

**RECONOCIMIENTO GEOLOGICO
EN LA PARTE S. W. DE LA
PROVINCIA DE ATACAMA**

Por

Jorge Muñoz Cristi

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO EN LA PARTE S. W. DE LA PROVINCIA DE ATACAMA

I PARTE

JORGE MUÑOZ CRISTI*

RESUMEN

La región estudiada está comprendida dentro de un rectángulo cuyo vértice S. E. es la ciudad de Vallenar y tiene 28 Km. de largo, en sentido N.S., por 25 Km. de ancho en dirección E. W.

Fisiográficamente, se puede distinguir dos unidades: el valle del Huasco con un amplio desarrollo de terrazas de acumulación y las serranías y cuencas intermontáneas, ubicadas al N. del valle que exhiben un estado de madurez avanzada, estando las depresiones rellenas por depósitos de bolsones.

La formación geológica se puede dividir en las siguientes unidades:

- a) basamento metamórfico;
- b) sedimentos liásicos;
- c) vulcanitas y sedimentos neocomianos;
- d) intrusiones básicas hipabisales, y
- e) batolito andino.

El basamento metamórfico consiste en sedimentos arenoso arcillosos, afectados por fuerte plegamiento que los ha transformado en cuarcitas y filitas, en las cuales la recrystalización y foliación no es muy intensa, como ocurre con el basamento de la zona costanera al S. de Tongoy.

Los sedimentos liásicos constituyen un pequeño afloramiento nadando en rocas ígneas y caracterizado por calizas, lutitas y areniscas.

El neocomiano está muy desarrollado y consiste en queratófiros, en su parte inferior, y calizas, en la superior. Estas últimas encierran algunos bancos de areniscas y lutitas; además, intercalaciones de queratófiros, lavas espiliticas y porfiritas muy básicas. También, algunos mantos de mineral de manganeso. Su posición estratigráfica corresponde al Hauteriviano-Barremiano. Estos sedimentos están intensamente plegados y fallados.

Las vulcanitas y sedimentos neocomianos están atravesados por una intrusión básica con facies variables entre gabros y pórfidos gábricos, cuyos principales constituyentes mineralógicos son labradorita y hornblenda, aunque en ciertos casos aparece augita y, más rara, la olivina. Con los reconocimientos efectuados no se ha podido establecer de un modo concluyente la forma de la intrusión, pero parece que se trata, en general, de una sucesión de cuerpos concordantes yuxtapuestos. A veces, en el contacto entre estas rocas y el batolito, ellas han experimentado cierta neisificación. Estas rocas se distribuyen aproximadamente en dos fajas de rumbo N. N. E. separadas por las rocas del batolito. Estas intrusiones son posteriores al plegamiento de los sedimentos neocomianos y anteriores al batolito.

En la región tienen una distribución relativamente amplia las rocas del Batolito Andino, correspondientes al conjunto que denominaremos Batolito Central. Las rocas pertenecientes a esta unidad se presentan en varios cuerpos relativamente aislados, aunque en general se puede

* Director del Instituto de Geología, U. de Chile.

apreciar una distribución en fajas de orientación submeridional. En la parte central de estos cuerpos predominan las tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita, pero en las partes marginales aparecen muchas veces facies de tonalitas diopáidicas por fenómenos de endomorfismo, ocurridos en los contactos con sedimentos calcáreos. En estos cuerpos son frecuentes los filones aplíticos. A veces, en los contactos aparecen pórfidos graníticos o albitófilos.

Respecto al origen de las rocas del batolito se llega a la conclusión que en la parte central de los diversos macizos que la integran se trata de intrusiones magmáticas, pero en las partes marginales han desempeñado un papel importante los fenómenos de anatexis y de granitización; los primeros han modificado la composición de las tonalitas originales transformándolas en tonalitas diopáidicas y los segundos han producido la transformación de los pórfidos gábricos encajadores en tonalitas y granodioritas, originándose un gran número de filones de espeartita.

INTRODUCCION

El presente trabajo es el resultado de algunos reconocimientos geológicos efectuados en varias excursiones realizadas durante los años 1956 y 1957, a la parte S. W. de la Provincia de Atacama, comprendida dentro de un rectángulo cuyo vértice S. E. es la ciudad de Vallenar y que tiene 28 Km. de largo en sentido N. S. por 25 Km. en dirección E. W. Como base topográfica empleamos un mapa aproximado obtenido de las fotografías aéreas correspondientes a la Carta Preliminar en escala 1:250.000, publicado por el Instituto Geográfico Militar.

El bosquejo geológico que acompañamos a este informe fue levantado por el suscrito y el señor Antonio Pena, quien no pudo continuar con el trabajo por haberse retirado de nuestro Instituto en mayo de 1957, de modo que la redacción e interpretación de los resultados es de la exclusiva responsabilidad del suscrito.

Los gastos que demandó el trabajo de terreno y la preparación del mapa topográfico fueron hechos por la Cía. de Acero del Pacífico, a la cual estamos muy reconocidos por esta colaboración. También agradecemos al Ingeniero de dicha Compañía, señor Gastón Bustamante, que nos facilitó mucho nuestras tareas en el terreno; al señor Jorge Villalobos, que realizó los análisis químicos y a la señora Gilda Moretti, que se ocupó de las microfotografías y al señor Francisco Benítez, que realizó los trabajos de dibujo.

Trabajos anteriores.

Sobre esta región existe un informe inédito del Depto. de Minas y Petróleo por los Ingenieros Carlos Ruiz y Heriberto Hornkohl, del año 1942, el cual se refiere especialmente al estudio geológico y geofísico de los yacimientos de fierro; pero da algunas informaciones geológicas de carácter general. Como ellos no encontraron fósiles no pudieron precisar la edad de las formaciones, inclinándose a considerar los sedimentos de edad jurásica, los cuales, como veremos más adelante, son en realidad cretáceos. Este estudio abarca sólo la parte oriental de nuestra área.

FISIOGRAFIA

En la región estudiada se presentan dos unidades fisiográficas bien definidas: el valle del Huasco y las serranías y cuencas intermontáneas situadas al N. de este valle, que es típicamente un paisaje de desierto.

El valle del Huasco se caracteriza por un grandioso desarrollo de las terrazas fluviales de acumulación, que han sido descritas detalladamente por Bruggen (1950, pág. 192), quien las interpretó como ocasionadas por movimientos epirogénicos de ascenso y descenso del continente ocurridos durante el Plioceno y Cuaternario.

La terraza más desarrollada es la superior con una altura de 300 m. s. n. m., la cual penetra en forma de grandes abras hacia el N. en el Llano de las Ventanas y en otros que siguen más al W., separados entre sí por espolones de cerros que van a morir en el borde inferior de dicha terraza.

En Vallenar, fuera de esta terraza principal, se pueden distinguir a lo menos otras tres a las cotas de 250, 200 y 150 m., todas con un subsuelo formado por el relleno aluvial.

La zona montañosa situada al N. del río Huasco corresponde a un paisaje maduro, cuyas cumbres más altas, con alturas que varían de 1.000 a 1.100 m., representan los restos de la antigua peniplanicie terciaria, que ascendió por los movimientos del Plioceno y Cuaternario. A ella corresponden los cerros Grande (1.050 m.), Infiernillo (1.104 m.), Tatara (1.040 m.), Huantemé (1.066 m.); todos éstos en la parte S. del terreno en estudio y enfrentando el valle del Huasco. Por esta circunstancia el valle del Huasco no ha tenido ninguna influencia en el desarrollo del paisaje de la región situada al N. de dicho valle, lo cual demuestra que el Huasco es un río de desarrollo relativamente moderno.

La superficie formada por las cumbres principales desciende gradualmente hacia el N., pues los únicos cerros que sobrepasan los 1.000 m., son las dos cumbres del Cerro Astillas con 1.007 y 1.003 m. en el norte del sector.

Hacia el S. del río Huasco se puede observar un ascenso escalonado de los antiguos niveles de erosión para culminar en el Cerro Perdices con 1.600 m. s. n. m. Allí también se puede apreciar la distribución de las líneas de cumbres en fajas E-W, siempre que no existan condiciones petrográficas y tectónicas que las modifiquen.

Dentro del área, considerada las serranías, muestran un estado de madurez relativamente avanzado y entre ellas se intercalan algunas depresiones más o menos extensas que en general tienen el carácter de bolsones; pero hay una con características muy especiales y es la que corresponde a la quebrada Aguilar entre la falda meridional del Cerro Tres Puntas y Aguada del Sauce, donde se han desarrollado algunas terrazas de acumulación aluvial. Hacia el W. de dicha aguada, la quebrada Agua Grande, que es la continuación de la quebrada Aguilar, se encajona en un valle desfiladero muy sinuoso con las características de meandros encajados.

Características análogas, pero con menor grado de desarrollo, muestra la quebrada Agua Dulce. Tales anomalías podrían explicarse tal vez suponiendo un ascenso del bloque occidental, aunque también debió influir la mayor facilidad que presentaba para el desarrollo de anchos valles, las rocas de la faja granítica, en la cual están excavadas estas depresiones.

En la parte oriental de la zona que estamos considerando existen grandes llanos, cuyo desarrollo tiene todas las características de las zonas desérticas y las podemos considerar como bolsones.

LA FORMACION GEOLOGICA

Dentro del área en estudio se pueden distinguir en orden cronológico las siguientes unidades:

- A. Basamento metamórfico;
- B. Sedimentos liásicos;
- C. Vulcanitas y sedimentos neocomianos;
- D. Intrusiones básicas hipabisales, y
- E. Batolito andino.

EL BASAMENTO METAMORFICO

En la parte noroccidental del bosquejo geológico aparece un sector relativamente extenso de rocas algo metamórficas con plegamiento muy fuerte y bastante complicado.

El conjunto de estos sedimentos corresponde a cuarcitas de color blanco grisáceo y pizarras negras, alternando los bancos de unas y otras, a veces con espesores de pocos centímetros y otras con potencias de algunas decenas de metros; pero debido al plegamiento muy irregular de que está afectada la serie, que en partes aparece enteramente contorsionada, no es posible dar un perfil de la sucesión estratigráfica.

Desde el punto de de vista petrográfico la serie es relativamente monótona, pues aparecen sólo las cuarcitas y las pizarras negras. Para dar una idea de su composición describiremos a continuación algunos ejemplares de estas rocas:

Vall. 334. Cuarcita.

Roca gris clara, con bandeamiento irregular, debido a la alternación de fajas negras con otras blanquizas, las cuales muestran un plegamiento contorsionado; a veces el entrelazamiento se produce en ojos del material claro entre el oscuro. Bajo el microscopio aparece constituido por un agrupamiento de granitos de cuarzo xenomorfo, con diámetros variables entre 0.02 y 0.2 mm., que esporádicamente están recristalizados, llegando a 0.4 mm. Estas fajas alternan con otras, constituidas por granos de cuarzo de 0.03 mm., entrelazados con hojitas de biotita en la misma proporción; pero en algunas fajas ella llega a predominar; en mucho menor proporción aparecen agregados escamosos de sericita y hojitas de clorita.

Vall. 336. Cuarcita.

Roca negra de grano muy fino, aspecto sacaroide con guicillas de cuarzo gris amarillento. Bajo el microscopio aparece constituida por un agregado confuso de granitos de cuarzo-xenomorfos de 0.02 mm., entrelazados con clorita y sericita. La clorita en algunas partes forma manchas mayores; la sericita a veces está recristalizada a muscovita. Aparece regular cantidad de sustancia carbonosa, transformada en grafito.

Vall. 445. Cuarcita laminada sedosa.

Es una roca de color gris plomizo, bien foliada, constituida por capas de cuarcita gris, de 1 a 2 mm., entre las cuales se interponen otras más delgadas de color negro. Bajo el microscopio muestra textura nematoblástica con fajitas de cuarzo, constituidas por granitos alargados de 0.01 mm., de ancho, separadas por un agregado fibroso con espesores de 0.005 mm. y formado por biotita con pleocroismo débil entrelazada con muscovita (Lám. I, fig. 1).

Vall. 337. Pizarras de Escapolita.

Roca negra densa de lustre ligeramente sedoso con algunas guicillas de material granítico. Bajo el microscopio aparece constituida por un agregado floculento muy fino, constituido por laminitas de clorita de 0.01 mm., que presenta en dos variedades: clinocloro y penina; además escasos granitos de cuarzo y limonita, dentro de esta masa existen áreas ocupadas por escapolita de forma irregulares, en gran parte rellenas por inclusiones carbonosas (Lám. I, fig. 2).

En esta muestra llama la atención la presencia de escapolita, que es un mineral típico del metamorfismo termal y probablemente se debe a la acción de las pequeñas inyecciones graníticas antes mencionadas, pues la modificación fundamental parece haberse producido por efecto del intenso plegamiento.

Este conjunto sedimentario fuertemente plegado y con metamorfismo regional de bajo grado es de difícil ubicación dentro de la columna geológica, pues no conocemos en esta región ni su techo ni su piso. Es probable que las capas basales de esta serie sean las que aparecen en la costa entre Huasco y Caleta Las Lozas, donde existen queratófiros gris negruscos con fuerte plegamiento atravesados por filones de diabasas también fuertemente tectonizados. Estos queratófiros son de textura felsítica y al parecer bastante ácidos.

Conocemos formaciones algo análogas a ésta en la costa de Huaquén (MUÑOZ CRISTI, 1938), donde forman una ventana que asoma por entre los sedimentos y queratófiros triásicos.

Esta formación presenta características totalmente diferentes a las del basamento metamórfico que aparece en la costa N. del río Choapa (MUÑOZ CRISTI, 1942, pág. 290), las cuales, por su metamorfismo avanzado se han transformado en micacitas y esquistos verdes de actinolita. Como ellas aparecen en contacto tectónico con los sedimentos carboníferos, no se puede decir si existen formaciones análogas a los sedimentos de quebrada Agua Grande interpuestos entre ellos.

Probablemente la faja de rocas antiguas que existe entre el río Huasco y Chañaral pertenezca a esta misma formación de quebrada Agua Grande.

Por las razones anotadas estimamos probable que esta serie pertenezca al Paleozoico Inferior, y constituiría una estructura caledónica a lo largo de la costa del Pacífico.

Por la descripción de RUEGG (1956, pág. 779), este conjunto tendría semejanza con algunos complejos que aparecen en la costa peruana y que el autor citado considera precarbonífero.

EL LIAS

En la parte N. W. de la zona en estudio aparece un bloque de sedimentos liásicos rodeado por los pórfidos gábricos y granodioritas.

El afloramiento es relativamente pequeño, pues tiene sólo 2 Km. a lo largo de la corrida y una anchura de 600 m. Su rumbo es N. 10 W. con inclinación de 30° E., pero con muchas dobladuras locales.

En su parte inferior la serie lleva calizas gris claras, azulejas de grano muy fino; ellas encierran cierta proporción (más o menos 20%) de granos de cuarzo y escasos de albita y muy escasas hojitas de biotita.

Sobre la caliza va una lutita arenosa gris azul con una matriz de caolín y sericita, que contiene escasos granos esporádicos de cuarzo y concreciones silíceas, posiblemente de origen orgánico. Ella encierra algunos bancos de areniscas blancas sacaroides con granos de albita y cuarzo, de 0,1 a 0,2 mm. de diámetro subredondeados, en la proporción de más o menos 20%, dentro de una matriz arcillosa silícea, la cual está algo recristalizada a calcedonia. Encima viene una arenisca blanca cenicienta clara, constituida en un 80% por granos de cuarzo subangulares de 0,1 a 0,2 mm. de diámetro y escasos de 1 mm. El cemento es caolínico-sericítico silíceo. Se pasa en seguida a una arenisca amarilla análoga a la

anterior, constituida por granos de cuarzo de 0,1 a 0,2 mm., hojitas de biotita alteradas, granos de albita y escasos de queratófiros. La matriz es silíceo.

La serie termina con lutitas gris oscuras de aspecto pizarroso, que se ponen en contacto con un filón lamprofírico.

En las calizas se encontraron algunas impresiones de *Vola alata* von Buch (determinada por TAVERA), fósil característico para el Lías medio a superior.

Por las características de los sedimentos parece tratarse de una cuenca de sedimentación correspondiente a un shelf inestable.

Debido a la circunstancia de encontrarse este bloque aislado entre rocas ígneas, no es posible apreciar su relación con los otros sedimentos de la región, pero, según hemos visto más arriba, hacia el poniente aparecen sedimentos muy plegados y algo metamorfoseados, los cuales indudablemente pertenecen al paleozoico o prepaleozoico, ellos distan sólo 1 Km. de la base de nuestro paquete liásico. De esto podemos deducir que faltaría el desarrollo del paleozoico inferior y triásico, como lo conocemos en la costa de la provincia de Coquimbo (MUNOZ CRISTI, 1942), lo cual podría explicarse por haber sido erosionados antes de la depositación del Lías medio.

EL NEOCOMIANO

En la parte oriental de la zona en estudio aflora una potente serie de sedimentos y vulcanitas, que atribuimos al cretáceo inferior, por las razones que daremos más adelante. La parte inferior de esta serie consiste en queratófiros y la superior de sedimentos, predominando entre ellos las calizas.

Los queratófiros

Ellos constituyen una faja más o menos continua, que va del Cerro Los Colorados, pasando por Cerro Linderos y la parte N. W. del Cerro Tatara, pero sólo en Cerro Linderos se puede observar el contacto con los sedimentos. En Cerro Los Colorados no se observa la roca original, debido a una intensa alteración hidrotermal, que la transformó en chert.

También aparece una estrecha faja de estas rocas entre los sedimentos de Sositas y los granitos del Cerro Huantemé, con su prolongación septentrional.

Estos queratófiros, en su mayor parte parecen corresponder a lavas, pero posiblemente existan también tobas y cuerpos hipabisales. No hemos podido establecer de un modo claro si existen queratófiros intercalados entre las calizas, porque no levantamos perfiles detallados y los afloramientos están, por lo general, muy cubiertos por escombros de falda. RUIZ y HORNKOHL (1942) mencionan porfiritas intercaladas entre las calizas, pero se trata posiblemente de filones mantos correspondientes a las intrusiones básicas.

En el portezuelo Tórtolas aparecen los queratófiros morados con filones de pórfiros negros, encerrando algunos trozos de caliza. Estos queratófiros morados tienen textura porfírica con masa fundamental hialofítica y fenocristales de albita An_{10} de 1 a 2 mm.; aparecen también algunos fenocristales, que por su forma parecen corresponder a hornblenda, pero están reemplazados totalmente por calcita, quedando un borde opacítico, otras veces el reemplazo es por serpentina.

En el Cerro Linderos los queratófiros morados corresponden en general a los mismos tipos que describiremos en detalle más adelante; siempre tienen textura porfírica, pero la masa fundamental varía en las diversas capas entre felsítica, a veces con abundantes esferolitas, a pilotaxíticas con muy poco material vítreo intersticial; en algunos casos esta masa es bastante vítrea, reaccionando débilmente a la luz polarizada y entonces lleva abundantes esferolitas. En el extremo S. de este cerro se puede observar el contacto de los queratófiros con el paquete de sedimentos que se le superpone. Se trata de una roca café amarillenta, porfírica con fenocristales de albita de 0,5 a 1 mm. en una masa fundamental hialofítica; lleva, además, escasos fenocristales de cuarzo, biotita fuertemente cloritizada y otros minerales félicos, posiblemente anfíbola enteramente serpentinizados. Por estas características se asemeja al del Portezuelo Tórtolas, donde también existen trozos de calizas, pero allí el fuerte destrozamiento no permite establecer claramente las relaciones entre calizas y queratófiros.

Hacia el sur del Cerro Linderos no se observó el contacto directo entre los queratófiros y los sedimentos, porque se interpone un ancho valle por donde pasa el camino que va de la Hacienda Las Ventanas hacia el N.; pero al E. del camino está la parte N. del Cerro Tata, constituido por queratófiros análogos a los del Cerro Linderos.

Estos queratófiros (Lám. II, fig. 3) son rocas de color café rojizo, porfíricas con fenocristales de feldespatos blancos turbios. La masa fundamental tiene textura pilotaxítica a hialofítica; aparece constituida por astillitas de albita cálcica de 0,05 mm. de largo aproximadamente, entre las cuales hay diseminado algo de pigmento vítreo rojizo, el cual suele concentrarse en manchas o guías. Los fenocristales de albita tienen 0,2 a 2 mm. de largo, son xenomorfos a hipidiomorfos, llevan maclas de Albita y a veces de Carlsbad y Periclina, originándose en muchos casos la combinación "tablero de ajedrez"; algunos aparecen bastante fracturados y los fragmentos suelen estar dispersos; en ciertos casos las líneas de maclas aparecen encorvadas. Estas características obedecen indudablemente a fenómenos tectónicos posteriores a su consolidación.

Existen algunas variedades más ácidas con fenocristales de albita y masa fundamental felsítica de tendencia esferolítica; en estos casos es frecuente encontrar segregaciones de cuarzo. También hay variedades más básicas (Lám. II, fig. 4), en las cuales se encuentra una fuerte proporción de fenocristales de oligoclasa, como ocurre al E. del Gran Peñón situado frente a Huantemé. Allí los fenocristales de oligoclasa constituyen el 80% de la roca, con tamaños de 0,5 a 1 m.; en una masa fundamental hialofítica, que contiene pequeñas cantidades de clorita y calcita, es decir, esta roca tiene afinidades porfíricas.

En los casos que se ha producido una intensa tectonización se observa una fuerte impregnación de magnetita asociada con calcita y clorita, lo cual hace pensar que los cuerpos de magnetita del distrito están relacionados con las zonas de mayor fracturamiento, pero aclarar esta suposición es difícil, porque donde ellos existen se han producido modificaciones intensas en la naturaleza de la roca original.

En el cuadro I aparecen algunos análisis de estas rocas efectuados por VILLALOBOS (Vall. 195 y 196).

Debido a la disposición estructural, la base de los sedimentos aparece también al W. de la faja de calizas de Huantemé-Sositas, pero aquí la situación está bastante confusa, por la cercanía del macizo granítico que la interrumpe, el

cual ha provocado intensas alteraciones hidrotermales. Donde se pueden observar mejor las relaciones es en la parte sur del cordón que forma el portezuelo Chañar Quemado.

Al S. del portezuelo Chañar Quemado, por donde pasa el camino a Capote, aparecen por debajo de los sedimentos calcáreos queratófiros de color café rojizo muy análogos a los descritos más arriba. Entre ellos se intercalan algunas capas de tobas de color morado a negruzco, las cuales están constituidas, en su mayor parte por material vítreo (Lám. III, fig. 5); tienen textura hipocristalina con abundante pigmento de vidrio volcánico diseminado en una masa hipocristalina, que presenta esferolitas y axiolitas; algunas esferolitas están más diferenciadas con tendencia a formar cristales de albita impregnados con cuarzo en disposición grafocranítica o tendencia micropertítica, los cuales muchas veces aparecen doblados. Es difícil decidir si estas rocas corresponden a queratófiros consolidados de un material muy viscoso o a ignimbritas (tobas soldadas).

Los sedimentos

Estos, debido a las condiciones estructurales y a las intrusiones postneocómicas se presentan en dos fajas: una oriental y otra occidental. La faja oriental se propaga en sentido de S. a N., desde la puntilla, donde terminan los cerros de Huantemé en el llano de Las Ventanas, pasando en seguida por el cordón oriental de la zona montañosa constituida por los cerros Huantemé-Sositas. Este paquete de sedimentos tiene rumbo N. S. y muestra varios pliegues. Las rocas predominantes son calizas blanquecinas, a veces algo arenosas, entre las cuales se intercalan algunos bancos de margas de color café oscuro hasta amarillo. Las areniscas constituyen bancos de potencias variables y si su espesor es de algunos metros, encierran casi siempre bancos delgados de caliza. Por lo general, se trata de areniscas de grano fino de color amarillento, constituidas por granos subangulares de albita, queratófiros y cuarzo envueltos en una matriz arcillosa calcárea. A veces estas areniscas, como ocurre en las lomas situadas al S. de la mina La Negra, tienen un carácter brechoso y heterogéneo con fragmentos rosados grises o negruzcos de pocos milímetros de queratófiros envueltos en una masa floclenta de cuarzo y feldespatos con abundantes listoncitos de estos últimos, que le dan el aspecto de ceniza volcánica.

Por tratarse de un trabajo de reconocimiento no hemos levantado un perfil estratigráfico detallado, lo cual habría sido bastante laborioso por la tectónica compleja, que afecta a este conjunto; pero la potencia debe ser de varios cientos de metros.

El conjunto de sedimentos encierra algunas intercalaciones de rocas ígneas, que por el fracturamiento general han sido fuertemente impregnadas por calcita, la cual imposibilita para apreciar su constitución original, pero, a juzgar por el material que escapó al reemplazo, se trata de queratófiros análogos a los basales.

Algunos muestreos paleontológicos detallados efectuados por TAVERA indican para esta serie una edad entre Hauteriviana y Barremiana. En relación con los mantos del río Copiapó, estudiado por BIESE (1942), corresponden a las capas desde Nantoco a Pabellón.

Los fósiles más característicos, en los cuales basa su correlación el autor citado son: *Crioceras Andinum* (GERTH), que se presenta en la base de los cerros frente a Sositas (Hauteriviano superior) y en un banco de calizas 150 m. más arriba, *Cerithium* (*Bittium* sp.) y *Lucina* cf. *prorecta*.

Llama la atención la falta de los niveles más bajos de Copiapó, los cuales estarían reemplazados en esta región por queratófiros.

La faja occidental de sedimentos tiene rumbo N. N. E. y va desde un poco al sur de la quebrada Aguilar hasta frente al Cerro Los Colorados. Hacia el sur estos sedimentos se pierden en la intrusión del granito de Huantemé, pero, en el faldeo occidental del Cerro Tatará W. vuelven a aparecer areniscas bastante metamorfoseadas.

En esta faja la tectónica de pliegues y fallas es muy intensa, lo cual hace muy difícil establecer la sucesión estratigráfica y para ello habría que proceder a efectuar levantamientos muy detallados, lo cual cae fuera de la intención de este trabajo.

En el cordón de Cerro Bandera y su continuación septentrional, pasando por Chañar Quemado, Coquimbana y La Negra predominan las calizas grises a blanquizas. El único punto fosilífero que se encontró está situado más o menos 200 m. al N. W. de la mina La Negra, que proporcionó, según TAVERA, *Ammonites* sp., *Pecten robinaldinus* D'Orb, *Gervillia* sp., especies que no aparecen en la faja oriental.

Esta serie de sedimentos contiene intercalaciones de lava espilitica, que son rocas afaníticas color gris verdoso, constituidas por un agregado de astillitas de albita, envueltas en una masa fundamental de clorita isótropa; algunos ejemplares llevan vesículas rellenas por cuarzo y calcita. También se suele encontrar entre los sedimentos bancos de porfiritas muy básicas, p. ej., en el camino que va de la mina Coquimbana a la mina La Negra, más o menos 2 Km. de la primera aparecen intercalaciones de meláfiro negro porfírico, que suelen llevar abundantes inclusiones vítreas y de augita, en una masa café hialofítica (Lám. III, fig. 6). A veces las plagioclasas encierran inclusiones de augita, pero en otros casos se ve una situación inversa, es decir, la augita rodea la plagioclasa, por lo cual parece que ambos minerales son de cristalización simultánea; estas rocas suelen ser altamente vesiculares. Dada la gran diferencia de composición con la de las vulcanitas predominantes y que son especialmente queratófiros y espilitas, se podría pensar en inyecciones posteriores de filones mantos. La abundancia de fenocristales indicaría erupciones póstumas. Esta serie de calizas lleva intercalado un manto de mineral de manganeso con potencias variables de pocos centímetros hasta algunos metros, sobre el cual están ubicadas las minas Venus, Caminada, Coquimbana y La Negra. Se trata indudablemente de un depósito singenético.

En el cordón del Cerro La Liga-Aguilar las calizas constituyen sólo intercalaciones dentro de un grupo potente de areniscas, pero por las razones tectónicas antes mencionadas, no podemos asegurar si ellas están por debajo o por encima de las calizas, aunque es más probable la primera suposición y ellas constituirían un conjunto que se acuñaría hacia el E.

Estas areniscas son de color negruzco a verdoso, grano fino; algunas capas llegan a la categoría de limos y otros a las de grano grueso; pero todos corresponden a grauvacas, es decir, sus granos son de queratófiros y de feldespatos

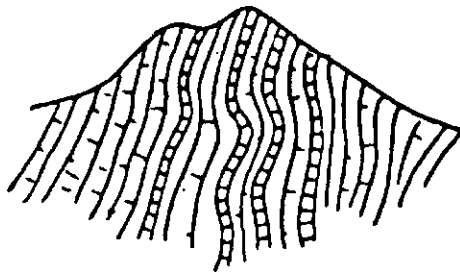
alcalinos en una matriz arcillosa. Por estas características les atribuimos un carácter de sedimento de geosinclinal.

Esta serie clásica aparece también en la parte situada al S. W. del Cerro Huantemé, donde forma un lente de 5 Km. de largo por 2 de ancho, pero fuertemente metamorfoseado termalmente. Allí constituye un limo arenoso de color gris café, que bajo el microscopio se presenta como un agregado flocluento de granos de cuarzo de 0,01 mm. y que ocasionalmente llegan a 0,08 mm., juntamente con algo de feldespato alcalino; existen también algunas manchas de epidota. Otros ejemplares corresponden a una arenisca negra muy confusa por las acciones metamórficas, pero todavía se puede reconocer la constitución original de algunos granos correspondientes a granitos aplíticos y queratófiros y cuarzo en granos pequeños, el cual ha reemplazado parcialmente los granos, dándole el aspecto confuso a la roca. En algunos sectores esta arenisca ha sido reemplazada por magnetita con escapolita y apatita. La existencia de estas rocas de metamorfismo en la aureola del macizo del Cerro Huantemé constituye un antecedente importante para considerar a este último de carácter intrusivo, pero sin que se puedan excluir los fenómenos de anatexis.

TECTONICA DEL NEOCOMIANO

Como lo hemos mencionado en diversas oportunidades, los sedimentos del neocomiano presentan una tectónica muy compleja, en la cual se combinan pliegues y fallas.

Los pliegues no constituyen estructuras sencillas, como queda atestiguado por los numerosos cambios de rumbos y de manteos en distancias relativamente pequeñas. Estos cambios pueden apreciarse en pequeña escala en las laderas de los cerros, como p. ej., en el frente S. del Cerro Bandera, representado en la Fig. 1. Como los puntos de inflexión en una misma capa determinada corresponden a líneas oblicuas no horizontales, resultan muchas desviaciones de rumbo e inclinación en los afloramientos.



*Fig 1- Perfil Ladera S. Cerro Bandera
visto desde Q. Aguilar*

Además, se puede observar que los ejes de los pliegues no son horizontales, sino que tienen cierto buzamiento, lo cual se traduce en la dobladura de las líneas estructurales. Esto se aprecia muy bien en el manto de manganeso de la misma Venus, que tiene en la mina principal N. 50 E/55° N. W. y hacia el N. se dobla de modo que a 200 m. de este punto ya la posición es N. 20 E/50° W.

Otra complicación que se presenta en los pliegues es la existencia de numerosas fallas normales o transversales al rumbo de las capas con deslizamientos a

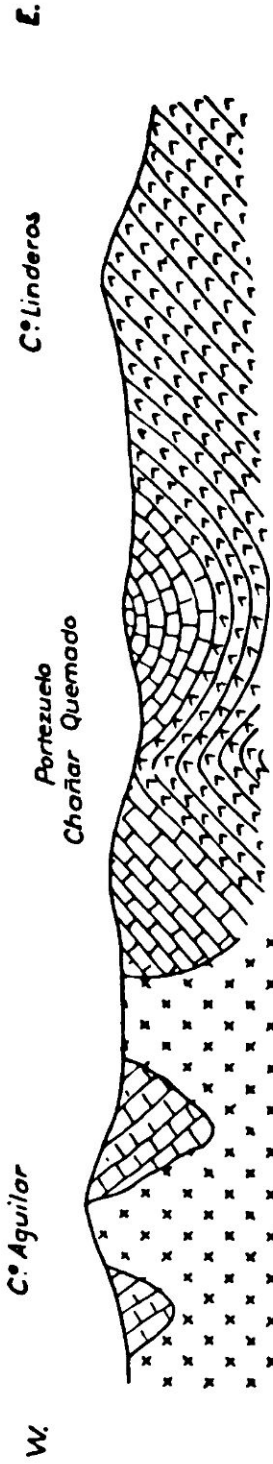


Fig. 2 - Perfil esquemático entre Cerro Aguilar y Cerro Linderos

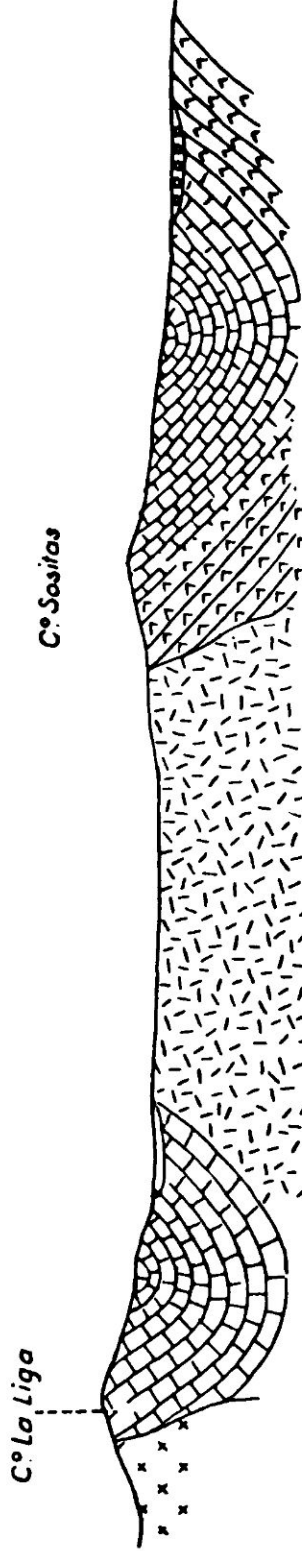
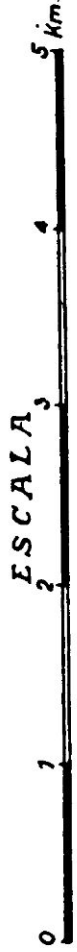


Fig. 3 - Perfil esquemático entre Cerro La Liga y Cerro Sositas



veces importantes. RUIZ y HORNKOHL (1942), al hacer el levantamiento geológico detallado en los alrededores de la mina Coquimbana, han representado varias de estas fallas.

Para apreciar los rasgos generales de la tectónica que afecta a estos sedimentos, hemos trazado dos perfiles transversales: uno entre Cerro Aguilar y Cerro Linderos (Fig. 2) y otro entre Cerro La Liga y Cerro Sositas, continuando hacia el E. hasta las estribaciones occidentales del Cerro Talara W. (Fig. 3). La inclinación que aparece está generalizada, pues ellas varían desde verticales a 40° ó 50°.

En el segundo de ellos se puede apreciar que el centro de la estructura está ocupado por el batolito que ocupa el valle. Hacia el E. aparece un sinclinal, cuyo eje está ocupado por calizas y areniscas neocomianas, encontrándose en las alas los queratófiros. Hacia el W. del granito existe otro sinclinal en los mismos sedimentos; pero parece que no hay correspondencia y este paquete podría representar niveles más altos de la serie. Los dos argumentos que podríamos citar en apoyo de esta suposición son los siguientes:

a) En el ala E. del sinclinal oriental están relativamente bien desarrollados los niveles fosilíferos que hemos descrito más arriba, no así en el sinclinal occidental, donde la búsqueda de fósiles resultó totalmente infructuosa;

b) Las potentes areniscas del Cerro La Liga no aparecen en el sinclinal oriental, y

c) Los mantos de mineral de manganeso singenético, que corresponden a las minas Caminada, Venus y Coquimbana, se encuentran sólo en el sinclinal occidental.

En el perfil entre Cerro Aguilar y Cerro Linderos se observan hacia el E. y W. los sinclinales que hemos visto en el perfil anterior, pero el del W. está atravesado por la inyección de los pórfidos gábricos. Entre los dos existe un anticlinal, que en su eje muestra las vulcanitas correspondientes a los queratófiros. En este eje parece que existen grandes fracturamientos, que serían los responsables de la introducción de las soluciones que produjeron la intensa alteración hidrotermal y posteriormente la penetración de las soluciones que originaron los yacimientos de hierro. En el perfil no hemos indicado la ubicación de las fracturas, porque para ello habría sido menester un levantamiento detallado.

Los fracturamientos parece que han continuado hasta después de producirse las zonas de alteración hidrotermal, pues en la zona de Chañar Quemado existen numerosos bloques de chert, que llevan planos de deslizamiento muy acentuados.

Por la existencia de este fracturamiento se podría explicar el no sincronismo de los sedimentos del sinclinal occidental con el oriental, como lo hemos supuesto más arriba, es decir, que existiría una falla importante, o más bien una zona de fallas en el ala W. del anticlinal de Chañar Quemado.

El cordón del Cerro Bandera, que forma un risco abrupto, corre diagonalmente al rumbo de las capas.

INTRUSIONES BASICAS

En toda la región estudiada tiene una amplia distribución un conjunto de rocas hipabisales, que intruyen las formaciones neocomianas y, a su vez, están intruidas por las rocas del batolito andino.

Las características petrográficas de estas rocas varían entre gabros de cristalización fina y pórfidos gábricos, siendo mucho más frecuentes estos últimos; con los reconocimientos efectuados no se ha podido establecer de un modo concluyente la forma de la intrusión, pero parece que se trata en general de una sucesión de cuerpos concordantes yuxtapuestos, la cual explicaría los cambios de facies entre rocas granulares y porfíricas, correspondiendo las primeras tal vez a las partes centrales de los filones o pequeños macizos.

Aunque no se puede ver claramente la actitud tectónica de estas rocas, parece existir cierta dirección predominante N. N. E. con inclinación variable.

Estas rocas han sido consideradas por RUIZ (1942) como lavas de la Formación Porfírica, pero, dado su carácter al parecer intrusivo, la presencia de facies granulares en transición gradual hacia los pórfidos gábricos y la falta absoluta de intercalaciones piroclásticas, tan frecuentes dentro del conjunto volcánico de la Formación Porfírica, nos induce a considerarlas como algo diferente de lo aseverado por RUIZ.

Este conjunto suele estar atravesado por filones de queratófiros, como ocurre con un filón potente que atraviesa desde la cumbre del Cerro Grande hacia la quebrada del Agua Grande.

A veces en el contacto entre estas rocas y el batolito, como ocurre, p. ej., en el portezuelo El Sauce, las rocas gábricas van experimentando cierta neisificación, pero se trata, por lo general, de un fenómeno más o menos local.

En general, la distribución de estas rocas está representada por dos fajas de rumbo N. N. E.; la occidental pasa por los cerros Granada y Capote, con una anchura de más o menos 3 Km., aunque más al sur del Cerro Granada se ensancha considerablemente y la oriental, con una anchura análoga, va de la Sierra Inesperada hacia el Cerro Aguilar, donde se pone en contacto por el oriente con los sedimentos cretáceos. Entre estas dos fajas se interpone la constituida por las rocas del batolito, que va del Cerro Infiernillo al Cerro Astillas.

Muchas veces los contactos con las zonas del batolito son algo indefinidos, porque las rocas básicas han sido fuertemente afectadas por las primeras, produciéndose la granitización gradual de ellas, como ocurre, p. ej., entre el Cerro Capote y el cerro granítico, que está al poniente. Pero no siempre ocurre esto y muchas veces los contactos son bruscos.

Daremos a continuación una descripción de las diversas facies petrográficas que integran este conjunto. Agregaremos en este capítulo algunos filones de queratófiros, que parecen formar parte integrante de él.

LOS GABROS

Gabros de labradorita y hornblenda

Son rocas granulares de color negro grisáceo, el tamaño del grano varía de 0,5 a 2 mm.; pero en ciertos casos llegan a 6 mm. La textura es hipidiomorfa y en ciertos casos diabásica (Lám. IV, figs. 7 y 8; Lám. V, fig. 9).

La plagioclasa corresponde a labradorita An_{80} a An_{70} , pero en ciertos casos presenta estructura zonal poco acentuada y oscilante. La macla más frecuente es la de Albita, a veces, además, la de Carlsbad y en casos raros la de Periclina. Algunos ejemplares contienen abundantes inclusiones negras filamentosas, que le dan un color negro, de modo que en la muestra megascópica el feldespato tiene apariencia de anfíbola.

La anfíbola se presenta en menor proporción que la plagioclasa en granos de 0,5 a 2 mm. hipidiomorfos y rellenando los huecos entre la plagioclasa. Corresponde a hornblenda verde pálida en transición a una anfíbola actinolítica, con pleocroísmo débil; a veces muestra estructura zonar acentuada, con la parte central casi incolora y los bordes de color verde con pleocroísmo acentuado. Es frecuente también la existencia de un borde opacítico. En ciertos casos suele encerrar cristales de labradorita.

En algunos ejemplares aparecen pequeñas cantidades de cuarzo.

Entre los minerales accesorios el más abundante es la magnetita, que suele llevar inclusiones de ilmenita. La proporción es bastante variable en las distintas muestras examinadas. Aparece también titanita y apatita en distribución errática.

La proporción entre los distintos minerales es bastante variable, pero se puede estimar en: labradorita, 65%; hornblenda, 30%, y accesorios, 5%.

Gabro de augita y olivina

En el llano que está al S. del portezuelo entre los cerros Tatará e Infiernillo hay una serie de morritos de gabro que deben corresponder al mismo macizo de pórfidos gábricos, que forman el cordón del portezuelo mencionado, pero en facies de mayor profundidad, el cual ha sido afectado por la intrusión de la tonalita, como lo indica la presencia de algunas vetitas derivadas de ella y que están constituidas por un agregado granular con gran proporción de cristales de escapolita y en menor proporción calcita, titanita, actinolita, clorita y magnetita; esta última en manchas relativamente gruesas.

El gabro es una roca negra de grano fino con textura hipidiomorfa granular, constituida por plagioclasas, piroxena y olivina.

La plagioclasa aparece en cristales hipidiomorfos a xenomorfos de 1 a 2 mm., con maclas de Albita y Carlsbad. Su composición es en general labradorita An_{60} , pero en algunos casos muestra cierta zonalidad.

La piroxena se presenta en granos xenomorfos de 0,2 a 0,4 mm., rara vez llega a 2 mm. Por sus características ópticas corresponde a augita. La olivina es más escasa y se presenta en cristales de 0,2 a 1 mm.

Aparece también algo de magnetita, biotita y ortoclasa, pero estos dos últimos minerales provienen seguramente de la granodiorita y tonalita del batolito.

Entre estos restos gábricos y la tonalita normal existe cierta transición mediante la cual el gabro negro pasa a una diorita gris oscura castellana.

Gabros porfíricos

Estas rocas son también de color negro grisáceo a verdoso, pero se diferencian de las anteriores, por tener una textura porfírica más o menos bien desarrollada, con fenocristales de labradorita, que son 2 a 4 veces mayores que los

de la masa fundamental. Los fenocristales mayores corresponden a labradorita con longitudes entre 1 y 8 mm., y tienen estructura zonar recurrente.

A veces estos fenocristales aparecen encorvados y fracturados por presiones. Hay, además, fenocristales de hornblenda verde pálida, pleocroísmo escaso y estructura zonar. La masa fundamental puede ser granular, diabásica y el tamaño de los cristales varía de 0,5 a 1 mm.; su composición mineralógica corresponde a plagioclasa ligeramente más alcalina que la de los fenocristales y anfíbola verde pálido, la cual aparece en los intersticios entre la plagioclasa cuando se trata de textura diabásica.

Los pórfidos gábricos

Entre las intrusiones básicas que estamos describiendo, las que tienen mayor distribución son los pórfidos gábricos. Se trata, en general, de rocas negras a negras grisáceas con textura porfírica, caracterizada por una masa fundamental afanítica, en la cual se destacan fenocristales de feldespato blanco lechoso con longitudes de 1 a 5 mm. A veces estos cristales llegan a 8 mm. y entonces la roca presenta el mismo aspecto que las conocidas con el nombre de *porfiritas de labradorita* y que tienen tan amplia difusión en todo el mesozoico chileno, presentándose ya sea en forma de filones discordantes o de diques mantos; pero también algunos autores como THOMAS (informe inédito) las consideran corrientes de lava en la Cordillera de la Costa de Chile central.

El examen microscópico (Lám. V, fig. 10) revela bastante uniformidad petrográfica, variando sólo el tamaño de los constituyentes, lo cual se debe seguramente a la ubicación de la muestra dentro de la intrusión.

La masa fundamental es generalmente intergranular y está constituida por listoncitos de andesina de 0,2 mm. dispuestos desordenadamente, estando rellenos los huecos por una anfíbola pálida, generalmente bastante cloritizada, en cristales de 0,2 a 0,4 mm.; además, se encuentra abundante magnetita diseminada.

Los fenocristales corresponden a labradorita, a veces muestran cierta zonabilidad; las maclas más frecuentes son de Albita, pero se suele presentar también la de Carlsbad y de Periclina. En menor proporción existen cristales de una anfíbola actinolítica verde pálida poco pleocroica, la cual con frecuencia aparece cloritizada por fenómenos deutéricos. Su proporción es más o menos la décima parte que la plagioclasa.

En ciertos casos, como ocurre en algunos parajes del cerro situado al W. de Capote, los fenocristales féficos más abundantes son los de angita, que en los bordes se ha transformado en anfíbola verde.

En las diversas muestras examinadas la proporción de fenocristales oscila entre 10% y 50% de la masa total.

En el cuadro de Análisis, pág. 147, figuran las correspondientes a Vall. 227 y 343, que son del grupo de los gabros.

Acciones termales

En varios sectores las rocas correspondientes a las intrusiones básicas han experimentado la influencia de la intrusión batolítica subyacente.

La influencia termal se manifiesta especialmente por la transformación de la anfíbola en biotita. En las primeras etapas queda afectada solamente la anfíbola de la masa fundamental, de modo que su agregado intergranular consiste en astillitas de andesina con biotita intersticial. En una etapa más avanzada los fenocristales de anfíbola se convierten en un agregado escamoso de biotita que ocupa parte o la totalidad del cristal.

A veces, en los contactos con la tonalita se producen neises laminados derivados de los pórfidos gábricos, como ocurre, por ejemplo, en el Portezuelo El Sauce. Allí se pone en contacto la tonalita del Cerro Infiernillo con los pórfidos gábricos del Cerro Peñón.

La tonalita es el tipo corriente "ala de mosca" que hemos descrito para el Cerro Infiernillo y está atravesado por filones aplíticos horizontales o subhorizontales con potencias de 5 a 10 cm.

El pórfido gábrico del contacto (Lám. VI, fig. 11) se presenta como una roca negra bien foliada con masa fundamental sacaroidé y fenocristales blancos de feldespato. Bajo el microscopio muestra textura cristaloblástica constituida por plagioclasa y biotita principalmente. La plagioclasa es una andesina An_{30} en granos xenomorfos equidimensionales de 0,03 a 0,06 mm., los cuales tienden a formar un mosaico. La biotita se presenta en hojitas de 0,1 a 0,3 mm. de largo, orientados en filas algo sinuosas, que se encorvan en torno de los fenocristales; tiene pleocroísmo muy fuerte entre castaño oscuro, casi negro y blanco amarillento; en estas rocas hay abundante magnetita.

Los fenocristales de plagioclasa tienen 1 a 4 mm. de largo, llevan maclas de Albita y Carlsbad, a veces algo encorvadas; su composición corresponde a andesina cálcica. Está llena de inclusiones arcillosas, lo cual contrasta con la plagioclasa de la masa fundamental, que es enteramente limpia. Frecuentemente estos fenocristales han sido invadidos por la masa fundamental granoblástica; en ciertos casos las inclusiones aparecen sólo en el centro del cristal, mientras que los bordes son bien limpios. También existen algunos restos de fenocristales de anfíbola, pero casi totalmente transformados en biotita.

En algunos ejemplares participa en la masa fundamental granoblástica una fuerte proporción de ortoclasa, pero parece que esto ocurre donde no hay filones aplíticos, es decir, se ha producido la dispersión del feldespato potásico en torno del contacto.

Estos neises provienen de la transformación de los pórfidos gábricos producida por la intrusión de la tonalita, con la cual presenta un límite bien preciso.

A veces los neises están atravesados también por filones aplíticos.

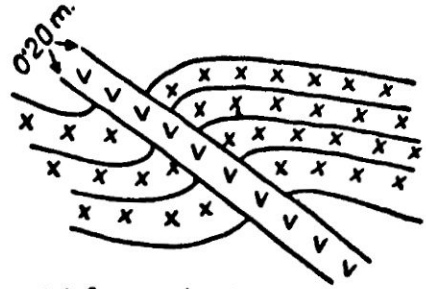
El ancho de la zona neisificada varía desde pocos metros a algunas decenas de metros, dependiendo posiblemente de la inclinación del plano de contacto.

El desarrollo de las texturas granoblásticas se suele encontrar también, aunque esporádicamente, dentro del macizo mismo, comenzando el fenómeno con cierta tectonización acusada por el desarrollo de fenómenos cataclásticos como ser granulación y dobladura de las líneas de maclas (Lám. X, fig. 20).

Al respecto un caso interesante se encuentra en los pórfidos gábricos situados al W. de Capote, Fig. 4.

Aquí el pórfido gábrico lleva numerosas juntas espaciadas de 5 a 10 cm. con rumbo N. 50 W/60° S.W., las cuales están dobladas por presiones, llegando a romperse y por la zona de ruptura se introdujo posteriormente un filón de espesartita de 20 cm.

Estos esfuerzos de cizalle serían tal vez los responsables de las numerosas vetas metalíferas que existen en esta región.



x x x Pórfido gábrico
v v v Espesartita

Fig.4

Acciones hidrotermales

En muchos sectores las rocas básicas han experimentado ciertas acciones hidrotermales por efecto de las soluciones emanadas del batolito subyacente.

Como no hemos realizado un estudio sistemático del distrito, los datos que consignamos se refieren a muestras esporádicas.

Por efecto de estas acciones la plagioclasa aparece transformada en una masa sericitica, acompañada muchas veces por clorita y epidota.

En la masa fundamental se han desarrollado amígdalas de cuarzo con epidota y clorita; en casos raros aparece turmalina. El cuarzo suele encontrarse también en vetillas y diseminado en la masa fundamental. Es frecuente también la presencia de calcita.

Edad de las intrusiones básicas

Lo único que podemos asegurar respecto a la edad de estas intrusiones es que ellas son más modernas que el Neocomiano y más antiguas que el Batolito, al cual, como veremos más adelante, le atribuimos una edad mesocretácea. Esta es la misma situación en que aparecen en la provincia de Santiago las "porfiritas de labradoritas" que las hemos considerado homólogas. Pero ellas probablemente han sido instruidas con posterioridad al plegamiento de los sedimentos neocomianos, a juzgar por la presencia de grandes xenolitas de estos últimos dentro de los pórfidos, como ocurre en el faldeo occidental del Cerro Aguilar.

No podemos ahondar más en este problema mientras no existan mayores antecedentes en otras regiones del país que contribuyan a aclarar la situación.

Filones de queratófiros

Entre la cumbre del Cerro Grande y la quebrada Agua Grande corre un filón de queratófiro que, al parecer, atraviesa por entre los gabros negros que predominan en este sector.

Está constituido por una roca de color gris ceniciento a negruzco, porfírica con masa fundamental negra afanítica y fenocristales blancos o rosados de feldespato de 1 a 2 mm.

Bajo el microscopio muestra textura porfírica. Hay una masa fundamental criptocristalina de aspecto floculento, constituida por cuarzo y feldespato indeterminable, pero, al parecer, relativamente alcalino. Esta masa tiene una estructura en parte fluidal, encorvándose los filetes en torno a los fenocristales; ella contiene algunas segregaciones de granitos de cuarzo que tienden a agruparse en guías. Existen bastante inclusiones muy finas de mineral opaco diseminadas. Aparecen también algunas inclusiones irregulares elipsoidales o triangulares de 1 mm., constituidas por un entrelazamiento de granitos de feldespato xenomorfos de $\pm 0,1$ mm. con contornos indecisos, los cuales suelen encerrar abundantes agrupamientos de hojitas de biotita, las cuales aparecen también diseminadas en agrupamientos irregulares dentro de la masa fundamental. Otras veces estas inclusiones están constituidas por un agregado de granos de cuarzo xenomorfos con biotita y recuerdan las cuarcitas del basamento. A partir de ellas la biotita se suele difundir en guías hacia la masa y ellas atraviesan los fenocristales de albita.

Los fenocristales son de albita An_{10} con maclas de Albita y Carlsbad, a veces también de Periclina y en raros casos Baveno, suelen estar atravesados por grietas que desplazan las líneas de maclas y están rellenas con cuarzo; en ciertos casos están corroidas por la masa fundamental. Hay escasos fenocristales de clorita.

Filones de este tipo aparecen también en varias partes de la región sur del mineral de Capote.

EL BATOLITO ANDINO

En la región tienen una distribución relativamente amplia las rocas del Batolito Andino, correspondiente al conjunto que hemos denominado en otras oportunidades "Batolito Central", para distinguirlo del Batolito de la Costa, que tiene características algo diferentes y seguramente es también de edad diferente.

Las rocas pertenecientes a esta unidad se presentan en varios cuerpos relativamente aislados, aunque en general se puede apreciar una distribución en fajas de orientación submeridional.

Describiremos separadamente estos sectores para llegar después a establecer las características generales y los procesos probables que han intervenido en su génesis.

En la descripción que sigue hemos adoptado el término vulgar; pero muy conocido "ala de mosca" para las rocas grises moteadas, formadas por feldespatos blancos, a veces ligeramente rosáceos, cuarzo gris y biotita o anfíbola negra.

En el cuadro de análisis, pág. 147, figuran los correspondientes a Vall. 436, 443, 444 y 450.

Sector Cerro Huantemé

Este macizo consiste en un núcleo central, que corresponde a la tonalita de anfíbola (Lám. VII, fig. 13) (ala de mosca), de color gris moteado con granos de andesina con estructura zonar recurrente, cuarzo y hornblenda. El tamaño de los granos varía de 1 a 2 mm., pero en la muestra megascópica aparecen algo mayores por la acumulación de cristales de la misma naturaleza.

En todo el faldeo, tanto oriental como occidental, ya no se encuentra este tipo de tonalita y está reemplazada generalmente por rocas más heterogéneas, con colores que van del gris ceniciento a verdoso o rosáceo, con texturas a veces equigranulares y otras porfíricas. El tipo más frecuente corresponde a tonalitas diopsídicas (Lám. VII, fig. 14), con textura hipidiomorfa y granular, constituidas por andesina en cristales tabulares con maclas de albita, Carlsbad y periclina, estructura zonar recurrente. La piroxena se presenta en cristales xenomorfos corroídos por el cuarzo y feldespato. El cuarzo tiene extinción ondulosa poco pronunciada. Es muy frecuente la presencia de titanita en granos xenomorfos de más o menos 0,5 mm. de diámetro y a veces penetra en guías dentro del cuarzo.

La proporción de piroxena varía entre 5 y 30%.

La presencia del dióxido parece indicar fenómenos de endomorfismo por reacción entre la tonalita ala de mosca y los sedimentos calcáreos, que constituyen la roca encajadora. La titanita indicaría la acción de los fluidos en la facies marginal. Nos induce a pensar así el hecho que esta roca es bastante heterogénea, mientras que la tonalita ala de mosca tiene características muy uniformes en toda la zona, acusando un origen netamente magmático.

En apoyo de esta suposición está también el hecho que dentro de la tonalita diopsídica es frecuente la presencia de xenolitas de rocas córneas de color gris ceniciento verdoso, aspecto sacaroide constituidas por andesina, dióxido, poco cuarzo y titanita con tendencia granoblástica a porfiroblástica.

Por fin, debemos mencionar la existencia de filones aplíticos de color blanco crema, constituidos a veces por oligoclasa y cuarzo en textura panxenomórfica, y en otros casos por cristales hipidiomorfos de oligoclasa envueltos en una masa panxenomórfica de ortoclasa y cuarzo.

En el contacto hacia la mina Huantemé aparecen rocas córneas de color rojo de carne, constituidas por agregados granoblásticos de oligoclasa con magnetita y turmalina.

De estas características se deduce el carácter heterogéneo del conunto.

Sector Cerro Tatara E.

Presenta las mismas características que el Cerro Huantemé.

El Sector al S. de Chañar Quemado

En las partes más alejadas de los sedimentos el macizo presenta facies de dioritas constituidas por oligoclasa-albita, anfíbola o piroxena con texturas variables. En cambio, en las proximidades del contacto aparecen pórfidos graníticos y albitófiros. Las dioritas tienen características algo heterogéneas, distinguiéndose tipos porfíricos y otros equigranulares.

Las dioritas porfíricas son rocas de color gris ceniciento verdoso, porfíricas con fenocristales de oligoclasa de 1 a 4 mm. y de hornblenda verde pálido. La masa fundamental consiste en albita cálcica, que constituye cristales tabulares de 0,2 a 1 mm. y proporciones variables de anfíbola con dimensiones análogas. En algunos ejemplares existe, además, algo de cuarzo, cierta cantidad de titanita y magnetita diseminada, que son de última consolidación. En esta roca llama la atención que los fenocristales están muy turbios por las inclusiones, mientras

que los de la masa fundamental son bien transparentes. Los fenocristales son algo heterogéneos y parece haberse formado por la integración de varios cristales. En algunos ejemplares los cristales de la masa fundamental tienden a constituir un agregado panalotriomorfo.

Las dioritas equigranulares son de grano fino de color ceniciento verdoso. El tamaño de los cristales es de 1 a 2 mm. El feldespato corresponde a albita cálcica muy turbia por las inclusiones. El mineral ferromagnésico es variable, a veces predomina una anfíbola verde muy pálida y en otros una piroxena diopsidea, la cual suele estar en crecimiento paralelo con la plagioclasa, a la cual parece reemplazar. Se encuentra también algo de epidota dentro de los feldespatos y de magnetita.

Las facies marginales de pórfidos graníticos (Lám. IX, fig. 17) son rocas de color blanco rosáceo de grano muy fino y aspecto sacaroides con hojitas negras de biotita. Muestran textura porfírica muy irregular. La masa fundamental es floculenta y está constituida por cuarzo y feldespato alcalino indeterminable en granos xenomorfos y con límites indecisos, dentro de los cuales hay diseminadas muchas inclusiones arcillosas y de clorita en menor proporción.

Dentro de esta masa informe se comienzan a formar fenocristales de feldespato con abundantes inclusiones que engloban áreas de cuarzo, estando indecisos los contornos entre ambos. Esos fenocristales son del orden de 0,3 mm. Algunos, en una etapa más avanzada del desarrollo muestran maclas rudimentarias.

Se presentan también algunos fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa pronunciada, engolfados por la masa fundamental. En partes se ha formado una acumulación de varios cristales de feldespatos alargados, dando lugar a una textura bostonítica. La roca está atravesada por algunas guías de cuarzo con drusas en la parte central, que encierran agrupamientos de biotita verdosa.

Respecto a estos pórfidos graníticos se presenta la duda si son ígneos o metasomáticos. La forma cómo se presenta la cristalización indica claramente un medio muy viscoso, o bien, cristalización en un medio sólido; pero más nos inclinamos por la primera suposición, porque la muestra descrita está muy cerca de un afloramiento de caliza, que ha experimentado sólo una ligera recristalización, pero nada de silicificación, lo que habría sido natural si se tratara de un metasomatismo por soluciones silíceas alcalinas.

El Sector Cerro Infiernillo

En este cerro la facies predominante es una diorita de anfíbola de color gris plomizo, de grano fino, a veces porfírica, con fenocristales de andesina con estructura zonal y de hornblenda con longitudes de 2 a 4 mm. La masa fundamental está constituida por cristales de andesina con diámetros de 0,2 a 0,4 mm., poco cuarzo y anfíbola; además, escasas cantidades de magnetita. Como fenómenos deutéricos se manifiesta la transformación de la anfíbola en clorita y tremolita.

En algunos ejemplares la diorita toma un color ligeramente verdoso y está constituida por andesina y dióxido, debido probablemente a la asimilación de material calcáreo.

Se presentan también tipos de granodiorita rosácea por la penetración de feldespatos potásicos derivados de filones aplíticos, pero estos tipos son poco homogéneos.

En algunas partes aparece la típica tonalita "ala de mosca" con inclusiones de rocas oscuras provenientes posiblemente de las facies marginales o de los pórfidos gábricos encajadores. Así, p. ej., en el portezuelo El Sauce, en el camino que va a Capote desde la estación Bodeguilla, se presenta una tonalita de color blanco grisáceo moteada, constituida por cristales de plagioclasas y cuarzo gris, biotita negra café y en menor proporción anfíbola (Lám. VII, fig. 13).

La plagioclasa aparece en cristales bien limpios con tamaños del orden de 2 mm. Su composición varía entre oligoclasa y andesina, pues tienen generalmente estructura zonar acentuada.

Ortoclasa aparece en pequeña cantidad, ya sea en forma de guías o pequeñas manchas dentro de la plagioclasa, o bien, en granos xenomorfo, que rodean los otros minerales. También suele formar una delgada película entre los granos de cuarzo y feldespato. Su proporción es alrededor del 5% del feldespato total, pero suele llegar a 20% pasando la roca a granodiorita.

La biotita es fuertemente pleocroica entre amarillo claro y café negruzco, a veces está algo cloritizada. Ella reemplaza la plagioclasa y anfíbola. Sus relaciones con el cuarzo no están muy claras, pero parece ser también posterior a él.

La anfíbola es una hornblenda con el siguiente pleocroísmo: x = verde amarillento, y = verde oliva, z = verde pasto; con frecuencia los cristales están maclados según (100). Ella también parece ser posterior a la plagioclasa y al cuarzo.

El cuarzo forma grandes playas constituidas por un agregado de granos xenomorfo con extinción ondulosa poco pronunciada y aparecen también dentro de la anfíbola, motivo por el cual supusimos un origen posterior para aquéllos.

Los minerales accesorios son: magnetita en cantidad relativamente pequeña, apatita y zircón, que aparece dentro de la biotita rodeado por pequeñas aureolas pleocroicas. Entre los minerales deutéricos figura sólo la clorita proveniente de la alteración de la biotita y de la anfíbola.

La roca muestra pequeñas señales cataclásticas, que se manifiestan por un ligero encorvamiento de las líneas de maclas de la plagioclasa y a veces dobladuras de las láminas de biotita.

La composición modal es la siguiente:

Plagioclasa	50%	Hornblenda	7%
Ortoclasa	5%	Biotita	15%
Cuarzo	20%	Magnetita	3%

Es decir, corresponde a una tonalita.

Esta roca está atravesada por filones horizontales y subhorizontales de aplita (Lám. VIII, fig. 15), con potencia de 5 a 10 cm., la cual es una roca de color blanco cremoso, grano muy fino, textura sacaroide. Está constituida por un agregado pan alotriomorfo de micropertita (cripto pertita con guicillas de albita) y cuarzo que reemplaza en parte a la anterior. Este agregado encierra pequeños cristales hipidiomorfo de andesina y escasas hojitas de biotita. Algunos ejemplares llevan titanita y escasa magnetita. El diámetro de los granos es de décimos de milímetros en los filones más angostos y hasta de 1 a 2 mm. en los más gruesos. Hay también filones de micropegmatita (Lám. VIII, fig. 16).

Aparecen algunas xenolitas de color gris negruzco con textura sacaroide, que lleva cristales de oligoclasa de 1 a 2 mm. en una pasta constituida por un agregado de granos xenomorfos de cuarzo y oligoclasa de 0,2 mm. y abundante biotita muy fina diseminada. Ellas provienen posiblemente del metamorfismo de xenolitas. En estas rocas se ha producido algo de mineralización de cobre. Frecuentemente adoptan la forma de pseudofilones.

Otras xenolitas tienen color gris ceniciento a verdoso y están constituidas por un agregado granoblástico de andesina y diópsido.

De estas características se puede sacar la conclusión que este macizo corresponde a la parte marginal de la tonalita, modificada en partes por la asimilación de las rocas encajadoras y por la acción de los derivados potásicos que se ubican en forma de filones aplíticos, o bien, al penetrar en guías finas han hibridizado la tonalita original, transformándola en granodiorita.

En este caso es indudable el origen magmático para la intrusión, tanto por las características homogéneas de la roca como por la existencia de los neises de contacto desarrollado en los pórfidos gábricos que forman la roca cubierta y a los cuales nos hemos referido más arriba. Además, la existencia de filones aplíticos habla en favor de esta suposición.

En otras partes de este sector predominan las rocas del tipo Huantemé.

El Sector al W. de Capote

Este macizo, que se extiende desde la quebrada Agua Grande hacia el norte, formando un cuerpo elipsooidal muy alargado, presenta características bastante heterogéneas desde una apariencia difinidamente magmática en la parte inferior a otras de granitización en la superior.

Donde lo atraviesa la quebrada Agua Grande aparece en forma de una tonalita "ala de mosca", de color gris ligeramente rosáceo, constituida por plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita, la cual lleva inclusiones más oscuras. Bajo el microscopio presenta las siguientes características:

Textura hipidiomorfa granular constituida por Andesina An_{10} en cristales de 1 a 6 mm., de largo con maclas de Albita, Carlsbad y a veces Periclina; muchas veces con estructura zonar recurrente, especialmente cuando las maclas no están bien desarrolladas; pero se mantiene aproximadamente la composición general. El cuarzo forma grandes playas de contornos irregulares, con extinción ondulosa de 5 mm. de diámetro y encierra poikilíticamente granos de los otros minerales. Los minerales fémcicos son anfíbola y biotita; la primera corresponde a una hornblenda en cristales de 1 a 2 mm., con pleocroísmo entre oliva y verde amarillento en las secciones, según (010), en gran parte está cloritizada y transformada en biotita con epidota; esta transformación parece estar relacionada con cierta tectonización que se manifiesta por granulación del cuarzo y un ligero encorvamiento de las líneas de maclas en las plagioclasas. Como accesorios existe algo de zircón.

La composición es aproximadamente la siguiente:

Plagioclasa, 60%; cuarzo, 20%; anfíbola, 8%; biotita, 10%; magnetita y zircón, 2%.

En el sector que estamos considerando, la tonalita está atravesada por algunos filones lamprofídicos (Lám. IX, fig. 18) y uno de los más característicos es una odinita con potencia de 0,80 m. Ella es una roca con textura porfírica bien desarrollada con fenocristales de labradorita de 1 a 5 mm., en una masa fundamental negra afanítica. La proporción de fenocristales es mayor en el centro que en las salbandas, pero aun aquí no están excluidos. Estos fenocristales

de plagioclasa tienen la composición An_{65} . La masa fundamental es intergranular y está constituida por astillitas de oligoclasa de 0,05 mm. de largo, entre las cuales hay una anfíbola flocluenta bastante cloritizada.

Hacia el N. este macizo se hace bastante heterogéneo, pues consiste en una mezcla irregular de pórfidos gábricos con características variables entre las diversas facies que hemos descrito para ellos y manchas irregulares más o menos extensas de tonalitas, que en parte pasan a granodioritas.

Las tonalitas están constituidas por andesina, cuarzo, anfíbola y biotita con las mismas características que las descritas más arriba, es decir, casi siempre la plagioclasa muestra estructura zonar, especialmente cuando las maclas están poco desarrolladas.

Dado el carácter de reconocimiento de este estudio no hemos podido ahondar en este problema de las relaciones entre los pórfidos gábricos y las tonalitas, pero las relaciones de terreno que muestran una gran irregularidad en la distribución de ambas facies inducen a suponer que se trata de una sustitución metasomática del pórfido por la tonalita. El estudio de unas pocas muestras indica que en muchos casos existe una recrystalización de los pórfidos, pasando a constituir rocas córneas de plagioclasa y anfíbola con texturas porfiroblásticas, correspondiendo los porfiroblastos a plagioclasa con abundantes inclusiones recrystalizadas de augita.

Un poco al W. del roof pendant de sedimentos liásicos se puede ver en una muestra microscópica el contacto entre pórfidos y tonalitas finas con contactos indecisos entre ambos (Lám. X, fig. 19).

Parece que en ciertos casos ha existido una alteración hidrotermal previa a la granitización.

En las áreas que han experimentado una granitización más intensa son muy abundantes los filones de espesartita de color gris verdoso con potencias alrededor de un metro, las cuales podrían constituir el resultado de la depositación de los materiales fémcicos liberados como consecuencia de la granitización, en vez de ubicarse en un frente básico, como se supone generalmente, del cual no encontramos rastros.

De estos antecedentes se deduce que sería muy interesante emprender un estudio detallado del sector para aclarar estas posibilidades que dejamos insinuadas.

Zonas de alteración termal e hidrotermal

En la región hay extensas zonas, en las cuales las rocas se han transformado en masas compactas de rocas silicificadas (chert), compuestas por calcedonia, cuarzo, y en escasa proporción caolinita y sericita, a veces existe algo de alúmina.

En los sectores que estudiamos no encontramos zonas de metamorfismo termal intenso, salvo en el extremo SW. del Cerro Huantemé. Pero RUIZ y HORNKOHL mencionan algunas fajas metamórficas con rocas córneas de anfíbola y plagioclasa, o bien, calizas recrystalizadas con granate.

Conclusiones respecto a las rocas del batolito

De las descripciones anteriores se deduce que las rocas que integran el batolito son relativamente heterogéneas, pudiéndoselas agrupar en dos grandes categorías:

A una primera categoría pertenecen las tonalitas grises constituidas por plagioclasas zonares, cuarzo, anfíbola y biotita, en las cuales suele presentarse cierta proporción de ortoclasa, pero con distribución más errática, produciéndose así las transiciones hacia granodioritas. En las partes más bajas de los distintos sectores ésta es la roca predominante y por su homogeneidad y forma de presentarse tiene todas las características de provenir de la intrusión de una masa magmática.

Uno de los caracteres que diferencia fundamentalmente las rocas de esta categoría es la limpieza de los feldespatos y su estructura zonar; además, la falta de piroxena y escasez de titanita. Ellas son también idénticas a las que forman la mayoría de los macizos que integran el Batolito Central, desde las provincias de Bío-Bío hasta Antofagasta (según nuestra experiencia personal y posiblemente sea lo mismo hasta Magallanes (según las descripciones de KRANCK, 1929).

En la otra categoría caen las rocas más heterogéneas que forman gran parte de los macizos correspondientes a los sectores descritos, en los cuales es muy frecuente encontrar feldespatos y piroxenas, las cuales adquieren su mayor proporción en el sector situado al S. de Chañar Quemado y en el Cerro Huantemé. Como lo hemos indicado más arriba, estas rocas podrían tener su origen en la contaminación del magma original correspondiente a la tonalita "ala de mosca", con los sedimentos calcáreos superpuestos.

Otra diferencia que se puede observar es la mayor heterogeneidad que presentan estas rocas en los sectores correspondientes a los sedimentos calcáreos y a las intrusiones básicas. En este último caso se observa frecuentemente el paso gradual de los pórfidos gábricos a las tonalitas, lo cual empieza comúnmente con la penetración de vetillas del material granítico en el pórfido, como ocurre en Capote, las cuales producen primeramente una alteración hidrotermal para llegar después a sustituirse el pórfido por tonalitas. Donde este proceso está más avanzado, como en la Sierra Peñascuda y sus laderas, que caen hacia la Quebrada Agua Grande, es frecuente una gran abundancia de filones lamprofídicos (espesartitas), que seguramente están ligadas genéticamente a los procesos de reemplazo del pórfido gábrico por las soluciones graníticas. En algunos casos se ha podido comprobar que dichos filones se han introducido en zonas tectonizadas de los pórfidos gábricos.

Este mismo fenómeno lo hemos encontrado muy desarrollado en el Batolito de la Costa de la provincia de Santiago, del cual trataremos detalladamente en un informe que estamos preparando sobre esta región. Aquí los filones se han originado por la acción de los fluidos residuales de los últimos derivados graníticos sobre las xenolitas de anfibolita.

Edad del batolito

Para fijar la edad de este batolito no tenemos ningún criterio definido en lo que respecta a su límite superior, ya que en toda la región no existen formaciones en las cuales aparezcan las rocas correspondientes en forma de rodados. Pero, por lo que sabemos de la provincia de Santiago, es posible que estén ligados con los plegamientos mesocratáceos. Como edad límite inferior está bien en claro que ella es más moderna que el Neocomiano.

CUADROS

I. ANALISIS QUIMICOS

Nº Muestra	Vall-27	Vall-195	Vall-196	Vall-227	Vall-343	Vall-436	Vall-443	Vall-444	Vall-450
SiO ₂	62.12	65.46	73.22	54.39	53.92	54.22	63.64	54.44	51.34
Al ₂ O ₃	18.04	16.18	12.48	20.83	16.03	15.58	17.99	18.12	20.76
Fe ₂ O ₃	0.93	5.32	1.89	0.91	0.90	2.99	0.27	3.56	—
FeO	3.95	1.09	1.05	3.28	4.90	3.64	3.72	6.66	5.65
CaO	5.81	1.14	1.50	10.55	10.52	9.88	6.16	7.27	6.28
MgO	2.68	0.42	0.11	5.58*	8.62	4.67	2.58	3.64	5.42
Na ₂ O	3.77	4.82	3.92	3.32	3.81	4.41	3.58	3.49	3.08
K ₂ O	1.47	2.96	3.08	0.61	0.66	2.02	1.08	1.37	0.86
H ₂ O (+110°)	0.62	0.63	0.58	0.96	0.95	1.86	0.62	0.97	4.10
CO ₂	0.00	0.00	0.50	0.32	0.00	0.49	0.20	0.28	2.02
Suma	99.39	98.02	98.33	100.75	100.31	99.76	99.84	99.80	99.51

II. NORMAS

Cuarzo	15.18	23.16	36.36	2.52	—	—	19.32	5.28	9.36
Ortoclasa	8.90	17.24	18.34	3.34	3.89	11.68	6.12	8.34	5.00
Albita	31.96	40.87	33.01	28.30	31.96	37.20	30.39	29.34	26.20
Anortita	27.80	5.56	4.45	40.03	24.74	16.96	29.19	29.74	18.35
Corindón	—	3.06	1.02	—	—	—	0.20	—	8.06
Wolastonita	0.46	—	—	4.29	11.48	12.06	—	1.97	—
Enstatita	6.70	1.10	0.30	14.00	11.30	8.10	6.50	9.10	13.60
Ferrosilita	6.47	—	0.40	5.28	4.36	2.90	6.60	9.37	10.30
Forsterita	—	—	—	—	7.21	2.52	—	—	—
Fayalita	—	—	—	—	2.96	1.02	—	—	—
Hematita	—	2.88	—	—	—	—	—	—	—
Magnetita	1.39	3.48	2.78	1.39	1.39	4.41	0.46	5.10	—
Calcita	—	—	1.10	0.70	—	1.10	0.50	0.60	4.60
Suma	98.86	97.35	97.76	99.85	99.29	97.95	99.28	99.80	95.47

III. NUMEROS DE NIGGLI

al	36	42	43	31	22	24	34	29	35
fm	27	24	15	30	42	33	31	38	36
c	21	5	9	30	26	28	22	21	19
alk	16	29	33	9	10	15	13	12	10
k	0.21	0.28	0.34	0.10	0.10	0.23	0.16	0.20	0.15
mg	0.50	0.12	0.07	0.71	0.73	0.57	0.40	0.40	0.64
Si	210	287	425	140	127	144	206	149	146
Qz	+46	+71	+193	+4	-13	-16	+54	+1	+6
c	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0.78	0.21	0.6	1.00	0.62	0.85	0.71	0.55	0.53
fm	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Corte	V	II	IV	V	IV	V	V	IV	IV

* Vall-227 contiene cantidad apreciable de Mn.

DESCRIPCION DE LAS LAMINAS

LAM. I.

- Fig. 1. Vall. 445. Quebrada Agua Grande. Cuarcita micácea. Nicoles X.
Fig. 2. Vall. 337. Quebrada Agua Grande. Pizarra con núcleos de escapolita que encierran grafito. Nicoles X.

LAM. II.

- Fig. 3. Vall. 15. Queratófiro bajo las calizas de Huantemé. Fenocristales de albita en masa fundamental hialofítica. Nicoles X.
Fig. 4. Vall. 455. Cordón al E. de mina Huantemé. Queratófiro con gran abundancia de cristales de oligoclasa en masa fundamental hialofítica. Nicoles X.

LAM. III.

- Fig. 5. Vall. 428. Portezuelo Chafiar Quemado. Toba de queratófiro. Sin analizador.
Fig. 6. Vall. 425. Quebrada Coquimbana. Meláfiro con un fenocristal de augita A que encierra labradorita L. Nicoles X.

LAM. IV.

- Fig. 7. Vall. 313. Portezuelo Cobre Blanco. Gabro grueso constituido por labradorita P y hornblenda H. Textura orientada. Nicoles X.
Fig. 8. Vall. 342. Ladera sur del Cerro Granado. Gabro grueso con principio de metamorfismo termal. P = labradorita. H = hornblenda algo alcalinizada; M = magnetita; X = agregado de plagioclasa granulada con biotita flocluenta muy fina. Nicoles X.

LAM. V.

- Fig. 9. Vall. 390. Cerro Isla al sur de Sierra Inesperada. Gabro fino. Agregado hipidiomorfo de plagioclasa P y anfíbola (hornblenda) A. Nicoles X.
Fig. 10. Vall. 345. Quebrada Agua Grande. Pórfido gábrico. Fenocristales de labradorita P y hornblenda H en masa fundamental intergranular PA. Nicoles X.

LAM. VI.

- Fig. 11. Vall. 31. Portezuelo El Sauce. Gabro neisificado P = porfiroblasto de oligoclasa; m = agregado granoblástico de oligoclasa y biotita.
- Fig. 12. Vall. 178. Cerro Huantemé. Granodiorita de anfíbola "ala de mosca". P = plagioclasa. O = ortoclasa; A = anfíbola; Cz = cuarzo.

LAM. VII.

- Fig. 13. Vall. 27. Al E. de Portezuelo El Sauce. Granodiorita. P = plagioclasa; Or = ortoclasa; Cz = cuarzo; B = biotita. Nicoles X.
- Fig. 14. Vall. 1. Falda S. del cerro Tatara W. Diorita piroxénica. P = plagioclasa; Pi = piroxena; Cz = cuarzo. Nicoles X.

LAM. VIII.

- Fig. 15. Vall. 28. Portezuelo El Sauce. P = plagioclasa; Mc = microperita; Cz = cuarzo. Nicoles X.
- Fig. 16. Vall. 266. Ladera S. del Cerro Infiernillo. Micropegmatita. Cuarzo vermicular dentro de ortoclasa. Nicoles X.

LAM. IX.

- Fig. 17. Vall. 413. Al S. de mina Caminada. Pórfido granítico. P = fenocristales de albita; m = agregado floclento de albita y cuarzo. Nicoles X.
- Fig. 18. Vall. 444. Quebrada Agua Grande. Odinita. P = fenocristales de plagioclasa; M = masa fundamental microgranular de plagioclasa, anfíbola clorotizada, magnetita. Nicoles X.

LAM. X.

- Fig. 19. Vall. 323. Sierra Peñascuda. Contacto entre pórfido gábrico G y tonalita P. Nicoles X.
- Fig. 20. Vall. 265. Quebrada Cántaro. Pórfido gábrico tectonizado con comienzo de desarrollo porfiroblástico.

LAM. XI.

- Fig. 21. Sedimentos granitizados al W. del cordón Sositas. Se diseña la estructura original.
- Fig. 22. Morro de Meláfiro en contacto con calizas en el camino a mina Coquimbana.

BIBLIOGRAFIA

- BIESE. 1942. La distribución del cretáceo inferior al sur de Copiapó. An. 1.er Congr. Pan. de Minas y Geol., Vol. II, Santiago de Chile.
- BRUGGEN. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile.
- KRANCK. 1932. Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica 4, N° 2, Helsinki. Helsingfors.
- MUNOZ CRISTI. 1938. Geología de la región de Longotoma y Guaquén. Bol. Min. y Pet., Vol. VIII, N° 81.
- MUNOZ CRISTI. 1942. Rasgos generales de la Constitución Geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la provincia de Coquimbo. An. 1.er Congr. Pan. de Min. y Geol., Vol. II, Santiago de Chile.
- RUIZ y HORNKOHL. 1942. Informe sobre los Yacimientos de Fierro ubicados al N. de Vallenar (desde el Cerro Los Colorados hasta Huantemé). Depto. de Minas y Petróleo (inédito).
- RUEGG. 1956. Geologie Zwischen Cañete-San Juan 13°00' - 15°24' Süd Peru. Geologische Rundschau Bd. 45, 1956.

SUMMARY

The studied district is located in a rectangle whose S. E. corner is the city of Vallenar and has 28 kms. to the N. S. and 25 kms. wide to the E. W.

Physiographically we can distinguish two unities: the Huasco valley with an extensive development of terraces of accumulation and the mountains and intermontane valleys, located to the N. of the valley, which have an advanced maturity state, and the depressions being refilled by deposits of bolsones.

The geological formation can be divided in the following unities:

- a) metamorphic basement.
- b) liasic sediments.
- c) vulcanites and neocom, sediments.
- d) basic hypabyssal intrusions, and
- e) Andean batholit.

The metamorphic base is formed by clay-sandy sediments, which suffered metamorphism turning them into quartzites and phyllites; recrystallization and foliation are not very intensive in them, as we can see in the basement of the coastal zone towards the south of Tongoy.

Liassic sediments form small outcrop floating into igneous rocks and prevailing in it limestones, lutites and sandstones.

The Neocom. is highly developed and its lower part is formed by keratophyres while the upper one is formed by limestones. These last ones include some beds of sandstone and lutites; besides there are some intercalations of keratophyres, spilitic lavas and very basic porphyrites. Some beds of manganese mineral, too. Its stratigraphic position belongs to the Hauteriviano-Barremiano. These are highly folding and faulted sediments.

A basic intrusion with changing facies going from gabbros to gabbroic porphyries and whose principal mineralogic constituents are labradorite and hornblend run through the vulcanite and neocom. sediments; sometimes there is augite and rarely, olivine. With the reconnaissance realized it has been impossible to establish in a concluding way the form of intrusion, but it seems, in general terms, to be a series of agreeing bodies juxtaposed. Sometimes, at the contact of this rock and batholit, they have suffered some gneisification. These rocks go in two bands running N. N. E. and separated by the batholit rocks. These intrusions came later than the folding (plaiting) of the Neocom. sediments prior to the batholit.

In the district we have an extensive distribution of the rocks of the Andean batholit, which belong to the Central Batholit. The rocks belonging to this unity appear in different isolated bodies, though, generally we can appreciate a distribution in zones of submeridional orientation. In the central zone of these bodies, tonalites and biotitic and amphibolic granodiorite prevail, but to the marginal zones we sometimes find facies of diopsidic tonalites, due to endomorphic pheno-

mena, which took place in contact with calcareous sediments. Sometimes there appear granitic or albitophyric porphyries.

Going to the origin of the batholit rocks, we come to the conclusion that for the central part we can talk of magmatic intrusions, while towards the marginal zones, anatexis and granitization phenomena have had an important part; the first ones have modified the composition of original tonalites, changing them into diopsic tonalites and the last ones have produced the transformation of the gabbro porhyries into tonalites and granodiorites, appearing a great number of veins of espessartites.

L A M I N A S

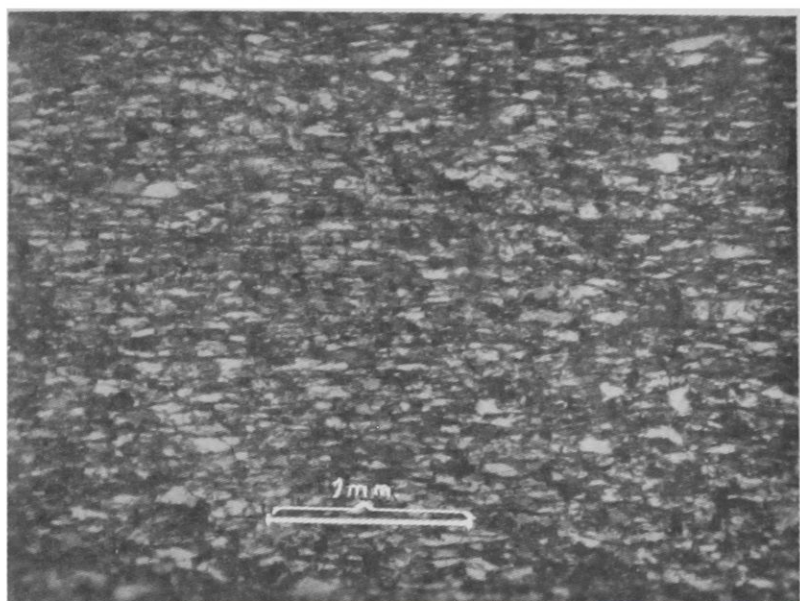


Figura 1

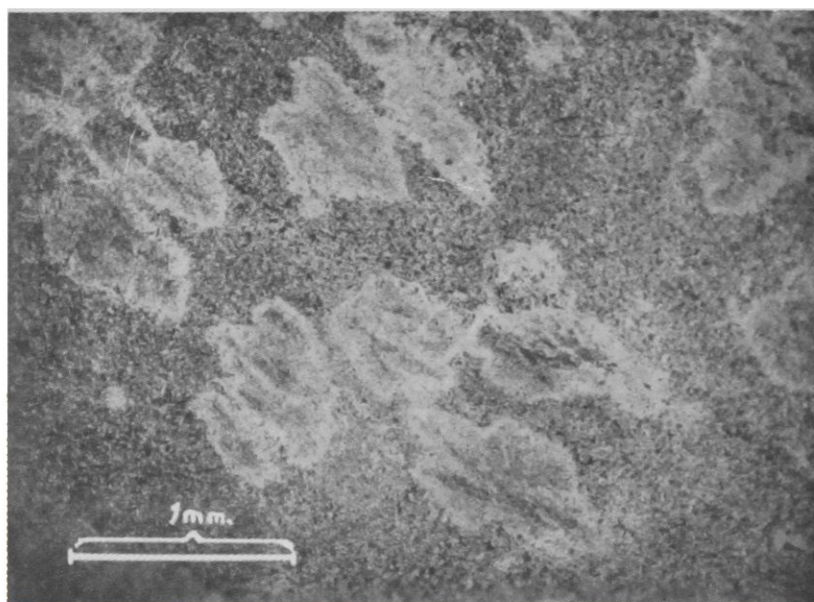


Figura 2

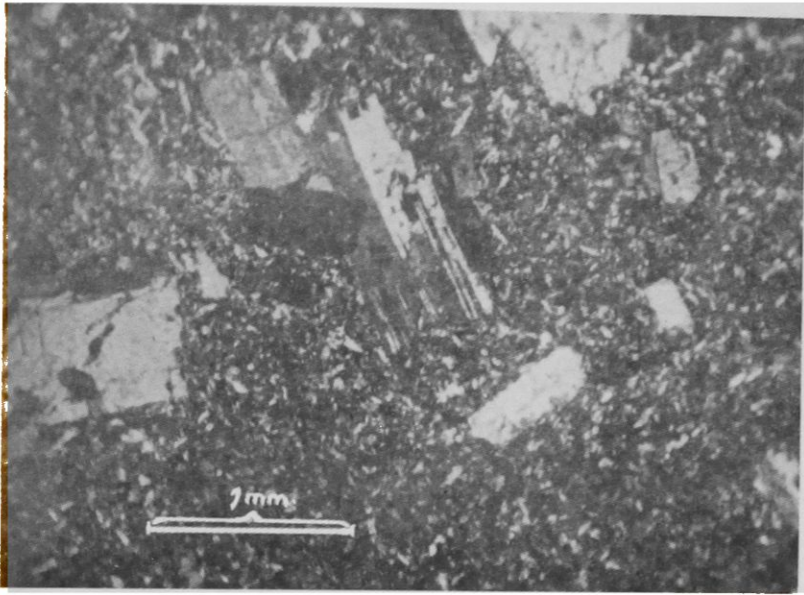


Figura 3

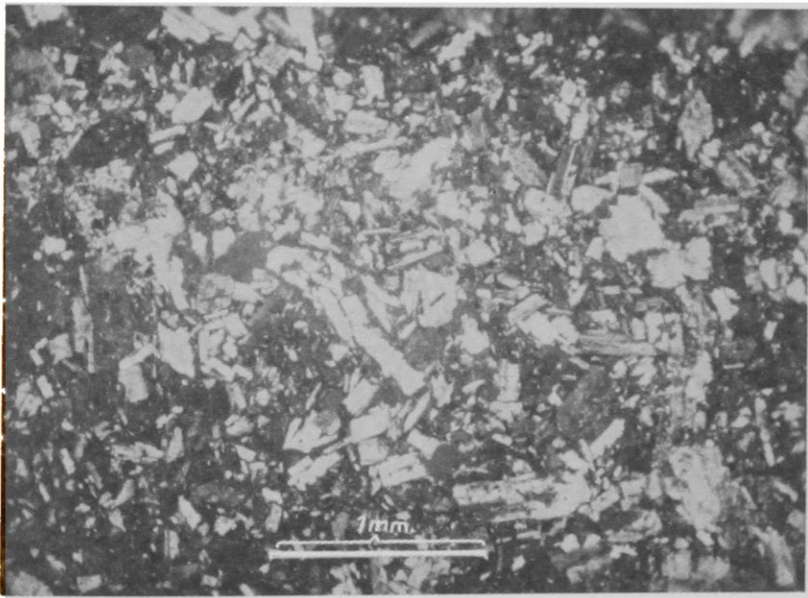


Figura 4

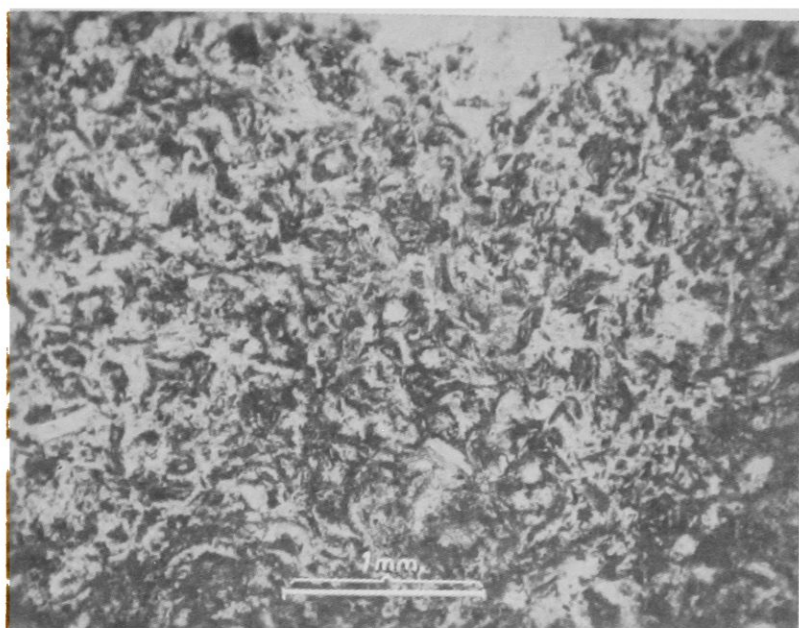


Figura 5

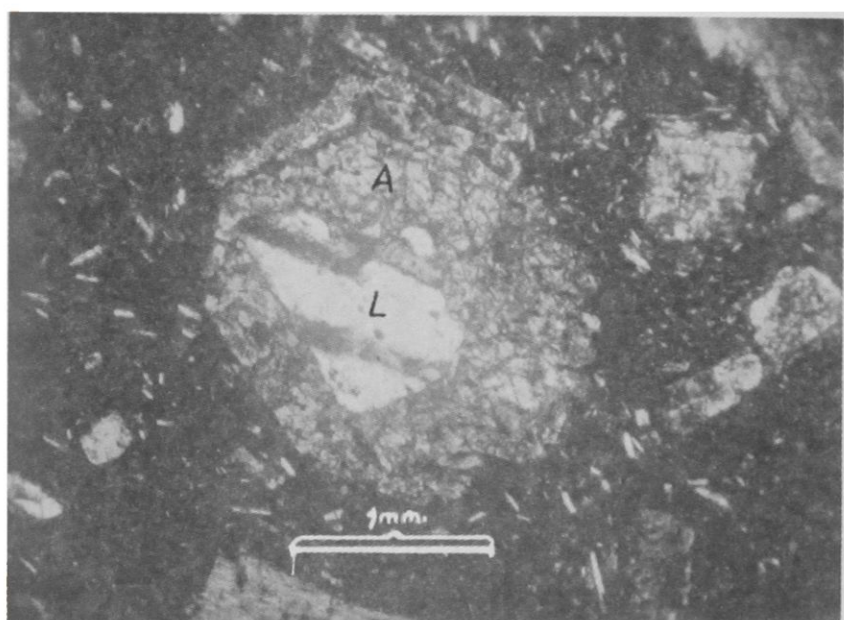


Figura 6

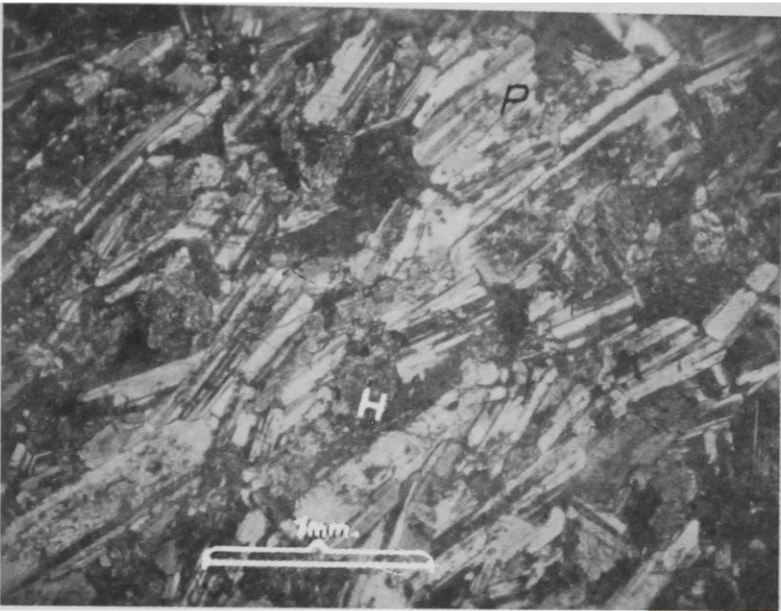


Figura 7

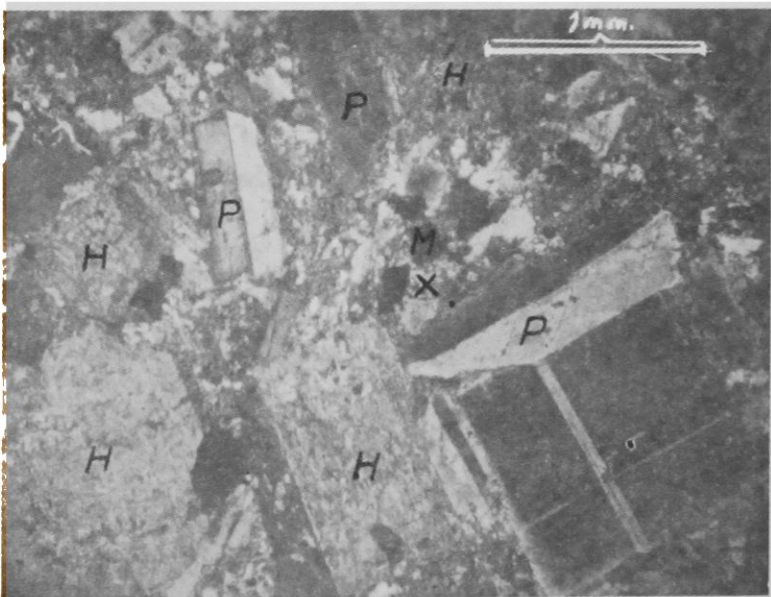


Figura 8

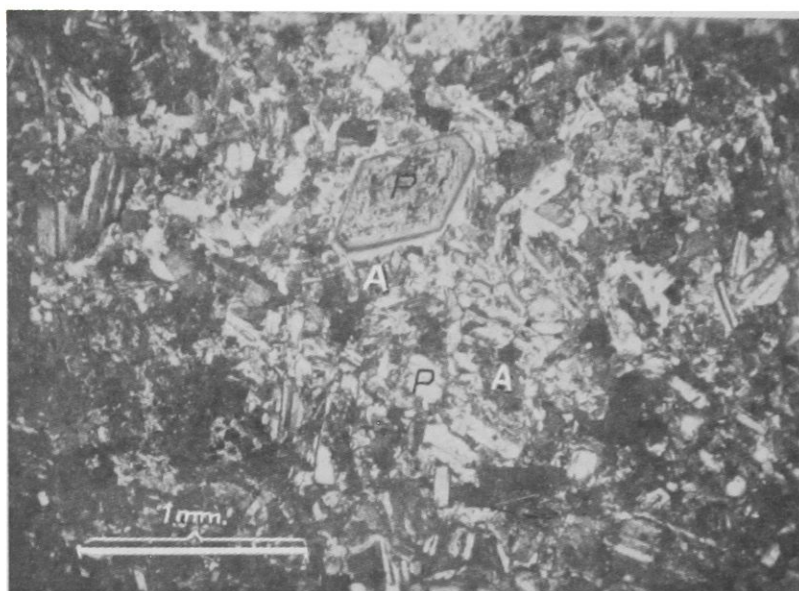


Figura 9

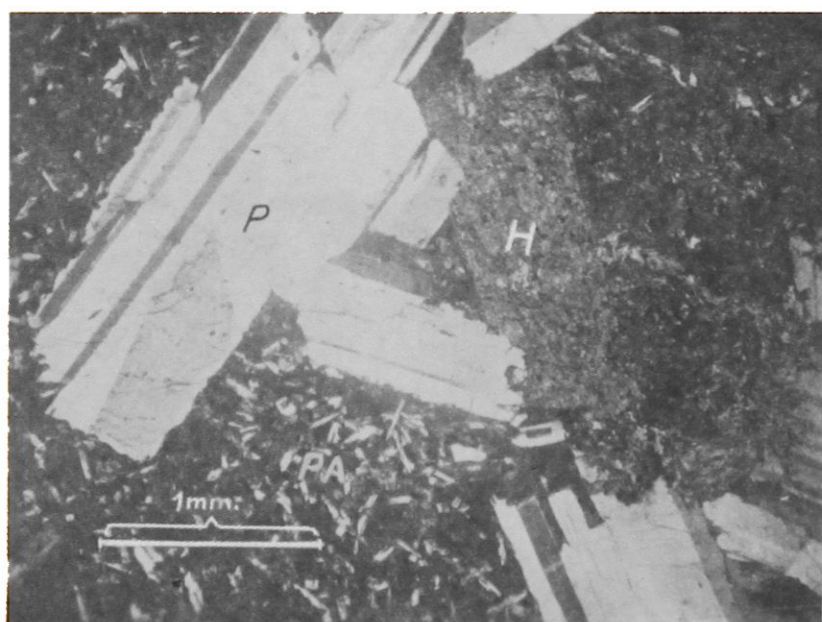


Figura 10

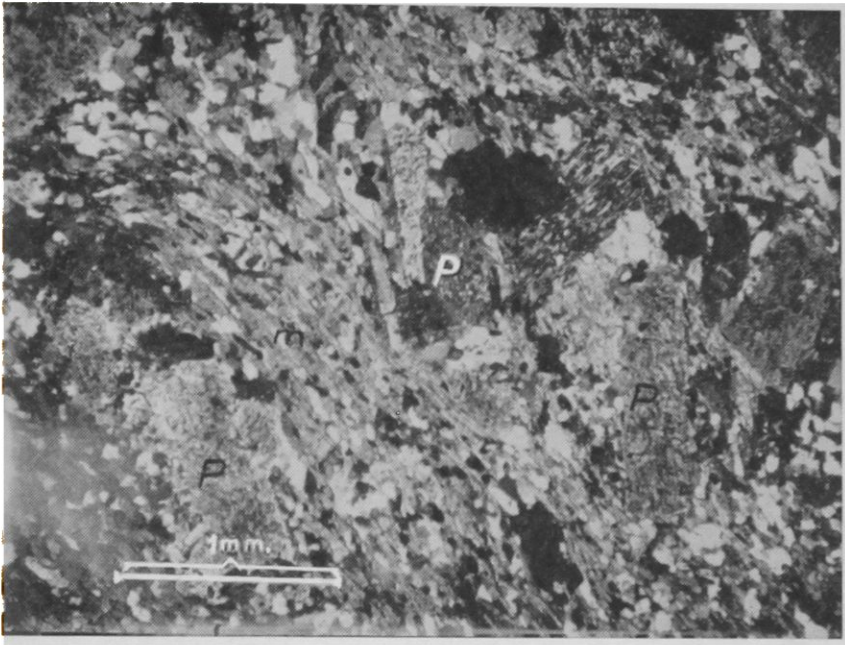


Figura 11

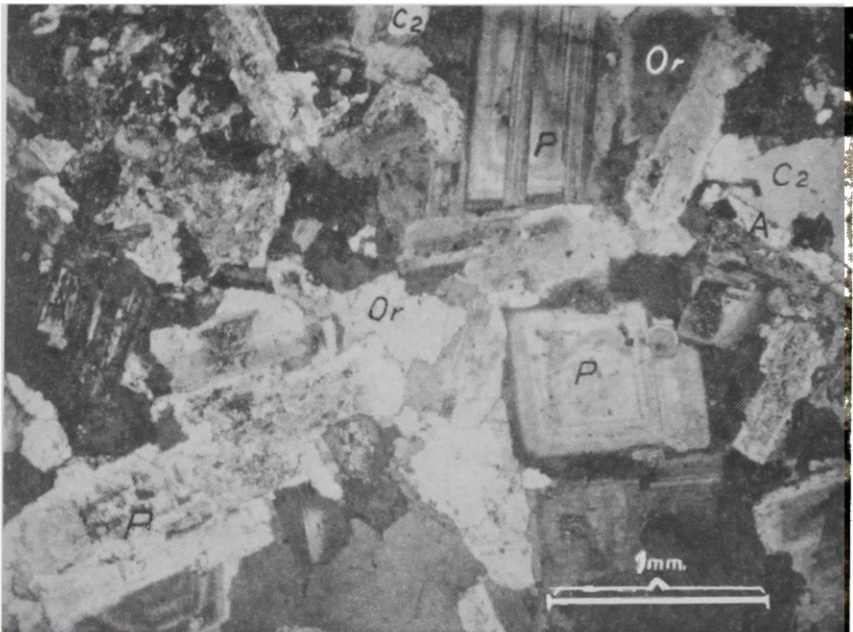


Figura 12

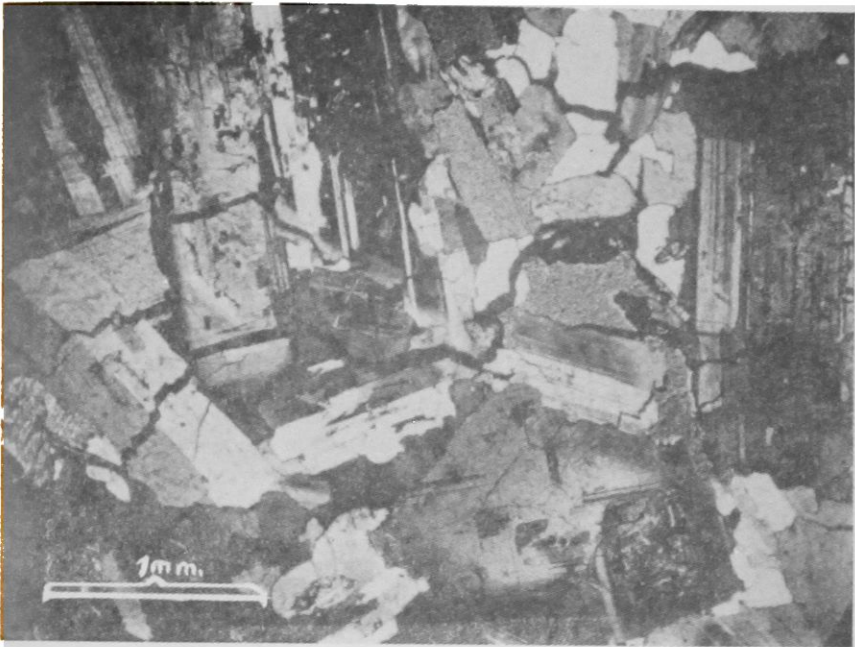


Figura 13

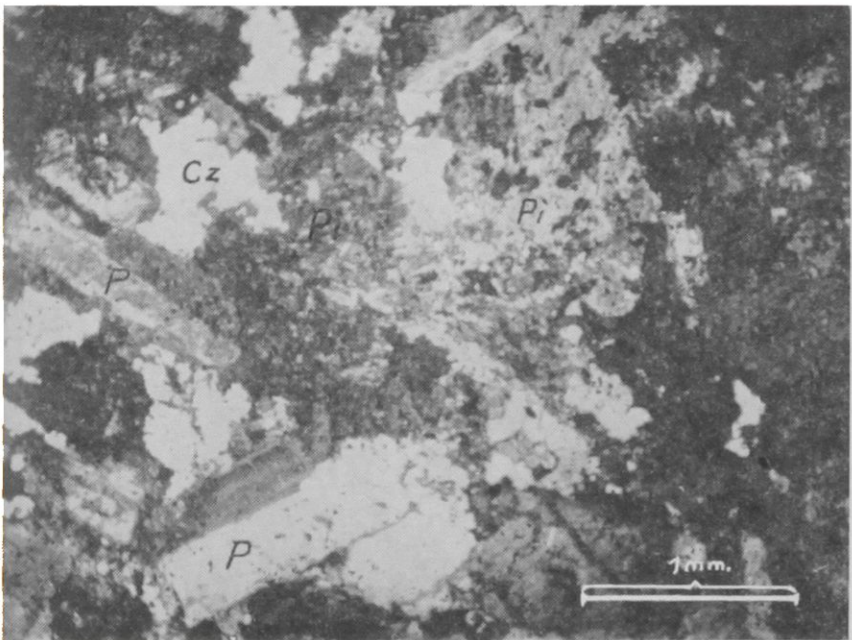


Figura 14

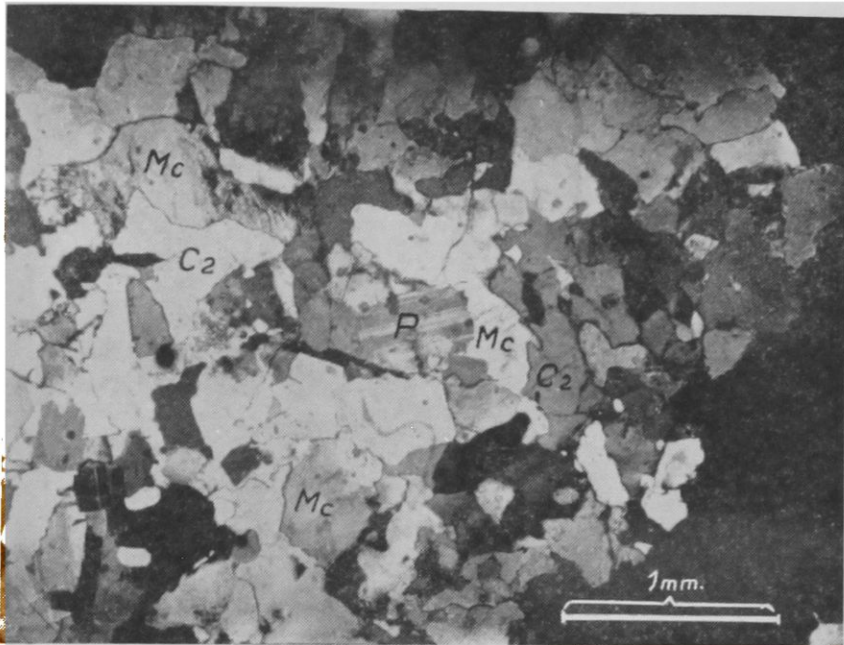


Figura 15

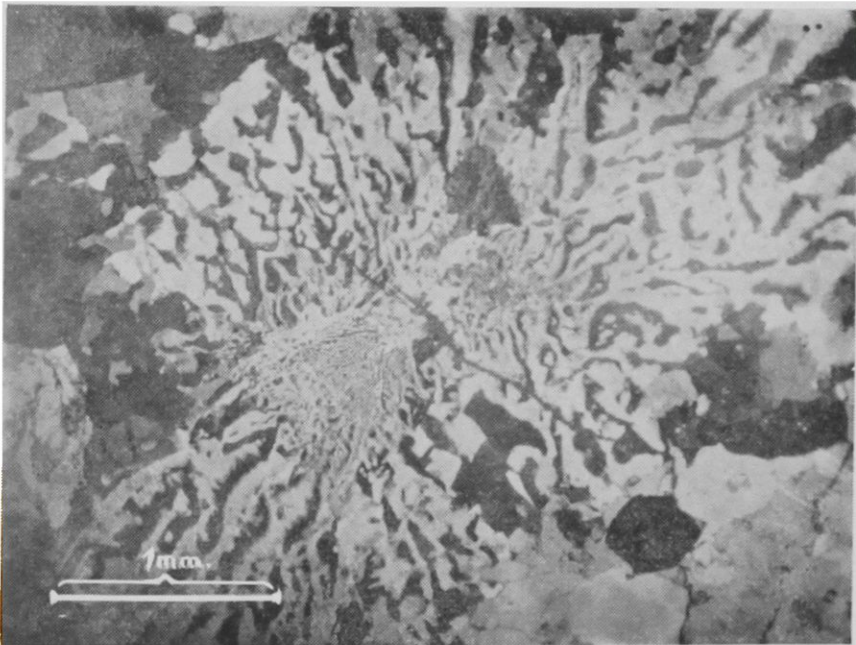


Figura 16

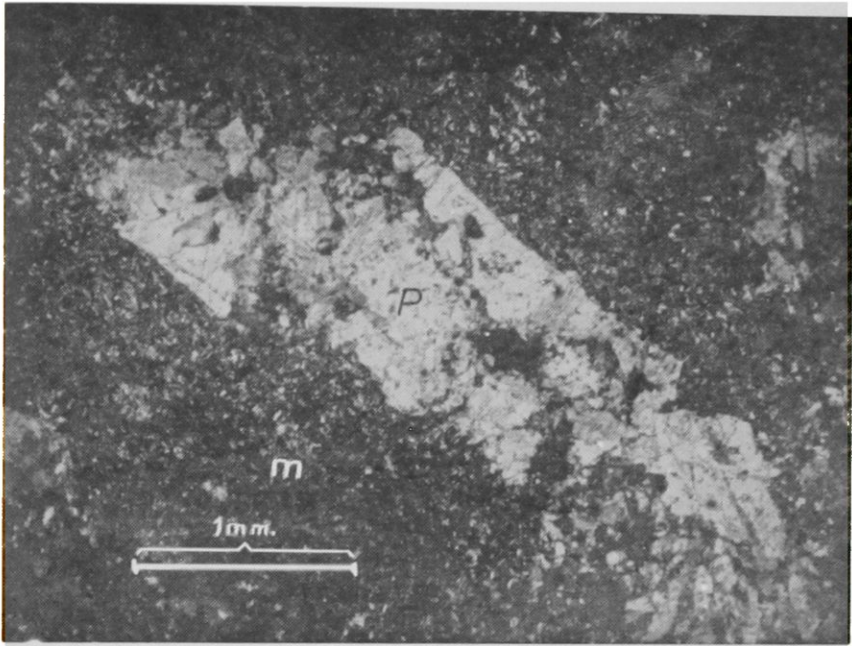


Figura 17

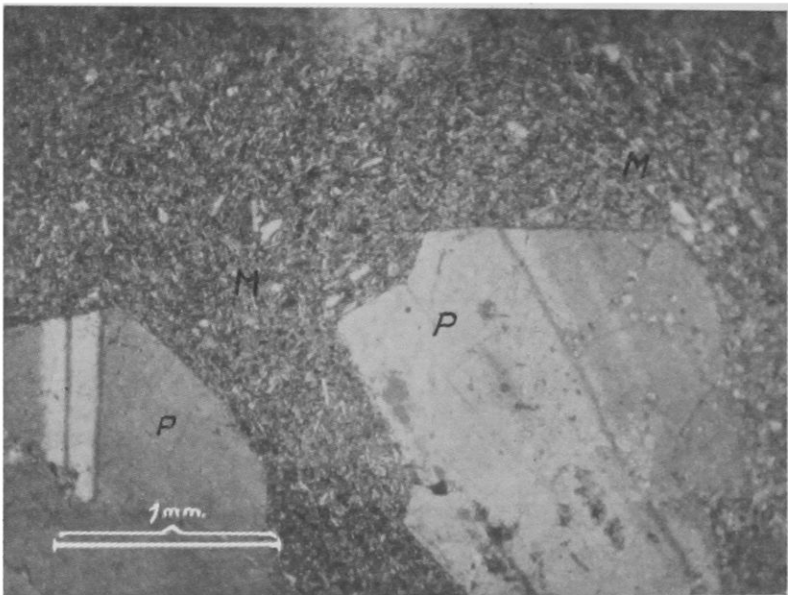


Figura 18

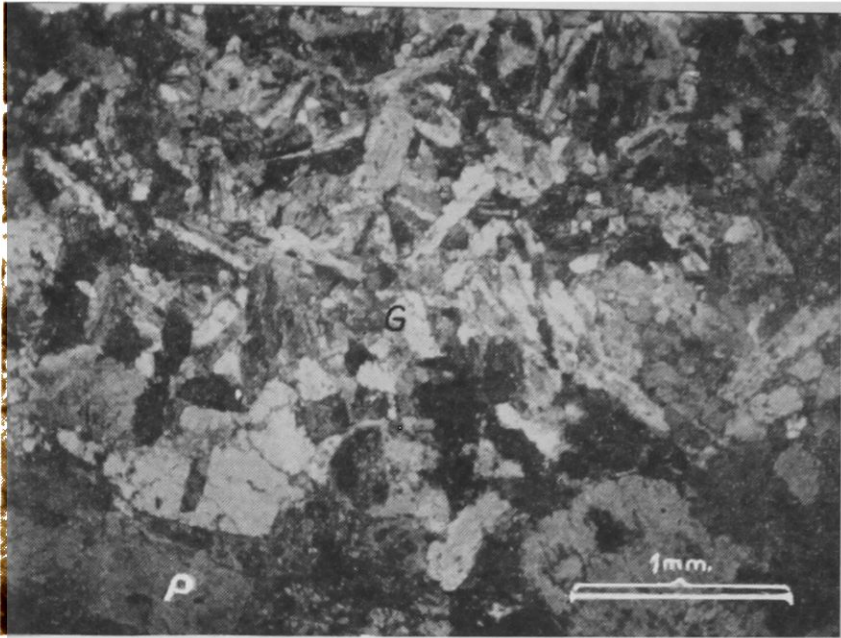


Figura 19

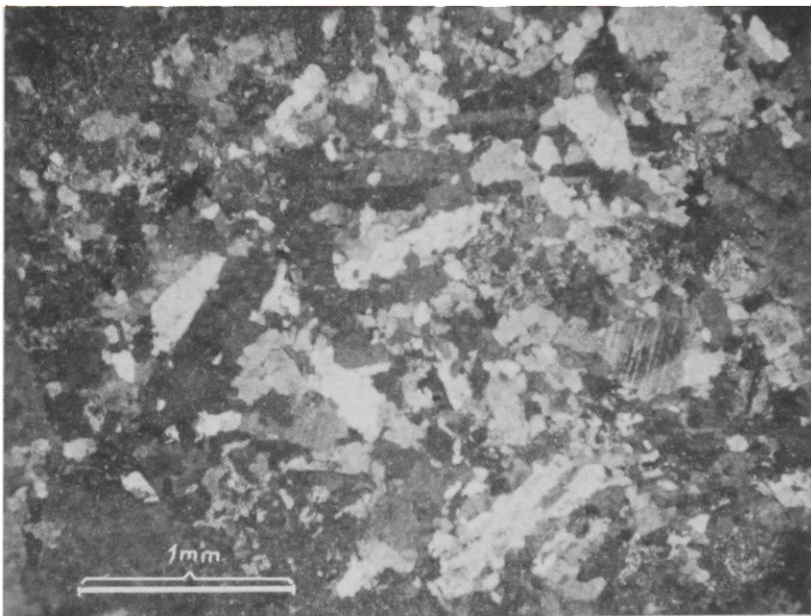


Figura 20



Figura 21

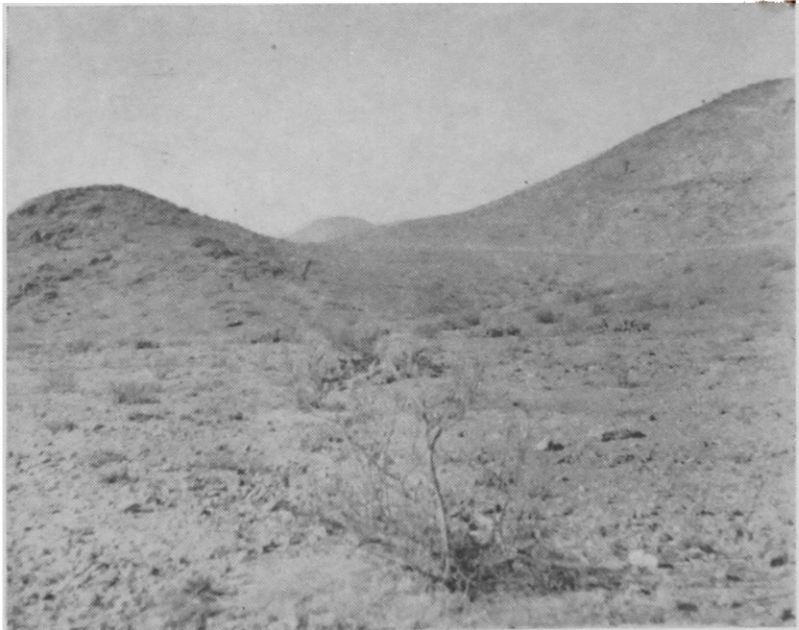




Figura 22






BOSQUEJO GEOLOGICO DE LA ZONA SITUADA AL N.W. DE VALLENAR

LEYENDA CUATERNARIO



-  Sedimentos aluviales modernos y de balsones
-  Sedimentos de las terrazas aluviales del Rio Huasco

MESOZOICO

CRETACEO MEDIO A SUPERIOR

-  Batolito Andino
-  Intrusiones Básicas
-  Porfidos Gábricos y Gabros
-  Filones Lamprofidicos (Espesartita)
-  Zonas de Metamorfismo Termal

CRETACEO INFERIOR (Neocomiano)

-  Queratófiro: Lavas y Tobas
-  Sedimentos: calizas y areniscas

JURASICO

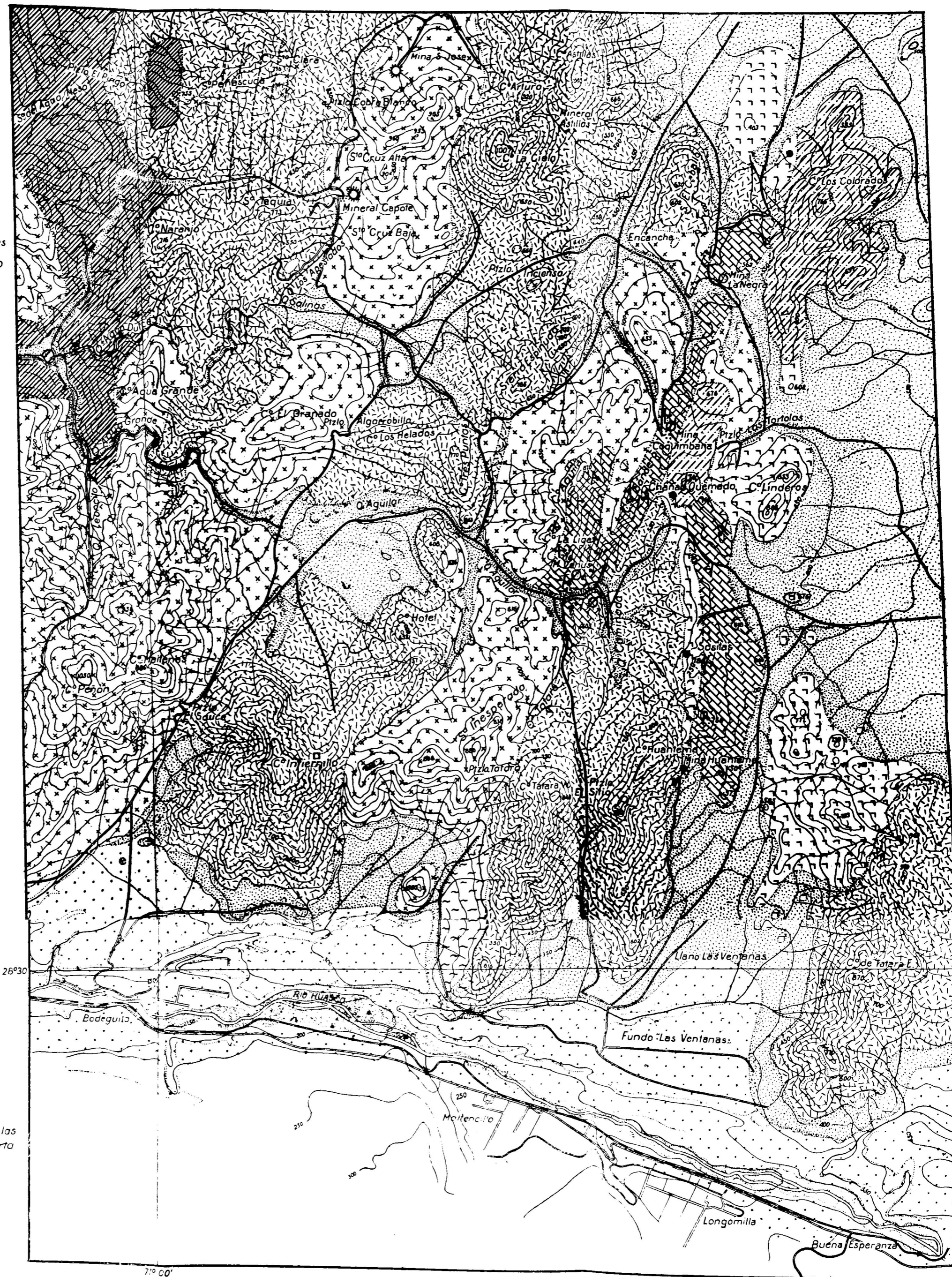
LIAS MEDIO

-  Sedimentos: calizas y areniscas

PALEOZOICO

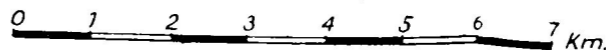
INFERIOR?

-  Cuarzitas y filitas
-  Rumbos y Manteos
-  Caminos
-  Ferrocarriles
-  Minas de Cobre
-  " " Manganeso
-  " " Fierro
-  " " Apatita
-  Zonas de Alteración Hidrotermal
-  Minas de Oro
-  Borde terrazas



Base Topográfica: Restitución aproximada de las
Fotografías Aereas correspondientes a la Carta
1:250000 del Instituto Geográfico Militar.

ESCALA



INDICE

	Págs.
Resumen	123
Introducción	124
Fisiografía	124
La Formación Geológica	126
El Basamento Metamórfico	126
El Lías	127
El Neocomiano	128
Tectónica del Neocomiano	132
Intrusiones Básicas	134
El Batolito Andino	140
Cuadros de Análisis	147
Descripción de Láminas	148
Bibliografía	150
Summary	151
Indice	153