

Tesis de Posgrado

Investigaciones geológicas en la vertiente oriental de la Sierra de Famatina (Provincia de La Rioja)

Russo, Aniello

1946

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Naturales de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Russo, Aniello. (1946). Investigaciones geológicas en la vertiente oriental de la Sierra de Famatina (Provincia de La Rioja). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_0419_Russo.pdf

Cita tipo Chicago:

Russo, Aniello. "Investigaciones geológicas en la vertiente oriental de la Sierra de Famatina (Provincia de La Rioja)". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1946. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_0419_Russo.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

INVESTIGACIONES GEOLOGICAS EN LA
VERTIENTE ORIENTAL DE LA SIERRA
DE FAMATINA
(Provincia de La Rioja)

Trabajo de Tesis realizado por el ex-alumno ANIELLO RUSSO
para optar el título de Doctor en Ciencias Naturales
(Orientación Geológica)

Dirigido por: Prof. Dr. HORACIO J. HARRINGTON

Trab. final : 19.

Buenos Aires

1946

Este trabajo es el resultado de un año y cuatro meses de labor.

Se realizaron dos excursiones a la zona de tesis, la primera de las cuales abarcó dos meses y medio, entre el 10 de Enero y el 21 de Marzo de 1945, y la segunda, todo el mes de Julio del mismo año.

Agradezco sinceramente al Prof. Dr. Horacio J. Harrington, padrino de este trabajo, sus observaciones y consejos, y a la Dra. Melina Mórtoia, el haber puesto a mi disposición el material existente en los laboratorios de Mineralogía y Petrografía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Expreso mi profunda gratitud al Sub-director de Geología de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología de la Nación, Dr. Luis R. Lambert, por haberme permitido trabajar en el laboratorio Petrográfico de la Dirección General, reconociendo que hago extensivo al personal especializado, que en todo momento me prestó decidida colaboración.

PUNA

INTRODUCCION

La Sierra de Famatina representa una unidad geográfica que nace en la altiplanicie de la Puna de Atacama, atraviesa con dirección casi N-S., las provincias de Catamarca y La Rioja, entre los 67°30' y 68°10' Long. oeste y termina cerca de los 30°15' Lat. S.

Pertenece al sistema geográfico de Las Sierras Pampeanas. Estas constituyen una unidad geológica y poseen todas la misma composición y estructura interna. Son los restos de un viejo macizo central cristalino, que en los tiempos del Paleozoico Inferior fué erodado y denudado hasta ser reducido a una semillanura. Su relieve actual es una consecuencia de los movimientos que en el Terciario y comienzos del Cuartario dieron lugar al ascenso de la Cordillera de Los Andes y zonas vecinas.

El presente trabajo abarca una parte de la Sierra de Famatina en su vertiente oriental y frente al pueblo homónimo, la zona estudiada está limitada al norte y al este por el Río Amarillo, al sur por el paralelo de 29° y al oeste por el filo Nufurco - Alto Ciénaga - Faltriguera. Cubre un área aproximada de 300 Km².

Esta zona fué visitada con anterioridad por distintos geólogos siendo citada en los trabajos de Stelzner (Stelzner, 1885), Bodenbender (Bodenbender, 1816) y Hausen (Hausen, 1921), quienes hacen referencia a ella en forma tan superficial, que no permite tener una idea precisa de sus condiciones geológico-petrográficas.-

OBSERVACIONES FISIOGRAFICAS

En nuestra zona de estudios podemos distinguir dos partes, una situada al oeste, de alto relieve, representada por un cordón montañoso de dirección norte - sur, con alturas mayores en la parte austral que decrecen hacia el norte (en el cerro Nuñurco (1) 3.976 m. y en el cerro Faltriguera 3.210 m.); y otra, al este, baja, donde se acumulan los productos resultantes de la erosión y denudación de la primera, formando un gran nivel de piedemonte, que llega a tener, en partes, hasta siete kilómetros de ancho.

La forma y orientación del bloque montañoso, origina un drenaje subsecuente, con formación de quebradas paralelas, de dirección oeste - este que nacen en las partes altas de la sierra atraviesan la llanura de piedemonte y terminan en un colector común, el Río Amarillo, que corre en esta zona de norte a sur.

En la actualidad ninguna quebrada aporta agua al Río Amarillo, al menos en forma de aguas superficiales. Es probable que muy distintos debieron ser los hechos en la primera parte del Cuartario, según se desprende de la forma de las quebradas, que son anchas, profundas, de paredes verticales y que por lo general llegan con estas características, hasta el mismo pie de los cerros. Algunas, como Puna Quebrada y La Calera, tienen 100 metros o más de ancho y forman en su terminación, especialmente las dos citadas, grandes conos de deyección de uno y dos kilómetros respectivamente.

Todas son secas, pero suelen encontrarse manantiales, donde las condiciones geológicas forman diques naturales que obligan a ascender a las aguas que se infiltran entre los rodados del lecho. Es necesario hacer notar que estos

(1) Nuñurco, palabra quichua de Nuñu: teta y Orco ; cerro

manantiales aumentaron su surgencia de una manera muy notable después del sismo de San Juan, ocurrido el 15 de Enero de 1944 (1).

No todo el drenaje de esta vertiente pertenece al sistema del Río Amarillo. En el ángulo sur oeste de nuestra zona, las quebradas que bajan del Nufiurco y del cerro Falda Grande, que son las únicas que llevan agua, se unen y van a formar más abajo el Río Agua Negra. Este, juntándose con el Río del Cajón y del Oro, provee el agua de consumo a la zona de Chilecito. Este desvío de las aguas hacia el sur es consecuencia de un efecto tectónico. Primeramente debieron llegar al Río Amarillo pasando por el portezuelo de Aspajos, la quebrada del mismo nombre y la del Rayo, pero una falla paralela a las apófisis graníticas del Filo del Rayo, las hace torcer y continuar en la dirección del "graben" que existe entre estas y el cerro Falda Grande. Poco antes de llegar al portezuelo de Aspajos, las aguas, bastante abundantes, corren por un valle ancho. Luego de girar casi bruscamente hacia el sur se encauzan por un valle juvenil angosto, caracterizado por saltos y un perfil en "V" bastante cerrada.

En nuestra zona el Río Amarillo (2) representa la unión de las aguas de los ríos del Marco, Aschavil y de las que bajan por la quebrada de la Encrucijada. Todas estas corrientes se unen un poco al oeste de Los Corrales. Desde esta localidad el río corre primero de W.N.W. a E.S.E., hasta la proximidad de Las Gredas. Aquí, la cadena granítica Chilecito - Paimán (3) lo obliga a girar hacia el sur y luego sigue en esta dirección por el lado W. de la cadena hasta la quebrada de Capayán, donde consigue atravesarla en forma semiantecedente.

- (1) Comunicación verbal del Sr. A. Lobos, propietario de la finca de Totoral y además por comparación de las observaciones del Dr. H. J. Harrington, quien visitó el lugar con anterioridad a esa fecha y de las del autor que lo hizo posteriormente.
- (2) El nombre del río se debe al color de las aguas que llevan gran cantidad de limonita en suspensión, proveniente de la mina de ocre de Corral Amarillo, situada en la quebrada de la Encrucijada, poco antes de la unión del Río Amarillo con el Aschavil.
- (3) Bodenbender llamó cadena granítica Chilecito-Paimán al cordón montañoso que se extiende entre esas localidades.

3

Su curso, hasta ahora único, se ramifica en una serie de distributarios, que se internan un poco, hasta perderse, en una gran llanura que hacia el E. llega hasta la Sierra de Velazco.

Estas aguas, abundantes en verano a causa de las lluvias, y del deshielo, y escasas en invierno, son las que permiten la vida a las poblaciones de Las Gredas, Carrizal, Famatina, Jumeal y Plaza Vieja, ya que son las únicas disponibles para riego y para consumo de los habitantes. En otro tiempo este lugar tenía como principal medio de vida la explotación de las minas pero hoy la minería ha decaído completamente en la comarca y toda la actividad se reduce al cultivo de la tierra, aprovechando la fertilidad del valle de Famatina.

Es este un valle longitudinal, de más de 12 Km. de largo y de 3 a 4 Km. de ancho.

Desde Las Gredas - Alto Carrizal hasta Chilecito, es decir por más de 30 Km., se extiende un nivel de piedemonte, formado por la acumulación del material erodado y denudado en los filos Nufurco - Alto Ciénaga - Faltriguera y Cumbre del Agua Negra - Angaco. En ciertas partes llega a tener siete kilómetros de ancho y en él se notan cuatro o cinco niveles de erosión, escalonados hasta llegar al valle actual del río.-

OBSERVACIONES GEOLOGICAS

Las dos zonas que hemos distinguido desde el punto de vista geomorfológico, son a su vez dos zonas de características geológicas distintas. La zona occidental se caracteriza por rocas del basamento cristalino y sedimentos del Paleozoico, que forman el bloque montañoso elevado. La region oriental está constituida por los sedimentos del Cuartario, que forman la llanura de piedemonte.

Consideramos como basamento cristalino antiguo, a un complejo compuesto por una serie de rocas metamórficas, pizarras, filitas, "grit" esquistosos, cuarcitas y calizas cristalinas, intruidas por grandes masas de rocas ígneas, plutónicas e hipabisales, y ligadas entre sí por el proceso de metamorfismo regional que originó la estructura íntima de toda esta vertiente, de todo el Riamatina y tal vez, más aún, de las Sierras Pampeanas.

Apoyándose sobre ellas, se encuentran rocas sedimentarias del Paleozoico, remanentes de una cubierta antigua y unidas entre sí por relaciones estructurales y estratigráficas dudosas.

EL BASAMENTO CRISTALINO

Se comprende bajo esta denominación el conjunto de esquistos cristalinos, es decir, a las rocas generadas por los procesos de metamorfismo regional y a las rocas ígneas interpuestas entre ellas, ya sea como grandes masas graníticas o como diques y filones, ligadas entre sí genéticamente.

Observando el mapa geológico, vemos que estas rocas forman casi toda el área montañosa de nuestra zona. A los efectos de su descripción las separaremos en tres grupos:

- 1) Las rocas metamórficas
- 2) Las rocas plutónicas
- 3) Las rocas hipabisales

LAS ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas comparten con las graníticas la condición de constituyentes del área elevada. Se extienden desde el Río Amarillo, al norte, hasta más al sur del paralelo 29° Lat. S. Constituyen por el oeste todo el filo Alto Ciénaga - Faltriguera y bordean el "stock" que aflora en la base del cerro Nuñurco y en el cerro Falda Grande.

Por el este una falla de rumbo N.N.W. e inclinación 55° al oeste, que pasa a dos kilómetros al este del morro del Portillo, la separa del Cuartario, hasta el Morro de la Higuera, donde cambia, tomando un rumbo noroeste hasta la quebrada de La Rinconada, donde vuelve a tomar la dirección anterior, para pasar por el oeste de la quebrada de Las Gredas, hasta la localidad del mismo nombre.

En la margen izquierda de la quebrada del Visco, frente al Morro de la Higuera, se ve la falla que separa a las rilitas del Cuartario antiguo. (Ver foto N° 1).



Foto N° 1: Margen derecha de la quebrada del Visco. Las filitas se apoyan sobre el cuartario por una fractura de rumbo N.N.W.e inclina 55° al W.- (Fot. Harrington).

Estas rocas cubren un área de 110 Km.²

Las rocas metamórficas están representadas en su mayor parte por filitas, pizarras, hornfels, esquistos hornfélsicos, y areniscas esquistosas con intercalaciones de cuarcitas y calizas cristalinas en muy pequeña extensión. En todas se puede reconocer como origen la transformación de sedimentos en las grandes áreas de sedimentación, que son los geosinclinales. No se presentan en esta zona las emisiones ígneas metamorizadas características de una fase geosinclinal.

Las rocas más abundantes son las filitas y pizarras. Tienen grano muy fino, mucha esquistosidad, lineación y un color que varía del gris azulado al gris oscuro. Sus componentes principales son ; sericita, biotita y magnetita. También se observa granate en la quebrada del Visco, aunque en una extensión muy reducida, en la parte donde las filitas se apoyan sobre el cuartario.

Los nódulos de este mineral tienen de uno a dos milímetros de diámetro. En el microscopio se observan en cortes de rocas provenientes de las partes altas de la quebrada de Las Creadas. Son secciones de individuos de décimas de milímetro de diámetro, sin estructura zonal.

Observadas microscópicamente las rocas de la parte alta de la quebrada del Visco, la que separa la Loma Negra de la Loma Colorada, vemos que se trata de filitas sericítico biotítico (1), cuyos componentes son sericita, biotita y clorita secundaria.

En la observación de una sección delgada corta paralelamente a la esquistosidad, vemos que las escamitas de sericita, de formas poligonales, tienen toda su sección basal (001) paralela al corte y sus bordes rectos. El tamaño de los individuos es de 0,2 mm.

En esa superficie se destacan bandas paralelas formadas por individuos de biotita alineados y con la cara (001) ^{perpendicular} paralela a la esquistosidad. De esta manera, la roca en el corte aparenta tener estructura gneissica. Las secciones de biotita son pequeñas, de 0,8 mm. de longitud, pleocroicas, con colores que varían entre:

X : amarillento pajizo
Y y Z : marrón pardusco

La biotita está parcialmente alterada en una clorita isótropa, pleocroica, con colores según:

X : amarillento verdoso
Y y Z : verde intenso

Hay unas escamitas pequeñas de muscovita que tienen estructura poeciloblástica, bordes rectos y que se colocan oblicuamente a la lineación. Con la misma orientación se observan algunos pocos individuos de biotita que están totalmente transformados en clorita.

La magnetita es muy abundante.

En filitas de la parte alta de la quebrada de Las Creadas además de los minerales descritos se encuentran otras secciones muy pequeños de individuos de granate, de décimas de milímetro de diámetro, idioblásticas, con formas cristalinas que corresponden al rombododecaedro y sin estructura zonal.

Estas rocas pertenecen a la zona de biotita de Barrow, para sedimentos arcillosos. De un grado metamórfico inferior son las rocas que afloran en la quebrada de Potrerillo, donde cruza la senda que va de Famatina a la Puerta de la Ovejera.

La observación microscópica nos indica que se trata de una pizarra sericítica clorítica biotítica. En la sección delgada, cortada paralelamente al clivaje de la roca, se reconocen como componentes: sericita, clorita, biotita y óxido de hierro.

Los tres primeros minerales citados o tienen un hábito escamoso o se presentan como varillitas alargadas de pocos micrones de longitud. En el primer caso los individuos se disponen con la cara (001) paralela al clivaje de la roca y en el segundo caso, todas las varillitas se orientan paralelamente entre sí. El tamaño de los individuos es muy pequeño, los más grandes llegan a tener noventa micrones de diámetro, pero la mayoría no excede de 30 micrones.

(1) Para denominar a la roca se tratará en lo posible de utilizar la textura y la asociación mineralógica.

La sericita es muy abundante; sus secciones xenoblásticas, tienen a veces estructura boeciloblástica.

La clorita se presenta en escamitas muy pequeñas con formas irregulares, de setenta o ochenta micrones de diámetro, isótropas, débilmente pleocroicas, con colores variando entre verde y verde pálido.

Las escamitas de biotita, menos abundantes que las de clorita, tienen el mismo tamaño que las de ésta. Tienen forma irregular, con pleocroicas y los colores varían según:

X : pardo amarillento

Y : Z : pardo

La biotita está parcialmente alterada en clorita.

El óxido de hierro se presenta en secciones poligonales de hematita, irregularmente diseminadas en la sección. En ciertas partes se agrupan y forman manchones de color rojizo.

Intercaladas con las filitas y pizarras o aflorando aisladamente, pero siempre en menor cantidad que estas, se encuentran equivalentes metamórficos de materiales de grano más grueso (areniscas, grauvacas, etc.). Estas rocas no poseen generalmente mucha esquistosidad, a causa de la poca cantidad de material arcilloso que había en el sedimento original.

Muy cerca del comienzo de las quebradas del Chifre y del Estanque, se puede observar el pase gradual de un tipo de roca a otro. Aparecen primero lentes arenosas de seis o siete centímetros de largo y uno de ancho, intercaladas entre los planos de esquistosidad de las filitas. Estas lentes aumentan poco a poco de tamaño y en una distancia de tres metros pasamos de la filita a la grauvaca esquistosa. Si el grado metamórfico fuese mayor tendríamos en esta parte un lugar ideal para observar intercalaciones de rocas gneissicas y micaesquistos.

El curso del metamorfismo seguido por los sedimentos arcillo-arenosos y el grado metamórfico alcanzado, lo podemos observar en las rocas que afloran en la parte media de la quebrada de Las Trancas Viejas.

Son rocas de color gris azulado a gris negruzco, de grano fino, apenas distinguiéndose con lupa la textura granosa original. Sólo se observan granitos de cuarzo muy pequeños.

En el microscopio vemos que la naturaleza clástica original no ha sido borrada por el metamorfismo. Debe tratarse de un "grit" arenoso de grano fino o de una grauvaca, debido a la gran cantidad de material cementante de naturaleza areno-arcillosa y por la forma angulosa de los granos mayores.

En el material grueso se distingue:

Cuarzo, ortosa, microclino, oligoandesina y turmalina, además de fragmentos de rocas cuarcíticas.

El cuarzo ha recristalizado totalmente, su superficie está límpida, los bordes son irregulares y algo corroídos. Presenta leve extinción ondulada e incluye agujitas delgadas de rutilo.

Los granos de feldespato son angulosos, irregulares y tienen una pequeña alteración en caolín. Generalmente presentan maclas. También se hallan secciones de schorlita, muy pleocroicas, con

ω : azul morado
 ξ : rojo claro

El material cementante ha seguido las líneas generales de metamorfismo de un sedimento arcilloso. Ha recristalizado completamente dando lugar a la formación de clorita, sericita y biotita, en escamitas pequeñas, ordenadas paralelamente. El tamaño reducido de estas, no dá a la roca un buen clivaje.

Las escamitas de clorita, no mayores de una décima de milímetro, son débilmente anisótropas y poco pleocroicas. El mismo tamaño tienen las de sericita y todas están igualmente orientadas.

Las escamitas de biotita son irregulares, muy pleocroicas, con:

X : pardo claro
 Y y Z : verde sucio

Algunos individuos de biotita se presentan como varillitas idiomórficas.

Las partes de la roca más cuarzosas, han recristalizado con una estructura de mosaico de grano muy fino, de 30 a 50 micrones de diámetro.

El óxido de hierro se presenta como octaedros de magnetita.

En la quebrada de La Calera, a casi tres kilómetros de la Puerta de la Ovejería, unos 300 metros al este del puesto del Molle, se encuentra una cantera de mármol de 200 a 300 metros de largo y 30 metros de ancho. Es una caliza cristalina granulosa, de grano mediano a grueso, y de color blanco a gris blanquecino.

Su formación se debe a la existencia de lentes calcáreas intercaladas en el sedimento arcilloso original. En la parte este de la cantera, han realizado con fines de explotación, un socavón de rumbo este-oeste que comienza en las filitas y penetra unos cinco metros en la caliza. En esta parte podemos observar la relación estructural que guardan estas rocas entre sí. Entre las filitas y la caliza

crystalina hay una zona intermedia donde se observan intercaladas entre los planos de esquistosidad pequeñas lentes calcáreas, que aumentan de espesor hacia el oeste y en cinco metros pasan al cuerpo principal. Correlativamente el aumento de espesor de las intercalaciones se nota un aumento en el tamaño del grano de la caliza.

La lente calcárea tiene la misma orientación que la filita, rumbo N 74° W e inclina 60° al oeste. Aflora solo en la margen derecha de la quebrada. Su límite oeste, está fijado por una falla.

No tiene aplicación industrial porque se separa fácilmente en bloques demasiado pequeños para ser trabajados en el comercio. Se debe a los efectos tectónicos intensos posteriores a la formación de las rocas.

Los sedimentos calcáreos en el metamorfismo térmico y dinámico-térmico están caracterizados por la gran rapidez de las reacciones para alcanzar el equilibrio frente a las nuevas condiciones de temperatura y presión. Esta gran susceptibilidad de los sedimentos calcáreos se comprueba al observar su grado metamórfico y el de las filitas, que no han pasado de una zona biotita.

Al oeste de la quebrada de Las Gredas y entre ésta y la del Estanque, se extiende una zona en forma de cuña, con la base de 200 a 250 metros en las proximidades del Río Amarillo y el vértice cerca de la quebrada Aguada del Chife. Las rocas en este lugar tienen mucho más cuarzo, son casi cuarcitas, encontrándose en ellas poca mica. Están fuertemente presionadas, notándose más esto en la proximidad de la falla que la separa de los conglomerados y areniscas del Paleozoico superior.

Estas rocas tienen un color de amarillento a amarillo rosado, con venitas muy pequeñas de color rosado claro, que colocadas paralelamente forman una lineación. Los bloques grandes se separan fácilmente en otros menores, de formas irregulares y con muy buen clivaje.

En base a las observaciones anteriores llegamos a la conclusión de que nuestras rocas metamórficas pertenecen a una zona elevada del geosinclinal y que el más alto grado de metamorfismo alcanzado corresponde al de la zona biotita de Barrow y Tilley, para sedimentos arcillosos y areno-arcillosos.

Me referiré ahora a los hornfels y esquistos hornfelsicos encontrados en las proximidades de los cuerpos intrusivos, genéticamente ligados con el proceso de metamorfismo regional y con características propias que los diferencian de las rocas hasta ahora citadas. La relación que hay entre ambas será indicada al hablar de las causas del metamorfismo.

Entendemos por "hornfels" a rocas de contacto, masivas, de grano fino a mediano y con estructura sacarolide.

La intrusión granítica principal y las apófisis mayores, ocuparon su caja, cuando las presiones laterales habían terminado. La elevación de temperatura y la infiltración de las soluciones complejas, emanadas del cuerpo ígneo, produjeron en los estratos plegados efectos de contacto intensos, pero la aureola metamórfica completa no puede ser observada por las condiciones tectónicas intensas. Fallas de gran rechazo la seccionan y colocan junto a los hornfels filitas sin rastros de metamorfismo térmico. (Ver perfiles L-L, M-M y N-N).

En el portezuelo de Santa Rosa encontramos un hornfels bandeado oligoclásico cuarzoso hornblendífero diopsídico en contacto normal con el granito hornblendífero biotítico del cerro Nuñurco. El afloramiento se extiende, desde el portezuelo 100 a 150 m. hacia el sur y por el oeste sobrepasa el límite de nuestra zona. Cubre un área de medio kilómetro cuadrado.

Es una roca córnea, de grano muy fino, muy dura, con fractura concoidal, de color rosado claro con bandas más oscuras y atravesada por una serie de hileras horizontales, muy delgadas y paralelas al bandeado que en número aproximado de quince ocupan un espesor de un centímetro y medio.

En el hornfels oligoclásico cuarzoso hornblendífero diopsídico del portezuelo de Santa Rosa, encontramos bandas cuarzoso-oligoclasicas, banditas hornblendíferas y otras con todos estos minerales asociados.

La estructura de la roca es granoblástica, de grano muy fino, de cinco centésima de milímetro. (Ver fotos 2 y 3).

La oligoclasa tiene una composición $Ab\ 83\ An\ 17$, determinada en base a los índices de refracción:

$$X : 1,5371 \quad y \quad Z : 1,5442$$

Las maclas no son muy frecuentes. En una de ellas pudo medirse el ángulo $X \wedge c : 3^\circ$, que según, la ley de Albita corresponde bastante aproximadamente al valor calculado con los índices. El contenido de potasio en la molécula sódico cálcita debe ser grande por la cantidad de sericita secundaria formada. También se formó caolín.

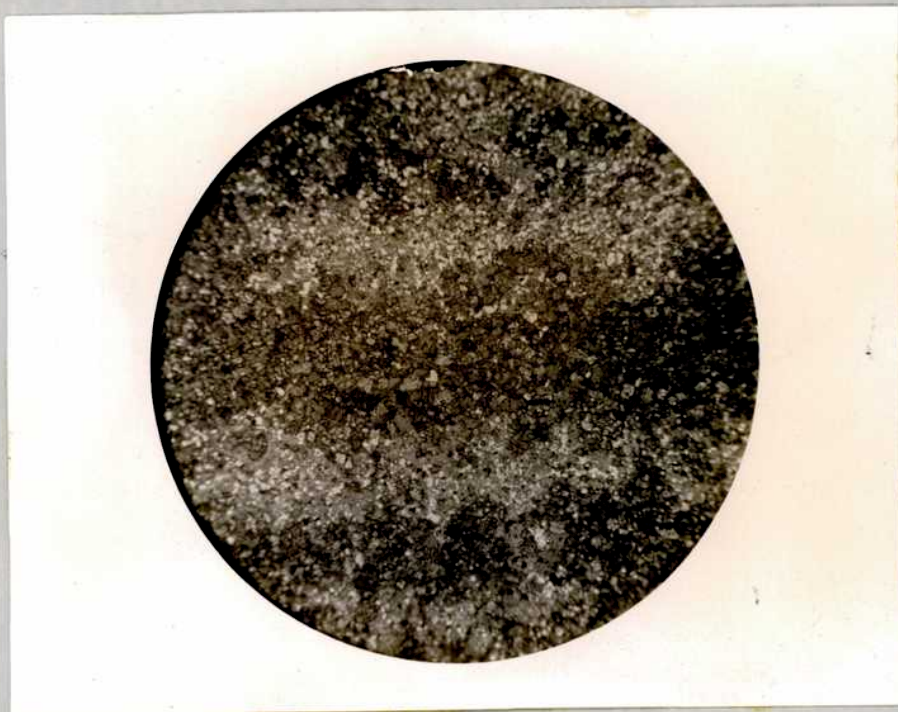
La oligoclasa se presenta siempre asociada con el cuarzo y como ambos tienen fuera de cristalización semejante, los bordes son sinuosos, irregulares. Ambos se encuentran en igual cantidad.

La hornblenda forma banditas delgadas, de medio milímetro de espesor o aún menos, a veces asociada con individuos de diópsido. Los cristalitas pequeños son xenoblásticos y pleocroicos, con colores variando entre:

X : verde amarillento

Y : verde

Z : verde claro



Microfot. N° 2. Hornfels bandeado oligoclásico cuarzoso hornblendífero diopsídico. Se ven alternar las banditas hornblendíferas con otras cuarzosa-oligoclásicas. Muestra del Portezuelo de Santa Rosa. Luz paral., x 23.-



Microfot. n° 3. La misma preparación anterior mostrando cristales de hornblenda y diópsido. Luz paral. x 106.-

El máximo ángulo de extinción fué $Z \wedge c$; 28° .

El diópsido está en cantidad accesoria a la hornblenda. No se presenta nunca solo sino acompañado a los otros minerales. El ángulo de extinción $Z \wedge c$ es de 42° . Sus secciones son xenoblásticas con muy buen clivaje.

Hay secciones idioblásticas, cuadradas y rectangulares de magnetita irregularmente diseminadas en la preparación

En los Bayos del Rodeo y en el remate de la quebrada del Toro, encontramos en contacto normal con el granito un hornfels bandeado diopsídico ortoclásico cuar-zoso. Su afloramiento cubre un área aproximada de un kilómetro cuadrado.

Es una roca córnea, muy dura, de grano tan fino que ni con ayuda de una lupa puede observarse el menor indicio de textura granosa. El bandeado es muy marcado, con bandas de colores y espesores distintos. Unas de color verdoso y de medio a un centímetro de espesor, alternan con otras más gruesas, de uno y medio a dos centímetros formadas por banditas menores, blancas, intercaladas con otras gris plomo. Se observan en estas últimas puntos brillantes, gris bronce, seguramente de pirita.

En el hornfels diopsídico ortoclásico cuar-zoso que aflora en Los Bayos del Rodeo y en el remate de la quebrada del Toro, se observa un bandeado muy marcado, con el cual se corresponden zonas enriquecidas en determinados minerales. Hay una formadas por diópsido, otras por una asociación de grano muy fino de cuarzo y ortosa, con cristalitas de diópsido, zoicita y unos pocos de pirita. Este último forma a veces banditas delgadas.

Las bandas verdosas están constituidas únicamente por diópsido con muy poca pirita. Los individuos toman una estructura decusada, son pequeños, equidimensionales y parecen colocarse con su mayor longitud paralela a la estratificación. Nunca presentan formas cristalinas propias. El ángulo de extinción máximo medido fué de $Z \wedge c$; 35° .

Cuando el diopsido acompaña al cuarzo y a la ortosa, los cristalitas son más pequeños, de pocos micrones, reuniéndose en grupos de varios individuos, todos idioblásticos.

En las bandas enriquecidas en cuarzo y ortosa, el grano es muy pequeño, de cinco micrones. Ambos minerales se hallan en igual cantidad y combinados con ellos tenemos diópsido y zoizita. Los individuos de este último mineral tienen un color de birrefringencia azul anómalo.

Las secciones de pirita son xenoblásticas, forman a veces banditas de medio milímetro de ancho o sino se presentan como cristales aislados.

Los hornfels del portezuelo de Santa Rosa y de Los Bayos del Rodeo, tienen un solo contacto normal, el otro es tectónico. En ambos casos una falla los separa de un hornfels de color gris gegruzco o gris azulado. no bandeado, de textura granosa, muy fina. Es este último el hornfels que forma la cumbre del cerro Nuñurco. Aquí se nota la estratificación del sedimento original, observándose capitas de

cinco a diez centímetros de ancho, intercaladas con otras menores de tres a cinco centímetros y plegadas ambas en pliegues abiertos, pequeños, de rumbo N 23 E. Esto corresponde a viejas intercalaciones areno-arcillosas.

Las apófisis, de tamaño menor que el plutón, producen efectos similares en la roca de caja; aunque con intensidad menor. En la quebradita del Visco, que separa a la Loma Colorada de la Loma Negra, se observa el contacto de un hornfels cuarzoso biotítico sericitico con la apófisis microgranodiorítica.

También en esta parte una falla, vuelve a impedirnos la observación del pasaje gradual del hornfels a otra roca menos metamorfizada termalmente; es decir, no nos deja observar el efecto térmico progresivo de la intrusión.

El hornfels es de un color gris negruzco, de grano muy fino, denso de fractura casi concoidal y superficie brillante. Sus componentes mineralógicos son:

cuarzo, sericita, biotita y clorita.

La observación microscópica muestra una textura granoblástica muy fina, con individuos de cuarzo de 50 a 100 micrones de diámetro, xenoblásticos y escamitas pequeñas, indistintamente orientadas, de sericita, biotita, clorita y además pequeñas secciones cuadradas o rectangulares de magnetita y cristalitas pleocroicas de turmalina.

Los individuos de cuarzo son pequeños, xenoblásticos, de formas irregulares y tienen extinción ondulada. Han recristalizado completamente.

Las escamitas de sericita son irregulares y tienen estructura poeciloblástica. Las de biotita son muy pequeñas, tan solo de 0,06 mm., xenoblásticas y se diseminan sin orientación en la preparación. Son pleocroicas, con colores entre:

X : pardo amarillento
Y y Z : marrón parduzco.

Algunas secciones incluyen agujitas delgadas de rutilo.

La clorita se presenta en escamitas pequeñas, irregulares, con bordes corroídos, débilmente pleocroicas, con los colores variando entre verde y verde pálido. Más que de individuos aislados se trata de asociaciones o agrupaciones mayores, de dos décimos de milímetros.

Su origen se debe probablemente a alteración hidrotermal de la biotita.

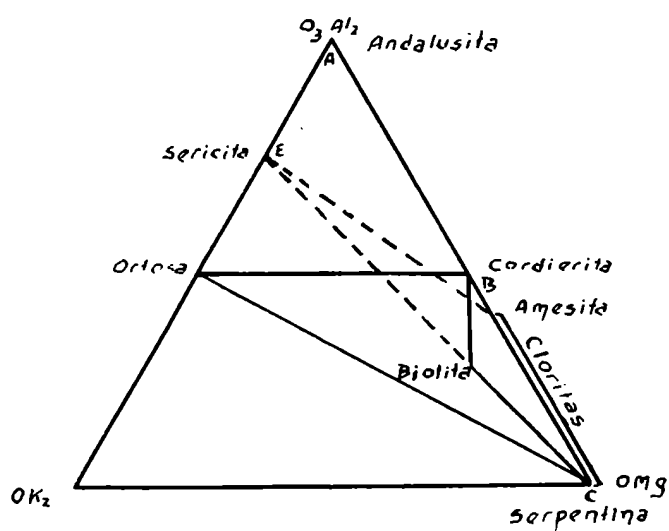
La asociación de minerales de esta roca indica que la composición del material original debió corresponder a una arenisca arcillosa, con granos finos de cuarzo, sericita, clorita y óxido de hierro. La existencia de zonas claras, empobrecidas en minerales micáceos, son indicios de una antigua estratificación de capas arenosas y areno-arcillosas.

Todos los minerales de esta roca han recristalizado, dando lugar a la formación de biotita y magnetita como minerales nuevos propios del metamorfismo. (Ver nota).

El hornfels cuarzoso sericítico biotítico pertenece a un grado de metamorfismo térmico menor que el de los hornfels bandeados. Las rocas hornfésicas que forman la cumbre del cerro Nuñurco tienen el mismo grado metamórfico que el hornfels gris negruzco. Los esquistos hornfésicos que bordean las apófisis graníticas del Filo del Rayo y portezuelo de Aspajos, y que pasa paulatinamente a filitas normales, sin zonas nódulosas de transición, representan los grados menores de metamorfismo. Serían las partes de la aureola más alejadas del cuerpo ígneo.

De Puma Quebrada al norte, hasta poco más allá de la Loma atravesada, en una distancia de dos kilómetros, aflora un hornfels cuya superficie es de color pardo rojizo. Al intentar tomar una muestra de esta roca, llama la atención la facilidad con que se rompe al golpearla con el martillo, siguiendo direcciones o superficies de infiltración, producidas por acciones tectónicas y en las cuales se observa siempre la misma coloración. Pero cuando se consigue romperlo con fractura fresca, se ve un color negruzco o gris azulado. Esta roca es el hornfels cuarzoso sericítico biotítico de la quebradita del Visco. La diferencia de coloración

Nota.- Para representar las posibles facies resultantes del metamorfismo de sedimentos de este tipo, podemos utilizar el diagrama ternario que da Tilley (1923, pág. 413) para hornfels con sílice libre y provenientes de arcillas esquistosas



("shales") no cálcicas, el cual incluye los óxidos de potasio, aluminio y magnesio.

Este diagrama tiene la ventaja sobre el de Goldschmidt de que los elementos que se encuentran en las arcillas esquistosas ordinarias, están bien separados. Para un conjunto de cuarzo, caolín, sericita y clorita, usaríamos el triángulo AEC.

En nuestro caso como falta caolín utilizamos el triángulo FEC. La ausencia de este mineral podría ser una de las causas de la falta de cordierita.

La asociación mineralógica de nuestra roca la indicamos uniendo sericita, clorita y biotita. Las cloritas están comprendidas entre las moléculas de amesita y serpentina.

Ahora, como la biotita, en el metamorfismo térmico de los sedimentos arcillosos, se forma a partir de la sericita y de la clorita, la existencia de los tres minerales en la roca indica una falta en el equilibrio químico. Lo más probable es que éste se haya conseguido y que la clorita tenga un origen secundario a partir de la biotita.

Otra causa que no puede descartarse es que la reacción, si bien comenzó, no ha podido completarse. La observación microscópica no nos permite decir, en este caso, si la clorita tiene origen primario o secundario.

se debe a las soluciones que circulan por las superficies de fractura.

Las apófisis del Rilo del Rayo y del portezuelo de Aspajos, que se juntan hacia el sur en la quebrada del Durazno, tienen su roca de caja formada por hornfels y esquistos hornfésicos. Son rocas con colores que varían de gris negruzco a gris azulado, de grano muy fino, poco esquistosas. En la proximidad de la roca ígnea, la roca hornfésica tiene las mismas características que el hornfels cuarzoso sericítico biotítico, al alejarse de ésta, la roca toma cada vez más esquistosidad y pasa a la filita normal. El pasaje de una roca a otra es gradual y punto donde una termina y la otra comienza no puede ser determinado macroscópicamente.

En la parte alta de la quebrada de La Calera, al oeste del puesto del Molle, las filitas han sido atravesadas por gran cantidad de rocas hipabisales. Estas han intruído con una temperatura mayor que la de la roca de caja y convirtieron a ella en hornfels y esquistos hornfésicos; pero estos efectos son locales y muy reducidos.

Características distintas a las descritas hasta ahora, presentan las rocas metamórficas en una zona situada a dos o tres kilómetros al oeste y W.S.W. de la Loma Colorada. Entre las quebradas Aguada del Chifre y del Salto en una distancia de cinco kilómetros y medio y con un kilómetro y medio de ancho en su parte máxima afloran unas rocas filíticas con nódulos grandes de cordierita.

Las rocas tienen un color entre gris claro y gris azulado, son esquistosas y muy enriquecidas en elementos micáceos. Los nódulos de cordierita son muy abundantes y tienen tamaño variable, desde dos milímetros hasta dos centímetros y medio, encontrándose los mayores en la quebradita del Agua Salada, 200 metros al sur de Puma quebrada. La mayor parte de ellos son de un centímetro, tienen un hábito prismático y se colocan con el eje mayor en el plano de esquistosidad y paralelo a la lineación.

La roca, aunque esquistosa, no se separa en láminas delgadas con la misma facilidad que las filitas, sin duda a causa de la recristalización completa de sus componentes. La lineación es muy marcada y en el microscopio se observa que con ésta coincide una disposición paralela de los individuos de biotita, todos con su cara (001) perpendicular a la esquistosidad.

Los componentes de la roca son:

sericita, biotita, clorita, granate y cordierita.

La observación de un corte delgado tomado paralelamente a la esquistosidad, nos muestra una estructura porfiroblástica, con gran cantidad de nódulos de cordierita, alargados, generalmente de medio centímetro de largo, que se destacan en una masa formada por individuos pequeños, poligonales de sericita y además por escamitas de biotita, todas paralelas.

Las escamitas de biotita son pequeñas, de cuatro a cinco décimas de milímetro, pleocroicas, con colores según:

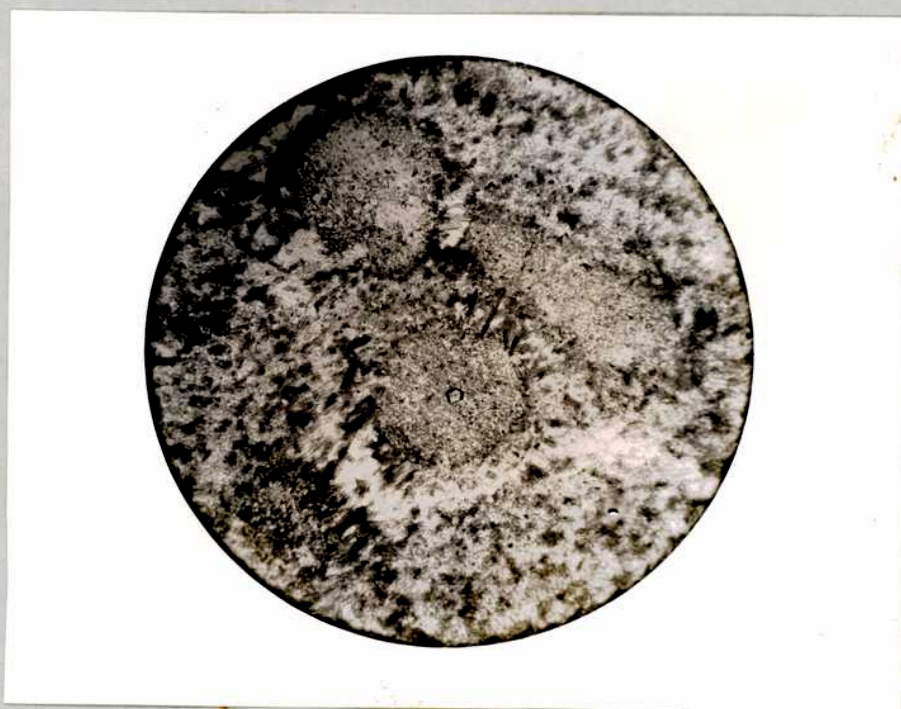
X : pardo amarillento
Y y Z : pardo.

En algunos individuos sobre la línea de clivaje se observa acumulación de óxido de hierro. Parte de la biotita está alterada en clorita. En algunas secciones se observan incluidos dentro de ella cristallitos más pequeños de zircón, rodeados por halos pleocroicos.

Se observan agrupaciones pequeñas de uno a dos milímetros formadas por individuos de sericita o por individuos de biotita, de setenta micrones de largo.

Los nódulos de cordierita son muy abundantes, generalmente no mayores de medio centímetro y encierran gran cantidad de inclusiones, muy pequeñas, de biotita, magnetita y unas pocas de granate. Se ve una sección basal con tres individuos maclados. El corte, un poco oblicuo a esta sección basal, permite ver la salida de la bisectriz aguda por unos de los individuos.

Todos los cristales de cordierita están rodeados por un borde formado de clorita y biotita, teñido de color amarillo (Ver microfotografía N° 4).



Microfot. N° 4.- Esquistito hornfésico con nódulos de cordierita. Los cristales de cordierita, muy bien desarrollados, encierran gran cantidad de inclusiones de biotita, magnetita y granate, irregularmente distribuidas. Muestra de la parte alta de la quebrada de Las Gredas. Luz paral. x 23.-

Unos cristallitos pequeños de granate, idiolblásticos, atraviesan la esquistosidad y la lineación. No tienen estructura zonal y sus formas cristalinas corresponde a las del rombododecaedro.

Hay individuos alargados, de hábito prismático o micáceo, con estructura poeciloblástica, orientados transversalmente a la lineación. Ahora están transformados completamente en clorita, pleocroica, con colores según:

X : verde claro o verde amarillento
Y y Z : verde intenso

El color de birrefringencia es anómalo, marrón violáceo o marrón pardusco. Por su hábito parecerían ser ex-individuos de biotita pero, como hay secciones que presentan maclas polisintéticas paralelas a la dirección de clivaje, parecería tratarse de un cloritpide.

Toda la clorita es secundaria. La magnetita es muy abundante y se presenta en individuos muy pequeños.

Estas rocas deben considerarse como esquistos hornifélsicos, en las cuales el metamorfismo regional se ha sobrepuesto otro térmico. La elevación de temperatura tiende a reemplazar los minerales del metamorfismo regional por otros propios del térmico y a la textura esquistosa por una hornifélsica.

Los elementos micáceos de las filitas normales, sericita y biotita, son comunes a los dos tipos de metamorfismo, por lo tanto en ellos no se observan variaciones. En cambio la cordierita es típica del metamorfismo térmico y se produce a partir de reacciones entre las micas y la clorita. La estructura hornifélsica no llega a borrar el paralelismo de los individuos del esquisto y sólo se nota una disminución de esquistosidad.

Causas del Metamorfismo

Terminada la descripción de las características principales que presentan las rocas metamórficas, quedan por considerar los procesos que intervinieron en su formación. Debemos distinguir:

- 1- un metamorfismo dinamo-térmico intenso bajo condiciones que caracterizan a la epizona (zonas de clorita y biotita).-
- 2- modificaciones locales por intrusión de rocas hipabisales.

Indudablemente de estos dos factores el principal es el primero, teniendo el segundo sólo el papel de un agente modificador local.

En el proceso principal debemos distinguir dos partes;

1 - un metamorfismo dinamo-térmico debido a la combinación de las presiones dirigidas y de la temperatura, que operan a cierta profundidad en la corteza y conducen a la recristalización más o menos completa de la roca, junto con la producción de estructuras nuevas.

2 - la invasión de la roca granítica en un nivel relativamente elevado del geosinclinal, producida cuando las presiones laterales dejaron de actuar es decir, después de la deformación de las rocas y durante la cristalización simultánea de los cristales con sus ejes paralelos.-

De este modo se producen las rocas hornfésicas con características de un metamorfismo térmico puro.

Los nódulos de cordierita estarían vinculados con la intrusión ígnea principal y su presencia estaría relacionada con la distribución del granito subyacente. Veríamos en estos nódulos la acción de las soluciones ígneas aprovechando condiciones favorables para su ascenso, como esquistosidad, probablemente fracturas, etc. En el metamorfismo térmico, debido a la lentitud con que se transmite el



Fot. N° 5.- Vista tomada en el cerro Corrales hacia el norte. En primer plano se ven las filitas del cerro Corrales. En el fondo y a la derecha, la parte austral del cerro Los Ramblones. En el medio de la fotografía, el campo de Los Ramblones, donde afloran sedimentos pliocénicos. Entre éste y el cerro Corrales se distingue el cauce del Río Amarillo. (Fot. Harrington).-

calor, por conducción, en las rocas, el principal papel se atribuye a las soluciones complejas calientes.

Al tratar de fijar la forma y posición de las isógradas y su relación con los cuerpos ígneos intrusivos, observamos que el grado de metamorfismo no es mayor en las proximidades del "stock" del cerro Nuñurco y del cerro Falda Grande, sino muy por el contrario, las muestras con biotita y granate aparecen en los sitios más alejados del plutón, como por ejemplo en la quebrada del Visco. El efecto metamórfico de allí hacia el oeste, parece disminuir y en la quebrada de Potrerillo encontramos rocas pizarrosas.

Es probable que las superficies isográticas aumentan de grado con la profundidad. Su posición primitiva debe estar perturbada por la tectónica posterior al metamorfismo.

L A S R O C A S P L U T O N I C A S

En nuestra zona las rocas plutónicas constituyen aproximadamente la cuarta parte del área elevada. No se presentan en un solo afloramiento sino en varios separados y ligados entre sí estructuralmente perteneciendo todos a la misma fase intrusiva, con un "stock" principal del cual parten apófisis.

El "stock" granítico hornblendífero biotítico.

Ubicación y Límites.- El cuerpo granítico principal forma todo el cerro Falda Grande y parte del cerro Nuñurco. En este último aflora sólo en la base, estando en la parte alta formada por rocas hornfésicas, remanentes de la roca de caja y separadas del granito por una falla.

El límite norte del afloramiento granítico se encuentra en el portezuelo de Santa Rosa, donde en contacto normal con él se halla el hornfels cuarzo-eligoclásico hornblendífero diopsídico. El límite este está dado por una falla que corre primero de noroeste a sureste por la quebrada de Santa Rosa y luego tuerce hacia el sur., para seguir con esta dirección a lo largo de la parte alta de la quebrada de La Calera y por la quebrada de Los Puestitos, hasta el puesto de La Hoyada, en donde termina contra la falla que separa el cerro Falda Grande del cerro Nuñurco.- En todo este tramo, en contacto con el granito encontramos las filitas y los conglomerados y areniscas de Santa Rosa.

En el puesto de La Hoyada, el contacto toma primero una dirección este-oeste y la conserva por espacio de casi un kilómetro hasta la altura del puesto Las Pircas de Falda Grande, donde cambia y se hace MNW - SSE. En todo este tramo las fallas separan el granito de esquistos hornfésicos.

En Los Bayos del Rodeo, en el remate de la quebrada del Toro, tenemos el límite oeste del granito y en contacto normal con él hay un hornfels diopsídico ortoclásico cuarzooso. Este contacto se observa a lo largo de dos kilómetros y medio y tiene forma de arco, con rumbo que varía de noroeste a MNW y por último a norte - sur. El afloramiento de la roca hornfésica se acuña hacia el sur y

desaparece en la quebrada que baja de la Casa Colorada. De este punto al sur el contacto conserva el rumbo norte - sur, pero no es normal, sino tectónico y una falla separa a las rocas graníticas del hornfels gris negruzco.

El área cubierta por el "stock" granítico, en nuestra zona de trabajo, es de 13 kilómetros cuadrados; pero la superficie total no puede ser determinada debido a que se continúa más allá de nuestro límite oeste.

El contacto del granito con la roca de caja, es normal solamente en el portezuelo de Santa Rosa y en Los Bayos del Rodeo, en el remate de la quebrada del Toro. Después, en todo el resto, el contacto granito - roca de caja es tectónico.

Donde el contacto es normal, el pase del granito al hornfels está indicado por una superficie ondulada de pocos milímetros de espesor, que puede seguirse, tan marcada es, con la punta del lápiz.

En el portezuelo de Santa Rosa tenemos un resto de la pared del "stock". Aquí el contacto granito hornfels bandeado cuarzoso oligoclásico hornblendífero diopsídico, se hunde hacia el primero, con una inclinación de 60° . El bandeo del hornfels tiene rumbo $N 23^\circ E$ e inclinación 26° al oeste, de esta manera también las bandas se unen hacia el granito. Las dos rocas están atravesadas por varias direcciones de diaclasas, que conservan en ambas la misma orientación.

En Los Bayos del Rodeo, se observa, el contacto normal de la roca ígnea con el hornfels bandeado diopsídico ortoclásico cuarzoso, con características semejantes a las observadas en el portezuelo de Santa Rosa, pero la superficie de separación de las dos rocas en este lugar, es casi horizontal.

La observación de los afloramientos indica que donde el contacto granito - roca de caja es normal, existe siempre un hornfels bandeado. La ausencia de rocas de este tipo podría considerarse por sí sola como un indicio de un contacto tectónico. En todos los casos, se suman a éste, otros criterios para asegurar la existencia de fallas. En la parte del stock que aflora en la base del cerro Nuñurco, el límite este está dado por una falla de rumbo N.N.W. Esta separa el granito en partes de las filitas y en partes de los conglomerados y areniscas de Santa Rosa.

Entre ellos hay una zona brechosa que llega a tener en algunos lugares, como en la quebrada de La Batea y puesto de La Hoyada, de 100 a 150 metros de ancho, formada por rocas graníticas milonitizadas, que se presentan en grandes bochones o pelotas, algunas de cinco a seis metros de diámetro y que al ser golpeadas con el martillo se deshacen en pedazos menores, de formas irregulares, separándose a lo largo de planos por donde han circulado soluciones que depositaron en ellos sales férricas, tiñendo de rojo la superficie y produciendo además fenómenos de alteración. En las rocas graníticas milonitizadas se ha observado formación de sericita a partir de los feldespatos y de clorita a expensas de los félicos.

El hecho de hallar rocas graníticas en la zona brechosa, indica que la fracturación fué posterior a la consolidación del "stock".

Entre los cerros Falda Grande y Nuñurco corre una falla de rumbo noreste que separa a ambos y probablemente anterior a la que con rumbo norte-sur viene desde la quebrada Santa Rosa. En la zona brechosa, además de las rocas trituradas, encontramos vetas silíceas, que por su mayor resistencia a la destrucción química y desintegración mecánica, se destacan en el relieve como salientes o crestas. Su presencia se debe a soluciones hidrotermales que aprovecharon la zona fallada para su ascenso.

Estructura.- Las mejores partes para estudiar la estructura del cuerpo ígneo la tenemos en el portezuelo de Santa Rosa y en Los Bayos del Rodeo, donde se ven los contactos normales del granito con la roca de caja. En estos lugares observamos que el granito es masivo, es decir, las estructuras del estado fluidal no se han desarrollado en él.

Como la roca es de grano fino a mediano, homogénea, no enriquecida en componentes micáceos, no reúne las condiciones más favorables para el desarrollo de estas estructuras. Sin embargo a rocas de este tipo, consideradas primeramente como masivas, se le atribuyen ahora estructuras fluidales, dadas por la orientación de los granos alargados de cuarzo y feldespato, acentuadas a veces por el paralelismo de las escamas de biotita. (Balk 1937, pág. 13 y 19).

Esto requiere observaciones detenidas, a veces completadas en el microscopio. En nuestra zona no se han realizado observaciones de este tipo.

El granito y las rocas hornofélsicas están atravesadas por un sistema de diaclasas, en el cual se reconocen tres o cuatro direcciones principales.

La forma del plutón, sus dimensiones y relación con la roca de caja, permiten considerarlo como un "stock" (Daly 1933, 113-34).- Respecto al tiempo de intrusión con relación al plegamiento, como no hay en el granito indicios de deformación ni de granulación, debemos pensar que fué posterior a la deformación de las rocas. Es decir, se trataría de un "stock" post-tectónico (Billings 1942, 296-7).-

Composición mineralógica del "stock" y su clasificación petrográfica.-

La composición del cuerpo granítico no es uniforme. En la quebrada La Batea, su asociación mineralógica corresponde a la de una Tonalita.

Procedencia: Quebrada de La Batea 500 metros al oeste del puesto.

Clasificación: TONALITA

Descripción macroscópica

Roca de color gris verdoso claro, compacta, de textura granosa, grano fino a mediano, con individuos no mayores de medio centímetro. En ella se distingue:

feldespato, cuarzo y minerales félicos.

El feldespato se halla en mayor cantidad que los otros componentes. Resulta difícil separar el feldespato potásico del sódico cálcico, parece que este último predomina porque en las superficies de clivaje se observan maclas polisintéticas.

Los individuos de cuarzo, pequeños, irregulares, con fractura concooidal, son abundantes y por transparencia toman un color gris claro.

Los minerales félicos se hallan en un 30 %. Aparentemente la roca sólo posee anfíbol, de color verdoso claro y hábito fibroso.

Descripción microscópica

Roca de estructura granosa, con grano fino a mediano, los cristales mayores de medio centímetro de largo; alotriomorfa los individuos no sólo no poseen sus formas cristalinas sino que presentan sus bordes sinuosos, en partes con evidencias de corrosión. En ciertos lugares se observan estructuras pseudocataclásticas por recristalización de minerales a partir de soluciones que producen reemplazamientos.

Componentes esenciales; Oligoclasa, cuarzo, ortosa, hornblenda, diópsido.

Componentes accidentales; titanita, apatita, zircon.

Componentes secundarias; sericita, epidoto, clorita, calcita, caolín.

La roca se halla poco alterada; la calcita parece rellenar grietas que atraviesan a individuos de cuarzo o sino, forma películas que rodean a este mineral y al feldespató. Su origen es difícil de precisar y el único mineral de la roca que da calcita como alteración es la hornblenda.

La oligoclasa (Ab. 88 An. 12) representa aproximadamente el 35 % de los minerales. La mayoría de los individuos son alotriomorfos, de tamaño pequeño a mediano, los más grandes de 5 milímetros. Se presentan maclados según las leyes de Albita, Carlsbad y Periclino. En secciones con la ley de Albita se determinó un ángulo de extinción $X \wedge c$; 8° . Esto y el valor de los índices de refracción próximos a los del Bálsamo de Canadá, indican que la plagioclasa contiene un 12 % de Anortita.

Ciertas secciones de Oligoclasa presentan una leve estructura zonal.

En algunos individuos los productos de alteración cubren toda la superficie. Las escamitas de Sericita, de treinta micrones, están entrecruzadas y mezcladas con otras del mismo tamaño de una Clorita verde, débilmente pleocroicas. En menor cantidad se han formado Caolín y Epidoto. Este último tiene formas lenticulares o alargadas, todas paralelamente orientadas.

Los individuos de cuarzo se encuentran en un 35 %, Son pequeños de tres milímetros de diámetro, alotriomorfos, con bordes muy irregulares y corroídos, e incluyen secciones muy pequeñas, irregularmente distribuidas, de un material no determinable.

Los individuos de ortosa se presentan en un 10 %. Son pequeños, los mayores de cuatro milímetros, alotriomorfos, con superficie turbia debido a alteración. Como minerales secundarios se han formado Caolín y Clorita, el primero en mayor cantidad que el segundo.

La macla de Carlsbad se observa en muchos individuos.

Los elementos félicos de esta roca constituyen el 20 % de los componentes y están representados por diópsido y hornblenda que se encuentran en individuos pequeños, de uno a dos milímetros de largo, prismáticos, alotriomorfos.

El diópsido es de color verde, tiene un ángulo de extinción $Z \wedge c$: 36° y se halla transformado en una variedad de anfíbol muy fibrosa, pleocroica, con colores que varían según:

Z : verde claro
Y : verde
X : verde amarillento

Los dos últimos determinados en secciones correspondientes al (001), reconocibles las líneas de clivaje que se intersectan formando un ángulo de 56° .

El valor del ángulo $Z \wedge c$; 26° caracteriza a la variedad Hornblenda. El origen de esta a partir del Diópsido se comprueba por la existencia de secciones con los bordes alterados y la parte central fresca. Por alteración este mineral da lugar a la formación de Epidoto y Calcita.

De los minerales accidentales el más abundante es la titanita. Se presenta en individuos pequeños muy irregulares. La apatita y el zircón se hallan en muy poca cantidad, incluidos generalmente dentro de los feldespatos, siendo ambos fácilmente distinguibles por sus constantes ópticas.

En el cerro Falda Grande y en la base del Nuñurco la asociación mineralógica es más uniforme. En toda esta parte la roca puede ser clasificada como un Granito hornblendífero biotítico.

Procedencia: quebrada que baja de la Casa Colorada.

Clasificación: GRANITO HORNBLENDIFERO BIOTITICO.

Descripción macroscópica.

Roca de color rosado claro con manchas verdosas, de textura granosa, con grano de tamaño pequeño a mediano, sin alteración. Constituida por:

Cuarzo, feldespato, potásico, plagioclasa y minerales félicos.

El cuarzo es abundante e incoloro. Sus individuos, alotriomorfos, se entremezclan con los de feldespato potásico, que tienen mayor tamaño y color rosado. La plagioclasa es gris verdosa, sus cristales son idiomorfos y abundantes. Los tres minerales citados se hallan en igual cantidad.

Entre los félicos distinguimos anfíbol y biotita. Ambos tienen una pequeña alteración clorítica.

Descripción microscópica (Ver microfot. 6).

La roca es de estructura granosa hipidiomorfa, con individuos de tamaño mediano a pequeño, los de feldespato son idiomorfos, en cambio los félicos tienen formas irregulares.

En ella se distinguen:

Componentes esenciales; ortosa, cuarzo, hornblenda.

Componentes accesorios; albioligoclasa, biotita.

Componentes accidentales: titanita, apatita, magnetita.

Componentes secundarios: clorita, caolín, sebcita, epidoto, óxido de hierro.

Los minerales están alterados, la biotita está completamente reemplazada por minerales secundarios y los feldespatos, caolinizados. Se observan también estructuras pseudo-cataclásticas. (Andersen 1934).-

Los individuos de ortosa constituyen aproximadamente el 35 % de los componentes de la roca. Son de tamaño pequeño, los mayores de 2,5 mm., idiomorfos, con formas prismáticas. La macla de Carlsbad es frecuente. Por alteración ha dado lugar a la formación de caolín que en algunos casos cubre totalmente la superficie, dándole un color castaño claro o negruzco.

El cuarzo se halla en un 25 %. Los individuos de este mineral son pequeños de un milímetro de diámetro, alotriomorfos, tienen la superficie enturbiada debido a la gran cantidad de inclusiones de un material muy pequeño, difícil de precisar si fluido o sólido y distribuido irregularmente.

La albioligoclasa (Ab 90 An 10) se encuentra en un 15 %. Sus individuos son idiomorfos, prismáticos, del mismo tamaño que los de ortosa, se encuentra maclada según las leyes de Albita y Carlsbad, las que se asocian formando complejos y a veces se agrega la ley de Periclino.



Microfot. N° 6; Granito hornblendífero biotítico. pl; albioligoclasa alterada; o; ortosa caolinizada; H; hornblenda; b; biotita cloritizada; m; magnetita.- Muestra de la quebrada de la Casa Colorada. Luz paral. x 23.-

Se determinó para la ley de Albita un ángulo de extinción $X \wedge c$; 12° en secciones aproximadamente normales a (010). Para determinar el contenido de Anortita en la molécula de plagioclasa, según el método de Michel Levy, debemos saber además el signo óptico o el valor de los índices de refracción. En este caso el ángulo $2V$ es grande y el signo positivo. Luego, el contenido de Anortita es de un 10 %.

La alteración no muy avanzada ha dado lugar a la formación de caolín, sericita y epidoto.

Cuando la plagioclasa y hornblenda se encuentran en contacto, el idiomorfismo corresponde al feldespato y no al anfíbol.

La hornblenda aparece en un 20 %. Sus individuos son alotriomorfos, alargados, pequeños, los mayores de 2,6 milímetros. Su pleocroismo es fuerte, variando según:

X ; amarillo verdoso
Y ; verde oliva
Z ; verde

Se determinó un ángulo de extinción $Z \wedge c$; 22° . Algunos individuos muestran maclas con plano de unión según (100). En unas partes el mineral se halla alterado en clorita y en otras desferizado.

La biotita se presenta en un 5 %. Está totalmente alterada con principal formación de clorita, un poco de epidoto y óxido de hierro.

La clorita, variedad Penninita, es fuertemente pleocroica, con

X ; amarillo pajizo
Y y Z ; verde

A nicoles cruzados tiene el color de interferencia anómalo ultrazul. Sobre su superficie se destacan líneas finas de clivaje, en la dirección de mayor longitud del cristal y paralelos a ellas se disponen algunos individuos de epidoto.

Los individuos de titanita son pequeños y alotriomorfos. La apatita se presenta en prismitas pequeños incluidos dentro de los feldespatos.

Las apófisis del Filo del Rayo y Puesto de Aspajos.-

Ubicación y límites.-Al este del cerro Falda Grande, a la altura de las quebradas del Rayo y Aspajos, afloran dos apófisis graníticas, que más al sur, en la quebrada del Durazno, se unen para formar una sola.

El afloramiento tiene en la dirección norte-sur una longitud de cinco kilómetros y se continúa más allá del límite sur de nuestra zona. Cada apófisis tiene un ancho de 750 metros y cuando se juntan el ancho total es de dos y medio a tres kilómetros.

Los contactos oeste y este de las apófisis son tectónicos; las fallas tienen rumbo N 20° W magnético y en ambos casos el plano de falla se inclina al oeste. En contacto con la roca granítica se colocan esquistos hornofélsicos los cuales en pocos metros pasan a filitas normales. En el contacto sur en la quebrada del Rayo, al S.S.E., del puesto del mismo nombre, se encuentran rocas milonitizadas.

La observación microscópica de una de estas rocas milonitizadas nos indica que sus componentes son:

cuarzo, oligoclasa, ortosa y biotita y en cantidad accesoria, zircón y epidoto.

Los individuos de cuarzo, ortosa y biotita son los que han sufrido más intensamente la acción dinámica.

El cuarzo se ha fracturado y separado en fragmentos menores algunos de los cuales llegan a tener sólo 20 micrones. Los individuos tienen extinción cataclástica y en ciertas partes presentan la estructura de mortero.

Cuando está finamente dividido, se entremezclan con los individuos de cuarzo, otros de igual tamaño de ortosa. Forman entonces una masa, en la cual puede distinguirse fácilmente uno de otro por la alteración caolínica del feldespato potásico.

La biotita se ha fracturado y separado en fragmentos pequeños, que se alinean y rodean a todas las otras secciones. El mineral está desfe-rrizado y totalmente alterado en clorita. La forma y disposición de ésta, es la causante del color verde intenso de la muestra.

La oligoclasa (Ab 87 An 13) es el componente que menos ha sentido la acción dinámica, y sólo muestra fracturación de algunos individuos.

Sus secciones son idiomorfas y tienen cinco o seis milímetros de diámetro. Está maclada según las leyes de Albita, Carlsbad y Periclino. Su composición se determinó en secciones que presentaban la asociación de las dos primera.

La asociación mineralógica y las características estructurales de la roca, indican que se trata de un Microgranodiorita.

Entre las quebradas del Durazno y de Aspajos, se ven entre las apófisis graníticas, restos de las rocas del techo, que semejan un "roof-pondant". Son esquistos hornofélsicos de color gris negruzco.

Entre las dos apófisis graníticas y el cerro Falda Grande tenemos una zona de hundimiento o "graben" tectónico, por donde escapan hacia el sur las aguas que bajan del cerro Nuñurco.

Composición mineralógica y clasificación petrográfica.

Las rocas de estas dos apófisis graníticas presentan composición semejante a las del "stock" principal. En la culminación del Filo de Rayo aflora un granito hornblendífero biotítico semejante al del cerro Falda Grande.

En el portezuelo de Aspajos tiene la característica de una roca de cristalización intermedia, entre plutónica e hipabisal, con la asociación mineralógica de una granodiorita. Es una Microgranodiorita.

Procedencia: 50 metros al este del portezuelo de Aspajos.

Clasificación: MICROGRANODIORITA

Descripción macroscópica.-

Roca de color grisáceo claro, compacta, no alterada, granosa, con grano de mediano a pequeño, distinguiéndose entre sus componentes:

Feldespatos, cuarzo y minerales félicos.

El feldespato parece ser en su totalidad plagioclasa, tiene color blanquecino y se diferencia del cuarzo por el clivaje y el brillo vítreo de éste.

Entre los félicos se distinguen, anfíbol y biotita. El primero se presentan como prismas alargados verde-oscuros, con muy buen clivaje y el segundo, como escamitas negruzcas brillantes.

Los minerales félicos y leucocráticos se encuentran en una proporción de uno a otro.

Descripción microscópica.-

Roca de estructura granosa, hipidiomorfa, holocristalina, con

cristales de andesina, hornblenda, biotita, ortosa y cuarzo. Este último hace el papel de un material intersticial y ocupa los espacios dejados entre los cristales.

Los individuos de andesina presentan gran idiomorfismo, no así los de hornblenda y biotita. En algunas partes, se ve que el microclino se parece al cuarzo y rellena los espacios entre varios individuos de plagioclasa.

La roca está alterada y como elementos secundarios se han formado: sericita, clorita, epidoto, caolín y óxido de hierro.

La biotita se presenta en individuos prismáticos, alargados la mayoría de dos milímetros, muy pleocroicos, con colores que varían según:

X : amarillo pajizo
Y : Z : marrón parduzco o verde.

Esta variación en la absorción según Z, podría deberse a una desferrización del mineral. Por alteración la biotita da lugar a la formación de una variedad de clorita debilmente pleocroica, con colores que varían entre el verde y el verde pálido. También se forman pistacita, con pleocroismo débil, de verde pálido a incoloro, y óxido de hierro, que se coloca en las líneas del clivaje o rodea al mineral.

Dentro de la biotita aparecen incluidas secciones de apatita.

La hornblenda se presenta en individuos medianos, de tres milímetros alotriomorfos, fuertemente pleocroicos, con

X : verde amarillento
Y : amarillento
Z : verde

Se determinó un ángulo de extinción $Z \wedge c$; 27° . Se observan secciones con maclas, a veces polisintéticas, y con plano de unión según (100).

Incluidos dentro de este mineral hay otros más pequeños, especialmente de plagioclasa alterada.

No está alterado.

La andesina (Ab 65 An 35) se presenta en individuos idiomorfos, prismáticos, de tamaño mediano, los más grandes de un centímetro, pero la mayoría no excede de cuatro milímetros.

En secciones macladas con ley de Albita se determinó un ángulo $X \wedge c$: 17° , que corresponde a una plagioclasa con un contenido de 35% de Anortita. El signo óptico es positivo. El complejo Albita-Carlsbad es muy frecuente. A veces se agrega la ley de Periclino.

Los individuos están alterados con formación de sericita, caolín, epidoto y clorita.

Los individuos de ortosa y microclino no son muy abundantes. El primero se presenta en cristales idiomorfos, algo alterados en caolín. Las secciones del segundo son alotriomorfas, y el mineral se halla como un material de relleno entre individuos mayores de plagioclasa.

El cuarzo, completamente alotriomorfo, ocupa los espacios dejados por los otros minerales de la roca. Siempre tiene extinción ondulada, la superficie está manchada por la gran cantidad de inclusiones, unas veces alineadas y otras no.

Entre estas se cuentan algunas de apatita.

En el Puesto de Aspajos la composición de la roca corresponde a una Tonalita.

Procedencia: Puestos de Aspajos.

Clasificación: TONALITA

Descripción macroscópica.

Roca de color gris oscuro, de textura granular, con grano fino a mediano, los individuos mayores llegan a tener un centímetro de diámetro. Sin alteración.

Entre sus componentes se distinguen:
cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda.

Los individuos de cuarzo tienen forma irregular, son incolores y se hallan en igual cantidad que los de plagioclasa. Este tiene formas prismáticas muy regulares y color gris blanquecino.

Los individuos de biotita y anfíbol son pequeños.

Descripción microscópica.

Roca holocristalina, granular hipidiomorfa, con granos de tamaño mediano, los mayores de medio centímetro. En ella se distinguen:

Componentes esenciales: cuarzo, andesina, hornblenda, biotita y ortosa.

Componentes accidentales: apatita, titanita y zircón.

Componentes secundarios: caolín, clinozoizita, sericita, pistacita y óxido de hierro.

Indicios de efectos deutéricos e hidrotermales son; la formación de biotita a partir del anfíbol, el rellenamiento de las grietas que atraviesan a éste con biotita y clinozoizita, la caolinización y sericitización de la plagioclasa y la solución y recristalización del cuarzo con formación de estructuras pseudocataclásticas.

El cuarzo se presenta en individuos pequeños, no mayores de tres milímetros y medio, alotríomorfos, y encerrado a los otros minerales. Los cristales más grandes de cuarzo parecen hallarse divididos en otros más chicos con extinción cataclástica.

Gran cantidad de inclusiones fluidas y sólidas, de uno a tres micrones, enturbian su superficie conservando un alineamiento.

Los individuos de Andesina (Ab 63 An 37) son idiomórfos, de tamaño mediano a pequeño, los mayores de medio centímetro.

Tienen estructura zonal no muy marcada. El complejo de macla Albita-Carlsbad es frecuente. En algunos individuos se agrega la ley de Periclino. En secciones macladas con la ley de Albita se determinó un ángulo de extinción $X \wedge c : 19^\circ$ que corresponde a una plagioclasa con un contenido de 37 % de Anortita.

Se observa alteración con formación de caolín, sericita y un poco de epidoto. Las escamitas de sericita tienen de diez a quince micrones de largo, se entrecruzan y cubren todo el individuo; mezcladas con ellas se encuentran otras de clorita.



Microfot. N° 7.- Tonalita. Se observa el reemplazamiento de cristales de hornblenda por biotita. Muestra del Puesto de Aspajos. Luz paral. x 70.-

La hornblenda se presenta en individuos idiomorfos, de formas variables, con secciones alargadas en la dirección de clivaje. El ángulo de extinción $Z \wedge c$ máximo medado fué de 25° . El pleocroismo es muy fuerte con:

X : verde amarillento
Y : verde
Z : verde claro

Las maclas posisintéticas son frecuentes y tienen como plano de unión a (100). Este mineral ha sufrido fracturación antes de la completa solidificación del magma y las fracturas se han rellenado con agrupaciones de individuos de biotita, muy pequeños, diferentemente orientados, entrecruzados y mezclados con otras del mismo tamaño de clinzoizita. Ambas tienen un origen deutérico.

Los individuos de biotita son muy pleocroicos, con

X : pardo amarillento
Y y Z : verde oliva

Este mineral ha sufrido una pequeña desferrización acumulándose el óxido de hierro en las líneas de clivaje.

En algunas secciones es posible ver la formación de biotita a partir del anfíbol, este reemplazo comienza en los bordes del mineral y avanza hacia el centro. En la preparación se ven cristales con núcleos de hornblenda y bordes de mica (Ver microfot. 7).

La ortosa se presenta en muy poca cantidad, menos del 10 %. Son secciones alotiomorfas, poco alteradas, con formación de caolín.

Las secciones de zircón son muy pequeñas y están incluidas dentro de la hornblenda y de la biotita, en este último caso rodeadas por halos pleocroicos.

500 metros al norte del paralelo 29° Lat. sur, se separa de la apófisis más oriental otra de naturaleza pegmatítica y que comenzando en este punto se abre hacia el sur en forma de cuña. La separación entre las dos rocas es neta, existiendo probablemente entre ellas una falla.-

Procedencia: Quebrada del Duraznito un kilómetro al este del puesto Las Trancas Viejas.

Clasificación: PEGMATITA.

Descripción macroscópica.

Roca de color rosado claro, de textura granosa, con grano grueso los individuos mayores de dos centímetros, no alterada. Como componentes se distinguen:

cuarzo, feldespato y biotita.

Los individuos de cuarzo, incoloros, llegan a tener dos centímetros de diámetro. Están agrietados y separados en individuos menores. El feldespato parece ser todo potásico, tiene un tamaño entre uno y dos centímetros y está maclado según la ley de Carlsbad.

La biotita es poco abundante, se presenta en individuos de medio centímetro de diámetro y está alterada en un material verdoso, clorítico. En las superficies de infiltración que atraviesan la roca, se han depositado capas finas de limonita.

Descripción microscópica.

Roca filónica diasquista, leucocrática, holocristalina, granular, alotriomórfica, con granos de tamaño medio a grueso.

Componentes esenciales: cuarzo, ortosa, microclino, plagioclasa.

Componentes accesorios: biotita y apatita.

Componentes secundarios: caolín, sericita, epidoto y óxido de hierro.

La acción de soluciones sobre los minerales se pone de manifiesto en el reemplazamiento de la mica por clorita y epidoto, por la gran cantidad de perfitas que atraviesan los feldespatos y en la formación de estructuras pseudo-cataclásticas.

Los individuos mayores de Cuarzo tienen seis milímetros de diámetro y por efecto de presiones se han roto en fragmentos menores de un milímetro, que presentan extinción cataclástica y bordes sinuosos. También ha sufrido disolución. Sobre su superficie se distribuyen gran cantidad de inclusiones pequeñas, de uno a dos micrones, de difícil determinación.

Los individuos de ortosa son de tamaño mediano, iguales a los mayores del cuarzo. Son alotriomorfos, tienen la superficie turbia debido a la formación de caolín y sericita. La macla de Carlsbad es muy frecuente. En todas las secciones se observan gran cantidad de vetas perfiticas, muy juntas, finas, que atraviesan todo el individuo y por su forma y distribución pueden ser consideradas como películas ("film") (Alling 1932, p. 60).

El microclino se presenta en individuos medianos de cinco a seis milímetros, alotriomorfos, muy irregulares, con la estructura en arpillera característica. En algunas secciones no se observa este maclado.

La superficie es de color castaño claro debido a la formación de caolín, el cual se ha distribuido uniformemente. Se observan vetas perfiticas semejantes a las citadas para la ortosa.

Los individuos de oligoandesina (Ab 70 An 30) son de tamaño medio, tres milímetros, alotriomorfos, y se presentan maclados según las leyes de Albita y Periclino. En secciones aproximadamente paralelas al (001) se midió un ángulo de extinción $X \wedge c$: 12° , el signo óptico es negativo, por tanto la variedad de plagioclasea es una oligoandesina con 30 % de Anortita. Por alteración da lugar a la formación de caolín y sericita.

Los cristallitos de biotita son pequeños y están reemplazados por una masa clorítica que engloba a individuos más chicos de epidoto y óxido de hierro. Dentro de esta masa secundaria se encuentran secciones primarias de Apatite.

La clorita se encuentra en individuos chicos, fuertemente, pleocroicos, con colores entre:

X : amarillo pajizo
Y y Z : verde

A nicoles cruzados presenta el color ultra-azul anómalo, característico de la variedad penninita.

De clinzoizita se observan varios individuos alargados; el óxido de hierro se presenta como líneas finas o manchas irregulares, negruzcas, de magnetita y en secciones cuadrangulares rojizas de hematita.

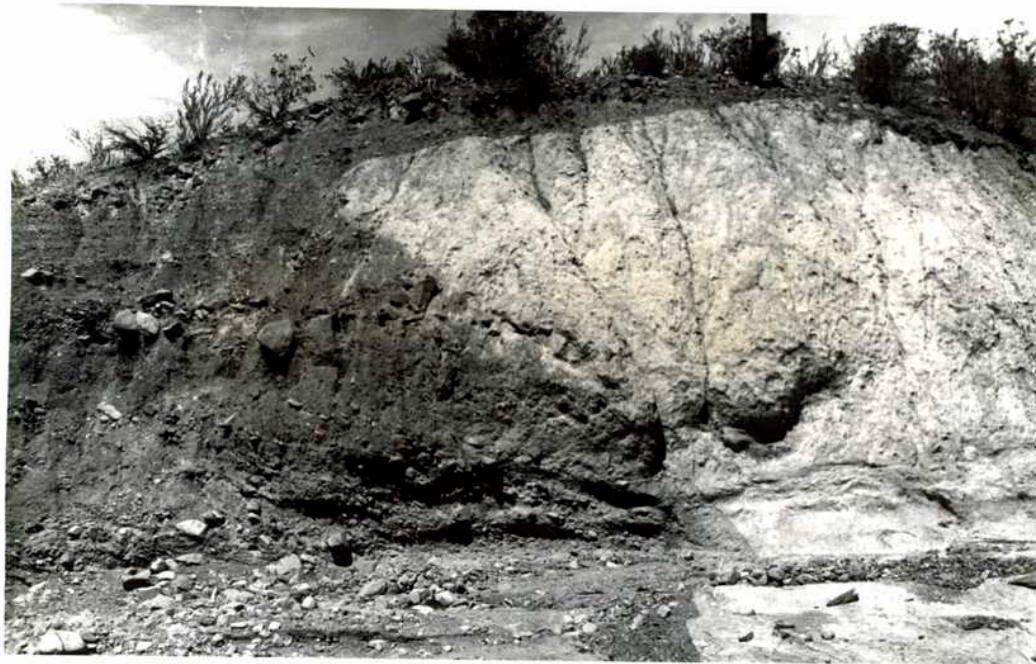
La apófisis Granito - aplítica.

Ubicación y límites.-Al sur oeste de Totoral, 500 metros al sur de la quebrada de La Calera, aparece una apófisis de composición granítica cuyo afloramiento cubre una distancia de doce kilómetros, extendiéndose desde ese punto hasta la localidad de Las Gredas. El rumbo de la apófisis es N.N.W. Su ancho hasta la quebradita del Visco es de un kilómetro, pero en esta parte comienza a aumentar, y tiene en la Loma Colorada el valor máximo de dos kilómetros y medio.

El comienzo de la apófisis se encuentra poco al oeste de la Aguada de Los Loros, donde se abren tres fallas que separan Cuartario de granito aplítico, granito aplítico de Paganzo II y Paganzo II de filitas.

La erosión divide a la apófisis en dos afloramientos principales, uno de la quebrada de La Rinconada al sur, son las lomas del Totoral, y otro de esa quebrada al norte que lleha hasta la localidad de Las Gredas.

El límite este de esta apófisis está dado por una falla de rumbo casi norte-sur magnético e inclinada unos 40° al oeste, apoyándose el granito aplítico sobre cuartario antiguo estratificado, dislocado e inclinado también hacia el oeste, con un ángulo de 10° (Ver foto. n° 8).



Fot. N° 8.- Margén derecha de la quebrada de La Calera, 800 metros al este de la quebradita del Tigre. La altura de la barranca es de diez metros. Se ve el granito aplítico de Totoral apoyar sobre cuartario.- La falla tiene rumbo, norte-sur magnético e inclina 40° al oeste.- (Fot. Harrington).

La falla es visible en todo el afloramiento al sur de la quebrada La Rinconada. A la altura de la quebrada Totoral, entre el granito aplítico y el Cuartario, aparecen manchones de Paganzo II. La falla no es observable al norte de La Rinconada.

Por el lado oeste la apófisis está en toda su extensión limitada por fallas, que la separan primero, entre la quebrada de La Rinconada y la Loma Atravesada, de la roca microgranodiorítica, de aquí hacia el norte de la tilita, luego de las intercalaciones de areniscas arcillosas y arcillas y por último del Paganzo II.

En la parte media de la quebrada de Las Gredas, entre el granito aplítico y las intercalaciones de arcillas y areniscas arcillosas, se observan los restos de una brecha tectónica, formada a expensas de las rocas de la Loma Colorada, con bloques angulosos, de tamaño variable, los mayores de un metro de diámetro y cementados con el mismo material, de tamaño más fino. (Ver fot. 9).



Fot. N° 9.- Quebrada de las Gredas, en el salto.- Se ve el granito aplítico (a la izquierda) y la brecha tectónica (a la der.) formada con material del primero. (Fot. Harrington).

En el extremo nor-este de la Loma Colorada, próximo al sitio donde el granito aplítico desaparece debajo del Cuartario, se encuentran pequeños manchones de rocas proterozoicas, restos del techo de la apófisis. Dichas rocas son hornfels y esquistos hornfélsicos.

La apófisis en todas partes se presenta atravesada por un sistema, de diaclasas orientadas según tres o cuatro direcciones principales.

Composición mineralógica y clasificación petrográfica.

La asociación mineralógica de esta roca corresponde a la de un magma granítico. Sus condiciones de cristalización hacen que varíe entre un Granito aplítico y una Aplita.

En la zona de Totoral y en la Loma Colorada es un Granito aplítico.

Procedencia: Quebrada de Totoral.

Clasificación: GRANITO APLÍTICO

Descripción macroscópica.

Fanerita holocristalina de color rosado claro, con puntos negros brillantes, de estructura granosa, grano mediano, los mayores de casi un centímetro, y tamaño uniforme.

Al golpearla se rompe con facilidad. No tiene alteración. Sus componentes son:

cuarzo, feldespato y biotita.

Resulta difícil diferenciar el feldespato potásico del sódico cálcico. El cuarzo es el más abundante de todos los componentes, sus individuos son incoloros, alotriomorfos. Los cristales de feldespato son idiomorfos, tienen hábito prismático y color rosado. La biotita es el único mineral alterado. Es muy quebradiza.

Descripción microscópica.-

Roca de estructura granosa, holocristalina, alotriomorfa. En ella se distinguen:

Componentes esenciales: cuarzo, microclino, andesina, ortosa.

Componentes accesorios: biotita.

Componentes secundarios: caolín, pistacita.

Se nota la consecuencia de una acción dinámica de bajo grado en la extinción cataclástica del cuarzo, en sus bordes sinuosos y en los fragmentos pequeños, recristalizados, que ocupan los espacios entre distintos individuos. Las láminas de maclas de la plagioclasa están poco arqueadas, la biotita ha sido flexionada y apretada y el microclino en algunos sitios está fracturado.

Los individuos mayores de cuarzo llegan a tener siete milímetros de longitud, han sido divididos en otros más pequeños, alotriomorfos, con extinción cataclástica, bordes sinuosos y formando una estructura de mortero. Atraviesan el cuarzo gran cantidad de inclusiones, gaseosas y líquidas, dispuestas según dos direcciones que se cortan perpendicularmente y más aún, conservan la misma dirección en todos los individuos de la preparación.

El microclino se presenta en individuos alotriomorfos, de formas prismáticas, los de mayor tamaño de cinco milímetros, todos con el maclado en arpillera característico. Se ha alterado dando lugar a la formación de caolín.

Los individuos de andesina (Ab 67 An 33) son pocos idiomorfos, tienen bordes rectos y tamaño entre tres y cinco milímetros, están maclados según las leyes de Albita, Carlsbad y Periclino. En secciones macladas según Albita se pudo medir el ángulo $X \wedge e$ de 15° , como el signo óptico es negativo corresponde a la plagioclasa un contenido de anortita de 33%.

Su superficie es de color castaño claro debido a la alteración en caolín, la que es siempre mayor en el centro del cristal que en la periferia, aún sin tener la plagioclasa estructura zonal. En pocos casos la distribución es homogénea.

Una serie de vetitas de ortosa atraviesan la plagioclasa formando antipértitas.

La ortosa se encuentra en individuos alotrimorfos, incoloros del mismo tamaño que el microclino y con su superficie manchada por la alteración caolínica. Vetas perfticas atraviesan su superficie.

La biotita se presenta en individuos escamosos alargados, pleocroicos con colores que varían según:

X : pardo amarillento

Y y Z : pardo y verde intenso

Algunos investigadores miran la variedad verde de biotita como una mica de composición originalmente diferente y otros como resultado de una alteración endometasomática posterior (1). Hall (2) dice que el color verde, según Z, está relacionado a la proporción de OFe, OMg, y O_2Ti en la molécula; no a la presencia de uno de estos óxidos, sino a su cantidad relativa.

En la superficie de la biotita se destacan líneas ricas en óxido de hierro, debida a desferrización del mineral. Por alteración ha dado lugar a la formación de epidoto.

La proporción en que se hallan los componentes de la roca, es:

Cuarzo	35%
Microclino	25%
Andesina	20%
Ortosa	15%
Biotita	5%

En la quebrada de Las Trancas, en Puma Quebrada y en la margen sur de la quebradita del Visco tienen las características de una Aplita.

Procedencia: Puma Quebrada, margen derecha de la quebrada.

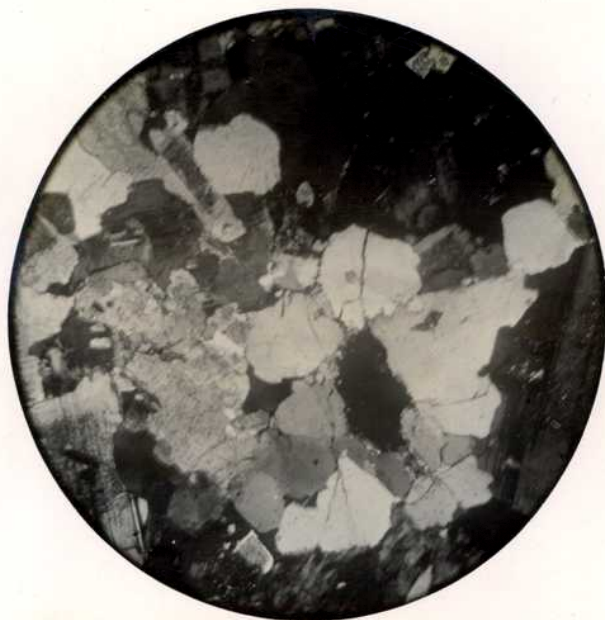
Clasificación: APLITA

Descripción macroscópica.

Roca de color rosado, de textura granular, de grano fino, sin alteración, Formada por:

(1) Johannsen 1942, tomo II, pág. 150.

(2) Hall, U., 1924, pág.



Microfot. N° 10.- Aplita. Muestra de la margen derecha de Puma Quebrada.- Nícoles cruzados, x 23.

cuarzo, feldespato y mica.

Los individuos de cuarzo están diseminados en una masa feldespática, donde se distinguen feldespato potásico y plagioclasa. La biotita es poco abundante.-

Descripción microscópica.

Roca holocristalina granular alotriomorfa, de grano fino, los individuos de cuatro milímetros son escasos y la mayoría no excede de dos milímetros. En pocas partes la estructura semeja la sacaroidal. (Ver microfot. 10)

En ella se distinguen:

Componentes esenciales: ortosa, cuarzo, microclino y andesina.

Componentes accesorios: biotita, y muscovita.

Componentes secundarios: sericita y caolín.

La roca está poco alterada. La andesina da lugar a la formación de los minerales secundarios. Hay también solución y recristalización del cuarzo.

El microclino se presenta en individuos alotriomorfos, pequeños, con sus maclas características interceptándose a 90°, a veces agregándose la ley de Carlsbad.

Su superficie está atravesada por vetas perfiticas finas, un poco arqueadas, que cruzan todo el individuo, su origen se debe a reemplazamiento y pueden ser consideradas como las películas de Alling. La alteración caolinítica no es muy avanzada.

Las secciones de ortosa son pequeñas, idiomorfas y de superficie turbia por una alteración caolinítica no muy avanzada pero que cubre a todo el individuo. Las vetas perfiticas que atraviesan su superficie son semejantes a las que se observan en el caolín. La macla de Carlsbad es frecuente.

La andesina (Ab 69 An 31) se presenta en secciones pequeñas, no mayores de dos milímetros, idiomorfas. Está maclada según las leyes Albita, Carlsbad y Periclino, siendo la asociación de las dos primeras bastante frecuente. Los individuos maclados según la ley de Albita tienen un ángulo de extinción $X \wedge c$ de 14° , que corresponde a un contenido de 31 % de Anortita. La superficie está manchada por la alteración que dió lugar a la formación de caolín y sericita.

Los individuos de cuarzo son alotriomorfos, pequeños, generalmente de uno a dos milímetros y tienen extinción ondulada. Encierran gran cantidad de inclusiones pequeñas, posiblemente fluidas pero difíciles de determinar.

La biotita se presenta en individuos muy pequeños, alotriomorfos, muy pleocroicos y con colores que varían según:

X ; pardo amarillento
Y y Z ; pardo oscuro con un ligero tinte rojizo.

Las secciones son alargadas y algunas se hallan un poco flexionadas.

La muscovita es muy escasa.

Las micas se hallan en la roca en un 5 %.

La apófisis microgranodiorítica

Ubicación y límites.- Esta apófisis aflora entre la quebrada de La Rinconada y la Loma Atravesada, en una distancia de cinco kilómetros y tiene un ancho constante de 700 a 800 metros.

Por el este está separado del granito aplítico de Totoral por una falla casi vertical de rumbo $N 8^\circ W.$, muy inclinada hacia el oeste.

Por el oeste el contacto es en partes normal y en partes tectónico. El contacto normal microgranodiorita-hornfels cuarzoso sericítico biotítico, lo tenemos de Puma quebrada al norte. En la quebrada del Visco, vemos el paso de una roca a otra dado por una superficie ondulada, casi vertical.

El contacto tectónico lo encontramos de Puma quebrada al sur, y está dado por una falla de rumbo $N 8^\circ W.$, que separa a la roca ígnea, primero del hornfels alterado pardo rojizo, y segundo, de los sedimentos del Paleozoico (Ver nota).

Nota: Bodenbender (Bodenbender, 1922) dice que la intrusión granítica principal de la Sierra de Famatina se produjo durante la época Permo-carbonífera (pág. 35). Llega a esta conclusión en base a que en una zona situada entre las quebradas de Las Trancas y de La Rinconada, la intrusión afecta a sedimentos de esa edad. Pero en ese lugar la apófisis microgranodiorítica y el hornfels cuarzoso sericítico biotítico, están separados de los sedimentos del paleozoico superior por una falla, y además estos últimos, no tienen indicio alguno de metamorfismo térmico.-

El afloramiento está atravesado por un sistema de diaclasas, orientadas según dos o tres direcciones principales.

Composición mineralógica y clasificación petrográfica.

Desde el punto de vista petrográfico la roca debe considerarse como una Microgranodiorita.

Procedencia: quebrada de Las Trancas.

Clasificación: MICROGRANODIORITA (227 A).

Descripción macroscópica.

Roca granular holocristalina, de color gris oscuro, compuesta de:

feldespato, biotita y cuarzo.

El feldespato parece ser en su mayoría plagioclase, algunos individuos son de un centímetro o poco mayores. En su superficie se distingue una pequeña alteración en caolín.

La biotita se presenta en individuos de medio centímetro o sino en segregaciones de otros más pequeños. Tienen color negro brillante y a veces, por desferrización total, uno dorado.

El cuarzo es muy abundante sus individuos son pequeños de uno a dos milímetros.

El mayor desarrollo de los individuos de plagioclase da a la roca de aspecto porfirico.

Descripción microscópica.

Roca holocristalina en la cual se nota una parte granular alotriomorfa, fina, constituida por individuos de cuarzo, ortosa y microclino, que encierran a otros mayores, idiomorfos, de plagioclase y a "schlieren" o segregaciones de cristalitos idiomorfos de treinta y dos centésimos de milímetro, de biotita (Ver microfot. 11).

Componentes esenciales: cuarzo, andesina, biotita, ortosa y microclino.

Componentes accidentales: zircón y apatita.

Componentes secundarios: caolín, sericita, clorita y clinozoizita.

La roca está poco alterada. La mayor alteración corresponde a la andesina y a la biotita.

El cuarzo se presenta en individuos pequeños, generalmente no mayores de medio milímetro, con formas muy irregulares, redondeados o sub-angulares, con extinción ondulada. A veces semeja la estructura de una roca cuarcítica.

La andesina (Ab 67 Am 33) se presenta en cristales alotriomorfos, de tamaño variable, desde un milímetro hasta casi un centímetro rodeados por una parte de grano más fino, que da a la roca el aspecto de un pórfido. Las naclas de Albite, Carlsbad y Periclino son comunes. En el complejo Albite-Carlsbad se determinaron los ángulos de extinción X A c de 9° y 15° que corresponden a un contenido de Anortita de 33%.

La estructura zonal es muy marcada y el tipo de zonación es normal. Se ha alterado donde como productos secundarios caolín y sericita, esta última en escamitas finas, treinta a cincuenta micrones, dispuestas preferentemente en las líneas de clivaje de la plagioclasa, paralelas al (001) y al (010). La alteración ataca preferentemente al núcleo del individuo, así se notan secciones con el centro alterado y los bordes frescos.

Las secciones de ortosa son alotriomorfas, alargadas, de uno a dos milímetros, con alteración caolínica.

El microclino se observa en secciones semejantes a las de ortosa, aunque poco menores. La estructura en arpillera es muy común.

La biotita se presenta en secciones alargadas, de dos a tres milímetros o en pequeñas segregaciones o "schlieren" de un centímetro, redondeados o cuadrangulares, formadas por individuos mejores, pleocroicos, con colores según:

X : pardo amarillento
Y y Z : pardo

Algunos están un poco desferrizados e incluyen cristalitas de pocos micrones de zircón rodeados por halos pleocroicos.

En algunas partes a partir de la biotita se ha formado clinzoizita, que se presenta en secciones idiomorfas, prismáticas y alargadas en la dirección de clivaje.

También se formó una clorita débilmente pleocroica, con colores entre verde claro y verde, y colores de interferencia marrón anómalo. A veces junto a ella se halla pistacita.

En los "schlieren" entremezclados con los individuos de biotita se hallan unos muy pequeños de cuarzo.

La estructura y textura de la roca indica que pertenece a un grado de cristalización intermedio, entre plutónico e hipabisal.



Microfot. N° 11. Microgranodiorita. Se observa que los individuos de plagioclasa tienen mayor tamaño que los otros componentes, están alterados y poseen estructura zonal. Muestra de la quebrada de Las Trancas.- Nicoles cruzados, n° 23.

LAS ROCAS HIPABISALES

Gran cantidad de rocas hipabisales se encuentran en las rocas ígneas y metamórficas que afloran en nuestra zona de estudios.

Cuando las emisiones ígneas atraviesan a las pizarras y filitas, su orientación coincide con la esquistosidad de éstas. Pertencerían entonces, a la categoría de inyecciones concordantes, con más propiedad "sill" (1) de Daly (Daly 1933, pág. 76).

Las rocas filónicas mantienen en general un rumbo entre W.N.W. y N.N.W. Tienen un ancho variable que en algunos casos llega a 100 metros. No se distribuyen uniformemente en la zona, sino que se agrupan en ciertos lugares. En la quebrada de La Calera, al oeste del puesto El Molle, encontramos gran cantidad de "sills" que aumentan en número y espesor a medida que nos acercamos al "stock" granítico.

Son emisiones de pórfidos graníticos, granodioríticos y dacíticos, de andesitas y lamprófiro y de apilitas y pegmatitas graníticas. Nunca se han observado atravesando a rocas sedimentarias.

En la mayoría de los casos, los "sills" son simples, pero también son frecuentes los "sills" compuestos. Cuando pasa esto último, las inyecciones son dacíticas o andesíticas y lamprófiro, perteneciendo los lamprófiro a la última etapa de efusión. Esto puede comprobarse en la quebrada de la Peña Negra, donde un "sill" compuesto de 30 metros, presenta en los costados pórfido dacítico y en su parte central un spessartita diopsídica. Esta última tiene ocho metros de ancho, y en sus bordes, de aproximadamente 50 centímetros, el grano es muy fino, afanítico y en la parte central es mediano, de un centímetro aproximadamente.

Gran cantidad de diques atraviesan al cuerpo granítico principal. En la quebrada del Toro, al oeste del puesto del mismo nombre, encontramos una serie de diques, sub-paralelos, y de rumbo norte sur.-

(1) Prefiero reservar el término filón capa para el caso de inyecciones ígneas en rocas sedimentarias.

Procedencia: Quebrada del Toro al oeste del puesto del mismo nombre.

Clasificación: PORFIDO DACITICO (1)

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color rosado claro, con pasta afanítica, muy abundante, aproximadamente 60%. - Los fenocristales son de tamaño mediano, los mayores tienen siete milímetros de longitud, pero la generalidad está comprendida entre tres y cinco.

Entre los fenocristales se distinguen:
cuarzo, feldespato y mica.

Los individuos de cuarzo están en una proporción de 35%, son incoloros y muy bien desarrollados. El feldespato se halla en la misma proporción que el cuarzo y en su totalidad parece ser plagioclasa. La mica está totalmente alterada en clorita.

La pasta es silícea, densa y no presenta alteración

Descripción microscópica.

Roca filónica de textura porfírica, holo cristalina, con pasta y fenocristales en igual proporción. En estos últimos es posible distinguir:

cuarzo, oligoandesina, biotita y muy poca magnetita.-

La pasta está formada por cuarzo y plagioclasa y por poca cantidad de un mineral félico, totalmente alterado en clorita.

El 40% de los fenocristales son individuos de cuarzo, y tienen un tamaño mediano, no mayor de siete milímetros. Han desarrollado sus formas cristalinas completas, observándose secciones exagonales y prismáticas con sus extremos piramidales. En una de estas últimas secciones se observó una macla de penetración con plano de unión paralelo al eje c.

El mineral ha sufrido el ataque químico de la pasta, cuando ésta estaba aún fluida, formándose entonces grandes senos de corrosión y redondeándose también las aristas.

El cuarzo encierra gran cantidad de inclusiones, unas muy pequeñas, difíciles de determinar y otras más grandes de apatita, en formas de varillas o prismitas alargados.

La oligoandesina se encuentra en una proporción de 40%. - Su composición corresponde a Ab 70 An 30, determinada en base a un ángulo de extinción $X \wedge c$: 13°, para individuos maclados con la ley de albita. El signo óptico del mineral es negativo. Ha conseguido sus formas cristalinas completas, pero presenta los bordes corroídos. Las maclas son muy abundantes, principalmente las de Carlsbad, Albita y Periclino.

(1) Por su asociación mineralógica la roca pertenece a la familia de las Tonalitas (228). Para la roca de cristalización intermedia, de esta familia, se empleo la denominación de pórfidos dácíticos o tonalíticos. La diferencia entre uno y otro se debe a la semejanza que presenta la roca a las dacitas o a las tonalitas. Entonces el término pórfido dácítico resultaría innecesario, ya que todas las dacitas son porfíricas; pero el prefijo, se usa sólo para indicar que la roca se encuentra como dique y no como manto.-

La oligoandesina tiene la superficie enturbiada por alteración caolinitica, uniformemente distribuida en el individuo y mezclada con escamitas muybchiquitas de sericita. También encontramos epidoto secundario.

La biotita se encuentra en un 20 %. Son escamitas idiomorfas de uno a tres milímetros de longitud, transformadas en una masa de penninita y epidoto con restos de óxido de hierro en las líneas de clivaje.-

La penninita es muy pleocroica, con colores variando según

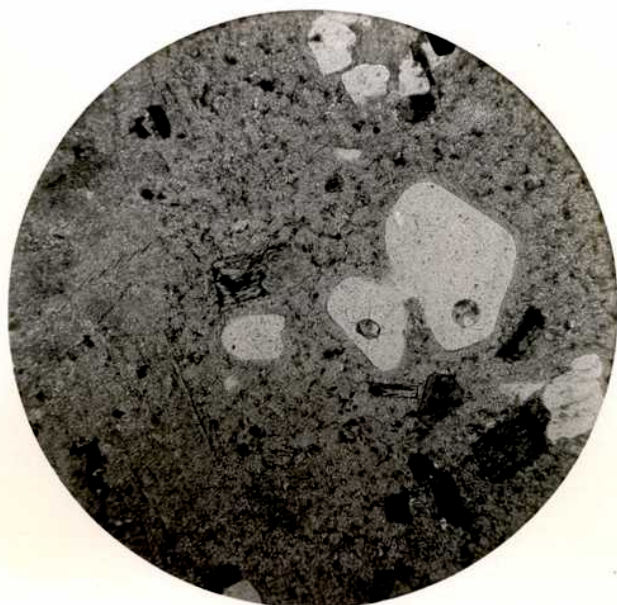
X: verde pálido
Y y Z: verde intenso.

A nicoles cruzados tienen color de birrefringencia anómalo, azul o azul morado.

La mica incluye secciones uno alteradas de apatita y zircón.

La magnetita se presenta en secciones idiomorfas cuadrangulares.

La pasta es holocristalina y está constituida por microlitas pequeñas de oligoclasa, bien m cladas, rodeados por individuos de cuarzo, equigranulares, presentándose a veces en intercrecimientos micrográficos con ortosa. En menor cantidad, se encuentran unos cristalitas de pocos micrones de diámetro, de óxido de hierro y unas escamitas alargada de biotita, alterados en clorita.



Microf. N° 12.- Pórfido dacítico. Se observan fenocristales de cuarzo, y de biotita alterada.- El cuarzo presenta senos de corrosión e inclusiones. Luz paral. x 23.-

En el portezuelo de Santa Rosa, un dique de diez metros de espesor, atraviesa el contacto del cuerpo ígneo y del hornfels bandeado oligoclásico cuarzoso hornblendífero diopsídico. Es una aplita granodiorítica albitica.

Procedencia: Portezuelo de Santa Rosa

Clasificación: APLITA GRANODIORITICA ALBITICA (217 D)

Descripción macroscópica

Roca porfírica de color pardo amarillento claro, con pasta compacta homogénea, densa, de aspecto silíceo, sin rastros de vidrio y con poca cantidad de fenocristales. Estos se encuentran en una proporción de 15 ó 20 %.

Se distingue:

cuarzo y plagioclasa

El primero se presenta en cristalitas muy chicos, incoloros e irregulares, y el segundo, en fenocristales idiomórfos de superficie plana, en la cual se reconocen individuos maclados.

La muestra no presenta indicios de alteración.

Descripción microscópica.

Roca holocristalina, porfírica, con poca cantidad de fenocristales, aproximadamente un 20 %. Se distingue:

albita, cuarzo y ortosa

Estos individuos se diseminan en una pasta cuarzoso feldespática.

La albita (Ab 94 An 6) se presenta en fenocristales idiomórfos, de cinco milímetros de diámetro, maclados según las leyes de Albita, Carlsbad y Pericline. Para los individuos maclados con ley de Albita se determinó un ángulo de extinción $X \wedge c$; 15°. El signo óptico del mineral es positivo y los índices de refracción son menores que el del bálsamo de Canadá. Debido a la alteración caolinítica el mineral tiene la superficie de color castaño claro. Presenta inclusiones de apatita.

El cuarzo no se presenta en fenocristales aislados, sino en agrupaciones de individuos que parecen ser rellenos de cavidades o infiltraciones silíceas.

La ortosa se encuentra en individuos pequeños, idiomórfos, de formas prismáticas, alterados en caolín.

La pasta es holocristalina, microgranular y está formada por plagioclasa, cuarzo y ortosa. El primero es el más abundante de los tres componentes y se presenta en microclitas alargadas, irregulares, que se entrecruzan con una mesostasis de cuarzo y ortosa.

En la pasta se observan gran cantidad de individuos de biotita que se distribuyen regularmente se entrecruzan y cortan formando ángulos de 53°. El mineral se presenta en fibritas de pocos micrones de longitud, pleocroicas, con colores que varían según:

X : verde claro

Y y Z : verde

Está parcialmente alterada en clorita.

El hornfels gris negruzco, que forma la cumbre del cerro Nuñurco, está atravesado por una apófisis, que aflora también en la Casa Colorada. Es un pórfido granodiorítico.-

Procedencia: Casa Colorada

Clasificación: PORFIDO GRANODIORITICO

Descripción macroscópica.

Roca compacta de color castaño claro con manchas verdosas, de textura porfírica, con fenocristales en una proporción de 70 a 80 %. Estos tienen tamaño mediano y entre ellos es posible distinguir:

cuarzo, feldespato y un material secundario, clorítico.

que reemplaza a un material fémico primario.

El feldespato es el más abundante de todos los componentes. Se distingue plagioclasa y feldespato potásico. El primero se presenta en individuos idiomorfos, de tamaño variable entre siete y un milímetro. Esta un poco alterado y resulta difícil distinguirlo de la ortosa, que parece hallarse en muy poca cantidad.

Los individuos de cuarzo son alotriomorfos, redondeados y tienen igual tamaño que los de feldespato.

El material clorítico, muy abundantes, en partes se ha corrido sobre la pasta. Esta es de grano muy fino, densa, y de aspecto silíceo.

Descripción microscópica.

Roca filónica, holocristalina, de textura porfírica, con abundante fenocristales, casi 75 %. Son idiomorfos y en ellos puede distinguirse:

cuarzo, oligoandesina, ortosa y un mineral fémico alterado en una masa con clorita, clinzoizita y óxido de hierro.

La pasta es holocristalina, microgranular alotriomorfa, y de composición cuarzoso feldespática, difícil de determinar exactamente debido a que los minerales secundarios la cubren. El cuarzo y el feldespato potásico cristalizan juntos, y desarrollan estructuras micrográficas con formas muy variadas. Estas asociaciones se presentan rodeando a cristales mayores o forman individuos pequeños aislados.

En la pasta además, de la asociación micrográfica, encontramos individuos de cuarzo microgranulares, alotriomorfos, y tablitas pequeñas de plagioclasa.

Los minerales secundarios, clorita, epidoto, óxido de hierro, caolín, sericita y calcita, la cubren en parte.

La andesina se halla en un 31 % y se presenta en individuos idiomorfos, de hábito tabular, y con tamaños no mayores de un centímetro. Las secciones están macladas con las leyes de Albita, Carlsbad y Periclino. En secciones macladas según la ley de Albita se pudo determinar el valor del ángulo de extinción $X \wedge c$: 15°. Como el signo óptico es negativo corresponde a la andesina una composición de Ab 67 An 33. En algunos se observa una estructura zonal no muy marcada.

La andesina está alterada y ha dado lugar a la formación de epidoto, sericita y calcita, está última en muy poca cantidad.

PÓRFIDO

El cuarzo se halla en un 23 %, se presenta en individuos grandes, alotriomorfos con aristas redondeadas y los bordes corroídos por acción magmática. En esas cavidades ha cristalizado plagioclasa, en tablitas cortas, que se entrecruzan con una mesostasis cuarzosa, agregándose a veces cristallitos muy chicos de ortosa, alterados en caolín. En estas cavidades de corrosión también penetran los minerales secundarios, como la clorita y el epidoto.

Los halos que rodean a los cristales de cuarzo son tan grandes como los cristales mismos y tienen continuidad óptica con estos extinguiéndose ambos simultáneamente.

La superficie del cuarzo está atravesada por gran cantidad de inclusiones.

Los individuos de clorita, epidoto y óxido de hierro se encuentran asociados reemplazando a un mineral fémico, difícil de reconocer por su estado de alteración, pero debe tratarse de biotita.

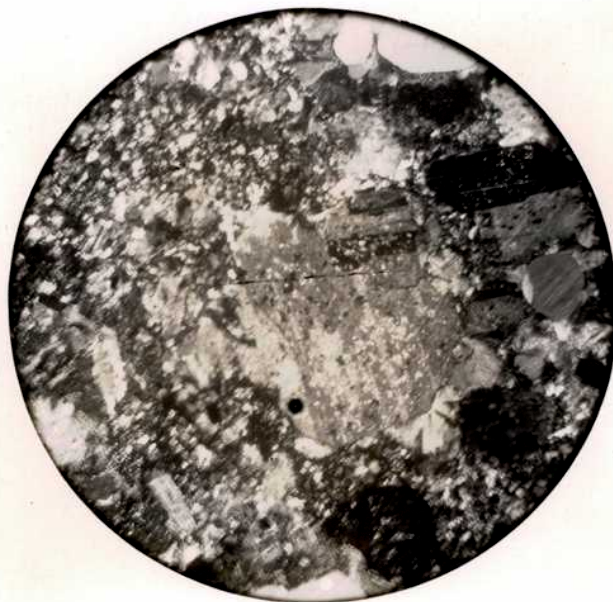
La clinzoizita se presenta en individuos prismaticos, pequeños y de formas alargadas.

La clorita tiene pleocroismo muy débil, sus colores varían entre:

X : verde pálido
Y y Z : verde

A nicoles cruzados la clorita presenta un color ultra-azul anómalo, característico de la variedad penninita. (Winchell 1933, pág. 282).

Los minerales secundarios se han extendido por sobre toda la pasta, reemplazándola y dificultando su determinación.



Microfot. N° 13. Pórfido granodiorito. Se observan fenocristales de oligoandesina, cuarzo y biotita alterada. Nicoles cruzados, x 23.

En la zona de Las Gredas, en la terminación de la quebrada del mismo nombre, la del Estanque de Torrez y Peña Negra, se encuentran una serie de "sills" subparalelos, de rumbo N 30° W, algunos de ellos compuestos.

Procedencia: Quebradita de Torrez

Clasificación: PORFIDO DACITICO MILONITIZADO

Descripción macroscópica

Roca de textura porfírica y color gris oscuro. Ha sufrido efectos cataclásticos, que se manifiestan por los fenocristales fracturados y ordenados en líneas paralelas.

Entre los fenocristales se distinguen, sólo cuarzo y plagioclasa. La biotita parece encontrarse solamente en la pasta.

Descripción microscópica

Roca filónica milonitizada en la cual aún se reconocen la estructura porfírica primitiva.

Los porfiroclastos de cuarzo y biotita, fenocristales de la primitiva roca ígnea, muestran los efectos de la acción dinámica, en cambio no se manifiestan en la andesina.

El cuarzo es el más abundante de todos los componentes. Sus individuos mayores se han partido y separado en fragmentos menores que tienen extinción cataclástica, desarrollándose, en ciertas partes, estructura de mortero. Cuando el cuarzo se encuentra en la pasta sus secciones tienen 30 micrones de diámetro.

La andesina sólo aparece entre los porfiroclastos. Sus individuos son idiomorfos, de hábito prismático y tienen cinco milímetros de longitud. Estan maclados según las leyes de Albita y Carlsbad, que a veces se asocian formando complejos. Se consiguió medir, para la ley de Albita, un ángulo de extinción $X \wedge c : 15^\circ$, y como el signo óptico del mineral es negativo, el contenido de anortita en la molécula de andesina, debe ser de 32 %.

Por alteración la plagioclasa dió lugar a la formación de epidoto y de sericita, la que se presenta en escamitas muy pequeñas, de nueve milímetros de diámetro.

La biotita se encuentra como cristales aislados o como segregaciones de cristales pequeños. Sus individuos en ambos casos son muy pleocroicos y sus colores varían según:

X ; amarillo verdoso
Y y Z ; pardo amarillento

Por alteración de la biotita se formó epidoto y poca cantidad de silimanita, que se presenta en varillitas muy pequeñas alargadas. La pasta se ha transformado en una masa de grano muy fino, de treinta micrones de diámetro y de composición sericítico cuarzosa, a la que se agregan pocos individuos de biotita y clorita.

LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR

En nuestra zona las formaciones sedimentarias del Paleozoico superior cubren áreas muy reducidas. No se presentan en un afloramiento principal, sino que constituyen varios, aislados, de poca extensión, poco potentes y desprovistos de fósiles. Solamente en un punto situado dos kilómetros al N.W. de Totoral, entre las quebradas de Las Trancas y de La Rinconada, en un afloramiento de arcillas arenosas grises, que cubran una superficie de tan solo ocho a diez metros cuadrados, han sido encontrados restos mal conservados de plantas fósiles.

Las formaciones sedimentarias antiguas, afloran en:

- 1.- La quebrada de Las Gredas y la Loma Atravesada.
- 2.- Las lomas del Laberinto.
- 3.- La quebrada de La Calera, al sur y sur-este del granito aplítico de Totoral.
- 4.- El portezuelo de Santa Rosa.
- 5.- El puesto de la Hoyada.
- 6.- El ángulo sur-este de nuestra zona, a ambos lados de la quebrada de Las Trancas Viejas.

Los más importantes de todos estos afloramientos, por el área que cubren y por las formaciones que en ellos afloran, son los de la quebrada de Las Gredas y los de la Loma Atravesada.

En esa parte las formaciones sedimentarias cubren un área de cinco kilómetros de longitud y tienen un ancho no mayor de 750 metros.- Rellenan una zona de hundimiento comprendida entre dos fallas principales, subparalelas e inclinadas al oeste, cuyo rumbo tiene primero, en la Loma Atravesada, dirección norte-sur, y luego en la Loma Colorada, entre la Loma Atravesada y la quebrada Aguada del Chifne, forma un arco convexo hacia el oeste, para seguir a partir de esta última quebrada, con rumbo N. 14° E., hasta el Río Amarillo.

Estas fallas separan a las rocas sedimentarias, por el este del granito aplítico y del hornfels gris negruzco, y por el oeste de las rocas metamórficas.

La quebrada de Las Gredas nace al noroeste del cerro de la Mina, y por una distancia de un kilómetro, corre de oeste a este, seccionando a las filitas con nódulos de cordierita, plegadas en esta parte con rumbo casi normal al de la quebrada. En este tramo el valle es profundo, tiene forma de "V" muy cerrada y numerosos saltos. Al cambiar su dirección primitiva toma otra de rumbo noroeste y la conserva por una distancia de casi cinco kilómetros hasta el Río Amarillo, en donde termina.

En los dos primeros kilómetros, hasta el salto, el valleses pequeño, de diez a veinte metros de ancho y a partir de este punto aumenta para tener en su desembocadura 300 metros. En esta última parte recibe por ambas márgenes gran cantidad de quebradas secundarias, más angostas y más cortas.

En el salto aparecen los restos de una brecha tectónica formada a expensas del material del aplogranito. (Ver foto 9).

Los afloramientos de las distintas series tienen siempre contactos tectónicos y se disponen de una manera tal que la sucesión estratigráfica verdadera no puede ser determinada con seguridad. Esta circunstancia se agrava por la ausencia total de fósiles. Parecerían ser sólo jirones de series mayores, encerradas entre dos fallas principales. Debido a esto, sólo es posible referirse a los distintos afloramientos indicando sus características litológicas. La relación que guardan entre sí las distintas series puede verse en los perfiles adjuntos (desde A-A hasta K-K).

La probable sucesión estratigráfica sería:

Conglomerado, arenisca y limos arcillosos del Paganzo II.

Areniscas y conglomerados blancos con intercalaciones calcáreas.

Sedimentos con rastros carbonosos y restos de plantas fósiles.

Sedimentos glaciales.

Areniscas cuarcíticas.

Estas series pertenecen a los pisos Paganzo I y Paganzo II de Bodenbender quien les atribuyó respectivamente, edad permo-carbonífera y triásica, y consideró que entre ambos pisos existía una discordancia.

En investigaciones recientes, publicadas en la Revista del Instituto del Museo, de la Universidad Nacional de La Plata, Frenguelli llega a la conclusión de que a los sedimentos del Paganzo I los corresponde una edad carbónica, y no pérmica como lo había supuesto Bodenbender.

Por otra parte, Bracaccini (Bracaccini 1946) en un trabajo publicado recientemente en la Revista de la Sociedad Geológica Argentina, contrariamente a la opinión de Bodenbender, expresa que entre los sedimentos del Paganzo I y los del Paganzo II no existe discordancia (págs. 35 y 59) y en lo que se refiere a la edad del segundo piso de los estratos de Paganzo, considera que corresponden al Pérmico.

Pero la edad verdadera del Paganzo II no está definitivamente fijada, por no haberse concluido en el momento de la publicación, la clasificación de las plantas fósiles coleccionadas en su espesor.

En el presente trabajo no entrare en mayores detalles acerca de los sedimentos que corresponden al Paganzo, pues además de presentarse en una extensión muy reducida, sus afloramientos no son celaros y están desprovistos de fósiles, y por el hecho de que el tema geológico que debía investigar no se refiere a estos sedimentos, sino al estudio de las rocas ígneas y metamórficas que afloran en la región.

LAS ARENISCAS CUARCITICAS

Considero dentro de las areniscas cuarcíticas a un grupo de areniscas muy cuarzosas que aparecen en la zona de Las Gredas y cubren un área muy pequeña, que no alcanza a tener dos cientos metros cuadrados.

Estos sedimentos afloran en la quebrada de Las Gredas, 200 metros al norte de la terminación de la quebrada Aguada del Chiñe. La superficie que ocupan tiene una longitud de 500 metros y un ancho de 40 metros.

Son areniscas de grano muy fino, con rodeditos de radio milímetro de diámetro, en su mayor parte de cuarzo y unos pocos de feldespato; el cemento, muy diagénetizado, es muy cuarzoso y tiene un color marrón rojizo o amarillento.



Fot. N° 14.- Terminación de la quebrada del Estanque en el Río Amarillo. A la izquierda la Loma Colorada, en la parte media los sedimentos del Paganzo II y los conglomerados y areniscas de Las Gredas, a la derecha filitas y cuarcitas.- (Fot. Harrington).-



Fot. N° 15.- Terminación de la quebrada del Estanque. Se ven los sedimentos del Paganzo II (izquierda) separados por una falla de los conglomerados y areniscas de Las Gredas.- (Fot. Harrington).-

Por el oeste las areniscas cuarcíticas están separadas de las filitas por una falla de rumbo nor-este, que sólo es visible en el extremo norte del afloramiento.

Por el este una falla de rumbo norte-sur magnético separa a las areniscas cuarcíticas de los conglomerados y areniscas de Las Gredas y de los sedimentos de Paganzo II. (Ver perfiles B-B y C-C).

-000-

LOS SEDIMENTOS GLACIALES

Los sedimentos glaciales antiguos aparecen un poco al sur del lugar donde la quebrada de Las Gredas tuerce hacia el norte-sur, más o menos a la altura de la Loma Atravesada. Desde aquí se extienden, formando un afloramiento continuo, hasta 200 metros al sur del salto, o sea, en una distancia de un kilómetro y medio. Allí son cubiertos por una sucesión de capas arenosas y areno-arcillosas y vuelven a aparecer 200 metros más al norte para aflorar, ya no en forma continua sino aisladamente, en las pareces de las quebraditas laterales que desembocan en la quebrada de Las Gredas.

El ancho del afloramiento no excede de 400 metros. Sus contactos son siempre tectónicos. Las fallas tienen rumbo casi norte-sur e inclinan al oeste. Por el este lo separan del hornfels cuarzoso sericitico biotítico y del granito aplítico, y por el oeste de los sedimentos con rastros carbonosos y restos de plantas fósiles.

En uno de los pequeños afloramientos que aparecen al norte del salto se observa, intercalado en la filita, un conglomerado fluvial de diez a veinte centímetros de espesor.

La tilita tiene una coloración entre gris verdoso claro y gris ceniza, abundan en ella rodados de todos los tamaños, siendo escasos los de un metro o más de diámetro y muy abundantes los de veinte a cincuenta centímetros.

Los rodados gruesos tienen formas variables, pero prevalecen los esféricos y los ovales, por lo general no tienen bordes angulosos. Pese a una prolija revisión no han sido encontrados rodados estriados.

Los rodados son preferentemente de rocas graníticas, gneíticas y cuarcitas de grano muy fino, ninguna de estas rocas se encuentra en afloramientos de la zona. Los rodados gruesos están cementados por una matriz arenosa, muy abundante, de color gris verdoso claro a gris ceniza.

En la observación microscópica de la matriz vemos que ésta está constituido por partículas finas, de tamaño variable entre un milímetro y seis centésimas de milímetro, cementadas por una pasta más fina aún, de 24 micrones.

El material grueso está constituido en su mayor parte por cristales de cuarzo y feldespatos, por unos pocos de mica y además por fragmentos de rocas cuarcíticas. (Ver fot. 16).

Las partículas de cuarzo tienen todos los tamaños comprendidos entre un milímetro y seis centésimas de milímetro. Sus secciones tienen formas angulosas y en los fragmentos mayores se observa extinción cataclástica.

El feldespato se presenta en fragmentos grandes, que no han sufrido alteración química.

Las escamitas de mica alargadas, están flexionadas.

La cohesión de la roca no permite hacer un análisis granulométrico de la misma. Se realizó, en cambio, una separación por densidades del material constituyente de la matriz arenosa.

Como líquido separador se usó bromoformo, que tiene densidad 2,9. El material de densidad mayor que 2,9 se encuentra en una proporción de 0,15 %.

Se encontraron individuos de zircón, turmalina, clorita, apatita, granate, muscovita, magnetita y rutilo. (Ver fot. 17 y 18)

El zircón es el más abundante de todos los minerales. Se presenta en cristallitos con sus formas cristalinas completas, y de hábito prismático alargado, con la bipirámide y el prisma muy bien desarrollados. Los individuos son incoloros y el tamaño que tienen oscila entre medio y un milímetro. Algunos encierran inclusiones. (Ver fot. 17, cristal del ángulo superior).

En casi todos los cristales de zircón se observa estructura zonal y el crecimiento de las caras es siempre en la dirección del eje cristalográfico c . Un solo cristal presentaba macla geniculada.

La turmalina se presenta en cristallitos alargados, muy bien desarrollados con las formas cristalinas completas. Los individuos son muy pleocroicos y sus colores varían entre:

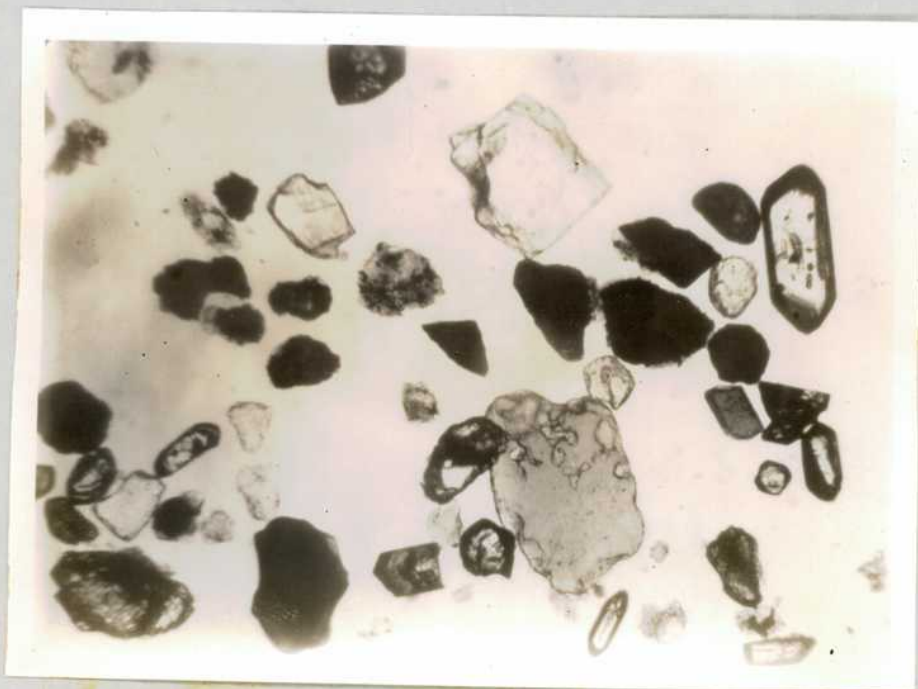
ξ : pardo rojizo
 ω : pardo negruzco.

La clorita se presenta en individuos redondeados, que tienen color verde intenso y no son pleocroicos. Se observan secciones que incluyen gran cantidad de óxido de hierro.

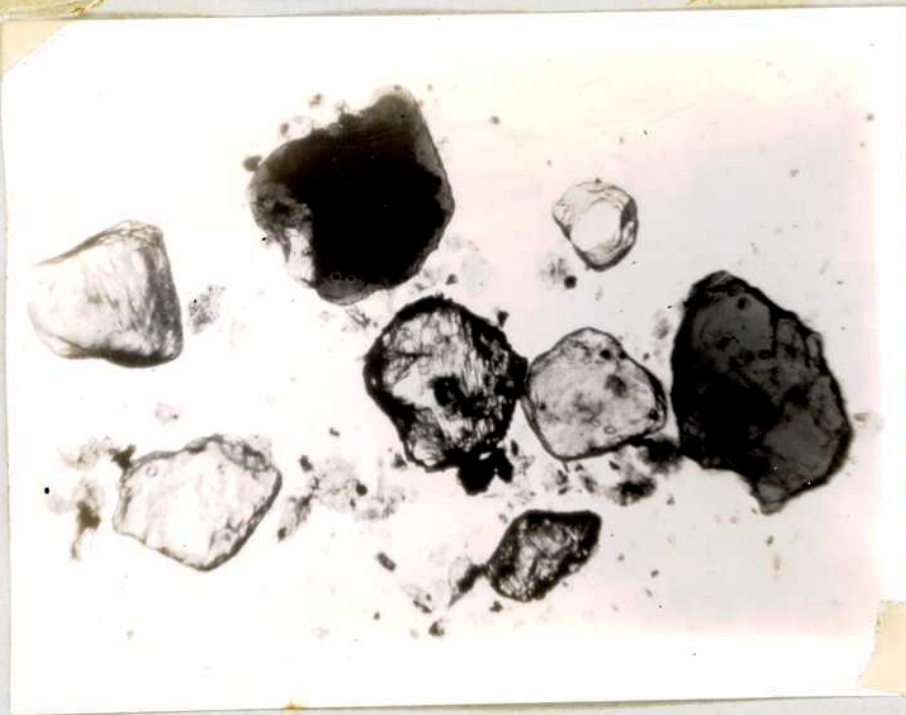
Los individuos de granate, se presentan con formas angulosas o redondeadas, son pequeños y no llegan a tener medio milímetro de diámetro. Tienen color rosado y no se observa en ellos inclusiones ni estructura zonal. Muchos individuos tienen un clivaje según el rombododecaedro.



Fot. N° 16.- Sección delgada de la matriz de la tilita. Puede observarse la forma angulosa de los fragmentos de cuarzo, su extinción cataclástica y la gran cantidad de material cementante. Nicol. cruzados x 76.-



Fot. N° 17. Elementos pesados de la matriz de la tilita. Se distinguen individuos de zircón, turmalina, apatita y clorita.- Luz paralela x 76.-



Fot. N° 18.- Elementos pesados de la matriz de la filita. Se distinguen individuos de turmalina, apatita, granate y clorita.- Luz paralela, x 76.-

-oOo-

LOS SEDIMENTOS CON CARBON Y RESTOS DE PLANTAS FOSILES

Incluimos dentro de este grupo a un conjunto de intercalaciones arenosas y areno-arcillosas, muy particulares, y a unos sedimentos conglomerádicos y arenosos con capas pizarrosas carbonosas intercaladas.

Las intercalaciones de areniscas y areniscas arcillosas afloran en la quebrada Las Gredas en un corto trecho; aparecen 200 metros al sur del salto y terminan en él.- No forman un afloramiento continuo sino se hallan separados en dos o tres menores, pocos potentes, de poca extensión y que aparecen en ambas márgenes de la quebrada.-

Son lajitas de un material arcillo-arenoso, de uno a dos centímetros de espesor, de color grisáceo celeste, en cuyas superficies hay escamitas pequeñas de mica y en algunas, se notan también, huellas o impresiones no determinables. Se intercalan con capas de un material arenoso, de igual espesor y de color castaño claro. Estas intercalaciones forman paquetes de cincuenta o más centímetros de espesor en las cuales pueden predominar las arcillas arenosas o las areniscas.

Quando ocurre el segundo caso, es decir que predominan las capas arenosas, se intercalan con las areniscas castaño claras otras blancas y entonces puede hallarse en ambas estratificación entrecruzada de tipo deltaico. (Ver fot. 19).-



Fot. N° 19.- Parte media de la quebrada de Las Gredas, 100 metros al sur del salto. En la parte inferior las capas arcillo-arenas, de uno a dos centímetros de espesor, se intercalan con otras arenosas de igual ancho.- En la parte superior, dentro del material arenoso, se observa una pequeña discordancia de erosión (diastema). (Fot. Harrington).

En la parte austral del afloramiento de estos sedimentos, puede verse la relación estructural que hay entre ellos y la tilita.- Allí se ve que la separación entre los dos grupos litológicos, está indicada por una superficie plana, paralela a la estratificación de los sedimentos arenosos y areno-arcillosos y que no hay pasaje gradual de uno a otro.

El contacto entre las dos rocas no puede ser normal porque el ambiente en que cada una de ellas se ha depositado es distinto. Entonces entre ambas o hay una discordancia o pasa una falla.

El caso de existir una discordancia, no se puede decir si es angular o no, por la ausencia de estratificación en la tilita. Pero en mi opinión, entre las dos rocas pasa una falla y el plano de fractura es paralelo a la estratificación del

sedimento arenoso y arano-arcilloso. Se trata entonces de un "bedding fault". La falta de una zona brechosa no es causa suficiente para negar la existencia de una falla.-

En esta parte la orientación de las capas arenosas y arano-arcillosas es N 7° E e inclinan 45° N.

Las areniscas y conglomerados con intercalaciones pizarrosas carbonosas afloran al sur de la quebrada de Las Cerdas, en la parte donde ésta corre con dirección S.W.N.E.- Desde este punto hacia el sur llegan hasta más allá de la Loma Atravesada y de la quebradita del Visco. No es un afloramiento continuo, sino que son varios, aislados, pequeños, y separados entre sí por fallas. El área que cubren tiene una longitud de dos kilómetros y un ancho de 250 a 300 metros.

Son areniscas blancas de grano grueso y conglomerados del mismo color, con rodados de dos centímetros de diámetro. Intercaladas en ellas hay capitas pizarrosas con rastros carbonosos. Las capas están plegadas y el eje de plegamiento tiene rumbo N.N.W.

Los sedimentos que afloran en las Lomas del Laberinto, dos kilómetros al N.W/ de Totoral, entre las quebradas de La Rinconada y Las Trancas, deben sus características litológicas, ser unidos a los que aparecen en la Loma Atravesada.

En ese lugar el complejo sedimentario está separado de las filitas por una falla de rumbo norte-sur, e inclinada hacia el oeste, y del hornfels sericitico biotítico cuarzoso y de la apófisis microgranodiorita, por otra falla paralela a la anterior.

En el complejo sedimentario encontramos, de oeste a este;

- 1.- 5 metros de conglomerados blancos donde hay intercaladas esquistos carbonosos. Estos se presentan en capitas de 20 a 30 centímetros de espesor y en ellas hay intercalaciones de areniscas gruesas de color gris.
- 2.- 20 metros de un material arano-arcilloso, de color celeste claro, que puede separarse en lajitas muy finas.

Una falla de rumbo N 6° E, separa el material anterior de:

3.- 50 metros de conglomerados pardo amarillentos, con rodados de diez centímetros de diámetro encerrados en una matriz arenosa, de grano fino a mediano. Intercalados en los conglomerados hallamos un conjunto de areniscas amarillentas y blancas de grano mediano.

La orientación de las capas al oeste de la falla es de rumbo N 6° E es N 15° W e inclinación 85° oeste y al este de la misma, es N 5° E e inclinación 85° N.

En el ángulo nor-este del afloramiento se encuentran unas areniscas arcillosas grises, que cubren un área muy pequeña, tan solo de ocho a diez metros cuadrados. En ellas se encuentran restos mal conservados de plantas fósiles.

Pero la relación que guardan estas areniscas arcillosas con el resto del afloramiento de las Lomas del Laberinto, no puede ser establecida porque están separados por pequeñas fallas.- (No marcadas en el plano).-

-oOo-

LOS CONGLOMERADOS Y ARENISCAS DE LA QUEBRADA DE LAS GREDAS Y DEL PORTAZUELO DE SANTA ROSA

En la quebrada de Las Gredas, 200 metros al norte del salto, aparecen unos sedimentos conglomerádicos, arenosos y areno-arcillosos que por el norte llegan hasta la terminación de la quebrada.

Desde el lugar donde aparecen, al norte del salto, hasta la quebrada Aguada del Chiñe, no forman sólo un afloramiento sino que afloran aisladamente, en las paredes verticales de las quebradas. En este tramo, dos fallas subparalelas de rumbo casi norte-sur es magnético, los separan por el oeste de las filitas y pizarras y por el este del granito aplítico.

Entre la quebrada Aguada del Chifre y el Río Amarillo el afloramiento tiene la forma de una cuña, con la base de 300 metros de longitud en la proximidad del Río Amarillo y el vértice un poco al norte de la terminación de la quebrada Aguada del Chile. En esta parte los sedimentos constituyen un solo afloramiento, separados por el oeste de las filitas y cuarcitas por una falla de rumbo N 20 W y por el este de los sedimentos del Paganzo II por una falla de rumbo N 17° W. (Ver fot. 14 y 15).

En la terminación de la quebrada Aguada del Chifre aparece un afloramiento muy pequeño, en el cual se ha tomado el siguiente perfil.

- 1.- 5 metros de un conglomerado de color blanco, con la superficie rosada debido a alteración. La matriz, arenosa fina, muy cuarzosa, encierra rodaditos de uno a dos centímetros de diámetro, redondeados y con formas esféricas y ovals.
- 2.- 3 metros de areniscas claras, de grano fino, con intercalaciones muy finas de capas carbonosas.
- 3.- 4 metros de un conglomerado blanco, semejante al primero pero de matriz más fina.
- 4.- 5 metros de un conglomerado con rodados muy gruesos, algunos de 50 centímetros de diámetro, de formas muy variables y redondeados.
- 5.- 3 metros de un conglomerado blanco con rodados de dos a tres centímetros, encerrados en una matriz arenosa.
- 6.- 1 metro de areniscas finas con intercalaciones carbonosas.
- 7.- 3 metros de un conglomerado blanco con rodados de 50 centímetros y una matriz arenosa fina.

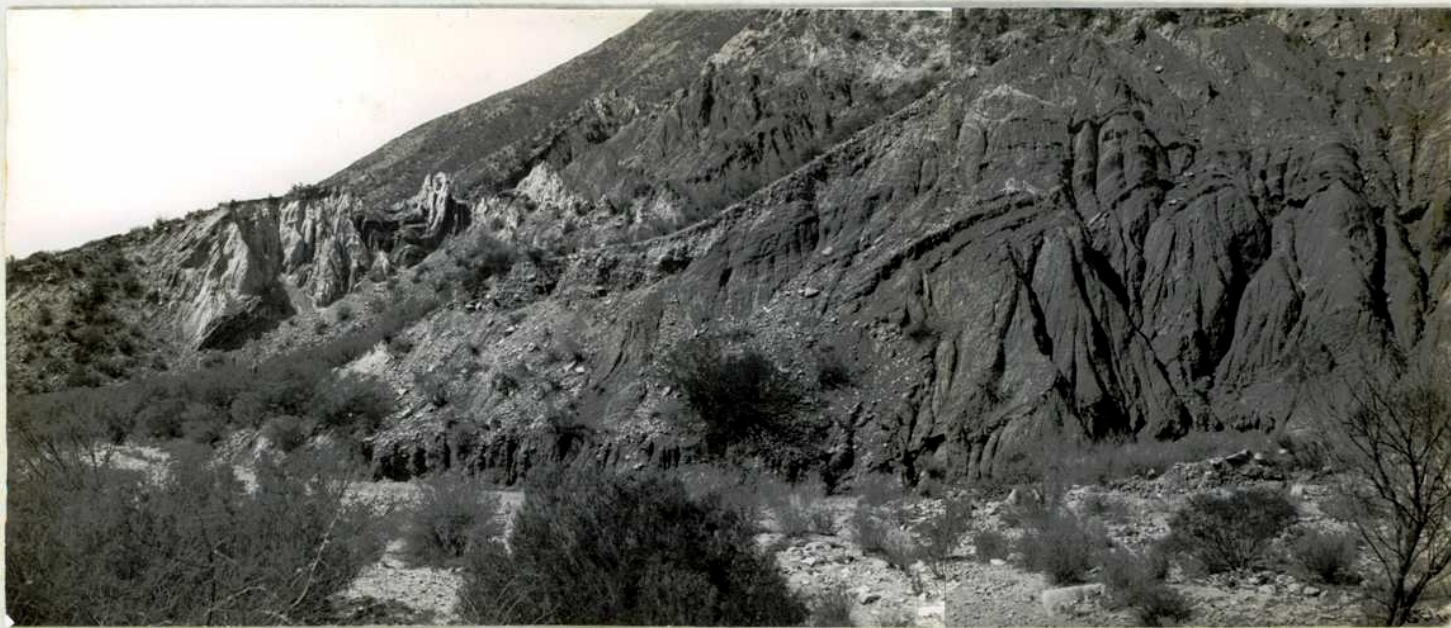
Las distintas capas están indicadas por la variación en el diámetro de los rodados. El rumbo es N 34° E y la inclinación 50° al nor-oeste.-

En la margen derecha de la quebrada, frente al sitio donde fué tomado el perfil anterior, se observa una sucesión de areniscas arcillosas coloradas, de colores amarillentos y rosados, con intercalaciones muy pequeñas de arcillas negras.

El espesor total del afloramiento es de 30 metros. (Ver foto 20).

De la quebrada Aguada del Chile al Norte los sedimentos tienen características semejantes a los que hasta ahora se han descrito. Son conglomerados, areniscas y areniscas arcillosas con intercalaciones de capitas pizarrosas carbonosas.

Cerca de la terminación de la quebrada de Las Gredas, el afloramiento tiene mayor espesor. En la parte inferior aparecen intercalados en los conglomerados tres o cuatro centímetros bancos calcáreo-dolomíticos de color bayo amarillento y de treinta a cincuenta centímetros de espesor. En una capita calcárea de diez centímetros se ha encontrado la estructura de "cone-in-cone".



Fot. N° 20.- Margen derecha de la Quebrada de Las Gredas frente a la terminación de la quebrada Aguada del Chile.- En la parte derecha de la fotografía afloran areniscas arcillosas amarillas y rosadas. En la parte izquierda se observan los sedimentos rojizos del Paganzo II, plegados con rumbo norte sur.- (Fot. Harrington).-

En el portezuelo de Santa Rosa y en la quebrada del mismo nombre, aparecen unos sedimentos conglomerádicos, cuyas características litológicas permiten relacionarlos con los conglomerados y areniscas de Las Gredas.

Estos sedimentos aparecen encerrados entre dos fallas subverticales, paralelas, de rumbo N 54° W., que los separan por el nor-este de las filitas y por el sur-oeste del hornfels gris negruzco, del hornfels bandeado oligoclásico hornblendífero diopsídico, y en muy poca extensión del cuerpo ígneo principal.

Los afloramientos son muy malos e imposibilitan determinar el espesor de la serie. Sin embargo es posible distinguir en ellos la siguiente sucesión:

- 1.- conglomerados de color rojizo o rojo parduzco, con rodados de formas subsféricas y subovales, reconocidos, constituidos preferentemente por rocas graníticas, pórfidos cuaríferos, filitas y hornfels. Están fuertemente cementadas por una matriz formada por el mismo material finamente dividido. Son sedimentos de origen fluvial.
- 2 - areniscas de grano fino y color amarillento.
- 3- conglomerados blancos semejantes a los que aparecen en la terminación de la quebrada Aguada del Chifre.

La parte superior de estos sedimentos vuelve a aparecer sobre el granito en la quebrada del Toro y en el portezuelo, entre Dos Puestitos y el puesto de la Hoyada.

En el ángulo sur-este de nuestra zona de estudios encontramos los sedimentos conglomerádicos y arenosos que afloran en la terminación de la quebrada de Las Gredas.

-000-

LOS SEDIMENTOS DEL PAGANZO II

El afloramiento principal de estos sedimentos, fácilmente reconocibles por su coloración rojiza intensa, los encontramos en la terminación de la quebrada de Las Gredas, desde la quebrada Aguada del Chifre, hasta el río Amarillo.

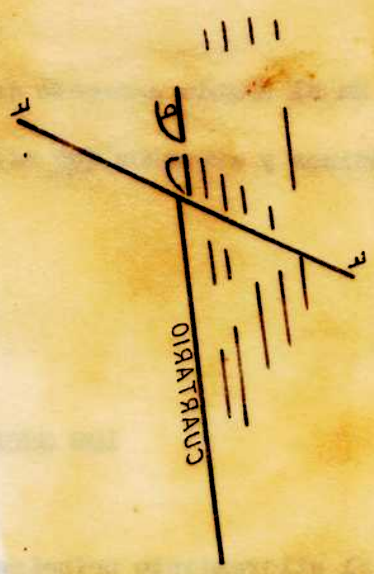
El afloramiento tiene una longitud de dos kilómetros y medio y un ancho de 300 metros. Sus contactos son siempre tectónicos. Una falla de rumbo N 14° E e inclinada al oeste lo separa del granito aplítico. De los conglomerados y areniscas blancas de Las Gredas, está separado por una falla, que desde la quebrada del Estanque hasta la de Las Gredas tiene rumbo N 20 W y de esta última hasta la del Chifre, norte-sur (Ver fot. 14 y 15).

Los afloramientos son muy raras e hipocristalinas...
Este tipo de afloramiento es raro en las zonas de alta montaña.

1.- conglomerados de color rojo o rojo parduzco, con restos de fósiles...
...por tener granitoides, gneiss granitoides, filitas y hornfels...
...estructuras características por ser de tipo foliado por el mismo material...
...estructuras foliadas, con restitución de origen fluvial.

2.- conglomerados de color rojo y color verdoso.

...afloramientos de tipo...
...entre las unidades...
...el punto de la...



...afloramientos de tipo...
...en la zona de la...
...de las unidades...

El afloramiento tiene una longitud de unos kilómetros y ancho...
300 metros. Sus contactos son algo débiles. La falla de rumbo N 14° E a las...
...en la zona de la...
...de las unidades...

(ver fol. 16 y 18).



Fot. N° 21.- Terminación de la quebrada de las Gredas. Margen derecha. Los sedimentos rojizos del Paganzo II apoyan sobre el cuartario por una falla de rumbo N 55° W e inclinada 70° al sur-oeste. (Fot. Harrington).-



Fot. N° 22. Terminación de la quebrada de Las Gredas. Margen izquierda. Sedimentos del Paganzo II plegados. (Fot. Harrington).-

Por el lado norte una falla de rumbo N 55° W e inclinación 70° sur-este, hace apoyar los sedimentos del Paganzo II sobre el cuartario antiguo. (Ver fot. 21).

Estos sedimentos aparecen también en la quebrada de La Calera, al sur y sur-este del granito aplítico de Totoral. Pero los afloramientos son muy pequeños y muy poco importantes.

Los sedimentos del Paganzo II son conglomerados, arcosas y limas de color rojo intenso. En los conglomerados y en las arcosas se encuentran cristales de feldespato potásico, de hábito prismático, algunos de dos centímetros o más de largo, con sus formas cristalinas completas.

En la quebrada de Las Gredas estos sedimentos están plegados y los ejes de plegamiento convergen hacia el nor-este con rumbos N 15° W., N 45° W., y N 60° W. (Ver fot. 22).

Frente a la quebrada Aguada del Chifre, en donde los sedimentos del Paganzo II apoyan sobre el granito aplítico, se observa en ellos plegamiento de rumbo norte-sur. (ver fot. 20).-

ESTRUCTURA TECTONICA

La estructura de las rocas que afloran en la Sierra de Fomatina, es el resultado de una serie de ciclos diastróficos sucesivos, que comienzan en el Proterozoico y terminan en el Plioceno.

Las estructuras originadas en un ciclo diastrófico son afectadas y complicadas en los ciclos que le suceden.

En nuestra zona, los sedimentos depositados en el geosinclinal proterozoico (1), transformados ahora en pizarras, filitas, areniscas esquistosas y cuarcitas, fueron plegados y metamorfizados por primera vez antes del Cámbrico. A esas primeras estructuras se sumaron las producidas por los movimientos del Paleozoico Inferior, del Paleozoico Superior y del Terciario Superior.

Las estructuras proterozoicas pueden ser observadas en una zona situada en el ángulo noroeste de nuestra área de estudio, donde las rocas metamórficas están, al menos aparentemente, menos afectadas por los movimientos del Paleozoico y el Terciario Superior. Allí, las rocas esquistosas están intesamente plegadas, en pliegues similares, pequeños y disarmónicos. El plegamiento tiene rumbos variables entre nortesud y noroeste.

En cambio, al sur de la Quebrada de la Calera, en una zona de dos km. de ancho y que hacia el sur se extiende hasta más allá del límite austral de nuestra área de trabajo, las estructuras proterozoicas están muy modificadas por los movimientos posteriores, especialmente por los pliocénicos, Serán descriptas más adelante al hacer referencia a los movimientos terciarios.

De acuerdo a una comunicación verbal del Dr. Horacio J. Harrington, los movimientos del Paleozoico Inferior ó de la base del Paleozoico Superior, se evidencian en una zona comprendida entre Las Juntas del río Aschavil y el puesto El Volcancito, donde el Carbónico Inferior de facies continental con Rhacopteris se halla

(1) Pese a que en la zona no es posible definir exactamente la edad del plegamiento se llega a ella por comparaciones con otras zonas, y especialmente Salta y Jujuy, donde una idéntica sucesión proterozoica se halla discordantemente infrapuesta al Cámbrico Superior.

en discordancia angular sobre el Ordovícico Superior, fosilífero e intensamente plegado. Corresponderían estos movimientos al ciclo Acádico o a la fase Bretona del ciclo Hercínico.

Debido a la intensidad con que se manifiestan estos movimientos en la zona citada, es indudable que también habrán afectado el Proterozoico expuesto en nuestra zona de estudios, aunque en ésta no es posible distinguirlos ni separarlos del primero.

También según el Dr. Harrington, hay en la Sierra de Famatina, fuera de nuestra zona, indicios de movimientos de menor importancia dentro del Paleozoico Superior (ciclo Hercínico).

La estructura actual de la Sierra y por ende de nuestra zona, se debe ante todo, a los movimientos del Terciario Superior.

En la zona situada al sud de la quebrada de la Calera, citada al hacer referencia a las estructuras proterozoicas, afloran pizarras, filitas y areniscas esquistosas de colores variables entre gris, pardo, pardo amarillento y celeste. En esta parte, las estructuras primeras han sido muy modificadas por los movimientos terciarios. Las rocas están fuertemente plegadas en dirección norte-sud y los pliegues son similares, pequeños, muy cerrados y el plano axial es vertical o está muy inclinado hacia el oeste. Intercaladas en los planos de esquistosidad, se encuentran gran cantidad de rocas filónicas que han sido cortadas y trituradas por los movimientos terciarios. En partes aparecen encajadas dentro de las pizarras y filitas masas redondeadas o bochones de rocas ígneas básicas, algunos de los cuales llegan a tener dos o tres metros de diámetro. (Ver fotografías 23, 24 y 25). Las rocas, además del intenso plegamiento, han sido cortadas por gran número de fallas, de rumbo variable y pequeño rechazo.

El ascenso de la Sierra de Famatina se produjo como consecuencia de una serie de fracturas terciarias de rumbo aproximado norte-sur, de gran rechazo y que en nuestra zona son siempre compresionales e inclinadas hacia el oeste.

En la zona situada al sur del Morro Negro de la Higuera, la fractura tiene rumbo nor-noroeste. Aquí las filitas y pizarras apoyan sobre el Cuaternario

antiguo, debido a una reactivación, durante el Preistoceno, de fallas terciarias.

Entre las quebradas de La Calera y del Visco, un poco al oeste de la Aguada de Los Loros, se observa la unión de tres fallas que separan, de este a oeste, al Cuartario de granito aplítico, al granito aplítico del Paganzo II y al Paganzo II de las pizarras y filitas. La primera de las tres fracturas tiene dirección norte-sur, dirección que conserva hasta la localidad de Totoral, donde se oculta, cubierta por el Cuartario.

Las fallas más occidentales tienen rumbo N 20° W. y N 30° W. Entre la Aguada de Los Loros y la quebrada de La Rinconada, las fracturas están cubiertas y sólo son visibles en pequeños afloramientos, aislados en el gran cono de deyección del Río Seco de La Calera. En la quebrada de La Rinconada las fallas cambian el rumbo anterior y se vuelven subparalelas. Hasta Puma Quebrada corren con dirección norte-sur, y desde allí hasta Las Gredas forman un arco con la convexidad hacia el este. Quinientos metros antes de llegar al Río Amarillo las fracturas son cubiertas por el Cuartario.

Esta forma de las fallas se adapta a la del granito aplítico en la Loma Colorada. En toda esta parte limitan una zona de fracturación, donde se encuentran afloramientos aislados y muy pequeños de formaciones sedimentarias mayores que afloran en otras partes del Famatina. Las distintas series, y más aún todos los afloramientos, tienen siempre contactos tectónicos y las fracturas en todos los casos inclinan hacia el oeste.

Los sedimentos del Paganzo II están plegados y sus ejes tienen rumbo N 60° W, N 45° W y N 15° W o sea, convergen hacia el noroeste, siendo estas direcciones aproximadamente paralelas a las fracturas que limitan a esos sedimentos. Este plegamiento, lo mismo que las fallas menores, se deben simplemente a componentes horizontales de las presiones que produjeron la fracturación principal.

En este capítulo se ha atribuido edad pliocénica a las principales fracturas que se observan en nuestro bloque montañoso, y se ha hecho además referencia a movimientos producidos en el Cuartario, al indicar que las rocas proterozoicas, en ciertos lugares, aparecen apoyadas sobre sedimentos de esa edad.



Fot. N° 23.- Pizarras y filitas muy plegadas al sur de la quebrada de La Calera. (Fot. Harrington).



Fot. N° 24.- Bochón de una roca filónica básica encajado dentro de las pizarras y filitas al sur de la quebrada de La Calera. (Fot. Harrington).

Se considera que la edad de las fracturas es pliocena, porque en el oeste de Los Angulos (Pcia. de La Rioja) los sedimentos del Plioceno (Calchaqueño Superior) son afectadas por grandes fallas, las cuales separan a estas rocas del granito



Fot. N° 25.- Pizarras y filitas plegadas al sur de la quebrada de La Calera. (Fot. Harrington).

biotítico del cerro Los Ramblones. En esta parte las fracturas llegan a tener 2.500 metros de rechazo. (Tesis inédita del Museo de La Plata. "El Plioceno del oeste de Angulos", por C.A. Borrazás).

La reactivación de las fracturas en el Pleitoceno, se comprueba al observar que las filitas y pizarras, el granito aplítico y el Paganzo II apoyan sobre los sedimentos del Cuartario, en la quebrada del Visco, de La Calera y Las Gredas respectivamente. (ver fotografías 1, 8 y 21).

oo0oo

Impresión

[Signature]
20/IV/46

LISTA DE REFERENCIAS

- Andersen, G.H., Pseudo cataclastic texture of replacement origin in igneous rocks. Am. Min. Vol. 19, May. 1934.
- Alling, H.L., Am. Min. Vol. 17, 1932, N° 2.
- Balk, R., Structural Behavior of Igneous Rocks. Geological society of America, Memoir. 5, 1937.
- Barrow. Proc. Geol. Assoc., vol. XXIII (1912), pp.274-90.
- Billings, M.P., Structural Geology, New York, Prentice Hall, Inc. 1942.
- Bodenbender, G., El Nevado de Famatina. Bol. Acad. Nac. Ciencias Córdoba. Tomo XVI, 1916.- (También en : Anales Minist. Agricult. Sección Geología, etc., Tomo XVI, N° 1, Buenos Aires, 1922).
- Bracaccini, O., Los estratos del Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos. (Prov. de La Rioja). Rev. de la Sociedad Geológica Argentina, Buenos Aires, I, 1946, 19-61.-
- Daly, R.A., Igneous rocks and the depths of the earth. New York and London; Mc. Graw-Hill Book Company, 1933.-
- Hall, J., The relation between colour and chemical composition in the biotites. Am. Min., Vol. 26, Jan 1924.-
- Harker, A., Metamorphism. London (1939), I-IX, 1 - 364.-
- Hausen, H., On the lithology and geological structure of the Sierra de Umuango area, Province of La Rioja, Arg. Republic., Act. Academiae Aboensis, Mathematica et Physica I, Abo, 1921.-
- Johannsen, A., A descriptive Petrography of Igneous Rocks, Tomos I - IV, Univ. of Chicago, 1939.-
- Stelzner, A.- Beiträge zue Geologie und Paläntologie der Argentinischen Republik, etc. I. Geologischer Teil. Cassel, 1885.- (Versión castellana en Acad. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, Tomo VIII, 1 y 2, Córdoba 1923-24)

Tilley, C.E., Genesis of Rhombic Pyroxene in Thermal Metamorphism Geological Magazine, LX, 1923, pp. 410-18.-

Winchell, A. N., Element of Mineralogy, U.S.A., II (1933), I-VIII 1-462.-

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 80

Ancho: 70

Descripción:

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 82

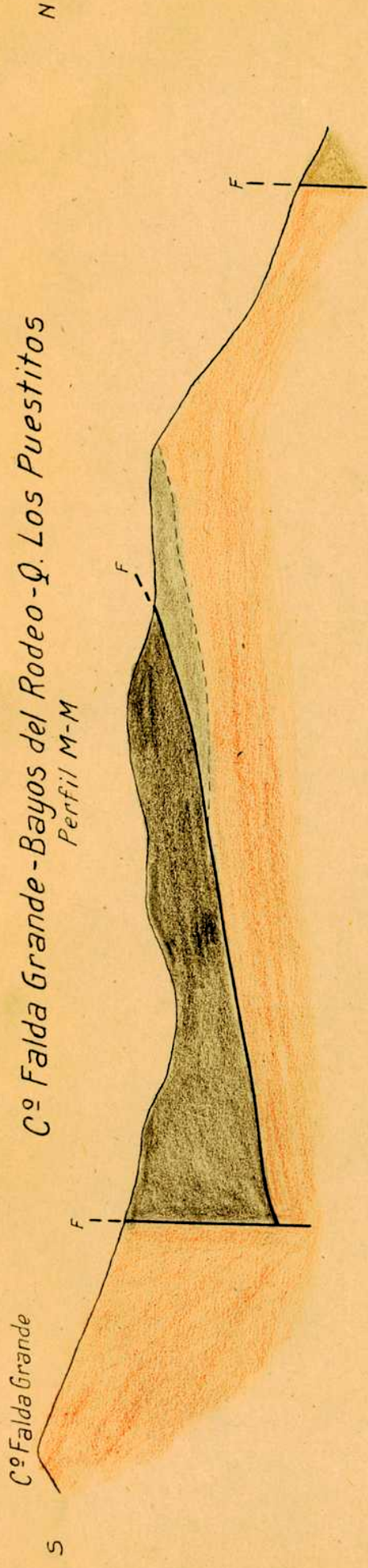
Ancho: 35

Descripción:

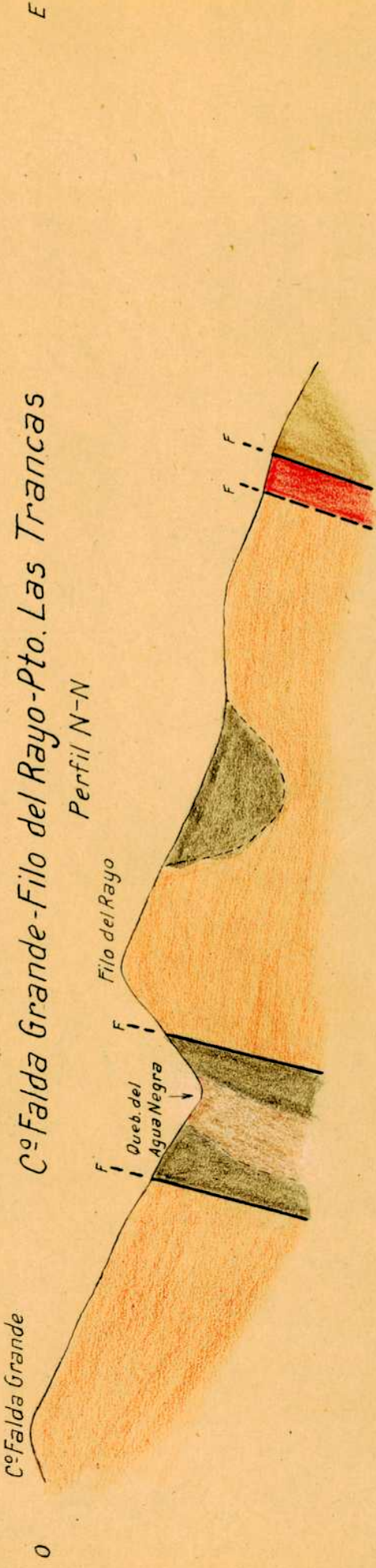
Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Cº Falda Grande - Bayos del Rodeo - Q. Los Puestitos
Perfil M-M



Cº Falda Grande - Filo del Rayo - Pto. Las Trancas
Perfil N-N



Cº Nuñurco - Pico Ciénaga Sur
Perfil L-L

