

Geología de los Andes de Chile Central

Provincia de Aconcagua

Luis Aguirre Le-Bert

Instituto de Investigaciones Geológicas

Chile

Boletín N.º 9

1960

PUBLICACIONES DEL INSTITUTO DE
INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

MAPA GEOLOGICO DE CHILE

1960. Escala 1:1.000.000. Trastelado, E° 25,00; sin trastelar, E° 20,00.

CARTA GEOLOGICA DE CHILE

(Hojas cuadrangulares)

- Vol. I, Nº 1. Cuadrángulo Los Loros, Prov. de Atacama, Kenneth Segerstrom, 1959, 36 pp., 2 gráficos, 1 mapa a escala 1:50.000. E° 2,00.
- Vol. I, Nº 2. Cuadrángulo Cerrillos, Prov. de Atacama, Kenneth Segerstrom y R. L. Parker, 1959, 36 pp., 1 mapa a escala 1:50.000. E° 2,00.
- Vol. II, Nº 1. Cuadrángulo Quebrada Paipote, Prov. de Atacama, Kenneth Segerstrom, 1960, 35 pp., 1 gráfico, 1 mapa a escala 1:50.000. E° 2,00.
- Vol. II, Nº 2. Cuadrángulo Llampos, Prov. de Atacama, Kenneth Segerstrom, 1960, 41 pp., 2 gráficos, 1 mapa a escala 1:50.000. E° 2,00.
- Vol. II, Nº 3. Cuadrángulo Chamonate, Prov. de Atacama, Kenneth Segerstrom, Beatriz L. de Valenzuela y Sonia Mehech, 1960, 42 pp., 2 gráficos, 1 mapa a escala 1:50.000. E° 2,00.

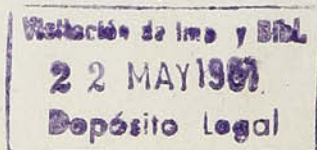
BOLETINES

- Nº 1. El Agua Subterránea de Santiago (Informe Preliminar). Robert J. Dingman y Lorenzo Barraza S., 1958, 13 pp., 2 tablas, 1 plano. E° 0,50.
- Nº 2. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Herbert Thomas B., 1958, 86 pp., 1 cuadro, 2 mapas. E° 2,00.
- Nº 3. El Titoniano de Río Leñas (con una revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino). José Corvalán D., 1959, 65 pp., 8 grabados y 7 láminas. E° 1,65.
- Nº 4. Investigaciones gravimétricas en la región de Chillán. Cinna Lomnitz, 1959, 19 pp., 2 mapas, 2 gráficos. E° 0,65.
- Nº 5. El agua subterránea en el norte de la Pampa del Tamarugal. Octavio Castillo Urrutia, 1960, 107 pp., 3 cuadros, 14 gráficos. E° 2,50.
- Nº 6. Observaciones Geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Giovanni Cecioni y Floreal García, 1960, 28 pp., 2 gráficos. E° 2,00.
- Nº 7. Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granitos chilenos, con una discusión acerca de su relación con la orogénesis. Carlos Ruiz, Kenneth Segerstrom, Luis Aguirre, José Corvalán, H. J. Rose Jr. y T. W. Stern, 26 pp., un mapa. E° 1,00.
- Nº 8. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). Carlos Klohn Giehm, 1960, 95 pp., 3 gráficos, 1 mapa. E° 3,00.
- Nº 9. Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua). Luis Aguirre Le-Bert, 1960, 68 pp., 6 gráficos, 1 mapa. E° 2,50.

MANUALES

- Nº 1. Fósiles Guías Chilenos (Titoniano-Neocomiano). José Corvalán D. y Ernesto Pérez D., 1958, 48 pp., 16 láminas. E° 0,65.

Estas publicaciones se pueden obtener en el Instituto: Agustinas 785, 5º piso, Casilla 10465, Santiago, Chile



BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

Geología de los Andes de Chile Central

Provincia de Aconcagua

Luis Aguirre Le-Bert

Instituto de Investigaciones Geológicas

Chile

2319

Boletín N.º 9

1960

Instituto de Investigaciones Geológicas

creado por

CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION

y

DEPARTAMENTO DEL COBRE

AGUSTINAS 785 - CASILLA 10465 - SANTIAGO DE CHILE

CARLOS RUIZ FULLER

DIRECTOR

© Instituto de Investigaciones Geológicas. 1961

Inscripción Nº 23.520

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CONTROL

Prensas de

Editorial Universitaria, S. A.

San Francisco 454

Santiago de Chile

Impreso en Chile

Printed in Chile

INDICE

RESUMEN	5
INTRODUCCION	7
Región estudiada y objeto del estudio	7
Topografía y Geomorfología	7
Clima y vegetación	10
Estudios anteriores	11
Agradecimientos	12
Trabajos de terreno y de laboratorio	12
GEOLOGIA GENERAL	14
Rocas estratificadas	14
Sistema Jurásico	14
Formación Lagunilla	14
Miembro Inferior	15
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	15
Espesor	15
Miembro Medio	16
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	16
Espesor	16
Miembro Superior	16
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	16
Espesor	16
Espesor de la formación Lagunilla	17
Edad, correlación y condiciones de sedimentación de la formación Lagunilla	17
Sistema Cretácico	18
Formación San José	18
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	18
Espesor	19
Edad, correlación y condiciones de sedimentación	19
Formación Cristo Redentor	21
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	21
Espesor	22
Edad, correlación y condiciones de depositación	22
Formación Abanico	24
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	24
Espesor	30
Edad, correlación y condiciones de depositación	31
Formación Farellones	33
Miembro Tuquito	34
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	34
Sección Cordillera Tuquito	34
Sección Cerro Las Ollas-Laguna del Toro	37

Sección Chacabuco	40
Espesor	41
Miembro Guanaco	42
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	42
Sección Chacabuco	42
Sección Cordillera Tuquito	45
Sección Cerro Las Ollas-Laguna del Toro	45
Espesor	45
Miembro Buitre	46
Distribución, relaciones estratigráficas y litología	46
Espesor	46
Espesor de la formación Farellones y perfil generalizado	46
Edad, correlación y condiciones de depositación de la formación Farellones	47
Sistema Cuaternario	49
Rocas intrusivas	49
Los intrusivos cretácicos y sus derivados	49
Distribución	49
Petrografía	51
Edad y correlación	52
Otros intrusivos	53
Estructura	55
Historia Geológica	60
ABSTRACT	65
REFERENCIAS	67

ILUSTRACIONES:

Figura 1. Plano de ubicación de la región estudiada.

2. Mapa de isotermas e isoyetas correspondientes al área.
3. Esquema de correlación estratigráfica de las secciones Espinazo del Diablo y Chuncho, formación Abanico.
4. Esquema de correlación estratigráfica de las secciones Cordillera Tuquito, Cerro Las Ollas-Laguna del Toro y Chacabuco, del miembro Tuquito, formación Farellones.
5. Perfil columnar generalizado, formación Farellones.
6. Cuadro estratigráfico de la Cordillera de los Andes, provincia de Aconcagua.

Mapa Geológico y perfiles, Tapa III.

RESUMEN.

Se estudia la estratigrafía, litología y estructura de la región andina de la provincia de Aconcagua, comprendida entre las latitudes 32°45'S y 33°6'S, aproximadamente, y que abarca un área cercana a 2.000 Km².

La secuencia estratigráfica establecida, comprende vulcanitas y sedimentitas del Mesozoico, y puede describirse como sigue:

<i>Formación</i>	<i>Edad</i>	<i>Espesor</i>
<i>Formación Farellones</i> (Terrígena). Andesitas, basaltos, riolitas y tobas y brechas de la misma composición, conglomerados areniscas y lutitas.	Santoniano inferior a Coniaciano medio a inferior (?)	2.500 m $\pm$
<i>Formación Abanico</i> (Terrígena). Andesitas, basaltos, traquitas de soda y tobas y brechas de la misma composición, conglomerados y areniscas.	Coniaciano medio a inferior a Cenomaniano inferior (?)	4.000 m $\pm$
<i>Formación Cristo Redentor</i> (Terrígena). Conglomerados, areniscas y lutitas.	Cenomaniano inferior a Hauteriviano inferior (?)	1.800 m $\pm$
<i>Formación San José</i> (Marina). Calizas.	Valanginiano principalmente	700 m $\pm$
<i>Formación Lagunilla</i> (Terrígena; miembro inferior, probablemente marino). Areniscas, lutitas, andesitas, yeso, conglomerados y calizas.	Kimmeridgiano superior a Oxfordiano superior (?)	1.500 m $\pm$

Se evidencian dos discordancias de plegamiento y erosión. La primera separa las formaciones Cristo Redentor y Abanico y ha sido atribuida tentativamente a un reflejo de la orogénesis áustrica u oregónica del límite Albiano-Cenomaniano. La segunda se sitúa entre las formaciones Abanico y Farellones y se le ha considerado como una consecuencia de la orogénesis

Subhercínica del Coniaciano. Una tercera fase orogénica (Santoniano inferior?) produjo el plegamiento de los estratos de la formación Farellones.

Los intrusivos presentes pertenecen a dos ciclos que difieren en el tiempo de emplazamiento y en el quimismo de sus productos. El más importante corresponde a rocas graníticas y sus derivados filonianos, conjunto que se supone emplazado en esta área durante el Cretácico superior, inmediatamente después de la orogénesis que plegó las capas de Farellones. El segundo representa intrusiones de basaltos y andesitas y tuvo lugar con probabilidad durante el Plioceno. Un ciclo plutónico más antiguo (Jurásico superior?) que los dos anteriores, estaría evidenciado indirectamente por la presencia de fragmentos dioríticos entre los rodados de conglomerados gruesos de la base de la formación Abanico.

Las estructuras tienen una orientación general norte y consisten en pliegues, fallas, diaclasas y discordancias. Se aprecia una complicación creciente de estas estructuras en un sentido WE, de tal manera que los rasgos más complejos se presentan en el extremo oriental de la región. Es posible establecer diferencias entre las formaciones más antiguas y la de Farellones, basados en la intensidad de los plegamientos que las afectaron. Las más antiguas han sido objeto de una tectónica intensa que se traduce en una estructura de pliegues apretados y continuos y aun, en ciertas áreas, en volcamiento de los estratos. Las capas de Farellones, por su parte, poseen plegamientos extensos y de pequeño ángulo de buzamiento en las alas. Una falla de dirección N, inmediatamente al este del pueblo de Los Andes y cuyo rechazo se estima en 2.000 m produjo el levantamiento relativo del bloque oriental. Ella atraviesa la totalidad de la región y continúa hacia el sur, donde en la zona al este de Santiago, constituye el límite entre el Valle Central y la Cordillera de los Andes.

INTRODUCCION.

REGIÓN ESTUDIADA Y OBJETO DEL ESTUDIO.

La región comprendida en este estudio se extiende en sentido este-oeste desde la longitud $70^{\circ}45'W$ hasta el límite internacional con la República Argentina, y de norte a sur entre las latitudes $32^{\circ}45'S$ y $33^{\circ}6'S$. Su área es de aproximadamente 2.000 Km^2 (ver plano de ubicación, fig. 1).

El principal acceso a la región es el camino internacional, el cual en la mayor parte de su extensión sigue el curso del río Aconcagua. Los caminos secundarios son escasos, con excepción del que comunica la carretera principal con la mina Yesera de Juncal, situada al pie del cordón limítrofe. Cabe hacer presente que durante la realización del trabajo de terreno no existía el camino que ahora conecta la mina Americana con el pueblo de Río Blanco, siguiendo el valle del río del mismo nombre.

Parte del presente estudio corresponde a un trabajo encomendado al autor en el año 1955 por el Departamento de Minería y Combustibles, Sección Geología, de la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), y destinado a aclarar algunos problemas estratigráficos de la "Formación Porfírica". Al mismo tiempo, gracias a facilidades otorgadas por CORFO, esa investigación constituyó la Memoria de Prueba con que el autor obtuvo de la Universidad de Chile, en agosto de 1957, el título de Ingeniero Civil de Minas.

El citado estudio fue ampliado en el terreno y en el laboratorio entre los años 1958 y 1960.

El objetivo principal del trabajo que ahora se presenta es obtener secciones estratigráficas detalladas de las formaciones que afloran en la región, especialmente de aquellas atribuidas al Cretácico superior. Por otra parte, se persigue proporcionar un cuadro estructural que refleje con claridad las características de los principales ciclos orogénicos que afectaron a los estratos que se describen y las relaciones estratigráficas de las diversas formaciones entre sí.

TOPOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA.

La morfología de la región es la típica de los Andes centrales. El área occidental, desde la Cuesta de Chacabuco al estero Pocuro, consiste en una cadena de cerros de dirección E-W y de altura media de 1.500 m . Su punto culminante es el cerro Cobre de Chacabuco (2.367 m) de forma cónica y empinadas laderas hacia el oeste. El grado diferente de resistencia a los agentes erosivos ha tenido como resultado que algunas alturas constitui-

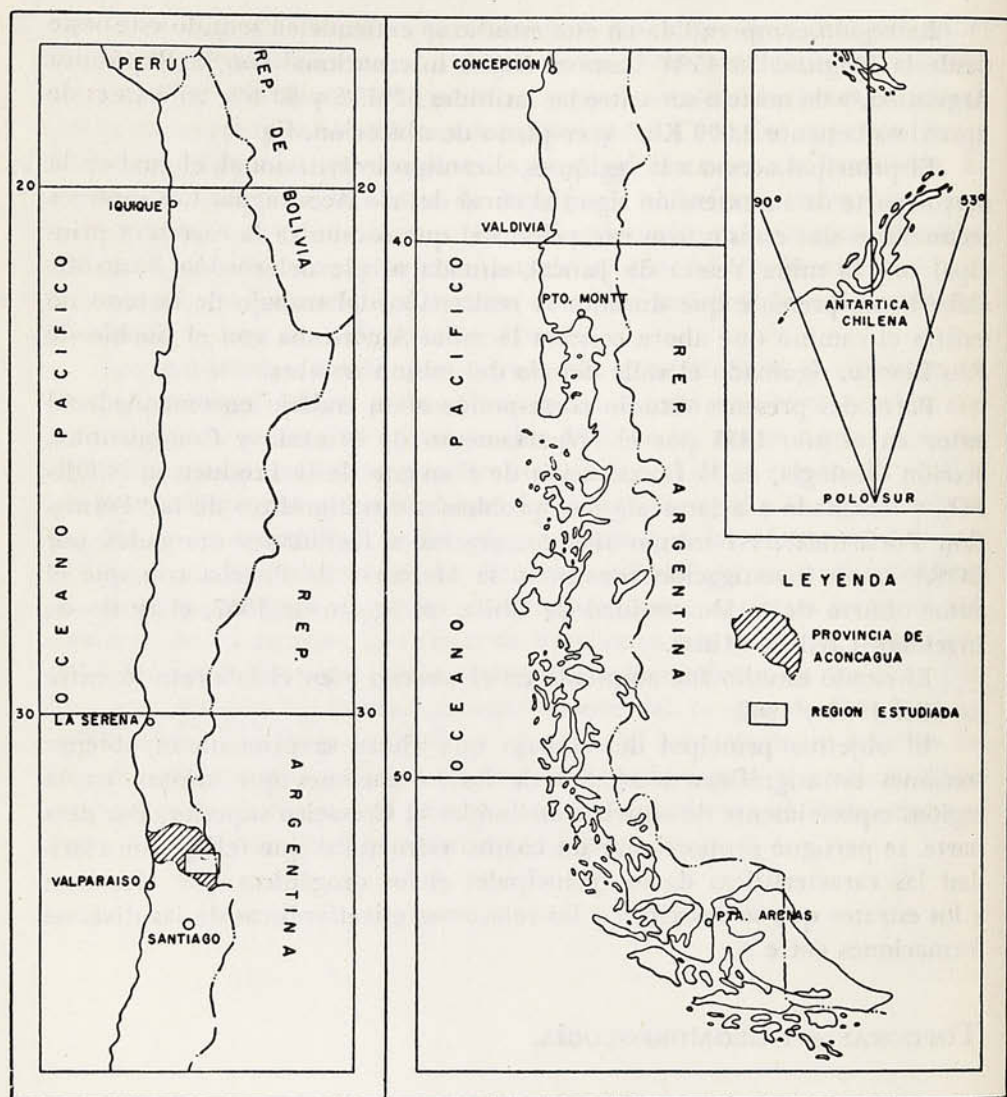


Fig 1- Mapa de ubicación de la región

das por núcleos andesíticos intrusivos aparezcan con marcado relieve. Hacia el norte el cordón cae en forma relativamente abrupta al extenso valle del río Aconcagua, inmediatamente al sur de Los Andes.

Zonas relativamente extensas alrededor de las mayores alturas de la cadena citada presentan características mesetiformes. Tal es el caso del Rincón de los Olivillos, a 2.100 m s.n.m, inmediatamente al norte de los cerros Cobre de Chacabuco y Divisadero. Estas mesetas estarían representando (Brüggen, 1950, p. 67) la superficie de erosión del Terciario medio, elevada a su posición actual durante el Plioceno y Cuaternario. Desde el estero Pocuro hacia el este la presunta peniplanicie terciaria alcanza su mayor desarrollo ocupando, con una altura media de 3.500 m, las zonas de Cerro Las Ollas-Lomas Coloradas, Cordillera del Mesón-Alto del Buitre, Cerros de Valdivia, etc. Es probable que con anterioridad al Terciario medio se hayan desarrollado ya algunas mesetas extensas, las que posteriormente fueron cubiertas por las corrientes basálticas del miembro más joven de la formación Farellones. Esto se desprendería de la disposición horizontal en grandes anfiteatros que presentan estas lavas y del notable alineamiento de sus cristales columnares de plagioclasa, lo que sugiere un escurrimiento tranquilo.

La peniplanicie atribuida al Terciario, ejemplo típico de la precordillera chilena, está fragmentada por valles encajonados profundos producidos por una aceleración de la actividad erosiva fluvio-glacial, consecuencia del levantamiento de la superficie terciaria. Son característicos a este respecto los de Riecillos y río Blanco, ambos con dirección N. Entre estos dos cursos se encuentra la cordillera Tuquito o de Río Blanco, de escarpadas laderas y en cuya base se han depositado numerosos y amplios conos de deyección. Su ladera norte presenta pendientes ligeramente más suaves, en tanto que sus niveles superiores participan de las mismas características de las peniplanicies más occidentales. Sobre el nivel medio de 3.500 m se levantan las cumbres más importantes, como el cerro de Potrero Alto y el cerro Tuquito (4.128 m), cuyo relieve destaca desde distancia por la coloración pardo rojiza que le confieren las lavas basálticas del miembro Buitre de la formación Farellones, que constituyen su cima y que contrastan con los estratos de piroclástico gris azulejo, inmediatamente subyacentes a estas efusiones. Hacia el norte del río Aconcagua en la zona de Río Blanco, se observan rasgos idénticos para las cumbres de los cerros de las Cruces y del cerro La Matancilla.

De Río Blanco al este las alturas medias aumentan considerablemente, en tanto que la fuerte glaciación a que dicha zona ha estado sometida determinó un relieve abrupto eliminando los rasgos mesetiformes.

En el tramo comprendido entre la quebrada Las Polvaredas y los ríos Leones y Blanco, un elevado cordón de cerros presenta fuerte pendiente

hacia el suroeste, la que coincide aproximadamente en magnitud y dirección (dip slope) con el buzamiento de los estratos de la formación Abanico cuyo valor es allí cercano a los 35°. Hacia el norte esta cuchilla, conocida como Espinazo del Diablo, presenta paredes semiverticales hacia Las Polvaredas.

La glaciación ha sido intensa a través de toda la parte oriental del área en estudio. De acuerdo con Brügger, en los valles de los ríos Aconcagua y Blanco se observan formas glaciales hasta cerca de 1.300 m s.n.m., altura en la cual se encuentra la angostura del Salto del Soldado. Esta atraviesa un umbral glacial en forma de una garganta profunda y estrecha. Brügger deduce de la muy buena conservación del cajón glacial, valle arriba del umbral, que el glaciar que bajó hasta 1.300 m pertenece a la última glaciación. Sus morenas terminales se desconocen y deben estar un poco alejadas del camino en la hoya de Los Andes (Brügger, *op. cit.*, p. 216).

De Río Blanco hacia el este, el material morénico de relleno es relativamente escaso hasta la confluencia del río Aconcagua y el estero Juncalillo. Brügger señala que en esta última región, a ambos lados de la línea del ferrocarril transandino, puede observarse "un paisaje morénico tan grandioso como es poco frecuente en la Alta Cordillera" (Brügger, *op. cit.*, p. 216). Distingue allí tres cordones morénicos principales correspondientes a igual número de retrocesos en la época postglacial. Agrega que "el fondo rocoso del valle descende en forma de escalones, una forma que es muy frecuente en los nacimientos de cajones glaciares". Incluye un esquema en el que se indica que la parte plana de los escalones ha estado ocupada por sucesivas lagunas que posteriormente han sido rellenadas por fango y de las cuales se conserva aún la del Inca en las inmediaciones de Portillo.

El trabajo erosivo de los hielos se pone de manifiesto, también, en numerosos afloramientos con estrías glaciales en el interior de la quebrada Las Polvaredas y del valle del río Leones.

Los principales núcleos glaciales activos se presentan en la zona inmediatamente anterior al cordón limítrofe, sobresaliendo entre ellos el Nevado Juncal con su prolongación septentrional del glaciar Juncal Norte, y las avanzadas del núcleo del río Plomo que cruza la frontera desde el lado argentino. El citado Juncal Norte es señalado por Lliboutry (1956, p. 332) como uno de los glaciares más notables por su forma alpina, fuerte pendiente y grandes grietas. Agrega el citado glaciólogo que el frente del glaciar tiene muy poco material morénico y no ha retrocedido sensiblemente desde 1942, lo que se debe a su gran despliegue en altitud, que lo hace muy poco sensible a las variaciones del clima.

Las cordilleras orientales del área luego de alcanzar alturas superiores

a 5.000 m en la línea del límite internacional, descienden paulatinamente hacia territorio argentino donde constituyen un paisaje relativamente más suave.

CLIMA Y VEGETACIÓN.

De acuerdo a la división del país en zonas geográficas, propuestas por Reiche y Steffen y aceptada por E. Almeyda y F. Sáez (Almeyda y Sáez, 1958, p. 9), la región en estudio se sitúa en el extremo meridional de la zona de las Estepas Cálidas. Los límites de esta última están señalados por la cuenca del río Copiapó y la Cuesta de Chacabuco, correspondiendo al tramo más conocido en Geografía Física como zona de los Valles Transversales.

La temperatura media de esta zona climática está comprendida entre 17° * en el norte y 14° en el sur, advirtiéndose una tendencia a aumentar hacia el interior. Según datos de Almeyda y Sáez (*op. cit.*, p. 9), para el valle del Aconcagua puede advertirse una diferencia de más de un grado entre Quillota (120 m s.n.m.) y Jahuel (1.200 m s.n.m.) si se consideran sus temperaturas medias anuales.

Los contrastes de temperatura entre estaciones y entre el día y la noche son marcados. Esto es especialmente válido para la zona alta cordillerana donde los fenómenos de insolación son en gran medida causantes del despazamiento de las masas rocosas.

Las precipitaciones son marcadamente estacionales en la región occidental del área con tres meses de lluvia y nueve meses secos. Hacia el este, y con el aumento de la altura, las precipitaciones tienen lugar fundamentalmente en forma de nieve lo que en la mayoría de los casos falsea los datos pluviométricos por no existir allí, según Almeyda, dispositivos especiales para medirla. Sin embargo, de acuerdo al mismo autor (1948, p. 27), las cifras correspondientes a Riecillos y Río Blanco, a 1.300 y 1.400 m de altitud, respectivamente, no estarían grandemente afectadas de error por tal concepto. Es fácil notar la tendencia al aumento de las precipitaciones coincidente con el aumento de altura a medida que se avanza hacia el este. Ello se observa en el cuadro siguiente en el que se incluyen algunos datos sobre promedios térmicos y pluviométricos para un cierto número de localidades comprendidas en la región estudiada (Almeyda, *op. cit.*, pp. 141, 142, 143, 145; Almeyda y Sáez, *op. cit.*, p. 14). Los puntos han sido ordenados por

*Todas las temperaturas que se incluyen corresponden al sistema Celsius.

el autor del presente estudio en sentido progresivo de longitud hacia el este.

PRECIPITACIONES (mm)

	Ubicación	Altura	Años Observ.	Annual	Otoño	%	Inv.	%	Prim.	%	Meses secos
San Felipe	32°45'/70°44'	640 m	47	250	48	19	154	62	46	18	9
Los Andes	32°50'/70°37'	820 m	48	304	75	24	182	60	50	16	9
Riecillos	32°57'/70°23'	1300 m	40	523	—	—	—	—	—	—	—
Río Blanco	32°55'/70°19'	1420 m	40	541	—	—	—	—	—	—	—
Portillo	32°50'/70°08'	2900 m	40	1060	—	—	—	—	—	—	—
Caracoles	32°50'/70°06'	3200 m	4	1330	—	—	—	—	—	—	—

PROMEDIOS TÉRMICOS

	Ubicación	Altura	Años Observ.	Meses secos	Annual	Enero	Julio
San Felipe	32°45'/70°44'	640 m	47	9	14,8	21,5	8,7
Los Andes	32°50'/70°37'	820 m	48	9	15,5	22,2	9,1

Una idea global de las relaciones térmicas y pluviométricas es proporcionada por los mapas de isotermas e isoyetas correspondientes a la región (fig. 2). Ellos corresponden al promedio anual y están tomados de Almeyda y Sáez (*op. cit.*, pp. 93 y 151).

La vegetación más abundante se encuentra en el extremo occidental del área, aunque en ninguna parte alcanza verdadera importancia. Se compone de árboles bajos y arbustos, y sobre el nivel de 2.500-3.000 m se encuentra casi totalmente ausente y representada tan sólo por esporádicas yaretas. Hacen excepción a ello algunas vegas situadas a gran altura, cuya abundancia de pastos las hace propicias para el traslado de vacunos en los meses de verano. Entre ellas, generalmente de muy difícil acceso, se cuentan el Potrero Alto en la Cordillera Tuquito y otras a 4.500 m de altura aproximadamente, entre los ríos Leones y Blanco.

La ausencia de vegetación y la buena conservación de la roca, constituyen valiosos auxiliares para el estudio de perfiles por largas distancias.

ESTUDIOS ANTERIORES.

Los primeros antecedentes geológicos de la región Chacabuco-Río Blanco-Juncal se encuentran en los perfiles de Darwin (Escutti Orrego, traductor, 1906). Este estudio contiene dos secciones de la Cordillera de los Andes;

Mapa de isotermas e isoyetas de la región, según
 Elias Almeyda Arroyo y Fernando Sáez Solar (1958, pp. 93 y 151)

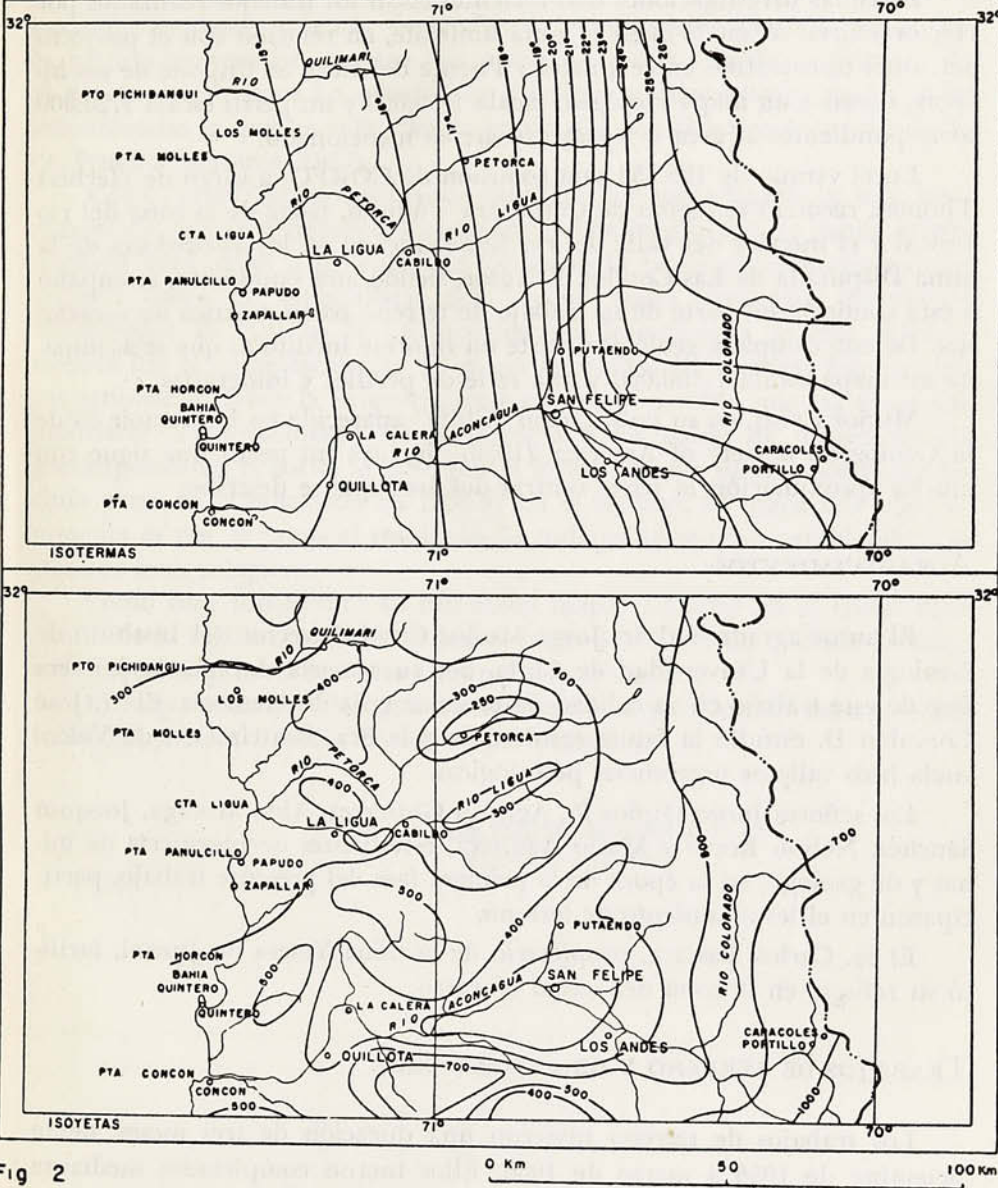


Fig 2

la primera siguiendo la trayectoria Llano de la boca de río Maipo-Región Yeso-Volcán-Cordón Piuquenes, y la segunda por Llano río Aconcagua-La Cumbre-Puente del Inca.

Entre las investigaciones más recientes están los trabajos realizados por Héctor Flores W. en 1946 en la zona limítrofe, en relación con el proyecto del túnel transandino entre Juncal y Puente del Inca. Se dispone de un informe inédito, un mapa geológico escala 1:50.000 y un perfil escala 1:20.000 correspondientes al área del proyecto arriba mencionado.

En el verano de 1952-53 una comisión de CORFO, a cargo de Herbert Thomas, recorrió la región de Cordillera Tuquito, parte de la zona del río Juncal y el interior del valle del río San Francisco en los alrededores de la mina Disputada de Las Condes. El autor, siendo aún estudiante, acompañó a esta comisión en parte de su trabajo de terreno como práctica de vacaciones. De esta campaña geológica existe un informe inédito al que se acompaña un mapa escala 1:100.000 y una serie de perfiles y fotografías.

Muñoz Cristi, en su publicación "Chile" aparecida en la Memoir 65 de la Geological Society of America (1956), incluye un perfil que sigue con mucha aproximación la parte central del área que se describe.

AGRADECIMIENTOS.

El autor agradece al Sr. Jorge Muñoz Cristi, Director del Instituto de Geología de la Universidad de Chile, por su asesoría durante la primera fase de este trabajo en su calidad de profesor guía de Memoria. El Sr. José Corvalán D. estudió la fauna recolectada y la Sra. Beatriz Levi de Valenzuela hizo valiosas sugerencias petrológicas.

Los señores Jorge Muñoz P., Agustín Gutiérrez, Aldo Moraga, Joaquín Sánchez, Nelson Bravo y Mario Aguilera, estudiantes de ingeniería de minas y de geología en la época de la primera fase del presente trabajo, participaron en el levantamiento de terreno.

El Sr. Carlos Tassara, propietario de la mina Yesera de Juncal, facilitó su refugio en la zona del estero Navarro.

TRABAJOS DE TERRENO Y DE LABORATORIO.

Los trabajos de terreno tuvieron una duración de tres meses, desde diciembre de 1955 a marzo de 1956. Ellos fueron completados mediante una excursión de siete días a la región de Juncal en el mes de enero de 1957 y por viajes de un día en los meses de enero y mayo de 1950. Se recogieron alrededor de 600 muestras petrográficas incluyendo algunas rocas

mineralizadas y fósiles y se confeccionaron cerca de 180 secciones delgadas para estudio microscópico.

El trabajo de laboratorio fue realizado entre mayo de 1956 y junio de 1957 y comprendió la descripción megascópica y microscópica de las rocas. Se efectuaron además determinaciones mineralógicas especiales con la platina universal de cuatro ejes y mediante líquidos de inmersión. En el presente trabajo se ha omitido la descripción microscópica de las rocas estratificadas la que ha sido tratada en detalle por el autor en su Memoria de Prueba (Aguirre, 1957).

Como parte del programa de estudios correspondientes a una beca concedida por International Cooperation Administration, el autor asistió durante siete meses a un curso de fotogeología para profesionales extranjeros a cargo de especialistas del United States Geological Survey en Washington D. C. Uno de los aspectos más importantes de este adiestramiento fue la compilación de un mapa en base a las técnicas fotogeológicas estudiadas. Dada la exigencia impuesta en el sentido que las áreas por analizarse correspondieran de preferencia a los países de origen de los participantes en el curso, se optó por el levantamiento de una zona que incluía parte de la estudiada en 1955-57 en el terreno. El mapa que aquí se presenta es por lo tanto el resultado de trabajo de terreno combinado con técnicas fotogeológicas.

Como base topográfica su utilizaron mapas 1:25.000 en el tercio occidental de la región y una reducción a escala 1:100.000 de la carta preliminar 1:250.000 para el resto de la superficie levantada.

El mapa y los perfiles que acompañan esta publicación tienen escala 1:100.000 y están basados en los mapas referidos.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

GEOLÓGIA GENERAL.

La región estudiada se compone de rocas estratificadas terrígenas y marinas de edades comprendidas entre el Jurásico superior y el Cretácico superior, de plutonitas y de sedimentos fluviales y glaciales del Cuaternario. Las formaciones representadas poseen una disposición monoclinal o de pliegues simples en la mayor parte del área occidental, mientras que en el extremo oriental muestran una estructura compleja de pliegues y fallas.

Los intrusivos ocupan aproximadamente una octava parte del área, están regularmente distribuidos y corresponden a diversas facies petrológicas que atraviesan a todas las rocas estratificadas precuaternarias presentes en la región.

ROCAS ESTRATIFICADAS.

El espesor total de las rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas que aquí se describe, alcanza un valor próximo a 10.500 m.

Aproximadamente las dos terceras partes de la columna estratigráfica reconocida corresponden a rocas efusivas. Predomina en esta fracción el material piroclástico representado por brechas y tobas. El tercio restante es de naturaleza sedimentaria; la parte terrígena alcanza aproximadamente a un 20% del total del espesor estudiado y la marina a un 13% del mismo.

El predominio de material volcánico y la total ausencia de fósiles guías en las formaciones posteriores al Neocomiano, constituyen una dificultad para la ubicación cronológica de éstas. Los criterios litológicos han resultado de primera importancia para efectos de correlación, ya sea que se apliquen al total de una formación o a la identificación de capas guías.

SISTEMA JURÁSICO.

FORMACIÓN LAGUNILLA.

Se designará como formación Lagunilla a una secuencia de sedimentitas clásticas de posible origen marino, evaporitas, sedimentitas clásticas terrígenas y vulcanitas, que aflora en su forma más típica en el estero La Lagunilla que se encuentra en los nacimientos del estero Navarro, tributario del río Juncal.

En el lugar típico la formación puede ser dividida en tres miembros como sigue:

Los estratos más bajos consisten en conglomerado, arenisca, caliza, y lutita calcárea y han recibido la denominación de miembro Inferior. La sección media consiste en un potente manto lenticular de yeso y se designa como miembro Medio. La sección superior, constituida por arenisca, lutita y andesita porfírica se denomina miembro Superior.

El piso de la formación Lagunilla no ha sido reconocido en el presente estudio. Su techo es el contacto concordante con los estratos de la formación San José.

Los afloramientos de la formación Lagunilla continúan hacia el norte en territorio argentino. Hacia el sur ocupan la pared oriental del cajón de San José donde puede seguirse con nitidez hasta el estero Monos de Agua. Su prolongación meridional más allá de este punto está cubierta por los glaciares del Juncal Norte y del Plomo.

Miembro inferior.

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. El área típica de afloramiento del miembro Inferior se encuentra entre los nacimientos de la quebrada La Lagunilla y la pared oriental del estero Navarro, en el tramo en que éste posee dirección N. Su piso no fue reconocido y su techo es el contacto concordante con el miembro Medio.

Los tipos litológicos presentes consisten de arriba hacia abajo en:

a) Conglomerado grueso rojizo con rodados de andesita porfírica de masa fundamental afanítica y fenocristales de plagioclasa hasta 3 mm	100 m $\pm$
b) Arenisca media púrpura rojo grisáceo con cemento denso y con numerosos granos subredondeados de rocas gris oscuro a rojizo, de dimensiones medias de 0,5-1,0 mm	50 m $\pm$
c) Arenisca calcárea fina, gris oscuro medio	150 m $\pm$
d) Caliza gris pardo claro y gris oscuro medio, algo marmORIZADA.	120 m $\pm$
Total	420 m $\pm$

Espesor. No se ha establecido el espesor total del miembro Inferior por el hecho de no haberse reconocido su piso. Por inspección de las fotografías aéreas y por los espesores parciales dados en forma muy aproximada, la potencia de la sección descrita puede estimarse en cerca de 400 m a contar desde las capas más inferiores hasta su contacto con el manto de yeso.

M i e m b r o m e d i o .

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Se presenta aflorando en su forma más típica en los nacimientos del estero Navarro, en el punto de confluencia de éste con la quebrada La Lagunilla. Consiste en un manto lenticular de yeso que muestra concordancia general con los estratos del miembro Inferior y sobre el cual se ubican, también concordantemente, las capas del miembro Superior. Estos depósitos de yeso han sido explotados comercialmente en el lugar descrito, conocido como mina Yesera de Juncal.

Espesor. Es variable en muchos tramos, alcanzando hasta cerca de 100 m en sus secciones más potentes.

M i e m b r o s u p e r i o r .

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Sus afloramientos pueden observarse en el estero Navarro, desde el cajón de San José hacia el este, hasta el contacto concordante con el yeso del miembro Medio que constituye su piso, y en las paredes de la cabecera de rumbo N del estero Navarro que conecta con el estero La Lagunilla. Su techo está constituido por el contacto concordante con las calizas de la formación San José.

De arriba hacia abajo se presentan los siguientes tipos de estratos terrígenos:

a) Arenisca fina gris azulejo medio con intercalaciones de lutita gris oscuro medio	150 m ±
b) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris verdoso a gris azulejo medio y fenocristales de plagioclasas columnares brillantes de gran tamaño (hasta 30 mm)	350 m ±
c) Arenisca feldespática fina a media gris verdoso	180 m ±
d) Lutita rojo grisáceo a púrpura rojo grisáceo con superficies que presentan grietas de secamiento. Alterna con arenisca arcillosa de la misma coloración	80 m ±
e) Lutita gris oscuro con lustre ceroso que alterna con arenisca calcárea fina del mismo color	250 m ±

Total	1.010 m ±

Espesor. Aproximadamente 1.000 m.

Espesor de la formación Lagunilla. Si se suman las potencias dadas para los miembros Superior, Medio e Inferior se obtiene un total de 1.500 m para el espesor de la formación Lagunilla.

Edad, correlación y condiciones de sedimentación de la formación Lagunilla. No se encontraron fósiles, razón por la cual la ubicación cronológica se basa exclusivamente en criterios de correlación.

La unidad más obviamente identificable corresponde al miembro Medio el cual se correlaciona directamente con el Yeso Principal de Schiller (1912) o Auquilcoense de Groeber (1946, p. 182) en Argentina y con el miembro Santa Elena de la formación Nacientes del Teno descrito por Klohn (1960, p. 33) para los Andes chilenos de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. La edad de este valioso miembro guía, en el área estudiada por Klohn, ha sido referida con mucha probabilidad al Secuaniano por el hallazgo de fósiles del Rauraciano en estratos inmediatamente inferiores y concordantes con el manto de yeso (Klohn, *op. cit.*, p. 36). En territorio argentino el techo del "Yeso Principal" corresponde a niveles bajos del Kimmeridgiano, según conclusión de Leanza y Zöllner (1949, pp. 34 y 35) que estudiaron la fauna contenida en estratos marinos que cubren y reemplazan lateralmente al "Yeso Principal".

El miembro Inferior, dada su posición infrayacente normal con respecto al yeso y cierta semejanza litológica con la sección descrita por Klohn, podría correlacionarse con el miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno propuesto por este autor (*op. cit.*, p. 29). No se han encontrado fósiles en el área que se estudia, pero debe tenerse presente que una gran parte de las calizas comprendidas en la sección han experimentado metamorfismo termal con marmorización incipiente.

El miembro Superior, por su posición concordante sobre el yeso e infrayacente al Neocomiano es correlacionable con la formación Río Damas descrita por Klohn (*op. cit.*, p. 38) y atribuida por este autor principalmente al Kimmeridgiano. La secuencia de 5.540 m de espesor dada por Klohn, comprende, sin embargo, abundantes conglomerados andesíticos y brechas, los cuales no aparecen en la columna que aquí se presenta. Con excepción de estas brechas y de los conglomerados, que con 500 m de potencia ocupan la parte más alta del perfil descrito por Klohn, el resto de esta secuencia, con un espesor de 1.090 m y una litología muy similar a la del miembro Superior de la formación Lagunilla, parece justificar ampliamente la correlación.

Una secuencia semejante, presente en el valle del río Volcán, ha sido descrita por Levi (1958, pp. 73 y 74), quien ha comprobado la existencia de

una sucesión rítmica compuesta por brecha, arenisca y lutita, con predominio de brecha en la parte inferior de la sección estratigráfica, y de lutita y arenisca en la parte superior. Asimismo ha observado la presencia de rasgos sedimentarios primarios tales como grietas de secamiento, estratificación cruzada e impresiones de gotas de lluvia. Parece así justificada una correlación entre la parte superior de la sección estratigráfica del valle del río Volcán y el miembro Superior de la formación Lagunilla.

Este miembro puede correlacionarse también con el Tordillense de las provincias de Mendoza y Neuquén en la República Argentina, descrito por Groeber (*op. cit.*, p. 182). El Chacayano, nombre con que Groeber designa al conjunto de Auquilcoense (Yeso Principal) y Tordillense, es atribuido por este autor esencialmente al Kimmeridgiano, aunque el Auquilcoense puede descender hasta el Lusitaniano superior (*op. cit.*, p. 183).

De aceptarse la correlación entre el miembro Inferior y el miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno, cabría suponer, por analogía, que aquel fue depositado también en un medio marino. La presencia del miembro Medio o Yeso Principal se explicaría por el desarrollo de una extensa faja de evaporitas relacionadas con una regresión marina. Groeber (1952, p. 320) estima, por otra parte, que se trata del producto de considerables emanaciones submarinas de gases sulfurosos, provenientes de centros volcánicos precursores de la intensa actividad que parece haber tenido lugar en el Malm medio a superior.

La depositación del miembro Superior tuvo lugar en forma subaérea como lo atestiguan los rasgos sedimentarios primarios que se han descrito para estratos pertenecientes a él.

SISTEMA CRETÁCICO.

FORMACIÓN SAN JOSÉ.

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Se designará con el nombre de formación San José a una secuencia de calizas marinas que en forma de una delgada banda aflora en la pared occidental y en la parte central del cajón de San José, tributario del estero Navarro. Hacia el sur ella se extiende hasta los nacientes del estero Monos de Agua para continuar luego en territorio argentino. Hacia el norte aflora en la orilla este del tramo de nacimiento del estero Navarro que viene desde el norte. Pasa en seguida a territorio argentino donde el autor la ha vuelto a ubicar en las inmediaciones de la estación ferroviaria Las Cuevas.

La base de la formación San José está en contacto concordante con

el miembro Superior de la formación Lagunilla. El techo, desde Las Cuevas hacia el norte, está señalado por el contacto concordante con la formación Cristo Redentor; sin embargo, en el resto de la región, el techo es el contacto discordante con la formación Abanico.

La totalidad de la sección corresponde a caliza de color gris medio con superficie de meteorización gris pardo claro. Estas calizas están bien estratificadas en unidades cuyo espesor medio es de 2 m y contienen además una fauna marina regularmente abundante.

Espesor. 600 a 800 m.

Edad, correlación y condiciones de sedimentación. La fauna recolectada en el cajón de San José durante los veranos de los años 1956 y 1957, fue estudiada por J. Corvalán quien además participó en la segunda de estas campañas con el propósito de ampliar la recolección. Un resumen de ese estudio ha sido incluido por Corvalán en la revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino (1959, p. 49). El informe de detalle entregado por Corvalán (en Aguirre, 1957, p. 47) consigna la presencia de 19 especies diferentes, distribuidas de la siguiente manera:

PELECÍPODOS:

1. *Eriphyla argentina* Burckhardt
2. *Lucina leufuensis* Weaver
3. *Cucullaea gabrielis* Leymerie
4. *Isocardia koeneni* Behrendsen
5. *Panopaea dupiniana* D'Orbigny
6. *Trigonia carinata* Agassiz
7. *Trigonia transitoria* Steinmann (var. *quintucoensis* Weaver?)
8. *Trigonia eximia* Philippi
9. *Ptychomya* sp.
10. *Pecten* sp. cf. *P. robinaldinus* D'Orbigny

GASTRÓPODOS:

11. *Tylostoma jaworsky* Weaver
12. *Nerinea* sp.
13. *Pleurotomaria* sp.
14. *Cerithium* sp.

CEFALÓPODOS:

15. *Acanthodiscus* sp. aff. *A. wichmanni* Gerth
16. *Acanthodiscus* sp.
17. *Cuyanicerias* sp.
18. *Spiticerias* sp.

VERMES:

19. *Serpula occidentalis* Leanza

Según Corvalán, "los elementos que están definiendo en este caso la edad de este conjunto faunístico, son las especies de *ammonites* que aparecen. Particular importancia tiene el hallazgo de un fragmento bien conservado de *Acanthodiscus*, cuya sección de la vuelta y ornamentación concuerdan perfectamente con las características de *A. wichmanni* Gerth. La única diferencia que se puede comprobar, con respecto a la especie de Gerth, es que nuestro fragmento corresponde a un test de mucho mayor diámetro.

Gerth, en su zonación del Neocomiano, ubica su especie *A. wichmanni*, en la zona de *Spiticerias damesi*, que de acuerdo con las investigaciones de Leanza (1945, pp. 17 y 94), corresponde al Infra-Valanginiano.* Nuestro ejemplar ha sido encontrado en la base de la sección de caliza, de manera que todo este conjunto sedimentario marino, bien puede estar representando la mayor parte del Valanginiano.

Corroborar además la edad valanginiana que asignamos a estos estratos, la presencia de fragmentos de *Cuyanicerias* y de *Spiticerias*, que ocurren de preferencia en la misma zona estratigráfica que el *ammonites* anteriormente citado".

La formación San José se identifica con la sección de calcáreos de la unidad denominada Cuevense, mencionada por Groeber (1951, p. 331) y sobre cuya distribución areal señala: "El Cuevense acompaña al Chilelitenense Inferior al Oeste desde Las Cuevas hacia el S. Pasa por el Paso de Navarro a Chile, sigue por los Monos de Agua, vuelve a internarse en la Argentina en el glaciar Juncal, sigue por el río Plomo y el de Las Toscas, cruza nuevamente la frontera en la zona del Paso Morado y prosigue verosímilmente en la forma indicada en el mapa hasta el río Yeso". En publicación más reciente el mismo Groeber (1955, p. 251) anota: "El Chilelitenense, o por lo menos el grueso del conjunto, cae pues en el Paleoceno Alto y en el Eoceno inferior y medio. El Cuevense separa en el Paso del Aconcagua

*Nota del autor. De acuerdo a Leanza (1945, p. 94), el término Infra-valanginiano es considerado equivalente a Berriasiano s. str.

el Chilelense inferior, de presencia intermitente, del Chilelense superior que forma el grueso de la serie". En el cuadro estratigráfico de la página 252 de ese estudio, el Cuevense es asignado a una edad comprendida entre el Luteciano y el Ypresiano superior.

Siendo la formación San José idéntica por su ubicación geográfica con la sección de calcáreos del Cuevense, según se desprende de la primera de las citas anteriores, queda demostrado categóricamente que este conjunto pertenece al Valanginiano y no al Eoceno como lo supone el cuadro estratigráfico de Groeber.

La formación San José puede correlacionarse según Corvalán con secciones expuestas en la quebrada del Perdido (afluente del río Colorado), en la falda occidental del cerro Bizcocho, aproximadamente a 15 Km al oeste del volcán Tupungato en la provincia de Santiago, donde una fauna idéntica ha sido asignada por él al Valanginiano.

Las condiciones de sedimentación, a juzgar por la presencia de abundantes pecicípodos, gastrópodos y vermes, serían las de un ambiente poco profundo (litoral-nerítico) (Corvalán, en Aguirre, *op. cit.*, pp. 48 y 49).

FORMACIÓN CRISTO REDENTOR.

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Se designará con el nombre de formación Cristo Redentor a una secuencia de sedimentitas clásticas terrígenas de color predominantemente rojo cuyos afloramientos más típicos se presentan en la zona limítrofe chileno-argentina donde se ha erigido el Cristo de los Andes. Ocupan allí un área de forma triangular cuya parte más ancha se encuentra al lado norte y que adelgaza progresivamente hacia el sur desapareciendo en una distancia de aproximadamente 4 Km. La línea de contacto más occidental, que representa el techo de la formación Cristo Redentor, continúa en suelo argentino con dirección aproximada N siguiendo el curso del río Las Cuevas, a media pendiente de la pared oeste del valle de ese río, para penetrar nuevamente en territorio chileno en los nacimientos del estero La Cañada, Portezuelo de los Contrabandistas, 35 Km en línea recta al norte del Cristo Redentor, y fuera de los límites de la región que se estudia.

El techo de esta formación es la discordancia angular que la separa de la suprayacente formación Abanico. Su base es el contacto concordante con la formación San José.

Las rocas que se describen a continuación corresponden a la sección presente en el tramo del camino internacional comprendido entre el Cristo

Redentor y el contacto occidental de la formación. De arriba hacia abajo se presentan las siguientes clases de sedimentos terrígenos:

- | | |
|---|---------|
| a) Conglomerado medio rojo grisáceo, cuya matriz es arenisca de grano medio de igual color. Los clastos exhiben acentuado redondeamiento y superficie de aspecto barnizado, siendo sus tamaños medios de 5 a 10 cm; corresponden en su casi totalidad a andesita porfírica, con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo, gris oscuro medio y púrpura rojo oscuro que encierra fenocristales de plagioclasa | 550 m ± |
| b) Arenisca fina rojo grisáceo. Se presenta también como intercalaciones en el conglomerado correspondiendo en sus características a la matriz descrita para éste | 160 m ± |
| c) Arenisca arcillosa rojo grisáceo con poros y venillas rellenas por calcita | 90 m ± |
| d) Lutita rojo grisáceo que incluye esporádicamente pequeños fragmentos de rocas y cristales con dimensiones interiores a 1 mm. | 50 m ± |
| <hr/> | |
| Total | 850 m ± |

Los estratos descritos están atravesados por un gran número de filones verde grisáceo, con fuerte alteración superficial.

Espesor. El espesor máximo de la formación Cristo Redentor en territorio chileno, que corresponde a la zona de las cumbres limítrofes, ha sido estimado mediante estudio de las fotografías aéreas en cerca de 1.800 m.

Edad, correlación y condiciones de deposición. No se encontraron fósiles en estos estratos lo que hace imposible la ubicación cronológica de la formación Cristo Redentor. Existe sólo la posibilidad de acordar límites máximo y mínimo a la edad de estas capas los que estarían establecidos por la infrayacente formación San José, sobre la cual se apoyan en forma normal y concordante, y por la edad de la primera fase orogénica que plegó los estratos del Cretácico inferior.

Se ha visto al hablar de la formación San José que todo este conjunto sedimentario marino podría estar representando la mayor parte del Valanginiano. Los primeros estratos correspondientes a la formación Cristo Redentor serían de este modo atribuibles al Hauteriviano inferior. Respecto a la edad del primer plegamiento que afectó a las formaciones infracretácicas, existen escasos elementos de juicio. En un sentido amplio, él ha sido referido al Cretácico medio y considerado como la primera fase de la

formación de la cordillera andina (Brüggen, 1950, p. 19; Muñoz Cristi, 1950, p. 85). En fecha más reciente, Muñoz Cristi (1956, p. 203) ha ubicado esta fase entre el Albiano y el Senoniano "since the most recent sediments affected by this orogeny are probably Albian and the Senonian transgresses over the Andean plutonic rocks that were injected at the same time as the folding".

De aceptarse la teoría que postula una amplia distribución espacial de los períodos de plegamiento más notables, cabría un esfuerzo para identificar los movimientos del Cretácico medio de los Andes con algún ciclo orogénico determinado. En este sentido, Klohn (1954), en un primer esquema de subdivisión de la "Formación Porfirítica" atribuye el primer ciclo de plegamiento andino a efecto de la orogénesis áustrica u oregónica de fines del Albiano. El autor del presente estudio se inclina a aceptar esta afirmación como hipótesis de trabajo, pese a la modificación del criterio de Klohn en esquemas más recientes.

En el presente estudio, basados en las consideraciones precedentes y sólo en forma tentativa, se atribuye a la formación Cristo Redentor un intervalo de desarrollo máximo que comprendería desde el Hauteriviano inferior al Albiano superior.

La formación Cristo Redentor se correlaciona indiscutiblemente con la formación Colimapu descrita por Klohn (1960, p. 57) y más precisamente, de acuerdo a la descripción litológica proporcionada por este autor, con el conjunto de estratos que ha denominado Colimapu inferior.

Existiría correspondencia entre los estratos de Cristo Redentor y la formación Veta Negra estudiada por Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa de Chile Central; en especial con el miembro Purehue de dicha unidad.

También es posible establecer la correlación de la formación Cristo Redentor con los estratos terrígenos rojos de la mitad superior de la formación Bandurrias descrita por Segerstrom (1960 a, 1960 b) en la provincia de Atacama.

En territorio argentino los pisos Huitriniano y Diamantino, conocidos en las áreas andinas y subandinas de las provincias de Mendoza y Neuquén, serían correlacionables con la formación Cristo Redentor. En la provincia de Salta y Jujuy del norte argentino, el sistema sedimentario continental de Salta-Puca sería correspondiente también con la formación que se describe.

Estos estratos finalmente se depositaron en forma subaérea y en un ambiente probablemente oxidante que es característico en muchos tipos de "capas rojas" terrígenas.



FORMACIÓN ABANICO.

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Se ha designado con el nombre de formación Abanico a una secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo grisáceo, cuyos afloramientos cubren la mayor parte de la región comprendida en este estudio. La denominación Abanico, propuesta verbalmente por Muñoz Cristi en el curso de los primeros intentos realizados para subdividir la "Formación Porfirítica", ha sido mantenida en el presente trabajo en consideración al arraigo que ella tiene en la nomenclatura actual. El cerro El Abanico, lugar que ha dado el nombre a la secuencia, se encuentra situado sin embargo fuera de los límites del área, en la cordillera inmediatamente al este de la ciudad de Santiago. * La formación que aquí se describirá, es la continuación septentrional obvia de los estratos del cerro El Abanico, razón por la cual la conservación del nombre queda justificada.

En la región que se estudia, los afloramientos de esta secuencia rebasan los límites del mapa hacia el norte y el sur. Por el oriente se extienden hasta la frontera con Argentina en gran parte del área o hasta escasos kilómetros de ella como ocurre en la región central donde están en contacto con la formación San José. Hacia el oeste son interrumpidos por la falla de rumbo N que se encuentra inmediatamente al este de Los Andes para reaparecer según Thomas (*op. cit.*, mapa adjunto) en la región al sur de San Felipe.

El techo de la formación Abanico está constituido por la discordancia angular que la separa de la formación Farellones. En su piso se apoya, también con discordancia angular, sobre la formación Cristo Redentor en un área reducida y sobre la formación San José, en relación pseudoconcordante y algo confusa, en la mayor parte de la región.

La litología será descrita a continuación mediante varias secciones parciales que en orden estratigráfico ascendente son: San José-Navarro-Chépicas-Mardones-Portillo, Mina Escondida, Espinazo del Diablo, Chunchu y Bocatoma-Riecillos.

En el interior del cajón de San José una sección de lava andesítica de la formación Abanico se superpone pseudoconcordantemente a los calcáreos neocomianos. Estas lavas están bien estratificadas y corresponden a

*La secuencia presente en la región del cerro Abanico es sólo parcial, faltando estratos muy característicos que han servido para reconocer la formación en otros lugares. No existe ninguna descripción sistemática de la sección estratigráfica que allí aflora, haciéndose necesaria en consecuencia una redefinición de esta unidad en alguna de las localidades en que ella aparece expuesta en su totalidad.

andesita porfírica con masa fundamental afanítica rojo grisáceo que presenta además variedades pardo rojizo grisáceo, púrpura rojo grisáceo y rojo pálido a púrpura pálido y con fenocristales de plagioclasa blanca o rosado moderado abundantes y de tamaño hasta de 3,0 mm. La secuencia puede seguirse en todo el tramo de camino desde la confluencia del estero San José y el de Navarro hasta el campamento Los Morros. Sobre las lavas descritas se superponen estratos de andesita porfírica brechosa con masa fundamental afanítica de colores gris medio, púrpura rojo grisáceo y púrpura grisáceo que contiene fenocristales de plagioclasa blanca opaca hasta de 3,0 mm y en muchos casos alteradas con formación de calcita. La sección continúa hacia arriba con brecha cuya matriz consiste en una toba de cristales de color gris medio, algo verdoso debido a cloritización, y constituida principalmente por fragmentos de plagioclasa blanco-amarillento con tamaño medio de 1,0 mm y una cantidad subordinada de clastos líticos. Los fragmentos mayores contenidos en la brecha corresponden a lava afanítica púrpura rojo grisáceo y púrpura grisáceo, provista de pequeños y abundantes poros rellenos por clorita y cuarzo. El espesor de la sección descrita es de aproximadamente 1.000 m.

En las proximidades del Paso de Navarro las capas de la formación Abanico vuelven a situarse sobre los estratos de la formación San José. La naturaleza del contacto no ha sido bien establecida por lo inaccesible del lugar y por revelarse en forma confusa en las fotos aéreas. Sólo pudo recolectarse material directamente desprendido de una pared vertical y acumulado en su base. Los tipos litológicos presentes difieren un tanto de los descritos más al sur de esta localidad, predominando las andesitas y tobas andesíticas. Las primeras son porfíricas con masa fundamental afanítica gris claro medio a gris pardo claro y contienen fenocristales de plagioclasa blanco grisáceo de tamaños medios de 1,0 mm, entre los que se observa una cierta fracción de individuos transparentes brillantes de hábito acicular. Se presentan también otros tipos porfíricos con masa fundamental afanítica poco abundante de color verde grisáceo y gran número de fenocristales de plagioclasa blanco a gris verdoso con tamaño medio de 1,0 mm y máximo de 2,5 mm. Estas andesitas poseen manchas de color verde determinadas por la concentración de probable nontronita.

Las tobas andesíticas presentan en su matriz colores púrpura rojo grisáceo y gris pardo, predominando en ella fragmentos brillantes de plagioclasa de 0,5 a 1,0 mm. Los clastos líticos están subordinados en número y representan a las andesitas porfíricas verdes ya descritas; sus tamaños máximos son de 20 mm y sus contornos difusos confiriendo a la roca un aspecto bicolor con tonos verdes y púrpura.

En los valles de los esteros Chépicas y Mardones, donde aparece una secuencia que probablemente es la continuación superior de la descrita para el tramo San José-campamento Los Morros, la formación Abanico se encuentra representada exclusivamente por brechas y conglomerados de un espesor reconocido cercano a 500 m. Se trata de brecha andesítica con matriz tobífera púrpura rojo grisáceo con abundantes manchas verdosas debidas a clastos líticos de ese color; los fragmentos mayores alcanzan comúnmente tamaños superiores a un decímetro, correspondiendo a andesitas porfíricas y andesitas afaníticas gris medio, gris oscuro medio y gris pardo. Esta brecha pasa, en transición gradual, a conglomerado grueso cuyos rodados mayores sobrepasan un metro y consisten en andesitas porfíricas, andesitas afaníticas y tobas de cristales andesíticas. Las primeras poseen una masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo, púrpura grisáceo y gris oscuro y fenocristales escasos de plagioclasa hasta de 2,0 mm, generalmente alterados a clorita y calcita. Los tipos afaníticos son de colores semejantes presentando poros rellenos por clorita y cuarzo. Las tobas, finalmente, tienen alto contenido de cristales de plagioclasa y un número menor de clastos líticos.

Las brechas reaparecen al norte de los valles de Chépicas y Mardones en el tramo del camino internacional comprendido entre las estaciones Portillo y Caracoles. La matriz de estas brechas es tobífera y de color púrpura rojo grisáceo a rojo grisáceo y contiene gran cantidad de fragmentos cristalinos y un número más reducido de clastos líticos. Los clastos mayores son de andesitas porfíricas púrpura grisáceo y de pórfido diorítico; este último tipo de fragmentos no fue encontrado en la zona de Chépicas. El tamaño medio de los clastos es de 5 a 10 cm. Un estudio más detallado de la matriz reveló la presencia de cristales de plagioclasa y biotita y fragmentos líticos correspondientes a diorita de grano fino, pórfido diorítico y andesita porfírica púrpura rojo grisáceo con pequeños y abundantes fenocristales de plagioclasa blanco-amarillento. La presencia de fragmentos de rocas graníticas es considerada del mayor interés y se volverá a este punto al tratar de la edad de las rocas intrusivas en la región.

En el interior de la quebrada Mina Escondida, tributaria por el norte del río Leones, se expone una secuencia correspondiente a un nivel estratigráficamente más alto que el descrito para las zonas de San José, Navarro, Chépicas, Mardones y Portillo. Existe, sin embargo, por dificultad de acceso, una solución de continuidad en la descripción de los estratos más altos de las secciones ya tratadas y la base de la secuencia que se analiza a continuación. El perfil en la quebrada Mina Escondida es el siguiente de arriba hacia abajo:

- | | |
|--|------------|
| a) Brecha gruesa con matriz tobífera púrpura verdoso y fragmentos grises andesíticos hasta de 10 cm | 200 m |
| b) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa y augita . . | 100 m |
| c) Toba y brecha andesítica púrpura rojo grisáceo y pardo claro. Contienen fragmentos de cristales de plagioclasa y clastos correspondientes a andesita porfírica y afanítica y microdiorita | 50 m $\pm$ |

Piso indeterminado.

En los cerros del Espinazo del Diablo, en el tramo comprendido entre la Estación de Piscicultura y el punto de confluencia de los ríos Blanco y Leones, se expone una sección estratigráficamente más alta que la de Mina Escondida. Como en el caso anterior, y por idénticas razones, el tramo comprendido entre ambas secciones no pudo ser reconocido.

La secuencia en Espinazo del Diablo es la siguiente de arriba hacia abajo:

Techo indeterminado.

- | | |
|--|-------------|
| a) Traquita de soda porfírica con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo con tendencia a fluidal. Fenocristales de plagioclasa, poco abundantes, con disposición subparalela y tamaño máximo de 3,0 mm. En ciertos tipos de estas rocas aparecen poros | 150 m |
| b) Andesita afanítica gris oscuro medio, gris verdoso y púrpura grisáceo | 100 m |
| c) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica púrpura grisáceo y fenocristales de plagioclasa blanca abundantes | 20 m |
| d) Toba de lapilli traquítico-andesítica gris verdoso | 10 m $\pm$ |
| e) Traquita de soda porfírica con masa fundamental afanítica gris verdoso claro a verde pálido y fenocristales de plagioclasa blanco opaco escasos | 5 m |
| f) Brecha alterada de color gris medio | 25 m |
| g) Basalto porfírico con masa fundamental afanítica a granular muy fina gris oscuro. Fenocristales de plagioclasa brillantes y transparentes | 20 m |
| h) Andesita porfírica de masa fundamental afanítica gris pardo y fenocristales abundantes de plagioclasa blanco a gris claro de hábito columnar con tamaños hasta 10 mm. Posible augita cloritizada. La roca presenta poros | 15 m $\pm$ |
| Total | 345 m $\pm$ |

En la región contigua al estero Pocuro, en los cerros Chuncho, El Barco y Los Caballos y en la quebrada de Los Canastos, aflora una secuencia muy representativa de los niveles más altos de la formación Abanico, que se extiende desde el contacto por falla con la formación Farellones por el oeste hasta su contacto discordante con esta misma formación por el este. Los estratos que constituyen esta secuencia se disponen de arriba hacia abajo como sigue:

a) Traquita de soda porfírica con masa fundamental fluidal afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales escasos de plagioclasa	175 m
b) Brecha gruesa andesítica	190 m
c) Basalto porfírico con masa fundamental gris oscuro afanítica a granular muy fina y fenocristales de plagioclasa transparentes	25 m
d) Toba y toba brechosa gris verdoso y verde azul grisáceo con fragmentos de rocas afaníticas pardo rojizo y verde grisáceo	50 m
e) Basalto porfírico con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa hasta de 3 mm, algunos blancos y otros brillantes transparentes	20 m
f) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa blanca	260 m
g) Basalto idéntico a c)	30 m
h) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa	30 m
i) Toba verde grisácea con fragmentos subredondeados de rocas afaníticas	30 m
j) Andesita rojiza brechosa y andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris oscuro medio con abundantes fenocristales de plagioclasa hasta de 5 mm	140 m
Total	950 m

La sección estratigráfica anteriormetne descrita puede correlacionarse, en razón de la presencia de varios estratos similares, con la sección del Espinazo del Diablo que se expone en el tramo comprendido entre la Estación de Piscicultura y la confluencia de los ríos Blanco y Leones. En orden estratigráfico descendente estas correlaciones (ver fig. 3) serían las siguientes:

1. Traquitas de soda situadas en la parte superior de ambas secciones.

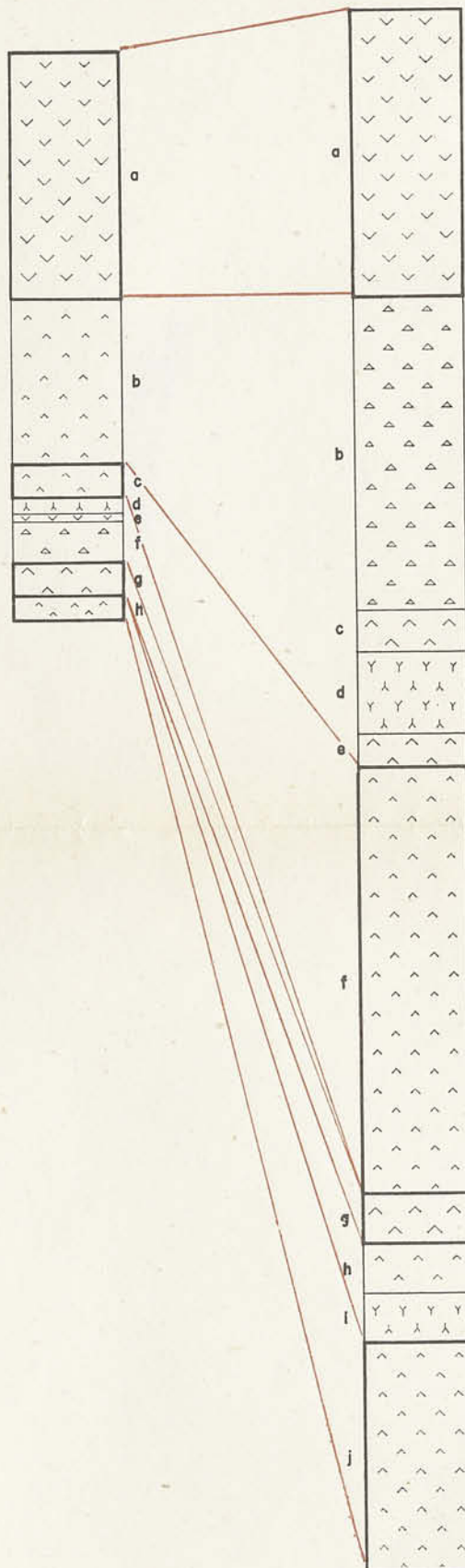
SECCION ESPINAZO DEL DIABLO

SECCION CHUNCHO

ESPESOR
Metros

LITOLOGIA

150	Traquita de soda porfírica púrpura rojo grisáceo.
100	Andesita afanítica gris oscuro medio
20	Andesita porfírica púrpura grisáceo
10	Toba gris verdoso
5	Traquita de soda porfírica verde pálido
25	Brecha alterada gris medio
20	Basalto porfírico gris oscuro
15	Andesita porfírica gris pardo con fenocristales grandes de plagioclasa



ESPESOR
Metros

LITOLOGIA

175	Traquita de soda porfírica púrpura rojo grisáceo
190	Brecha gruesa andesítica
25	Basalto porfírico gris oscuro
50	Toba y toba brechosa gris verdoso
20	Basalto porfírico púrpura rojo grisáceo
260	Andesita porfírica rojo grisáceo
30	Basalto porfírico gris oscuro
30	Andesita porfírica púrpura rojo grisáceo
30	Toba verde grisáceo
140	Andesita rojiza brechosa y andesita porfírica gris oscuro medio con fenocristales grandes de plagioclasa

Figura 3.- Esquema de correlación estratigráfica de las secciones Espinazo del Diablo y Chuncho, formación Abanico.

Los espesores reconocidos señalan valores muy semejantes que fluctúan entre 150 y 200 m.

2. Andesitas descritas en c) de la sección de Espinazo del Diablo y las descritas en f) de la sección del Chunchu.

3. Basaltos gris oscuro; g) en ambas secciones, y que constituyen una capa guía, especialmente por su asociación en ambos casos con andesitas porfíricas con grandes fenocristales de plagioclasa; h) en la columna de Espinazo del Diablo, y j) en la columna del Chunchu.

Estas correlaciones parecen señalar la identidad de una parte importante de ambas secciones estratigráficas.

En la parte basal de la cordillera Tuquito, ubicada entre el río Blanco y el estero Riecillos, se expone una secuencia de capas que constituiría el nivel estratigráfico más alto reconocido para la formación Abanico en el presente trabajo. Los estratos basales de esta secuencia parecen ser la continuación normal ascendente de la traquita de soda descrita en el nivel más alto de la columna del Espinazo del Diablo, en la ribera opuesta. El techo está determinado por la discordancia que la separa de la formación Farellones. Este conjunto de estratos habría desaparecido por erosión en el área del cerro Chunchu donde, como se ha mencionado anteriormente, las capas más altas de la formación Abanico corresponden a traquita de soda idéntica a la de la base de la sección que ahora se describe.

Se estudió un perfil por la quebrada que sube a la Cordillera Tuquito frente a la bocatoma de la planta hidroeléctrica del Melón, continuando luego el recorrido hacia el sur por la falda oriental del valle de Riecillos.

La secuencia es la siguiente de arriba hacia abajo:

- | | |
|--|-------|
| a) Basalto porfírico con masa fundamental afanítica a granular muy fina gris oscuro y fenocristales de plagioclasa brillantes y transparentes | 50 m |
| b) Toba de lapilli púrpura rojo y grisáceo a púrpura grisáceo con matriz más fina tobífera y fragmentos líticos correspondientes a lavas basálticas. Conglomerado medio gris rojizo con material clástico homogéneo donde predominan traquita de soda y traquidacita | 100 m |
| c) Toba lítica púrpura rojo grisáceo a rojo grisáceo con matriz densa y clastos hasta de 5 mm, correspondientes a traquita de soda y andesita porfírica | 25 m |
| d) Brecha media a gruesa gris rojiza, con matriz tobífera y cuyos clastos corresponden principalmente a andesitas afaníticas y porfíricas | 15 m |
| e) Toba brechosa gris con fragmentos verdes y rojos semejantes a c) | 45 m |

- f) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa; escasos fenocristales de augita 40 m
- g) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris oscuro medio y abundantes fenocristales de plagioclasa de color blanco a pardo amarillento pálido, también brillantes y transparentes, hábito columnar y tamaños hasta de 8 mm. 30 m
- h) Brecha con matriz tobífera púrpura rojo o rojo grisáceo y clastos correspondientes a traquita de soda y andesita. Toba gris negro con fuerte epidotización superficial, fragmentos líticos, gris oscuro medio y púrpura rojizo grisáceo correspondientes a tipos afaníticos. Arenisca arcillosa púrpura grisáceo alternando con arenisca fina a media gris verdoso. El conjunto exhibe notable laminación 80 m
- i) Andesita porfírica como en g) 200 m
- j) Toba cenicienta rosácea muy alterada 50 m
- k) Brecha con matriz tobífera gris verdoso conteniendo fragmentos de andesita y traquita de soda 15 m
- l) Brecha media con matriz tobífera rosada constituida por fragmentos líticos y cristales de plagioclasa. Los clastos mayores corresponden a andesita y traquita sódica afaníticas púrpura rojo grisáceo, gris oscuro medio y gris verdoso 65 m
- m) Brecha fina a media con matriz tobífera gris claro constituida por fragmentos líticos de pequeño tamaño y clastos cristalinos de plagioclasa blanco-amarillento. Los fragmentos mayores corresponden principalmente a traquita sódica y traquidacita púrpura rojo grisáceo, rojo pálido y rojo moderado, afaníticas fluidales a porfíricas con escasos fenocristales. En cantidad subordinada se encuentran fragmentos de andesita afanítica gris verdoso y gris verdoso oscuro. El tamaño medio de los clastos es de 4-5 cm 45 m

Total 760 m

E s p e s o r . El espesor total reconocido para la formación Abanico mediante las secciones descritas, alcanza un valor aproximado de 3.600 m. El detalle de las mismas se resume a continuación en orden estratigráfico descendente:

Sección Bocatoma-Riecillos	760 m
Sección Chuncho (equivalente a la sección Espinazo del Diablo, aunque de mayor espesor que ésta)	950 m
Sección Mina Escondida	400 m
Sección San José-Navarro-Chépicas-Mardones-Portillo	1.500 m aprox.

Total 3.610 m aprox.

Sin embargo, considerando la falta de continuidad en el reconocimiento de algunas secciones, el espesor total de la formación Abanico alcanzaría valores mayores. Lo mismo parece desprenderse de los perfiles que acompañan este trabajo, aunque en este último caso es muy probable que en las regiones de disposición monoclinas se hayan producido algunas repeticiones por falla.

Edad, correlación y condiciones de deposición. No se han encontrado fósiles en los estratos que constituyen esta formación terrígena en la región estudiada, razón por la cual su ubicación cronológica es desconocida. Los esfuerzos realizados hasta el presente para situarla en el tiempo, han estado basados principalmente en las relaciones que ofrece su marco estratigráfico y su tectónica.

Fuera de los límites de la región, en el valle del estero Arrayán, provincia de Santiago, una sección de sedimentitas lacustres constituida por arenisca fina y lutita verde amarillento contiene restos de plantas fósiles incluyendo hojas en buen estado de conservación. El autor, durante el verano de 1957, estudió esta secuencia y sus relaciones estratigráficas con los estratos que le sobreyacen mediante un perfil EW desde el estero Arrayán hasta la bifurcación de los caminos a Pérez Caldera y Farellones en el valle del río San Francisco. Pudo concluir en base a los antecedentes así obtenidos, que la sección sedimentaria es parte de la formación Abanico. Muestras de hojas colectadas por otros investigadores y enviadas para su estudio en Alemania, permitieron a R. Kräusel establecer la presencia de *Nothofagus* y señalar que la flora del Arrayán "podría pertenecer al Cretácico superior sin excluir en definitiva la posibilidad de que ella pertenezca al Terciario inferior" (en Kohn, *op. cit.*, p. 65).

Por otra parte, en la provincia de Atacama, en el lugar denominado Los Loros, un granito que intruye la formación Hornitos, considerada equivalente a la de Farellones, que en la región del presente estudio se superpone discordantemente a la formación Abanico, ha proporcionado una edad plomo-alfa de 105 ± 10 millones de años (Ruiz *et al.*, 1960, p. 15). En la escala de tiempo absoluto propuesta por Kulp (1959, p. 76 A), este valor corresponde a la mitad del lapso que allí se asigna al desarrollo del Cretácico. En consecuencia la formación Abanico, aceptando la correlación entre

Hornitos y Farellones, debería poseer una edad mayor que dicha cifra. El autor considera, sin embargo, prematuro extraer conclusiones cronológicas apoyado exclusivamente en una sola determinación plomo-alfa para granitos que atraviesan estas formaciones.

Si se acepta el criterio empleado para la ubicación cronológica tentativa que se ha propuesto para la formación Cristo Redentor, la formación Abanico tendría como límite inferior la primera fase de los plegamientos cretácicos, que se correlacionaría posiblemente con la orogénesis áustrica u oregónica de fines del Albiano. El límite superior de la formación que se estudia estaría dado por la segunda fase de plegamientos cretácicos cuyo reflejo es la discordancia angular que la separa de la suprayacente formación Farellones. Es probable que esta segunda fase de plegamiento sea equivalente a la primera fase del ciclo orogénico Subhercínico del Coniaciano inferior a medio.

En resumen, la formación Abanico correspondería a un lapso que se extiende desde la base del Cenomaniano hasta el Coniaciano inferior a medio.

La formación Abanico se correlaciona directamente con la formación Coya-Machalí descrita por Klohn (*op. cit.*, p. 62). De hecho la última es la continuación meridional de estos estratos en los Andes de las provincias que se estudian en el trabajo citado.

También es posible correlacionar la formación Abanico con la formación Las Chilcas, descritas por Thomas (*op. cit.*) para la zona de la Cordillera de la Costa, vecina a Santiago. Cabe señalar la gran semejanza litológica y de posición existente entre los potentes conglomerados de Chépicas-Mardones y el conglomerado del Tabón que se ubica también cercano a la base de la formación Las Chilcas (Thomas, *op. cit.*, p. 57).

Una correlación a mayor distancia podría establecerse con la formación Cerrillos descrita por Segerstrom (1959 b) en la provincia de Atacama, donde los conglomerados que constituyen la mayor parte del miembro inferior Checo de Cobre presentan extraordinaria similitud con los descritos para el área de Chépicas-Mardones. Igual correlación puede establecerse entre la sección denominada en Atacama miembro volcánico superior, donde se observa un predominio de lavas y piroclásticos gruesos, con la parte superior de Abanico.

La depositación de la formación terrígena Abanico tuvo lugar durante un período de intensa actividad volcánica evidenciado por gran acumulación de lavas y piroclásticos. En regiones vecinas a la del presente estudio, esta actividad parece interrumpirse ocasionalmente para dar lugar a una sedimentación en lagunas extensas, proceso que habría originado los estratos lutíticos portadores de la flora fósil del estero Arrayán por ejemplo.

FORMACIÓN FARELLONES.

El nombre Farellones (Hoffstetter *et al*, p. 205) fue propuesto por Muñoz Cristi y publicado por primera vez por Klohn en 1956. Según este autor "comprende la parte más alta de lo que se consideraba Formación Porfírica, estando constituida la secuencia por andesitas efusivas y piroclásticas, riolitas, basalto y sedimentos límnicos con un espesor total de unos 2.000 m" (1956, p. 53).

El lugar típico por el cual se designó a estos estratos se encuentra fuera de los límites de la región que se describe, hacia el sur, alrededor de los campos de ski de Farellones, provincia de Santiago. Por tratarse en la región andina de Aconcagua de la continuación evidente de estas capas hacia el norte y por el arraigo de este término en la nomenclatura geológica chilena, se ha optado por su conservación.

No existe, sin embargo, ninguna descripción sistemática de la formación Farellones la cual se define por primera vez en este trabajo.

El autor ha designado con el nombre de formación Farellones a una secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas en la cual ha podido distinguir tres miembros como sigue:

La parte inferior se compone principalmente de tobas, brechas, lavas andesíticas y riolíticas, conglomerados, tufitas y lutitas, y se designa miembro Tuquito. La parte media, constituida por brechas, tobas y lavas andesíticas y basálticas, ha recibido la denominación de miembro Guanaco. A la parte superior, finalmente, constituida por una gruesa secuencia de lavas basálticas y andesíticas, se le asigna el nombre de miembro Buitre.

La base de la formación Farellones está en contacto discordante con el techo de la formación Abanico. No se ha establecido aquí un límite superior para las capas del miembro Buitre, las que continúan hasta las cumbres más altas.

Los afloramientos de esta formación se presentan en tres áreas bien definidas dentro de la región del presente estudio. La primera de ellas es una faja de aproximadamente 20 Km de ancho que ocupa el extremo occidental del mapa geológico. La segunda es un área de cerca de 25 Km de ancho situada al sur del río Aconcagua y al oeste del río Blanco. La tercera, finalmente, se encuentra en la parte norte del río Aconcagua extendiéndose por los cerros La Mostacilla, Glorieta y Gloria. La formación Farellones no vuelve a aflorar en territorio chileno al este de este lugar en la región estudiada.

M i e m b r o T u q u i t o .

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Las áreas típicas de afloramiento del miembro Tuquito se encuentran:

1. En la cordillera Tuquito situada entre el estero Riecillos y el río Blanco y que ha dado nombre a la secuencia.

2. En toda la zona comprendida entre el cerro Las Ollas y las lagunas Acolleradas, en los nacimientos de la quebrada Hualtatas y en el estero Rabones, tributario del estero El Toro que a su vez desemboca en el estero Pocuro.

3. Hacia el oeste de la falla mayor del valle, en la zona de la Cuesta de Chacabuco, encontrándose su contacto oriental con el miembro Guanaco en la pendiente sur de la cadena que va desde el cerro Guanaco al Rincón de los Olivillos y definido, en general, por una línea que va de Piedra Sonarunca a los nacimientos de la quebrada El Naranjo y que bordea, por el sur, el cerro La Mina.

Su piso está definido por la discordancia que lo separa de la infrayacente formación Abanico. Esta discordancia, sin embargo, posee en muchos lugares una pobre expresión angular manifestándose más bien como una pseudoconcordancia. Su techo es el contacto concordante con el miembro Guanaco.

La litología de este miembro será expuesta a continuación mediante la descripción de secciones estratigráficas que corresponden a las áreas de afloramiento mencionadas.

1. *Sección Cordillera Tuquito.* Esta sección corresponde a un perfil NS que comienza en el kilómetro 33 del camino internacional (aproximadamente 2 Km al oeste del pueblo de Río Blanco) y continúa al sur por la quebrada Potrero Alto hasta alcanzar la cota 3.520 m s.n.m. en la falda norte del cerro Potrero Alto. La secuencia establecida aquí para el miembro Tuquito es la siguiente, de arriba hacia abajo, a contar de las tobas y tobas brechosas que forman la base del miembro Guanaco, hasta el contacto pseudoconcordante con el techo de la formación Abanico:

- | | |
|---|------|
| a) Toba soldada con base densa rojo pálido que contiene fragmentos de lava andesítica de color gris medio con tamaño hasta de 20 mm y plagioclasas blancas regularmente abundantes que no sobrepasan los 3 mm | 55 m |
| b) Toba andesítica verde azul pálido con matriz fina que contiene plagioclasas blancas y transparentes y fragmentos de andesita afanítica verde grisáceo hasta de 3 mm | 25 m |

- c) Conglomerado grueso con matriz media que corresponde a una arenisca rojizo verdoso; fragmentos bien redondeados con tamaño hasta de 25 cm entre los que predominan abiertamente tipos de andesita gris rojizo y lavas andesíticas brechosas 35 m
- d) Andesita afanítica gris verdoso; en parte con tendencia porfírica debido a la presencia de individuos aislados de plagioclasa transparente con tamaño hasta de 2,5 mm. 25 m
- e) Conglomerado rojizo verdoso como en c) 55 m
- f) Toba de cristales con matriz fina rojo pálido y manchas verdes de cloritización. Se observan fragmentos de plagioclasas blancas y opacas hasta de 3,0 mm 55 m
- g) Toba soldada con matriz densa gris verdoso claro que contiene fragmentos de plagioclasa brillantes y transparentes hasta de 2,0 mm y clastos líticos correspondientes a tipos afaníticos gris verdoso y gris pardo hasta de 5 mm 80 m
- h) Conglomerado grueso rojo negrusco que contiene rodados bien redondeados con tamaño medio de 10 a 15 cm pero que pueden alcanzar hasta varios decímetros en su diámetro mayor. Corresponden a andesita gris rojizo y andesita afanítica gris oscuro medio con bandas rojizas debidas a concentración de material hialino 5 m
- i) "Tobas multicolores" que presentan la siguiente secuencia típica (de arriba hacia abajo):

Toba con matriz densa rojo pálido que contiene fragmentos de feldespato blanco, poco abundantes y con tamaños hasta de 2,0 mm y clastos líticos correspondientes a andesita gris oscuro con tamaño escasamente superior a 1,0 mm.

Toba de matriz densa verde azul pálido con zonas verde azul grisáceo que contiene fragmentos de plagioclasa hasta de 3,0 mm y clastos líticos inferiores a 1,0 mm poco abundantes y de colores gris verdoso y pardo moderado. El nivel más alto de estratos de esta toba presenta un color verde azul grisáceo.

Toba soldada de cristales con matriz densa pardo gris claro que contiene fragmentos de plagioclasa regularmente abundantes con tamaño hasta de 3,0 mm y clastos líticos muy escasos de color gris pardo más oscuro que el de la matriz y con dimensiones máximas de 5,0 mm. Se observan manchas verdosas irregulares que representan zonas de cloritización.

Toba soldada con matriz amarillo verdoso pálido, conteniendo fragmentos de rocas afaníticas gris verdoso y gris amarillo verdoso medio hasta de 1 cm que esporádicamente llevan fenocristales de plagioclasa hasta de 1,5 mm. Abundantes clastos cristalinos correspondientes a plagioclasa blanca.

Espesor total de las "tobas multicolores" 90 m

- j) Toba lítica andesítica gris verdoso con fragmentos de andesita porfírica verde oscuro hasta de 1 cm.

Toba blanca, densa y opaca con escasos cristales de plagioclasa brillantes y transparentes hasta de 2,0 mm.

Arenisca tobífera fina púrpura rojo grisáceo que contiene granos pequeños de feldespato blanco y fragmentos de rocas verdes cloritizadas.

Arenisca tobífera gruesa gris verdoso constituida por granos de plagioclasa blanca con tamaño medio de 1 mm y clastos líticos gris pardo claro con dimensión máxima de 10 mm que presentan notable estiramiento.

Lente de carbón con espesor máximo de aproximadamente 1 m.

Lutita gris medio a gris azulejo medio con esporádicos granos de plagioclasa blanca hasta de 1 mm. y restos vegetales carbonizados hasta de 5,0 mm.

Espesor total de la secuencia j) 90 m

- k) Conglomerado grueso con matriz tufítica de color rojo constituida por fragmentos líticos y cristalinos hasta de 20 mm. Los clastos mayores son subredondeados con tamaños hasta de 30 cm y consisten principalmente en andesita afanítica gris medio y traquita de soda porfírica con masa fundamental afanítica gris medio a púrpura rojo grisáceo que contiene escasos fenocristales de plagioclasa hasta de 2,0 mm

310 m

- l) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris verdoso y fenocristales de plagioclasa blanca hasta de 5,0 mm. Dentro de este material hay masas aisladas de andesita afanítica del mismo color

12 m

- m) Brecha conglomerádica con características semejantes a las del conglomerado de k)

35 m

- n) Toba fina rojiza

60 m

- o) Arenisca tobífera gris verdoso a gris pardo constituida por granos de feldespato blanco y fragmentos subangulares de andesitas gris pardo y púrpura rojo grisáceo con tamaños hasta de 1,0 mm.

Arenisca volcánica pardo grisáceo con granos subredondados de feldespato blanco y roca púrpura grisáceo hasta de 2 mm. Presenta bandas lutíticas alternadas de color verde azul grisáceo y púrpura rojo grisáceo con espesores máximos de 5 mm.

Conglomerado medio rojo grisáceo con fragmentos hasta de 8 cm correspondientes a tipos andesíticos porfíricos.

Espesor de la secuencia o) 300 m

Total 1.252 m

2. *Sección Cerro Las Ollas-Laguna del Toro.* La secuencia que se describe corresponde a un perfil que comienza en el cerro Las Ollas, continúa hacia el sureste a través de la Cordillera del Mesón y las lagunas Acoileradas, se desvía luego al sur, pasando por la ladera oeste del cerro Alto del Buitre y alcanza finalmente hasta la laguna del Toro. La sección tiene por techo el contacto concordante con las tobas y lavas andesíticas y basálticas en la base del miembro Guanaco (3.500 m s.n.m.) y por piso su contacto pseudoconcordante con la traquita de soda (2.300 m s.n.m.) descrita para la parte superior de la formación Abanico en la región del cerro Chunchu. Los estratos basales de la columna que se estudia corresponden a conglomerados con abundantes fragmentos de traquita de soda de las capas inmediatamente subyacentes. La secuencia de arriba hacia abajo es la que se detalla a continuación:

- a) Riolita porfírica rojo pálido con masa fundamental afanítica fluidal y fenocristales de plagioclasa blanca poco abundantes 230 m
- b) Toba gris verdoso claro con matriz cenicienta de aspecto caolinizado que contiene fragmentos de plagioclasa hasta de 1,5 mm y otros correspondientes a rocas afaníticas gris azulejo y púrpura, menos abundantes y con tamaño hasta de 3,0 mm. Pertenecen al grupo de "tobas multicolores" . . . 25 m
- c) Toba de lapilli con matriz densa gris verdoso conteniendo rocas afaníticas y porfíricas hasta de 15 mm y de colores azul grisáceo; púrpura rojo grisáceo y verde grisáceo y fragmentos escasos de plagioclasa de aspecto sucio 60 m

- d) Tufita gris oliva claro con fragmentos de feldespatos y de rocas, con dimensiones entre 1,0 mm y 3,0 mm. Estas tufitas pasan en transición a conglomerado con rodados hasta de 10 mm entre los que predominan rocas volcánicas tales como andesita y traquita de soda. Se intercalan capas delgadas de lutita verde amarillento que contienen restos vegetales carbonizados y escasas hojas 60 m
- e) Toba gris pardo claro con matriz densa de aspecto silicificado que contiene cristales de plagioclasa blanca hasta de 2,0 mm. Los fragmentos líticos son escasos 115 m
- f) Toba de cristales gris claro con matriz densa algo cloritizada que encierra fragmentos de plagioclasa, cuarzo y esporádicas rocas afaníticas oscuras. Los tamaños máximos de estas inclusiones alcanzan hasta 3,0 mm 110 m
- g) Toba de lapilli con matriz fina gris oliva claro, epidotizada. Las inclusiones más numerosas corresponden a andesita porfírica con masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa abundantes hasta de 1,0 mm. La epidotización se ha extendido a ciertos fragmentos de andesita 15 m
- h) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris pardo claro a púrpura gris rojizo y fenocristales de plagioclasa blanco lechoso de contornos poco regulares y tamaños hasta 4,0 mm 15 m
- i) Toba verde azul pálido, capa guía en las "tobas multicolores". Posee matriz densa verde azul pálido que contiene plagioclasa blanca lechosa abundante con tamaños hasta de 4,0 mm y algunos escasos cristales de cuarzo transparente con tamaño inferior a 1 mm. Los clastos líticos son subordinados en número, presentan color gris pardo y tamaño hasta de 3,0 mm 15 m
- j) Toba de lapilli con matriz rojo pálido a púrpura rojo grisáceo que contiene fragmentos de plagioclasa blanca con tamaño máximo de 1,5 mm y clastos líticos densos y oscuros con tamaños hasta de 20 mm 40 m
- k) Toba de lapilli con matriz gris claro a gris oliva claro con abundantes fragmentos de plagioclasa blanco amarillento y escasos de biotita. Sus clastos líticos corresponden a traquita de soda y andesita gris afanítica. Dentro de la toba descrita se observan, muy esporádicamente, fragmentos mayores con gran redondeamiento y cuyos tamaños alcanzan hasta 10 cm 15 m

- l) Toba soldada rojo pálido con fragmentos de plagioclasa blanco lechoso hasta de 2,0 mm y esporádicos clastos líticos correspondientes a andesita afanítica pardo grisáceo con tamaños hasta de 10 mm 15 m
- m) Toba de lapilli con matriz densa pardo amarillento pálido que contiene fragmentos de plagioclasa y aislados granos de biotita. Los clastos líticos corresponden a andesita y traquita de soda afanítica gris verdoso oscuro, pardo amarillento oscuro y gris oscuro medio con tamaño máximo de 7 mm.
- La toba pasa en transición a brecha con fragmentos predominantemente andesíticos que alcanzan hasta 8 cm . . . 30 m
- n) Brecha verde rojizo con clastos hasta de 10 cm que corresponden a andesita porfírica de masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo y fenocristales de plagioclasa y augita hasta de 3,0 mm 30 m
- o) Toba de lapilli como en k) 110 m
- p) Toba soldada como en l) 170 m
- q) Brecha conglomerádica con matriz tufítica gris pardo que contiene granos de plagioclasa y fragmentos andesíticos subangulares a semirredondeados afaníticos y porfíricos de colores pardo grisáceo, gris oscuro y gris verdoso . . . 160 m
- r) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris oscuro medio a gris pardo y fenocristales de plagioclasa oxidados superficialmente que presentan color naranja amarillento y tamaños hasta 3,0 mm 50 m
- s) Toba de lapilli con matriz densa rojo grisáceo y fragmentos de plagioclasa y de rocas afaníticas pardo grisáceo oscuro y verde azul oscuro con tamaños máximos de 20 mm. En la parte más alta de estos estratos se encuentran tipos de tufita conglomerádica con matriz pardo pálido que contiene numerosos granos de feldespato blanco amarillento y clastos líticos redondeados a subangulares verde azul grisáceo muy cloritizados y con tamaño hasta de 20 mm . . . 8 m
- t) Conglomerado grueso con matriz constituida por arenisca gris cenicienta que encierra rodados de andesita porfírica gris y de traquita de soda porfírica púrpura rojo grisáceo con buen redondeamiento y tamaño hasta de 40 cm . . . 30 m

Total 1.303 m

3) *Sección Chacabuco*. La columna que se detalla a continuación ha sido obtenida mediante dos perfiles de dirección WE. El primero se extiende desde la quebrada del Infiernillo hasta el cerro Los Halcones y el segundo es la continuación estratigráfica de aquél, comprendiendo desde el cerro Ñipas hasta las cumbres más altas de las cadenas que va hasta el estero Pocuro.

La sección es parcial en lo que se refiere al miembro Tuquito, pues su base se sitúa en estratos que ya pertenecen a esta secuencia no habiéndose continuado hacia el oeste hasta alcanzar su contacto con la formación Abanico. Su techo, sin embargo, está señalado por el contacto concordante con el miembro Guanaco.

La secuencia es la siguiente de arriba hacia abajo:

a) Andesita porfírica con masa fundamental afanítica gris rojizo a pardo rojizo y fenocristales de plagioclasa y piroxena hasta de 3,0 mm. Numerosas amígdalas rellenas por zeolita.	130 m
b) Toba con matriz muy fina gris claro medio conteniendo fragmentos de plagioclasa y escasos clastos líticos púrpura rojo grisáceo correspondientes a un tipo andesítico semejante al de a)	10 m
c) Andesita como en a)	150 m
d) Toba soldada rosado naranja moderado, naranja muy pálido y pardo claro a gris claro conteniendo fragmentos de plagioclasa y escasos clastos líticos afaníticos oscuros. Se relaciona con los niveles de riolita y toba soldada descritos en a) de las dos secciones anteriores y probablemente también con las "tobas multicolores" en su parte basal	15 m
e) Andesita como en a)	25 m
f) Conglomerado medio a grueso con matriz constituida por una arenisca pardo amarillento pálido conteniendo rodados con buen redondeamiento y tamaños hasta de 10 cm que corresponden principalmente a andesitas porfíricas grises y rojizas. El conglomerado encierra gran cantidad de troncos fósiles silicificados con tamaños hasta de 80 cm y diámetro superior a 25 cm.	
Arenisca media a gruesa pardo amarillento pálido a gris amarillento constituida por granos de feldespatos, cuarzo, biotita y rocas afaníticas rojizas y grises.	
Lutita pardo amarillento moderado a pardo amarillento oscuro con restos vegetales carbonizados hasta de 2 cm. .	370 m
Total	700 m

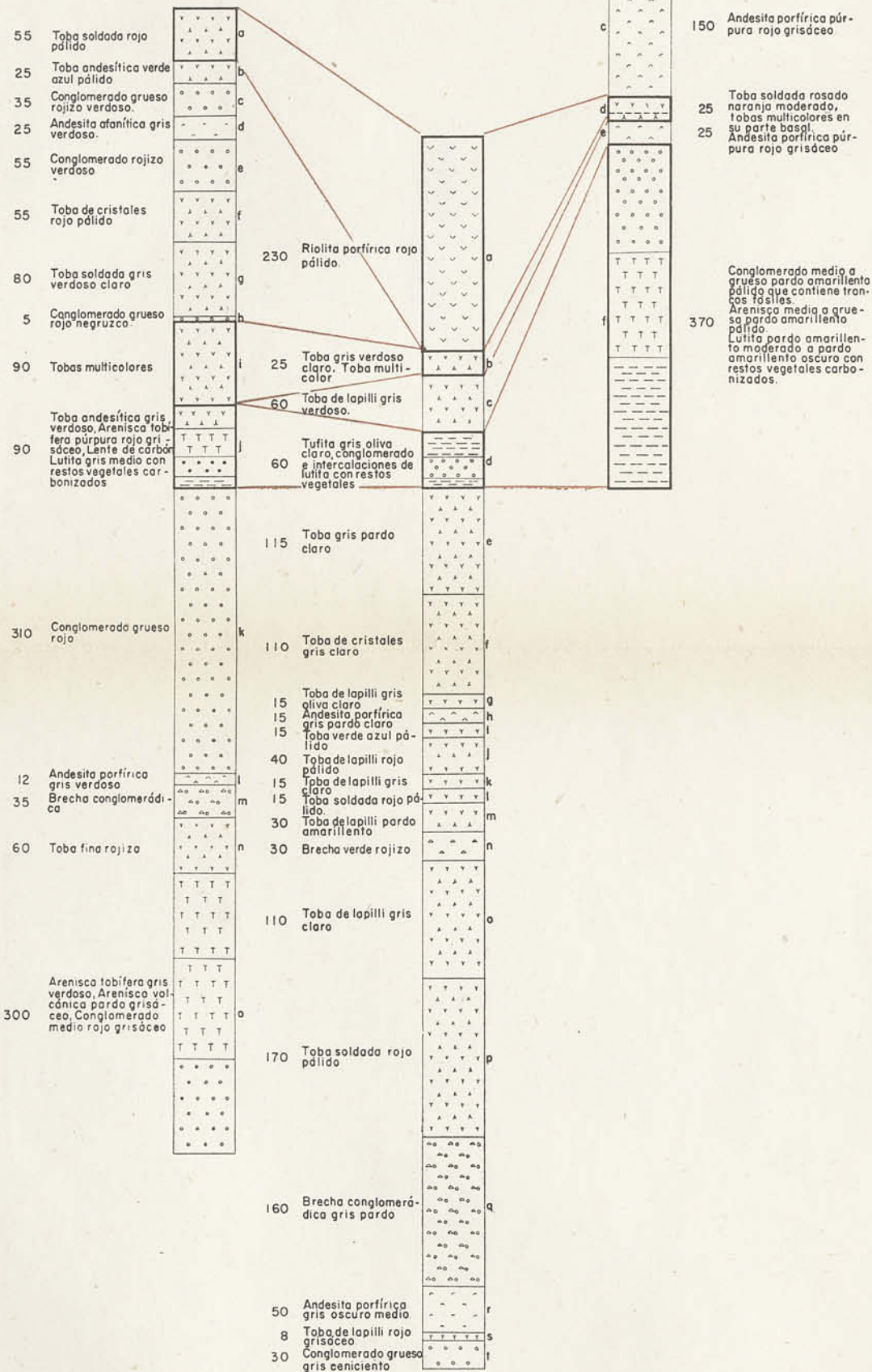


Figura 4- Esquema de correlación estratigráfica de las secciones Cordillera Tuquito, Cerro Las Ollas - Laguna del Toro y Chacabuco del miembro Tuquito, formación Farellones.

Aparte de las tres secciones principales descritas para el miembro Tuquito, se efectuaron dos travesías auxiliares con el objeto de facilitar las correlaciones litológicas. La primera de ellas consistió en un recorrido desde la cota 2.900 m s.n.m. en la quebrada Hualtatas, tributaria del río Aconcagua, hasta las cumbres de las alturas situadas al noreste del cerro Alto del Buitre y que miran hacia el estero Riecillos. La segunda sigue una línea SE, paralela en la mayor parte de su extensión al estero Rabones, y alcanza hasta el cerro Yaretas y la laguna del Toro. En ambos casos se obtuvieron secciones estratigráficas del tipo de las incluidas en el presente trabajo. Se hará referencia a ellas en la discusión de correlaciones entre las diferentes secciones del miembro Tuquito.

De las columnas descritas se desprende una litología bastante homogénea para esta unidad de la formación Farellones, advirtiéndose un marcado predominio de los componentes piroclásticos.

Por tratarse de formaciones volcánico-continentales, cuyos estratos por lo general experimentan acuñaientos y gradaciones laterales, es difícil establecer correlaciones capa por capa entre las columnas estudiadas. Algunos horizontes muy característicos, sin embargo, poseen considerable distribución areal, lo que los convierte en excelentes estratos guía (ver fig. 4). Tal es el caso de las riolitas y tobas soldadas que constituyen niveles altos del miembro Tuquito y que han sido descritas en a) de las secciones 1) y 2), y en d) de la sección 3). Estas mismas rocas aparecen en igual posición en el perfil auxiliar de quebrada Hualtatas recién mencionado.

El conjunto de tobas designado como "tobas multicolores" es probablemente la unidad guía más característica del miembro Tuquito, tanto por su coloración como por su gran extensión en superficie. Está constituida por una secuencia de ignimbritas y flujos de ceniza (ash flows) de fácil individualización en el terreno y en las fotografías aéreas. Puede establecerse una correlación entre i) de la sección Cordillera Tuquito, b) de la sección Cerro Las Ollas-Laguna del Toro y parte basal de d) de la sección Chacabuco.

Un conjunto de estratos constituido por tufita, toba arenisca y lutita se ubica en la parte media del miembro Tuquito. En las lutitas se encuentran restos vegetales semicarbonizados y esporádicas hojas. El conjunto en referencia corresponde al descrito en j) de la sección 1), d) de la sección 2) y f) de la sección Chacabuco. Estas mismas capas han sido encontradas también en el perfil auxiliar del estero Rabones.

Espesor. Los perfiles totales obtenidos para el miembro Tuquito en las áreas de cordillera Tuquito y cerro Las Ollas, señalan espesores bastantes aproximados con cifras cercanas a 1.300 m. La sección parcial Chacabuco posee un espesor de 700 m, representando la mitad superior del

miembro hasta su contacto con la unidad suprayacente Guanaco. En la mitad inferior no descrita, que se sitúa al oeste de quebrada Infiernillo se encuentran repetidos por fallas algunos de los estratos mencionados para el tramo más alto, tales como las riolitas y las "tobas multicolores" del cerro Las Mesas.

M i e m b r o G u a n a c o .

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. La región en que afloran las rocas más características del miembro Guanaco es la cadena de cerros que, con dirección general E, se extiende desde el cerro Ñipas hasta el estero Pocuro comprendiendo las alturas denominadas cerro Guanaco, que le ha dado nombre, Portezuelo Alfalfal y Cerro 2262 junto al Rincón de los Olivillos. Esta secuencia aparece también representada, con un espesor más reducido, en la región de cerro Las Ollas, quebrada Hualtatas y cordillera Tuquito.

El piso del miembro Guanaco es el contacto concordante con el miembro Tuquito y su techo está constituido por el contacto, también normal, con el suprayacente miembro Buitre.

La litología será descrita mediante secciones que corresponden a las mismas zonas que han servido para la definición del miembro Tuquito. Se ha modificado el orden de presentación con el objeto de comenzar por el área de Chacabuco que es aquella donde la secuencia presenta mayor desarrollo.

1. *Sección Chacabuco.* Aparte de intercalaciones de poco espesor de lavas basálticas y tobas, la totalidad de esta sección está constituida por un tipo de brecha muy característico que se denominará "brecha del Guanaco". Sus afloramientos se extienden desde Piedra Sonarunca a través de los cerros Guanaco, Piedra del Aguila, Divisadero, Rincón de los Olivillos, Cobre de Chacabuco, hasta muy cerca de la línea de falla que señala el contacto con la formación Abanico por el este. La matriz de estas brechas es de naturaleza tobífera, presentando generalmente color gris claro medio a gris verdoso. En zonas contiguas a intrusiones filonianas andesíticas, esta matriz ha sido parcialmente invadida por fluidos provenientes del magma advirtiéndose en ella una gran cantidad de cristales columnares de oxi-hornblenda. Al meteorizarse, la matriz presenta un aspecto semipulverulento y color gris verdoso claro. Los clastos cristalinos que la integran corresponden principalmente a plagioclasa que presenta zeolitización íntima a través de sus grietas y que en parte exhibe notable arcillización, y a piroxena, determinada como augita diopsídica. El tamaño máximo de estos clastos alcanza hasta 3 mm. En cuanto a los representantes líticos en la

matriz ellos son menos abundantes que los cristalinos y corresponden, en su gran mayoría, a andesita gris rojizo.

Los fragmentos de la brecha varían mucho en tamaño a través de toda el área de afloramiento. Sus dimensiones máximas alcanzan hasta dos metros advirtiéndose que este tipo de tamaño excepcional se encuentra circunscrito a ciertas zonas bien determinadas, probablemente contiguas a primitivos centros explosivos. Los clastos son en general angulares y se distribuyen en la matriz sin una orientación preferente; son predominantemente andesíticos en composición, destacando la presencia de la andesita de color gris rojizo descrita en la sección Chacabuco del miembro Tuquito. Siguen en importancia andesita gris verdoso afanítica y otra porfírica con fenocristales de plagioclasa abundantes y anfíbola escasa. Estos fragmentos están comúnmente epidotizados y cloritizados, lo que confiere a la brecha en total el aspecto abigarrado que presenta desde cierta distancia. En la cumbre del cerro Cobre de Chacabuco se observó un clasto de andesita gris rojizo incluido en la brecha, el que a su vez contenía en su interior un fragmento angular de diorita muy característica constituida por un arreglo hipidiomorfo de plagioclasa y anfíbola.

En el área inmediatamente contigua a Piedra Sonarunca, es posible observar dentro de la brecha, intercalaciones de algunos metros de espesor de areniscas finas bien laminadas y conglomerados gruesos. Esto hace suponer que el material eyectado fue en parte removido y depositado en agua bajo forma de corrientes de barro. También en las cercanías de Piedra Sonarunca se observan estratos de brecha depositados sobre una nítida superficie de discontinuidad la que puede seguirse por algunos cientos de metros y que se encontraría muy cercana a la base del miembro Guanaco.

El considerable espesor, cercano a 1.400 m, que la brecha presenta en el área de Chacabuco-Pocuro, sumado a la distribución de tamaño observada para sus fragmentos mayores, hace suponer que ella constituye un fenómeno localizado. Hacia el este estas rocas se caracterizarían por un acuñaamiento rápido y por una progresión de la fase volcánico-explosiva, causante de las brechas, a una fase de lavas, material este último que es preponderante en el miembro Guanaco tal como será definido para las secciones próximas más orientales.

Se recorrió un perfil que sigue aproximadamente la línea Piedra Sonarunca-Cerro Guanaco-Portezuelo Alfalfal-Rincón de los Olivillos-Estero Pocuro. El techo del miembro Guanaco no aparece expuesto en la región de Chacabuco. La sección estratigráfica obtenida del perfil es la siguiente, de arriba hacia abajo, a contar de los estratos que ocupan las cimas más altas, hasta el contacto con el techo del miembro Tuquito.

- a) Brecha media a gruesa con matriz tobífera gris claro medio a gris verdoso, constituida por fragmentos de plagioclasa, piroxena y rocas andesíticas; clastos de andesitas gris verdoso porfíricas y afaníticas, en parte cloritizados y epidotizados. Corresponde a la "brecha del Guanaco", descrita anteriormente en detalle 125 m
- b) Basalto gris oscuro medio de textura granular fina a media, constituido por cristales de plagioclasa (labradorita) y augita con tamaños hasta de 2,5 mm 25 m
- c) Brecha como en a) 30 m
- d) Basalto como en b) 25 m
- e) Brecha como en a) 100 m
- f) Andesita porfírica con masa fundamental densa púrpura rojizo, donde predomina el material vítreo, y fenocristales de plagioclasa zeolitizada y augita hasta de 2,0 mm. Basalto porfírico con masa fundamental afanítica a granular muy fina gris oscuro medio y fenocristales de plagioclasa hasta de 1,5 mm.
- Toba gris verdoso claro ceniciento con fuerte alteración a epidota y sericita 15 m
- g) Brecha como en a) 120 m
- h) Andesita y toba como en f) 10 m
- i) Brecha como en a) 370 m
- j) Basalto gris oscuro medio con textura granular fina a media, constituido por plagioclasa transparente y augita con tamaños hasta de 2,0 mm 30 m
- k) Brecha como en a) 170 m
- l) Basalto como en j) 20 m
- m) Brecha como en a) 195 m.
- n) Arenisca tobífera media gris oliva claro que contiene granos subredondeados de plagioclasa, augita diopsídica, anfíbola, magnetita y rocas afines a la andesita gris rojizo del miembro Tuquito.
- Toba de lapilli con matriz constituida por arenisca tobífera con cemento arcilloso-clorítico. Los clastos mayores alcanzan hasta 10 mm y corresponden en su mayoría a andesita porfírica rojiza 15 m
- o) Brecha como en a) 270 m

Total 1.520 m

2. *Sección Cordillera Tuquito.* La secuencia de estratos es la siguiente de arriba hacia abajo; desde su contacto con la de la base del miembro Buitre hasta el techo del miembro Tuquito:

a) Toba gris-azul medio que contiene fragmentos cristalinos de plagioclasa y clastos basálticos hasta de 3 mm. Arenisca tobífera media a fina gris-azul medio con clastos semejantes a la toba anterior. Intercalaciones de lutita verdosa y conglomerado medio gris claro	180 m
b) Andesita afanítica gris medio a gris oscuro medio . . .	25 m
c) Brecha con matriz tobífera verde rojizo y fragmentos de varios centímetros de colores púrpura rojo grisáceo y verdoso	110 m
Total	315 m

3. *Sección Cerro Las Ollas-Laguna del Toro.* Se presenta la sucesión siguiente de arriba hacia abajo desde la base del miembro Buitre al techo del miembro Tuquito:

a) Toba gris azulejo medio con matriz fina vítreo-clorítica y fragmentos de basalto porfírico púrpura gris oscuro, con poros cloríticos. Los clastos cristalinos son escasos y corresponden a plagioclasa y magnetita	60 m
b) Basalto porfírico con masa fundamental afanítica a granular muy fina gris oscuro medio y fenocristales de plagioclasa brillantes y transparentes hasta de 3,0 mm. . .	100 m
c) Toba cenicienta caolinizada con guías limoníticas . . .	20 m
Total	180 m

En la región del perfil auxiliar Hualtatas, el miembro Guanaco está representado exclusivamente por basalto semejante al descrito en b) de la sección 3), presentando un espesor cercano a los 350 m.

Las mejores capas guías de este miembro son los basaltos oscuros de b) de secciones 1) y 3). En la sección Chacabuco estos estratos se subordinan totalmente a la "brecha del Guanaco", en tanto que en la región más oriental predominan claramente sobre el resto de las unidades de la secuencia. Las brechas anteriormente mencionadas no tienen valor para los efectos de correlación por las razones ya expresadas.

Espesor. La desigual propagación de algunos estratos de este miembro hace difícil asignar un valor numérico a su espesor. De 1.520 m en la sección Chacabuco pasa a potencias de sólo 300 a 350 m en cordillera Tuquito y Hualtatas y de 180 m en Cerro Las Ollas-Laguna del Toro.

Miembro Buitre.

Distribución, relaciones estratigráficas y litología. Representa las rocas estratigráficamente más altas de la formación Farellones, reconocidas en el presente trabajo. Sus afloramientos se encuentran exclusivamente en la región al este del estero Pocuro, donde ocupan las cumbres más elevadas tales como el cerro Yaretas, los cerros de Valdivia, la parte superior del Alto del Buitre, el cerro Tuquito y otros. Su contacto con el miembro infrayacente Guanaco es fácilmente discernible desde gran distancia por el contraste de color entre el grisáceo azulejo de las tobas que forman allí el nivel superior de este miembro y el pardo oscuro de las lavas del miembro Buitre. Su individualización en las fotos aéreas se facilita por la misma circunstancia.

Su piso es el contacto concordante con el miembro Guanaco en tanto que su techo no está expuesto en la región, ya que estas lavas se extienden en forma continua hasta las mayores alturas.

El miembro Buitre, tal como aparece en las secciones Cerro Las Ollas-Laguna del Toro y Cordillera Tuquito, se compone exclusivamente de basalto porfírico con masa fundamental afanítica gris oscuro y fenocristales de plagioclasa (labradorita) tabulares transparentes y brillantes, aunque en parte enturbiados por una tonalidad ámbar proveniente de la invasión de los cristales por material hialino de la masa. El tamaño medio de estas plagioclasas es de 3 cm alcanzando hasta 4 y 5 cm. La mayoría de ellas se dispone en posición subparalela según el eje mayor de la sección, indicando así la dirección de fluencia. Esporádicamente, aparece también augita entre los fenocristales con tamaños cercanos a los 3 mm.

Espesor. Por no estar expuesto su techo no ha sido posible definir un límite superior para la secuencia. Los espesores parciales obtenidos son de 800 m en cordillera Tuquito y 100 m en el área de Laguna del Toro.

Espesor de la formación Farellones y perfil generalizado. Los espesores parciales obtenidos para los tres miembros que la constituyen indican un amplio rango de valores para la potencia total de la formación Farellones. De especial importancia en este sentido es el desarrollo del miembro Guanaco que proporciona espesores altos en la región desde Chacabuco al estero Pocuro. La ausencia del techo del miembro Buitre, por otra parte, impide dar una cifra exacta para esta unidad. En las áreas más orientales, menos afectadas por fenómenos de carácter local, la potencia obtenida para esta serie es muy cercana a 2.500 m. Es posible suponer que el espesor máximo de la formación Farellones se

FORMACION FARELLONES

PERFIL COLUMNAR GENERALIZADO

Basado en la correlación de las secciones siguientes:

1. Sección Chacabuco.
2. Sección Cerro las Ollas - Laguna del Toro
3. Sección Cordillera Tuquito

Completado mediante perfiles en la quebrada Huatatas y el estero Rabones

NOTA. Los niveles enmarcados corresponden a estratos guías.

100mts 0 100 200 300mts

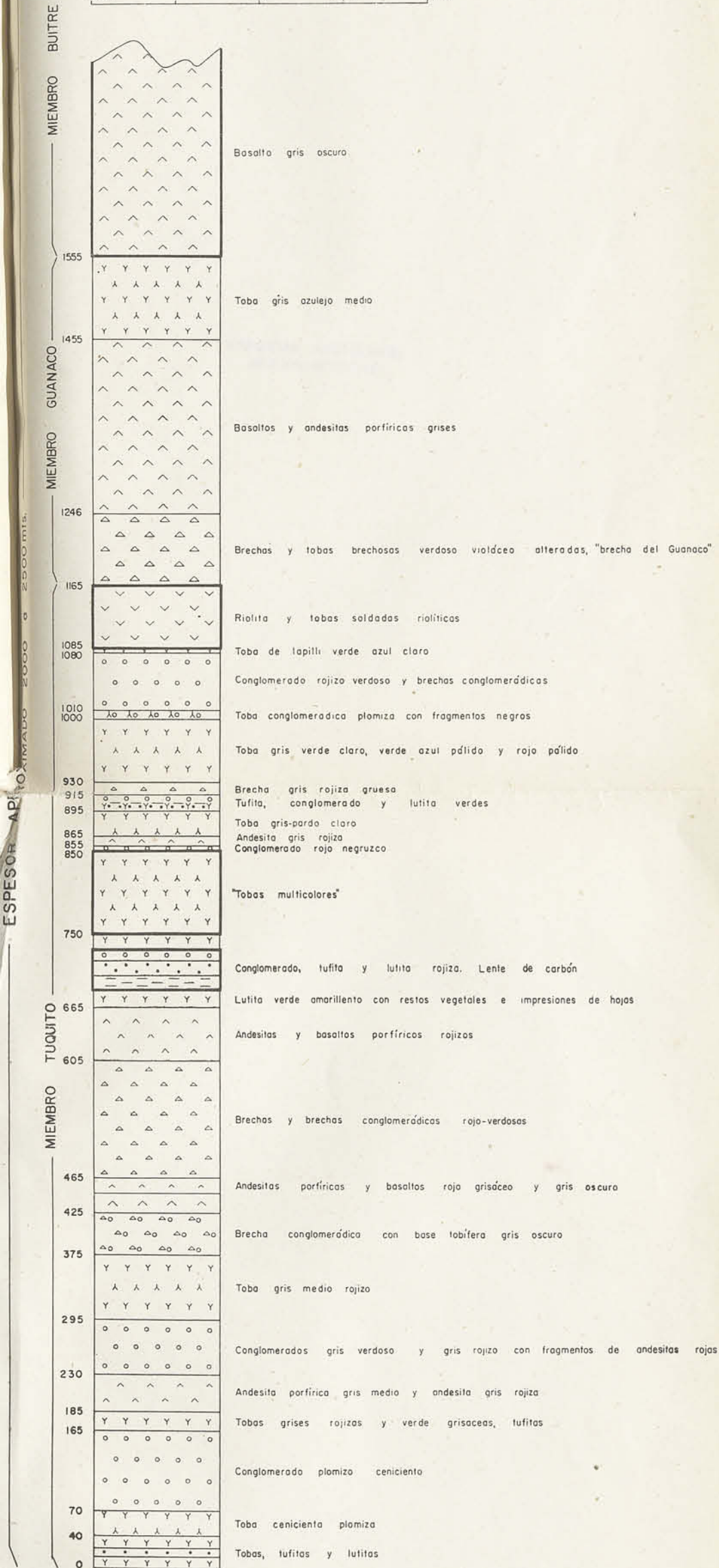


Fig 5

aproxima a los 3.000 m, mientras que sus valores mínimos son cercanos a los 2.000 m.

El estudio de las correlaciones litológicas, basado en la posición estratigráfica de capas guías en los tres perfiles que han servido para describir los miembros reconocidos en la formación que se estudia, ha permitido obtener una columna generalizada que puede resultar de utilidad práctica para reconocimientos futuros de estos estratos. Este perfil columnar está representado en la figura 5 y en él se han enmarcado las capas guías que sirvieron de base a las correlaciones.

Edad, correlación y condiciones de deposición de la formación Farellones. No se han encontrado hasta el momento fósiles capaces de indicar una edad para esta secuencia. Los únicos restos orgánicos obtenidos corresponden a fragmentos de troncos silicificados presentes en capas de conglomerado y a escasas impresiones de hojas en estratos lutíticos.

Su posición respecto a la formación Abanico, sobre la cual descansa en discordancia angular, y la edad que se ha atribuido a esa formación indicarían para Farellones una edad límite inferior correspondiente al Coniaciano inferior a medio. Respecto a su edad límite superior, el autor confiere gran importancia a las relaciones litológicas y estratigráficas que ligan a estas rocas con ciertos estratos marinos de la costa cercana a Santiago y que se describirán a continuación.

En Algarrobo, balneario marítimo situado a unos 90 Km en línea recta al este de Santiago, Brügger (1915, p. 7) describió una serie de conglomerados y areniscas de edad cretácica que cubren, en la quebrada La Municipalidad, afloramientos de diorita. Estas capas se correlacionan con los estratos de la Quiriquina, que corresponden al Senoniano superior, atribuyéndoselos más precisamente al Maestrichtiano (Hoffstetter *et al.*, 1957, p. 303). Muñoz Cristi (1960, p. 13) describe algunas especies petrográficas presentes bajo forma de rodados en los conglomerados cretácicos de Algarrobo y señala la gran abundancia de ejemplares característicos de la formación Farellones encontrados entre ellas. Supone así Muñoz Cristi (*op. cit.*, p. 14) que el conglomerado en cuestión debió haberse depositado "en la cercanía de la desembocadura de un río cuyo aporte era casi exclusivamente el material de Farellones...". Por otra parte, Beatriz Levi y el presente autor (1960) han estudiado el material proveniente de un muestreo detallado de dichos conglomerados con el propósito de comparar su litología con los perfiles tipos que se exponen en el presente trabajo. Esta investigación ha establecido que el contenido lítico de estos sedimentos corresponde aproximadamente en un 15% a capas muy características de la formación Farellones. De la fauna presente en la matriz del conglome-

rado y recolectada durante el muestreo de detalle a que se ha hecho referencia, Corvalán (Ruiz, *et al.*, *op. cit.*, p. 13) concluye que la edad de estas capas corresponde al Campaniano superior y no al Maestrichtiano como se había pensado anteriormente.

De acuerdo con este antecedente, podría concluirse que es muy probable que la formación Farellones sea más antigua que el Campaniano superior. El autor atribuye, en forma tentativa, el plegamiento que puso fin a la depositación de la formación Farellones, a la fase de la orogénesis Subhercínica acaecida durante el Santoniano inferior y conocida como fase Ilseider por los geólogos alemanes. Dicha edad podría considerarse, en consecuencia, como el límite superior de esta formación.

Al tratar sobre la edad de la infrayacente formación Abanico se ha mencionado la edad plomo-alfa de 105 ± 10 millones de años obtenida para el granito que en Los Loros, provincia de Atacama, intruye a la formación Hornitos considerada por Segerstrom (1959a, p. 13), equivalente a la de Farellones. Esta cifra, de acuerdo con la escala de tiempo absoluto de Kulp (*op. cit.*), estaría en conflicto con el límite inferior de edad coniaciana inferior a media supuesto aquí para esta última formación. El autor del presente estudio considera prematuro derivar una conclusión definitiva en base a esta única determinación*.

Hacia el sur de la región en estudio, en la parte nor-oriental de la provincia de Santiago, el autor ha reconocido la presencia de los miembros Tuquito y Guanaco de la formación Farellones en el tramo comprendido entre la localidad de Corral Quemado, en el valle del río San Francisco y la aldea de montaña Farellones. Las correlaciones litológicas con la región de Aconcagua son numerosas y especialmente notables en lo que respecta a la continuidad de los estratos guías descritos anteriormente.

Esta formación continúa aflorando aún más al sur donde ha sido descrita por Klohn (*op. cit.*, p. 67) con el mismo nombre de Farellones, en los Andes de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó.

Howell y Molloy (1960, pp. 872-874) han descrito la formación Farellones como se presenta en las inmediaciones de la mina El Teniente, ubicada en los Andes de la provincia de O'Higgins. La dividen en tres miembros: inferior, medio y superior, los que probablemente podrían correlacionarse con los miembros Tuquito y Guanaco. Sin embargo, establecen que estos miembros estarían separados por discordancias angulares no observadas en la región objeto del presente estudio.

*Dos muestras de granodiorita provenientes de una intrusión que atraviesa el miembro Guanaco en la quebrada Rieillos, están siendo estudiadas por el método plomo-alfa en el Laboratorio de Geocronología del U. S. Geological Survey, en Washington D. C.

La formación Farellones se correlaciona directamente con la formación Lo Valle, descrita por Thomas (*op. cit.*, p. 62) para la región entre Montenegro y Chacabuco, en la provincia de Santiago.

La formación Farellones se correlaciona también con la formación Hornitos de la provincia de Atacama (Segerstrom, 1959a, p. 12; 1959b, p. 12; 1960a, p. 15; 1960b, p. 11), donde las características litológicas de esta serie son notablemente similares a las descritas en el presente estudio. Cabe señalar a este respecto la presencia, entre los estratos de Hornitos, de niveles de flujos de ceniza (ash flows) con variados colores y que han servido a Segerstrom como capas guías. Estos estratos son correlacionables con las "tobas multicolores" del miembro Tuquito.

Al igual que la formación Abanico, la formación Farellones fue depositada durante un período de volcanismo intenso. En algunas áreas se desarrollaron cuencas lagunares de regular extensión, donde se originaron las sedimentitas con flora fósil del miembro Tuquito.

SISTEMA CUATERNARIO.

Los depósitos cuaternarios más importantes de la región corresponden a sedimentos aluviales recientes que se encuentran rellenando los valles de los ríos Aconcagua, Blanco, Leones y Juncal que forman la red principal de drenaje. Especialmente importante es la acumulación de estos sedimentos en el amplio valle que se sitúa entre las ciudades de San Felipe y Los Andes, del cual emergen esporádicamente algunos pequeños cerros islas constituidos por rocas de la formación Farellones. Hacia el sur de la localidad Casas de Chacabuco, y en conexión con los esteros de Chacabuco y del Infiernillo, estos sedimentos vuelven a ocupar una superficie de considerable extensión.

En los valles de los ríos Leones, Blanco y Juncal se presentan preferentemente estratos de naturaleza fluvio-glacial, en tanto que las morenas adquieren mayor distribución hacia las cabeceras de estos cursos. El mayor desarrollo de depósitos morénicos se encuentra en el extremo más oriental del área, estando directamente ligado al sistema de glaciares como en el caso del Alto de los Leones, Monos de Agua, San José y Lagunilla.

ROCAS INTRUSIVAS.

LOS INTRUSIVOS CRETÁICOS Y SUS DERIVADOS.

DISTRIBUCIÓN. Los afloramientos de rocas intrusivas más importantes de la región forman parte del complejo petrológico conocido hasta ahora en Chile bajo el nombre de Batolito Andino o Batolito de Diorita Andina.

Recientes determinaciones de edad plomo-alfa e investigaciones de terreno (Ruiz, *et al.*, *op. cit.*) han permitido establecer que la llamada Diorita Andina no representa una unidad sincrónica a lo largo del país, sino que está constituida por varios ciclos de plutonismo de edades diversas.

Desde el punto de vista petrológico estos diferentes ciclos plutónicos comprenden numerosas facies diferenciadas silíceas y mesosilíceas generadas por procesos magmáticos, como también otras producidas por fenómenos de granitización.

En el área que se describe, estas rocas presentan su mayor distribución en superficie en las partes central y nor-oriental. En el estero Riecillos aparecen constituyendo un afloramiento de cerca de 45 Km² con elongación N. A la zona de confluencia con la quebrada Chacayes corresponden las muestras tomadas para determinación de edad plomo-alfa a que se ha hecho referencia anteriormente en nota al pie. Es muy probable que las cúpulas intrusivas ligadas a este afloramiento se encuentren a muy poca profundidad en las zonas de cerro Las Ollas y cordillera del Mesón, situadas al noroeste, como lo atestigua cierta alteración hidrotermal que allí se observa.

Hacia el norte, en la región del río Colorado, los intrusivos aparecen en tres áreas mayores de afloramiento. Estas intrusiones han determinado, en el extremo oeste del conjunto, una zona de alteración hidrotermal en las rocas de la formación Abanico.

Directamente al sur de la estación ferroviaria Portillo afloran también rocas de naturaleza diorítica que han provocado igualmente una aureola hidrotermal, especialmente notable en la orilla sur del río Juncal, próxima a la confluencia de éste con el río Aconcagua. En el extremo oriental del área las rocas batolíticas afloran en diversos puntos, siendo más características aquellas que, junto a la quebrada de San José han producido un metamorfismo termal de poca extensión sobre los calcáreos de la formación de ese nombre.

Los filones derivados de las rocas batolíticas son de variados tipos. En el faldeo noroeste del cerro El Barco, un filón manto de microdiorita de 30 m de espesor se asocia por considerable distancia a los estratos de la formación Abanico. Igual tipo de filón manto se observa en la falda sur del cerro Las Ollas, aunque su potencia es pequeña para ser representado en el mapa. En los cerros al sur de la bocatomía situada a unos 5 Km al oeste del pueblo de Río Blanco, existe un afloramiento de pórfido diorítico de poca extensión areal. Pórfidos, lamprófidios y microdioritas son abundantes en el extremo oriental, especialmente en las zonas de los esteros Navarro, Lagunilla y San José, aunque sus espesores y distribución en superficie son insuficientes en muchos casos para representarlos gráfica-

mente a la escala del mapa. Una gran cantidad de filones se encuentra atravesando los estratos de la formación Cristo Redentor en la zona del límite internacional. Su meteorización impide, sin embargo, establecer claramente su naturaleza petrográfica, pero su aspecto parece indicar que se trata de filones lamprofídicos.

PETROGRAFÍA. En el área del estero Riecillos, a 1 Km aproximadamente de la confluencia de éste y de la quebrada Chacayes, se recolectaron muestras que corresponden a una granodiorita hipidiomorfa de grano medio y de color gris muy claro a gris claro rosáceo, constituida por: plagioclasa, que varía de oligoclasa cálcica a andesina intermedia; microperitita, cuarzo, anfíbola, biotita y, como minerales accesorios, esfeno, magnetita, leucoxeno, apatita, turmalina y zircón. Puede apreciarse que algunos cristales de biotita se encuentran parcialmente transformados a clorita. Un análisis modal efectuado por B. Levi en estas rocas dio el siguiente resultado en volumen:

Plagioclasa (An_{25} a An_{40})		55 %
Cuarzo		13
Feldespato potásico		20,5
Anfíbola (hornblenda)		7,5
Biotita		3,5
Otros		0,5
Total		100,0 %

En la región próxima a la estación ferroviaria Portillo se presenta una diorita hipidiomorfa de grano medio a grueso y de color rosado naranja grisáceo; la plagioclasa es predominante, el cuarzo muy subordinado y los minerales máficos corresponden a biotita y anfíbola cloritizadas.

En la zona de San José y del estero Navarro aflora una diorita hipidiomorfa de grano medio gris verdoso que está constituida principalmente por plagioclasa, hornblenda y biotita cloritizada. Esta roca pasa en transición a tipos más finos de igual color y mineralogía.

Los filones mantos mencionados para la región de Cerro El Barco y Cerro Las Ollas corresponden a una microdiorita hipidiomorfa de grano fino constituida por plagioclasa, augita, anfíbola cloritizada y magnetita, existiendo además venillas de zeolita.

Los pórfidos dioríticos que aparecen en los cerros al sur de la bocatomía al este del río Blanco, son rocas porfíricas con masa fundamental granular muy fina gris verdoso y están provistas de fenocristales de plagioclasa blanca tabular equidimensional con tamaños hasta de 10 mm y de anfíbola negra brillante en agujas hasta de 2,5 mm. Estas rocas contienen numerosos encla-

ves que alcanzan tamaños de varios decímetros y que corresponden a tipos microdioríticos gris verdoso medio de textura granular muy fina.

Las zonas de alteración hidrotermal contiguas a las intrusiones batolíticas están caracterizadas por una fuerte epidotización, la cual es muy manifiesta en la región del estero Juncalillo y en la zona del río Colorado. También es abundante en estas aureolas el óxido de hierro, que bajo la forma de limonita confiere coloración típica a superficies considerables en la zona del río Juncal, entre la quebrada Chorrillos y el estero Potrero Escondido.

EDAD Y CORRELACIÓN. Existe evidencia de terreno que los intrusivos descritos atraviesan inclusive hasta el miembro Guanaco de la formación Farellones. Por otra parte, la ausencia de fenómenos cataclásticos en estas rocas, tanto macro como microscópicos, estarían indicando que se trata de un plutonismo tardío, posterior a las tres orogénesis que plegaron las formaciones Cristo Redentor, Abanico y Farellones y que han sido atribuidas, las dos primeras, al Albiano superior y al Coniaciano inferior a medio, respectivamente. No hay antecedentes que permitan conocer la edad del plegamiento que afectó a la formación Farellones, aunque tentativamente podría asignársele a la fase del plegamiento Subhercínico acaecida durante el Santoniano inferior y conocida como fase Ilseder. La intrusión de las rocas graníticas representaría una actividad postcinemática relacionada con la fase citada y habría seguido inmediatamente a esta orogénesis de manera que su edad sería esencialmente santoniana.

La homogeneidad textural y mineralógica de los tipos plutónicos presentes en la región, indicaría que todos ellos forman parte del mismo ciclo. No se han observado tampoco relaciones estratigráficas directas que permitan suponer la presencia de una actividad no contemporánea con la descrita. Existen, sin embargo, antecedentes indirectos que llevan a postular la existencia de una actividad plutónica más antigua. Ellos se refieren al hallazgo de fragmentos de diorita, rocas filonianas asociadas y abundantes clastos cristalinos de biotita y anfíbola en la matriz y en los clastos de brechas y conglomerados brechosos de la zona de Portillo-Caracoles. La posición estratigráfica de estas rocas, cercanas a la base de la formación Abanico, y sus rasgos litológicos, sugiere que se trata de sedimentos inmediatamente posteriores a la orogénesis que puso fin a la depositación de la formación Cristo Redentor. La rápida erosión que acumuló este gran espesor de brecha y conglomerado grueso, debió alcanzar en profundidad hasta las cúpulas de cuerpos intrusivos más antiguos, probablemente correspondientes al ciclo plutónico ligado a la orogénesis del Jurásico superior y descrito para el norte de Chile (Ruiz *et al.*, *op. cit.*, p. 20) y que hasta ahora no ha sido evidenciado en la región central del país. Otro indicio de la existen-

cia de una actividad intrusiva anterior a aquella a la cual pertenecen las rocas graníticas del área, lo constituye la presencia de un fragmento de diorita de aproximadamente 3 cm en el interior de un clasto de andesita gris rojizo que a su vez forma parte de las brechas del miembro Guanaco en la zona del cerro Cobre de Chacabuco. El gran tamaño de los fragmentos de la brecha volcánica en esas inmediaciones, junto al hecho de existir innumerables chimeneas andesíticas, sugiere que esos puntos corresponden a centros explosivos y que el material diorítico debió haber sido arrastrado desde un nivel profundo de la chimenea volcánica.

En resumen, se podría concluir que las intrusiones batolíticas que afloran en la región estudiada, se habrían emplazado con posterioridad al plegamiento de la formación Farellones, probablemente durante el Santoniano. Por otra parte, según acaba de verse, existen relaciones indirectas que permiten suponer la presencia de un ciclo intrusivo más antiguo que se puede asignar tentativamente al límite Jurásico-Cretácico.

OTROS INTRUSIVOS.

Se incluyen bajo esta denominación varios tipos de intrusivos de carácter máfico, aparentemente no relacionados con las rocas graníticas recién descritas, existiendo consenso en considerarlos posteriores a éstas. Aunque sin haber podido observar directamente sus relaciones de terreno con las rocas graníticas, Thomas (*op. cit.*, p. 74) supone que se trata de intrusivos posteriores al Oligoceno y que probablemente se ligarían a la gran actividad volcánica del Plioceno que originó lavas andesíticas y basálticas en regiones vecinas.

En la zona que se estudia, estas rocas tienen su mayor distribución en los alrededores de la Cuesta de Chacabuco y de la meseta Rincón de los Olivillos donde constituyen cuerpos de regular volumen y filones numerosos. Atraviesan aquí a los estratos de los miembros Tuquito y Guanaco de la formación Farellones. Hacia el este sus afloramientos son esporádicos, reduciéndose a filones de pocos metros de espesor. Tal es el caso en los alrededores de Cerro Chuncho, Quebrada Hualtatas, Espinazo del Diablo y Cordillera Tuquito. En el camino que va desde el campamento Los Morros a la mina Yesera de Juncal, se encuentran numerosos filones verticales de pórfido gábrico de 1 a 5 metros de potencia.

Desde el punto de vista petrográfico, se distinguen dos tipos principales que corresponden a andesitas y basaltos. Los afloramientos más extensos del tipo andesítico son los presentes en la planicie Rincón de los Olivillos, en Cerro Cobre de Chacabuco y en Cerro El Viento. De acuerdo a su

textura se los puede dividir en porfíricos y afaníticos. Los primeros tienen una masa fundamental afanítica gris medio a gris verdoso, con variedades sedosas y granulares finas. Sus fenocristales corresponden a plagioclasa (andesina cálcica) con tamaños que varían entre 2 y 10 mm y anfíbola (oxi-hornblenda) negro verdoso que alcanza hasta 10 mm. Las andesitas afaníticas tienen colores gris medio, gris oscuro medio y gris azulejo medio. Rasgo común de estas rocas en un bandeamiento determinado por manchas delgadas, subparalelas, de color púrpura rojo grisáceo y debidas a acumulación selectiva de material vítreo-hematítico. Sus texturas más comunes son la intergranular y la intersertal, estando constituidas por microlitas feldespáticas, magnetita, anfíbola y augita escasa. Tanto a los tipos porfíricos como afaníticos se liga en muchos lugares una acción mineralizadora, que se manifiesta por la presencia de oxidados de cobre, cuarzo en drusas, calcita y pedernal rojizo. También son numerosos los poros rellenos por calcita y zeolita. Respecto a este último mineral puede decirse que la acción zeolitizante es un fenómeno característico producido tanto por las andesitas que aquí se describen como por los basaltos que se mencionarán más adelante. Esta acción alcanza incluso una escala microscópica traducida en la alteración íntima de los cristales de plagioclasa en los estratos de la formación Farellones influenciados por la cercanía de estos intrusivos. En las regiones directamente contiguas a Rincón de los Olivillos y al cerro Cobre de Chacabuco, los cuerpos andesíticos están acompañados por una red de filones alunitíferos que aparecen como rocas de color gris pardo claro con abundante limonitización superficial. Al microscopio, presentan textura alo-triomorfa equigranular con cuarzo y alunita, de tamaños medios de 0,05 mm y tendencia al bandeamiento, debido a la disposición en fajas de los cristales de alunita.

Los tipos basálticos son numerosos en la zona de cerro Los Halcones y hacia el oeste del túnel Chacabuco. Son rocas de textura afanítica a granular fina de color gris oscuro a gris oscuro medio, constituidas por gran cantidad de plagioclasa brillante y augita.

Hacia el este del estero Pocuro las rocas intrusivas basálticas son poco conspicuas, reduciéndose a sistemas de filones delgados cuyas características petrográficas corresponden a las descritas para los tipos andesíticos de textura afanítica. Una excepción la constituyen los filones que atraviesan los estratos basales de la formación Abanico en el tramo de camino comprendido entre la mina Yesera de Juncal y el campamento Los Morros. Se trata aquí de pórfido gábrico de masa fundamental afanítica púrpura rojo grisáceo a púrpura grisáceo con fenocristales de plagioclasa (labradorita intermedia) y augita hasta de 2,5 mm.

ESTRUCTURA.

Los movimientos tectónicos que afectaron a la región provocaron el desarrollo de plegamientos, fallas, diaclasas y discordancias.

El rumbo general de los estratos es N en todas las formaciones reconocidas. Sin embargo, las características estructurales de estos conjuntos se hacen progresivamente más complejas hacia el extremo oriental del área y por otra parte las diversas fases orogénicas parecen haber impreso rasgos típicos a las formaciones que ellas afectaron. Esto último es particularmente notable en relación con las diferencias de estructura que se observan entre las rocas depositadas con anterioridad al movimiento que plegó la formación Abanico y los estratos de la formación Farellones. Las primeras presentan por lo general buzamientos pronunciados, están fuertemente plegadas e incluso volcadas en ciertas áreas. Las capas de Farellones, por el contrario, exhiben plegamientos amplios con alas de pequeño ángulo de buzamiento y sólo localmente están afectadas por flexuras en peldaño.

Las fallas y fracturas son numerosas en el extremo oriental de la región y en la zona contigua a una falla mayor que pasa con dirección N al este del pueblo de Los Andes.

Dos discordancias, que se ubican en la base de las formaciones Abanico y Farellones, han sido reconocidas en la región.

Se describen a continuación los rasgos estructurales más importantes de oeste a este, o sea, en el sentido de complejidad creciente de los mismos.

Pliegues. El rumbo general de los ejes es N y los pliegues de mayor extensión areal se encuentran en la parte oriental.

Al sur del pueblo de Los Andes, entre la Cuesta de Chacabuco y la orilla occidental del estero Pocuro, los estratos de la formación Farellones (ver perfil B-B') constituyen un amplio sinclinal cuyo eje estaría señalado por una línea NS por las cumbres de los cerros Divisadero, El Viento y 2262. El ala occidental de este pliegue buza hacia el E con un valor medio de 30° y con un mínimo de 10° al NNE en el tramo entre cerro Las Ñipas y Portezuelo Alfalfal. En el ala oriental, las capas buzan al W con valores cercanos a 20° .

Desde la falla al este de Los Andes hacia el oriente (ver perfiles A-A' y B-B') la formación Abanico se dispone con rumbo general N y buzamiento al E de 30° en promedio. Localmente, como en los alrededores de los cerros Mocoén y La Montera, la inclinación de los estratos se aproxima a la vertical. Este tramo termina en un sinclinal apretado de eje N que cruza el camino internacional unos dos kilómetros al este del pueblo de Río Colorado. La estructura se prolonga por largo trecho hacia el norte; hacia el sur se encuentra cubierta por los estratos subhorizontales de la formación

Farellones. El sinclinal descrito es seguido hacia el este por un anticlinal cuyo eje es paralelo al anterior y está situado a una distancia media de 3,5 Km de éste. Continuando hacia el este, frente al pueblo de Río Blanco, se observa un sinclinal, de eje esencialmente paralelo a los dos anteriores y que se prolonga hacia el norte, estando parcialmente cubierto por los estratos de la formación Farellones en el cerro La Matancilla.

En la parte central-sur del área, comprendida entre el estero Pocuro y el río Blanco y ocupada por afloramientos de la formación Farellones (ver perfil B-B'), se observa una flexura en peldaño directamente al oeste de la cordillera del Mesón. Ella constituye la estructura más notable de este tramo. Su eje tiene rumbo NW y difiere en consecuencia de la orientación general N señalada como predominante en la totalidad de la región estudiada, especialmente en aquellas áreas que corresponden a rocas pre-Farellones. El tipo de flexura en peldaño que se describe, caracteriza también en otros lugares a la tectónica de la formación Farellones, como en el caso de Las Canoas, al este del cordón del cerro San Ramón en la provincia de Santiago, fuera de los límites del presente trabajo. Al oriente de la flexura del Mesón los estratos se disponen en forma subhorizontal con leve buzamiento al W. En la pendiente oriental de la cordillera Tuquito la inclinación se hace más aguda, aproximándose a 35°, de modo que las capas salen al aire sin volver a aflorar hacia el este del río Blanco.

Una flexura en peldaño de menor extensión pliega los estratos de la formación Farellones entre la quebrada Potrero Alto y el estero Riecillos. Su eje es de corta trayectoria y de rumbo E.

Desde la longitud de río Blanco, hacia el este, hasta la del estero Ojo de Agua y cerro Juncal (ver perfil A-A'), la formación Abanico presenta una estructura monoclin al oeste con valor medio de 30° para el buzamiento. En el extremo nor-oriental de la región, en los alrededores de los cerros Glorieta y Gloria, se superpone a esta estructura un sinclinal constituido por estratos de Farellones que parece desarrollarse exclusivamente en estas capas, sin prolongarse hacia el sur en el área de afloramiento de la formación Abanico. El ala oriental del pliegue se ajusta al buzamiento de la unidad subyacente adquiriendo una inclinación al oeste cercana a 50°. La dirección axial de esta estructura es NNW similar a la observada en la flexura del Mesón.

Desde el estero Ojo de Agua hacia el límite internacional, la región presenta sus estructuras más complicadas y continuas. En la cuchilla de los cerros Ojos de Agua, al oeste de la Laguna del Inca, se observa un anticlinal de gran extensión cuyo eje es N. En su prolongación meridional pasa por la cumbre del cerro Juncal (perfil C-C'), sigue en los alrededores de la quebrada Mina Escondida y finalmente parece haber sido desplazado

al oeste por falla en los nacimientos del río Leones. La gran continuidad de esta estructura a través de aproximadamente 30 Km, la señala como el pliegue más importante de la región.

Unos 3 Km al este del anticlinal descrito se observa un sinclinal cuyo eje, de dirección N, pasa a muy corta distancia del borde oriental de la Laguna del Inca. Hacia el sur la estructura es interrumpida por la zona de afloramientos de diorita y por la aureola de alteración hidrotermal asociada. Reaparece en el nacimiento del estero Potrero Escondido y continúa hacia el sur en forma sinuosa hasta la ladera occidental del cerro Alto de Los Leones, donde parece también haber sido desplazado a consecuencias de la fractura (falla?) que pasa por Campamento Los Morros. La extensión total de este pliegue alcanzaría aproximadamente 25 Km.

Entre el estero Potrero Escondido y el río Juncal se presentan un anticlinal y un sinclinal de ejes con rumbo NNE. Hacia el norte parecen estar interrumpidos por la fractura (falla?) al este del cerro Cabeza del Inca y hacia el sur su prolongación es confusa.

En la ladera norte del cerro Alto de los Leones, aparece un complejo panorama estructural. Las capas de la formación Abanico están allí apretadas y contorsionadas en un anticlinal en tanto que hacia el este ellas se aproximan a la vertical y finalmente han sido volcadas en la zona de la confluencia del río Juncal y el estero Monos de Agua.

En la región nor-oriental, desde Laguna del Inca a la frontera, los estratos buzan hacia el oeste con valores elevados que varían entre 50° y 90° . Un sinclinal menor se observa al norte del estero Navarro frente al cajón de San José.

Fallas y diaclasas. Dos sistemas bien definidos de fallas y diaclasas caracterizan la región en estudio. El de mayor distribución tiene dirección NNE en tanto que el segundo está determinado por una menor cantidad de rasgos lineales de rumbo N. La gran mayoría de las fracturas posee inclinación próxima a 90° , apareciendo como líneas rectas de fácil identificación en las fotografías aéreas. Los desplazamientos verticales son considerables en las fallas mayores estimándose que alcanzan un valor próximo a 2.000 m en la principal de ellas, situada al este del pueblo de Los Andes. Las diaclasas son numerosas en la región sur-central y central del área.

En la quebrada del Infiernillo, zona del cerro Las Mesas, existe una falla que interrumpe hacia el este la planicie del citado cerro en forma de un escarpe vertical. Este rasgo morfológico es directamente observable desde el camino de la Cuesta de Chacabuco. Mediante correlación estratigráfica con la región al oeste, puede inferirse que el bloque oriental fue alzado en aproximadamente 200 m. La línea de dislocación puede seguirse

con un rumbo NNE por cerca de 12 Km hacia el valle del Aconcagua. Al sur del cerro Las Mesas, la falla se ramifica, según Thomas (*op. cit.*, p. 79), en varias unidades de corta extensión.

En la región sur-occidental, al este de la localidad Casas de Chacabuco, un número considerable de fracturas señala con claridad los dos sistemas de rumbo distinto que han sido mencionados anteriormente.

La falla mayor de la región se expresa como una línea de dirección general N, compuesta por varios tramos en zig-zag y pasa aproximadamente a 5 Km al este de Los Andes. En la mayor parte de su extensión es fácilmente discernible en las fotografías aéreas, en las cuales se observa incluso una leve diferencia de tonalidad entre los bloques contiguos. En el terreno se constata un brusco cambio de buzamiento entre los estratos del bloque occidental, correspondiente a Farellones, que inclinan al oeste en la región del cerro Cobre de Chacabuco, y las capas de la formación Abanico, del bloque este, que buzán al oriente en las laderas del cerro Los Caballos, contiguas a la falla. Una faja milonitizada de varias decenas de metros de ancho fue seguida por cerca de 300 m en sentido N, en las cercanías de la quebrada Briones, unos 2 Km al este de la línea principal de la estructura. El estudio microscópico de andesitas brechosas de la zona del cerro Chuncho reveló, además, una notable cataclasis que se traduce en particular en fracturación y doblamiento de los bordes y planos de macla en cristales de plagioclasa. Una gran cantidad de fallas menores subparalelas acompaña esta dislocación, siendo típicas a este respecto las zonas contiguas al cerro Infiernillo y al estero Pocuro inmediatamente al oeste de los cerros Chuncho y El Burro. Correlaciones estratigráficas basadas en la posición relativa de los estratos guías de "tobas multicolores" y riolita del miembro Tuquito en las áreas de Chacabuco y Cordillera Tuquito, permiten inferir un movimiento vertical ascendente relativo del bloque oriental con un valor cercano a 2.000 m.

Esta falla continúa hacia el sur de la región en estudio, atravesando el río Colina al este de los baños termales de ese nombre. En las proximidades de Santiago se ha observado su presencia con gran nitidez en las fotos aéreas en la zona inmediatamente al oeste del estero Arrayán para seguir, siempre con dirección N, en el área estudiada por Klohn (*op. cit.*).

La falla descrita, por su longitud, desplazamiento y ubicación, forma parte esencial del mecanismo que produjo la formación de la fosa tectónica de Santiago.

En la región comprendida entre los ríos Blanco, Leones y Aconcagua (perfil C-C'), varias fallas y diaclasas, aproximadamente paralelas, y de dirección N, han afectado a los estratos de la formación Abanico.

Un lineamiento muy pronunciado se aprecia en las fotografías aéreas entre la ladera noroeste del Alto de los Leones y la confluencia del río Juncal y el estero Navarro. Si bien él ha sido representado en el mapa como diaclasa, las mismas fotos aéreas parecen señalar un pequeño desplazamiento de los ejes en los pliegues que dicha línea atraviesa en su extremo sur.

En la región limítrofe alrededor de la estación ferroviaria argentina Las Cuevas, existen numerosas fallas con rumbo que varía de N a NE. Dos de ellas de dirección NE han desplazado hacia el oeste un bloque que incluye el paquete de calizas de la formación San José.

Discordancia. Se han reconocido dos discordancias angulares que se ubican en la base de las formaciones Abanico y Farellones.

La más joven de ambas, que separa las dos formaciones mencionadas, tiene en general una débil expresión angular y se manifiesta en la mayor parte de la región en forma de pseudoconcordancia. Localmente, en áreas donde los estratos de Abanico están más intensamente plegados, puede observarse con nitidez el contacto anormal de éstos con la suprayacente formación Farellones. Diferencias de tonalidad y de rumbo de las capas a ambos lados del contacto discordante, son aparentes en las fotografías aéreas en algunos lugares.

La discordancia más antigua, que constituye el contacto entre las formaciones Abanico y Cristo Redentor, no ha sido observada directamente en el terreno. La región contigua al límite internacional donde ella aparece expuesta, presenta perturbaciones estructurales profundas que hacen confusa la apreciación de este rasgo. En las fotografías aéreas del área, sin embargo, esta discordancia se evidencia con regular nitidez por un cambio brusco en el buzamiento de los estratos y, un poco al norte de la región, por una evidente angularidad en los rumbos de las capas de ambas formaciones.

Al noroeste de la Cuesta de Chacabuco, el contacto discordante entre Abanico y Farellones (según mapa de Thomas, *op. cit.*) estaría dado por una línea de rumbo NE al sur de la cual los estratos de la última formación buzan moderadamente hacia el SW, en tanto que hacia el norte las capas de Abanico tienen rumbos e inclinaciones variados, estando semiverticales en algunos lugares.

En la región de cerro Las Ollas y estero del Toro, la formación Abanico, que buza hacia el E con valores medios de 30° a 40° , está cubierta por estratos de Farellones, con inclinación moderada al oriente. Este contacto discordante puede observarse desde el camino internacional al norte del lugar referido, en las proximidades del pueblo de Río Colorado. En la región inmediatamente al sur del río Aconcagua, entre la quebrada Los Azules y el pueblo de Río Blanco las prolongaciones de los pliegues que

presenta la formación Abanico más al norte, están cubiertas por estratos de Farellones no solidarios con aquellas estructuras. El contacto así generado no es claro, sin embargo, en terreno y se expresa en forma tenue en las fotografías aéreas.

En la pendiente oriental de la cordillera Tuquito ambas formaciones muestran una relación de pseudoconcordancia.

Al norte del pueblo de Río Blanco puede observarse el contacto discordante en las faldas occidentales del cerro de Las Cruces y más al suroeste en el cerro La Matancilla. En ambos lugares las capas de la formación Farellones buzan suavemente hacia el SW y W, en tanto que los estratos subyacentes de Abanico, correspondientes al ala oriental del sinclinal de Río Blanco, lo hacen hacia el oeste con valor cercano a 30° . En el contacto al este del cerro La Gloria la relación vuelve a ser pseudoconcordante.

La más antigua de las dos discordancias que se describen, corresponde al contacto entre las formaciones Cristo Redentor y Abanico. Como se ha indicado, ella posee una mejor expresión en las fotos aéreas que sobre el terreno. En los alrededores de la estación ferroviaria Caracoles, estratos semiverticales de Abanico se disponen discordantemente (ver perfil C-C') sobre capas de la formación Cristo Redentor que buzan con ángulos de 50° a 55° hacia el W.

En el área limítrofe se expone también el contacto entre las formaciones Abanico y Cristo Redentor. Dicho contacto podría explicarse en la forma expuesta en el perfil A-A' lo que implica una depositación de Abanico sobre una superficie de fuerte relieve constituida por estratos plegados de las formaciones San José y Cristo Redentor. La superficie de discordancia habría experimentado un plegamiento posterior intenso. Una segunda alternativa consiste en que los estratos de Cristo Redentor que afloran en el área constituirían un anticlinal apretado cuyo eje buzara hacia el S y en cuya ala oriental aparecerían los estratos de Abanico en leve discordancia sobre las capas rojas. En este último caso debería suponerse la existencia de un conjunto volcánico neocomiano, directamente superpuesto a las calizas de San José y separado por una falla inversa de la formación Abanico.

El contacto entre la formación San José y la de Abanico, en los lugares en que fue observado, es pseudoconcordante.

HISTORIA GEOLÓGICA.

Las rocas más antiguas expuestas en el área forman parte, con mucha probabilidad, del Ciclo Jurásico Marino (Klohn, 1956, p. 60) que se extendió desde comienzos del Lías hasta el Lusitaniano superior. Por su posi-

ción estratigráfica y su litología han sido atribuidas a la parte superior del Oxfordiano bajo la denominación de miembro Inferior de la formación Lagunilla.

La depositación, durante el Secuaniano, del miembro Medio de la misma formación, señala el comienzo de condiciones de sedimentación continental. Es posible suponer que tal regresión se deba a movimientos epirogénicos, reflejo de la orogénesis del Jurásico superior que se evidencia en el norte del país (Ruiz, *et al.*, *op. cit.*, p. 20).

Una importante serie terrígena se depositó durante el Kimmeridgiano. Se trata del miembro Superior de la formación Lagunilla, constituido en el área por areniscas, lutitas y lavas andesíticas. La sedimentación del miembro Superior de la formación Lagunilla parece haberse efectuado preferentemente en ambientes lagunares tranquilos como lo atestigua la fina estratificación que exhiben sus unidades. Algunos rasgos sedimentarios primarios tales como grietas de secamiento, observados en capas de lutitas estarían indicando la depositación subaérea de una parte de estas rocas. Una actividad volcánica con producción de andesitas porfíricas contribuyó, además, a engrosar esta secuencia. La transgresión marina del Titoniano-Neocomiano puso fin al ciclo terrígeno málmico. En la región este proceso transgresivo está evidenciado por los calcáreos de la formación San José, de edad valanginiana con posible inclusión del Berriasiano, de acuerdo al significado que Leanza concede al término Infra-Valanginiano (ver nota, p. 20). No se estableció la presencia de estratos correspondientes al piso Titoniano, aunque existiría cierta posibilidad que ellos alcancen a estar representados en la base misma de la formación, la cual está cubierta por material morénico a la entrada del cajón de San José y sale a la superficie en las alturas, de difícil acceso, que se encuentran en los nacientes de este valle glacial. El mar que cubrió la región durante el Valanginiano debió tener poca profundidad como lo atestigua la fauna encontrada, que es propia de un ambiente litoral nerítico.

El ciclo representado por las calizas de la formación San José constituye el último episodio transgresivo en la zona estudiada. El mar se retira en forma definitiva para dar paso a un régimen sedimentario terrígeno y luego a un largo período de intensa actividad volcánica.

Producido el retroceso del mar, seguido por un hundimiento paulatino de la cuenca, se deposita la formación Cristo Redentor; serie terrígena, concordante sobre los calcáreos de San José y constituida principalmente por conglomerado, arenisca y lutita rojas.

La formación Cristo Redentor debió depositarse probablemente en el lapso que media entre el Hauteriviano y el Albiano, ambas edades inclusivas.

Una intensa fase orogénica puso término a este ciclo de sedimentación terrígena. Estos movimientos han sido atribuidos tentativamente por el autor al final del Albiano y corresponderían a un primer pulso del plegamiento andino. Como consecuencia de ellos tuvo lugar una rápida erosión que desgastó los relieves formados por los estratos de Cristo Redentor y que alcanzó incluso hasta niveles más antiguos como lo prueba el contacto directo entre las formaciones Abanico y San José en la casi totalidad de la región. A esta misma época de desgaste y relleno corresponderían las capas de conglomerado y brecha gruesa que se ubican muy cerca de la base de la formación Abanico en la zona de Portillo-Caracoles y del estero Chépicas y que contienen fragmentos de diorita. La presencia de este tipo de clastos permite suponer la existencia de un ciclo plutónico anterior al que pertenecen las rocas intrusivas expuestas en la región. Esta fase intrusiva podría corresponder a la actividad del Jurásico superior observada en el norte del país (Ruiz, *et. al., op. cit.*), o bien, de acuerdo con Klohn (1960, p. 86), estaría representando una primera manifestación plutónica posterior a la orogénesis ocurrida al final de la depositación de Colimapu.

La formación Abanico comienza en seguida a recubrir el relieve erodado y se superpone discordantemente a las series más antiguas. Los tipos litológicos que la representan tales como andesita, traquita de soda, basalto, toba, brecha, arenisca y conglomerado, demuestran la prevalencia de un volcanismo intenso y sostenido y la aparición esporádica de cuencas lagunares, especialmente hacia el sur del área, como lo atestiguan las lutitas de Arrayán. La acumulación de material se efectúa con gran rapidez llegando a totalizar varios miles de metros de estratos.

En el Coniaciano inferior a medio, habría tenido lugar la segunda pulsación orogénica en el plegamiento andino que el autor correlaciona con los comienzos del ciclo Subhercínico. Ella dio origen al complicado sistema de pliegues que se ha descrito al hablar de la estructura de la zona, especialmente en las proximidades de su margen oriental.

Un período de erosión siguió a la fase orogénica Coniaciana, comenzando luego la depositación discordante de los estratos de la formación Farellones. El perfil columnar generalizado (fig. 5) permite apreciar, a través de la litología, la secuencia de acontecimientos que tuvo lugar en el curso de la depositación de estas rocas. Cerca de la base de la columna, se observa una asociación de los productos provenientes de una fase volcánica explosiva con estratos de conglomerados de distribución irregular. Esta es sucedida en el tiempo por una primera etapa de efusiones básicas donde predominan tipos de andesita gris rojizo. Los relieves originados por esta acumulación de material volcánico son parcialmente removidos en una fase siguiente, originándose potentes series de conglomerados y brecha con-

glomerádica, en tanto que la intercalación de toba entre los sedimentos denota la persistencia de un volcanismo explosivo. Los conglomerados referidos, con su regular número de fragmentos de andesita gris rojizo, señalan la erosión producida sobre el relieve originado por los derrames de lava de la fase precedente. Una segunda etapa de efusiones básicas comienza con producción de basalto y andesitas rojas y grises; es seguida por brecha, en parte conglomerádica, y toca a su fin con nuevos derrames de andesita y basalto. Un período de calma parece suceder a las efusiones anteriores; se desarrolla una abundante vegetación en los alrededores de extensas lagunas y pantanos, produciéndose la sedimentación tranquila que sugieren las lutitas laminadas con restos vegetales carbonizados de amplia distribución areal, y la lente de carbón de Potrero Alto frente a Río Blanco.

La reanudación del volcanismo señala un cambio importante en la naturaleza del material eyectado. Los niveles de "tobas multicolores", muchas de ellas tobas soldadas riolíticas que vienen a predominar sobre el material andesítico-basáltico, indican una posible diferenciación en el interior de la cámara magmática o bien el aporte de nuevas fuentes. Esta nueva orientación en el quimismo de las rocas generadas se acentúa luego de una etapa de semiquietud al producirse el derrame de las riolitas y tobas soldadas riolíticas que señalan el nivel más alto del miembro Tuquito.

El miembro Guanaco muestra una regresión definitiva al ciclo andesítico-basáltico, aunque con caracteres petrográficos que difieren de las fases precedentes de igual naturaleza descritas para niveles más bajos. El predominio de las lavas es ostensible y puede pensarse que ellas provienen de un nuevo recipiente en la etapa primaria de diferenciación magmática. El miembro Buitre, finalmente, constituido exclusivamente por basalto, acentúa esta dirección del proceso. El hecho de no aflorar en la región unidades más altas, impide corroborar si en efecto estas lavas tienen representantes más silíceos.

La depositación de los estratos de la formación Farellones se prolongó probablemente hasta mediados del Senoniano. Una tercera fase del plegamiento andino, atribuida tentativamente al Santoniano inferior, afectó entonces a esta secuencia, originando la estructura general de pliegues suaves y violentas flexuras locales que ha sido descrita. El ciclo plutónico principal del Cretácico habría tenido lugar inmediatamente después y, desde un punto de vista estrictamente magmatista, él podría representar las fracciones diferenciadas mesosilíceas y silíceas en relación genética directa con los efusivos basálticos y andesíticos de los miembros Guanaco y Buitre, que habrían constituido una fase primaria no diferenciada que extruyó bajo forma de lavas.

Al término del Mesozoico, la región probablemente presentaba ya una peniplanización parcial luego de la erosión activada por la última fase de los plegamientos cretácicos. El Terciario inferior y medio corresponde a un período de total peniplanización que da origen a extensas llanuras. En el Plioceno se habrían producido grandes movimientos de ascenso, los que habrían llevado a estas peniplanicies a su posición de elevadas mesetas que hoy ocupan. También a esa época correspondería la intrusión de basalto y andesita en la parte occidental del área y que en zonas muy vecinas (volcanes de la cordillera de Santiago, por ejemplo) se expresa como efusión del mismo tipo de roca durante el Plioceno y Cuaternario. Las fallas mayores descritas serían también contemporáneas con estos acontecimientos.

Una intensa glaciación determinó, durante el Pleistoceno principalmente, la topografía cordillerana con sus profundos valles glaciales al mismo tiempo que produjo la acumulación de grandes cantidades de material morénico. Durante el Holoceno y Reciente se intensifica el proceso aluvial en los cursos principales que adquieren ya sus características actuales.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

ABSTRACT.

This report describes the stratigraphy, lithology, and structural geology of the mountainous region of Aconcagua Province, Chile, between 32°45'S and 33°6'S. The area included in the report is approximately 2.000 Km².

The stratigraphic sequence includes volcanic and consolidated sedimentary rocks of the Mesozoic era. The sequence may be summarized as follows:

<i>Formation</i>	<i>Age</i>	<i>Thickness</i>
<i>Farellones formation</i> (continental) Andesite; basalts; rhyolites, tuffs and breccias of the same composition; conglomerates; sandstones and shales.	Lower Santonian to lower or middle Coniacian	2.500 m $\pm$
<i>Abanico formation</i> (continental) Andesite; basalt; sodic trachytes, tuffs and breccias of the same composition; conglomerates; and sandstones.	Lower to middle Coniacian to lower Cenomanian (?)	4.000 m $\pm$
<i>Cristo Redentor formation</i> (continental) Conglomerates, sandstones, and shales.	Lower Cenomanian to lower Hauterivian (?)	1.800 m $\pm$
<i>San José formation</i> (marine) Limestones.	Principally Valanginian	700 m $\pm$
<i>Lagunilla formation</i> (continental; lower member probably marine). Sandstones, shales, andesites, gypsum, conglomerates and limestones.	Upper Kimmeridgian to upper (?) Oxfordian.	1.500 m $\pm$

Two angular unconformities are exposed. The first separates the Cristo Redentor and Abanico formations and has been tentatively attributed to a reflex of the Austic orogenesis which forms the limit between the Albian and the Cenomanian. The younger is located between the Abanico and Farellones formations and is considered to be a consequence of the sub-Hercinian orogenesis of the Coniacian. A third orogenic phase (lower Santonian?) produced the folding of the Farellones formation,

The rocks of the two cycles of intrusion that affected the area, are differentiated both by time of emplacement and by composition. The most important of the two cycles is represented by granitic masses and related dike rocks which are thought to have been emplaced during the Late Cretaceous or immediately after the orogenesis that folded the Farellones formation. The second cycle includes basaltic and andesitic intrusions and probably took place during the Pliocene. Indirect evidence of an older intrusive cycle (Upper Jurassic?) is presented by the occurrence of fragments of diorite in the thick conglomerates at the base of the Abanico formation.

The geologic structure has a general orientation to the north and consists of folds, faults, joints, and unconformities. There is an increase in the complexity of the structures from west to east so the most complex structures are located in the extreme eastern part of the area. It is possible to differentiate between the intensity of the folding which affected the Farellones formation and the more intense folding which affected the older formations. The older formations have been affected by intense tectonic movements which formed tight, continuous folds that are overturned in some areas. The beds of the Farellones formation are exposed in broad open folds. A north trending fault located immediately east of Los Andes has a throw of approximately 2000 meters with the eastern side uplifted. This fault crosses the entire area and continues to the south where, in the zone east of Santiago, it forms the limit between the Central Valley and the Andes mountains.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

CUADRO ESTRATIGRAFICO DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

PROVINCIA DE ACONCAGUA

TERRENO ERA	SISTEMA PERIODO	SERIE EPOCA	PISO EDAD	FORMACION	MIEMBRO	LITOLOGIA
CENozoico	CUATERNARIO	RECIENTE		Aluvium		
		HOLOCENO				
		PLEISTOCENO		Morenas		
	TERCIARIO	PLIOCENO		Intrusion de basaltos y andesitas		
MESozoico	CRETACICO	SUPERIOR	Daniano	CICLO DE PENIPLANIZACION		
			Maestrichtiano			
			Senoniano			
			Campaniano			
			Santoniano			
			Coniaciano			
		MEDIO	Turoniano			
			Cenomaniano			
			Albiano			
			Aptiano			
			Barremiano			
			Hauteriviano			
	INFERIOR o NEOCOMIANO	INFERIOR	Valanginiano			
			Berriasiano			
	JURASICO	MALM	Titoniano			
			Kimmeridgiano			
			Lusitaniano			
			Oxfordiano			
			Caloviano			

Fig 6

REFERENCIAS.

- AGUIRRE, L., 1957. *Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el Límite Internacional*. Memoria de Prueba, Fac. Cienc. Fís. y Mat., Universidad de Chile, Santiago.
- ALMEYDA, E., 1948. *Pluviometría de las zonas del Desierto y las Estepas Cálidas de Chile*. Editorial Universitaria, S. A., Santiago.
- ALMEYDA, E y F. SÁEZ, 1958. *Recopilación de datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos*. Ministerio de Agricultura, Santiago.
- BRÜGGEN, J., 1915. *El Cretáceo del Algarrobo i las supuestas relaciones entre las formaciones cretácea i terciaria de Chile*. Sociedad Imprenta-Litografía Barcelona, Santiago-Valparaíso.
- BRÜGGEN, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- CORVALÁN, J., 1959. *El Titoniano de Río Leñas, provincia de O'Higgins*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. 3, Santiago.
- DARWIN, CH., 1906. *Jeología de la América Meridional*. Traducción de Alfredo Escuti Orrego, Anexo Anales Universidad de Chile. Imprenta Cervantes, Santiago.
- GROEBER, P., 1946. *Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70°, Hoja Chos Malal*, Rev. Soc. Geol. Arg., t. 1, Nº 3, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'*. Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, t. I, Nº 5, Buenos Aires.
- GROEBER, P.; STIPANICIC, P. N., y MINGRAM, A. R., 1952. *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geog. t. 2, 1ª parte, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1955. *Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario*. Rev. Soc. Geol. Arg., t. 10, Nº 4, Buenos Aires.
- HOFFSTETTER, R.; FUENZALIDA, H., y CECIONI, G., 1957. *Chili Lexique Stratigr. Intern.*, v. 5, fac. 7 Paris.
- HOWEL, F. H., y MOLLOY, J. S., 1960. *Geology of the Braden Orebody, Chile, South America*. Economic Geology, v. 55, Nº 5.
- KLOHN, C., 1954. *Informe geológico-minero regional sobre la Alta Cordillera de las provincias de O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Corporación de Fomento de la Producción, Santiago (informe inédito).
- KLOHN, C., 1956. *Estado actual del estudio geológico de la Formación Porfirítica*. Revista Minerales, Nº 55, Santiago.
- KLOHN, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. 8, Santiago.
- KULP, J. L., 1959. *Geological Time Scale (Abstract)*. Program 1959 Annual Meetings, The Geological Society of America, Pittsburgh.
- LEANZA, A. F., 1945. *Ammonites del Jurásico superior y del Cretáceo inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. Anales del Museo de La Plata, nueva serie, Paleontología, Sección A, Nº 1. La Plata.

- LEANZA, A. F. y ZÖLLNER, W., 1949. *Acerca de la edad del Yeso Principal y su composición litológica*. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. 4, Nº 1, Buenos Aires.
- LEVI, B. 1958. *Estratigrafía del Jurásico y Cretáceo inferior de la Cordillera de La Costa entre las latitudes 32°30' y 33°40'*. Memoria de Prueba, Fac. Cienc. Fís. y Mat., Universidad de Chile, Santiago.
- LEVI, B. y AGUIRRE, L., 1960. *El conglomerado de Algarrobo y su relación con las formaciones del Cretácico superior de Chile Central*, Primeras Jornadas Geológicas Argentinas (en prensa).
- LLIBOUTRY, L., 1956. *Nieves y glaciares de Chile, Fundamentos de Glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1950. *Geología. Geografía Económica de Chile*, Corporación de Fomento de la Producción, v. 2, Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1956. *Chile*. Geol. Soc. of Am. Memoir 65, Waverly Press Inc. Baltimore, Md.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1960. *Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona central*. Revista Minerale, Nº 69, Santiago.
- RUIZ, C.; SEGERSTROM, K.; AGUIRRE, L.; CORVALÁN, J.; ROSE, H. J. JR. y STERN, T. W., 1960. *Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granitos chilenos*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. 7, Santiago.
- SCHILLER, W., 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. An. Minist. Agric. Dir. Gen. Minas, VII, 5 Buenos Aires.
- SEGERSTROM, K., 1959a. *Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 1, Nº 2, Santiago.
- SEGERSTROM, K., y PARKER, R. L., 1959b. *Cuadrángulo Cerrillos, Prov. de Atacama*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 1, Nº 2, Santiago.
- SEGERSTROM, K., 1960a. *Cuadrángulo Quebrada Paipote, Prov. de Atacama*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 2, Nº 1, Santiago.
- SEGERSTROM, K., 1960b. *Cuadrángulo Llampos, Prov. de Atacama*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 2, Nº 2, Santiago.
- THOMAS, H., 1958. *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. 2, Santiago.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

BIBLIOTECA NACIONAL

22 MAYO 1961

Secc. Control y Cat.



BASE TOPOGRAFICA:
CARTAS: 1:100.000 Y 1:250.000
DEL INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR

DECLINACION
MAGNETICA

ESCALA 1:100.000
Equidistancia Altimétrica 300 m

IMPRESO EN EL INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR - SANTIAGO DE CHILE

Geología y Trabajo de Laboratorio por:
LUIS AGUIRRE LE-BERT
AGO 1956 — 1958

Parte de la región al W de San Felipe según H. Thomas, 1958.

