

Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central



Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua
y Curicó

Carlos Klohn Giehm

Instituto de Investigaciones Geológicas

Chile

Boletín N.o 8

1960

Instituto de Investigaciones Geológicas

formado 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. 1960
Inscripción N° 23.222

Prensas de

Editorial Universitaria, S. A.

Ricardo Santa Cruz 747

Santiago de Chile

Impreso en Chile

Printed in Chile

INDICE

RESUMEN	5
INTRODUCCION	8
Región estudiada y objeto del estudio	8
Vías de acceso y recursos económicos	8
Relieve y glaciares	12
Hidrografía	14
Cursos superficiales	14
Vertientes	16
Clima y vegetación	18
Estudios anteriores	22
Trabajos de terreno	22
Agradecimientos	23
GEOLOGIA	24
Las formaciones sedimentarias y volcánicas	24
Sistema Jurásico	25
Formación Nacientes del Teno	25
Definición y relaciones estratigráficas	25
Los estratos inferiores	27
Estratos Quebrada La Zorra	27
Distribución y litología	27
Estratos Valle Villagra	28
Distribución, litología y edad	28
Espesor	29
Miembro Rinconada	29
Distribución, litología y edad	29
Espesor	31
Miembro Santa Elena	33
Distribución y litología	33
Espesor	35
Edad	36
Edad y correlación de la formación Nacientes del Teno	36
Formación Río Damas	38
Definición y relaciones estratigráficas	38
Distribución y litología	39
Espesor	42
Edad y correlación	42
Formación Leñas-Espinoza	45
Definición y relaciones estratigráficas	45
Litología, edad y correlación	45
Espesor	47
Sistema Cretácico	47
Formación Baños del Flaco	47
Definición y relaciones estratigráficas	47
Distribución, litología y edad	48
Espesor	56
Correlación	56
Formación Colimapu	57

Definición y relaciones estratigráficas	57
Distribución	57
Litología	59
Espesor	60
Edad y correlación	60
Formación Coya-Machali	62
Definición y relaciones estratigráficas	62
Distribución y litología	63
Espesor	65
Edad y correlación	65
Sistemas Terciario y Cuaternario	67
Formación Farellones	67
Definición y relaciones estratigráficas	67
Distribución y litología	67
Espesor	70
Edad y correlación	71
Las vulcanitas neoterciarias y cuaternarias	72
Sedimentos cuaternarios	74
Rocas Intrusivas	74
El Batolito Andino y sus derivados	74
Distribución y petrografía	74
Edad de la intrusión	75
Mecanismo de intrusión	77
Estructura	77
Historia Geológica	83
ABSTRACT	88
ZUSAMMENFASSUNG	91
REFERENCIAS	94

ILUSTRACIONES:

- Figura 1. Plano de ubicación.
2. Mapa geológico.
3. Plano de la parte norte de la región.
4. Cuadro de correlaciones estratigráficas.

RESUMEN

En el presente trabajo se discuten las formaciones sedimentarias y volcánicas, las rocas intrusivas y los principales rasgos estructurales de la Cordillera de los Andes de Chile central de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó, abarcando una superficie de 10.200 Km².

La estratigrafía de la región estudiada comprende rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. Anteriormente estas rocas con excepción de las neo-terciarias y cuaternarias habían sido designadas en conjunto con el término "Formación Porfirítica". En el presente trabajo se establece la siguiente división estratigráfica:

<i>Relleno aluvial y glacial</i>	Cuaternario						
<i>Vulcanitas (terrigenas)</i> Lavas y piroclásticos andesíticos y basálticos de color gris y gris rojizo oscuro	Cuaternario y Neoterciario						
<i>Formación Farellones (terrigena)</i> Vulcanitas y sedimentitas volcánicas andesíticas, riolíticas y basálticas, de color gris verdoso a azulado, gris rojizo y gris violáceo. Sedimentitas límnicas gris y gris verdosas	Terciario inferior?	2.500 m ±					
<i>Formación Coya-Machali (terrigena)</i> Vulcanitas y sedimentitas volcánicas andesíticas, basálticas y traquíticas, de color gris verdoso y gris rojizo. Sedimentitas límnicas de color gris oscuro y gris verdoso	Maestrichtiano?	3.000 m ±					
<i>Formación Colimapu (terrigena)</i> Sedimentitas volcánicas andesíticas rojas y vulcanitas andesíticas en menor proporción. Calcáreos límnicos y lentes de yeso	Coniaciano inferior? a Barremiano	3.000 m ±					
<i>Formación Baños del Flaco (marina)</i> Sedimentitas de color gris y gris verdoso	Hauteriviano a Titoniano superior	800 m ±					
<i>Formación Leñas-Espinoza (marina)</i> Sedimentitas de color gris verdoso y gris oscuro	Titoniano	<table border="0" style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr> <td rowspan="3" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td>superior</td> <td rowspan="3" style="vertical-align: middle;">1.500 m ±</td> </tr> <tr> <td>medio</td> </tr> <tr> <td>inferior</td> </tr> </table>	}	superior	1.500 m ±	medio	inferior
}	superior	1.500 m ±					
	medio						
	inferior						

<i>Formación Río Damas</i> (terrágena)	Kimmeridgiano principalmente .	3.000 m ±
Sedimentitas clásticas de color gris rojizo; vulcanitas andesíticas de color gris oscuro- rojizo y verdoso		
<i>Formación Nacientes del Teno</i> (marina)	Secuaniano a Dogger Lias?	1.600 m ±
Sedimentitas clásticas gris oscuras y yeso; se- dimentos volcánicos y piroclásticos, riolíticos de color gris muy claro y andesíticos de color gris rojizo		

De acuerdo con la división anterior se evidencia la existencia de dos ciclos marinos y dos secuencias terrígenas. El primer ciclo marino (formación Nacientes del Teno) está separado del segundo (formaciones Leñas-Espinoza y Baños del Flaco) por una regresión que tuvo como resultado la depositación de la formación Río Damas. La segunda regresión (formación Colimapu) pone término al régimen marino representado por la formación Baños del Flaco. Las formaciones estratigráficas más jóvenes que Colimapu son terrígenas.

Se pone de manifiesto que durante las épocas regresivas existe un aumento notable de la actividad volcánica combinada con una mayor velocidad de profundización del Geosinclinal Andino, como se deduce por los mayores espesores de las formaciones terrígenas, con respecto a las marinas, tomando en consideración los tiempos de depositación correspondientes.

Se evidencian tres discordancias de plegamiento y de erosión: una entre la formación Colimapu y la formación Coya-Machalí, otra entre esta última y la formación Farellones y una tercera que separa la formación Farellones de las vulcanitas neoterciarias y cuaternarias.

Las discordancias habrían sido producidas por tres fases orogénicas: la primera intersenoniana, la segunda ubicada al final del Cretácico y principios del Terciario y la tercera a fines del Eoceno.

Se establece así que la regresión que siguió a la sedimentación marina correspondiente a las formaciones Leñas-Espinoza y Baños del Flaco, no está relacionada con los movimientos orogénicos intercretácicos, ya que la primera fase de ellos es posterior a la formación terrígena Colimapu.

Los macizos y apófisis de rocas graníticas intruyen hasta la formación Farellones, la más joven del Geosinclinal Andino, y afloran en numerosas áreas de la región. Las observaciones realizadas sugieren que la intrusión habría sido acompañada por recristalización y en parte granitización de las rocas preexistentes. Las intrusiones se habrían producido en tres etapas, relacionadas con las fases orogénicas referidas, en un lapso comprendido entre el Senoniano inferior y el Terciario inferior inclusive.

Las formaciones afectadas por los plegamientos andinos muestran rumbo aproximadamente norte. En la parte sur de la región la estructura es suave y se caracteriza por la existencia de pliegues amplios. En la parte central, en las proximidades del río Cachapoal, el plegamiento fue más intenso expresándose en la existencia de varios pliegues, algunos de ellos isoclinales. Más al norte se observan pliegues asimétricos que en la parte oriental se transforman en pliegues volcados y estructuras imbricadas. Existiría una falla normal de gran rechazo en el borde occidental de la Cordillera de los Andes, que marcaría la separación con el Valle Longitudinal. Además, hacia el oriente, en la Cordillera de los Andes, existen varias fallas de gran rechazo y de rumbo general norte.

INTRODUCCION

REGIÓN ESTUDIADA Y OBJETO DEL ESTUDIO.

La región estudiada abarca la parte de la Cordillera de los Andes de Chile central limitada por los paralelos $33^{\circ}15'$ y $35^{\circ}23'$ latitud sur y comprendida en las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Al oriente se extiende hasta el cordón divisorio de las aguas que constituye la frontera internacional con Argentina. Hacia el oeste de la frontera y entre los paralelos mencionados, el área explorada alcanza un ancho de 40 a 50 kilómetros. La figura 1 muestra la ubicación de la región, referida a las ciudades más cercanas.

El estudio fue relativamente completo en el área limitada por los paralelos $34^{\circ}04'$ y $35^{\circ}23'$, el meridiano $70^{\circ}45'$ W y la frontera con Argentina; las observaciones correspondientes dieron origen a la confección de un mapa geológico que se ilustra con cuatro perfiles (fig. 2) y que cubre una superficie de 7.200 Km².

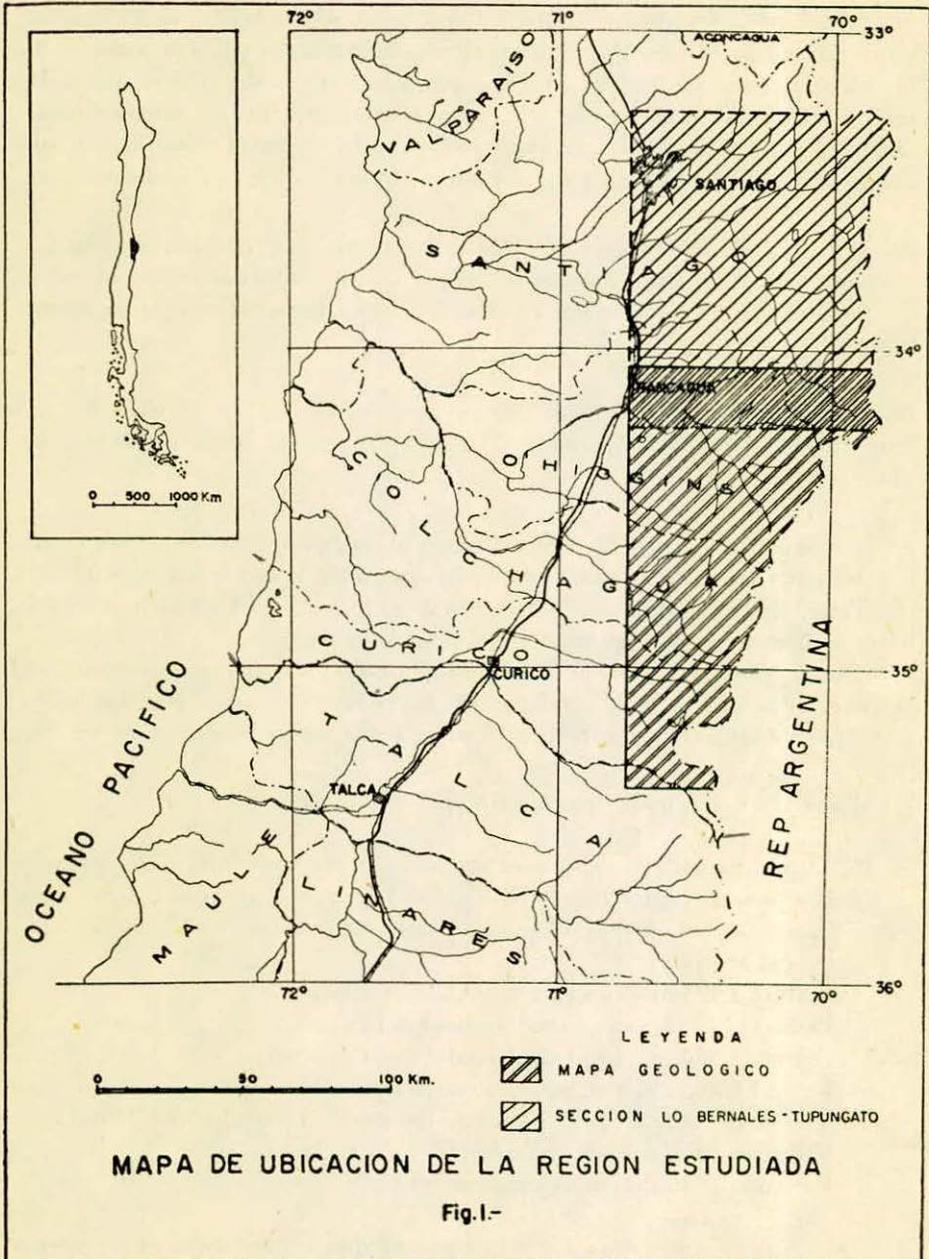
Hacia el norte, en una extensión de 3.000 Km², aproximadamente, las observaciones fueron incompletas, lo que no permitió confeccionar un mapa geológico de esta área. Sin embargo, en el texto de este informe se menciona la presencia en ella de las formaciones y rocas intrusivas que aparecen en la parte norte y se representa la estructura general mediante un perfil trazado desde Lo Bernalés hasta el volcán Tupungato. La figura 3 indica la ubicación de los lugares de esta parte de la región, mencionados en el texto, y de las localidades fosilíferas descubiertas en el curso del reconocimiento; se incluye también en este plano el perfil geológico ya mencionado.

El estudio realizado tuvo el carácter de un reconocimiento geológico, con el objeto principal de alcanzar un mejor conocimiento de la estratigrafía y de la litología de las unidades geológicas presentes y de establecer los aspectos más importantes de la estructura geológica de la región. En esta investigación no se efectuaron estudios de geología económica.

VÍAS DE ACCESO Y RECURSOS ECONÓMICOS.

Los siguientes caminos transitables para vehículos motorizados dan acceso a la región:

En la provincia de Santiago. Desde Santiago-Macul o desde Puente Alto, por el valle del río Maipo, hasta la planta hidroeléctrica Los Queltehues; desde este lugar, por el río Volcán, hasta el refugio Lo Valdés y, en época



de verano, hasta las yeseras del río Colina, y por el río Maipo hasta la bocatoma de la planta Los Queltehues. Desde Romeral, por el río Yeso, hasta las obras de un tranque en construcción y, en época de verano, hasta las yeseras del valle superior del río Yeso y curso medio del estero Plomo. Desde el valle del río Maipo, por el río Colorado, hasta Alfalfal ubicado aguas arriba de la bocatoma de la planta hidroeléctrica Los Maitenes.

En la provincia de O'Higgins. Desde Rancagua, por el valle del río Cachapoal y también por la variante de la cuesta de Machalí a la población Coya, y siguiendo el valle del río Pangal, hasta la bocatoma de la planta hidroeléctrica Pangal.

En la provincia de Colchagua. Desde San Fernando, por el valle del río Tinguiririca, hasta La Rufina y, en época de verano, hasta los Baños del Flaco.

En la provincia de Curicó. Desde Curicó hasta Los Queñes, en la confluencia del río Claro con el río Teno y, en época de verano, por el valle del río Teno, hasta la confluencia con el río Vergara y, por el valle Vergara, hasta la frontera con Argentina en el paso Vergara.

Desde los terminales de carreteras enumerados, hacia el interior de la cordillera sólo existen senderos de herradura que van por los valles principales hasta los pasos internacionales transitables en época de verano.

Existen los siguientes pasos principales (ver figs. 2 y 3).

- Tupungato, 4.753 m, por el sendero del río Colorado (del Maipo).
- Piuquenes, (antes Del Portillo) 4.024 m, por el camino del río Yeso.
- Colina, 4.150 m, por el sendero del estero Colina (del río Volcán, del Maipo).
- Maipo, 3.423 m, por el sendero del río Maipo.
- Leñas, 4.014 m, por el sendero del río Leñas.
- Damas, 3.340 m, por el sendero del río Tinguiririca.
- Santa Elena, 2.970 m, por el sendero del río Teno.
- Tiburcio, 2.820 m, por el sendero del estero Tiburcio (del Teno).
- Villagra, 2.800 m, por el sendero del río Villagra.
- Vergara, 2.570 m, por el sendero del río Vergara.

De los pasos mencionados, sólo tiene alguna importancia el de Vergara, por el cual cruzan arrees de animales durante la primavera y el verano. Ocasionalmente atraviesan los arrees por los pasos Tupungato, Maipo, Le-

ñas, Damas y Santa Elena. Los demás pasos carecen de importancia y sólo son utilizados por algunos viajeros y arrieros de la región. Sus senderos de acceso están borrados y es difícil encontrarlos si no se cuenta con un guía.

Más allá de los terminales de carreteras transitables para automóviles durante todo el año, no existe ninguna población permanente en toda la región explorada, cuyo único uso agrícola consiste en el aprovechamiento de la escasa vegetación natural como talaje durante el verano.

Con excepción de la gran mina cuprífera de El Teniente, de la Braden Copper Mining Co., no se trabaja actualmente ninguna mina metalífera de la región. Las pequeñas minas de cobre ubicadas cerca de la confluencia del río Blanco con el río Paredones se encuentran inactivas; igualmente una mina de cobalto en la confluencia del río Mama con el Paredones, una mina de plomo en el valle superior del río Cortaderal cerca del término del ventisquero del mismo nombre, y otra de plata en la región del río Teno frente a la desembocadura del río Vergara. Las antiguas minas de cobre ubicadas en la confluencia del río Vergara con el Teno, que tuvieron su auge en el siglo pasado, están inactivas y completamente aterradas. En la región de El Volcán se encuentran dos yacimientos importantes: la mina Carlota, actualmente inactiva y que anteriormente proporcionó minerales combinados de oro, plata, plomo, zinc y cobre, y la mina Mercedita, de cobre y cobalto, que ha sido explotada en forma intermitente en los últimos años.

Los grandes yacimientos de sulfato de calcio de la región, prácticamente inagotables, se explotan en pequeña escala en las yeseras del río Colina, y del río Yeso, y el mineral se beneficia en las plantas de El Volcán y Romeral, respectivamente.

Los extensos yacimientos de carbonato de calcio no se explotan todavía, pero existen proyectos para el aprovechamiento de los calcáreos del Flaco, en el valle del río Tinguiririca.

Las aguas del río Pangal alimentan las plantas hidroeléctricas de Pangal y Coya, ambas de la Braden Copper Co. Las mismas aguas sirven a la planta hidroeléctrica Sauzal, del río Cachapoal, de la Empresa Nacional de Electricidad (Endesa).

La Compañía Chilena de Electricidad usa las aguas del río Maipo para su planta hidroeléctrica Los Queltehues y las del río Colorado para la planta hidroeléctrica Los Maitenes.

En el valle del río Yeso (del Maipo), en el extremo occidental de las vegas del Yeso, se encuentra en construcción una represa para riego y agua potable.

RELIEVE Y GLACIARES.

El tramo de cordillera cubierto por el presente estudio, revela los rasgos de alta montaña de relieve joven, coronada por algunos volcanes extinguidos, durmientes y activos.

Los efectos de la erosión glacial produjeron las principales características de su relieve actual, en el que se destacan las abruptas laderas de empinados cerros al lado de profundos cajones glaciales. Varias de las quebradas laterales tributarias de los ríos principales, son valles colgantes ubicados hasta más de cien metros encima del fondo de los valles mayores; el acceso a algunos de los valles colgantes se hace difícil, especialmente para las cabalgaduras; pero en algunas partes, más allá del escalón de entrada, se encuentra un ancho y extenso cajón con suave declive. Un ejemplo característico lo constituye el extenso y ancho valle del río Pellejo que sólo es accesible desde el valle del Teno por los barrancos de una profunda garganta.

Importantes restos de la glaciación pleistocena se conservan aún en la región, pero desde hace aproximadamente cincuenta años todos los glaciares se encuentran en retroceso.

En la región del río Teno se conservan algunos campos de nieves perennes y neviza que no emiten glaciares de importancia. Sólo el macizo del grupo de volcanes Planchón, Peteroa y Azufre tiene suficiente extensión y altura para la acumulación de importantes campos de neviza que alimentan una lengua de glaciación que baja hacia el oeste a las cabeceras del río Cajones, afluente del río Claro, del Teno. Los lagos del Teno, al norte del volcán Planchón, ocupan antiguos lechos de glaciares ya desaparecidos. Las aguas de estos lagos se utilizan, mediante una captación en el desagüe, para regular el caudal del río Malo, afluente del río Teno, que riega partes de la provincia de Curicó.

De los campos de neviza de la Torre Santa Elena bajan pequeñas lenguas de hielo al Rincón de la Zorra (nacimiento del Teno) y a los nacientes del río Pellejo (del Teno).

En el cordón fronterizo, desde el paso Villagra hasta el paso Leñas, se conservan varios campos de nieves perennes especialmente en los faldeos orientales. En el lado chileno de este cordón existen pequeños campos de neviza en los nacientes del río Maitenes (afluente del Teno) y en el cajón de Herrera (afluente del Tinguiririca).

El grupo de volcanes Tinguiririca constituye un centro de glaciación que hacia el este emite glaciares al cajón de Palacios (del río Damas) y a los nacientes del río Damas. En el noroeste del macizo del Tinguiririca se encuentran campos de neviza que emiten pequeñas lenguas de hielo a los nacientes del río Azufre (del Tinguiririca).

En la cordillera designada por Lliboutry (1956, p. 335 y sigs.) Macizo del Palomo, existe un importante centro de glaciación. La parte occidental de esta cordillera se conoce con el nombre de Sierra del Brujo. Sus cumbres más elevadas son el Alto de los Arrieros, 4.896 m, y El Palomo, 4.850 m, que es un volcán, a juzgar por su estructura cónica asentada sobre un macizo diorítico, y por las rocas basálticas encontradas en los escombros de los glaciares que bajan de esta cumbre. Además, el Macizo del Palomo posee varias cumbres sin nombre.

Los glaciares más importantes que bajan del macizo del Palomo en las cuatro direcciones cardinales son: por el sur, glaciar de la Universidad de Chile, que alimenta el río San Andrés llamado también río San José (del río Azufre del Tinguiririca); por el este, el glaciar del Cortaderal, en el que nace el río del mismo nombre; hacia el noreste, el glaciar Palomo, el cual, con varias lenguas sin nombre, forma el río Blanco (del Cortaderal); hacia el norte, el glaciar del río Cipresillo (del Cortaderal); al oeste está el glaciar del río Cipreses (del Cachapoal); en el suroeste, un grupo de lenguas de hielo alimentan el río Portillo cuyas aguas van por el río Azufre al río Tinguiririca.

Un gran centro de glaciación se encuentra en el macizo de los Picos del Barroso que emite hacia el sur el glaciar del río Cachapoal y al norte el glaciar del río Barroso. Hacia el oeste bajan pequeñas lenguas de hielo al cajón de las Vegas en el cual están los Baños de la Calería.

En la cordillera que separa los ríos Cachapoal y Paredones se encuentra el glaciar de Don Manuel que baja hacia el sur al cajón del mismo nombre que desemboca en el valle del Cachapoal. En el noroeste del Alto de Don Manuel está el glaciar del cajón de la Engorda (del Paredones).

Del cerro Mama sale, hacia el oeste, un glaciar que alimenta el río Mama. En el suroriente del mismo cerro hay campos de nieves perennes con lenguas de hielo que caen a los nacientes del río Paredones y al cajón de Las Vegas (del Cachapoal).

En Puntillas de Flores, al norte del río Paredones, se conservan extensos campos de neviza que emiten glaciares hacia el sur, donde alimentan las Cascadas Mellizas, que caen al río Paredones.

Al cajón del Diablo (del río Paredones) llegan dos glaciares que bajan de un cordón sin nombre, entre los cerros Flores y Paredones; en el lado sureste del cerro Paredones existe un pequeño glaciar colgante; el cerro Federico emite lenguas de hielo hacia el lado norte, al río Blanco y a uno de sus afluentes sin nombre.

Al este del cerro Catedral existe un campo de neviza con una lengua de hielo que alimenta el río Claro (del Barroso).

Del cerro Circo baja un gran glaciar al río Circo (del Barroso, del Maipo).

El Nevado de Arhuelles constituye un importante centro de glaciación que emite lenguas de glaciares al estero Arhuelles por el sur, al río Alvarado por el este y al río Negro (del Maipo) por el norte.

El río Negro nace de glaciares que bajan de los cerros Castillo y Gorro ubicados en el cordón fronterizo.

En el lado oriental del cerro Manantiales y del Plomo, ubicado entre el río Negro y el estero de Los Lunes, ambos del Maipo, existe un glaciar que baja a un afluente del río Negro.

En cuanto a la distribución e importancia de los glaciares de la región reconocida al norte del río Maipo superior, hasta el paralelo $33^{\circ}15'$ y que no está representada en el mapa geológico adjunto, se indican a continuación las extensiones de las áreas cubiertas por glaciares en orden de las hoyas fluviales alimentadas por el deshielo. Los glaciares de esta región, muy poco conocidos, fueron estudiados por Lliboutry (1956) de cuya obra se resumen los siguientes datos: un área de $78,7 \text{ Km}^2$ entre los pasos Nieves Negras y Piuquenes, está cubierta por nieves perpetuas y glaciares. De esta superficie desaguan $65,1 \text{ Km}^2$ al río Volcán y $13,6 \text{ Km}^2$ al río Yeso. La superficie con glaciares, entre los pasos Piuquenes y Tupungato abarca $100,5 \text{ Km}^2$ de los cuales $43,8 \text{ Km}^2$ pertenecen a la hoya del río Yeso; $15,4 \text{ Km}^2$ a la del río Museo; $30,8 \text{ Km}^2$ a la del río Azufre y $10,5 \text{ Km}^2$ a la del río Colorado superior.

En el tramo comprendido entre los pasos Tupungato y Las Pircas, se encuentra un área de $30,3 \text{ Km}^2$ cubierta por glaciares que entregan sus aguas de deshielo al río Colorado.

Desde el llamado Nudo del Juncal, el río Olivares recibe las aguas de deshielo de varios glaciares que abarcan una superficie de 105 Km^2 .

HIDROGRAFÍA.

CURSOS SUPERFICIALES.

Cuatro importantes sistemas fluviales constituyen el drenaje de la región. La hoya hidrográfica de cada uno de ellos corresponde, respectivamente, al territorio andino de las provincias de Curicó, Colchagua, O'Higgins y Santiago.

En la provincia de Curicó el drenaje de los Andes se produce por el río Teno, que junto con el río Lontué, ubicado más al sur de la región estudiada, forman el río Mataquito. El río Teno tiene su origen en el Rincón de la Zorra, a 3.829 m de altura; más al oeste se unen a él, desde el

lado sur, varios afluentes de cierta importancia, como los ríos Vergara, Villagra, Malo —desaguadero de las lagunas del Teno— y el río Infiernillo.

El principal afluente meridional del río Teno, en su hoya andina, es el río Claro que se junta a él en la localidad de Los Queñes. El río Claro recibe la mayor parte de sus aguas del glaciar occidental de los volcanes Planchón y Peteroa. Los afluentes principales del lado norte son los ríos Pellejo, Maitenes y del Burro.

En la provincia de Colchagua el drenaje de los Andes se produce por la cuenca del río Tinguiririca, el cual, en la Cordillera de la Costa, confluye con el río Cachapoal para formar el río Rapel.

De los afluentes andinos del Tinguiririca sólo tienen importancia los que se le unen desde el norte, siendo los principales, los ríos Clarillo, Azufre y Damas o Naciente del Tinguiririca.

En la provincia de O'Higgins el drenaje de los Andes se efectúa por la cuenca andina del río Cachapoal, que nace de un importante glaciar del mismo nombre, que baja hacia el sur del macizo de los Picos del Barroso.

Varios afluentes importantes se unen al Cachapoal en su trayecto andino. Desde el sur llegan: el río Claro, que baja de la cordillera de Los Helados; el río Los Cipreses, que nace de un glaciar occidental de la cordillera del Brujo; el río Cortaderal, el afluente de mayor importancia, que nace de un gran glaciar del mismo nombre y que atraviesa la extensa vega Pejerreyes, y el río Leñas.

A unos 7 kilómetros al este del pueblo de Coya, se une al Cachapoal el río Pangal, formado por los ríos Paredones y Blanco. El Paredones se origina en un ancho circo glacial que ya no conserva nieves perennes. Pero los afluentes del río Paredones, el arroyo de la quebrada de la Engorda y el río Mama, ambos del sur, como también los del norte, el río Flores, las cascadas Mellizas, el arroyo del Diablo y otro estero sin nombre que baja del cerro Paredones, se originan en campos de neviza y en glaciares de cierta importancia. El río Coya se une al Cachapoal en el pueblo de Coya. Este río nace en la hoya de Sewell, inmediata al mineral de El Teniente.

El drenaje del territorio andino de la provincia de Santiago se efectúa por los ríos Maipo y Mapocho. El Mapocho, que atraviesa la ciudad de Santiago, se une al Maipo en su entrada a la Cordillera de la Costa; su hoya hidrográfica no está comprendida en el presente estudio.

El río Maipo nace en las cercanías del paso del mismo nombre, el cual está ubicado en una extensa planicie de escorias volcánicas, en contraste a los demás pasos cordilleranos que se encuentran en cuchillas de altos cordones y tienen acceso por empinadas subidas.

Desde el sur afluyen al curso superior del río Maipo sus tributarios,

los ríos Cruz de Piedra y Barroso, el río Blanco con el estero Colimapu y el estero del Extravío. Por el norte sus afluentes principales son los ríos Alvarado, Arhuelles y Negro.

Aguas abajo y ya en la región de las poblaciones permanentes del Cañón del Maipo se le juntan a este río sus importantes tributarios, Volcán, Yeso y Colorado. El río Volcán nace de la unión de los esteros Colina, Engorda y Morado; los dos primeros reciben sus aguas del deshielo del glaciar emplazado en el macizo de los volcanes San José, 5.830 m, activo, y Marmolejo, 6.100 m, apagado.

El río Yeso, importante afluente del río Maipo, se junta a éste entre los pueblos de San Gabriel y Romeral. Nace en el cerro Piuquenes, al norte del paso del mismo nombre. Recibe en su curso superior los esteros Yeguas Muertas y del Plomo; proveniente este último del cerro Marmolejo. El estero Manzanito desagua la laguna del Encañado y corre por largo trecho en el valle inferior del Yeso, paralelo a este río y separado de él por imponentes acumulaciones de material morénico. El estero Manzanito se une al río Yeso en su curso inferior.

El río Colorado es el afluente más importante del río Maipo; nace al pie del paso del Tupungato, entre el extinguido volcán de este nombre y la Sierra Bella. El afluente más importante del río Colorado es el caudaloso río Olivares, que se alimenta del deshielo de los glaciares de la vertiente sur del Nudo del Juncal.

VERTIENTES.

En la región estudiada se encuentran numerosas vertientes, muchas de ellas termales. A continuación se describen, en forma resumida, las de mayor importancia.

Las Termas del Teno se encuentran en la orilla norte del río del mismo nombre, a medio kilómetro aguas abajo de la desembocadura del río Vergara. En varios pozos surgen aguas minerales termales, salinas y ferruginosas, con temperatura de unos 30°C, que depositan una costra de hidróxidos de hierro.

Las Termas Baños de Azufre se encuentran en los faldeos surorientales del volcán Azufre, en el cañón del río Nevado que se alimenta del deshielo de un brazo de glaciar del volcán Azufre. Son vertientes de aguas minerales sulfurosas de elevada temperatura.

En la orilla norte del río Tinguiririca, a dos kilómetros aguas abajo de la confluencia del río Damas con el estero Herrera, se encuentran los Baños del Flaco. En la misma orilla del río asoman varias vertientes de aguas minerales termales con temperatura cercana al punto de ebullición.

En el cajón de Las Vegas se hallan los Baños de la Calería constituidos por vertientes de aguas minerales termales que brotan con temperatura cercana al punto de ebullición. Su nombre se relaciona con los extensos depósitos de travertino que se precipita de estas aguas.

En el valle superior del río Cipreses, afluente del río Cachapoal, se encuentran las vertientes minerales Agua de la Vida y Agua del Patrón; la primera ubicada en la orilla occidental del valle y la última en la orilla oriental aguas abajo. Ambas vertientes son frías y ligeramente sulfurosas.

A orillas del río Cachapoal, 6 Km al sur de Coya, están los conocidos Baños de Cauquenes de aguas minerales termales.

En el valle del río Circo existen dos áreas con "baños azules"*. Los de más abajo se encuentran a unos 2.700 m de altura, cerca de la desembocadura del río Circo en el río Barroso. El carbonato de calcio de esas aguas proviene probablemente del manto de yeso jurásico que aflora en las cercanías y que contiene cantidades apreciables de esa sal. Estos "baños azules" inferiores del cajón del Circo parecen agotarse lentamente y quedan sin agua a fines de la temporada seca del verano. Sin embargo, antiguamente deben haber tenido un caudal mucho mayor que el actual, a juzgar por los considerables depósitos de travertino que se encuentran un poco más aguas arriba, en un escalón del valle.

Los "baños azules" superiores del valle del Circo se hallan en las vegas del mismo nombre, a 3.200 m de altura, aproximadamente a mitad de la distancia entre los baños inferiores y la terminación del glaciar del Circo. Estos "baños azules" superiores están en pleno desarrollo y cubren un área de aproximadamente 500 por 1.000 m.

En ambas orillas del río Maipo, al este de su confluencia con el río Barroso, surgen las aguas minerales termales del Puente de Tierra, con temperatura cercana al punto de ebullición. Interesantes son dos chorros de estas aguas que salen de la pared norte de la angostura del río, con tanta presión que atraviesan horizontalmente casi el ancho total del río. El puente de tierra que dio el nombre al lugar está constituido por masas de travertino, depositadas por antiguas vertientes, actualmente extintas, que atraviesan la angostura como un sólido puente.

En el valle del estero Colina brotan los Baños Colina, de aguas minerales termales, con depósito de travertino y de ónix. El carbonato de calcio de estas termas proviene, probablemente, de rocas calcáreas jurásicas que afloran en las cercanías.

*Nombre con que en la región se designa a un grupo de pozas escalonadas de poca profundidad y de bordes horizontales semicirculares; el fondo y las paredes de las pozas están constituidos por travertino depositado por aguas minerales frías; el agua por efecto de reflexión aparece de un color azul-celeste.

A orillas del río Volcán, cerca del refugio Lo Valdés, se encuentran los Baños Morales, de aguas minerales termales.

En las vegas del Tupungato brotan las aguas termales de los Baños del Tupungato. Estas fuentes minerales han depositado carbonato de calcio en cierta extensión, pero, en la actualidad, están prácticamente agotadas y sólo se conserva una sola poza circular pequeña con aguas tibias que no rebasan.

A orillas del río Museo, cerca de su confluencia con el río Colorado, se encuentran las vertientes de los Baños Azules, de aguas minerales frías. Estas vertientes deben haber tenido mayor importancia en el pasado, según se deduce de los grandes depósitos de travertino que cubren una vasta área en ambos lados de la quebrada del río Museo. El carbonato de calcio precipitado por estas vertientes probablemente proviene de las calizas neocomianas vecinas.

Los Baños Salinillas se encuentran en la orilla sur del río Colorado, a unos 5 Km aguas arriba de la desembocadura del río Olivares. Consisten en una fuente de aguas minerales termales, de mediana temperatura, muy salinas, que precipitan un sedimento color ocre de hidróxidos de hierro. La vertiente brota en el contacto tectónico entre la formación Abanico y Colimapu; probablemente la salinidad proviene de esta última.

CLIMA Y VEGETACIÓN.

La región estudiada está comprendida en la zona llamada de los matorrales por Almeyda y Sáez (1958). La temperatura media anual de esa zona es de 14°C (8° en el invierno y 20° en el verano), con variaciones en la Alta Cordillera. La humedad relativa media del aire es de 60% en el invierno y de 80% en el verano. Las lluvias anuales alcanzan 270 mm en el norte y 1.000 mm en el sur de la zona de los matorrales; pero en el área de la Alta Cordillera aumentan las precipitaciones al doble y triple de esa cantidad.

Aproximadamente la mitad de las precipitaciones anuales cae en los meses de invierno; le siguen en importancia las lluvias de otoño, con aproximadamente un cuarto y las de primavera con un octavo del total anual. La estación de verano es marcadamente seca.

La agricultura en el valle central y en los valles laterales con suficiente extensión de terrenos planos, está basada en el regadío que permite intensivos cultivos de alfalfa, trébol, trigo, cebada, fréjoles, arroz y vid; pero en la región andina, abarcada por el presente estudio, no existen cultivos agrícolas y sólo se aprovecha la vegetación natural de los valles para pastoreo de yanada de equinos, vacunos y ovejunos. En la región andina de las provincias de O'Higgins, Colchagua y Curicó, se observa un crecimiento

selectivo de la vegetación de cipreses en terrenos ocupados por diorita o escombros de esta roca; más al sur de la cuenca del Teno crecen los cipreses también en terrenos formados por andesitas.

En la tabla N^o 1 figuran los datos pluviométricos de las estaciones meteorológicas más cercanas al terreno estudiado, tomados de Almeyda y Sáez (1958). Un resumen de los valores térmicos tomados de la citada obra figura en la tabla N^o 2.

El clima de los Andes de Chile central está determinado por los vientos dominantes que soplan del sector oeste y por la corriente fría de Humboldt.

Todas las precipitaciones de la región de Chile central provienen del Pacífico, traídas por vientos de los cuadrantes oeste y noroeste. Los vientos del sur y suroeste establecen buen tiempo, con cielo despejado. El viento del este, llamado Puelche, que se observa en los Andes en escasos días del año, es un viento muy seco y caluroso.

El aire oceánico que, después de atravesar la corriente de Humboldt, llega a Chile central con temperatura y humedad relativamente bajas, precipita su humedad a medida que se enfría en su ascenso por la muralla de los Andes. Esto explica el aumento notable de las precipitaciones, según la altura en los Andes centrales donde caen en el invierno en forma de polvo de nieve que el viento arrastra con facilidad. A esta particularidad se debe que las partes de los cerros opuestas al viento y que reciben la mayor cantidad de nieve, quedan sin campos de neviza y nieves perennes, las cuales se acumulan en las áreas más protegidas a sotavento, donde forman los campos de neviza que alimentan los glaciares.

En el verano, la región se encuentra en la zona de altas presiones atmosféricas y calmas tropicales, sin circulación de grandes masas de aire, lo que determina un largo período de buen tiempo. De las superficies sin vegetación de las cordilleras y de las llanuras argentinas, calentadas en el día por el sol, se eleva el aire caliente a grandes alturas y es reemplazado por el aire oceánico más frío, produciéndose fuertes corrientes de convección, que son características en los Andes de Chile central. En la noche se invierte la dirección de esas corrientes, debido al mayor enfriamiento nocturno de la cordillera y de las pampas con respecto al océano.

Frecuentemente, entre las 11 y las 16 horas, el movimiento ascendente del aire se hace visible en la formación de enormes nubes cúmulos que aparecen sobre los Andes centrales.

En las mismas horas se observa, especialmente en los valles transversales y en los faldeos occidentales de los cordones cordilleranos, un fuerte viento del oeste, que puede adquirir una fuerza huracanada, haciendo difícil la pasada por los altos portezuelos, que accionan cual chimeneas. En las cumbres se observa una fuerte baja de la presión atmosférica durante estas

Tabla N° 1

Estaciones de observación	Ubicación geográfica	Altura s. n. m. (m)	Años de observ.	Precipitación anual (mm)	Precipitación otoño (mm)	Precipitación invierno (mm)	Precipitación primavera (mm)			
Bocatoma Maitenes	33°30'/70°12'	1.320	5	450	134	30%	230	51%	74	16%
Planta Hidroeléctrica Maitenes	33°32'/70°16'	1.140	26	505	135	27%	254	50%	87	14%
La Obra	33°35'/70°30'	799	42	640	155	24%	360	56%	110	17%
Puente Alto	33°37'/70°35'	713	31	500	120	24%	280	56%	80	16%
San José de Maipo	33°39'/70°22'	1.060	38	603	165	27%	341	56%	84	14%
El Volcán	33°49'/70°11'	1.660	5	754	207	27%	405	54%	119	16%
Los Queltehues	33°49'/70°12'	1.365	20	629	181	29%	287	46%	114	18%
El Teniente	34°05'/70°22'	2.134	41	1.057	266	25%	571	54%	189	18%
Bocatoma (Sitio K. Barahona)	34°07'/70°31'	1.535	34	970	251	26%	416	43%	131	14%
Coya	34°13'/70°33'	785	42	750	188	25%	413	55%	117	16%
Pangal (Casa de Fuerza)	34°15'/70°25'	920	35	825	204	24%	373	45%	144	17%
Sauzal	34°15'/70°38'	770	3	595	165	27%	222	37%	104	18%
Bocatoma Pangal	34°16'/70°20'	1.410	14	1.160	282	24%	513	44%	235	20%
La Leonera	34°32'/70°29'	2.400?	4	620	130	21%	375	60%	76	12%
La Rufina	34°44'/70°45'	600?	12	1.199	311	26%	623	52%	214	18%
Romeral	34°45'/71°01'	294	5	781	192	25%	445	57%	139	18%
Los Queñes	35°01'/70°49'	671	14	1.520	378	25%	765	50%	300	20%

Yeso. Más al norte, la gruesa serie conglomerádica de la formación Río Damas continúa en la hoya del río Colorado, en la cordillera que separa el cajón del Chacayal del estero de Las Vacas y del río Colorado. La formación se extiende hacia el norte al cordón de Puntillas, que separa el estero Rabi-cano del río Parraguirre, pasando de allí hacia Argentina. En el área de las cabeceras del río Aconcagua los estratos de esta formación penetran al territorio chileno por el portezuelo Navarro.

El desarrollo más completo de la formación Río Damas se encuentra en las cordilleras fronterizas del Teno y Tinguiririca, donde se observó el siguiente perfil estratigráfico, de arriba hacia abajo, entre los Baños del Flaco y el río Las Choicas:

Formación	Calizas fosilíferas y sedimentos clásticos . .	500 m
Baños del Flaco	Conglomerados de transgresión del Titoniano	50 m
	Brechas de andesita gris verdosas, en parte conglomerádicas, con bancos de conglomerados	1.600 m
	Conglomerados verdosos con matriz arenosa, en bancos bien definidos	350 m
	Areniscas arcillosas y lutitas yesíferas rojas, con lentes de yeso de hasta 3 m de espesor .	600 m
Formación Río Damas 5.540 m	Conglomerados gris oscuros, con rodados de andesitas y matriz arenosa	500 m
	Bancos de andesita efusiva, gris oscura con grandes fenocristales de feldespato	40 m
	Areniscas en parte arcosas, violáceas, alternando con bancos de conglomerados	300 m
	Lavas y brechas de andesita, alternando con areniscas y conglomerados con rodados de andesita	1.400 m
	Areniscas tobíferas arcillosas, rojas, en parte conglomerádicas	600 m
	Areniscas rojizas, conglomerados finos, areniscas calcáreas con restos de ammonites . . .	150 m
Formación		
Nacientes del Teno	Manto de yeso del miembro Santa Elena . .	100 m

por Klohn (1954) "Conglomerados de Herrera", "Yesífero de Palacios" y "Conglomerados del Río Damas", y que posteriormente (1956, p. 51) designó como Jurásico Terrestre (Kimmeridgiano).

La formación Río Damas se apoya concordantemente sobre el miembro superior de la formación Nacientes del Teno y, a su vez, subyace a las formaciones Leñas-Espinoza y Baños del Flaco, respectivamente, también en concordancia general, aunque la transgresión marina de estas últimas se extendió sobre un relieve irregular de la formación Río Damas.

Las rocas predominantes en la sucesión de estratos de la formación Río Damas son: areniscas rojas con facies arcillosas y tobíferas; conglomerados y brechas de andesita con matriz arenosa, de coloración rojiza, violácea, verdosa y gris oscura; y brechas efusivas con fragmentos porfíricos con fenocristales de plagioclasa y otros de lava violácea y verdosa con almendrillos y grandes feldespatos tabulares. En el área del Río Damas se manifiesta una secuencia de lutitas rojas, con lentes de yeso de hasta 3 m de espesor ubicada en la parte media de esta formación. En el contacto de areniscas con lutitas se observan, ocasionalmente, grietas de secamiento, impresiones de gotas de lluvia y "ripplemarks", que acusan el origen subaéreo de estos sedimentos. En un lugar al lado oriental del cordón fronterizo, se encontraron en la base de la formación algunos fragmentos de ammonites en una serie de areniscas calcáreas que alternan con capas de conglomerados finos. El mal estado de conservación no ha permitido una clasificación específica de estos fósiles. Se supone que esta serie de estratos basales representa los estratos de transición del ambiente marino de la formación Nacientes del Teno al ambiente terrestre de la formación Río Damas, aunque no se descarta la posibilidad de que los restos fósiles se hallen en un yacimiento secundario.

DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA.

Los estratos de la formación Río Damas tienen amplia distribución en la parte oriental de la región estudiada, estando presentes en toda su extensión longitudinal que alcanza a más de 200 Km. Sus afloramientos se extienden, prácticamente sin interrupción, desde la región del río Teno superior (estero Tiburcio, ríos Pellejo y Maitenes), continuando por la parte alta de las hoyas de los ríos Tinguiririca, Damas, Cortaderal, Leñas y Chapoal, y prolongándose, a lo largo del río Barroso, hasta la cuenca superior del río Maipo, en la cual tiene gran desarrollo entre los Baños Puente de Tierra y los ríos Cruz de Piedra y Alvarado. Desde la hoya del Maipo superior continúan los estratos de esta formación en ancha faja, pasando al oriente de los ríos Negro y Jeria, hacia el río Volcán y las cabeceras del río

cabeceras del río Aconcagua, inmediatamente al norte de la región que comprende este estudio.

Los estratos inferiores se correlacionarían con el Cuyano de Argentina; los estratos del valle Villagra con el Cuyano superior y los de la quebrada La Zorra con el Cuyano inferior.

Los estratos inferiores de la formación Nacientes del Teno tienen las siguientes correlaciones con el Jurásico de la Cordillera de la Costa de Chile central, que sólo aparece al norte del paralelo 33°. Parte de la formación Melón de esa región (Thomas, 1958), de edad bajociana, correspondería a la serie Villagra de los estratos inferiores de la formación Nacientes del Teno; la serie de estratos de quebrada La Zorra, compuesta por sedimentos clásticos y tufitas riolíticas, podría corresponder cronológicamente a la formación Ajial (Thomas, op. cit.) desarrollada en facies efusiva silícica.

En general, la formación Nacientes del Teno se correlaciona con las series de estratos del Jurásico marino de Argentina, con parte de las cuales se une directamente a través de las cordilleras fronterizas, como se ha señalado en el mapa geológico adjunto, en el cual se incluye parte del mapa de Gerth (1931).

El último afloramiento meridional de estratos marinos jurásicos que podrían correlacionarse con la mayor parte de la formación Nacientes del Teno, se encuentra en la región de Lonquimay, ubicada en el curso superior del río Bío-Bío, al ENE de la ciudad de Temuco, donde aparece el Rauraciano con brecha de Cídaris sobre sedimentos marinos del Caloviano y del Dogger, descritos por Burckhardt (1900), y Felsch (1915). En esta región no se han observado mantos de yeso que pudieran correlacionarse con el miembro Santa Elena.

FORMACIÓN RÍO DAMAS.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Se ha denominado formación Río Damas a un característico complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalación de potentes series de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas, y de esporádicos sedimentos químicos, que tienen su mayor desarrollo en la zona del Río Damas, que constituye el curso superior del río Tinguiririca. Los materiales componentes de esta formación han sido depositados esencialmente en un ambiente terrestre subaéreo y lagunar.

En esta formación se reúnen las unidades estratigráficas denominadas

(Schiller, 1912) o Auquilcoense (Groeber, 1946) de Argentina. Puede correlacionarse en forma directa con el miembro medio de la formación Lagunilla, descrito por Aguirre (1960), en la zona del nacimiento del río Juncal, provincia de Aconcagua. Inmediatamente al sur de nuestra área, corresponden al miembro Santa Elena la franja yesífera situada al este y al sur de los volcanes Planchón, Peteroa y Azufre y la que se manifiesta en la cascada del río Colorado, provincia de Curicó, y en el paso Yeso de la provincia de Talca ($35^{\circ}33'S$, $70^{\circ}24'W$). En el norte de Chile se ha mencionado la presencia del yeso jurásico en la zona de Arica, provincia de Tarapacá (Douglas, 1914). En la misma provincia, en el área de Negreiros al noreste de Iquique, según observaciones del autor y de Cecioni y García (1960), aparece el manto del yeso jurásico con 20 m de espesor. En la provincia de Antofagasta se conoce el yeso del Malm, en Caracoles (Steinmann, 1881, y Harrington, en Groeber, 1952), donde alcanza 20 m de espesor, lo mismo que en Cerritos Bayos, al noroeste de Caracoles (Biese, 1957).

A estas localidades pueden agregarse el área de la quebrada de El Way, al sur de Antofagasta, donde el autor reconoció la presencia de sedimentos clásticos, que aparentemente pueden correlacionarse con la formación Río Damas, y masas de yeso en contacto tectónico con ellos, que probablemente representan el yeso jurásico. El autor determinó la presencia de yeso jurásico también en la Cordillera de la Costa de la provincia de Antofagasta, a unos 12 Km al norte de Paposos; en esa región, en la localidad La Rinconada, afloran estratos fosilíferos del Lías, en un nivel de, aproximadamente, 500 m debajo del yeso.

El miembro Rinconada se correlaciona en Argentina con el grupo formado por el Manguense, el Bayense y el Loteniano, correspondiendo al Manguense la serie de lutitas calcáreas oscuras que subyacen al manto de yeso; al Bayense la serie calcárea fosilífera debajo de las lutitas, y al Loteniano probablemente la parte inferior del miembro Rinconada.

Los miembros Rinconada y Santa Elena que comprenden desde el Caloviano hasta el Secuaniano o Kimmeridgiano inferior marino, no tienen equivalente en la Cordillera de la Costa de Chile central al norte del paralelo 33° (Thomas, 1958). Esta región, en algún espacio del tiempo comprendido entre el final del Bajociano y principios del Valanginiano, parece haber constituido tierra firme expuesta a la erosión. La formación terrígena volcánica Pachacama (Thomas, op. cit.), se ubica en una edad desconocida dentro de ese período.

El miembro Rinconada se correlaciona con la parte basal de la formación Lagunilla, o miembro inferior establecido por Aguirre (1960), en las

occidental, o sea, en el paso Villagra, donde aflora con 80 m en comparación con los 120 m de la Rinconada.

E d a d :

Con respecto a la edad del miembro Santa Elena, parece muy probable que corresponda al Secuaniano, en consideración a que en la región estudiada se superpone concordantemente a estratos fosilíferos del Rauraciano y a que, en territorio argentino, el techo del "Yeso Principal" o "Auquilcoense", con el cual se correlaciona directamente este miembro, corresponde a la parte baja del Kimmeridgiano, según han demostrado Leanza y Zöllner (1949), quienes estudiaron una fauna proveniente de estratos marinos que engranan y parcialmente se superponen a niveles superiores del "Yeso Principal".

En estratos superpuestos al yeso —formados por margas, areniscas y conglomerados finos—, que afloran en el valle de Las Choicas, se encontraron, en el curso de este estudio, algunos fragmentos de ammonites que indicarían la continuación del régimen marino aun después de la depositación del yeso. Lamentablemente, estos restos se encuentran en deficiente estado de conservación, lo que no permite una identificación específica. Cierta semejanza con los ammonites del Rauraciano, hallados en la misma área en estratos inferiores al manto de yeso, sugieren por otra parte la posibilidad de que los fósiles se encuentren en yacimiento secundario.

EDAD Y CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN NACIENTES DEL TENO.

En varias localidades en que se reconoció la presencia de la formación Nacientes del Teno, se han obtenido fósiles pertenecientes al Jurásico, comprendiendo desde el Bajociano hasta el Rauraciano. Sin embargo, los estratos basales de la formación, en los que no se encontraron fósiles, podrían pertenecer aun al Lías por su ubicación infrayacente al Bajociano fosilífero y por analogías litológicas con estratos liásicos de la zona argentina colindante.

En el curso de este estudio no se encontraron fósiles que permitieran determinar la presencia del Bathoniano en la región. Aunque este vacío puede deberse solamente a falta de hallazgo de fósiles, es posible que represente el hiatus de sedimentación bathoniano, descrito en Argentina (Groeber, 1952), y en el norte de Chile (Cecioni y García, 1960).

El miembro Santa Elena se identifica fácilmente con el Yeso Principal

forma de lentes, análogamente a lo observado en el área del río Teno superior.

Otro afloramiento aislado de este miembro, se encuentra en la hoya del río Colorado superior, al este de la franja de afloramientos continuados. En el faldeo sur del valle, entre la quebrada del Mono y el estero Tungatito, se asoma el yeso en forma de un filón vertical de 4 Km de largo y 50 m de ancho, que atraviesa los estratos de las formaciones Baños del Flaco y Colimapu, con rumbo casi perpendicular al de esas formaciones.

Espesor:

El manto de yeso mantiene un espesor medio de 100 m por una extensión de 280 Km. Su engrosamiento hasta varios centenares de metros en algunas áreas y su acuñaamiento hasta desaparecer en otras, se deben principalmente a efectos tectónicos. Las masas abultadas se encuentran en zonas axiales de anticlinales, como en el cordón entre el río Maipo y su afluente río Barroso. Un adelgazamiento hasta la supresión del manto se observa en los flancos de los pliegues y a lo largo de fallas, como ocurre en el cajón de Chacayes y en el valle del río Colorado, en el área de la desembocadura del estero Rabicano.

Un acuñaamiento primario del espesor del manto de yeso se observa en el área del río Teno superior que parece comprender una zona marginal de la cuenca de depositación del yeso. En esta área aparecen dos franjas de yeso correspondientes a los flancos de una estructura anticlinal. La franja noroccidental está constituida por lentes de poco espesor en la ladera poniente del valle Vergara y continúa en forma lenticular en el faldeo norte del río Teno, entre sus afluentes río Vergara y estero La Zorra; de allí siguen los afloramientos de yeso hacia el noreste, en forma continuada y con creciente espesor, formando un amplio arco, hasta el paso Santa Elena, donde cruzan la cordillera fronteriza con espesor superior a 100 m. Burckhardt (1900) observó en el lado argentino del cordón fronterizo espesores superiores a 200 m, pero tal espesor se debe, probablemente, a un engrosamiento en la zona axial del anticlinal que en esta área cambia bruscamente su rumbo.

La otra franja de yeso del Teno superior corresponde al flanco suroriental del anticlinal. Entra a territorio chileno por el paso Villagra, de allí baja al área de entrada a la quebrada Tiburcio y continúa hacia el noreste para cruzar el cordón fronterizo en La Rinconada, a media distancia entre los pasos Tiburcio y Santa Elena. En los afloramientos de esta franja es también notorio el menor espesor del manto de yeso en la parte

zan al lado argentino de la cordillera para volver a territorio chileno en el paso Leñas Falso. Desde los orígenes del río Leñas los afloramientos continúan a las cabeceras del río Cachapoal y al estero Molina. La Sierra Piuquenes, entre el glaciar del Cachapoal y el cordón fronterizo con el cerro Paja Grande (4.325 m), está constituida por yeso tectónicamente abultado. Los sedimentos que aparecen en posición vertical en el cerro Paja Grande, al norte del paso Molina (3.808 m), representan el yacente del yeso, probablemente el miembro Rinconada.

Las rocas más recientes de los Picos del Barroso, al norte del paso Molina, cubren discordantemente las formaciones más antiguas; pero, más al norte, vuelve a aparecer el manto de yeso con gran desarrollo y distribución en toda la hoya del río Maipo superior (ríos Circo, Barroso, Cruz de Piedra, Nacimiento del Maipo, Alvarado, Arhuelles, Escalones y el área de Puente de Tierra), hasta la desembocadura de los ríos Negro y Blanco, donde terminan los afloramientos en un macizo de diorita. La franja de yeso del valle Alvarado se extiende por un portezuelo ubicado al noreste del cerro Arhuelles, hasta las cabeceras del río Negro y sigue, con pocas interrupciones, a la cuenca del estero Colina, donde se explotan las yeseras del establecimiento "El Volcán", y al estero Marmolejo; interrumpida por la cubierta de lavas de los volcanes San José y Marmolejo, vuelve a aparecer en la cabecera del río Yeso, donde se explotan varias yeseras; desde esta zona, sigue en dirección al norte y entra por el portezuelo de Yeguas Muertas al cajón de Chacayes que confluye al río Colorado. El yeso acompaña al cajón del estero de Chacayal, en su faldeo occidental y cruza el valle del Colorado en la desembocadura del estero Rabicano. Por el portezuelo de Los Embudos (dolinas), en el cordón de Puntillas, los afloramientos del valle Rabicano pasan a la orilla oriental del valle del río Parraquirre. Desde allí al norte, se interrumpe la franja del yeso en territorio chileno, pero continúa en el lado argentino del cordón fronterizo y vuelve al lado chileno en la hoya hidrográfica del río Juncal, afluente del río Aconcagua.

Aparte de la franja continua descrita, se han observado otros dos afloramientos de ese miembro de la formación Nacientes del Teno. En la ladera norte del valle Cortaderal, entre sus afluentes esteros Colorado y Maravilla, aparece, debajo de los conglomerados de la formación Río Damas, una aislada masa de yeso, tectónicamente amasada con sedimentos que se asignan al miembro Rinconada y que afloran en el lado opuesto del valle; por su posición estructural, se supone que la masa de yeso representa el miembro Santa Elena. La falta de continuación del yeso en esta área se atribuye a que en la zona marginal occidental de la cuenca, el yeso fue depositado sólo en

de rocas clásticas con participación de efusivos. Su espesor total sería de unos 450 m. Sin embargo, los 300 m de estratos subyacentes a las calizas fosilíferas de Rinconada sólo fueron someramente reconocidas, debido a la existencia de grandes remanentes de nieve que dificultaron la observación de los afloramientos.

Es posible que una parte de esa sección corresponda a la parte superior de los estratos de Villagra, reconocidos en otra área.

MIEMBRO SANTA ELENA.

Distribución y litología:

El miembro superior de la formación Nacientes del Teno se presenta típicamente expuesto en el Teno superior en las inmediaciones del paso Santa Elena. Está constituido por gruesos mantos de yeso que se encuentran intercalados concordantemente entre las lutitas y calizas fosilíferas del techo del miembro Rinconada y las areniscas arcillosas rojas y conglomerados de la base de la formación Río Damas. Debido a su amplia distribución en Argentina, en el norte del Neuquén y el sur de Mendoza, fue llamado por Schiller (1912) "Yeso Principal", distinguiéndolo así del "Yeso de Transición", que corresponde a un nivel estratigráfico más alto. Groeber (1946, p. 182) introdujo el nombre "Auquilcoense", modificando la denominación "Auquingo Formation", aplicada por Weaver para denominar el Yeso Principal de Schiller.

Las capas de anhidritina y yeso, que contienen abundante carbonato de calcio, forman en toda la región estudiada un solo manto sin intercalación de otras rocas, salvo algunas áreas donde el yeso está tectónicamente amasado con estratos de su techo y de su piso, como es el caso en el cordón que separa los ríos Maipo y Barroso. En el terreno se destaca este manto por sus formas características de erosión y por su color blanco grisáceo que contrasta con la coloración oscura de las rocas de su piso y con las areniscas rojas de su techo. Sin embargo, a distancia se podría confundir con tobas blancas o pórfidos dioríticos de colores claros.

El miembro Santa Elena es el único de la formación Nacientes del Teno que aparece solo con pocas interrupciones en toda la parte oriental de la región estudiada. Se ha reconocido la presencia de la franja de yeso al sur y al este del grupo de los volcanes Azufre, Peteroa y Planchón de donde entra, por el área de los pasos Vergara y Villagra, a la hoya hidrográfica del Teno superior. En el paso Santa Elena los afloramientos del yeso se despla-



de lutitas negras, fuertemente plegadas, que afloran en ambas riberas del río Maipo. No se encontraron fósiles en esta localidad.

A unos dos kilómetros al sureste de Los Baños, en la ribera sur del río Maipo, aparecen masas de yeso fuertemente comprimidas. Debajo del yeso afloran lutitas negras y calizas fosilíferas, correspondientes a la parte alta del miembro Rinconada. De esta serie se obtuvieron algunos restos de ammonites, que corresponden a *Perisphinctes* del Rauraciano.

Dos kilómetros, aproximadamente, al NW de las termas de Puente de Tierra, al este de la confluencia del río Negro con el Maipo, aparece normalmente debajo del manto de yeso y en buen desarrollo, un conjunto de lutitas, margas y calizas fosilíferas, con espesor visible de unos 150 m, que corresponden al miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno. Entre los fósiles recolectados en esta serie de estratos, se han identificado las siguientes especies:

Perisphinctes (Orthosphinctes) cf. tiziani Oppel.

Euaspidoceras aff. perarmatus Sowerby.

Macrocephalites rotundus Tornquist (?).

Macrocephalites cf. subcompressus Waagen.

Inoceramus sp.

Perisphinctes (Orthosphinctes) cf. tiziani Oppel representaría un elemento del Argoviano. *Euaspidoceras (Eu. perarmatus)* (Sow.) indicaría Oxfordiano. Los *Macrocephalites* corresponderían al Caloviano.

Al miembro Rinconada pueden corresponder también los estratos del río Colina, afluente del río Volcán, que llevan en su techo gruesos mantos de yeso. Sin embargo, la cuenca del río Colina no ha sido detenidamente estudiada. Lo mismo vale para la zona del nacimiento del río Yeso, donde también se asoma, debajo del manto de yeso, una serie de lutitas negras, fisibles y calcáreas que corresponden al miembro Rinconada.

Más al norte, en la hoya del río Colorado, no se han encontrado estratos marinos jurásicos más antiguos que los mantos de yeso que constituyen el miembro superior de la formación Nacientes del Teno y que se describe más abajo.

De lo expuesto anteriormente se concluye que la edad del miembro Rinconada abarca desde el Caloviano inferior hasta el Rauraciano.

Espesor:

El miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno se compone en promedio de 80 m de lutitas, 70 m de rocas calcáreas y unos 300 m

Perisphinctes (Orthosphinctes) tiziani Opper sería una forma característica de la zona de *Peltoceras bicristatum*, que corresponde al Lusitaniano medio en el sentido de Haug, o Rauraciano. Las formas identificadas como *Arisphinctes*, con *A. sp. cf. A. sp. 1* Stipanovic indicarían un nivel estratigráfico inmediatamente inferior, o sea, el Lusitaniano inferior equivalente al Argoviano. *Macrocephalites sp. cf. M. rotundus* Tornquist var. Stehn y *M. sp. cf. M. subcompressus* Waagen pertenecerían a la zona de *Macrocephalites macrocephalus* Zittel que caracteriza el Caloviano inferior.

Bajando del paso Villagra al paso Vergara por una quebrada que acompaña la frontera en el lado argentino, se atraviesa una serie de estratos superiores a los expuestos en el valle Vergara. En un afloramiento de capas de mediano espesor, bien estratificadas, constituidas por areniscas finas, gris oscuras y verdosas, que alternan con lutitas fisibles oscuras, muy compactas, y calcáreos arenosos, se recolectaron:

Macrocephalites subcompressus Waagen.
Inoceramus galoi Böhm.

Estos fósiles permiten determinar la presencia de estratos del Caloviano inferior. El espesor de la serie allí expuesta es de unos 50 m.

En la ladera sur del valle del río Cortaderal, afluente del río Cachapoal, al este del estero Colorado, aflora una sucesión de areniscas grises, en parte arcósicas, conglomerados finos, y lutitas que no han proporcionado fósiles y que también podrían corresponder al miembro Rinconada de la formación Nacientes del Teno.

En el cordón fronterizo de los pasos Leñas y Leñas Falso está expuesta una serie de areniscas gris amarillentas, en parte calcáreas, bien estratificadas, que están en contacto tectónico irregular con el yeso del miembro Santa Elena, en cuyo techo se apoyan las areniscas rojas y conglomerados andesíticos de la formación Río Damas. Estas areniscas, en las cuales no se hallaron fósiles, podrían asignarse al miembro Rinconada.

En la ribera norte del río Maipo, entre los esteros Arhuelles y Alvarado y frente a la confluencia del río Cruz de Piedra, aparece el yeso del miembro Santa Elena. Sobre este manto del yeso y repetido en forma de escama tectónica, aparece nuevamente la secuencia de calcáreos fosilíferos y de lutitas calcáreas laminadas del miembro Rinconada, el yeso del miembro Santa Elena y la formación Río Damas. En las calizas se hallaron restos de *Macrocephalites* del Caloviano. En esta localidad, las lutitas oscuras que subyacen al yeso no han proporcionado fósiles.

Al lado oeste de los Baños de Puente de Tierra, sobre el río Maipo, aparece el yeso del miembro Santa Elena, sobrepuesto a una potente serie

areniscas tobíferas de grano medio y lutitas, calizas, brechas y tobas andesíticas intercaladas. La parte superior de esta serie está constituida por unos 70 m de caliza gris azulada, fosilífera, en bancos de mediano espesor, con superficies nodulosas, separadas por delgadas capas de margas. Sobre estas rocas calcáreas se superponen 80 m de lutitas calcáreas laminadas, gris oscuras, con frecuentes micropliegues, que no han proporcionado fósiles. Las series de calizas y lutitas aparecen bien expuestas en el sendero que sube del valle del Teno al paso Santa Elena, aproximadamente un kilómetro al suroeste del hito. El techo de este miembro está en contacto concordante con los mantos de yeso del miembro Santa Elena.

Los estratos descritos del miembro Rinconada atraviesan el cordón fronterizo al sur del paso Santa Elena, para continuar, en territorio argentino, en la zona del río Santa Elena y laguna del Fierro, donde tienen gran desarrollo, según los describe Burckhardt (1900). De allí, los afloramientos de estos estratos continúan hacia el norte hasta el área del río Las Choicas.

De la serie de calizas fosilíferas que aparecen en el sendero del paso Santa Elena, se obtuvo una pequeña fauna con las siguientes especies:

- Perisphinctes (Orthosphinctes?)* sp.
Perisphinctes sp. cf. *P. harringtoni* Leanza.
Perisphinctes (Arisphinctes) sp.
Quenstedticeras sp.
Quenstedticeras sp. cf. *Q. Mariae* D'Orbigny.
Inoceramus galoi Böhm.

Las formas de *Arisphinctes* corresponderían a elementos típicos del Argoviano.

Quenstedticeras sp. cf. *Q. Mariae* D'Orbigny estaría indicando niveles pertenecientes al Oxfordiano inferior. *Inoceramus galoi* Böhm correspondería al Caloviano.

Los estratos más altos del miembro Rinconada, inmediatamente infra-yacentes al yeso y constituidos por lutitas muy oscuras, no han proporcionado fósiles en la región estudiada. Sin embargo, el autor recolectó, en el contiguo valle del río Las Choicas, República Argentina, en capas de margas arenosas, ubicadas inmediatamente bajo el yeso, los siguientes ammonites:

- Perisphinctes (Orthosphinctes)* aff. *tiziani* Oppel.
Arisphinctes sp. cf. *A.* sp. 1 Stipanitic.
Arisphinctes sp.
Macrocephalites sp. cf. *M. subcompressus* Waagen.

normal de la serie y sus espesores. Burckhardt (1900, p. 64 y 65), obtuvo de una serie de areniscas verdes y sedimentos calcáreos grises, en el lado occidental del valle, algunos ejemplares de *Sphaeroceras Zirkeli*, que representaría la zona del *Stephanoceras humphriesianum*, del Bajociano alto. Del lado opuesto y más cerca del paso Vergara, provienen *Sphaeroceras rotundum* y *Perisphinctes* sp. pertenecientes al Caloviano.

El área entre los valles Vergara y Villagra, desde el río Teno hasta la frontera, está enteramente cubierta por efusivos modernos, que impiden la observación de las conexiones estratigráficas entre las series de estratos inferiores de ambos valles.

Una secuencia correspondiente a los estratos inferiores de la formación Nacientes del Teno aparece en el valle Santa Elena, en la parte argentina de la Cordillera. Esta sección, que fue estudiada por Burckhardt (1900, p. 61), consiste en una sucesión de margas rojas y verdosas y margas esquistosas gris oscuras, con los siguientes fósiles:

Oppelia subplicatella Vacek.

Harpoceras cf. *opalinum*.

Posidonia sp.

Estas especies indicarían la presencia de estratos del Dogger más inferior. Debajo de ellos aparecen areniscas finas verdosas y conglomerados que probablemente corresponden a los estratos Quebrada La Zorra.

Espesor:

La potencia total de los estratos inferiores, observada en el área del río Teno superior, alcanza aproximadamente a 950 m, sumando los espesores de 300 m correspondientes a los estratos Quebrada La Zorra y de 650 m de los estratos Valle Villagra.

MIEMBRO RINCONADA.

Distribución, litología y edad.

En el área de Rinconada, ubicada en los faldeos occidentales de la cordillera fronteriza, entre el paso Santa Elena y la quebrada de Tiburcio, aflora un conjunto de estratos, principalmente sedimentario, que alcanza un espesor aproximado de 450 m y está compuesto de arcosas gris oscuras,

*Estratos Valle Villagra.**Distribución, litología y edad:*

En la región estudiada, esta sección de los estratos inferiores se ha observado sólo en el área del Teno superior. La serie está expuesta con buen desarrollo en el flanco oriental del Valle Villagra y en el cordón que lo separa de Quebrada Guanaco. En esta área aparece la siguiente sucesión de estratos (de arriba hacia abajo) :

	<i>Espesores aproximados</i>
Conglomerados gris oscuros y violáceos con rodados de andesita, y areniscas calcáreas verdosas	90 m
Conglomerados rojizo oscuros con rodados de andesita, alternando con areniscas verdosas y rojas, areniscas conglomerádicas verdosas, con intercalación de calcáreos gris oscuros . . .	200 m
Conglomerados gris oscuros con rodados de andesita	100 m
Areniscas rojizas, areniscas calcáreas grises y margas amarillentas	180 m
Conglomerados gris oscuros, con rodados de andesita	más de 80 m

	Total 650 m

El yacente no está expuesto.

Durante el presente reconocimiento de la zona no se han recolectado fósiles de los estratos Valle Villagra. Burckhardt (1900, p. 64) cita, como procedentes del Valle Villagra, los siguientes fósiles:

Sonninia aff. *Sowerbyi* Miller.

Perisphinctes sp.

Cf. *Sphaeroceras Gervillei* Sowerby.

Bivalvos.

Esta fauna corresponde al Bajociano.

También en el valle Vergara están expuestos los estratos inferiores, a excepción de la serie de estratos Quebrada La Zorra. Pero en el área de Vergara intervienen dislocaciones tectónicas que perturban la secuencia

en toda la región y está constituido por el contacto concordante entre los mantos de yeso del miembro Santa Elena y la base de la siguiente unidad de sedimentos clásticos y vulcanitas, denominada formación Río Damas.

LOS ESTRATOS INFERIORES.

Se han designado con el nombre de estratos inferiores a dos secuencias litológicas que, por no demostrar relaciones estratigráficas directas con el miembro Rinconada ni entre sí, no han podido ser calificadas como miembros. A pesar de que no se observan relaciones estratigráficas directas, el hecho de que se presenten en el núcleo del anticlinal del Teno, permite suponer que ellos constituyen las secuencias más antiguas de la formación Nacientes del Teno. La similitud litológica con los estratos presentes a corta distancia, en el territorio argentino, parece indicar que los estratos Quebrada La Zorra tienen una posición estratigráfica inferior a los del Valle Villagra.

Estratos Quebrada La Zorra.

Distribución y litología:

La sección inferior, llamada estratos Quebrada La Zorra, está desarrollada en el valle del Teno, entre las quebradas La Zorra y Guanaco. Ella consiste en una secuencia de capas de espesor medio y bien estratificadas, constituidas por conglomerados finos con rodados de riolita, areniscas cuarzosas finas a gruesas, areniscas calcáreas de color gris claro, lutitas fisibles y lutitas carbonosas. Esta sección aparece bien desarrollada en la quebrada La Zorra, cerca de su desembocadura en el valle del Teno, donde se han obtenido algunos restos vegetales carbonizados, mal conservados. Cerca de la base de la sección expuesta aparecen tufitas de color gris claro, ricas en cuarzo, que alcanzan un espesor de 50 m. Probablemente, ellas representan lo que Gerth (1931) definió en esta misma área como "liparitas intrusivas o efusivas que asoman aquí en el yacente de los estratos liásicos". Estas tufitas provienen probablemente de la redepositación de tobas riolíticas, que son abundantes en el Triásico y que se supone forman el yacente de la formación Nacientes del Teno, pero que no afloran en el área, sino en regiones vecinas de Argentina. El límite superior de los estratos Quebrada La Zorra está cubierto por escombros de falda.

El espesor de estos estratos, observado en el área del Teno, es de unos 300 metros. Su potencia total debe ser algo mayor, ya que su parte inferior no aparece expuesta.

Teno superior. Esta formación se compone de un conjunto de sedimentos marinos clásticos, organogénicos y químicos, con escasas intercalaciones de material piroclástico y abundante participación de sedimentos clásticos derivados de la erosión de vulcanitas. Anteriormente, Klohn (1954) describió en términos generales esta misma formación como "Areniscas y Calcáreos de Santa Elena-Vergara", y, posteriormente (Klohn, 1956), la definió como sedimentos del "Ciclo Marino Jurásico".

La sucesión de conglomerados, areniscas (generalmente arcosas), lutitas, calizas, margas, depósitos de anhidritina y yeso, y rocas piroclásticas, que integran esta formación, no aparece expuesta en forma continuada en una misma localidad, debido a que los afloramientos de las diferentes series de estratos que la constituyen tienen una distribución areal separada. Sin embargo, es posible establecer la secuencia estratigráfica normal y la edad de algunos horizontes en base a sus faunas fósiles.

En esta formación se pueden reconocer diversas unidades, diferentes en su composición litológica y su contenido faunístico, que se agrupan en dos miembros estratigráficos y un complejo de estratos inferiores, según el siguiente esquema:

formación Nacientes del Teno	{	miembro Santa Elena	{	estratos Valle Villagra
		miembro Rinconada		estratos Quebrada
		estratos inferiores		La Zorra

La parte superior de la formación tiene amplia distribución en la región estudiada. Los estratos inferiores aparecen expuestos solamente en la zona del Teno superior, mientras que en el resto de la región la erosión no alcanzó a denudar estos niveles inferiores.

Los estratos inferiores comprenden más de 1.000 m de conglomerados, areniscas, lutitas, rocas calcáreas, tobas y tufitas. A esta sucesión, aparentemente, se superpone el miembro Rinconada, presente en varios afloramientos de la región e integrado principalmente por conglomerados, areniscas (generalmente arcosas), lutitas, margas y calizas con intercalaciones de brechas y tobas andesíticas, que alcanzan un espesor aproximado de 450 m. El miembro Santa Elena, superpuesto concordantemente al anterior, está constituido por mantos de anhidritina y yeso, de color gris claro a blanco, con espesores variables entre 80 y 120 m.

La parte más inferior de la formación Nacientes del Teno, está representada por una serie de areniscas cuarzosas, conglomerados finos, lutitas carbonosas y tufitas félsicas. La base misma de los estratos inferiores no aparece expuesta. El límite superior de la formación es fácilmente reconocible

tos del ciclo marino titoniano-neocomiano no incluyen prácticamente rocas volcánicas, a excepción de una secuencia de conglomerados basales, con componentes volcánicos.

Los sedimentos de ambos ciclos marinos están separados por depósitos terrestres, cuyo espesor medio es de 3.000 m, y están constituidos, principalmente, por conglomerados y, en menor proporción, por coladas de lavas y rocas piroclásticas, andesíticas. El conjunto constituye aproximadamente el 21% de la columna estratigráfica.

Sobre la sección marina neocomiana se presentan solamente sedimentos y rocas volcánicas terrígenas, los que, sin incluir las rocas efusivas cuaternarias y pliocénicas (?), alcanzan un espesor medio de 8.500 m, constituyendo así aproximadamente el 61% de la columna. Este conjunto se divide en dos secciones: la inferior, con un espesor medio de 3.000 m, está constituida por sedimentos clásticos, desde lutitas a conglomerados, con escasas intercalaciones de rocas efusivas, y la superior, con 5.500 m de espesor medio, está constituida preponderantemente por rocas efusivas y piroclásticas (dos tercios del total), mientras que los sedimentos lagunares que la integran son menos abundantes.

Cuantitativamente y respecto a su origen, las rocas sedimentarias y volcánicas que constituyen en la región el relleno del Geosinclinal Andino pueden dividirse como sigue: rocas sedimentarias marinas, 2.400 m, que constituyen el 17% del total; rocas sedimentarias terrígenas, 6.900 m, que constituyen el 49% del total, y rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, casi totalmente de depositación subaérea, 4.800 m, que constituyen el 34% del total.

La ausencia de organismos fósiles capaces de proporcionar datos cronológicos exactos, en los sedimentos terrígenos y rocas volcánicas de las secciones superiores, representa una seria dificultad para la correlación estratigráfica cronológica de las formaciones superiores del relleno de la cuenca andina.

SISTEMA JURÁSICO.

FORMACIÓN NACIENTES DEL TENO.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Se designa con el nombre de formación Nacientes del Teno, a la unidad estratigráfica más antigua presente en la región, por tener su mejor desarrollo en los extensos afloramientos que aparecen en la hoya del río

GEOLOGIA

El tramo andino, objeto de este estudio, se compone principalmente de estratos mesozoicos, cuya cronología comprende desde el Jurásico inferior (?) y medio hasta el Cretácico superior. Posiblemente, la parte más alta de este conjunto corresponde al Terciario inferior. Se presentan también rocas volcánicas de edad cuaternaria y, en parte, probablemente pliocena. Las lavas andesíticas y basálticas que las componen se distribuyen preferentemente en áreas adyacentes a volcanes de actividad reciente, la mayor parte de los cuales se ubica en los cordones limitrofes.

Las formaciones constituyentes del conjunto mesozoico están plegadas en estructuras que poseen un rumbo general norte. La intensidad del plegamiento es mayor en la parte media y norte de la región, donde se observan algunos pliegues volcados. En el extremo norte, en la zona del río Colorado, se presenta estructura imbricada, que incluye sobreescurreamiento hacia el este. En áreas con gran desarrollo de anhidritina y yeso se presentan las características formas de la "tectónica de la sal".

La totalidad de los estratos mencionados, con la sola excepción de las efusiones andesíticas y basálticas del Plioceno (?) y Cuaternario, se encuentran atravesados por intrusivos dioríticos que muestran una distribución regular en superficie.

LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS Y VOLCÁNICAS.

El espesor total de las rocas sedimentarias y volcánicas, excluyendo las neoterciarias y cuaternarias, alcanza a 14.000 m aproximadamente. La columna se divide en cinco secciones netamente diferentes, según su carácter petrográfico y el origen de los depósitos.

Están presentes los sedimentos de dos ciclos marinos, el primero que comprende la mayor parte del Jurásico, y, el segundo, perteneciente al Titoniano y al Neocomiano. Ambos ciclos marinos están separados por potentes depósitos terrestres predominantemente clásticos; rocas de carácter similar se presentan sobre los estratos superiores del segundo ciclo marino. Sobre estas últimas se disponen secuencias, de gran espesor, de rocas volcánicas y clásticas.

Los depósitos de ambos ciclos marinos alcanzan un espesor total aproximado de 2.500 m, o sea, constituyen el 18% de la columna estratigráfica. Los depósitos del ciclo marino jurásico están parcialmente constituidos por rocas volcánicas y por sedimentos clásticos derivados de ellas. Los sedimen-

Andes de la provincia de Santiago, en la parte correspondiente al río Maipo superior y al río Colorado.

Como base topográfica para la exploración geológica de la región se utilizaron las hojas correspondientes del Mapa Preliminar de Chile, escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar, ampliadas a la escala 1:100.000 y corregidas en parte por el glaciólogo Dr. L. Lliboutry (1956).

Muy poco uso pudo hacerse de las fotografías aéreas durante el curso del estudio, debido a que las fotos trimetrogón, de que se dispuso, fueron tomadas en una época en que gran parte de la cordillera se encontraba cubierta de nieve, y no estaban aún disponibles las nuevas fotografías verticales Hykon.

AGRADECIMIENTOS.

Durante los dos primeros años de trabajo, el señor Jorge Muñoz Cristi, en su carácter de Asesor Técnico de la Sección Geología de la Corporación de Fomento de la Producción, discutió y confrontó con el autor las observaciones de terreno y revisó parte de los análisis microscópicos, de las muestras petrográficas.

El señor José Corvalán colaboró en los trabajos de terreno en las temporadas de 1953 y 1955 y, además, efectuó la determinación de los fósiles recolectados y su correlación estratigráfica.

La señora Beatriz Levi de Valenzuela, estudió, en gran parte con análisis microscópicos, las muestras petrográficas recolectadas.

El señor Luis Lliboutry, profesor de la Universidad de Grenoble, generosamente facilitó, antes de su publicación, algunas hojas del Mapa Preliminar de Chile, ampliadas a la escala 1:100.000 y mejoradas en muchas partes con sus propias mediciones.

El señor Carlos Chávez efectuó, en el curso del presente año, una revisión fotogeológica de la región destinada a demarcar más detalladamente los límites del Cuaternario, así como a precisar la posición de las estructuras principales que se habían establecido durante los trabajos de terreno. Todas estas observaciones han sido incluidas en el presente informe.

horas de ascensión del aire caliente y liviano, lo que aumenta los efectos de la "puna" (mal de altura). El mismo fenómeno, seguramente, es la causa de la indicación de alturas exageradas determinadas con altímetros barométricos.

La ascensión del aire caliente y la formación de cúmulos, frecuentemente van acompañadas por tempestades eléctricas y precipitación de lluvia y granizo. Durante el mes de enero de 1955, en la región de los Picos del Barroso, se hizo difícil toda ascensión a los altos cordones, debido a que con gran regularidad entre las 11 y las 14 horas del día se concentraban sobre dicha región tempestades eléctricas.

ESTUDIOS ANTERIORES.

Al iniciarse el presente estudio, se dispuso sólo de escasos antecedentes sobre la geología de esta parte del país.

Las observaciones geológicas más antiguas de los Andes de Santiago, efectuadas en 1790, están registradas en los manuscritos de Thadeus Peregrinus Haenke. La "Descripción del Reyno de Chile", de Haenke, fue publicada en Santiago en 1942 (Editorial Nascimento).

Las primeras investigaciones sistemáticas de la constitución geológica de Chile fueron efectuadas en los años 1833 a 1835, por Charles Darwin y publicadas posteriormente por él (Darwin, 1846); ellas incluyeron estudios sobre los Andes de la provincia de Santiago y de Aconcagua.

Entre otros geólogos, cuyos estudios tienen relación con los terrenos geológicos tratados en esta publicación, merecen citarse Burckhardt y Gerth, cuyos trabajos en la región argentina vecina, efectuados en 1898 y 1912, respectivamente, abarcan también parte de los Andes de la provincia de Curicó, cuenca del río Tinguiririca. En los Andes de la provincia de Colchagua, cuenca del río Tinguiririca, han efectuado estudios los siguientes autores: Domeyko (1862), Burckhardt (1897 y 1900), Philippi (1899), Gerth (1931) y Groeber (1947, 1947a y 1952). En cuanto a la Cordillera de los Andes de la provincia de Santiago, después de la expedición de Darwin, de 1835, no se han efectuado nuevos estudios geológicos fundamentales.

TRABAJOS DE TERRENO.

La parte principal del trabajo de terreno se realizó durante los meses de verano del período comprendido entre los años 1953 y 1955.

En 1953 se efectuaron exploraciones en la provincia de O'Higgins, las que se continuaron en 1954 en las provincias de Colchagua y Curicó.

En 1955 se extendieron los trabajos de reconocimiento geológico a los

Tabla N° 2

Estaciones de observación		Ubicación geográfica	Altura s. n. m. (m)	Temperatura media anual	Temperatura media enero	Temperatura media julio
Provincia de Santiago	Santiago	33°27'/70°42'	520	14,2°C	20,6°C	8°C
	S. José de Maipo	33°39'/70°22'	1.060	13,0	18,9	7,6
Provincia de O'Higgins	El Teniente	30°05'/70°22'	2.134	9,5	15,2	4,4
	Rancagua	34°10'/70°45'	500	14,1	21,5	8,1
Provincia de Colchagua	San Fernando	34°35'/71°00'	350	13,5	20,0	7,5

Llama la atención la extraordinaria potencia de este perfil, la que también se mantiene en el área ubicada entre el río Teno y las cabeceras del río Cortaderal, ya que la formación Río Damas aparece en estos lugares con un espesor aproximadamente doble del que se observa más al norte de la región estudiada. Este hecho, combinado con la existencia de una serie de areniscas y arcillas rojas con lentes de yeso en la mitad superior del perfil, sugiere la posibilidad de una repetición tectónica a modo de escama. Sin embargo, no se ha comprobado tal estructura sobre el terreno y la secuencia litológica del perfil no permite reconocer una repetición.

En la cuenca del río Cachapoal, con sus afluentes Cortaderal, Leñas y Cachapoal superior, predominan conglomerados con rodados de tamaño medio, sobre areniscas y rocas efusivas. Su espesor medio en esta región es de unos 2.500 m.

En la cuenca del río Maipo superior, incluyendo el área de sus afluentes los ríos Negro, Arhuelles, Alvarado, y Cruz de Piedra, predominan las areniscas rojas sobre los conglomerados y las rocas efusivas de esta formación. Su espesor es de sólo unos 1.000 metros en esta región.

En el área de los ríos Barroso y Circo, colindante al oeste con la referida zona del Maipo superior, se observa un importante incremento de la participación de rocas efusivas y de conglomerados en la composición litológica de la formación. Su espesor en esta área se estima en 2.000 metros.

En el valle del río Volcán, la formación se presenta con repartición equiparada, sedimentitas clásticas, finas y gruesas, de color rojizo oscuro y con participación de rocas efusivas. Levi (1958) ha llamado la atención acerca del carácter rítmico de estas sedimentitas, determinado por la sucesión de unidades compuestas por brechas, areniscas y limolitas volcánicas; asimismo, observó la presencia de grietas de secamiento, estratificación cruzada e impresiones de gotas de lluvia. En esta área el espesor de la formación es de aproximadamente 3.500 m.

El río Colorado, entre sus afluentes Rabicano y Parraguirre, corta transversalmente la formación Río Damas, la cual está constituida allí casi exclusivamente por potentes bancos de conglomerados con rodados de tamaño medio y grueso. El espesor de la formación en este perfil es de unos 3.000 m.

De los datos que anteceden se concluye que tanto la composición litológica como el espesor de la formación son muy variables. En los perfiles más orientales (río Maipo superior y ala oriental del anticlinal de Las Choicas) se nota predominio de areniscas y un menor espesor total. Hacia el poniente predominan conglomerados que alcanzan gran espesor; se intercalan además potentes bancos de lavas y brechas andesíticas, razón por la cual el espesor de la formación incrementa considerablemente. Estas últimas ob-

servaciones indicarían que los materiales constituyentes de la formación Río Damas, provienen del oeste.

ESPESOR.

Según lo expuesto en el párrafo anterior, el espesor medio de la formación Río Damas resulta de unos 3.000 m. El espesor extraordinario de 5.550 m observado en el perfil Baños del Flaco-río Las Choicas, se explicaría por la probable existencia de un área excepcionalmente profunda o de hundimiento más rápido dentro de la cuenca de sedimentación. Esta área que se extiende desde el río Teno hasta el río Cortaderal, habría sido angosta, comparable con una fosa tectónica, pues ya en el ala oriental del anticlinal de Las Choicas, zona del río Tordillo superior, disminuye el espesor de la formación a unos 1.000 m integrados por areniscas conglomerádicas rojas.

EDAD Y CORRELACIÓN.

A pesar de no haberse hallado fósiles de valor cronológico en los estratos de la formación Río Damas, no puede haber duda que esta potente unidad estratigráfica representa principalmente el Kimmeridgiano. Ella se apoya concordantemente sobre el miembro superior de la formación Nacientes del Teno idéntico al "Yeso Principal", de edad comprendida entre el Rauraciano superior y Kimmeridgiano inferior, o sea, esencialmente de edad secuaniana. Sobre la formación Río Damas se disponen, en ciertas áreas, estratos marinos del Titoniano inferior, como sucede por ejemplo en río Leñas, donde la formación quedaría restringida en edad al Kimmeridgiano. Sin embargo, en otras regiones (Baños del Flaco, río Maipo, río Volcán, río Yeso, etc.), se superponen a la formación, concordantemente y en parte engranando, estratos de edad variable entre Titoniano superior y Neocomiano basal, lo que indica que la formación Río Damas abarca también diversos niveles del Titoniano.

La formación Río Damas se correlaciona con el Tordillense de las provincias de Mendoza y Neuquén de Argentina (Groeber, 1946, p. 182), que se conecta directamente a ella en el anticlinal de Las Choicas. El Tordillense en su localidad típica del río Tordillo, constituye el ala oriental de esta estructura, mientras que el perfil Baños del Flaco-río Las Choicas, representa la formación Río Damas, en el ala occidental del mismo anticlinal.

El Tordillense, junto con el Auquilcoense o Yeso Principal, constituyen

el Chacayano de Argentina. Respecto a la edad de este conjunto, resume Groeber (1946, p. 183): "Chacayano es esencialmente Kimmeridgiano, pudiendo descender el Auquilcoense hasta el Lusitanense superior"; lo que concuerda con nuestras conclusiones sobre la edad secuaniana (Lusitaniano superior) del miembro Santa Elena de la formación Nacientes del Teno y la edad, principalmente kimmeridgiana de la formación Río Damas, que corresponde al Tordillense.

En el área de Juncal (alto río Aconcagua), Aguirre (1960) estableció la formación Lagunilla. El miembro superior de esta formación se correlaciona con la formación Río Damas, constituyendo su continuación hacia el norte. El miembro superior se encuentra intercalado concordantemente entre el manto del "Yeso Principal", y la formación San José, cuya base corresponde al Valanginiano inferior.

En el valle del Maule, hacia el sur de la región estudiada, aparece al oriente del cerro Isla una potente formación de areniscas pardo rojizas, conglomerados, tobas, lavas, brechas con clastos traquíticos y andesíticos y rocas filonianas. Esta formación terrestre yace concordantemente debajo de los calcáreos neocomianos de la formación Baños del Flaco y termina, hacia abajo, contra las granodioritas del Batolito Andino que aflora al este de la confluencia del río Puelche con el Maule. Ella debe representar la formación Río Damas, en consideración a su posición estructural concordante debajo de los calcáreos neocomianos y a su ubicación en el rumbo al sur de los afloramientos de la misma formación en el área del Teno.

Recientemente el autor pudo comprobar la existencia, en la región de Lonquimay, de una potente serie de depósitos terrestres, similares a la formación Río Damas, compuesta de conglomerado y rocas efusivas y que yace sobre el Rauraciano marino.

La formación Pachacama, reconocida en la Cordillera de la Costa Central por Thomas (1958), está constituida por depósitos continentales, en su mayor parte rocas efusivas, con espesor variable de 50 a 1.200 metros. Esta formación terrestre se ubica estratigráficamente entre las series marinas del Bajociano y del Neocomiano. Localmente, esta formación parece faltar por completo, poniendo de manifiesto un hiatus estratigráfico muy notable, ya que en una localidad, en una serie de estratos de sólo 80 metros, aparecen areniscas del Bajociano en la parte inferior y brechas traquíticas con intercalación de calizas del Neocomiano en la parte superior. Según Thomas (op. cit.) en el lugar típico de la formación Pachacama se encuentra desarrollada una serie de conglomerados, areniscas y tufitas rojas, comparable en su litología con los estratos de la formación Río Damas de la Alta Cordillera de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó.

El autor opina que no se dispone de suficientes antecedentes para la correlación de ambas formaciones. En el Jurásico superior, la región de la Cordillera de la Costa de Chile central ha constituido un área estructural positiva, expuesta a la erosión, mientras que la región de la actual Alta Cordillera ha sido, en el mismo tiempo, un área de hundimiento que dio cabida a la acumulación de un promedio de 3.000 m de sedimentos en sólo el lapso correspondiente al Kimmeridgiano.

Con anterioridad al presente estudio no se había reconocido en Chile la importancia estratigráfica de esta formación terrígena que señala claramente la existencia de una extensa regresión del mar que se inició en el Kimmeridgiano basal y que terminó con una transgresión progresiva, según el relieve, cuya edad varía entre el Titoniano inferior y el Neocomiano inferior.

Brüggen (1950) describió a 20 Km al S de Antofagasta, una secuencia que designó con el nombre de formación roja de Caleta Coloso, y que está constituida por una sección inferior de carácter clástico, compuesta por conglomerados, limolitas rojas y areniscas grises, que subyace a una sección de calizas marinas fosilíferas del Neocomiano. Posteriormente, Wenzel (en Hoffstetter *et al.*, 1957, p. 51) propuso dividir esta secuencia en dos formaciones, designando la inferior formación roja de Caleta Coloso y la superior formación El Way.

Tavera (en Corvalán, 1959) asignó la formación calcárea al Hauteriviano y Barremiano.

El autor, por su parte, observó en el cerro Moreno, 25 Km al NW de Antofagasta, una sección de conglomerados rojos litológicamente similares a los de Caleta Coloso, que se sobrepone a rocas intrusivas graníticas.

Cecioni y García (1960) observaron en la parte norte de la Cordillera de la Costa de la provincia de Tarapacá una serie terrígena (formación Atajaña), constituida por 1.400 m de conglomerados y limolitas rojas y areniscas claras, que se dispone discordantemente sobre sedimentos del Caloviano y subyace concordantemente a la formación Blanco, del Berriasiano en su parte inferior.

Se propone la correlación de la formación Caleta Coloso, los conglomerados del cerro Moreno y la formación Atajaña con la formación Río Damas, en el sentido de considerar estas formaciones como el resultado del mismo episodio geológico, vale decir, la regresión total de fines del Jurásico.

FORMACIÓN LEÑAS-ESPINOZA.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Con este nombre se designa una secuencia de sedimentos marinos integrada por una serie transgresiva de rocas clásticas gris verdosas y una serie de estratos calcáreos fosilíferos sobrepuestos, de color gris oscuro. El conjunto aflora en el valle del río Leñas, tributario del río Cachapoal y en el de su afluente, el estero o cajón Espinoza, inmediatamente al este del lago Yeso.

Esta secuencia fue descubierta en 1953, en el curso del presente estudio y designada por el autor como "Complejo titoniano, conglomerados de transgresión y rocas calcáreas del río Leñas-Espinoza" (Klohn, 1954, p. 24). En vista de la importancia del hallazgo, Corvalán (1959) hizo un estudio bioestratigráfico detallado de la sección, lo que le permitió establecer cinco unidades litológicas, correspondientes a otras tantas zonas fosilíferas del Titoniano inferior, medio y superior.

Los estratos de la formación Leñas-Espinoza se encuentran, en el lugar típico, en una posición estratigráfica aislada, debido a la existencia de fallas y de una discordancia orogénica; por este motivo, están en contacto con formaciones que no constituyen su piso y techo normales.

Hacia el W la parte inferior de la serie transgresiva está en contacto, mediante una discordancia angular, con estratos de la formación Coya-Machalí y hacia el E este contacto se encuentra complicado por una falla. Las capas fosilíferas más altas del perfil representan, según Corvalán (1959, p. 41), el término del Titoniano superior, caracterizado por la presencia de *Substeueroceras koenei* (Steuer). En su techo siguen concordantemente algunas decenas de metros de areniscas y lutitas y que pueden atribuirse al Neocomiano basal, en las cuales no se han encontrado fósiles.

El conjunto de la serie transgresiva y de la serie calcárea aparece plegado en un sinclinal, truncado por la erosión y cubierto con marcada discordancia angular por una serie de piroclásticos y efusivos andesíticos, cuya identidad estratigráfica no se ha aclarado, pero que probablemente pertenece también a la formación Coya-Machalí.

LITOLOGÍA, EDAD Y CORRELACIÓN.

En el lugar típico se ha observado el siguiente perfil de la formación Leñas-Espinoza, de arriba hacia abajo:

Unidad Litológica	Edad	Espesor	Litología y fósiles guías
	Probable Neocomiano basal	Más de 100 m	Lutitas alternando con areniscas de color anaranjado, que no han proporcionado fósiles.
V	Techo del Títoniano superior	50 m	Areniscas finas calcáreas de color anaranjado, calizas con ammonites: <i>Substeuero-ceras koeneni</i> (Steuer), y bivalvos.
IV	Títoniano superior	80 m	Areniscas finas muy calcáreas gris oscuras, con ammonites: <i>Windhauseniceras internispinosus</i> (Krantz), e intercalaciones de lutitas.
III	Títoniano medio	195 m	Calizas compactas con ammonites: <i>Aulacosphinctes proximus</i> (Reinecke); <i>Perisphinctes</i> aff. <i>erinus</i> d'Orbigny; bivalvos y algunas intercalaciones de lutitas.
II	Títoniano inferior	75 m	Calizas con ammonites: <i>Virgatosphinctes leñaensis</i> Corvalán, <i>V. andesensis</i> (Douvillé), y escasas capas de areniscas calcáreas gris oscuras.
I	Títoniano inferior	45 m	Areniscas finas muy calcáreas gris oscuras con intercalaciones de calizas con Trigonias: <i>Trigonia eximia</i> Phil. var. <i>multicos-tata</i> nov. var.
Serie Transgresiva		170 m	Areniscas calcáreas gris verdosas en bancos de 5 a 50 m con intercalación de lutitas de 10 m y un banco de brecha conglomerádica de 55 m.
		615 m	Areniscas (grauvacas) finas y gruesas verdes y conglomerados verdosos en bancos de 3 a 40 m, con abundantes clastos de traquita. Se observa alteración hidrotermal causada por filones de 10 m de diorita, intercalaciones de lutitas de 1 a 5 m.
		275 m	Areniscas finas a medias, verdes, en bancos de 5 a 50 m, con intercalaciones de lutitas de 5 a 30 m.

La edad de la serie calcárea de la formación Leñas-Espinoza está perfectamente definida por la amplia fauna recolectada en cinco niveles fosilíferos principales. Su clasificación específica y bioestratigráfica ha permitido reconocer formas determinantes del Titoniano inferior, medio y superior.

La serie transgresiva de conglomerados, areniscas y lutitas, debajo de la serie calcárea, no ha proporcionado fósiles. Ella, sin duda, representa la parte basal del Titoniano y, posiblemente, el Kimmeridgiano superior.

En cuanto a correlaciones con otras formaciones, no se tenía comprobación segura de la existencia de sedimentos titonianos marinos en Chile*.

ESPESOR.

En la sección expuesta en los afloramientos continuos del área del río Leñas y estero Espinoza, se midieron 1.505 metros de espesor, de los cuales 1.060 metros corresponden a la serie transgresiva y 445 metros a la serie calcárea fosilífera. El verdadero espesor de la serie transgresiva puede ser mayor, ya que sus estratos basales no están expuestos.

El espesor de 445 metros, correspondiente a los estratos fosilíferos del Titoniano inferior, medio y superior, fue medido en una secuencia normal y no interrumpida de la serie.

SISTEMA CRETÁCICO.

FORMACIÓN BAÑOS DEL FLACO.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Con el nombre de formación Baños del Flaco se distingue una secuencia de estratos marinos fosilíferos, compuesta principalmente de calizas, calizas arenosas, margas y areniscas calcáreas, predominantemente de color gris. Se presentan también conglomerados, areniscas glauconíticas, lutitas y lutitas carbonosas hojosas; las rocas efusivas son muy escasas. Esta unidad estratigráfica tiene buen desarrollo en el área de los Baños del Flaco, ubicados en el valle del río Tinguiririca, a 1.700 m de altura. La unidad fue referida

*Recientemente, geólogos de la Empresa Nacional del Petróleo descubrieron estratos marinos fosilíferos del Titoniano inferior en la provincia de Tarapacá, al noreste de Iquique (comunicación verbal del Sr. Giovanni Cecioni).

por el autor (1954) como "Calcáreos de Baños del Flaco" e incluida (1956) en la "Formación del Ciclo Marino Andino".

La base de esta formación está representada por sedimentos transgresivos, que se disponen sobre la formación río Damas y que representan la iniciación del último ciclo marino en el Geosinclinal Andino. El contacto entre ambas formaciones es concordante, aunque los estratos transgresivos se extendieron sobre un relieve irregular, alcanzando y llenando las depresiones fisiográficas antes que se cubrieran las partes elevadas, lo que se expresa en la distribución irregular de los niveles estratigráficos con que comienza la serie transgresiva en las diferentes áreas.

En el lugar típico, se presentan en el techo de la formación las areniscas del río Maitenes (Klohn, 1954), sobre las que se disponen concordantemente las arcillas y areniscas rojas continentales de la formación Colimapu. En la mayor parte de la región estudiada, los sedimentos típicos de la formación Colimapu se disponen directamente sobre los calcáreos marinos de la formación Baños del Flaco.

DISTRIBUCIÓN, LITOLOGÍA Y EDAD.

Provincia de Curicó: En el valle del río Maitenes, tributario del Teno, y a lo largo del cajón del Fierro, que confluye al valle Maitenes, aparece expuesta la formación Baños del Flaco, representada por una gruesa serie de sedimentos marinos fosilíferos, compuesta de calizas y margas, con intercalación de areniscas calcáreas con estratificación cruzada y de capas conglomerádicas. El conjunto de estos estratos se dispone concordantemente sobre brechas y conglomerados con clastos de andesita de la formación Río Damas, mediante una secuencia, en la cual alternan bancos de conglomerados con capas de calizas y que representan movimientos oscilatorios de la transgresión. El rumbo de la serie es N 8° E y el buzamiento 30° W. Por el paso del Fierro, ubicado en la divisoria de las cuencas de los ríos Teno y Tinguiririca, el conjunto de estos estratos cruza el área de los Baños del Flaco, en una corrida de 10 Km de afloramientos continuos. La abundante fauna recolectada en la localidad fosilífera de los faldeos occidentales del valle Maitenes, aproximadamente 1 Km aguas abajo de la confluencia del estero del Fierro, contiene numerosos ammonites, incluidos en la tabla de la p. 51, que permiten asignar a estos sedimentos, una edad del Titoniano superior al Hauteriviano. La fauna de esta localidad es idéntica a la que aparece en el área de los Baños del Flaco.

Burckhardt (1900, p. 62-63) menciona una serie de estratos marinos con fósiles en deficiente estado de conservación, que podría pertenecer al Kimmeridgiano, Titoniano o Neocomiano. La serie estaría expuesta en la subida desde el río Colorado al paso Montañés, al sur de la región estudiada. Sin embargo, es probable que esta serie de estratos se encuentre en la subida al paso Devia, de 2.710 m de altura, en las coordenadas 35°75'S y 70°27'W*.

Provincia de Colchagua: Los mejores afloramientos de esta formación marina se encuentran en el área de los Baños del Flaco, en el valle del río Tinguiririca. Allí, los estratos atraviesan el valle con rumbo N 10° E, e inclinación de 30° a 50° al oeste. La secuencia aparece mejor expuesta en el faldeo sur, desde el fondo del valle, a 1.700 metros de altura s.n.m., hasta la primera cumbre ubicada al este del portezuelo del Fierro, a 2.800 m de altura. Los afloramientos ubicados al norte de Baños del Flaco son menos característicos, debido a la presencia de abundantes filones y pequeñas masas intrusivas y áreas de alteración hidrotermal.

Entre el río Maitenes y los Baños del Flaco, se observa la siguiente sucesión litológica de esta formación:

Techo: Areniscas grises, conglomerados y brechas andesíticas (Arenisca del río Maitenes).

Brechas andesíticas	125 m
Areniscas, tufitas y conglomerados volcánicos de color rojizo oscuro, en alternación con calizas, margas y lutitas oscuras	500 m
Calizas, margas y areniscas calcáreas en parte con glauconita	275 m
Conglomerados andesíticos, de transgresión. En el área del río Maitenes, serie transgresiva de conglomerados finos a medios, en alternación con calizas arenosas . . .	50 m
Total:	950 m

Base: Conglomerados y brechas de la formación Río Damas.

*Las indicaciones toponímicas de los mapas existentes no siempre coinciden con los nombres usados por la gente de la región.

Los sedimentos marinos de Baños y Vegas del Flaco fueron descritos por Domeyko (1862), quien recolectó una fauna que consideró de edad liásica, por comparación con la fauna del Lías de Jorquera, confluente del río Copiapó en la provincia de Atacama.

Philippi (1899) describió un gran número de especies fósiles, provenientes de Tinguiririca, río Tinguiririca, valle del Tinguiririca, cordillera del Tinguiririca y portezuelo del Tinguiririca y que parecen haberle sido entregadas por diferentes personas que las habrían recolectado en diversos lugares, según estableció Groeber (1952, p. 411 y sig.). La cuarta parte de estas especies estaría también representada en los estratos de Manflas, río Copiapó superior, que pertenecen al Lías. Las demás formas serían nuevas especies, no aptas para determinaciones cronológicas. Algunas *Exogyras* hablarían en favor de edad cretácica. De ninguna manera los estratos presentes en los Baños del Flaco podrían abarcar el Lías, Dogger, Oxfordiano y Neocomiano, como sería el caso si efectivamente todas las especies descritas por Philippi procedieran de esa localidad.

Burckhardt (1900), en un reconocimiento a lo largo del valle del Tinguiririca, no encontró fósiles, pero opina que una edad neocomiana para los estratos de Baños del Flaco sería más probable que la edad jurásica indicada por Domeyko, pues, considerando la estructura anticlinal de la región fronteriza, los estratos de Baños del Flaco corresponderían a los calcáreos neocomianos que afloran entre el río Las Choicas y el cajón del Burro, en el lado oriental de las cordilleras fronterizas.

Gerth (cit. en Groeber, 1952, p. 418) encontró en el área de Baños del Flaco, en un banco de calizas, solamente *Exogyras*, en las cuales se basó para atribuir la serie al Neocomiano.

En el curso del presente estudio, se efectuó una recolección de fósiles en el faldeo sur del valle del Tinguiririca, en la discutida localidad fosilífera de Baños del Flaco, y en el río Maitenes, en la provincia de Curicó hasta donde se extienden estas calizas fosilíferas. La abundante y variada fauna obtenida en esa oportunidad fue estudiada por Corvalán (1956 p. 924-925), quien reconoció la presencia de elementos del Titoniano superior, Berriasiano, Valanginiano inferior y superior, y Hauteriviano, caracterizados por las especies cuya distribución se indica a continuación.

	Titoniano superior	Berriasio	Valanginiano inferior	Valanginiano	Hauteriviano
<i>Windhauseniceras</i> aff. <i>humphreyi</i> Leanza	+				
<i>Windhauseniceras</i> aff. <i>internispinosus</i> Krantz	+				
<i>Steueroceceras</i> <i>subfasciatum</i> (Steu.)	?	?	+		
<i>Berriasella</i> cf. <i>spinulosa</i> Gerth			+		
<i>Berriasella</i> cf. <i>koellikeri</i> (Opp.)	+				
<i>Nautilus</i> cf. <i>perstriatus</i> Steu.	+	+	+	+	+
<i>Cuyaniceras</i> <i>transgrediens</i> (Steu.)		+	+		
<i>Crioceras</i> sp.					+
<i>Neocomites</i> sp.				+	
<i>Pholadomya</i> <i>gigantea</i> Sow.	+	+	+	+	+
<i>Pholadomya</i> <i>sanctae-crucis</i> Pict. et Camp.			+	+	
<i>Pinna</i> aff. <i>robinaldina</i> d'Orb.				+	
<i>Arca</i> aff. <i>glabrata</i> Phil.		+	+	+	+
<i>Mytilus</i> cf. <i>simplex</i> Desh.				+	+
<i>Eriphila</i> <i>argentina</i> Burckh.		+	+	+	+
<i>Trigonia</i> <i>clavellata</i> Park. sec. Goldf.		+	+	+	+
<i>Trigonia</i> <i>picunensis</i> Weav.	+	+	+	+	+
<i>Trigonia</i> <i>carinata</i> Ag.		+	+	+	+
<i>Modiola</i> cf. <i>plicata</i> Sow.		+	+	+	+
<i>Panopaea</i> <i>dupiniana</i> d'Orb.		+	+	+	+
<i>Exogyra</i> cf. <i>subplicata</i> Roem.		+	+	+	+
<i>Exogyra</i> aff. <i>couloni</i> d'Orb.		+	+	+	+
<i>Tylostoma</i> aff. <i>jaworskii</i> Weav.					+
<i>Natica</i> cf. <i>bulimoides</i> (Desh.) d'Orb.		+	+	+	+

Provincia de Santiago: Los estratos de la formación Baños del Flaco aparecen con amplia distribución en la hoya del río Maipo superior, desde sus afluentes Negro y Barroso, hasta las inmediaciones del paso Maipo.

Los estratos fosilíferos de esta formación se presentan con rumbo N 15°W e inclinación de 40°-60°W, en el lado oriental del cordón que separa la hoya del río Blanco de la cuenca del río Barroso, a alturas que varían entre 3.000 y 3.400 metros. Una gruesa serie de estratos fosilíferos constituida por bancos de calizas, en parte brechosas, areniscas conglomerádicas, margas y lutitas arenosas, yace concordantemente sobre conglomerados volcánicos rojizos, areniscas rojas y andesitas efusivas violáceas, con grandes fenocristales de plagioclasa, pertenecientes a la formación Río Damas. En el techo de la serie de estratos fosilíferos sigue concordantemente una grue-

sa serie de andesitas brechosas que podría corresponder a las Areniscas del río Maitenes. A estas andesitas se superponen concordantemente los estratos de la formación Colimapu.

La fauna recolectada en varias localidades fosilíferas ubicadas en el faldeo occidental del valle Barroso, en los sedimentos calcáreos de la formación Baños del Flaco, contiene los siguientes elementos:

Thurmannites sp.

Thurmannites duraznensis Gerth var. *lateumbilicata* Leanza.

Steueroceras cf. *subfasciatum* (Steuer).

Trigonia picunensis Weaver (= *T. eximia* Phil).

Trigonia cf. *clavellata* Park. sec. Goldf.

Ptycomia sp.

Eriphyla argentina Burckhardt.

Lucina neuquensis Haupt.

Lucina leufuensis Weaver.

Modiola sp.

Nucula cf. *pusilla* Philippi.

Gryphea sp.

Isocardia aff. *koeneni* Behrendsen.

Pecten sp.

Arca sp.

Este conjunto faunístico representa el Valanginiano.

En ambos lados del valle Cruz de Piedra aparecen extensos afloramientos de estratos fosilíferos de la formación Baños del Flaco, concordantemente interpuesta entre las areniscas conglomerádicas rojas de la formación Río Damas y las areniscas arcillosas rojas de la formación Colimapu. En cuatro localidades de este valle se recolectaron las siguientes especies:

Corongoceras sp.

Thurmannites sp.

Pectinatites?

Berriasella sp.

Steueroceras sp.

Lissonia cf. *riveroi* (Lisson).

Crioceras sp.

Crioceras aff. *andinum* Gerth.

Las formas halladas en diferentes niveles de la serie marina, acusan la presencia de los pisos comprendidos entre el Titoniano superior y el Hauteriviano.

En el faldeo sur del valle del río Maipo, a unos 8 Km al oeste del paso Maipo (3.423 m de altura; 34°15' sur, 69°49' oeste), continúa la misma serie de sedimentos marinos del valle Cruz de Piedra, por lo que es probable que se presente también en este lugar la secuencia Titoniano superior hasta Hauteriviano. De un bloque de calizas proveniente de afloramientos en lo alto del faldeo se obtuvieron *Corongoceras* y *Oppelia* aff. *perlaevis* Steuer del Titoniano superior.

En los faldeos suroccidentales del Alto de Arhuelles, al norte del río Maipo, aparecen los estratos de la formación Baños del Flaco aflorando en forma continua entre la quebrada de Escalones y la confluencia del río Jeria con el río Negro. También en esta zona se observa concordancia en la secuencia de las formaciones Río Damas (terrágena), Baños del Flaco (marina) y Colimapu (terrágena), las que se presentan en muy buen desarrollo. El rumbo de las capas es N 15° W y su inclinación 25° E. La serie marina alcanza un espesor de aproximadamente 600 m, y está constituida, de arriba hacia abajo, por los siguientes tipos litológicos: lutita fisible calcárea, caliza gris oscura, caliza compacta gris clara, caliza gris oscura con intercalaciones de marga oscura y caliza gris y marga oscura.

En una quebrada sin nombre, ubicada al oeste de Escalones y que atraviesa la serie marina, se ha recolectado una fauna que está integrada por:

- Berriasella* sp. cf. *spinulosa* Gerth.
- Oppelia* sp. aff. *O. perlaevis* Steuer.
- Corongoceras* cf. *alternans* (Gerth).
- Cuyaniceras transgrediens* (Steuer).
- Lissonia* cf. *riveroi* (Lissons).
- Holcostephanus* aff. *curacoensis* (Weaver).
- Spiticeras* (*Kilianiceras*) *damesi* (Steuer).
- Spiticeras* sp. cf. *S. (Kilianiceras) gigas* Leanza.
- Odontoceras* aff. *ellipsostomum* Steuer.
- Steuroceras subfasciatum* (Steuer).
- Pleurotomaria* sp.
- Rhynchonella* (2 especies).
- Inoceramus*
- Eryphila*.
- Astarte* cf. *elongata* d'Orbigny.
- Arca* sp. aff. *A. securis* Leymerie.
- Trigonia transitoria* Steinmann.
- Pecten* sp.
- Isocardia* aff. *koeneni* Behrendsen.

Exogyra couloni (Defr.) d'Orbigny.

Lucina neuquensis Haupt.

Panopaea dupiniana d'Orbigny.

Esta fauna indica la presencia de niveles que van desde el Titoniano superior, con *Corongoceras* sp. cf. *C. alternans* (Gerth), hasta el Valanginiano superior, con *Holcostephanus curacoensis* (Weaver).

Al norte del portezuelo Dolores, ubicado en el cordón que separa el río Jeria, tributario del río Negro (del Maipo), de la cuenca del estero del Diablo, aparecen estratos calcáreos correspondientes a la formación Baños del Flaco, con rumbo norte e inclinación de 75°W. Su espesor alcanza unos 300 metros. En esta localidad se encontraron las siguientes formas:

Steuroceras aff. *permulticostatum* (Steuer).

Steuroceras cf. *subfasciatum* (Steuer).

Steuroceras aff. *ellipsostomum* (Steuer).

Berriasella sp.

Spiticeras sp.

Nautilus perstriatus Steuer

Exogyra couloni d'Orbigny.

Lucina leufuensis Weaver.

Trigonia picunensis Weaver (= *T. eximia* Phil.).

Eryphila sp.

Este conjunto faunístico ubicaría los estratos correspondientes entre el Berriasiano y el Valanginiano. El techo de la serie de calizas del portezuelo Dolores está en contacto con areniscas rojas de la parte media de la formación Colimapu, indicando una falla que habría suprimido la parte alta de los calcáreos neocomianos y la base de la formación Colimapu. La formación se sobrepone concordantemente a areniscas conglomerádicas rojas de la formación Río Damas.

Los sedimentos marinos fosilíferos del portezuelo Dolores continúan hacia el norte y cruzan el río Volcán, tributario del Maipo, localidad donde es conocida, desde hace muchos años, la presencia de calizas neocomianas al este del refugio Lo Valdés y de los Baños Morales (33°49'S y 70°05'W).

Los fósiles recolectados en esta localidad por Beatriz Levi en 1951, fueron estudiados por Tavera (iné.), quien refiere el conjunto a las "capas limítrofes" entre el Titoniano superior y el Neocomiano basal. Según Corva-

lán (1959, p. 52), la presencia de *Spiticeras* y de *Acanthodiscus* en la fauna estudiada por Tavera evidenciaría, además, el Valanginiano.

En ambos lados del valle del río Yeso, afluente del Maipo, en el área del refugio Berenguer aparece una serie de calizas, en posición tectónicamente dislocada, debajo de estratos de la formación Colimapu y en el techo de sedimentos y andesitas de la formación Río Damas. En el año 1956, durante una práctica de terreno con estudiantes de la Escuela de Geología, se encontraron en estas calizas algunos fragmentos de *Spiticeras* del Valanginiano.

En toda la cuenca superior del río Colorado existe un buen desarrollo de los sedimentos calcáreos fosilíferos de la formación Baños del Flaco. Allí se ubicaron las siguientes localidades fosilíferas:

- a) Ladera oriental del valle del Colorado, entre el estero de las Vacas y el de Chacayal.
- b) Desembocadura del cajón del Chacayal en el Valle del Colorado.
- c) Ladera oriental del cajón superior del Chacayal.
- d) Ladera oriental del valle del río Parraguirre.
- e) Cerro Pan de Azúcar, entre las desembocaduras de los ríos Museo y Azufre en el río Colorado.
- f) Ambas laderas del valle superior del río Museo.
- g) Angostura del río Azufre.
- h) Valle del río Colorado, entre la confluencia del río Azufre y la del río Blanco.
 - i) Entrada al Cajón del Mono.
 - k) Lado oriental del cajón del Quebrado.
 - l) Lado oriental del cajón del Perdido.
 - m) Lado sur de las Vegas del Tupungato, frente al cajón del Perdido.
 - n) Lado sur del estero Tupungatito.
 - o) Codo del estero Tupungatito.
 - p) Angostura del estero Paso Malo.

Debido a la imbricación de las estructuras, aparecen los afloramientos alineados en cinco franjas principales que atraviesan la hoya del Colorado superior con rumbo general norte. Toda esta serie de estratos marinos, es, en general, muy fosilífera.

Hasta ahora la sucesión faunística más completa se ha muestreado en la orilla sur del estero Tupungatito, llamado también estero Azul, donde se distingue la siguiente sección, que, según Corvalán (1956, p. 923-924; 1959, p. 50-51), representaría desde el Titoniano superior hasta el Hauteriviano.

Techo. Areniscas y lutitas rojas de la formación Colimapu.	
Caliza compacta gris clara, sin fósiles	90 m
Caliza compacta gris oscura, con:	
<i>Cucullaea gabrielis</i> Leymerie, <i>Trigonia transitoria</i> Steinmann, <i>Pholadomya gigantea</i> Sowerby, <i>Panopaea dupiniana</i> d'Orbigny, <i>Isocardia koeneni</i> Behrendsen, <i>Crioceras</i> , cf. <i>C. diamantense</i> Gerth, etc.	140 m
Caliza compacta clara, con arenisca calcárea conglomerádica, intercalada. Las calizas contienen: <i>Trigonia transitoria</i> Steinmann. <i>T.</i> cf. <i>T. carinata</i> Agassiz, <i>T. eximia</i> Philippi, <i>Cucullaea gabrielis</i> Leymerie, <i>Eriphyla argentina</i> Burckhardt	
	120 m
Caliza compacta clara, sin fósiles	100 m
Caliza gris oscura con: <i>Virgatospinctes</i> sp. cf. <i>V. denseplicatus</i> Waagen	150 m
Base. Conglomerado, con rodados medianos de pórfido cuarcífero	± 100 m
<hr/>	
TOTAL	± 700 m

De la distribución de los sedimentos que constituyen la formación Baños del Flaco y de las edades asignadas a los afloramientos expuestos en distintas áreas de la región estudiada, se infiere que tanto la edad máxima (Titoniano superior a Valanginiano basal) como la edad mínima (Hauteriviano y Valanginiano) de esta unidad son variables, a pesar de que siempre representa contactos estratigráficos concordantes en su base y en su techo, con las formaciones Río Damas y Colimapu, respectivamente.

ESPESOR.

Si se consideran los espesores parciales de las secuencias que representan distintos niveles estratigráficos de la formación Baños del Flaco, se obtiene un espesor total variable entre 700 y 1.000 m.

CORRELACIÓN.

La edad correspondiente a esta formación marina está perfectamente establecida por las abundantes faunas recolectadas en diferentes niveles, cuya edad varía entre el Titoniano superior y el Hauteriviano. El contenido

fosilífero de la formación, permite también correlacionarla en forma segura con series correspondientes de estratos conocidos en otras áreas del Geosinclinal Andino, aunque en ellas puede faltar la parte inferior y continuar la secuencia marina hasta el Barremiano, como se observa en la parte norte del país. Corvalán (1959) ha proporcionado una detallada reseña de la distribución del Titoniano superior y Neocomiano, en la parte chilena del Geosinclinal Andino.

FORMACIÓN COLIMAPU.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Con el nombre de formación Colimapu se designa a un conjunto sedimentario de origen terrestre, que tiene amplia distribución, no solamente en el área andina investigada, entre los paralelos $33^{\circ}15'$ y $35^{\circ}15'$, sino mucho más allá de esos límites. En esta formación se han distinguido tres miembros stratigráficos que tienen buen desarrollo en la hoya del río Maipo. Su desarrollo más completo se observa en el área de la quebrada Colimapu *, tributaria del río Blanco (del Maipo). El estero Colimapu corta una buena sección de los miembros inferior, medio y superior de esta formación, compuesta principalmente por areniscas tobíferas rojizas, lutitas tobíferas, tufitas rojas, con intercalación de capas de conglomerados, brechas y lavas andesíticas, calizas y capas discontinuas de yeso. Toda la serie se presenta generalmente bien estratificada en capas de mediano espesor. Grietas de secamiento encontradas en algunos niveles, atestiguan el origen subaéreo de la serie.

Esta formación se superpone, concordantemente y en transición paulatina, a los estratos de la formación Baños del Flaco. Su límite inferior está constituido por las sedimentitas marinas de la formación Baños del Flaco. En la región la iniciación de la transición varía entre el Valanginiano superior y el Hauteriviano superior.

La formación Colimapu está separada de la suprayacente formación Coya-Machalí por una discordancia orogénica. Esta discordancia corresponde a la primera fase del plegamiento andino.

DISTRIBUCIÓN.

La erosión siguiente a la primera fase del plegamiento andino afectó primero a los sedimentos de la formación Colimapu y, en especial, a las

*Voz mapuche que significa "tierra roja".

partes que habían sido elevadas por pliegues anticlinales. A esta circunstancia se debe que estos estratos fueran eliminados parcialmente o por completo en vastas extensiones y que sus remanentes se encuentren generalmente en estructuras sinclinales, protegidos de la erosión durante mayor tiempo.

Los afloramientos correspondientes a las secciones más completas de los tres miembros de la formación Colimapu se encuentran precisamente en las siguientes estructuras de anchos y profundos sinclinales:

En el área del río Blanco (del Maipo) constituyen el flanco oriental de un ancho sinclinal, en un perfil transversal que va desde el cordón del río Blanco, llamado también El Serrucho, pasando por la quebrada Colimapu y el valle del río Blanco, hasta el faldeo oriental de los Nevados de Flores. El perfil comprende una serie de estratos que se superponen al Neocomiano fosilífero y que abarcan los miembros inferior, medio y gran parte del superior de la formación Colimapu hasta la formación Coya-Machalí, dispuesta discordantemente en su techo. Un horizonte con lentes de yeso hasta de 8 m de espesor, aparece en este perfil en el yacente de las capas calcáreas del miembro medio.

En el área del río Maipo superior los afloramientos de los estratos de Colimapu constituyen un sinclinal completo desde los faldeos occidentales del valle del Yesillo, por toda la orilla norte del Maipo, hasta las partes altas del cerro Manantial Redondo, al este de la quebrada de Los Lunes. Los estratos, conservados en este sinclinal con ancho de 10 Km comprenden importantes partes de Colimapu inferior, medio y superior. Un horizonte con lentes de yeso de 10 m de espesor aparece en esta región en el techo de los calcáreos del miembro medio. Estratos de la formación Coya-Machalí, que constituyen los cerros del Yesillo y del Diablo, cubren discordantemente la parte céntrica del sinclinal. El yacente de Colimapu no aparece en esta área.

También la región del río Colorado (del Maipo), entre sus tributarios río Olivares y río Parraguirre está constituida por una gran estructura sinclinal que afecta a la formación Colimapu y parte de las formaciones ya-cientes y pendientes. En los valles mencionados afloran los estratos de la formación, constituyendo los flancos opuestos del sinclinal. La parte central de la estructura está ocupada por el cordón del Coironal, constituido por rocas efusivas y sedimentos lagunares de la formación Coya-Machalí que se apoyan en la formación Colimapu mediante una discordancia orogénica. En el área del curso norte-sur del Colorado, entre la confluencia del río Parraguirre y el estero de Las Vacas, el flanco oriental de la estructura se presenta volcado, de modo que se invierte la secuencia normal de las formaciones. Por este motivo, la serie de calcáreos fosilíferos de la forma-

ción Baños del Flaco aflora con buzamiento al este, en el faldeo oriental del valle encima de los estratos de Colimapu; a mayor altura aparecen los conglomerados de la formación Río Damas y, en la cresta del cerro, el yeso de la formación Santa Elena.

Además de las mencionadas áreas con buenos afloramientos de la formación, se encuentran distribuidas en la región comprendida entre el río Teno y el río Colorado superior series menos ilustrativas de esa unidad. En la cuenca del Teno, en el área del estero Pichuante, afloran potentes series de areniscas rojas, que se extienden hasta el estero del Burro; ellas han sido denominadas "Areniscas de Pichuante" (Klohn, 1954). La corrida de estos sedimentos pasa por el portezuelo Baule al valle del Tinguiririca. Hacia el norte, se superponen a esta secuencia, las rocas efusivas del volcán Tinguiririca, y, más allá, el gran macizo diorítico del Alto de los Arrieros interrumpe sus afloramientos.

En el valle Circo, nacimiento del río Paredones, aparecen estratos yesíferos de Colimapu medio. En el área del río Blanco y de la quebrada Colimapu, se presentan los tres miembros de esta formación en su desarrollo más completo. Su continuación hacia el norte está interrumpida por un macizo diorítico que ocupa el área de confluencia de los ríos Blanco, Negro y Barroso con el Maipo. En la ladera norte del Maipo, aguas abajo del mencionado macizo diorítico, continúan los afloramientos de la formación Colimapu, desde el estero de Los Lunes por el río Diablo hasta el río Yesillo, formando el ancho sinclinal más arriba mencionado.

Esta estructura sinclinal de Colimapu continúa hacia el norte, parcialmente cubierta, en discordancia angular, por los estratos de la formación Coya-Machalí, para llegar por la cordillera del río Volcán y la del río Yeso hasta el sinclinal ya mencionado de la región del río Colorado y Sierra del Coironal.

Debido a la estructura imbricada de la cuenca superior del Colorado, se repiten gruesas series de Colimapu, junto con importantes partes de la formación Baños del Flaco, en sucesivas escamas tectónicas desarrolladas desde el río Azufre hasta el pie de los volcanes Tupungato y Tupungatito.

LITOLOGÍA.

La formación Colimapu comprende exclusivamente sedimentos terrígenos, subaéreos y lagunares, que se dividen en tres miembros característicos como sigue:

Colimapu superior	{	Lutitas y areniscas tobíferas rojas, en parte conglomerádicas, con escasas capas de lavas y brechas andesíticas intercaladas	1.000 a 2.000 m
		Yesífero superior: lutitas rojas con lentes de yeso hasta 10 m de espesor	0 a 80 m
Colimapu medio	{	Horizonte calcáreo: capas de calizas, margas y lutitas calcáreas . .	0 a 100 m
		Yesífero inferior: areniscas arcillosas rojas con lentes de yeso hasta de 10 m de espesor	0 a 60 m
Colimapu inferior	{	Areniscas arcillosas y tobíferas rojas, tufitas, conglomerados y lavas y brechas andesíticas intercaladas; algunas capas de areniscas muestran grietas de secamiento .	1.000 a 1.500 m

En algunos lugares el límite inferior de la formación consiste en un conglomerado o brecha que lleva fragmentos angulosos de las calizas infra-yacentes.

ESPESOR.

En este primer reconocimiento de la formación, sólo se han estimado los espesores correspondientes a un número de perfiles parciales. El espesor total de la formación se estima en unos 3.000 m, teniendo presente que en todos los perfiles falta la parte más alta, a causa de la discordancia de plegamiento y subsiguiente erosión en el techo de esta unidad.

EDAD Y CORRELACIÓN.

Debido a que no se encontraron fósiles de valor cronológico en esta serie de estratos terrígenos ni en la formación suprayacente Coya-Machali, los límites máximo y mínimo de la edad de la formación Colimapu están establecidos por la infrayacente formación Baños del Flaco, que constituye su

base normal y concordante, y por la edad de la primera fase del plegamiento andino que afectó a esta unidad estratigráfica.

La parte superior de la formación Baños del Flaco, pertenece en edad al Hauteriviano, comprobado por el género *Crioceras*. La base de los estratos de Colimapu inferior, superpuesto concordantemente, podría ubicarse en el Barremiano. En la región estudiada no hay antecedentes que permitan establecer la edad del primer plegamiento que afectó a la formación Colimapu. En la cuenca magallánica, el primer movimiento orogénico que plegó a las formaciones cretácicas más antiguas, es de edad intersenoniana establecida por antecedentes paleontológicos fidedignos (Keidel y Hemmer 1931; Klohn, 1949, y Cecioni, 1960). Asimismo, en el sur de Argentina (Groeber, 1952), se ha establecido esta misma edad para la primera fase de plegamiento que afectó a los estratos cretácicos de la cordillera patagónica.

En Perú, Bellido y Simons (1957) establecen un período de movimientos orogénicos cuya máxima intensidad habría ocurrido al término de la sedimentación marina correspondiente a la transgresión albiana que se extendió hasta el Coniaciano. En base a estos antecedentes atribuyen esta fase principal del movimiento al Senoniano inferior.

Correlacionando cronológicamente los movimientos orogénicos señalados, el autor es de opinión que en la región estudiada el primer plegamiento que afectó a la formación Colimapu sería intersenoniano.

En consideración a lo anterior, el autor se inclina a distribuir a modo de ensayo, los miembros de la formación Colimapu en la forma siguiente:

Colimapu superior	Coniaciano
	Turoniano
	Cenomaniano superior
Colimapu medio	Cenomaniano inferior
	Albiano superior
Colimapu inferior	Albiano inferior
	Aptiano
	Barremiano

Colimapu medio se ha atribuido al albiano superior y al Cenomaniano inferior, en consideración a que el cambio de facies que él representa, podría ser un reflejo de acontecimientos geológicos tan importantes como el plegamiento orogénico o áustrico del final del Albiano y la transgresión cenomaniana.

Parece segura la correlación de Colimapu medio con el Huitriniano, y

de Colimapu superior con el Diamantiano descritos en Argentina para las áreas andinas y subandinas de las provincias de Mendoza y Neuquén. Estas unidades son litológicamente muy parecidas y los afloramientos respectivos aparecen en ambos lados de las cordilleras fronterizas, separados por distancias relativamente cortas. Según Groeber (1952, p. 410-411), el Huitriniano se ubicaría en el Cretácico medio comprendiendo, tentativamente, hasta el Aptiano, y el Diamantiano abarcaría, también en forma tentativa, hasta el Turoniano.

Aparte de la correlación que ya se estableció con el Huitriniano y Diamantiano de Mendoza y Neuquén en Argentina, la formación Colimapu también podría correlacionarse con las formaciones terrígenas cretácicas, de las provincias de Salta y Jujuy (Sistema Salta-Puca), que se extienden a la parte suroriental de Bolivia.

En Chile se puede correlacionar con el grupo que comprende las formaciones Veta Negra y Las Chilcas, descritas por Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa de Chile central, y con la parte alta de la formación Bandurrias, descrita por Segerstrom (1960), en la región de Copiapó. Probablemente también se podría correlacionar con los estratos que constituyen la "Cuenca del Manganeso" descritos por Biese (1956). En la provincia de Antofagasta la formación estaría representada por sedimentos rojos superpuestos a las calizas del Neocomiano superior de la formación El Way. Más al noreste, se correlacionaría con las formaciones rojas de la Puna de Atacama (formación salina de Purilactis y formación petrolífera de Siglia). Hacia el sur de la región estudiada la formación fue observada por el autor hasta la hoya del río Maule.

FORMACIÓN COYA-MACHALÍ.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Con el nombre de formación Coya-Machalí designó el autor (1954) la penúltima unidad de su primer ensayo de división estratigráfica del terreno llamado "Formación Porfirítica", que en realidad comprende varias formaciones de edades y características muy diferentes. Posteriormente (1956) propuso la denominación "Chilense", cuyo nombre fue incluido en el Léxico Estratigráfico Internacional (Hoffstetter *et al.*, 1957). En la presente publicación se vuelve a la denominación original para cumplir con la norma de que los nombres de las nuevas formaciones deriven de un lugar típico de la región estudiada.

El lugar típico de esta formación es la serranía que se extiende como

precordillera, con rumbo norte, entre los pueblos de Coya y Machalí, al este de la ciudad de Rancagua, provincia de O'Higgins. La unidad está constituida exclusivamente por depósitos terrígenos, principalmente sedimentos límnicos y rocas efusivas y piroclásticas, de preferencia andesíticas, con alguna participación de basaltos y de traquitas. En el conjunto han intruido macizos y apófisis de diorita andina y filones de pórfidos dioríticos y de basaltos.

Debido a la orogénesis y profunda erosión que precedieron a su deposición, los sedimentos de la formación Coya-Machalí se superponen discordantemente sobre diversas formaciones más antiguas. Cronológicamente, la unidad infrayacente más cercana es la formación Colimapu. Sin embargo, en algunas áreas ella cubre unidades tan antiguas como la formación Baños del Flaco, la formación Leñas-Espinoza, la formación Río Damas y el miembro Santa Elena de la formación Nacientes del Teno.

En el techo de la formación Coya-Machalí se encuentran los estratos de la formación Farellones, separados de ella por una discordancia que, en algunos lugares, se presenta pronunciadamente angular, mientras que en extensas zonas prevalece una pseudoconcordancia que hace difícil reconocer el contacto preciso entre ambas formaciones litológicamente parecidas.

Los límites de la formación están indicados por las discordancias orogénicas a que se hizo referencia.

DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA.

La formación Coya-Machalí aparece expuesta en la región en dos zonas longitudinales, separadas por afloramientos de la formación Farellones que cubren discordantemente la parte intermedia. El tramo oriental fue reconocido desde la vega Pejerreyes, en el valle del río Cortaderal, hasta la cordillera del Coironal, al norte del río Colorado (del Maipo). El tramo occidental de esta formación constituye los primeros cordones cordilleros al este del Valle Longitudinal, hasta la falla que forma el límite oriental del Valle, desde el río Tinguiririca hasta el cerro El Abanico al este de Santiago, pasando por el cerro Iglesia y la serranía entre Coya y Machalí. Por la región de El Arrayán continúa hacia el norte a la región del río Aconcagua, donde fue estudiada por Aguirre (1960). También al sur del río Tinguiririca, continúan los estratos de esta formación con gran potencia y distribución, por lo menos hasta la cuenca del río Maule medio, la laguna del Laja, valle del río Queuco, y el codo del río Bío-Bío, en la localidad Nitrito, donde recientemente fueron reconocidos por el autor.

En la composición litológica de esta formación intervienen principalmente los siguientes tipos de rocas volcánicas: andesitas de color gris roji-

zo, afaníticas, con fenocristales de feldespato, la mayor parte de los cuales presentan un aspecto turbio; basaltos porfíricos, en parte con grandes fenocristales de coloración gris oscura y rojo grisácea; traquitas porfíricas de color rojo grisáceo; lavas brechosas volcánicas con matriz tobífera; tobas brechosas gris verdosas, rojizas y multicolores.

Los sedimentos lagunares se componen de areniscas medias y finas con delgadas capas carbonosas; limolitas de color gris verdoso con restos de plantas; lutitas grises y rojizas, y conglomerados medios con rodados de andesitas.

La coloración general de esta formación es más oscura que la de la formación Farellones. Prevalecen los colores gris oscuro, azulado y verdoso; rojo grisáceo purpúreo y azul verdoso.

En el río Cachapoal, entre la quebrada Los Llanos y la quebrada Reyes, aparece expuesta una sección de la formación Coya-Machalí, con espesor de 1.790 m., que comprende de arriba hacia abajo:

Alternación de brecha andesítica y tufita rojiza a verde clara, con escasas lavas y algunas capas de conglomerado volcánico intercaladas	400 m
Tufita gris verdosa clara a rojiza y arenisca brechosa abigarrada, alternadas con algunas intercalaciones de lava andesítica gris rojiza	310 m
Alternación de lava porfírica gris clara a verde, brecha andesítica gris rojiza oscura y tufitas y areniscas rojizas a verde claras	550 m
Arenisca tobífera verde clara a gris clara, en parte conglomerádica, con intercalaciones de toba gris clara y arenisca gruesa a conglomerádica gris verdosa	400 m
Arenisca a conglomerado fino gris verde claro, con delgadas capas de arenisca verde muy fina intercaladas	30 m
Arenisca calcárea gris clara a gris verde clara, con intercalaciones de lutitas, en parte carbonosas, gris oscuras	87 m
Arenisca volcánica con material andesítico y plagioclasas arcillizadas	5 m
Alternación de arenisca gris clara y lutitas y calizas grises oscuras	9 m
TOTAL	1.791 m

ESPESOR.

Debido a las características estructurales de la formación, no se observó en ningún lugar una sección completa de ella, por lo que no ha sido posible conocer con exactitud su espesor total; pero en base a varios perfiles parciales se puede estimar en aproximadamente 3.000 m.

EDAD Y CORRELACIÓN.

No se han encontrado fósiles guías que permitan una ubicación cronológica precisa de esta formación.

En el valle del estero Arrayán, provincia de Santiago, aparece una sección de sedimentos lagunares plantíferos que corresponden a la formación Abanico (Klohn, 1955), prolongación septentrional de la formación Coya-Machalí. La flórmula obtenida de estos sedimentos corresponde a dicotiledóneas y ha sido estudiada en Alemania por R. Kräusel*, quien estableció la presencia de *Nothofagus*. Según comunicación epistolar del citado especialista, la flora de El Arrayán podría pertenecer al Terciario inferior, sin excluir en definitiva la posibilidad de que ella pertenezca al Cretácico superior.

Aunque no existen evidencias concluyentes que permitan determinar la edad de la formación Coya-Machalí, el autor se inclina a atribuirle al Senoniano superior y más específicamente al Maestrichtiano por analogía con episodios tectónicos y sedimentarios ocurridos en regiones fuera del área. Las condiciones climáticas no serían un impedimento para asignar una edad maestrichtiana a la formación Coya-Machalí. En efecto, *Nothofagus* es característico de climas templados y por otra parte, Tavera (1942, p. 628), mediante estudios bioestratigráficos llegó a la conclusión que un océano con aguas relativamente frías bañaba las costas australes de América del Sur durante el Senoniano superior**.

La formación Coya-Machalí constituye la primera secuencia sedimentaria depositada discordantemente sobre los estratos cretácicos más antiguos, afectados por una primera fase de plegamiento. En la cuenca magallánica, después de la orogénesis que plegó los estratos cretácicos, la sedimentación

*Director del Instituto de Paleobotánica del Museo Senckenberg, Frankfort.

**El Senoniano a que hace mención Tavera, incluye, según este autor (comunicación verbal), al Maestrichtiano.

se reinicia con estratos marinos del Campaniano superior y Maestrichtiano. En el ambiente extra-andino de Argentina los Estratos con Dinosaurios, de edad senoniana-maestrichtiana, comprobada por intercalaciones de estratos marinos fosilíferos, constituyen la unidad más antigua depositada, con discordancia angular, sobre formaciones más antiguas hasta el Diamantiano. Si se supone un sincronismo de estas primeras fases de sedimentación que siguieron al primer plegamiento cretácico en las regiones magallánicas y de Argentina, con las ocurridas en el ambiente andino de Chile central, podría concluirse una edad senoniana y maestrichtiana para la formación Coya-Machalí.

Sin embargo, en la región de Copiapó la formación Cerrillos, la primera depositada después del plegamiento de los estratos del Cretácico inferior (Segerstrom, 1959), tendría una edad mayor que 105 ± 10 millones de años, de acuerdo a la edad plomo-alfa obtenida para rocas graníticas que penetran la formación Hornitos sobrepuesta con discordancia angular a la formación Cerrillos. Según la escala de tiempo absoluto de Kulp (1959), esta cifra corresponde a una edad ubicada en la mitad del lapso que allí se asigna al Cretácico. La formación Cerrillos, según Segerstrom (op. cit.), sería correlacionable con la formación Abanico y como, por otra parte, la formación Coya-Machalí es la prolongación meridional de la formación Abanico, estudiada por Aguirre (1960) en la provincia de Aconcagua, resulta, en consecuencia, una correlación entre Coya-Machalí y Cerrillos. De esto se desprendería necesariamente una edad también superior a 105 ± 10 millones de años para la formación Coya-Machalí. Según Putnam Marble, del Committee of Measurement of Geologic Times (fide, Beringer-Murawski, 1957, p. 194), 105 millones de años corresponden al límite entre el Albiano y el Cenomaniano. Atendiendo a que este granito atraviesa la formación Hornitos correlacionable con la formación Farellones (ver "Edad y correlación de la formación Farellones"), resultaría que durante el lapso Barremiano, Aptiano y Albiano, se habrían depositado las formaciones Colimapu, Abanico y Farellones, y deberían haber ocurrido dos fases orogénicas seguidas por erosión de considerables espesores. El autor considera muy poco probable que en un lapso tan reducido hayan tenido lugar tantos acontecimientos de desarrollo reconocidamente lento.

El autor estima, además, que una sola determinación plomo-alfa no es suficiente para proporcionar un criterio cronológico seguro. Futuras investigaciones geocronológicas, en vías de realización para intrusivos de la zona en estudio, han de zanjar probablemente la discusión de la edad de esta formación.

SISTEMAS TERCIARIO Y CUATERNARIO.

FORMACIÓN FARELLONES.

DEFINICIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Con el nombre de formación Farellones se designa una potente unidad constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas. Existen además sedimentos lagunares consistentes en arenisca, lutita, tufita y capas delgadas de caliza. La denominación "formación de los Farellones" fue propuesta por Muñoz C. (1953, verbalmente), para designar las series de capas que tienen buen desarrollo en los alrededores de la localidad Los Farellones, centro de esquí ubicado al este de Santiago.

El límite inferior de la formación Farellones está marcado por una discordancia angular que la separa de distintos niveles de la formación infra-yacente Coya-Machalí. Esta relación se puede observar en algunas localidades, entre los estratos de Farellones y los de su yacente que, en la región estudiada, constituyen la formación Coya-Machalí. Sin embargo, en extensas áreas se presenta una pseudoconcordancia entre ambas formaciones, las que por otra parte son litológicamente muy parecidas. De este modo, resulta difícil su separación en determinadas regiones; pero la observación de conjuntos de mayor extensión revela diferencias de rumbo, así como de la intensidad del plegamiento que las afecta. En general, la formación Farellones termina en la superficie actual de erosión, por lo que su techo queda indefinido. En algunos lugares se encuentran basaltos y andesitas neoterciarios (?) y cuaternarios dispuestos con marcada discordancia sobre la formación Farellones. Los límites de esta formación están así indicados por discordancias angulares en su base y en su techo, que corresponden a la segunda y tercera fases del plegamiento andino postneocomiano.

DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA.

Los estratos de la formación Farellones se encuentran desarrollados especialmente en la zona central de la región estudiada, donde aparecen con gran espesor y dispuestos, generalmente, en pliegues suaves con inclinaciones no mayores de 25°, salvo en algunas áreas estrechas y alargadas, que corresponden a flexuras donde los estratos están fuertemente inclinados. El levantamiento geológico de reconocimiento, efectuado sobre bases topográficas escala 1:250.000, que no poseen suficientes detalles, sólo ha permi-

tido un trazado aproximado en las provincias de Santiago y O'Higgins del contacto discordante entre las formaciones Coya-Machalí y Farellones. Más al sur, en las provincias de Colchagua y Curicó, no se ha efectuado la separación cartográfica de las dos formaciones.

El límite occidental de la formación Farellones se observó en la cabecera del cajón de los Yuyos (afluente del río Tinguiririca). Desde este lugar, el límite se extiende hacia el norte, siguiendo en forma sinuosa al W del meridiano $70^{\circ}30'$, pasando sólo en un corto trecho al E de dicho meridiano, hasta el S. de la confluencia del río Pangal con el río Cachapoal; continúa al N a la desembocadura de la quebrada del Manzano en el valle del Maipo. Un macizo de diorita borra el contacto en los faldeos del valle del Maipo.

Entre los ríos Maipo y Mapocho puede seguirse el contacto, que consiste en una discordancia que se encuentra entre la cumbre de Punta de Damas, al oeste, y la cumbre del San Ramón y la parte alta del cerro de la Provincia, al este; esta discordancia es marcadamente angular al sur de la cumbre de Punta de Damas. La misma línea de contacto discordante rodea el cerro de la Provincia, haciendo una entrada en la quebrada de Covarrubias para seguir en el faldeo noroccidental de los cerros Terremoto y Alto de los Tordos, de donde se dirige al norte, siguiendo el faldeo oriental del valle San Francisco.

Al oeste de la línea indicada, afloran los estratos de la formación Coya-Machalí, fuertemente plegados; hacia el este de la misma se extienden, con un ancho medio de 30 Km, los estratos de la formación Farellones, suavemente ondulados. Más al este, afloran nuevamente los estratos de la formación Coya-Machalí, debajo del borde de erosión de la formación Farellones.

La línea oriental de contacto se presenta en forma aun más sinuosa que la occidental, debido al relieve más accidentado y a dislocaciones estructurales que consisten en fallas y flexuras. Así, la línea de contacto corresponde a una falla entre la vega Pejerreyes en el valle del Cortaderal y el río Cipresillo (del Cachapoal). Siguiendo al norte, la línea de contacto discordante pasa en forma sinuosa por los cerros ubicados al noroeste del estero de Los Llanos, cruza la quebrada de La Engorda y el valle del río Paredones, para seguir en los faldeos orientales de los Nevados de Flores. Desde allí continúa a través de la parte alta de los faldeos occidentales del valle del Maipo hasta el área de confluencia del río Yeso, y, luego, por las laderas occidentales del valle del Yeso hasta, aproximadamente, el área de Laguna Negra. Más al norte, el contacto es interrumpido por el macizo intrusivo de La Paloma y La Gloria, pero reaparece en los faldeos occidentales altos del valle Olivares, afluente del río Colorado.

Litológicamente, la formación Farellones está constituida por una al-

ternación de capas de los siguientes tipos principales de rocas efusivas y sedimentarias:

- Brechas tobíferas andesíticas, de colores gris, rojo y verde.
- Brechas conglomerádicas de andesita, rojizas y verdosas.
- Tobas brechosas, de color rojizo y verdoso a azulado.
- Tobas finas, gris oscuras, gris claras, verdosas y violáceas.
- Andesitas afaníticas gris oscuras, café y rojizas, con fenocristales de plagioclasa.
- Basaltos de color gris muy oscuro y rojizo oscuro.
- Riolitas rosáceas y verdosas, lava rosada*, tobas soldadas.
- Tufitas brechosas y conglomerádicas, de color gris claro a gris oscuro.
- Conglomerados de color gris oscuro, verdoso, violáceo y rojizo.
- Areniscas volcánicas conglomerádicas, gris claras a oscuras.
- Areniscas gris claras a verde amarillentas.
- Limolitas de color oliva.
- Lutitas verdosas, anaranjadas y rojizas.
- Calizas límnicas azul oscuras, en capas delgadas.

En el faldeo sur del río Paredones, desde la confluencia del estero Mamma hacia el este, se ha medido (de arriba hacia abajo) la siguiente secuencia de 805 m de espesor de estratos lagunares, que se atribuyen a la formación Farellones:

Arenisca de grano fino a medio con lentes irregulares de lutita	más de 100 m
Alternación de arenisca gris y gris verdosa de grano fino a medio, con lutita gris a negra, en bancos de 8 a 70 metros de espesor	273 m
Arcillolita gris oscura	2 m
Toba calcárea	7 m
Arenisca gris y gris verdosa de grano fino a muy fino	28 m
Arenisca de grano medio con rodados de andesita	40 m
Arenisca fina, verde grisácea	45 m
Lutita gris negra	23 m
Arcillolita silíceas, gris clara	2 m
Arenisca gris y verde, de grano fino a medio, en parte conglomerádica	54 m
Limolita gris negra	6 m

*Se designan con el nombre de "lavas rosadas" a las lavas riolíticas fluidales con masa fundamental afanítica de color rosado, que constituyen una capa característica de la parte basal de la formación (Thomas, 1958).

Arenisca gris clara de grano fino	7 m
Toba arenosa gris ceniza y verde, con abundante fel- despato	33 m
Arenisca gris calcárea de grano fino	4 m
Caliza fisible con vetas de calcita	4 m
Arenisca arcillosa y calcárea gris, de grano fino . . .	11 m
Lutita, en parte calcárea, gris a negra, con pliegues sin- sedimentarios	14 m
Caliza compacta, fisible	2 m
Arenisca gris clara de grano medio a fino, en parte bre- chosa, con dos intercalaciones de lutita gris oscura de 10 m de espesor	46 m
Caliza gris	1 m
Arenisca calcárea gris clara, de grano fino	10 m
Lutita gris negra	8 m
Caliza gris clara	1 m
Arenisca gris y verde, en parte tobífera	66 m
Lutita gris oscura	2 m
Conglomerado, con rodados de andesita de tamaño medio a fino	6 m
Arenisca verde de grano medio, algo brechosa y con roda- dos de arcilla, que alterna con toba andesítica verde y violácea que lleva fragmentos de cristales de fel- despato	10 m
Total	805 m

ESPESOR.

La lenticularidad de los estratos de la formación Farellones no ha permitido establecer, en este reconocimiento, horizontes guías de suficiente extensión para correlacionar con seguridad las secciones de estratos que afloran en lugares distantes entre sí. En la región reconocida, la secuencia de los estratos de Farellones termina hacia arriba en la superficie de erosión actual que corta diferentes niveles de esta formación, por lo cual se desconoce su verdadero techo.

El espesor total de las series de estratos presentes en el área, se estima en 2.500 m, de los cuales tres cuartas partes, aproximadamente, corresponden a lavas y piroclásticos gruesos, subaéreos, y una cuarta parte a sedimen-
titas, principalmente lacustres, y tobas finas.

EDAD Y CORRELACIÓN.

En los estratos terrígenos de la formación Farellones se han encontrado solamente trozos de árboles silicificados que pertenecen a coníferas y a dicotiledóneas, según Kräusel (comunicación verbal). Aguirre (1960) encontró, en el área de la localidad Farellones, algunas impresiones mal conservadas de hojas de dicotiledóneas no identificadas. La ausencia de fósiles de valor cronológico impide la determinación de la edad de esta formación o su correlación directa con otras formaciones conocidas. La edad geológica que provisoriamente puede asignarse a esta unidad estratigráfica, se podría inferir de la edad que se asigna a la formación Coya-Machalí, que se presenta en su yacente, y a las discordancias de plegamiento que definen la base y el techo de la formación Farellones.

La edad de la formación Coya-Machalí no está comprobada, pero el autor opina, en base a los argumentos citados en el capítulo correspondiente, que ella podría ubicarse en el Cretácico superior, esencialmente en el Maestrichtiano.

La discordancia angular que marca la base de la formación Farellones, podría corresponder al plegamiento larámico, cuyas fases se desarrollaron en el Daniano y Paleoceno. Los estratos de la formación Farellones son los primeros que se depositaron después de este plegamiento y de un período de erosión relativamente corto en que se removieron solamente las partes altas de la recién plegada formación Coya-Machalí. En base a estos antecedentes podría asignarse a la formación Farellones una edad infraterciaria, probablemente ecena.

No se dispone de antecedentes que permitan fijar la edad del plegamiento que afectó a los estratos de esta unidad, y sólo a modo de ensayo se indica el diastrofismo pirenaico que sería el más cercano cronológicamente, como causante del plegamiento de esta formación y de cuya actividad hay indicios en la provincia de Arauco y en la Patagonia.

Aguirre (1960) estableció en varios perfiles la secuencia litológica típica de la formación Farellones, en la cuenca del río Aconcagua. El citado autor comprobó también en esa zona la existencia de una discordancia angular que separa la formación Abanico de la de Farellones, o sea, las formaciones Coya-Machalí y Farellones, respectivamente, de los Andes de Santiago y más al sur.

También la formación Farellones se correlaciona sin dificultad con la formación Lo Valle, establecida por Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa de Santiago. Entre ambas existe una notoria similitud litológica; ellas constituyen la parte más alta de la llamada "Formación Porfirítica", del resto de la cual están separadas por una discordancia orogénica, siendo afectadas por un plegamiento de poca intensidad.

Sin embargo, Thomas (op. cit.) asigna a la formación Lo Valle una edad con límite superior en el Senoniano superior, fundado en el hecho de haberse encontrado rodados de rocas típicas de la formación Farellones en el conglomerado del balneario de Algarrobo (Muñoz Cristi, comunicación verbal).

Seegerstrom (1959) reconoció, en la región al este de Copiapó, la formación Hornitos, superpuesta discordantemente a la formación Cerrillos, ambas de origen continental y compuestas de rocas efusivas, piroclásticas y clásticas. El citado autor considera a la formación Hornitos como equivalente a la formación Farellones. Pero en cuanto a la edad de las formaciones Cerrillos y Hornitos, opina Seegerstrom que ambas pertenecen al Cretácico medio o superior.

Aceptando esta correlación como válida y de acuerdo a los argumentos expuestos al ocuparnos de la edad de la formación Coya-Machalí, debiera aceptarse una edad superior a 105 ± 10 millones de años para la formación Farellones. El autor se remite, al respecto, al razonamiento expresado al final del capítulo anterior.

Si aceptamos como más probable una edad esencialmente eocena de la formación Farellones, ella se correlacionaría con la serie andesítica cuyos depósitos se conocen desde más al norte del lago Nahuel Huapi, hasta más al sur de Esquel en la parte argentina de los Andes. La serie andesítica que representa uno de los ciclos efusivos más importantes en la Patagonia, ha sido asignada al Eoceno, en base a determinaciones paleobotánicas (Feruglio, 1949). Los depósitos de la serie andesítica son, por otra parte, litológicamente muy parecidos a los de la formación Farellones, pues están constituidos por lavas y piroclásticas de andesita, basalto, traquita, dacita y riolita, y por sus derivados clásticos.

LAS VULCANITAS NEOTERCIARIAS Y CUATERNARIAS.

El solevantamiento de la Cordillera en el Terciario superior fue seguido de una época de notable actividad volcánica. Las lavas y piroclásticos eyectados durante este ciclo se derramaron, cubriendo extensas peniplanicies.

Las estructuras volcánicas se levantan en la región central y más alta de la cadena andina, de preferencia siguiendo la actual línea fronteriza.

Se distinguen dos series volcánicas según su edad y características petrográficas. Las más antiguas, del Plioceno (?), constituyen grandes centros de efusión de material andesítico gris oscuro y están representadas en la zona por los macizos del Tupungato, San Juan, Marmolejo, Castillo, Manchado, El Gorro, Nevado de Arhuelles, Veteado, Picos del Barroso y Tinguiririca antiguo.

Los mantos de lavas y piroclásticos provenientes de los centros arriba enumerados, descansan horizontalmente y con fuerte discordancia angular sobre diversas formaciones más antiguas. Sus estratos basales marcan la superficie de la peniplanicie miopliocénica. La erosión posterior al solevantamiento del Terciario superior, corta las estructuras de estos volcanes hasta muy por debajo de su base. Un ejemplo ilustrativo de estas condiciones es el volcán Alto del Padre que se encuentra separado de sus correspondientes lavas en el cerro Sordo Lucas, por la incisión del portezuelo Baule. El contacto discordante de las capas basales del volcán sobre los estratos inclinados de las areniscas Maitenes y Pichuante es nítido. La base del volcán está a unos 3.000 m de altura; el valle del río Tinguiririca, contiguo al Alto del Padre, está erosionado hasta un nivel de 1.700 m. En el faldeo del valle, debajo de la estructura del volcán, aflora un grueso filón de andesita basáltica atravesando las areniscas Maitenes y que representaría una de las chimeneas de acceso del magma. La edad del volcán, anterior a la del valle del Tinguiririca, podría aceptarse como correspondiente al Plioceno.

Los volcanes más recientes, de edad pleistocena y postglacial presentan un quimismo algo diferente en el sentido de que sus efusiones parecen tender a composiciones más básicas. Constituyen, por lo general, centros aislados con eyecciones de naturaleza basáltica y formas clásicas de cono. Entre los más representativos de esta actividad reciente mencionaremos los volcanes Tupungatito, San José, Maipo, Palomo*, Tinguiririca nuevo, Planchón, Peteroa y Azufre. Los basaltos tienen color predominante gris rojizo y gris oscuro.

En los nacientes del río Maipo, aguas arriba de la confluencia del río Alvarado, se observan basaltos de valle; estos basaltos, ubicados en el faldeo sur encima del actual nivel de erosión del río, provienen, probablemente, del volcán Maipo. A lo largo del valle superior del río Colorado se extienden coladas de lava basáltica, desde los volcanes Tupungato y Tupungatito hasta la confluencia de los ríos Azufre y Museo. Por la quebrada del Barco han bajado basaltos hasta la confluencia con el río Azufre. También en el valle del río Museo y en la quebrada de Chacayal, ambos afluentes del río Colorado, existen restos de basaltos de valle en niveles algo más altos que el actual de erosión de estos ríos. En una terraza del río Cachapoal, al norte de los baños Cauquenes, aparecen basaltos de valle de procedencia desconocida.

*La naturaleza volcánica del hasta entonces llamado cerro Palomo, 4.850 m, ubicado en el inexplorado Macizo del Palomo (Lliboutry, 1956), fue reconocida en 1953 por el autor.

SEDIMENTOS CUATERNARIOS.

Los depósitos cuaternarios están representados principalmente por los sedimentos aluviales de los ríos Maipo, Cachapoal, Tinguiririca y Teno, que constituyen los sistemas de drenaje básicos de la zona.

Los fondos de los valles glaciales muestran acumulación de grandes cantidades de material morrénico y fluvioglacial, depositado allí durante el retroceso escalonado de los glaciares. Contemporáneamente con ello comenzaron a desarrollarse las acumulaciones de escombros de falda y pie de monte.

La formación de morenas terminales produjo la aparición de numerosos lagos glaciales como los lagos del Teno, lago Yeso, laguna Negra, etc. La mayor parte de estas lagunas glaciales presenta actualmente un completo relleno de su cuenca con el abundante material transportado por los ríos cordilleranos. Su estado actual es el de "vegas" extensas como las del Flaco, Pejerreyes, Matancilla, Las Callanas, Maipo, Yeso, Tupungato, etc.

ROCAS INTRUSIVAS.

EL BATOLITO ANDINO Y SUS DERIVADOS.

DISTRIBUCIÓN Y PETROGRAFÍA.

En la región estudiada se encontró un gran número de afloramientos de rocas plutónicas que pueden asignarse al llamado Batolito Andino. Las rocas que lo constituyen se destacan por su coloración gris clara y rosada a blanquizca y consisten en granodioritas, tonalitas y dioritas, cuyos componentes principales corresponden a plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, biotita, anfíbola, magnetita, titanita, zircón y apatita.

Como facies hipabisales se presentan: aplitas compuestas de cuarzo, ortoclasa y albita; pórfidos graníticos, compuestos de fenocristales de cuarzo y feldespato en una masa afanítica; pórfidos dioríticos, y lamprófidos. No se han observado en la región del presente estudio verdaderos granitos y gabros.

En la Cordillera de la Costa de Chile central este plutón aparece denudado en enormes extensiones, debido a una erosión avanzada. Es así como entre Santiago y Valparaíso el Batolito muestra un ancho ininterrumpido de unos 50 Km; en cambio, en el tramo correspondiente de la Alta Cordillera, la denudación de las partes más altas del Batolito está en una etapa inicial, motivo por el cual los afloramientos se presentan preferentemente en valles y quebradas profundas, de erosión glacial y fluvial. Las rocas plu-

tónicas aparecen de preferencia en el fondo de los valles y en sus laderas hasta alturas muy variables, mientras que las partes altas de los cerros circundantes están constituidas por las diferentes formaciones que fueron invadidas por el magma.

Debido a la superficie irregular y accidentada del cuerpo magmático, no faltan partes salientes del Batolito que por su mayor resistencia a la erosión, sobresalen de los terrenos circundantes por centenares de metros, formando gigantescas torres de rocas graníticas. Un ejemplo es la imponente Torre de Santa Elena, de 3.807 metros de altura, ubicada en el cordón fronterizo de las nacientes del río Teno; o el cerro Catedral, de 4.050 metros, situado entre las cabeceras del río Paredones (del Cachapoal), y los ríos Circo y Blanco (del Maipo). Otros afloramientos del Batolito, con la característica forma de torres aisladas, se presentan en varios cerros que carecen de nombre. Por ejemplo, hay una torre de diorita ubicada en la región del río Leñas (Cachapoal) entre sus afluentes Espinoza y Travieso, y otra, en la confluencia del río Cruz de Piedra, en el Maipo.

El contacto de las rocas intrusivas con las rocas estratificadas se presenta generalmente con poca nitidez. Muchos afloramientos muestran un cambio gradual de la roca intrusiva típica a la roca encajadora, en una zona de transición que mide desde decenas hasta centenas de metros de ancho.

En algunos lugares se puede observar un paso gradual en una misma capa, desde una roca andesítica no alterada a una metandesita y finalmente a una roca granitizada con todas las características de una plutonita, a medida que nos acercamos al cuerpo central del intrusivo. Estos fenómenos de granitización parecen tener un carácter selectivo ya que es dable observar alternaciones de capas con metamorfismo incipiente y otras con un proceso de granitización avanzado. Tales fenómenos se presentan de manera muy ilustrativa alrededor del gran macizo de diorita que se encuentra en la zona de confluencia de los ríos Cortaderal y Leñas con el Cachapoal.

En algunas áreas se presentan pórfidos dioríticos, tonalíticos y graníticos, como es el caso de El Teniente, en la provincia de O'Higgins, y de Río Blanco (área de las minas La Americana y Disputada), que parecen corresponder a una fase intrusiva póstuma. En la región de Río Blanco aparece pórfido tonalítico que intruye, en parte, a un macizo de granodiorita, que a su vez atraviesa las formaciones Abanico y Farellones.

EDAD DE LA INTRUSIÓN.

Brüggen (1950) y otros autores han expresado la opinión de que la edad de la intrusión del Batolito Andino corresponde al Cretácico medio,

viado al este, hasta 25° , en las estructuras originadas por la primera fase orogénica, mientras que las estructuras del segundo plegamiento están orientadas más estrictamente al norte, con variaciones hasta de 15° tanto al este como al oeste. Lo mismo vale para las estructuras suaves de la tercera fase orogénica. En la parte norte de la región, correspondiente a los sistemas fluviales del Maipo superior, Volcán, Yeso y Colorado, se observa un rumbo general norte en las estructuras más antiguas y una tendencia de desviación hacia el oeste en las estructuras de la segunda y tercera fase orogénica.

En la región andina de los ríos Teno y Tinguiririca la estructura se presenta con amplios pliegues normales, con inclinación regular de sus flancos, como puede apreciarse en los perfiles A-A y B-B del Mapa Geológico. Las cordilleras fronterizas de esta zona están constituidas por un amplio anticlinal cuyo eje entra a territorio chileno con rumbo N, en el área del paso Vergara, al noroeste del volcán Planchón. Bajando por el valle Vergara, dobla el eje anticlinal hacia el este y sigue por una extensión superior a 16 Km en forma sinuosa a lo largo del valle del Teno superior. La misma estructura atraviesa el cordón fronterizo con rumbo este, al sur del paso Santa Elena, para continuar en territorio argentino con rumbo entre $N15^{\circ}$ y $20^{\circ}E$ por 25 Km hasta el área del río Choicas, al este del paso Damas. Manteniendo su rumbo general sobre otros 60 Km, la zona axial del anticlinal llega al área de los pasos Leñas y Molina y tomando rumbo aproximadamente N sigue al cerro Paja Grande y al macizo de los Picos del Barroso, cuyas rocas andesíticas cubren discordantemente la estructura, la cual reaparece hacia el norte de este macizo, en el área del nacimiento del río Barroso, para continuar en el anticlinal cuya zona axial constituye el cordón ubicado entre el río Barroso y el río Maipo superior y se extiende hasta el área de los Baños de Puente de Tierra. En este último lugar una falla y un macizo de Diorita Andina cortan la estructura. Sumando los indicados trechos parciales, resulta para esta estructura una extensión longitudinal de 135 Km; por otra parte, su ancho es de unos 25 Km en el perfil del Tinguiririca (B-B), de unos 16 Km en el perfil del río Leñas (C-C) y de unos 17 Km en el área de Puente de Tierra.

Al sur del Paso Vergara la misma estructura está cubierta por las rocas efusivas del grupo de volcanes Planchón, Peteroa y Azufre, pero vuelve a aparecer en el área de la cascada del río Colorado, al sur del volcán Azufre, sumándose así 20 Km más a la longitud de este anticlinal.

En los cuatro cortes A-A, B-B, C-C, y D-D del Mapa Geológico, están marcadas con I, II, III y IV las intersecciones del eje de la mencionada estructura con la línea de los cortes.

En el corte transversal A-A por las cordilleras del Teno el anticlinal

del Teno aparece desarrollado en estratos del Jurásico que abarcan el Lías superior (?) y el Bajociano hasta el Kimmeridgiano. Hacia el poniente, debido a una falla, se ponen en contacto con el Kimmeridgiano los estratos mesocretácicos de Pichuante, de la formación Colimapu. Hacia el oriente del anticlinal del Teno, entre este río y el río Tordillo, están desarrollados dos pliegues completos en estratos jurásicos, parcialmente cubiertos por basaltos cuaternarios.

El corte B-B representa la estructura sencilla de la Alta Cordillera del Tinguiririca, constituida por un solo anticlinal con ancho de 25 Km entre la quebrada Baule y el río Tordillo. Esta estructura está desarrollada en estratos que abarcan las formaciones Nacientes del Teno, Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu. Ambos flancos de la estructura están cubiertos, mediante una discordancia orogénica, por los estratos de la formación Coya-Machalí, en el poniente, y por las "porfiritas de edad indeterminada" de Gerth, que corresponderían a la formación Coya-Machalí, en el oriente.

En las regiones ya mencionadas de los ríos Teno y Tinguiririca los estratos de la formación Coya-Machalí, presentes en el techo de la discordancia orogénica, están afectados por un plegamiento de regular intensidad.

La situación estructural sencilla cambia notablemente en las cordilleras del río Cachapoal, representada en el corte C-C.

Los estratos jurásicos alcanzan 90° de inclinación en la zona axial del anticlinal de la cordillera fronteriza (punto III del perfil). Hacia el oeste, se completa el pliegue anticlinal con un sinclinal, fuertemente comprimido y cortado por fallas, que afecta estratos de la formación Leñas-Espinoza. Por encima de esta estructura sinclinal se disponen, mediante la mencionada discordancia orogénica, los estratos de la formación Coya-Machalí que a su vez están fuertemente comprimidos en pliegues, en parte isoclinales.

La cordillera entre los ríos Cachapoal y Leñas, desde la confluencia de estos ríos hasta la quebrada de las Vegas (del Cachapoal) y de Espinoza (del Leñas), está constituida por dos pliegues, con flancos casi verticales, que corresponden a la formación Coya-Machalí y que además están dislocados por fallas. Esta estructura continúa hacia el sur, hasta el valle del río Cortaderal, siendo cortada oblicuamente por una falla que la pone en contacto con estratos subhorizontales de la formación Farellones. Hacia el norte, la misma estructura continúa en estratos de Coya-Machalí hasta la quebrada de La Engorda y el valle del río Paredones, donde se le sobreponen los estratos de Farellones, mediante una discordancia orogénica. En el corte C-C ambas formaciones están separadas por una falla que pone en contacto los estratos fuertemente plegados de Coya-Machalí con los estratos subhorizontales de Farellones, por lo que, en esta área, no aparece su contacto discordante. Sin embargo, avanzando sobre la línea del perfil, unos 19 Km hacia el poniente, se encuentra la base normal de la formación Farellones al oeste

del cordón de las Heladas, donde vuelven a aparecer los estratos de la formación Coya-Machalí, fuertemente plegados y en contacto discordante debajo de la formación Farellones.

El cordón de Iglesias está constituido por estratos de la formación Coya-Machalí, comprimidos en sinclinal. Esta importante estructura sinclinal tiene una gran extensión longitudinal. Hacia el sur (ver Mapa Geológico) su presencia se manifiesta hasta el paralelo $34^{\circ}30'$, donde parece estar cortado por una falla. Al sur del límite entre las provincias O'Higgins y Colchagua, hacia el río Tinguiririca, se evidencia un sinclinal, que podría corresponder a una continuación de la estructura anteriormente citada. Hacia el norte se presenta la misma estructura sinclinal en los cerros de Coya-Machalí, y en el cerro Peuco (ver corte D-D). Más al norte se la puede reconocer a lo largo del primer cordón andino, adyacente al Valle Longitudinal, hasta el cerro Purgatorio al sur del río Maipo y en los cerros de Santa Rosa y de San Juan del Peral, al norte de este río (ver fig. 3, corte E-E), y en el cerro El Abanico, al oeste del cerro San Ramón. Aun al norte del río Mapocho se mantiene la misma estructura sinclinal en el cordón ubicado entre los esteros Arrayán y San Francisco.

La extensión longitudinal de esta estructura alcanza así a un mínimo de 165 Km; de ellos, 125 Km al N del cordón de Iglesias y 40 Km al S.

El corte D-D presenta características estructurales análogas a las del corte C-C. Debido al curso oeste-este de la línea fronteriza desde los Picos del Barroso hasta el Paso Maipo, la estructura anticlinal que en los cortes A-A, B-B y C-C acompaña el cordón limítrofe del lado argentino, se encuentra en este corte en la zona del Maipo superior, enteramente en territorio chileno. Al oriente de este anticlinal están desarrollados dos pliegues completos en los estratos jurásicos y cretácicos del Maipo superior. Esta estructura es semejante a la conocida ya en el corte A-A.

En el flanco occidental del anticlinal principal, indicado con IV en el corte D-D, se sobreponen concordantemente a los estratos de la formación Nacientes del Teno, las formaciones Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu en su lugar típico. En los faldeos occidentales del valle del río Blanco la formación Coya-Machalí se sobrepone con marcada discordancia a los estratos de Colimapu. Subiendo más en el faldeo oriental del cerro Alto de Flores se encuentran los estratos de la formación Farellones sobrepuestos discordantemente a la formación Coya-Machalí.

El tramo de la Cordillera de los Andes, comprendido entre los volcanes Maipo y Tupungato, muestra en general rasgos estructurales similares a los conocidos entre el río Teno y el Maipo superior. Están presentes las mismas formaciones, las mismas discordancias y los elementos estructurales de gran extensión longitudinal, conocidos en la parte austral de la región. La intensidad del plegamiento ha sido aun mayor en las cordilleras de los ríos

Maipo, Volcán, Yeso y Colorado, donde se presenta un pliegue sinclinal volcado, y además, importantes dislocaciones que en parte han originado estructuras imbricadas y escamas tectónicas.

El corte geológico E-E (fig. 3), trazado desde la localidad de Lo Bernales, en la orilla del Valle Longitudinal de Santiago, hasta el volcán Tupungato, ilustra los principales rasgos estructurales del área situada inmediatamente al N de la región representada en la figura 2.

El perfil comienza en el oeste con el relleno fluvio-glacial y fluvial del Valle Longitudinal. Estos materiales cubren estratos de la formación Farellones que se asoman en el pie de la cordillera. Una importante falla separa el Valle Longitudinal de la Cordillera de los Andes; esta falla es conocida desde el río Maipo hasta el río Aconcagua. En su lado occidental están los estratos de la formación Farellones y en el lado oriental aflora la formación Coya-Machalí, que se correlaciona en forma directa con la formación Abanico.

En la línea del corte geológico E-E aparecen los estratos de la formación Coya-Machalí desde la mencionada falla hasta la quebrada de El Manzano, formando un sinclinal asimétrico, cuyo plano axial inclina hacia el este. Los estratos del ala occidental se inclinan con unos 30° al este y en los del ala oriental se observan inclinaciones hasta de 60° al oeste. El eje de este sinclinal está en la ladera occidental de la quebrada Canelo Oeste.

En el faldeo occidental de la quebrada de El Manzano se observa un contacto angular de 80° entre los empinados estratos de Coya-Machalí y los estratos con buzamiento opuesto (al este) de la formación Farellones. Este contacto correspondería a la discordancia de la segunda fase del plegamiento andino.

Desde la quebrada de El Manzano se extienden hacia el oriente los estratos de la formación Farellones, con ancho de 18 Km hasta el estero de Quempo donde terminan en el macizo de diorita andina de La Gloria, en cuyo techo se conservan restos de esta formación. En el faldeo occidental del valle del río Olivares se asoman estratos de la formación Coya-Machalí discordantemente encima de los estratos de la formación Colimapu que tiene gran desarrollo en la zona. Los altos y la parte central de la cordillera del Coironal están constituidos por rocas de la formación Coya-Machalí dispuestos, en el área del perfil, en un apretado sinclinal. En los faldeos orientales de la misma cordillera, vuelve a aparecer la formación Colimapu con gran espesor, inclinada hacia el oeste. Debajo de las areniscas rojas de Colimapu se asoman en el valle del río Parraguirre las calizas neocomianas fosilíferas de la formación Baños del Flaco, que a su vez constituyen el techo de una serie de 3.000 m de conglomerados de la formación Río Damas.

La secuencia normal estratigráfica en la gran estructura sinclinal de la cordillera del Coironal, termina con el yeso del miembro Santa Elena, de

la formación Nacientes del Teno, que aflora en el cajón del Rabicano, pues hacia el este, mediante una importante falla, se ponen en contacto con el yeso las rocas andesíticas del cerro Puma que probablemente pertenecen a la formación Coya-Machalí.

La gran estructura sinclinal que existe, con ancho de 12,5 Km en la zona entre el río Olivares y el estero Rabicano y cuyo eje se ubica en la cordillera del Coironal, se extiende hacia el norte por lo menos hasta el paralelo $33^{\circ}15'$ (límite del reconocimiento). Hacia el sur se puede seguir la misma estructura por el valle del río Yeso, el del río Volcán hasta el río Maipo y cuenca del río Blanco. Hasta esta área la extensión longitudinal de la estructura es de 100 Km. Pero aun más al sur se deja reconocer la misma estructura en el sinclinal del Titoniano del río Leñas y en el sinclinal de estratos jurásicos del río Cortaderal, por lo que se le suman otros 40 Km más

A lo largo de su corrida esta estructura está cubierta parcialmente por la formación Coya-Machalí mediante la discordancia orogénica del primer plegamiento. Los estratos Coya-Machalí de la cordillera del Coironal y de los cerros Diablo y Retumbadero, dispuestos en ambos lugares discordantemente sobre la formación Colimapu, se encuentran aislados del grueso de la formación Coya-Machalí y como restos de erosión constituyen cerros "testigos".

La corrida de la falla del Rabicano se extiende hacia el sur a lo largo del cajón del Chacayal y llega por lo menos hasta el valle del río Yeso, que dista 20 Km. En el cajón del Chacayal esta falla pone en contacto el yeso del miembro Santa Elena de la formación Nacientes del Teno, con calcáreos de la formación Baños del Flaco y, en partes, también con areniscas de la formación Colimapu. Se puede determinar así que el rechazo de la falla alcanza por lo menos 3.000 m. En el bloque oriental se presenta un sinclinal de eje vertical formado por estratos de las formaciones Baños del Flaco y Colimapu. En el bloque occidental se observa el ala de un sinclinal volcado. En el área del valle del Colorado entre los esteros Las Vacas y Chacayal, la secuencia normal de las formaciones Nacientes del Teno, Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu, se presenta invertida debido al volcamiento de la estructura.

Siguiendo hacia el este, según la línea del perfil E-E, se encuentra al oriente de la falla del Rabicano, en el cerro Puma, una formación de andesitas que provisoriamente se ha atribuido a la formación Coya-Machalí. Más al este se presentan las formaciones Baños del Flaco y Colimapu, repetidas parcialmente en una serie de cinco escamas tectónicas. Los contactos entre las escamas son aparentemente concordantes y no se ha podido observar las fallas inversas o planos de escurrimiento; parece que el movimiento se ha producido en los estratos yesíferos de la formación Colimapu. El perfil de

la formación mesozoica del Geosinclinal Andino termina bajo la cubierta de las lavas andesíticas y basálticas de los volcanes Tupungatito (activo), Tupungato (inactivo) y San Juan (inactivo). Al este del Tupungato afloran debajo de las rocas efusivas cuaternarias, las rocas antiguas del basamento del Geosinclinal Andino, pertenecientes, en la línea del perfil, al Carbonífero, según Groeber (1951, Lám. XI).

Considerando la reducida extensión que media entre los afloramientos de los estratos neocomianos del cordón fronterizo, y las rocas paleozoicas del territorio argentino, cabe suponer la existencia de una falla de gran rechazo vertical. El movimiento relativo de esta falla es inverso al movimiento de las fallas de las estructuras imbricadas del Mesozoico. En cambio, la falla de probable edad neoterciaria que separa el Valle Longitudinal de la Cordillera de los Andes, se ha movido en el mismo sentido que la falla del Tupungato.

HISTORIA GEOLÓGICA.

Las formaciones más antiguas que aparecen en la región, pertenecen al Jurásico marino; no están presentes estratos del Triásico que en otras regiones constituyen la parte basal del relleno sedimentario del Geosinclinal Andino. Las rocas premesozoicas que forman el basamento de la cuenca mesozoica tampoco están presentes en la región, pero afloran inmediatamente al oriente de ella, en territorio argentino, entre los volcanes Tupungato y Marmolejo, en la Cordillera Frontal.

Durante gran parte del Jurásico, la región estuvo cubierta por un mar de poca profundidad, como lo atestigua la existencia de sedimentos de carácter nerítico en que prevalecen areniscas y conglomerados medios, que alternan con lutitas y rocas calcáreas menos abundantes. Un manto de 50 m de espesor de tufitas riolíticas, intercalado en los estratos inferiores de la formación Nacientes del Teno considerados liásicos, indicaría la probable existencia de vulcanitas triásicas en tierra firme cercana, de cuya erosión provendrían las mencionadas tufitas.

El carácter de la fauna contenida en los sedimentos jurásicos cambia notablemente de una formación a otra, lo que permite deducir una comunicación amplia de la cuenca andina jurásica con el océano, en el oeste. Esta situación cambia en el Lusitaniano, cuando se depositaron lutitas negras en un ambiente tranquilo correspondiente a una cuenca más cerrada, a la cual ya no llegaron corrientes turbulentas capaces de transportar material más grueso.

La serie de lutitas negras lleva en su techo un manto de yeso de más de 100 m de espesor del miembro Santa Elena. La actividad volcánica efusiva que se manifiesta en los sedimentos del Jurásico marino a partir

del Bajociano, adquirió grandes proporciones en el Malm medio. La existencia del yeso se explicaría por la acción de fuertes emanaciones submarinas de gases sulfurosos con que se habrían iniciado las grandes efusiones (Groeber, 1952).

La presencia sobre el yeso de una potente secuencia de sedimentos terrígenos representa la regresión, en toda la región, del mar jurásico, la que no involucró una interrupción notable en la continuidad de la sedimentación.

Durante y después de la regresión, la acumulación de 3.000 a 5.000 metros de sedimentos terrígenos durante el Kimmeridgiano evidencia un rápido hundimiento epirogénico de la cuenca. El aumento de la potencia de los estratos terrígenos, así como del tamaño de los clastos componentes, desde la región argentina vecina hacia la parte andina chilena, pone de manifiesto que los materiales de relleno procedieron del oeste, de áreas elevadas cuya presencia no se había hecho notar durante el Jurásico marino. Por otra parte, la ausencia de una discordancia angular en la base de la formación Río Damas, así como en la parte superior de los sedimentos jurásicos de la Cordillera de la Costa (Thomas, 1958), excluirían la idea de atribuir tanto la regresión como la aparición de una región elevada al oeste, a movimientos orogénicos de plegamiento. Sin embargo, los movimientos epirogénicos ascendentes que se habrían producido en el Jurásico superior en el área de la actual Cordillera de la Costa, podrían ser el reflejo de la revolución nevadiana.

La observación de los materiales que componen la formación Río Damas, rocas volcánicas, rocas clásticas derivadas de ellas y muy escasos rodados de granito, induce a suponer que la presencia de regiones elevadas al oeste, se habría debido a la erupción por largas fisuras de grandes masas de lava que formaron cordones volcánicos, los que cerraron la cuenca por el oeste. Por otra parte, estas lavas y el material piroclástico correspondiente, y los productos de su erosión habrían rellenado rápidamente la cubeta de sedimentación, provocando la regresión jurásica. Se podría también admitir ascensos epirogénicos de bloques en la región marginal occidental, lo que explicaría la presencia de rodados graníticos aislados en los conglomerados de la formación Río Damas; el ascenso de estos bloques habría compensado, en parte, el rápido hundimiento del interior de la cuenca y en la zona limítrofe entre los movimientos verticales opuestos, se habrían abierto las fisuras de acceso de las masas efusivas. Esta explicación sobre el origen de la regresión del Jurásico superior concuerda en líneas generales con la propuesta por Gerth (1931).

A principios del Titoniano vuelve el mar a la cuenca andina, cubriendo una superficie terrestre de relieve accidentado, lo que se manifiesta en la

gran variabilidad de potencia de la serie conglomerádica transgresiva del Titoniano que, en la región del río Leñas, alcanza a más de 800 m., mientras que en la de los ríos Tinguiririca y Teno, sólo tiene algunos metros y aun, en otras partes, está ausente.

Lo mismo que el mar jurásico, el mar titoniano-neocomiano nunca alcanzó grandes profundidades en la cuenca andina. Los sedimentos correspondientes son de carácter nerítico, alternando las calizas con lutitas calcáreas, lutitas fisibles carbonosas, areniscas y conglomerados. Existen brechas calcáreas intraformacionales y se ha observado, además, estratificación cruzada en bancos de areniscas intercaladas entre calizas. Estos rasgos indicarían una depositación en aguas costaneras agitadas.

El espesor medio de los sedimentos acumulados durante el ciclo marino que representa la formación Baños del Flaco, es de aproximadamente 1.000 m, depositados en el lapso Titoniano-Hauteriviano. La participación de rocas efusivas en esta serie de sedimentos es muy escasa. Se infiere una manifiesta relación entre el lento proceso de hundimiento epirogénico de la cuenca andina en el lapso indicado y la escasa actividad volcánica contemporánea. A fines del Hauteriviano comenzó el retiro del mar en la región estudiada, lo que se representa por la serie regresiva de las areniscas del río Maitenes.

El proceso de hundimiento epirogénico continuó sin interrupción durante el Barremiano y el Cretácico medio, permitiendo la acumulación de los sedimentos terrígenos de la formación Colimapu, los cuales se disponen concordantemente sobre la formación Baños del Flaco.

Las causas de la regresión del mar en la cuenca andina, a comienzos del Cretácico medio, serían análogas a las que se mencionaron para la regresión jurásica y que se resumen en un enorme incremento de la actividad volcánica efusiva, posiblemente combinada con movimientos epirogénicos ascendentes, en la región volcánica del oeste, como lo atestiguan los 4.000 m del miembro Ocoa de la formación Veta Negra, descrito por Thomas (1958, p. 55).

Al término de la acumulación de los sedimentos de litología uniforme de Colimapu inferior, el relieve debió expresarse en una gran planicie, que cubría la mayor parte del área de la cuenca andina y sobre la cual se depositaron los sedimentos lagunares de Colimapu medio. A la depositación de los calcáreos y de las lentes de yeso de Colimapu medio siguió la depositación de las lutitas y areniscas tobíferas rojas que constituyen el miembro superior de la formación Colimapu.

La acumulación de los estratos de la formación Colimapu se interrumpió cuando en el Senoniano inferior (?) sobrevinieron los movimientos de la primera fase orogénica andina durante la cual fueron plegados los sedimentos del Geosinclinal Andino acumulados desde el Triásico medio, for-

mándose las primeras montañas elevadas, en el lugar de las actuales cordilleras, las que podrían llamarse Eo-Andes.

Debido a la falta de fósiles en la sucesión de estratos terrestres no se ha podido comprobar la posible correlación de esta fase de plegamiento con los movimientos subhercínicos.

A continuación del primer plegamiento se inició un período de erosión, que en parte llegó a descubrir hasta los estratos del Jurásico marino. En seguida, se inició un nuevo ciclo de actividad volcánica, cuyos productos efusivos, junto con grandes espesores de sedimentos lagunares, formados sobre la peniplanicie de los Eo-Andes, constituyen la formación Coya-Machalí.

En conglomerados de la parte baja de la formación Abanico equivalente a la formación Coya-Machalí, Aguirre (1960) encontró clastos de diorita y derivados filonianos de ella. Estos clastos podrían provenir de una primera fase de intrusión del Batolito Andino, anterior a la formación Coya-Machalí, y, probablemente, relacionada con el primer plegamiento.

Los macizos de granodiorita, alojados en la formación Coya-Machalí, se deben necesariamente a una fase intrusiva posterior a la primera, citada más arriba.

Un nuevo episodio orogénico en la historia del Geosinclinal Andino, se desarrolló posteriormente a la depositación de la formación Coya-Machalí. Este representaría la segunda fase del plegamiento andino, que provisoriamente se atribuye a los movimientos larámicos del final del Cretácico y principios del Terciario.

El resultado de la segunda fase orogénica serían los Meso-Andes, sobre cuya estructura erosionada y aplanada, aunque no tan profundamente como la de los Eo-Andes, se habrían depositado discordantemente los estratos volcánicos y límnicos de la formación Farellones, que, de acuerdo con la interpretación dada, sería de edad eocena.

En la región estudiada, la formación Farellones se apoya con discordancia observable sólo en algunos lugares, sobre los estratos plegados de la formación Coya-Machalí. La erosión, activa después del segundo plegamiento y antes de la depositación de los estratos de Farellones, no alcanzó a remover grandes espesores de la formación yacente en el área de la Cordillera de los Andes. En cambio, en la Cordillera de la Costa de Chile central estudiada por Thomas (1958), la formación Lo Valle correlacionada en el presente trabajo con la formación Farellones, se dispone discordantemente sobre la formación Las Chilcas, que, según opinión del autor, representaría la formación Colimapu. Este hecho atestiguaría una erosión más profunda hacia el oeste en esta latitud, o sea, que la región de la actual Cordillera de la Costa habría alcanzado a consecuencia de la segunda fase de plegamiento, un nivel

más alto y más expuesto a la erosión que la región de la actual Alta Cordillera.

Posteriormente a la depositación de los estratos de Farellones, se desarrolló la última fase del plegamiento andino, acompañada por nuevas intrusiones de granodiorita que atraviesan, por lo menos parcialmente, a la formación Farellones.

Con esta tercera fase de movimientos orogénicos que afectaron la formación Farellones, se estructuraron los Neo-Andes, los cuales fueron peniplanizados en el Oligoceno-Mioceno y adquirieron los principales rasgos fisiográficos de las cordilleras actuales, debido a movimientos verticales de bloques en el Terciario superior, seguidos por la erosión pleistocena y actual.

En la mayor parte de la región estudiada, los estratos más jóvenes corresponden a los de la formación Farellones. Sin embargo, en algunas áreas aparecen, con marcada discordancia sobre diversas unidades más antiguas, andesitas del volcanismo neoterciario a eocuaternario y basaltos pleistocenos a recientes.

Las diversas glaciaciones cuaternarias han acumulado abundante material morénico. Asimismo los sistemas de drenaje más importante han depositado sedimentos que cubren diversas áreas a través de su recorrido.

ABSTRACT

This report discusses the sedimentary, volcanic and intrusive rocks and the principal structural features of the Andes Mountains in central Chile in the Provinces of Santiago, O'Higgins, Colchagua and Curicó. The area covered by this report is approximately 10,200 square kilometers.

The stratigraphy of the area includes volcanic and sedimentary rocks of the Mesozoic, and Cenozoic eras. With the exception of the Upper Tertiary and Quaternary sediments these rocks were previously included in the "Formation Porfirítica" or Porphyritic formation. In the present report the following stratigraphic divisions are established:

<i>Alluvial fill and glacial deposits.</i>		Quaternary
<i>Volcanic rocks (continental)</i> Andesitic and basaltic lavas and pyroclastics, gray and dark reddish-gray.		Quaternary and Upper Tertiary
<i>Farellones Formation (continental)</i> Sediments composed of volcanic material and volcanic rocks of andesitic, rhyolitic or basaltic composition. The rocks are greenish to bluish-gray, reddish-gray and violet-gray in color. The formation includes lacustrine sediments, gray and grayish-green in color.	Lower? Tertiary	2.500 m ±
<i>Coya-Machali Formation (continental)</i> Sediments composed of volcanic material and volcanic rocks of andesitic, rhyolitic, or basaltic composition, greenish-gray or reddish-gray in color. Includes gray and greenish-gray lacustrine sediments.	Maestrichtian (Cretaceous)	3.000 m ±
<i>Colimapu Formation (continental)</i> Sediments composed of andesitic volcanic material, reddish in color, and andesitic volcanic rocks in smaller proportion.	Lower Coniacian? (Cretaceous) to Barremian (Cretaceous)	3.000 m ±

<i>Baños del Flaco Formation</i> (marine) Consolidated sedimentary rocks, gray and grayish-green in color.	Hauterivian (Cretaceous) to Upper Tithonian (Jurassic)	800 m ±
<i>Leñas-Espinoza Formation</i> (marine) Consolidated sediments, greenish- gray and dark gray in color.	Tithonian { Upper Middle Lower (Jurassic)	1.500 m ±
<i>Río Damas Formation</i> (continental) Clastic sediments, reddish-gray in color and andesitic volcanic rocks dark gray to reddish-gray.	Principally Kimmeridgian (Jurassic)	3.000 m ±
<i>Nacientes del Teno Formation</i> (marine) Clastic sediments dark gray in color with intercalated beds of gypsum. Sediments of volcanic material, rhyolitic pyroclastics light gray in color and andesitic pyroclastics of reddish-gray color.	Secuanian to Dogger Lías? (Jurassic)	1.600 m ±

The stratigraphic column indicates the existence of two cycles of marine deposition and two cycles of continental deposition. The first marine cycle (*Nacientes del Teno* formation) is separated from the second (*Leñas-Espinoza* and *Baños del Flaco* formations) by a period of regression during which the *Río Damas* formation was deposited. The second period of regression (*Colimapu* formation) put an end to the marine regime represented by the *Baños del Flaco* formation. All of the formations younger than the *Colimapu* formation are of continental origin.

It is evident that during the periods of regression there existed a notable increase in volcanic activity and in the rate of deepening of the geosynclinal basin. This may be deduced from the greater thicknesses of the continental formations as compared to the marine formations, taking into consideration the corresponding times of deposition.

There are three angular unconformities, one between the *Colimapu* formation and the *Coya-Machalí* formation, another separates the *Coya-Machalí* formation and the *Farellones* formation, and the third is that

which separates the Farellones formation from the volcanic rocks of the Upper Tertiary and Quaternary.

The unconformities were produced by three orogenic periods: the first within the Senonian (Upper Cretaceous), the second was located during the end of the Cretaceous and the beginning of the Tertiary, and the third at the end of the Eocene.

The regression of the sea which followed the marine sedimentation corresponding to the Leñas-Espinoza and Baños del Flaco formations, was not related with the orogenetic movements within the Cretaceous, in that the first phase of these movements is posterior to the deposition of the continental Colimapu formation.

Granitic rocks intrude the Farellones formation which is the youngest formation of the Andean geosyncline. The granitic rocks crop out in numerous localities in the area. The observations which were made, suggest that intrusion was accompanied by recrystallization and in part by granitization of the pre-existing rocks. The intrusions were formed in three stages related to the previously mentioned orogenetic phases in a lapse of time between the Lower Senonian and the Lower Tertiary. The formations affected by the Andean folding strike approximately north. In the southern part of the area, the structure is smooth and is characterized by broad open folds. In the central part, near the Cachapoal river the folding was more intense as shown by the existence of isoclinal folds. Farther to the north there are asymmetric folds which to the east grade into overturned folds and imbricate structures. There must exist a normal fault of very large displacement on the western border of the Andes Mountains marking the separation between the mountain range and the Longitudinal Valley.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit behandelt die sedimentären und vulkanischen Formationen, die Intrusivgesteine und die hauptsächlichen Strukturmerkmale eines Gebietes von 10.000 Km² Oberfläche der zentralchilenischen Anden in den Provinzen Santiago, O'Higgins, Colchagua und Curicó.

Die Schichtfolge des untersuchten Gebietes umfasst vulkanische und sedimentäre Gesteine des Mesozoikum und des Känozoikum. Mit Ausnahme der jungtertiären und quartären Ablagerungen wurde bis dahin diese Schichtfolge in dem Begriff "Formación Porfirítica" zusammengefasst. Im vorliegenden Bericht wird folgende stratigraphische Gliederung aufgestellt:

Alluviale und glaziale Aufschüttung	Quartär	
Vulkanite (festländische Ablagerungen) Laven und pyroklastische, andesitische und basaltische Gesteine, von grauer und dunkel rotgrauer Farbe.	Quartär und Oberes Tertiär	
Farellones Formation (festländische Ablagerungen). Vulkanite und vulkanische andesitische, rhyolitische und basaltische Sedimentite von grünlich-grauer bis bläulicher, rötlich-grauer und violett-grauer Farbe. Limnische Sedimentite von grauer und grünlich-grauer Farbe.	Unteres Tertiär?	± 2.500 m
Coya-Machali Formation (festländische Ablagerungen). Vulkanite und vulkanische andesitische, basaltische und trachytische. Sedimentite von grünlich-grauer und rötlich-grauer Farbe. Limnische Sedimente von dunkel grauer und grünlich-grauer Farbe.	Maestricht?	± 3.000 m
Colimapu Formation (festländische Ablagerungen). Rote vulkanische andesitische Sedimentite und andesitische Vulkanite in geringerer Proportion. Limnische Kalke und Gips-Einlagerungen.	Coniacien? bis Barreme	± 3.000 m

Baños del Flaco Formation (marine Ablagerungen). Graue Kalte und gruenlich-graue klastische Sedimente.	Hauterive bis Oberes Thiton	± 800 m				
Leñas-Espinoza Formation (marine Ablagerungen). Gruenlich-graue klastische Sedimente und dunkelgraue Kalke.	Thiton	<table border="0"> <tr> <td>{ oberes</td> <td rowspan="3">± 1.500 m</td> </tr> <tr> <td>{ mittleres</td> </tr> <tr> <td>{ unteres</td> </tr> </table>	{ oberes	± 1.500 m	{ mittleres	{ unteres
{ oberes	± 1.500 m					
{ mittleres						
{ unteres						
Rio Damas Formation (festlaendische Ablagerungen). Klastische Sedimente von roetlich-grauer Farbe, oertlich mit Gipslinsen. Roetliche, gruenliche und dunkelgraue andesitische Vulkanite.	hauptsaechlich Kimmeridge	± 3.000 m				
Nacientes del Teno Formation (marine Ablagerungen). Klastische Sedimente von dunkelgrauer Farbe mit Gips. Ablagerungen im oberen Teil. Pyroklastische rhyolitische Sedimente von hellgrauer Farbe und roetlich-graue Andesite.	Secuan bis Dogger Lias?	± 1.600 m				

Diese Unterteilung zeigt das Vorhandensein von zwei marinen Zyklen und zwei festlaendischen Schichtfolgen. Der erste marine Zyklus (Nacientes del Teno Formation) ist vom zweiten (Formationen Leñas-Espinoza und Baños del Flaco) durch eine Regression getrennt, waehrend welcher die Rio Damas Formation abgelagert wurde. Die zweite Regression (Colimapu Formation) beendet den marinen Zyklus der Formationen Leñas-Espinoza und Baños del Flaco. Auch die Formationen, die juenger sind als Colimapu, bestehen aus festlaendischen Ablagerungen.

Waehrend der Regressionen fand eine betraechtliche Aktivierung der vulkanischen Taetigkeit statt und gleichzeitig eine Beschleunigung im Absinken der andinen Geosynklinale. Dies geht aus der, im Vergleich mit den marinen Formationen, sehr grossen Maechtigkeit der festlaendischen Formationen hervor, bei Beruecksichtigung der entsprechenden Ablagerungszeiten.

Deutlich zeigen sich drei durch Faltung und anschliessende Erosion bedingte Diskordanzen: eine zwischen den Formationen Colimapu und Coya-Machali, eine zwischen letzterer und der Farellones Formation, und

eine dritte, welche die Farellones Formation von den jungtertiären und quaternären Vulkaniten trennt.

Die Diskordanzen wurden drei Faltungsphasen zugeordnet: die erste erfolgte im Senon, die zweite gegen Ende der Kreide oder zu Beginn des Tertiär und die dritte gegen Ende des Eozän.

Die Regression des Meeres nach Ablagerung der marinen Formationen Leñas-Espinoza und Baños del Flaco hat keine Beziehung zu den orogenen Bewegungen in der Kreide, da die erste Phase dieser Bewegungen später als die festländischen Ablagerungen der Colimapu Formation.

Zahlreiche Massive und Apophysen granitischer Gesteine sind bis in die jüngste stratigraphische Einheit der andinen Geosynklinale, die Farellones Formation, eingedrungen. Sie stehen an vielen Stellen des untersuchten Gebietes an. Die bisherigen Beobachtungen lassen die Annahme zu, dass die Intrusionen von Rekristallisation und Granitisierung der umgebenden Gesteine begleitet waren. Es wird angenommen, dass die Intrusionen mit den erwähnten Faltungsphasen in Zusammenhang stehen und in drei Phasen, zwischen dem unteren Senon und dem unteren Tertiär einschliesslich, erfolgten.

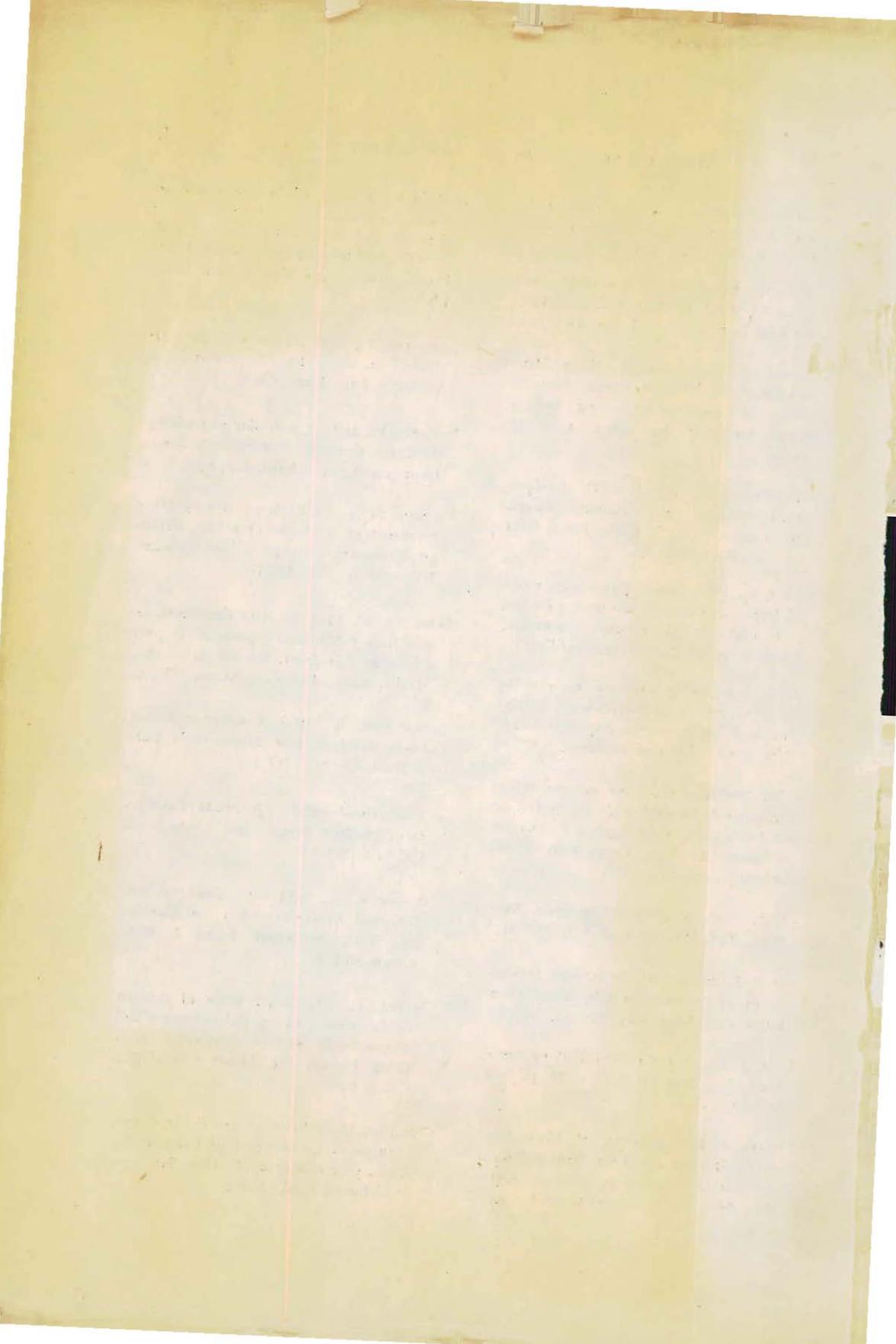
Die von der andinen Faltung betroffenen Formationen zeigen ungefähres Nordstreichen. Der Suedteil des Arbeitsgebietes ist durch einfache Strukturen mit weitem Faltenbau ausgezeichnet. In der Zentralzone, im Stromgebiet des Cachapoalflusses, war die Faltung intensiver, wie das Vorhandensein isoklinaler Falten zeigt. Weiter nördlich wurden asymmetrische Falten beobachtet, die sich nach Osten in überkippte Falten und Schuppenstrukturen verwandeln.

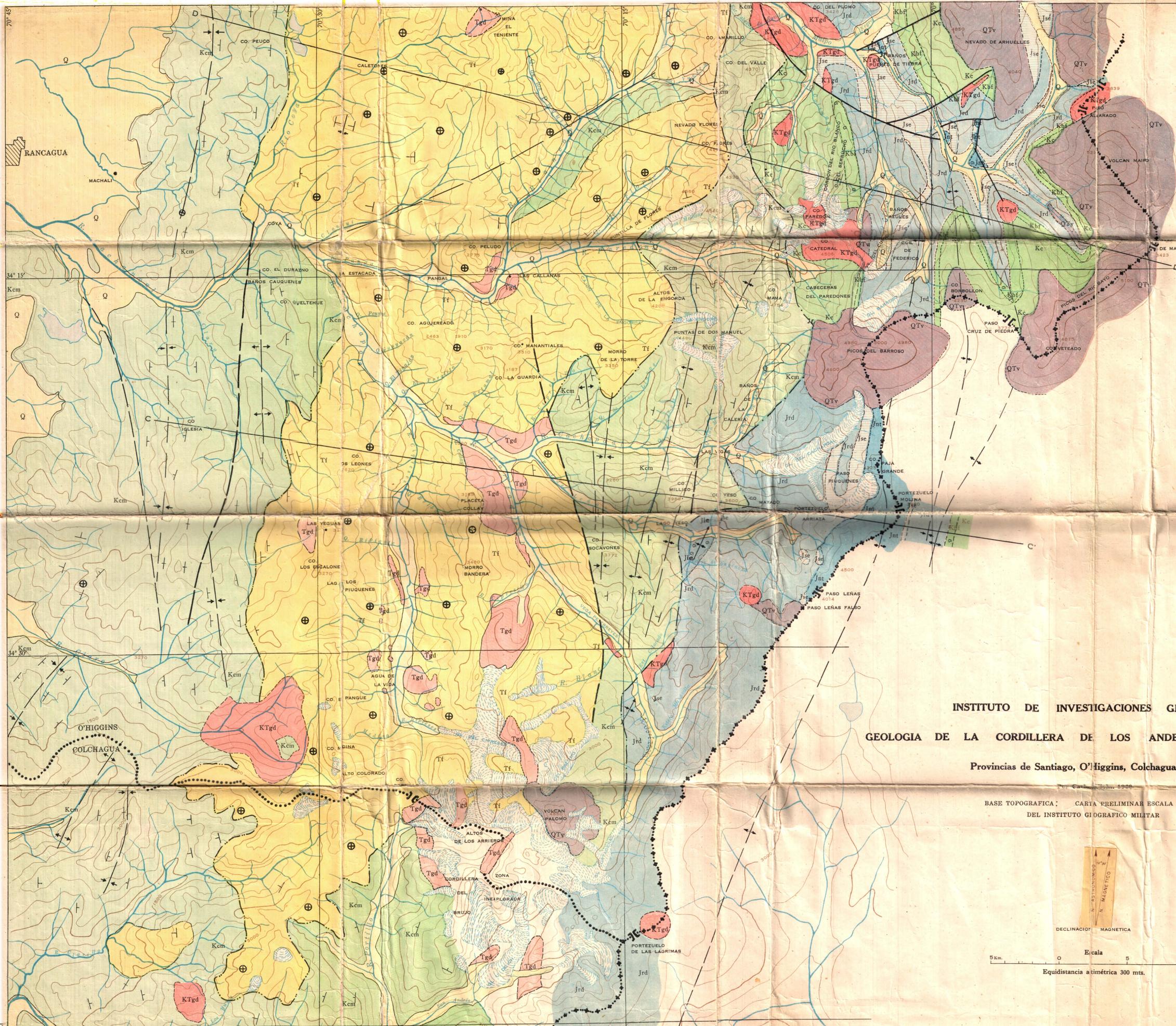
Eine Verwerfung grosser Sprunghöhe begrenzt den Westrand der Andenkordillere gegen das Laengstal von Santiago. Auch weiter östlich, in den Hochanden, treten mehrere nordstreichende Verwerfungen mit grosser Sprunghöhe auf.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., 1960. *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 9.
- ALMEYDA, E., y SÁEZ, F., 1958. *Recopilación de datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos*. Santiago, Ministerio Agric.
- BELLIDO, E., y SIMONS, F. 1957. *Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú*. Lima, Soc. Geol. Perú, Bol. t. 31.
- BIESE, W. A., 1956. *Los yacimientos de manganeso de Chile* (en Symposium sobre yacimientos de manganeso, t. 3, América del Sur). México, XX Congreso Geológico Internacional.
- 1957. *Der Jura von Cerritos Bayos, Calama*. Hannover, Geol. Jahrb., Bd. 72.
- BRÜGGEN, J., 1950. *Fundamentos de la geología de Chile*. Santiago, Inst. Geog. Milit.
- BURCKHARDT, C., 1897. *Expedition Géologique dans la Cordillère Argentino-Chilienne*. La Plata, Rev. Mus. La Plata, t. 8.
- 1900. *Profiles Géologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne*. La Plata, An. Mus., La Plata, t. 2.
- 1900-a. *Coupe Géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautín*. La Plata, An. Mus. La Plata, t. 3.
- CECIONI, G., 1960. *Sub-Hercynian Orogeny in the Strait of Magellan*. Roma, Boll. Soc. Geol. Ital., v. 78, Nº 1.
- CECIONI, G., y GARCÍA, F., 1960. *Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá*. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 6.
- CORVALÁN, J., 1956. *Ueber marine Sedimente des Tithon und Neokom der Gegend von Santiago*. Stuttgart, Geol. Runds., Bd. 45, H. 3.
- 1959. *El Titoniano de Río Leñas, provincia de O'Higgins, con una revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino*. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 3.
- DARWIN, CH., 1846. *Geological Observations on South America. Voyage of H. M. S. "Beagle"* (Versión al castellano por A. Escuti). Santiago, Anexo An. Univ. Ch., 1906.
- DOMEYKO, I., 1862. *Excursión geológica a las cordilleras de San Salvador, en febrero, 1861*. Santiago, An. Univ. Ch., t. 19.
- DOUGLAS, J. A., 1914. *Geological Sections through the Andes of Perú and Bolivia*. London, Quart. J. Geol. Soc., v. 70.
- FERUGLIO, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Buenos Aires, Dir. Gen. Y. P. F., t. 2.
- GERTH, H., 1931. *La estructura geológica de la Cordillera Argentina, entre el río Grande y el río Diamante, en el sur de la provincia de Mendoza*. Buenos Aires, Actas Acad. Nac. Cienc. Rep. Arg., t. 10.
- GROEBER, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, 1 Hoja Chos Malal*. Buenos Aires, Rev. Soc. Geol. Arg., t. 1, Nº 3.
- 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, 2. Hojas Sosneao y Maipo*. Buenos Aires, Rev. Soc. Geol. Arg., t. 2, Nº 2.

- 1947-a. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. Buenos Aires, Rev. Soc. Geol. Arg., t. 2, N° 4.
- 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Inst. Nac. de Invest. Ciencias Nat., t. 1, N° 5. Buenos Aires.
- GROEBER, P., STIPANIC, P. N., y MINGRAMM, A. R., 1952. *Mesozoico: Geografía de la República Argentina*. Buenos Aires, Soc. Arg. Est. Geog., t. 2, 1ª parte.
- HOFFSTETTER, R., et al., 1957. *Lexique stratigraphique international, Amerique Latine, Fasc., 7, Chile*. Paris, Centre Nat. Recherche Sc.
- KLOHN, C., 1949. *Informe geológico sobre el Departamento de Ultima Esperanza, provincia de Magallanes*. Santiago, Corp. Fom. Prod. (informe inédito).
- 1953. *Informe geológico minero sobre la cordillera de la provincia de O'Higgins al E. de Rancagua*. Santiago, Corp. Fom. Prod. (informe inédito).
- 1954. *Informe geológico minero regional sobre la Cordillera de los Andes, de las provincias de O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Santiago, Corp. Fom. Prod. (informe inédito).
- 1955. *Flora fósil en El Arrayán*. Santiago, Rev. Minerales, Año 10, N° 51.
- 1956. *Estado actual del estudio geológico de la "Formación Porfíritica"*. Santiago, Rev. Minerales, Año 11, N° 55.
- KULP, J. L., 1959. *Geological Time Scale*. Geol. Soc. America Bull. v. 70, p. 1634 (abstract).
- LEANZA, A. F., y ZÖLLNER, W., 1949. *Acercamiento de la edad del Yeso Principal y su composición litológica*. Buenos Aires, Rev. Asoc. Geol. Arg., t. 4, N° 1.
- LEVI de V., B., 1958. *Estratigrafía del Jurásico y Cretáceo inferior de la Cordillera de la Costa, entre las latitudes 32°30' y 33°40'*. Santiago, Memoria de Prueba, Fac. Cienc. Fis. y Mat. Univ. Ch.
- LLIBOUTRY, L., 1956. *Nieves y glaciares de Chile, Fundamentos de Glaciología*. Santiago, Edic. Univ. Ch.
- PHILIPPI, R., 1899. *Los fósiles secundarios de Chile*. Santiago, Gobierno de Chile, Imprenta A. Brockhaus, Leipzig.
- PUTNAM, M. J., 1952. *Committee of Measurement of Geologic Time: en Beringer-Murawski*. Stuttgart, Geologisches Wörterbuch, Tab. 1, 1957.
- SCHILLER, W., 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. Buenos Aires, An. Minist. Agric., Dir. Gen. Minas, VII, 5.
- SEGERSTROM, K., 1959. *Cuadrángulo Los Loros*. Santiago, Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Ch. v. 1, N° 1.
- 1960. *Cuadrángulo Quebrada Paipote*. Santiago, Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Ch. v. 2, N° 1.
- STEINMANN, G., 1881. *Zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation von Caracoles*. Stuttgart, Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., Bd. 1.
- TAVERA, J., 1942. *Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco*. Santiago, An. I, Cong. Panam. Ing. Minas y Geología, t. 2, p. 628.
- THOMAS, H., 1958. *Geología de la Cordillera de la Costa, entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga*. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 2.





INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS
 GEOLOGIA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL
 Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó

BASE TOPOGRAFICA: CARTA PRELIMINAR ESCALA 1:250.000
 DEL INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR

