

ESTUDIO PETROGRAFICO DEL GABRO CORONITICO DE LAGUNA VERDE, PROVINCIA DE VALPARAISO, CHILE

FRANCISCO HERVÉ *Departamento de Geología, Universidad de Chile*
MONICA DEL CAMPO *Departamento de Geología, Universidad de Chile*

INTRODUCCION

En este trabajo se dan a conocer las características petrográficas mineralógicas y químicas de un pequeño cuerpo de gabro que aflora en el área costanera cercana a Laguna Verde, provincia de Valparaíso, el cual presenta interesantes fenómenos de metamorfismo como es el de la formación de coronas en torno a los cristales de olivina, así como una variación litológica muy marcada, la que se pretende cuantificar.

Para la realización de este estudio se trabajó durante 5 días en el terreno, usando como base para el levantamiento geológico del cuerpo una fotografía aérea de escala aproximada 1:2000. Se recolectaron alrededor de 40 muestras petrográficas, 33 de las cuales fueron estudiadas al microscopio, realizándose recuentos modales en 20 de ellas. La composición de las plagioclasas se determinó mediante el uso de las curvas de Slemmons (1962), y cuando esto fue posible, usando las curvas de Burri *et al.*, (1962) que se basan en el empleo de los ángulos de Euler 1. Se realizaron también 7 análisis químicos de diferentes tipos petrográficos, en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología.

La mayor parte de este trabajo fue realizada durante el Curso de Proyectos 1 del Departamento de Geología por Mónica del Campo.

MARCO GEOLOGICO

El cuerpo de gabro, de aproximadamente 0.5 km² de extensión, aflora en la puntilla ubicada inmediatamente al norte de Laguna Verde, entre Quebrada Verde y la quebrada que baja frente al islote León (33° 05' Lat. S- 71° 40' 30" Long. W). (fig. 1). Los afloramientos se extienden desde el borde del mar hasta el corte del camino que une Valparaíso con Laguna Verde, y comprenden el acantilado costero que en esta área se eleva a unos 150 m s.n.m. en forma muy abrupta.

En esta zona el gabro está en contacto con migmatitas, anfibolitas y gneisses de la formación Quintay (*sensu* Corvalán y Dávila, 1964, aquí llamado complejo Quintay), a la que dichos autores confieren una edad devónica en base a determinaciones radiométricas, edad confirmada por Corvalán y Munizaga (1972). Las relaciones de contacto entre el cuerpo de gabro y las rocas del complejo Quintay no son muy claras. El contacto occidental es tajante e inclinado hacia el es-

te. El contacto sur del cuerpo parece corresponder a una zona de falla, ya que el gabro se observa foliado. El contacto norte no tiene expresión topográfica marcada. En ciertos lugares es difícil establecer diferencia entre las partes anfibólicas del gabro y las anfibolitas del complejo Quintay, por lo que el trazado de este contacto en el mapa es sólo tentativo. En su borde oriental, el contacto está cubierto por suelo y no ha podido ser estudiado.

La forma general del cuerpo se asemeja a la de un lopolito. En su parte inferior, a nivel del mar, tiene unos 100 m de ancho. En cambio, en el corte del camino de Valparaíso a Laguna Verde, se puede apreciar un ancho de unos 500 m, a una altura de 200 m s.n.m. Los afloramientos son abundantes pero discontinuos; la roca se presenta muy fresca a nivel del mar, y bastante meteorizada en el corte del mencionado camino, lugar más alto donde se le ha reconocido.

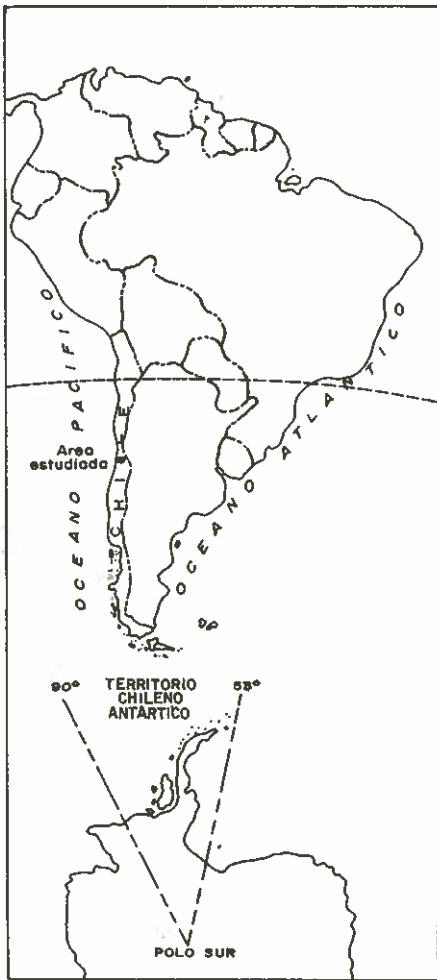
PETROGRAFIA DEL CUERPO DE GABRO

Generalidades

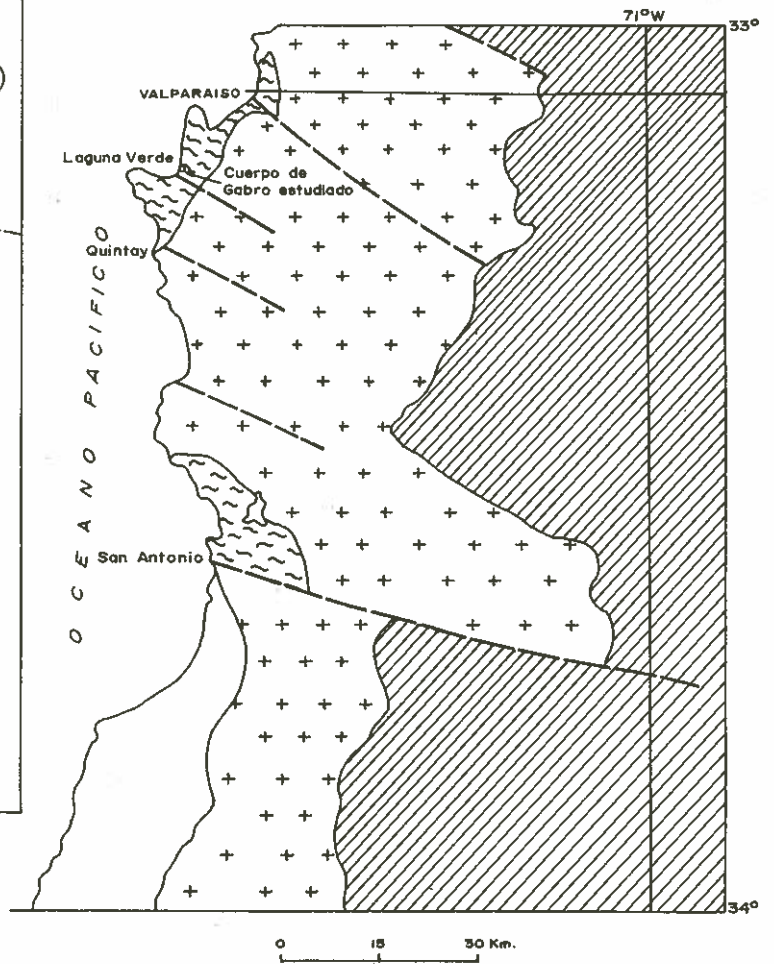
El aspecto macroscópico de las rocas que forman el cuerpo en estudio es variable, en cuanto a composición mineralógica, tamaño de grano y grado de meteorización. El tipo predominante es una troctolita de grano grueso en que se destacan cristales blancos de plagioclasa y cristales negros de hornblenda, en un fondo rojizo producto de la meteorización de la olivina y en menor grado de los piroxenos que la acompañan. Existe toda una gradación hacia rocas holomelanocráticas por una parte, y hacia rocas leucocráticas con grandes cristales de plagioclasa caolinizados con anfíbola verde intersticial. Se observan también facies pegmatíticas con grandes cristales de hornblenda, tan característicos de diversas otras localidades cercanas en que afloran anfibolitas del complejo Quintay. Ocasionalmente, es posible observar un bandeamiento mineralógico en las rocas. En ciertos sectores se observa notoria foliación tectónica.

COMPOSICION MINERALOGICA

Las rocas estudiadas consisten esencialmente de olivina, plagioclasa, ortopiroxena, clinopiroxena y anfibolas. Los minerales accesorios más comunes son espine-la, flogopita, zoisita y minerales opacos; esporádicamente se observa turmalina, esfeno y apatita.



Geología simplificada de: J. Corvalan y A. Davila (1964).



LEYENDA





-  Formación Quintay
-  Rocas graníticas Paleozoicas
-  Rocas mesozoicas y cenozoicas
-  Fallas

Figura 1. Ubicación y Marco Geológico del Area estudiada.

La olivina se presenta en granos subhedrales de 1 a 10 mm de largo, generalmente incluye granos o venillas de minerales opacos. Su composición química es variable; por métodos ópticos se ha reconocido la existencia de cristales de composición vecina a Fo₁₀₀ hasta cristales de Fo₆₅. Generalmente, los cristales de olivina presentan coronas en su periferia, compuesta de ortopiroxena la interior, y anfíbola más espinela la externa. El desarrollo de estas coronas será tratado en forma más extensa en capítulo aparte.

En muchos casos, la olivina se encuentra además parcial o totalmente alterada a minerales como serpentina, talco, iddingsita o clorofeita.

Las piroxenas, ortorómbicas y monoclinicas, se encuentran presentes en prácticamente todas las muestras estudiadas.

La ortopiroxena se presenta tanto en cristales individuales como en agregados formando parte de las coronas en torno a las olivinas. La clinopiroxena se encuentra exclusivamente como cristales aislados dispersos en la roca. Ambos tipos de piroxeno presentan numerosas laminillas de minerales opacos dispuestos paralela u oblicuamente a los clivajes, y están generalmente parcialmente transformados en anfíbola.

La anfíbola es muy abundante en estas rocas, y parece haberse generado en diversas etapas. Su tamaño es muy variable alcanzando 5 cm o más de largo en las facies pegmatíticas.

Anfíbolos de tipo hornblenda, parda y verde, se presentan en ciertos casos como grandes cristales que incluyen cristales de olivina y de piroxena. Constituyen también la corona más externa en torno a la olivina y se encuentran reemplazando a las piroxenas.

Anfíbolos de tipo actinolita se presentan generalmente en rocas con evidencias de deformación tectónica, en las cuales las texturas ígneas han sido en gran parte obliteradas.

La plagioclasa se presenta generalmente en cristales prismáticos anchos, de 5 mm o más de largo, maclados polisintéticamente. Su composición es bastante cálcica, y parece mantenerse relativamente constante en las muestras estudiadas, independientemente del porcentaje en que aparece en la roca. Las determinaciones efectuadas por los métodos ópticos ya señalados son las siguientes:

N ^o de Muestra	% An (Burri)	% An (Stemmons)
PM 3154	90*	70
PM 3156		70
PM 3202	82	
PM 3222	85	68
PM 3224	82	
PM 3225		90 ó 75
PM 3226		70
PM 3227		72

* Coincidente con determinación por rayos X

En este rango de composiciones de plagioclasa, es más confiable la determinación según el método de Burri *et al.* Se acepta por lo tanto que las plagioclasas estudiadas corresponden a bitownita An₈₂₋₉₀. El método de Burri *et al.*, (1962), se basa en el estudio de cristales maclados Albita-Carlsbad, que fue imposible encontrar en rocas con poco contenido de plagioclasa como son las tres últimas de la lista.

La espinela es un accesorio habitual en las rocas estudiadas, siendo más abundante en las rocas más melanocráticas. Se presenta como cristales subautomorfos de tamaño inferior a 2 mm, dispersos en la roca; o bien como inclusiones vermiculares en la anfíbola que constituye la corona más externa en torno a los cristales de olivina. En ambos casos presenta una coloración verde oscura, por lo que corresponde probablemente a pleonasto.

La flogopita es un mineral accesorio escaso pero característico, que se presenta preferentemente en rocas melanocráticas formando cristales individuales de algunos milímetros de largo, bien visibles macroscópicamente.

Los minerales opacos son los minerales accesorios más frecuentes, especialmente en las rocas más leucocráticas. Se presentan tanto como cristales automorfos intersticiales a los minerales principales de la roca, y como producto de exsolución y/o alteración de los minerales ferromagnesianos, bajo la forma de agregados irregulares o de venillas en este último caso. No se ha determinado su naturaleza mineralógica.

COMPOSICION PETROGRAFICA

Dentro del cuerpo intrusivo es posible observar una amplia gama de tipos petrográficos, que van desde peridotitas anfibólicas hasta leucogabros muy vecinos de anortosita, según la clasificación modal de Jung y Brousse (1958), existiendo amplias zonas donde predominan las troctolitas.

En la figura 2 se muestra la variación del índice de color de las rocas del cuerpo intrusivo, basada en los análisis modales presentados en la Tabla 1. Los análisis modales se han ordenado de acuerdo a la disposición de terreno de las muestras, distinguiéndose además tres niveles topográficos: nivel bajo, que comprende muestras tomadas a nivel del mar en el extremo norte del cuerpo; nivel intermedio, que corresponde a muestras tomadas en el borde superior del acantilado costero y que se presentan en el mapa como un perfil de dirección aproximada SW-NE; nivel alto, que corresponde a las muestras recolectadas en el corte del camino Valparaíso-Laguna Verde, y que se disponen en una dirección general NS hacia la parte más oriental reconocida del intrusivo. Dentro de ca-

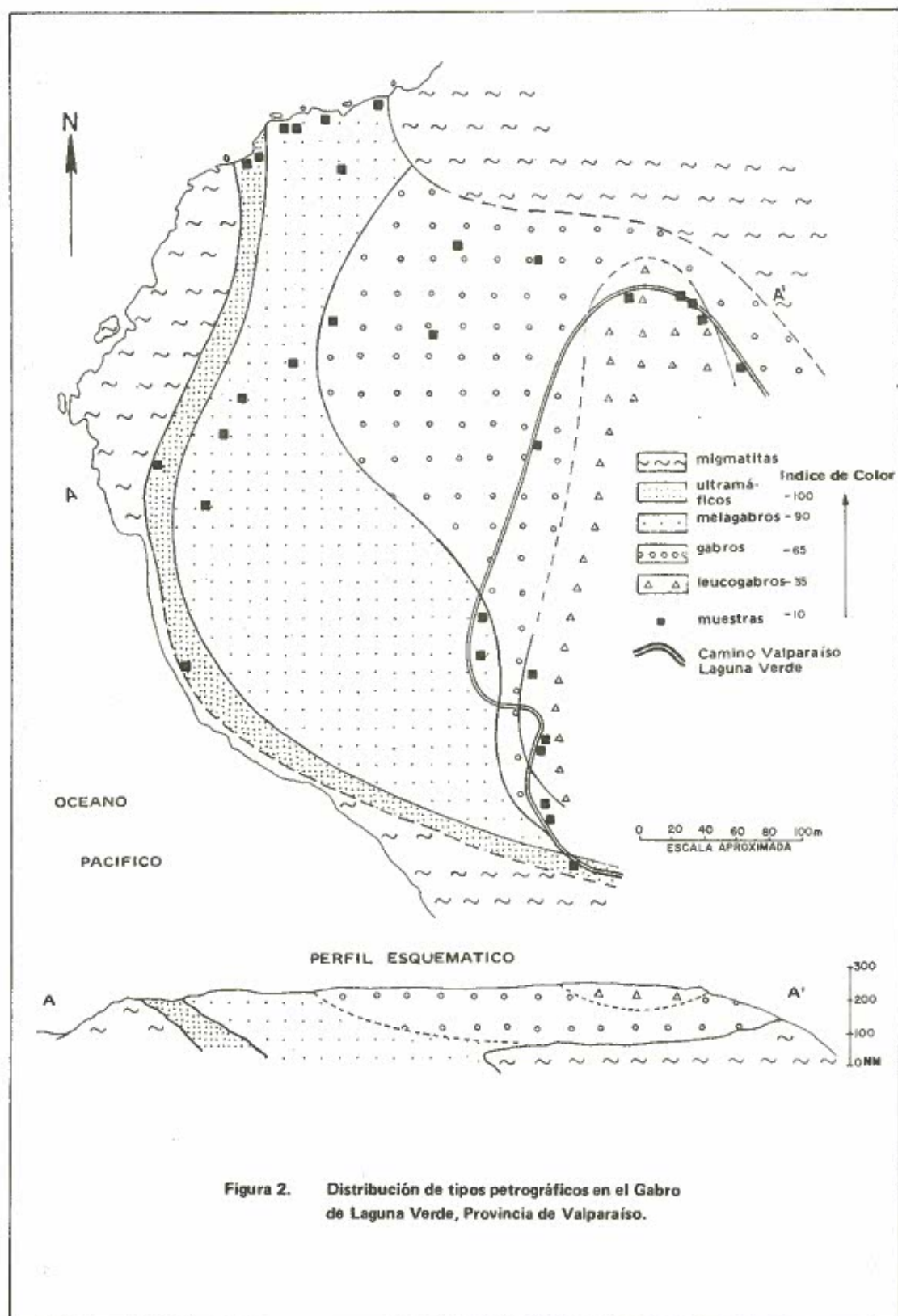


Figura 2. Distribución de tipos petrográficos en el Gabro de Laguna Verde, Provincia de Valparaíso.

ANÁLISIS MODALES DE MUESTRAS DEL GABRO DE LAGUNA VERDE, PROVINCIA DE VALPARAISO

NIVEL TOPOGRAFICO	NIVEL BAJO		NIVEL INTERMEDIO										NIVEL ALTO													
	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	
Mineral / Muestra	3223	3225	3227	3210	3208	3208a	3207	3206	3204	3202	3222	3212	3214	3217	3219	3220	3221	Nº 3	3154	3153						
Olivina	31.9	21.6	29.8	15.0	6.0	24.7	25.0	4.6	18.8	11.1	9.0	0.8	1.5	11.1	0.2						
Plagioclasa	0.1	13.5	21.2	1.2	31.9	26.3	30.9	37.5	83.7	55.2	41.4	72.5	73.7	24.2	39.7	55.2	67.0	51.6						
Ortopiroxeno	8.0	9.4	5.0	0.6	4.0	3.9	7.2	0.4	3.7	1.6	1.5	0.4	12.3	8.3	2.9	1.6	3.8	0.4						
Clinopiroxeno	2.8	4.9	4.5	3.8	5.7	18.2	28.2	0.4	3.6	14.3	3.5	0.5	42.4	4.3	3.6	9.8	7.3						
Anfibola	47.3	47.3	27.3	30.8	50.2	9.4	25.8	18.1	8.8	4.2	18.6	27.1	12.6	7.7	5.9	23.8	49.1	18.6	15.3	25.4					
Simplectita	4.4	1.6	3.0	8.4	3.9	1.2	5.1	0.5	0.5	1.6	5.1	2.7					
Alteración de Olivina	1.6	2.5	9.8	20.8	17.6	8.0	4.9	1.8	0.8	5.4	0.2					
Clorita	2.5	0.2	4.7	19.8					
Sericita	1.8	0.7	0.4	1.2	3.1	1.2	0.2					
Zoisita	0.7	29.7	10.9	1.2	1.0	20.0	1.0	6.3	5.5	13.7					
Fluopopita	0.2	0.1					
Espinela	0.5	5.9	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1					
Opacos	3.6	2.5	0.4	1.3	1.7	2.8	2.6	0.4	1.0	0.3	1.3	1.6	0.5	4.9	1.1	0.3	1.7	11.6					
Iddingsita	13.8					
Apatita	0.2	0.1	2.7					
Pistacita	48.7					
PROMEDIOS																										
	ΣOLIV	PLAGIO	ANFIB	OPX	CPX	ZOISITA	ESPINELA	SIMPLECTITA	OPACOS																	
NIVEL ALTO	3.6	47.3	20.6	3.5	9.5	2.5	1.2	2.6															
NIVEL INTERMEDIO	21.9	33.3	20.7	2.7	7.5	9.4	0.1	2.3															
NIVEL BAJO	30.1	11.6	40.6	7.5	4.1	0.2	2.1	3.0															
Σoliv = olivina + alteración de olivina																										

da nivel, las muestras están ordenadas a partir de la franja de rocas ultramáficas que se dispone en el borde occidental y sur del intrusivo.

La distribución de los tipos petrográficos presenta una variación progresiva cuyas tendencias generales son las siguientes:

Existe una franja de rocas ultramáficas a lo largo del borde occidental y sur del intrusivo, las que cambian a rocas cada vez más leucocráticas hacia el sector oriental del cuerpo. En el nivel bajo esta variación alcanza sólo hasta melagabros; en el nivel intermedio hasta gabros, y en el nivel alto aparecen leucogabros. En consecuencia, las rocas se hacen más leucocráticas cuanto más distantes están del borde sur y occidental, y cuanto más elevadas topográficamente. Los contactos entre los diversos tipos petrográficos son en general gradacionales, exceptuando algunos afloramientos donde es posible observar bandas de diferente mineralogía con contactos nítidos entre sí, es decir, estratificación ígnea.

En la Tabla 1 aparecen los promedios modales de los minerales en cada nivel topográfico. Estos datos deben tomarse sólo como de valor indicativo pues no obedecen a un estudio sistematizado de la distribución mineralógica, sin embargo de ellos aparecen nítidamente las siguientes características:

- a) El porcentaje de olivina disminuye a medida que se asciende topográficamente. Promedios para los tres niveles, reduciendo a olivina aquellos minerales que con seguridad provienen de la alteración de ella, son de 30^o%, 16,5^o% y 4^o% respectivamente. La composición de la

olivina también cambia con el nivel topográfico, siendo su composición vecina de Fo₁₀₀ en el nivel bajo, Fo₈₅ en el nivel intermedio y Fo₆₅ en el nivel alto.

- b) El porcentaje de plagioclasa varía antipatéticamente al de olivina, se presenta en promedios de 11^o%, 36^o% y 63^o% para los tres niveles.
- c) Las piroxenas se encuentran en general subordinadas volumétricamente respecto a los restantes minerales ferromagnesianos de las rocas. Orto y clinopiroxena varían antipatéticamente, predominando la ortopiroxena en el nivel bajo y la clinopiroxena en el nivel más elevado.
- d) Las anfíbolas constituyen el mineral máfico más abundante en casi todas las muestras, siendo más abundantes en el nivel bajo que en los superiores.

La variación petrográfica observada puede probablemente asignarse a una diferenciación magmática por hundimiento de los minerales pesados tempranamente formados, e.g. olivina y ortopiroxena, en un medio viscoso relativamente estático, cuya base al momento de la diferenciación se ubicaría hacia el actual contacto suroccidental del cuerpo.

COMPOSICION QUIMICA

Se efectuaron 7 análisis químicos de rocas del macizo gábrico de Laguna Verde, elegidas de tal manera que cubrieran la más amplia gama de índices de color posible de entre las rocas estudiadas.

Los resultados de los análisis químicos* son los siguientes:

	PM3227	PM3158	PM3215	PM3154	PM3204	PM3202	PM3157
SiO ₂	40,46	40,75	42,62	43,34	44,11	44,28	48,63
Al ₂ O ₃	13,71	16,60	25,31	22,10	14,42	29,27	8,99
Fe ₂ O ₃	3,16	2,89	2,46	2,69	1,58	1,65	2,30
FeO	7,58	7,44	3,82	6,18	6,66	1,99	6,58
CaO	8,48	7,84	18,40	18,04	17,28	17,04	14,46
MgO	21,68	20,28	4,52	5,68	13,64	2,72	15,16
Na ₂ O	0,57	0,56	1,00	1,00	0,57	1,48	0,79
K ₂ O	0,17	0,08	0,24	0,17	0,02	0,23	0,22
TiO ₂	0,08	0,10	0,26	0,43	0,27	0,17	0,43
MnO	0,09	0,13	0,08	0,08	0,12	0,03	0,16
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04
ppc	3,43	3,06	1,54	0,78	1,50	1,29	2,03
TOTAL	99,44	99,74	100,27	100,52	100,19	100,16	99,79
Cu (ppm)	57,5		80,0	190,0	197,5	42,5	
Ni (ppm)	220,0		80,0	52,5	142,5	42,5	
Co (ppm)	85,0		55,0	57,5	65,0	52,5	
Cr (ppm)	110,0		62,5	160,0	277,5	40,0	
Zn (ppm)	17,5		22,5	25,0	30,0	12,5	

* Análisis realizados por M.L. Aguilar, Laboratorio Químico Depto. de Geología, U. de Chile.

PM 3227	Melagabro coronítico de anfíbola	(IC = 79)
PM 3158	Troctolita	(IC = 35)
PM 3215	Leucogabro de anfíbola	(IC = 26)
PM 3154	Leucogabro norítico	(IC = 23)
PM 3204	Troctolita	(IC = 62)
PM 3202	Leucogabro de anfíbola	(IC = 16)
PM 3157	Melagabro de olivina y anfíbola	(IC = 76)

La característica más evidente es el bajo contenido de sílice de estas rocas que, en promedio alcanza sólo a 43,5^oo, siendo su variación muy pequeña comparada con la variación del índice de color de las respectivas rocas. El contenido de CaO y Al₂O₃ es muy variable, alcanzando valores muy elevados en las rocas de índice de color bajo, las que contienen abundante bitownita. El contenido de MgO es directamente correlacionable con el contenido de olivina de las muestras, así como el contenido de Cr y Ni. El contenido de álcalis es extremadamente bajo, sobretodo en lo que se refiere al K₂O. La razón FeO/Fe₂O₃ oscila entre 1,2 y 4,2 siendo más elevada en las rocas de mayor índice de color.

En el diagrama AFM de la figura 3, puede observarse una variación gradual en la composición química, que muestra una tendencia bastante clara de enriquecimiento en hierro, pese a que no se ha encontrado rocas de alto contenido de sílice. Se incluyen en dicho diagrama, las curvas de diferenciación del macizo de Skaergaard (en Misar, 1971) y la que presenta el macizo de Ransko en Checoeslovaquia (Misar, 1971), observándose una similar tendencia en el macizo de Laguna Verde, restringido eso si a los términos más básicos solamente.

Esta variación regular de la composición química, la variación modal relacionada con la posición espacial de las rocas en el macizo, pueden interpretarse como el resultado de una diferenciación magmática por recristalización fraccionada y separación gravitacional. Este proceso se habría realizado bajo una presión parcial de oxígeno baja o moderada, que permitió un enriquecimiento en hierro del líquido residual, en el cual progresivamente la oxidación del hierro fue en aumento, hasta provocar la precipitación de minerales opacos sólo en las rocas más leucocráticas. De los análisis modales presentados anteriormente puede observarse que en las rocas más melanocráticas, se presenta espinela como principal accesorio.

DESCRIPCION DE LAS CORONAS

El rasgo textural más típico de las rocas estudiadas lo constituye la presencia de coronas en torno a los cristales de olivina. Estas coronas están presentes en todas las muestras que contienen olivina, aunque no en todos los cristales de este mineral, ya que las coronas

se desarrollan sólo en los contactos de olivina y plagioclasa. En las muestras con escasa plagioclasa, sólo presentan corona los pocos granos de olivina que están en contacto con ella (fig. 5).

Una corona típica está constituida por un núcleo central de olivina, un primer anillo de ortopiroxena y un anillo periférico de anfíbola con vermiculas de espinela, el cual está en contacto con plagioclasa.

El anillo interior de ortopiroxena presenta generalmente un espesor constante, y está constituido por cristales prismáticos cortos que se disponen radialmente con respecto al cristal de olivina. El borde externo de este anillo marca la extensión original del cristal de olivina.

El anillo exterior está formado por hornblenda verde, que se presenta sin una orientación definida, y que contiene, en su tercio exterior, inclusiones vermiculares de espinela verde dispuestas radialmente con respecto al núcleo de olivina. Este anillo es de espesor variable, generalmente unas tres veces más ancho que el de ortopiroxena, y su contorno externo es irregular (fig. 6).

La plagioclasa que está en contacto con las coronas presenta característicamente un fracturamiento radial con respecto a éstas, fenómeno quizás relacionado con la transformación de la olivina (fig. 7).

Las coronas así constituidas cambian mineralógicamente en las rocas más alteradas del macizo. Así es como se encuentran coronas en que se distingue bien el anillo de simplectita de anfíbola y espinela rodeando núcleos formados por un envoltorio micáceo que tiene como centro talco o serpentina, con abundantes venillas y gránulos de mineral opaco, concentrados en la posición de las olivinas originales. En estos casos, en que predominan los minerales hidratados, se advierte generalmente un anillo discontinuo que rodea a la simplectita, constituido por zoisita, que separa la anfíbola de la plagioclasa. La zoisita se insinúa también a lo largo de las fracturas de los cristales de plagioclasa. Casos de alteración extrema de las coronas lo constituyen agregados de formas ovoidales de actinolita, clorita, serpentina y mica blanca, en los que aparecen residuos de las simplectitas de anfíbola-espinela, el todo rodeado por una aureola externa de zoisita. En ciertos casos se observa que la espinela de las simplectitas es transformada en mineral opaco, manteniendo su disposición textural. La mica blanca y la zoisita reemplazan también en estas rocas a la plagioclasa, a partir de las fracturas que éstas presentan. El reemplazo de plagioclasa por sericita es en algunos casos total. Se observan muchos casos intermedios entre las coronas típicas y estos grados extremos de alteración.

Fig 3 DIAGRAMA AFM COMPARATIVO DE LOS MACIZOS BASICOS DE SKAERGAARD, RANSKO Y LAGUNA VERDE

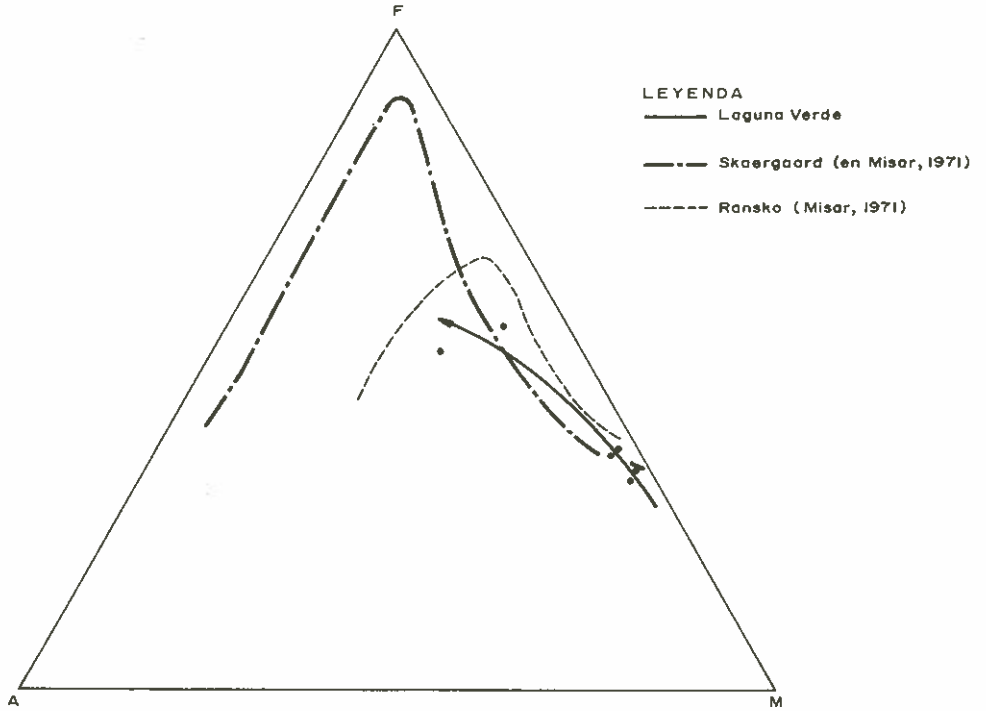
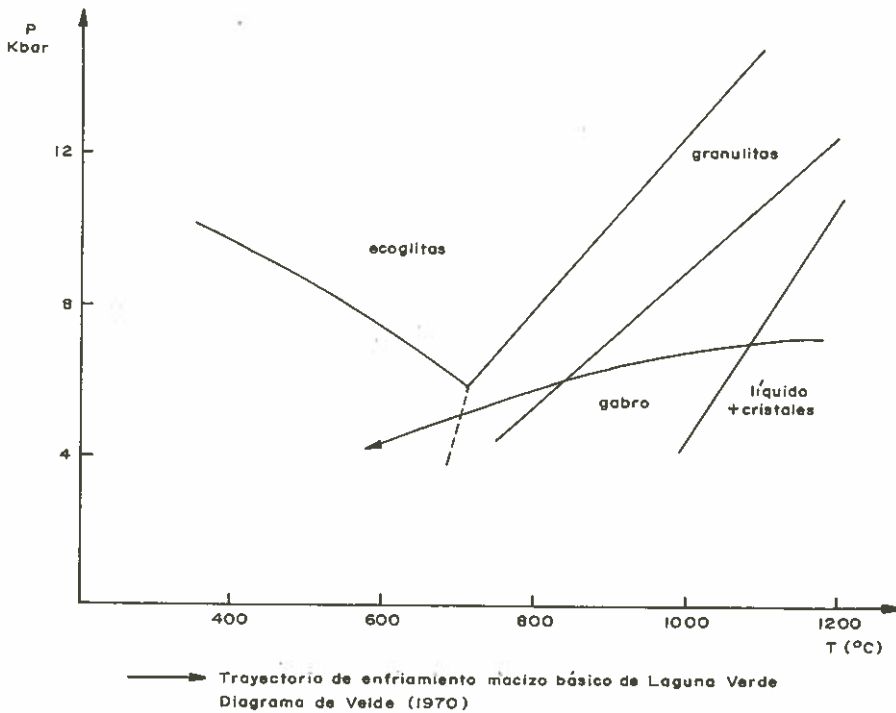


Fig 4. CONDICIONES P,T DE ENFRIAMIENTO DEL MACIZO DE ROCAS BASICAS DE LAGUNA VERDE PROVINCIA DE VALPARAISO



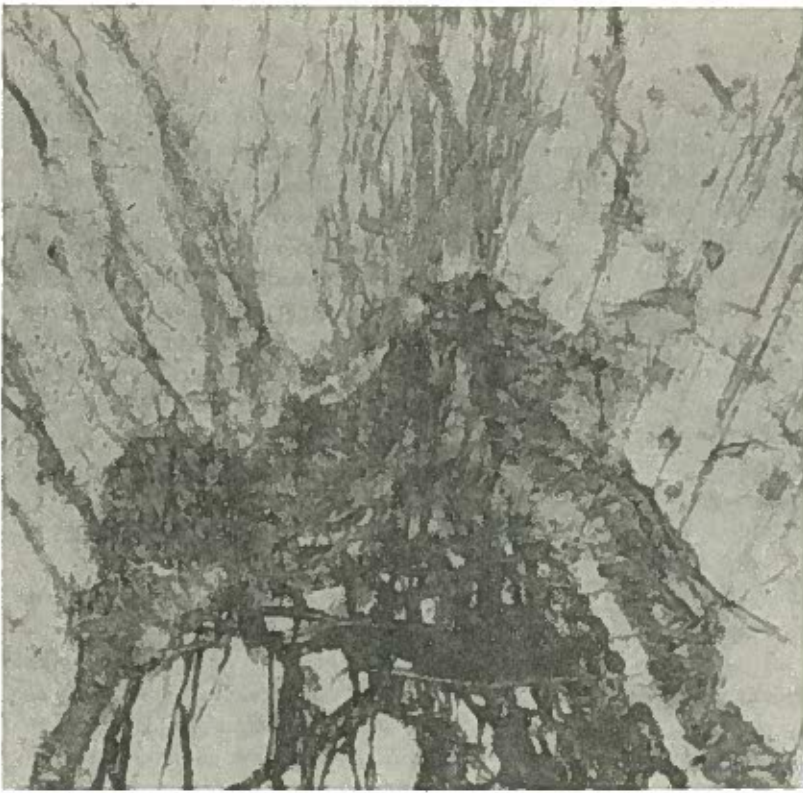


Figura 5.

Desarrollo de coronas sólo en el contacto de olivina con plagioclase. A la izquierda, Anfíbola con numerosas inclusiones de mineral opato.

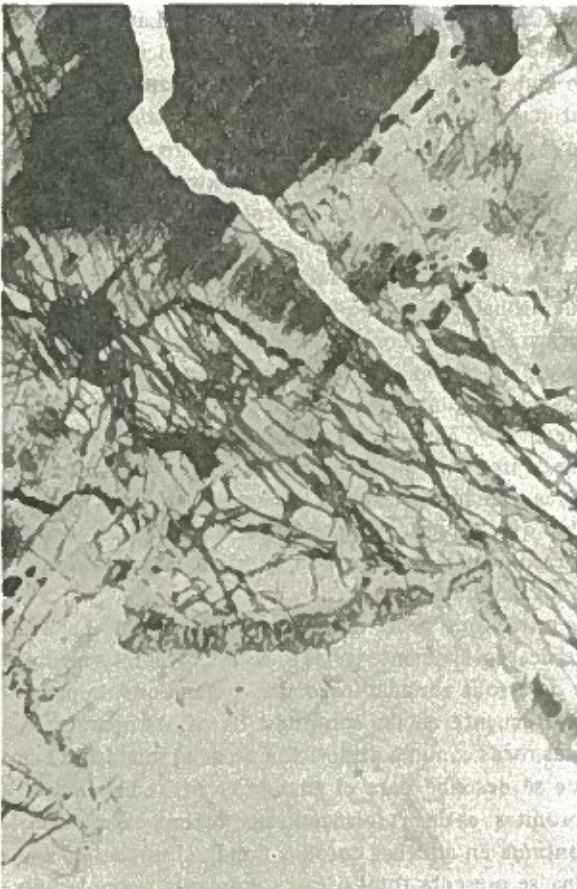


Figura 6.

Cristal de olivina con corona bien desarrollada a lo largo del contacto con plagioclase. Ol: olivina. Pl: plagioclase. Op: ortopiroxeno. An: anfíbola. Si: simplectita de anfíbola y espinela. Nícoles paralelos x 40.

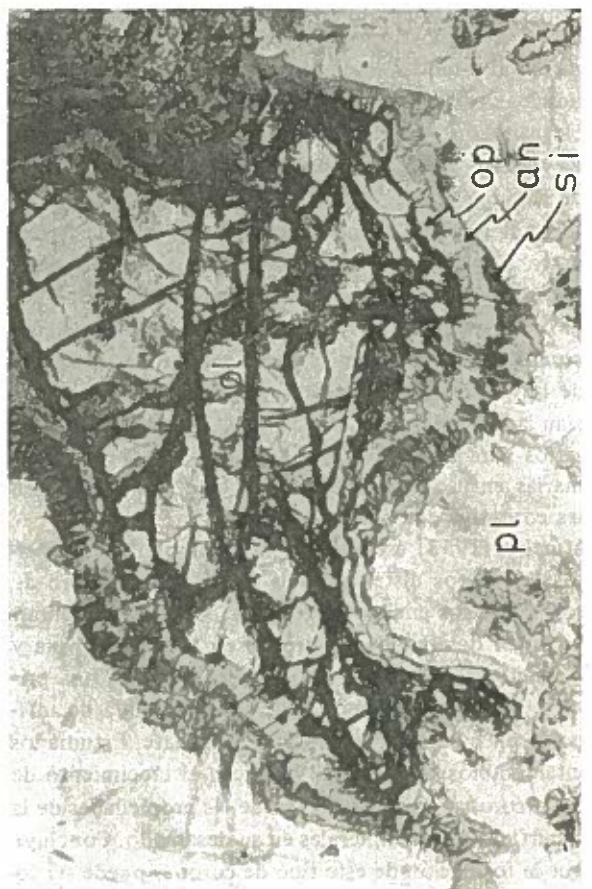


Figura 7.

Corona en torno a cristal de olivina. Fracturas radiales en los cristales de plagioclase adyacente. Nícoles paralelos x 40.

ORIGEN DE LAS CORONAS

La formación de coronas en torno a cristales de olivina ha sido motivo de estudios en diversas partes del mundo. Se resumen a continuación algunas de las observaciones y conclusiones que diversos autores presentan acerca de ellas.

Shand (1945) hace notar que se han descrito coronas en torno a la olivina en gabros olivínicos, noritas olivínicas, hiperitas, troctolitas y allivalitas. Las diversas coronitas se caracterizan químicamente por poseer bajos contenidos de sílice y relativamente altos contenidos de MgO, CaO y FeO, con una elevada razón FeO/Fe_2O_3 . De la literatura anterior, deduce que la composición mineralógica de las coronas es la siguiente, siendo las más comunes las dos primeras:

olivina - hiperstena - hornblenda + espinela - plagioclasa
 olivina - hiperstena - granate - plagioclasa
 olivina - hiperstena - actinolita + espinela - plagioclasa
 olivina - dióxido - hornblenda + espinela - plagioclasa
 olivina - antofilita - hornblenda + granate - plagioclasa

Concluye que la formación de las coronas no es producto de una etapa de cristalización magmática (las diabasas no presentan desarrollo de coronas) sino que se debería a la inestabilidad de la olivina en condiciones de metamorfismo termal. Las reacciones se realizarían al estado sólido, en presencia de pequeñas cantidades de H_2O , y a temperaturas superiores a las de cloritización y serpentinización.

Reynolds y Frederickson (1962) describen las coronas de las hiperitas de Noruega del Sur como un anillo interno de broncita y uno externo de hornblenda y pleonaste. Estiman que para la formación de las coronas es necesario la presencia de H_2O que contenga sílice, dióxido de carbono y cloruros. La transformación completa de olivina en broncita requeriría un aporte de 10% en sílice, y nuevos aportes de sílice provocarían la formación de granate. El CO_2 y el Cl son necesarios para la transformación de las plagioclasas primarias en escapolita, fenómeno bien desarrollado en las coronitas por ellos estudiadas.

Murthy (1958) estudió las metadoleritas ferrogábricas de ciertos distritos de la India que aparecen asociadas a los gneisses precámbricos, y que presentan un buen desarrollo de coronas en torno a olivina y magnetita. En torno a la olivina se presenta una primera corona de ortopiroxena y una segunda de anfíbola con o sin espinela verde y/o granate. Estudia los intercambios iónicos que implican el crecimiento de estas coronas, y la influencia de las propiedades de la superficie de los minerales en su desarrollo. Concluye que la formación de este tipo de coronas puede ser to-

mado como evidencia de metamorfismo de elevada temperatura y deficiencia de agua, después de la intrusión de las rocas máficas. La existencia ocasional de granate en las coronas quedaría explicada por un aumento de la concentración de agua en el proceso. Las características de las coronas en torno a los cristales de olivina presentes en el gabro de Laguna Verde, permiten concluir, de acuerdo a los criterios expuestos por Murthy (1958) un origen metamórfico para ellas. Rasgos distintivos para las coronas de origen metamórfico en este caso serían las siguientes:

- El ancho de la corona no depende del tamaño del grano de olivina.
- El mineral de la corona interna es en todos los casos ortopiroxeno.
- La disposición de los prismas de ortopiroxeno es radial con respecto al núcleo de olivina.
- La corona externa presenta abundante espinela.
- En los minerales ferromagnesianos de la roca se observa el fenómeno de "clouding", es decir, presencia de numerosas inclusiones de mineral opaco.

La existencia de fracturas radiales en las plagioclasas que rodean a los cristales de olivina parece indicar que por lo menos parte del proceso de transformación de la olivina se realizó efectivamente en un medio sólido. La ausencia de granate en el macizo de Laguna Verde puede considerarse como un rasgo particular, ya que en gran parte de los ejemplos de coronitas de la literatura geológica sobre estas rocas, se señala desarrollo de granates, ya sea en inclusiones dentro de la anfíbola que constituye la corona más externa, o bien formando una corona más externa aún. Según Murthy (1958), la formación de granate necesita de una cierta cantidad crítica mínima de vapor de agua, la que probablemente no fue alcanzada en el proceso de formación de las coronas en el presente caso. Otra posible explicación para la ausencia de granate en estas rocas de Laguna Verde estaría en las conclusiones de Green (1957), quien experimentalmente demuestra que a presiones elevadas, piroxena, espinela y anortita reaccionan entre sí para dar origen a granate. Es posible que la presión a que se formaron las coronas en el caso estudiado haya sido inferior a la necesaria para formar granate.

Es interesante hacer notar que en el gabro de Laguna Verde, especialmente en las rocas del nivel intermedio, se desarrolla abundante zoisita, mineral que no parece ser frecuente en las coronitas. La zoisita aparece en estas rocas con una disposición espacial semejante a la que se describe para el granate en otros macizos de coronitas, es decir, formando una corona exterior discontinua en aquellas coronas donde el núcleo de olivina se presenta total o casi totalmente reemplazado

por minerales de baja temperatura, indicativos también de una alta presión de agua, como serpentina, clorita o talco. La zoisita tiene una composición química similar a la de un granate cálcico; es probable que la riqueza en calcio de las rocas de Laguna Verde, junto a una presión litostática moderada en esta etapa de formación de las coronas, haya favorecido la estabilidad de la zoisita en lugar de granate. Su formación sería posterior en el tiempo a la de los dos anillos principales, en un medio más rico en agua, como lo revela la formación de serpentina, talco, clorita, sericita, etc.

CONCLUSIONES GENERALES

El macizo gábrico de Laguna Verde presenta características petrográficas, mineralógicas y químicas que permiten establecer algunos rasgos importantes en su petrogénesis. Estos serían:

A. Diferenciación magmática: Del estudio petrográfico y químico de las rocas del macizo, resalta el hecho que existe una variación continua entre tipos de afinidad peridotítica hasta tipos de carácter anortosítico, relacionados con su posición en el macizo, y con una variación concomitante en su composición química. Estas características hablan en favor del desarrollo de un proceso gravitacional de diferenciación magmática, con concentración de los cristales de olivina hacia las partes más bajas del cuerpo en el momento de la intrusión. Este fenómeno, se realiza característicamente en áreas tectónicamente estables.

B. Metamorfismo: Del estudio de las coronas en torno a la olivina se puede concluir que ellas corresponden a coronas formadas por procesos metamórficos, es decir, que ocurrieron cuando las rocas estaban ya consolidadas.

La formación de ortopiroxena indica un metamorfismo en la facies de granulitas, con baja presión de agua y presión total moderada, en las primeras etapas del proceso metamórfico. El hecho que la roca conserve bien sus texturas ígneas originales y la ausencia de una foliación definida indican que el metamorfismo se realizó en condiciones estáticas y que el factor físico que más influencia tuvo en la transformación de las rocas fue la temperatura. La fuente más probable de energía térmica es la que habría provenido del enfriamiento mismo del cuerpo, posiblemente emplazado en una zona relativamente profunda de la corteza continental que de por sí tenía una temperatura elevada. Este emplazamiento profundo habría resultado en un enfriamiento lento del cuerpo intrusivo, lo que habría permitido que las reacciones metamórficas se llevaran a cabo. El hecho que las coronas en torno a los cristales de olivina se desarrollen uniformemente

a través de todo el cuerpo de gabro, habla también en favor de un origen autóctono para las soluciones acuosas necesarias para realizar estas transformaciones mineralógicas.

Estaríamos pues en presencia de un fenómeno de automorfismo retrógrado a la facies de granulitas y luego a la de anfíbolitas, partiendo de las paragénesis originales propias de las rocas gábricas.

Las condiciones de presión y temperaturas a que se habría desarrollado este enfriamiento, pueden representarse esquemáticamente según el diagrama de Velde (1970) que aparece en la fig. 4. Cabe destacar de este diagrama, que la ausencia de minerales propios de la facies de eclogitas durante la evolución mineralógica del gabro de Laguna Verde, limita la presión reinante durante el proceso a menos de 6 kb.

Posteriormente al desarrollo de las coronas en torno a la olivina, la mineralogía del cuerpo intrusivo continúa evolucionando parcialmente a asociaciones de menor grado de metamorfismo, especialmente cerca de su contacto sur, originando rocas algo esquistosas de hornblenda, actinolita, clorita y epidota. El hecho que estas asociaciones se presenten preferentemente en la periferia del macizo, parece indicar que este fenómeno está ligado a aportes externos de agua, y a condiciones de menor P y T, que habrían también afectado a las rocas encajantes.

La evolución mineralógica de este cuerpo básico es en general concordante con la evolución mineralógica regional descrita por Hervé (en prep) para el área inmediatamente al sur de los afloramientos del gabro. Se ha establecido allí que a un episodio metamórfico en un medio pobre en agua que produjo asociaciones mineralógicas de la facies de granulitas, sucedió en el tiempo un episodio retrógrado a la facies de anfíbolita, transformándose las orto y clinopiroxenas a minerales hidratados como anfíbola y biotita. La presencia de cordierita en las rocas de la facies de granulitas de esa región, indica también que la presión no fue muy elevada durante el metamorfismo.

REFERENCIAS

- Burri, F. *et al.*, 1962, Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. Geol. Soc. of Am., Spec. Pap. 69, 64 p.
- Corvalán, J. y Dávila A., 1964, Observaciones geológicas en la cordillera de la costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. Soc. Geol. de Chile, Publ. n. 9, p. 1 - 4.
- Corvalán, J. y Munizaga, F., 1972, Edades Radiométricas de rocas metamórficas e intrusivas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. Inst. Invest.

- Geol. Bol. 28, p. 1 - 40.
- Green, D.H.**, 1967, Effects of high pressure on basaltic rocks. In H.H. Hess and A. Poldevaart (Ed), Treatise on rocks of basaltic composition, p. 401.
- Hervé, F.**, (En prep.), Estudio petrográfico del Basamento Cristalino en el área Quintay-Laguna Verde. Depto. Geol. Univ. Chile.
- Jung, J. y Brousse, R.**, 1959, Classification modale des roches eruptives. Masson et Cie., Paris, 122 p.
- Misar, Z.**, 1971, The gabbro-peridotite massif near Staré Ransko, Bohemia. In Geology final report, UMP in Checoslovaquia, Praga, 1971.
- Murthy, H.**, 1958, Coronites from India and their bearing on the origin of coronas. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 69, n. 1, p. 23 - 38.
- Shand, S.J.**, 1945, Coronas and coronites. Geol. Soc. Am. Bull., v. 56, n. 3, p. 247 - 266.
- Reynolds, J. and Frederickson, A.**, 1962, Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept. Geol. Soc. Am. Bull., v. 73, n. 1, p. 59 - 71.
- Slemmons, D.B.**, 1962, The optical determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 69, 64 p.
- Velde, B.**, 1970, Eclogites as products of thermal metamorphism. Nature, v. 227, n. 5265, p. 1337 - 1339.