

GEOLOGIA DE LA PRECORDILLERA DE COPIAPO: LAS NACIENTES DE LA QUEBRADA PAIPOTE AL OESTE DEL SALAR DE MARICUNGA (RESULTADOS DEL CURSO DE GEOLOGIA DE CAMPO II, 1977).

por

John Davidson \*  
Constantino Mpodozis \*  
Alumnos de Geología  
de Campo II \*\*

RESUMEN

En la región de las nacientes de Quebrada Paipote (Precordillera de Copiapó), se desarrolla una sucesión estratigráfica donde alcanzan gran importancia los terrenos pre-andinos (Paleozoico superior - Triásico). Sobre éstos se disponen unidades andinas de tipo "externo" que abarcan desde el Jurásico hasta el Terciario inferior.

Los depósitos pre-mesozoicos más antiguos expuestos en la zona (Quebrada Chinchas, Sierra El Hielo) están constituidos por una serie marina rítmica, arenoso-pelítica, probablemente carbonífera cubierta por una reducida sección de areniscas rojas y verdes (Pérmico inferior-medio? sobre las cuales se sitúan, en discordancia, volcanitas ácidas permo-triásicas. El Triásico (el equivalente local de la formación La Ternera) está representado por más de 600 m de sedimentos arenoso-conglomerádicos y 300 m de andesitas y tobas andesíticas verdes expuestos a lo largo de las Quebradas Ojo de Maricunga y El Peñón. También forma parte del conjunto pre-andino un stock de monzogranitos hololeucocráticos que intruyen al Carbonífero en la Sierra El Hielo y cuya edad pérmica es probable.

Los terrenos propiamente "andinos" comienzan en Quebrada Paipote (Vegas La Junta) con depósitos marinos detrítico-calcareos (300-500 m) del Lías -Dogger, que registran un ciclo completo de transgresión-regresión desarrollado entre el Sinemuriano (?) hasta, por lo menos, el Bajociano medio y a los cuales suceden más 2.000 m. de sedimentos volcanoclásticos continentales del Jurásico superior. Estos son cu

---

\* Departamento de Geología, Univ. de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago.

\*\* Claus Bunger, Paula Cornejo, Alejandro Faunes, Horst Foerster, Nicolás Fuster, Moyra Gardeweg, Sergio Godoy, Raymond Jannas, Gina Muzzio, Juan C. Reyes, Patricia Salinas, Julieta Sepúlveda, Alejo Solano, Lucio Velasco.

biertos en discordancia angular por una secuencia sedimentaria continental (serie de Pircas) depositada entre el Cretácico superior y el Terciario inferior, con posterioridad a una importante fase compresiva (mesocretácica?) y con anterioridad a otra ocurrida en el Terciario medio (quechua?). Los efectos de esta última son visibles en accidentes inversos de importancia regional (Cabalgamiento Vegas La Junta) que aparecen sellados por los niveles de tobas ácidas e ignimbritas de la "formación" Negro Francisco, representantes locales del volcanismo que se desarrolló sobre el bloque de la Puna durante el Cenozoico superior

#### ABSTRACT

The upper reaches of the "quebrada" Paipote (Copiapó, lat. 27° S) are characterized by a stratigraphic sequence consisting of pre-andean terranes (Upper Paleozoic to Triassic) overlaid by Jurassic to lower Tertiary Andean units.

The oldest deposit in the area is an Upper Paleozoic (Carboniferous?) marine sequence intruded by a monzogranitic stock of probably Permian age. The carboniferous deposits are overlain by Early to Middle Permian sandstones. Unconformably over these rocks lies a sequence of Permian-Triassic acidic volcanic rocks. Triassic deposits are represented by a 600 m sequence of conglomerates and 300 m sequence of andesitic volcanoclastic rocks.

The Andean terranes consist of four series of rocks. The lower unit is a 300-500 m marine sequence of Lias-Dogger age. This sequence corresponds to a complete cycle of transgression-regression from the Sinemurian up to the Middle-Bajocian. Upward follows a >2000 m thick Upper Jurassic sequence of continental volcanoclastic sedimentites. Overlying these sedimentites and separated from them by an angular unconformity lies a continental sequence of Upper Cretaceous to Lower Tertiary age probably deposited between two compressive events. Evidences of the last compression are given by reverse faults of regional significance (Quechua Phase?). The youngest unit of the Andean terranes is represented by acidic tuffs and ignimbrites of the Negro Francisco "formation" deposited during the Upper Cenozoic.

#### INTRODUCCION

Durante el mes de Octubre de 1977 los dos primeros autores condujeron los trabajos de terreno del Curso de Geología de Campo II con alumnos del último año de la carrera en la Precordillera de Copiapó. Durante una campaña de dos semanas de duración en las nacientes de la Quebrada de Paipote se efectuó el levantamiento geológico a escala

1:25.000 sobre fondo topográfico (cuadrángulos Vegas La Junta y Laguna Santa Rosa del IGM) y fotografías aéreas Hycon ampliadas de una región de aproximadamente 400 Km<sup>2</sup>, dividiéndose el área en 5 sectores, cada uno reconocido por grupos de 3 alumnos a partir de un campamento base fijo ubicado en Vegas La Junta (Qda. Paipote) a 3.060 m de altura y a 130 km al NE de Copiapó. El propósito de esta contribución es dar a conocer los resultados obtenidos por los estudiantes tanto durante el trabajo de campo como el posterior análisis del material petrográfico y paleontológico recolectado.

La Quebrada Paipote, de dirección NE, desemboca en el río Copiapó en las inmediaciones de la ciudad del mismo nombre (Fig. 1). La ruta internacional Copiapó-Tinogasta sigue su curso hasta la localidad de La Puerta, donde ella se divide en dos. Por la más septentrional (Quebrada de San Andrés) continúa el camino internacional, mientras que al sur corre la quebrada de La Puerta (o Paipote), seguida de una huella en mal estado que comunica con las azufreras del volcán Copiapó. Esta quebrada se interna directamente hacia el este por la árida Precordillera de Copiapó hasta alcanzar su nacimiento en Vegas La Junta, en las cercanías de la línea norte-sur de volcanes extintos (Barros Negros, Ojo de Maricunga, Santa Rosa, Copiapó) que, con alturas superiores a los 5.000 m, limitan por el oeste la Alta Cordillera, representada aquí por la terminación meridional de altiplanicie endorreica de la Puna. Si bien al oeste de Vegas La Junta (Fig. 1) la quebrada Paipote no es más que un profundo y estrecho cañón, hacia el oriente se ramifica en quebradas que se abren en abanico entre los volcanes Ojo de Maricunga y Santa Rosa (quebradas El Mono, Ojo de Maricunga y El Peñón), mientras que otro afluente (Quebrada Chinchas) corre con rumbo norte-sur al pie occidental del volcán Santa Rosa, entre éste y las cumbres de Sierra El Hielo.

En cuanto a la geología las únicas informaciones previas sobre este sector se encuentran en el mapa 1:250.000 de SEGERSTROM (1968) y referencias vagas de von HILLEBRANDT (1971) sobre los sedimentos marinos jurásicos de Vegas La Junta. Durante un reconocimiento en Septiembre de 1977 observamos que a lo largo de las quebradas Paipote y Chinchas existían extensos afloramientos de terrenos paleozoicos, sedimentos triásicos y calizas jurásicas, los que no habían sido descritos con anterioridad. Por esta razón se escogió el sector para desarrollar los trabajos del curso de Campo II, no sólo por la variedad de litologías y estructuras presentes en un área relativamente pequeña sino también porque un trabajo en esta zona contribuiría efectivamente al conocimiento geológico de la Precordillera de Copiapó, complementando los trabajos de detalle efectuados estos últimos años en la región (ZENTILLI, 1974; JENSEN, 1976; CISTERNAS y VICENTE, 1976; DAVIDSON y otros, 1976; OVIEDO, 1977; CISTERNAS, 1977; TOBAR, 1977; PEREZ, 1978; MERCADO, 1978).

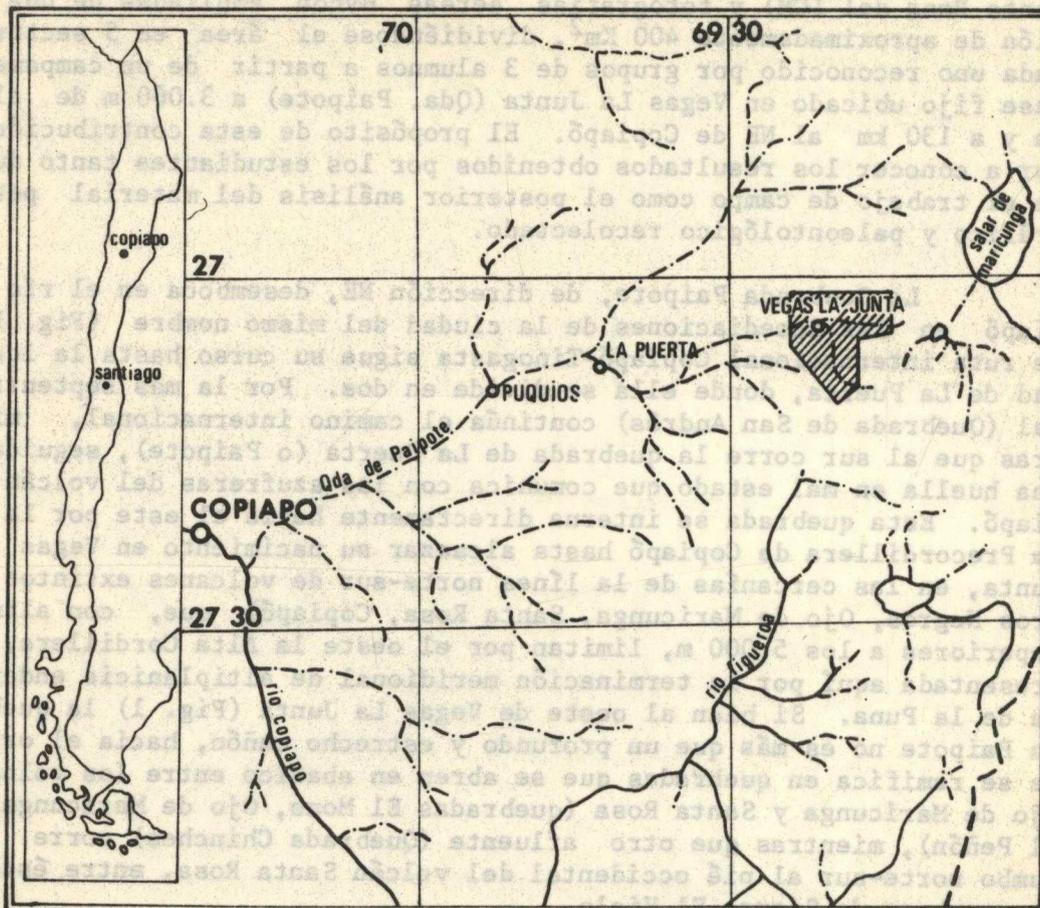


FIGURA 1 ZONA ESTUDIADA

Paleozoico y Triásico: el zócalo pre-andino

Las sedimentitas de Qda. Chinchas-Sierra El Hielo\* (Paleozoico superior: Carbonífero ?)

A lo largo de Qda. Chinchas y Sierra El Hielo aflora un complejo de rocas sedimentarias afectadas por un fuerte plegamiento a escala decamétrica que, hacia el este y sur, son cubiertas en discordancia por lavas y tobas ácidas terciarias, sedimentos triásicos (Qda. El Peñón) y rocas sedimentarias y coladas riolíticas probablemente pérmicas (Portezuelo Chinchas). Hacia el oeste esta unidad está intruída por un stock de granitoides hololeucocráticos de edad similar.

La base de esta serie no aflora, y el espesor aparente, difícil de calcular por la intensa deformación, debe ser en todo caso supe-

\* Ver nota infra paginal (Pág. 20).

rior a 500 m. Se trata de una serie de carácter rítmico no afectada por metamorfismo, constituida por areniscas verdes, lutitas verdes y negras, calizas, intercalaciones tobáceas verdes o negras y algunos niveles brechosos.

- Las areniscas son de naturaleza arcósica o sub-arcósica con cuarzo volcánico y plutónico, fragmentos de cristales de plagioclasa y elementos líticos volcánicos, siendo el cemento generalmente calcáreo.
- Las lutitas corresponden ya sea a rocas silíceas o bien a sedimentos fisibles con impresiones y marcas cuyo significado desconocemos, tales como las que afloran en la ladera occidental de Qda. Chinchas, al sur de Vegas La Junta.
- Las calizas las hemos observado sobre todo en la ladera este de quebrada Chinchas (quebrada El Quemado) donde, intercalados con los sedimentos detríticos aparecen algunos delgados niveles de micritas extraclásticas. También encontramos (cerca del lecho de la quebrada) un banco de calizas algáceas donde los restos orgánicos (elemento tabular,  $\phi = 3$  MM) constituyen más del 90% del volumen total.

Las relaciones de terreno indican una edad pre-pérmica (cf. infra) para los sedimentos de quebrada Chinchas-Sierra El Hielo. Su litología, carácter marino y naturaleza rítmica permiten compararlos con los sedimentos del Paleozoico superior que afloran en la Cordillera Claudio Gay (KUBANECK y ZEIL, 1971), como asimismo con la Serie de Sierra Aragoneses (sector de La Ola) formada por sedimentos arcósico-cuarcíferos intruidos por el Batolito de Pedernales (Pérmico?) y a los cuales CISTERNAS (1977) considera como probablemente carboníferos. Todos estos afloramientos serían correlacionables con la formación Las Placetas de la Cordillera del Huasco (REUTTER, 1974) data del Carbonífero por la presencia de flora fósil. Creemos que series paleozoicas con características similares forman gran parte del basamento de la Alta Cordillera de Copiapó si bien su presencia no es evidente debido a que están enmascaradas por la cubierta volcánica neógena. En sentido paleogeográfico, la "Puna" de Copiapó perteneció al ante-país andino durante la mayor parte del Mesozoico, antes de verse afectada por el volcanismo y las fases tectónicas andinas tardías sólo a partir del Terciario medio a superior.

Las areniscas de las nacientes de Quebrada Chinchas (Pérmico inferior medio?).-

En el curso superior de la Quebrada Chinchas, al sur de Vegas La Junta (Fig. 7) y en concordancia sobre las areniscas y lutitas

verdes carboníferas encontramos 200 m de areniscas rojas y verdes, rocas friables de grano medio que constituyen una unidad fácilmente diferenciable de los compactos sedimentos carboníferos infrayacentes. Las areniscas están fuertemente plegadas, cortadas por un enjambre de diques ácidos y cubiertas (aparentemente en discordancia angular) por lavas riolíticas (cf. infra).

Bajo el microscopio las areniscas verdes corresponden a arenitas líticas con fragmentos de riolitas, rocas calcáreas, granos de cuarzo subredondeados y cristales de plagioclasas cementados por calcita espática arcillosa mientras que las areniscas rojas presentan las características, de wackas arcósicas con granos subangulosos de cuarzo, plagioclasas sódicas y cálcicas, alteradas a calcita-sericita y algunos fragmentos de riolitas, cementado el conjunto por calcita espática.

Por su posición, entre sedimentitas probablemente carboníferas y lavas riolíticas cuya edad probable es pérmica superior-triásica; las areniscas de Chinchas podrían situarse en el Pérmico inferior-medio(?). Depósitos similares han sido descritos recientemente más al norte en Pedernales-La Ola donde aflora la Serie de Leoncito (CIS TERNAS, 1977), probablemente pérmica y constituida por sedimentos continentales rojos que hacia arriba gradan a lavas de carácter riolítico-dacítico. Las sedimentitas de Chinchas podrían ser entonces equivalentes a los niveles inferiores sedimentarios de la Serie de Leoncito mientras que los niveles superiores volcánicos se correlacionarían con las lavas riolíticas de Chinchas. Resta el problema de la relación existente entre ambos tipos litológicos: concordante en La Ola; discordante(?) en Chinchas. Hay que hacer notar, sin embargo, que la aparente discordancia observada en Chinchas podría no ser más que la expresión de desarmonías locales de origen tectónico. Señalamos además que, si bien no se habían descrito con anterioridad en la Cordillera de Copiapó secuencias sedimentarias probablemente pérmicas, como las de Leoncito o Chinchas, ellas son comunes en la vertiente argentina (Mapa Geológico Argentino, 1964). Es así que en la Sierra de Famatina, a sólo 150 km más al SE de Chinchas, alcanzan gran desarrollo los niveles sedimentario-continetales pérmicos de la formación La Cuesta (TURNER, 1971; POLANSKY, 1970) las que descansan sobre sedimentos carboníferos y están cubiertas en discordancia por depósitos triásicos. Es probable incluso que sedimentos de este tipo tengan una mayor distribución en Chile como lo indica el hecho que durante las perforaciones de ENAP en Pedernales (MORJODOVICH, 1965) se han encontrado sedimentos de naturaleza similar.

Asimismo, aún más al norte, en Aguada de Varas (CHONG, 1973) describe bajo el nombre de formación Alto de Varas a una secuencia de sedimentos arcósicos que descansan sobre granitoides e infrayacen a "queratófiros" asignados al Triásico y cuyos niveles basales podrían

pertenecer al Pérmico superior. Estos depósitos podrían así ser correlacionables, en parte, con la Serie de Leoncito y los sedimentos de Chinchés.

Volcanitas ácidas de Portezuelo Chinchés (Pérmico superior-Triásico inferior?)

También en las nacientes de quebrada Chinchés y en discordancia (?) sobre los sedimentos descritos en el párrafo anterior aparece una secuencia de más de 250 m de lavas riolíticas masivas, de color anaranjado-rojizo que, hacia el sur, son cubiertas por sedimentos marinos del Jurásico inferior. Ellas constituyen los flancos de un gran anticlinal buzante al sur cuya zona axial es seguida hacia el norte por la quebrada Chinchés donde afloran las sedimentitas paleozoicas. El examen de una muestra recolectada en la pirca de Tambería (Fig. 7) corresponde a una riolita porfírica, con fenocristales de cuarzo corroídos, feldespato potásico peritítico y albita dispuestos sobre una mesostasis vitrofídica-microfelsítica. Por sus relaciones estratigráficas estas rocas deben situarse en el lapso Pérmico medio (?) - Jurásico inferior lo que, junto con sus características petrográficas nos hace considerarlas representantes en la zona del Ciclo volcánico Permo-triásico conocido en otros lugares de la Precordillera de Copiapó: Qda. Asientos (Portezuelo El Asiento, PEREZ, 1978), Chañaral Alto (OVIEDO, 1977), Vegas de San Andrés (CISTERNAS y VICENTE, 1976), Cordillera de Claudio Gay (KUBANECK y ZEIL, 1971), portezuelos de Come-Caballos y La Ollita (JENSEN, 1976) y aún más al sur, en los Andes de Vallenar ("Quartzporphyrit formation" de REUTTER, 1974), volcanitas asignadas todas al Permo-triásico y que se correlacionan con las Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan (ROLLERI y CRIADO ROQUE, 1969; COIRA y KOUKHARSKY, 1976) al que se considera generalmente de edad permo-triásica (TURNER y CAZAU, 1978).

Triásico. Los depósitos de las Quebradas El Mono-El Peñón

Hacia el este de Vegas La Junta y, ocupando la mayor parte de la región ubicada entre los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Posa, al oeste del Paso Santa Rosa (Fig. 7), se encuentran extensos afloramientos de sedimentos arcósico-cuarcíferos y volcanitas que reposan discordantemente sobre el Carbonífero y son cubiertas por calcáreos liásicos o volcanitas terciarias. A partir de la Quebrada Seca y, siguiendo la quebrada El Mono hacia el NE encontramos sucesivamente sobre los sedimentos paleozoicos plegados: (Fig.2):

- 1) 50-100 m de conglomerados y brechas verdes con intercalaciones arenáceas constituidas por fragmentos líticos de volcanitas, principalmente riolitas, y granos monominerales de cuarzo y feldespatos.
- 2) 180 m (?) de una alternancia de areniscas, conglomerados

y brechas rojas donde predominan las areniscas del tipo de litarenitas inmaduras, con fragmentos de riolitas, lutitas (?), feldespatos y cuarzo (plutónico y volcánico), mineral éste más abundante que en (1).

- 3) 300m de areniscas amarillas de grano medio, con algunos niveles de conglomerados y brechas con fragmentos líticos de riolitas, granitoides y granos monominerales de cuarzo. Las areniscas corresponden sobre todo a cuarzenitas o subfeldsarenitas; estas últimas, bajo el microscopio, muestran un esqueleto compacto con granos de cuarzo plutónico (50%) y feldespato potásico (30%) alterado a clorita-epidota mientras de hojuelas de biotita detrítica (10%) (frecuentemente alterada a prehnita) aparecen entre los granos mayores deformadas por la compactación de la roca. El cemento es calcáreo y alcanza sólo al 5% del volumen total.

Hacia el este, los sedimentos clásticos expuestos a lo largo de las quebradas El Mono y Ojos de Maricunga, están en contacto tectónico (falla normal de rumbo NNE) con una serie fundamentalmente volcánica (Fig. 7), constituida por capas subhorizontales cuyo manteo aumenta progresivamente hacia el este en dirección a las nacientes de las quebradas Ojo de Maricunga y El Peñón donde alcanza un valor de 30° antes de ser cubiertas concordantemente por depósitos marinos liásicos.

A pesar de la naturaleza tectónica del contacto con los sedimentos clásticos (1-3) creemos que estas volcanitas representan niveles más altos dentro de la misma serie (cf. infra). Al este de la falla y a lo largo de la quebrada El Peñón afloran:

- 4) 300 m visibles de andesitas y tobas andesíticas verdes correspondiendo las primeras a rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y una fuerte alteración a clorita-calcita-sericita (?) epidota. Los niveles tobáceos abundan hacia el este, en el techo de la sección, donde parecen asimismo niveles calcáreos con abundantes restos orgánicos que podrían corresponder a algas.

En resumen, los depósitos del sector El Mono-El Peñón estarían formados por dos niveles fundamentales: una potente sección basal exclusivamente sedimentaria, de naturaleza arcósico-cuarcífera (quebrada El Mono) y una sección superior volcánico-andesítica (El Peñón). Los abundantes clastos de riolitas y fragmentos de cuarzo volcánico del miembro inferior deben ser probablemente heredados de la erosión del complejo volcánico permo-triásico inferior, con lo que tendríamos una edad fundamentalmente triásica para esta unidad. En

FIGURA 2 PERFIL DE QUEBRADA EL MONC

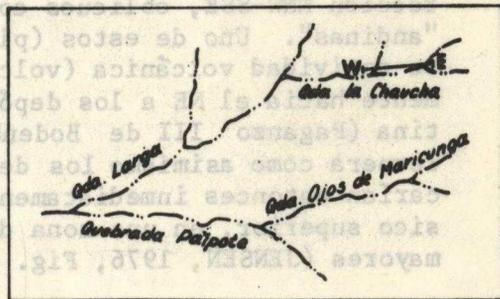
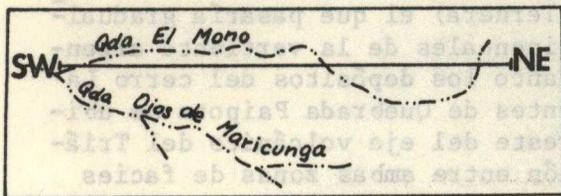
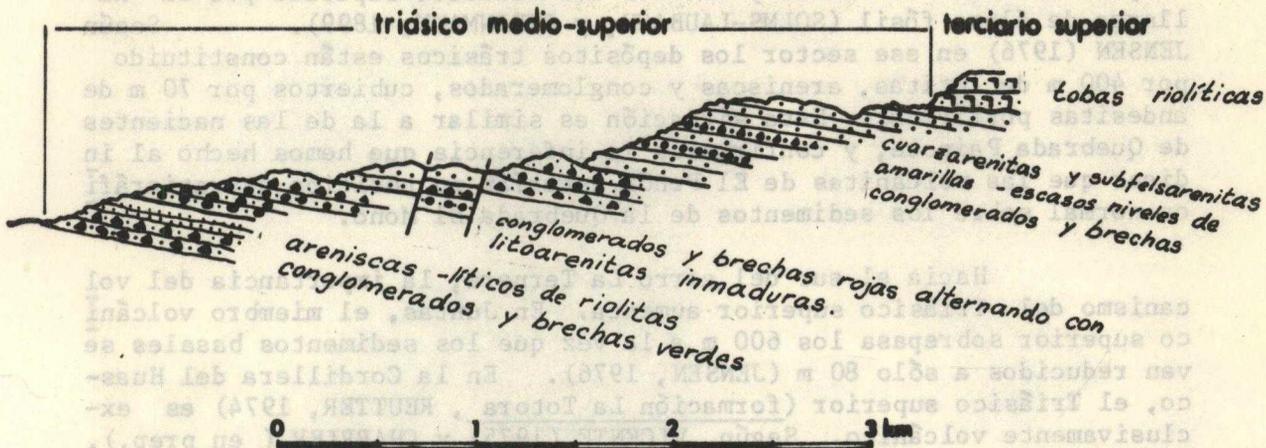
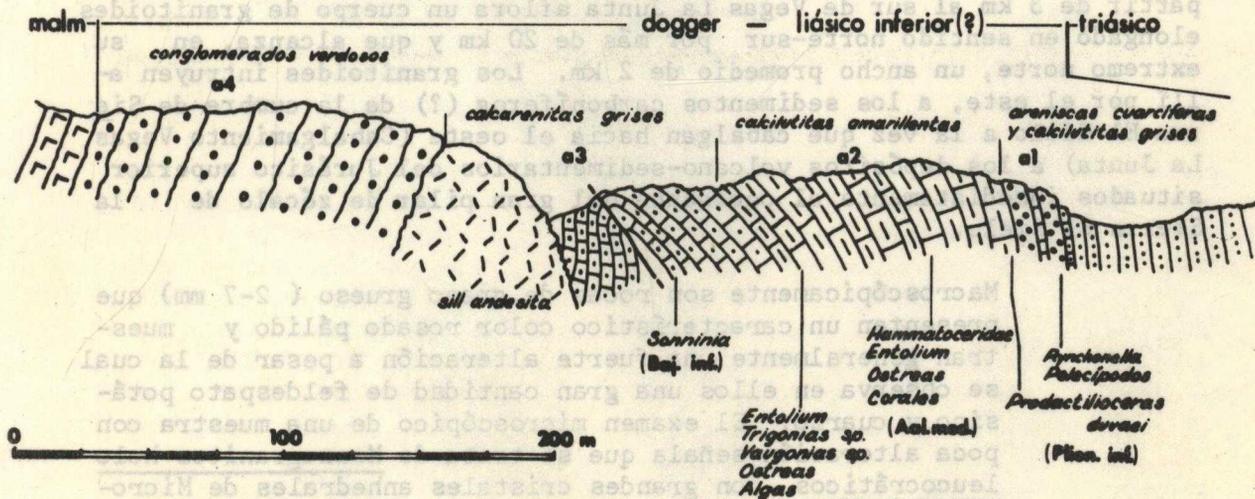


FIGURA 3 PERFIL DE QUEBRADA LA CHAUCHA



este caso ella se podría correlacionar con los sedimentos de la formación La Ternera (BRUGGEN, 1917) expuestos a lo largo de la quebrada Paipote al oeste de Juntas y datados del Triásico superior por el hallazgo de flora fósil (SOLMS-LAUBACH, y STEINMANN, 1899). Según JENSEN (1976) en ese sector los depósitos triásicos están constituido por 400 m de lutitas, areniscas y conglomerados, cubiertos por 70 m de andesitas porfíricas. Esta situación es similar a la de las nacientes de Quebrada Paipote, y confirmaría la inferencia que hemos hecho al indicar que las volcanitas de El Peñón estarían en posición estratigráfica normal sobre los sedimentos de la Quebrada El Mono.

Hacia el sur del cerro La Ternera, la importancia del volcanismo del Triásico superior aumenta. En Juntas, el miembro volcánico superior sobrepasa los 600 m a la vez que los sedimentos basales se ven reducidos a sólo 80 m (JENSEN, 1976). En la Cordillera del Huasco, el Triásico superior (formación La Totora, REUTTER, 1974) es exclusivamente volcánico. Según VICENTE (1975) y CHARRIER (en prep.), la paleogeografía triásica en los Andes meridionales estaría controlada por una serie de elementos estructurales (zanjas y pilares?) de dirección NNW-SSE, oblicuos con respecto a las direcciones propiamente "andinas". Uno de estos (pilar?) habría sido el sitio de una importante actividad volcánica (volcanismo La Ternera) el que pasaría gradualmente hacia el NE a los depósitos continentales de la vertiente argentina (Paganzo III de Bodenbender). Tanto los depósitos del cerro La Ternera como asimismo los de las nacientes de Quebrada Paipote se ubicarían entonces inmediatamente al Noreste del eje volcánico del Triásico superior, en una zona de transición entre ambas zonas de facies mayores (JENSEN, 1976, Fig. 11).

#### Intrusivos paleozoicos: Los granitoides de Sierra El Hielo (Pérmico?)

En la ladera occidental de la Sierra El Hielo (Fig. 7) y, a partir de 3 km al sur de Vegas La Junta aflora un cuerpo de granitoides elongado en sentido norte-sur por más de 20 km y que alcanza, en su extremo norte, un ancho promedio de 2 km. Los granitoides intruyen allí por el este, a los sedimentos carboníferos (?) de la cumbre de Sierra El Hielo a la vez que cabalgan hacia el oeste (Cabalgamiento Vegas La Junta) a los depósitos volcano-sedimentarios del Jurásico superior situados inmediatamente al occidente del gran pilar de zócalo de la Sierra El Hielo.

Macroscópicamente son rocas de grano grueso (2-7 mm) que presentan un característico color rosado pálido y muestran generalmente una fuerte alteración a pesar de la cual se observa en ellos una gran cantidad de feldespato potásico y cuarzo. El examen microscópico de una muestra con poca alteración señala que se trata de Monzogranitos holo leucocráticos, con grandes cristales anhedrales de Microperita (20-25%), Cuarzo anhedral con extinción ondulo-

sa (40% y cristales subhedrales de Albita-Oligoclasa (35%) con fuerte alteración a sericita en el centro de los cristales. La Biotita (3%) es el único máfico presente y aparece con avanzada alteración a prehnita. Los accesorios, por último (esfeno, zircón, magnetita), alcanzan a formar el 1% del volumen total.

Las relaciones de intrusión con sedimentos de probable edad carbonífera permiten asignar una edad máxima similar al stock de Sierra El Hielo. En cuanto a edad mínima no se cuenta con antecedentes directos a escala local (contacto tectónico con el Jurásico superior). Sin embargo, hacia el SW (quebradas del Hielo y la Cortadera), estos granitoides estarían cubiertos por sedimentitas marinas del Jurásico inferior. En consecuencia el stock de Sierra El Hielo se habría emplazado probablemente dentro del lapso Permo-Triásico, lo que se confirma si observamos que a escala regional, se han descrito en la Precordillera y Cordillera de Copiapó, numerosos cuerpos intrusivos petrográficamente a fines y con relaciones estratigráficas similares, y para los cuales las dataciones radiométricas señalan edades pérmicas. Baste recordar el "Granito Mesa" de Quebrada Asientos (WILLIS, 1929; HARRINGTON, 1961, PE REZ, 1978), los granitoides datados por HALPERN (1978) al este de El Salvador (Rb/Sr: 269 m.a.); el "Batolito de Pedernales" (Pérmico?, CISTERNAS, 1977), el intrusivo de Portezuelo Colorado (K/Ar biot.: 253 m.a. ZENTILLI, 1974), el Complejo granítico de Montosa (JENSEN, 1976) del cual se han obtenido edades K/Ar de 235 m.a. (FARRAR y otros, 1970), 236 m.a. (Mc NUTT y otros, 1974) o bien los granitoides del Portezuelo Come Caballos (K/Ar: 224 y 233 m.a. (CAMINOS, 1972) intrusivos todos que pertenecerían a la "Provincia plutónica Pérmica" definida por Mc BRIDE y otros (1976) en los Andes del Norte de Chile, la que no sería sino la elongación septentrional del eje plutónico tardi-hercínico de la Cordillera frontal de Mendoza, San Juan y Coquimbo en la vertiente chilena (MPODOZIS y otros, 1975) y dentro del cual abundan los granitos hololeucocráticos pérmicos.

### Mesozoico-Cenozoico: la evolución " andina"

#### -Sedimentitas marinas del Lías-Dogger

Depósitos de esta edad constituyen el único nivel fosilífero reconocido en las nacientes de Quebrada Paipote. Estos se acumularon durante el evento marino del Jurásico inferior representado en la región de Copiapó por la formación Lautaro, definida por SEGERSTROM (1959, 1968) en las cercanías del Tranque Lautaro (río Copiapó) y estudiada con posterioridad por von HILLEBRANDT (1973), JENSEN (1976), CISTERNAS y VICENTE (1976), OVIEDO (1977) y CISTERNAS (1977) en otros sectores de la Cordillera de Copiapó. En las nacientes de Quebrada Paipote, los depósitos afines con la formación Lautaro constituyen (además de afloramientos aislados al sur de Qda. Chinchas y cerca del Paso Santa Rosa) una angosta franja de capas con fuerte manteo al oeste que se desarro-

lla con rumbo NNE desde el extremo norte de Sierra El Hielo, atravesando la Qda. Paipote en Vega La Junta para continuar más al norte hasta Qda. La Chaucha (Fig. 7).

a) Perfil quebrada La Chaucha

En el curso medio de quebrada La Chaucha 5 km al norte de Vega La Junta reconocemos la siguiente sucesión, dispuesta en aparente concordancia sobre depósitos triásicos de base a techo y de este a oeste (Fig. 3)

- a1. 70 m de areniscas cuarcíferas con intercalaciones de calcilitas grises. En las primeras, además del cuarzo aparecen feldespatos y fragmentos líticos mientras que las calcilitas corresponden a biomicritas con restos de foraminíferos (bulimínidos, lagénidos) y pellets.
- a2. 100 m de calcilitas pardo-amarillentas (biomicritas) con abundante fauna. En los niveles basales se encontró Prodactiloceras duvaei del Pliensbachiano inferior mientras que en la parte superior aparecen ostreas, corales Entolium junto con Hammatoceridae y Sonninia del Aaleniano-Bajociano inferior
- a3. 50 m de calcarenitas grises y margas amarillentas. En la parte media de la sección aparece un nivel biostromal con algas y corales. Las rocas que lo constituyen corresponden a biopelmicritas con fragmentos de equinodermos, gastropodos, pelecípodos, balanus, además de intraclastos y pellets. (a3) culmina con un nivel de 7 m de espesor de calciruditas grises extraclásticas con fragmentos redondeados de cuarzo.
- a4. 150 m de conglomerados gris verdosos con clastos volcánicos ( $\emptyset$  máx.: 40 cm) de andesitas (ocoftas) riolitas y, en menor proporción, areniscas verdes, dispuestos sobre una matriz arenácea cloritizada con abundantes fragmentos de plagioclasa.

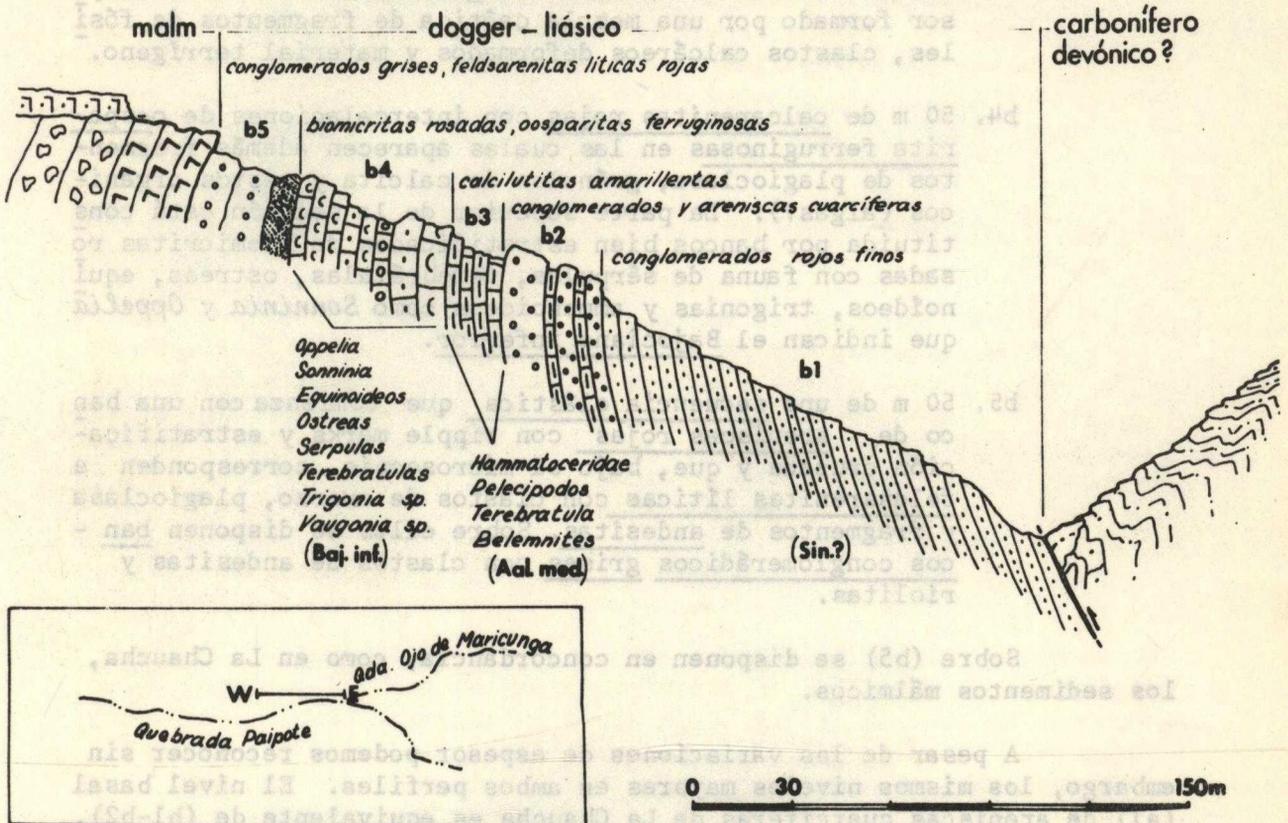
Finalmente, hacia el oeste, los sedimentos marinos de Quebrada La Chaucha son cubiertos en concordancia por depósitos continentales del Malm.

---

\* El material fosilífero fue clasificado por los alumnos de Campo II siendo revisado posteriormente por J. Corvalán y V. Covacevich.

## Geología de la Pre-Cordillera de Copiapó ...

FIGURA 4 PERFIL DE VEGAS LA JUNTA



## b) Perfil en Vegas La Junta

En la ladera norte de Quebrada Paipote, frente a la confluencia de Quebrada Chinchas (Fig. 4), encontramos en contacto tectónico con sedimentos carboníferos, y de este a oeste:

- b1. 150 m de conglomerados rojos finos con clastos ( $\emptyset$ : 4-5mm) de pórfidos riolíticos y volcanitas (?) en una matriz arenoso-cuarcífera con cemento calcáreo.
- b2. 30 m de conglomerados y areniscas cuarcíferas con intercalaciones calcáreas grises (micritas). En la base las rocas son cuarzarenitas inmaduras con cuarzo plutónico, plagioclasa y pertita inmersos en una matriz micrítica, la sección termina con un conglomerado donde los clastos de cuarzo redondeado alcanzan 10 cm de diámetro.

- b3. 20 m de calcilitutas pardo-amarillentas (biomicritas) con fauna de ammonites y pelecípodos entre los cuales además de Weylas?, terebratulas y belemnites se encuentran Hammatoceras del Toarciano superior y, más arriba Hammatoceratidae y Breyda del Aaleniano medio. Este nivel culmina con un banco conglomerádico de 3 m de espesor formado por una mezcla caótica de fragmentos de fósiles, clastos calcáreos deformados y material terrígeno.
- b4. 50 m de calcarenitas rojas con intercalaciones de oospirita ferruginosas en las cuales aparecen además fragmentos de plagioclasa, gránulos de calcita y restos orgánicos (algas?). La parte superior de la sección está constituida por bancos bien estratificados de biomicritas rojas con fauna de sêrpulas, terebrátulas, ostreas, equinoideos, trigonias y ammonoideos como Sonninia y Oppelia que indican el Bajociano inferior.
- b5. 50 m de una secuencia clástica que comienza con un banco de areniscas rojas con ripple marks y estratificación cruzada y que, bajo el microscopio, corresponden a feldsarenitas líticas con clastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de andesitas. Sobre ellos se disponen bancos conglomerádicos grises con clastos de andesitas y riolitas.

Sobre (b5) se disponen en concordancia, como en La Chaucha, los sedimentos málmicos.

A pesar de las variaciones de espesor podemos reconocer sin embargo, los mismos niveles mayores en ambos perfiles. El nivel basal (a1) de areniscas cuarcíferas de La Chaucha es equivalente de (b1-b2), conglomerados y areniscas cuarcíferas, mucho más potentes (180 m) en Vegas La Junta. También (a2-a3) se correlacionan con (b3), calcilitutas fosilíferas pardo-amarillentas mientras que los niveles superiores clásticos (a4) son equivalentes de las calcarenitas rojas, areniscas y conglomerados (b4-b5) de Vegas La Junta. En resumen, se trata de un ciclo completo de transgresión-regresión con un nivel transgresivo basal de conglomerados y areniscas provenientes de la erosión del zócalo (granitoides y riolitas); un nivel carbonatado intermedio que representa condiciones marinas francas en el Pliensbachiano inferior a Bajociano y finalmente una secuencia regresiva en la cual encontramos elementos clásticos de naturaleza andesítica y proveniencia probablemente occidental (cf. infra). La edad precisa, tanto de la transgresión como de la regresión no es conocida ya que los fósiles aparecen sólo en el miembro medio; la transgresión se habría producido en todo caso con anterioridad al Pliensbachiano inferior, probablemente en el Sinemuriano.

La validez de esta sucesión se vé confirmada al analizar los sedimentos marinos expuestos al sur de Vegas La Junta, entre la Que -

brada Paipote y Quebrada Chinchas (Fig. 7). Allí, en contacto tectónico con sedimentitas paleozoicas encontramos de este a oeste: (1) 50 m de areniscas y conglomerados cuarcíferos rojos con intercalaciones de areniscas amarillas; (2) 200 m de calcarenitas grises y calcilititas pardo-amarillentas con niveles de areniscas cuarcíferas en la base y restos fósiles como *Weyla alata* (niveles inferiores), *Puchenquia malaguensis* y *Sonninia (Papilliceras) espinazitensis* Tornquist del Bajociano medio (zona del sauzei) en la parte alta; (3) 60 m de calcarenitas grises con intercalaciones de sedimentos clásticos (areniscas y conglomerados) con fragmentos de andesitas y riolitas, repitiendo de este modo, incluso en el detalle, la sucesión estratigráfica observada en los perfiles de La Chaucha y Vegas La Junta.

#### Las sedimentitas del Lías-Dogger en el Portezuelo Chinchas y Paso Santa Rosa .

Además de la franja de quebrada La Chaucha-Sierra El Hielo, encontramos depósitos marinos jurásicos en dos sectores restringidos: (1) Portezuelo Chinchas, 20 km al sur de Vegas La Junta, donde existen 2 afloramientos bajo la forma de pequeñas "ventanas", liberadas por la erosión de la cubierta volcánica neógena (Fig. 7) y que corresponden a la terminación septentrional de la extensa faja de depósitos jurásicos de quebrada El Diablo y Río Figueroa (SEGERSTROM, 1968; MUZZIO, en prep.); (2) Paso Santa Rosa, en las nacientes de la quebradas Ojo de Maricunga y El Peñón, 10 km al este de Vegas La Junta.

En Portezuelo Chinchas, los afloramientos más occidentales están formados por una delgada franja con dirección NE de sedimentos clásticos. Inmediatamente al N del paso, estos descasan en discordancia sobre riolitas permo-triásicas, las que hacia el sur los cabalgan. Allí encontramos sólo los niveles basales de la transgresión liásica, formados por 250 m de conglomerados, brechas y areniscas verdes o rojas con cemento calcáreo y en las cuales abundan los elementos de origen volcánico (riolitas) o plutónico (granitoides) mientras que, en la parte media, aparecen algunos delgados niveles calcilitíticos con restos de algas y pelecípodos. En el afloramiento oriental, 1 km al Este del anterior (quebrada Tambería) se encuentran niveles más altos de la serie cuya base no aflora, cubierta por las riolitas y tobas neógenas. También aquí observamos el cabalgamiento de las riolitas permo-triásicas sobre el Jurásico a pesar de lo cual se reconoce una interesante sección fosilífera con; (de base a techo y de NW a SE (Fig. 7):

-300 m de areniscas verdes y grises con algunos niveles de calcarenitas. Al microscopio, las arenitas grises corresponden a sublitarenitas, con abundantes clastos de granitos gráficos y granos de plagioclasa y cuarzo. En los niveles inferiores se encuentran restos de pelecípodos, *Weyla*, *Rynchonella* y *Trigonia* mientras que en la parte alta

recolectamos, además de pelecípodos, ammonoideos (*Peronoceras* y *Dactylioceras*) del Toarciense inferior

- 200 m de calcilutitas grises, fétidas, con restos fósiles (rodados) de pelecípodos, *Rynchonella*, *Hammatocheras*, *Chondrocheras* y *Sonninia*, del Toarciense y Bajociense.

A pesar de la naturaleza fragmentaria e incompleta de las series jurásicas expuestas tanto en Quebrada Tambería como en Portezuelo Chinchas, reconocemos niveles similares (Toarciense y Bajociense) a los de Vegas La Junta. Sin embargo, la existencia de facies muy diferentes impiden efectuar comparaciones directas entre ambas zonas, lo que es índice de la existencia de importantes variaciones de segundo orden dentro de la sedimentación en la "cuenca marina externa" del Lías-Dogger (JENSEN y otros, 1976) en la Cordillera de Copiapó.

En Portezuelo Santa Rosa, al oeste del paso que sigue la huella que comunica la Quebrada Paipote con el extremo sur del Salar de Maricunga (Laguna Santa Rosa) encontramos una franja de sedimentos marinos carbonatados. Estos, con manteo moderado hacia el este (20-30°) descansan concordantemente sobre las andesitas y tobas triásicas de las quebradas El Peñón y Ojo de Maricunga, siendo cubiertas más al oriente y en fuerte discordancia, por lavas riolíticas terciarias. Sobre los depósitos triásicos encontramos sucesivamente: (1) 30 m de conglomerados (litarenitas) con clastos de riolitas y granitoides y abundante restos de algas; (2) 50 m de calizas nodulosas micríticas con restos de *Weyla*; (3) 50 m (?) de margas grises, con intenso plegamiento disarmónico; (4) más de 200 m de calcarenitas grises y calizas bien estratificadas con restos de *Hammatocheras* e *Hildoceras* del Toarciense.

Los sedimentos de Portezuelo Santa Rosa muestran una gran afinidad con los de Portezuelo Chinchas, tanto por sus facies como por el espesor de los depósitos, mucho mayores que en la franja de La Chaucha-Sierra El Hielo.

### Discusión

Si exceptuamos los cambios de facies transversales (y cuyo exacto significado por el momento desconocemos), el sector de las nacientes de Quebrada Paipote se caracteriza por una transgresión pre-Pliensbachiano inferior (Sinemuriano?); condiciones marinas francas durante el Pliensbachiano-Bajociense medio y regresión post Bajociense medio (Caloviano?). Con estos antecedentes la región debería ocupar una posición relativamente "axial" dentro de la cuenca externa jurásica (JENSEN y otros, 1976). En efecto en dos sectores con una posición paleogeográfica similar a las nacientes de Qda. Paipote la transgresión es temprana, (Sinemuriano o Pliensbachiano), como ocurre en Qda. Asientos

(PEREZ, 1978), Chañaral Alto (OVIEDO, 1977), Las Matas - San Andrés (von HILLEBRANDT, 1970; CISTERNAS y VICENTE, 1976) y río Manflas (JENSEN, 1976). En cambio hacia el borde oriental de esta cuenca la transgresión sería más tardía (Toarciano): perfil de Barros Negros, sector de La Ola; (CISTERNAS, 1977). Un fenómeno similar se registra hacia el borde occidental: En el perfil de Paipotito-Tres Amigos de Vegas de San Andrés la transgresión se produce en el Toarciano inferior alcanzando Sierra Fraga, aún más al oeste, en el Bajociano medio (DAVIDSON y otros, 1976).

Resumiendo, la cuenca "externa" en la Precordillera de Copiapó se caracterizaría por una evolución centrífuga, con avance del mar desde el centro hacia los bordes de la misma. Según DELFAUD (1977) esta situación es típica de cuencas sedimentarias que evolucionan bajo condiciones de distensión. PERRODON (1977) señala que en cuencas de este tipo, una primera fase de subsistencia rápida en el eje acompañada de una surrección relativa de los bordes es seguida invariablemente por una disminución de la subsistencia y transgresión progresiva hacia los bordes. En el caso preciso de la región de Copiapó es probable que la primera etapa esté representada en el tiempo por el Sinemuriano-Pliensbachiano y la segunda por el Toarciano-Bajociano. También en este último período un hecho nuevo aparece: influencias volcánicas de origen occidental en la sedimentación (ej: elementos terrígenos de naturaleza andesítica en los niveles clásticos superiores de Vegas La Junta) similares a los ya descritos por JENSEN y otros (1976). Estos representan los primeros indicios de la formación de un eje volcánico ("Arco La Negra" de CISTERNAS y VICENTE, 1976) sobre el antiformal de zócalo que en el Lías inferior y medio separaba la cuenca externa del Paleopacífico. Asistimos de este modo a la construcción progresiva de un dispositivo paleogeográfico de arco volcánico-cuenca tras-arco típico de bordes continentales con subducción activa que alcanzó su completo desarrollo con posterioridad al Bajociano (DAVIDSON y otros, 1976).

#### Los Depósitos Continentales Quebrada Paipote (Malm)

Recubriendo concordantemente a los sedimentos marinos del Lías-Dogger encontramos una potente secuencia (más de 2.000 m) de sedimentos clásticos y volcanitas continentales que conforman una ancha franja desde la zona situada inmediatamente al oeste de Sierra El Hielo hasta más al norte de Qda. Paipote (Fig. 7). El análisis de un perfil levantado a lo largo de Qda. Paipote permitirá precisar la estratigrafía de esta unidad.

-Perfil en Qda. Paipote. Aguas abajo de Vegas La Junta encontramos la sucesión siguiente, sobre los niveles del Lías-Dogger, y de este a oeste:

1) 80 m de tobas soldadas dacíticas rojas, su textura es vi-  
troclástica semi-orientada, con fragmentos líticos vol-  
cánicos y cristales de plagioclasa y feldespato potásico  
dentro de una mesostasis desvitrificada y reemplazada  
por óxidos de hierro rojo con amígdalas rellenas por cal-  
cita, calcedonia y clorita.

2) 1000 m de una sucesión volcánico-clástica con gruesos con-  
glomerados verdes en la base, los que gradan progresiva-  
mente a niveles arenáceos con intercalaciones de lavas.

En los conglomerados basales predominan los clastos an-  
desíticos que pueden alcanzar más de 1 m de diámetro, en  
contrando, en menor proporción, fragmentos de granitoides.  
Las coladas de la parte superior corresponden a an-  
desitas porfíricas con fenocristales de labradorita y au-  
gita.

3) 600 m de areniscas verdes con delgadas intercalaciones  
lenticulares de calizas lagunares pardo amarillentas.  
Las areniscas son volcarenitas andesíticas y en ellas se  
encuentran niveles más finos de limolitas con ripple  
marks, las calizas son micritas puras, adquiriendo nue-  
vamente este nivel un carácter conglomerádico andesítico  
hacia el techo.

Los 1700 m de sedimentos y lavas del perfil anterior se pre-  
sentan con características similares al sur de quebrada Paipote donde  
se reconocen asimismo los 3 niveles mayores: 50 m de tobas soldadas da-  
cíticas; 500 m de coladas andesíticas y conglomerados volcánoclasticos  
verdes y calizas lagunares; 1200 m de brechas verdes y areniscas con  
algunos niveles calcáreos. En ambos sectores los depósitos volcánico-se-  
dimentarios están cubiertos en fuerte discordancia angular por las are-  
niscas y conglomerados continentales de la Serie de Qda. Pircas  
Cretácico superior-Terciario inferior (?).

Asignamos una edad málmica a esta unidad tanto por su posi-  
ción estratigráfica como por la evidente correlación existente con de-  
pósitos similares que afloran en otros sectores de la Precordillera de  
Capiapón. Los sedimentos de Paipote serían equivalentes de la forma-  
ción Pircas (lagunillas) de la región de Manflas-Pulido (JENSEN,  
1974) y de las calizas y areniscas málmicas de La Puerta de las volca-  
renitas post-cabovianas de Vegas de San Andrés (CISTERNAS y VICENTE, 1976),  
como asimismo de los depósitos continentales rojos y lavas andesíticas  
del sector de La Olla (Serie de Quebrada Los Rantanos, CISTERNAS, 1977).

En cuanto al significado paleogeográfico de los depósitos de  
Qda. Paipote cabe señalar que las series málmicas ubicadas sobre meri-  
dianos más occidentales (Manflas, La Puerta, San Andrés) son casi ex-  
clusivamente volcánicas, mientras que en unidades más orientales (La

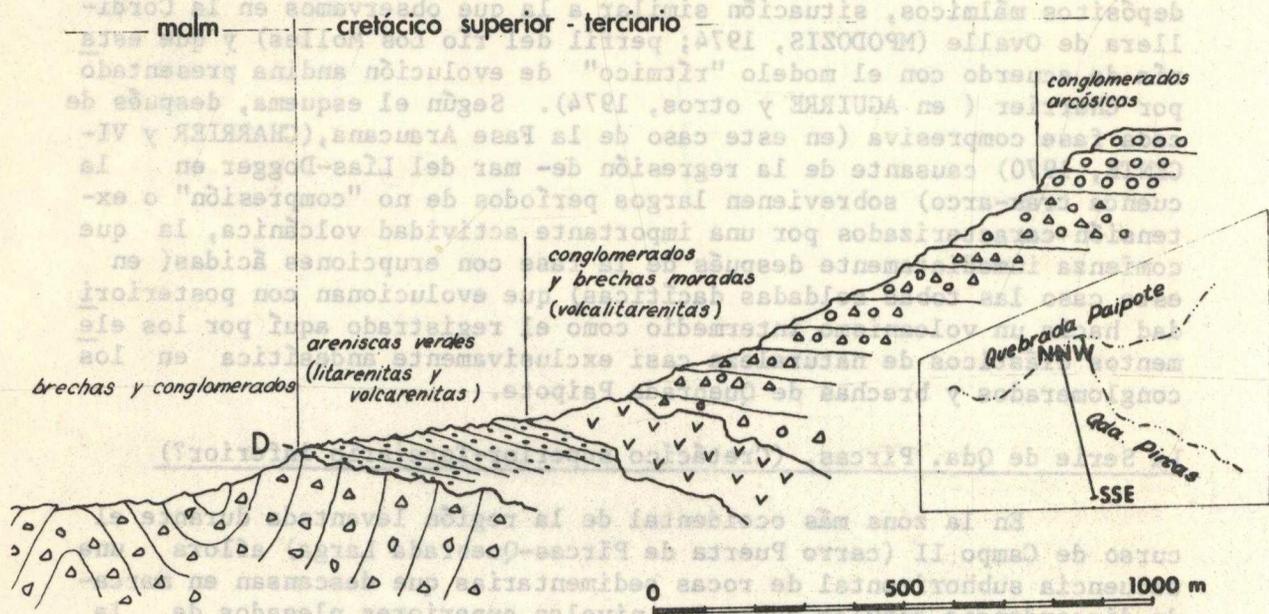
Ola) predominan los depósitos clásticos continentales de granulometría relativamente fina. Los depósitos groseros de Paipote ocuparían una posición intermedia entre ambos, en la parte occidental de la cuenca tras-arco jurásica. Es importante asimismo llamar la atención sobre la presencia de un grueso nivel de volcanitas ácidas en la base de los depósitos málmicos, situación similar a la que observamos en la Cordillera de Ovalle (MPODOZIS, 1974; perfil del río Los Molles) y que estaría de acuerdo con el modelo "rítmico" de evolución andina presentado por Charrier ( en AGUIRRE y otros, 1974). Según el esquema, después de cada fase compresiva (en este caso de la Fase Araucana, (CHARRIER y VICENTE, 1970) causante de la regresión de mar del Lías-Dogger en la cuenca tras-arco) sobrevienen largos períodos de no "compresión" o extensión caracterizados por una importante actividad volcánica, la que comienza inmediatamente después de la fase con erupciones ácidas ( en este caso las tobas soldadas dacíticas) que evolucionan con posterioridad hacia un volcanismo intermedio como el registrado aquí por los elementos clásticos de naturaleza casi exclusivamente andesítica en los conglomerados y brechas de Quebrada Paipote.

#### La Serie de Qda. Pircas. (Cretácico superior-Terciario inferior?)

En la zona más occidental de la región levantada durante el curso de Campo II (cerro Puerta de Pircas-Quebrada Larga) aflora una secuencia subhorizontal de rocas sedimentarias que descansan en marcada discordancia angular sobre los niveles superiores plegados de la secuencia málmica como se aprecia muy bien en el curso inferior de la Qda. Larga, afluente norte de Qda. Paipote (Fig. 5). En un perfil efectuado más al sur, desde la Qda. Pircas hasta el cerro Puerta de Pircas encontramos la siguiente sucesión discordante sobre las sedimentos del Malm:

- 1) 150 m de areniscas verdes y pardo amarillentas bien estratificadas que, bajo el microscopio corresponden a litarenitas feldespáticas o volcalitarenitas con fragmentos líticos de andesitas, cristales de plagioclasa, feldespato potásico y escaso cuarzo cementados por calcita espática.
- 2) 400 m de conglomerados y brechas moradas con clastos volcánicos (andesitas, brechas y tobas), fragmentos de rocas sedimentarias y algunos clastos graníticos. El examen microscópico de una muestra señala que se trata de volcalitarenitas, con fragmentos líticos de andesitas (80%), clastos sedimentarios (fangolitas, 15%) y cristales fragmentados de cuarzo, plagioclasa, anfíbola y clinopiroxeno, correspondiendo el cemento a calcita espática.

FIGURA 5 PERFIL DE CERRO PUERTA DE PIRCAS



3) 100 m? de conglomerados arcósicos amarillentos con abundantes clastos de granitos hololeucocrático, calizas del Lías-Dogger, andesitas, brechas y lutitas. La matriz es de naturaleza arcósica con fragmentos de calizas, cuarzo con extinción ondulosa, entrecrecimientos gráfico de cuarzo-feldespato potásico y fragmentos de plagioclasa alterados a sericita. El cemento es calcáreo.

\* Durante el transcurso de la campaña de terreno del Curso de Geología de Campo II 1978, al este de Sierra La Ternera y en una unidad que es la prolongación hacia el suroeste de las sedimentitas de quebrada Chinchas, se encontraron formas (impresiones y moldes) que pudieran corresponder a organismos similares a los reconocidos en el Devónico de Argentina. Aunque esta información no alcanzó a ser incorporada al texto (pero sí a las figuras), deberá entenderse que esta unidad podría tener una edad incluso más antigua que la mencionada en el presente trabajo.

\* (de la pág. 4)

Al norte de la Qda. Paipote (Qda. Larga) encontramos los niveles inferiores de la serie de Quebrada Pircas que comienzan allí con 50 m de areniscas verdes (volcarenitas inmaduras) cubiertas por más de 200 m de areniscas moradas y conglomerados verdes con clastos de andesitas, riolitas, rocas sedimentarias y granitoides. Este nivel (equivalente al miembro medio del perfil del C°Puerta de Pircas se vé interrumpido hacia el oeste por granitoides probablemente terciarios (mapa) faltando aquí el miembro arcósico superior.

La serie de Qda. Pircas, esencialmente sedimentaria, registra en la vertical un cambio notorio en la calidad de los elementos detríticos: volcánico-andesítico en la base (1-2), arcósico (granitoides) y calcáreo en el miembro superior (3), lo que revela un cambio en la fuente de aporte del material. Los niveles superiores podrían ser originados en la erosión de granitoides paleozoicos y sedimentitas jurásicas como las que afloran hacia el este de la Qda. Pircas, mientras que los clastos andesíticos de los dos miembros basales podrían tener un origen occidental (?).

Por su posición y relaciones estratigráficas la serie de Qda. Pircas debe tener una edad comprendida entre el Cretácico superior y Terciario inferior. Ella es posterior a una importante fase de plegamiento que afectó a los depósitos málmicos y que pensamos, correspondería, como máximo a la fase Mesocretácica (CHARRIER y VICENTE, 1970), la primera fase tectogenética de importancia regional mayor durante la evolución andina (VICENTE y otros, 1973). Asimismo esta unidad, por consideraciones regionales podría ser equivalente de la formación Hornitos del Terciario inferior, de gran desarrollo en la Precordillera de Copiapó (SEGERSTROM, 1968) y cuya edad sería, paleocena (s, ZENTILLI, 1974). Sin embargo, los afloramientos más próximos asignados a la formación Hornitos y estudiados con algún detalle como son los de Vegas de San Andrés al NW de Vegas La Junta, están constituidos exclusivamente por volcanitas (riolitas y andesitas, CISTERNAS y VICENTE, 1976) con lo cual cualquier intento de correlación se hace evidentemente difícil a pasar de que según JENSEN (1976), más al sur, en la región de Manflas-Pulido, existirían, sobre el mismo meridiano de Vegas La Junta, y dentro de lo que él considera como formación Hornitos, perfiles donde predominan los sedimentos. Creemos que es muy aventurado efectuar correlaciones regionales y con esta base asignar edades a formaciones volcánicas o volcano-sedimentarias continentales con restricciones estratigráficas tales como las de la serie de Qda. Pircas. Hacer correlaciones en estas condiciones es sólo una sobresimplificación, una falsa solución a un problema en realidad complejo. VERGARA y DRAKE (1978) al efectuar estudios geocronológicos de las formaciones volcano-sedimentarias post-neocomianas de Chile Central señalan que éstas, en muchos casos, se han posiblemente depositado en "cuencas intramontanas de extensión reducida", caso que podría repetirse perfectamente en la región de Copiapó.

Las volcanitas terciarias: El problema de la "formación" Negro Francisco.

Los depósitos más jóvenes (además de niveles aislados que afloran al oeste de Sierra El Hielo) corresponden a niveles de tobas y flujos de ignimbritas sub-horizontales que ocupan toda la región al este de Qda. Chinchas, nacientes de las quebradas Ojo de Maricunga y El Peñón, y la zona al este de quebrada Vizcachas (Fig. 7). Ellas constituyen una gran "losa" sub-horizontal con espesores mayores a los 300 m que parece disponerse sobre una antigua y extensa superficie de erosión labrada en las rocas pre-terciarias plegadas y falladas. Hacia el este las coladas horizontales ceden su lugar al complejo y profundamente dissectado estrato-volcán Ojo de Maricunga y, más al sur, a las suaves formas redondeadas del volcán Santa Rosa. Según SEGERSTROM (1968) en esta región los flujos ácidos horizontales formarían parte de la formación Negro Francisco definida por él y comparable a la formación Altos de Pica del Norte Grande (GALLI, 1957) pero que tendría una edad un poco más antigua que ésta, es decir pre-miocena. Sobre ella se dispondrían las construcciones volcánicas tales como los C<sup>os</sup> Ojo de Maricunga y Santa Rosa que tendrían una edad cuaternaria. Sin embargo las dataciones radiométricas efectuadas en años recientes han modificado esta interpretación. Es aquí que las edades K/Ar efectuadas en la cadena volcánica occidental (CLARK y otros, 1967; MORTIMER, 1969; ZENTILLI, 1974) caen todas en el rango de Oligoceno-Mioceno (la datación por ZENTILLI de una andesita del volcán Ojo de Maricunga dió un resultado de  $15.8 \pm 0.8$  m.a.) Incluso la relación de sobreimposición de los conos volcánicos sobre la "formación" Negro Francisco ha sido puesta en duda por edades como la obtenida en un flujo cinerítico al occidente del Salar de Maricunga ( $13.9 \pm 1.6$  m.a.). Debido a esta ambigüedad los últimos intentos de reconstruir un orden estratigráfico han sido disímiles. JENSEN (1976) se inclina a pensar que la formación Negro Francisco es efectivamente más antigua que el Oligo-Mioceno y correlacionable con la formación Cerro La Peineta de la Precordillera de Copiapó (SILLITOE y otros, 1968) datada del Eoceno (K/Ar:  $53 \pm 2$ ,  $55 \pm 2$ ,  $53 \pm 0.2$  m.a.; MORTIMER (1969, 1973); ZENTILLI (1974). Contrariamente CISTERNAS (1977) considera que muchos de los flujos ignimbríticos de la Puna en el sector de La Ola serían más nuevos que los conos de la línea occidental\* y correlacionables entonces con la formación San Andrés datada del Mioceno superior (K/Ar:  $9.5 \pm 0.5$ ,  $+ 0.3$  m.a. (CLARK y otros, 1967). Por su parte ZENTILLI sugiere que la formación Negro Francisco sería sólo parcialmente equivalente de la formación San Andrés, ya que habría empezado a depositarse a partir del Oligoceno superior conjuntamente con el desarrollo y formación de una superficie de erosión correspondiente a la fase III (o pediplano Atacama) en la evo

\* Contrariamente a las edades oligo-miocénicas de la cadena volcánica occidental, en la cadena oriental (ojos del Salado) se han obtenido edades muy jóvenes (K/Ar:  $0.906 \pm 0.09$ ,  $0.885 \pm 0.13$ ; ZENTILLI, 1974).

**ESTRATIGRAFIA GENERALIZADA DEL AREA VEGAS LA JUNTA  
(Quebrada de Paipote)**

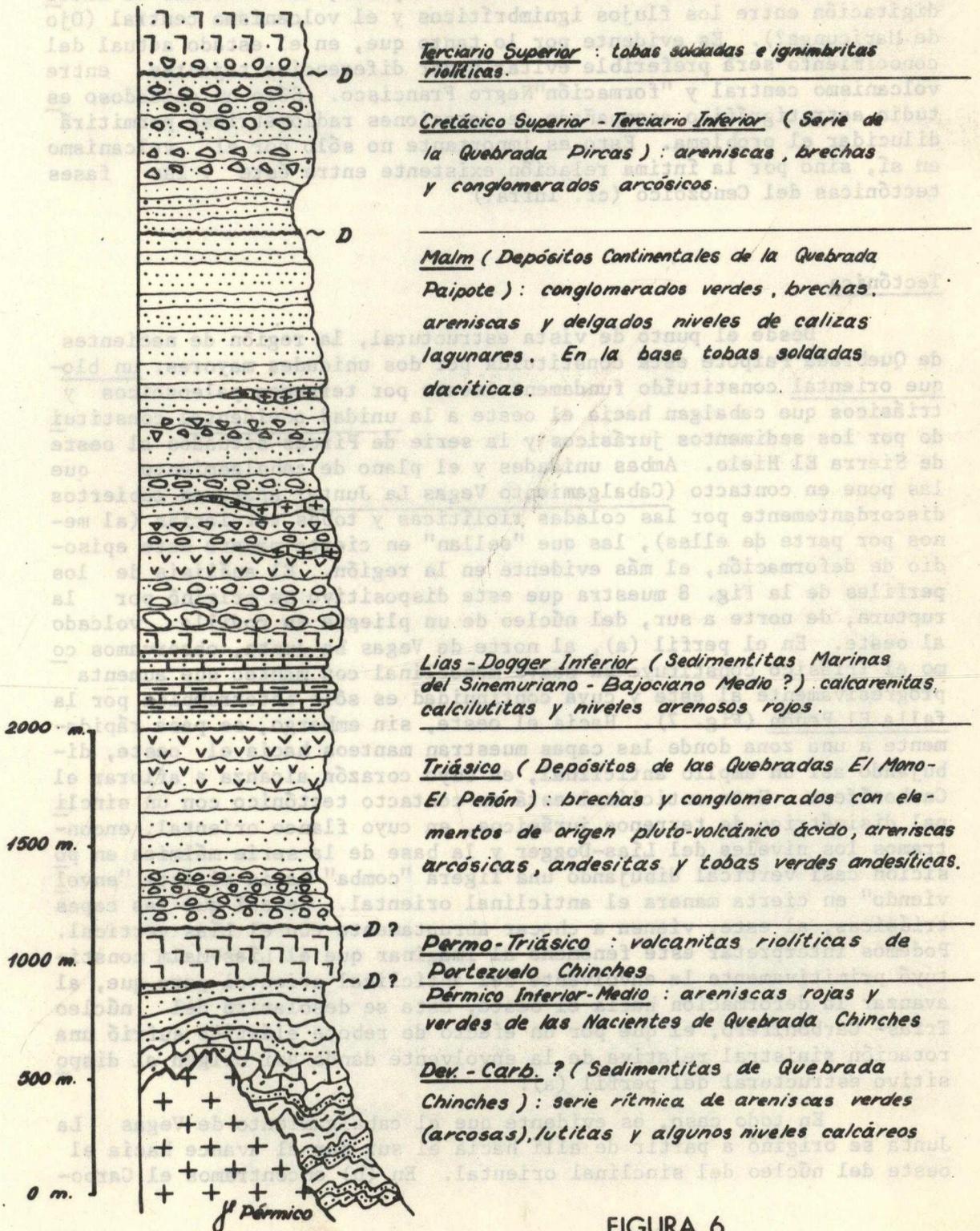


FIGURA 6

lución morfológica del Cenozoico en Copiapó (MORTIMER, 1973). Cabe hacer notar que hasta ahora ningún estudio radiométrico se ha efectuado en rocas asignadas a la formación Negro Francisco y que las dataciones disponibles en la región no cuentan con un control estratigráfico adecuado. Incluso es posible que exista, en parte, una relación de interdigitación entre los flujos ignimbríticos y el volcanismo central (Ojo de Maricunga?). Es evidente por lo tanto que, en el estado actual del conocimiento será preferible evitar hacer diferencias tajantes entre volcanismo central y "formación" Negro Francisco. Sólo un cuidadoso estudio estratigráfico acompañado de dataciones radiométricas permitirá dilucidar el problema. Esto es importante no sólo por el volcanismo en sí, sino por la íntima relación existente entre éste y las fases tectónicas del Cenozoico (cf. infra.)

### Tectónica

Desde el punto de vista estructural, la región de nacientes de Quebrada Paipote está constituida por dos unidades mayores: un bloque oriental constituido fundamentalmente por terrenos paleozoicos y triásicos que cabalgan hacia el oeste a la unidad occidental constituido por los sedimentos jurásicos y la serie de Pircas situados al oeste de Sierra El Hielo. Ambas unidades y el plano de cabalgamiento que las pone en contacto (Cabalgamiento Vegas La Junta) aparecen cubiertos discordantemente por las coladas riolíticas y tobás terciarias (al menos por parte de ellas), las que "sellan" en cierta manera este episodio de deformación, el más evidente en la región. El análisis de los perfiles de la Fig. 8 muestra que este dispositivo se originó por la ruptura, de norte a sur, del núcleo de un pliegue en rodilla volcado al oeste. En el perfil (a), al norte de Vegas La Junta, observamos como el Triásico constituye un suave monoclinal con manteo que aumenta progresivamente al este y cuya continuidad es sólo interrumpida por la falla El Peñón (Fig. 7). Hacia el oeste, sin embargo, se pasa rápidamente a una zona donde las capas muestran manteos hacia el oeste, dibujando así un amplio anticlinal, en cuyo corazón alcanza a aflorar el Carbonífero. Este anticlinal está en contacto tectónico con un sinclinal disimétrico de terrenos jurásicos, en cuyo flanco oriental, encontramos los niveles del Lías-Dogger y la base de la serie málmica en posición casi vertical dibujando una ligera "comba" hacia el este "envolviendo" en cierta manera el anticlinal oriental. Es así que las capas triásicas, al este, vienen a chocar abruptamente con el Lías vertical. Podemos interpretar este fenómeno al imaginar que el Lías-Malm constituyó primitivamente la envolvente del anticlinal oriental pero que, al avanzar la deformación hacia el oeste, ésta se desolarizó del núcleo Triás- Carbonífero, el que por un efecto de rebote elástico sufrió una rotación sinistral relativa de la envolvente dando así origen al dispositivo estructural del perfil (a).

En todo caso, es evidente que el cabalgamiento de Vegas La Junta se originó a partir de allí hacia el sur por el avance hacia el oeste del núcleo del sinclinal oriental. En (b) encontramos el Carbo-

nífero en posición estructuralmente muy alta (Sierra El Hielo) cabalgando sobre un sinclinal de jurásico fuertemente volcado al oeste, el que no es sino la prolongación hacia el sur del sinclinal occidental del perfil (a). Hay que notar aquí la ausencia de triásico en el bloque oriental, erosionado por el alzamiento del Carbonífero. Hacia el sur, el Carbonífero vuelve a bajar estructuralmente ya que en las nacientes de Quebrada Chinchas (perfil c) encontramos que éste desaparece en la zona axial de un amplio anticlinal buzante al sur, siendo cubierto progresivamente por areniscas del Pérmico(?), riolitas permo-triásicas y sedimentos marinos jurásicos. El ala oriental de este amplio anticlinal se ve complicada por la repetición del Permo-Triásico y Carbonífero en escamas con vergencia general hacia el oeste que cabalgan los depósitos marinos jurásicos como se observa a lo largo de Quebrada Tambería, en las pequeñas "ventanas" liberadas por la erosión de las volcanitas terciarias, no afectadas por la deformación.

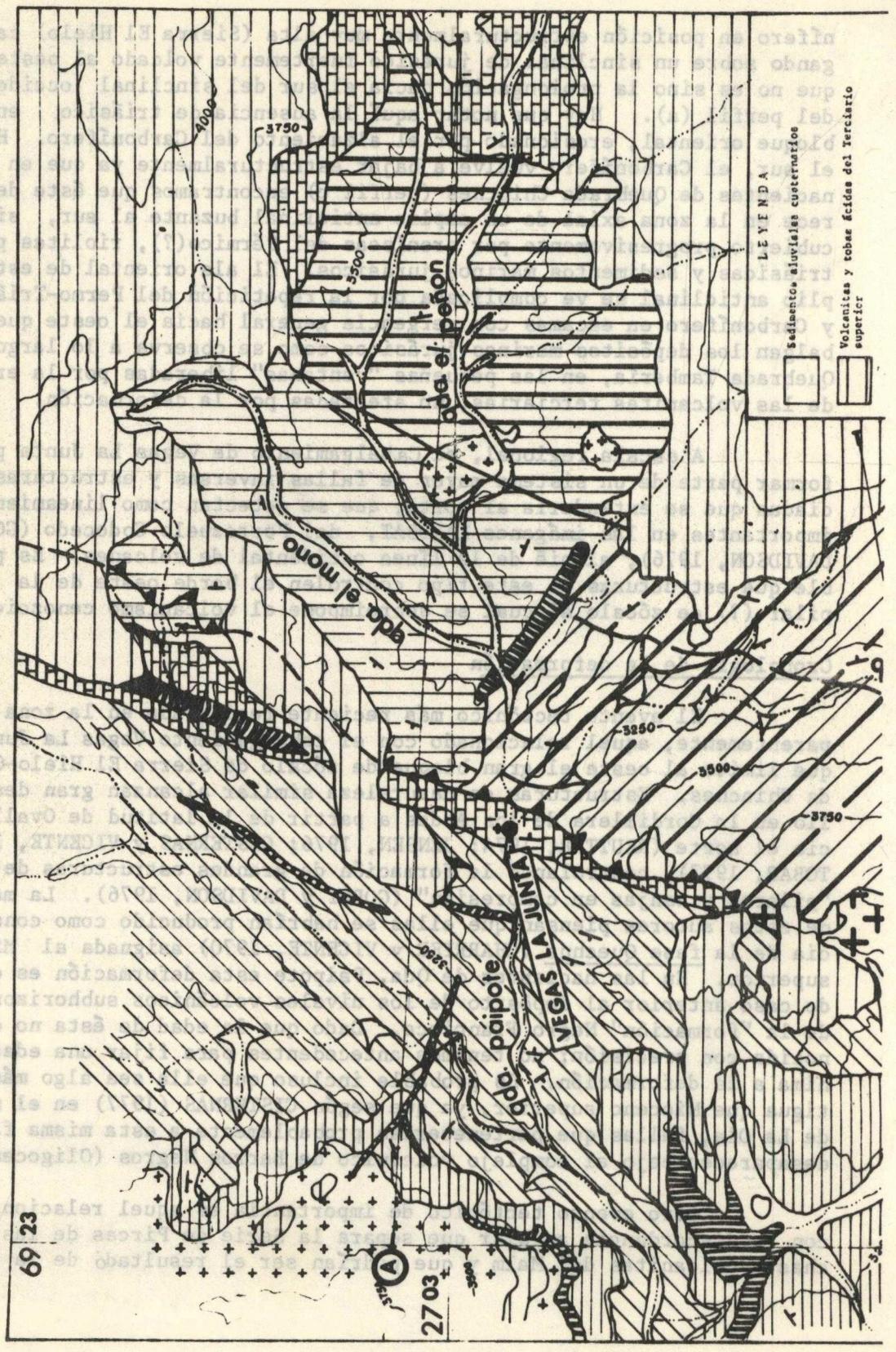
A escala regional, el Cabalgamiento de Vegas La Junta parece formar parte de un sistema mayor de fallas inversas y estructuras asociadas que se extendería al norte, que se detectan como lineamientos importantes en las imágenes LANDSAT, del Portezuelo Codocedo (GODOY y DAVIDSON, 1976), al pie de la línea occidental de volcanes. Es probable que estructuras de este tipo controlen el borde oeste de la Puna, pilar (?) de zócalo al cual se sobreimpone el volcanismo cenozoico.

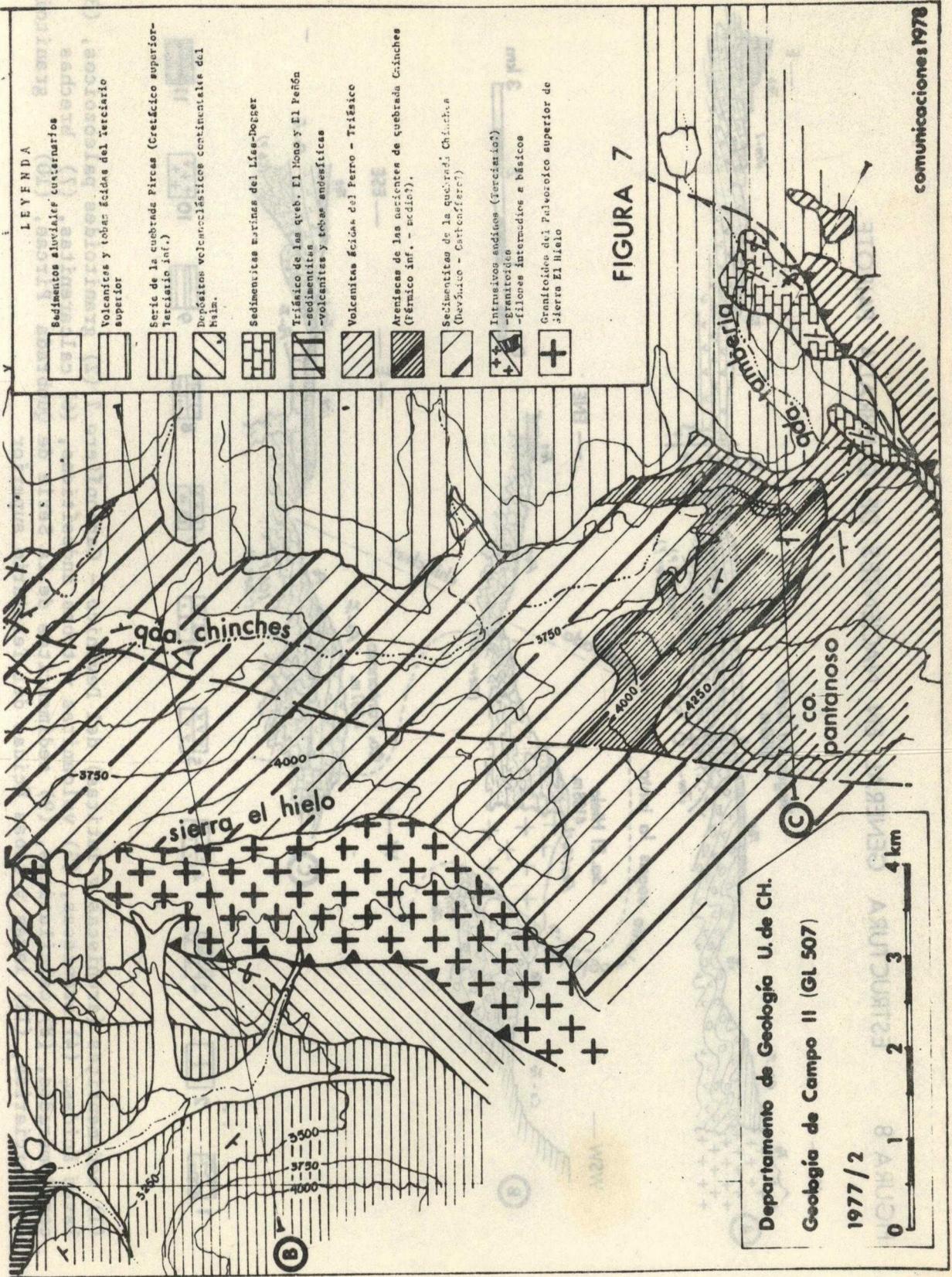
### Cronología de la deformación

El evento tectónico más reciente registrado en la zona es, a parentemente, aquel relacionado con el cabalgamiento Vegas La Junta, que limita al oeste el gran bloque de zócalo de Sierra El Hielo-Quebrada Chinchas. Estructuras de naturaleza similar alcanzan gran desarrollo en la Cordillera de los Andes a partir de la latitud de Ovalle hacia el norte (REUTTER, 1974; JENSEN, 1976; CISTERNAS y VICENTE, 1976; TOBAR, 1977), controlando la formación de grandes estructuras de tipo "pilares y zanjas en compresión" (GODOY y DAVIDSON, 1976). La mayoría de estos autores piensan que ellas se habrían producido como consecuencia de la fase Quechua (CHARRIER y VICENTE, 1970) asignada al Mioceno superior. En las nacientes de Qda. Paipote esta deformación es en todo caso anterior al depósito de los niveles volcánicos subhorizontales de la "formación" Negro Francisco. Dado que la edad de ésta no es conocida con precisión; no tenemos antecedentes para fijar una edad mínima a la deformación. Es probable incluso que ella sea algo más antigua que Mioceno superior, ya que según CISTERNAS (1977) en el sector de La Ola, fallas que pertenecerían probablemente a esta misma familia desaparecen bajo el complejo volcánico de Barros Negros (Oligoceno?).

Otro evento tectónico de importancia es aquel relacionado con la discordancia angular que separa la Serie de Pircas de las brechas y volcanitas del Malm y que podrían ser el resultado de la fase

mapa geológico de las nacientes de quebrada paipote







Peruana del Cretácico medio (CHARRIER y VICENTE, 1970). Evidencias de deformaciones más antiguas (Paleozoico superior) las encontramos en la discordancia de los niveles triásicos sobre las sedimentitas carboníferas al oeste de Vegas La Junta, así como en la probable discordancia angular observada entre las riolitas permo-triásicas y las areniscas rojas (Pérmico inferior?) de Portezuelo Chinchés, movimientos que pueden representar a alguna de las fases últimas del ciclo hercínico con anterioridad al Mesozoico (VICENTE, 1975).

## CONCLUSIONES

La región de las nacientes de Qda. Paipote se ubica en el sector limítrofe entre la Puna y la Precordillera de Copiapó. La primera, a esta latitud, es un bloque de zócalo hercínico elevado por la tectónica andina tardía ("Quechua.?"?) constituido por sedimentitas carbonífero-pérmicas, (y triásicas) volcánicas permo-triásicas y granitoides del Paleozoico superior que, durante la mayor parte del Mesozoico formaron parte del antepaís antes de verse incorporados al edificio andino en el Terciario medio-superior?. La Precordillera (desde Vegas La Junta hacia el Oeste) es un ámbito geológico completamente diferente, dominado por las formaciones mesozoicas y cenozoicas propiamente "andinas": los sedimentos jurásicos de la cuenca tras-arco y de la "Serie de Pircas". El volcanismo terciario que se desarrolló en el bloque de la Puna con posterioridad a la individualización de los principales elementos orográficos, cubrió casi completamente al zócalo de éste enmascarándolo bajo la cubierta volcánica neógena. Un problema mayor que queda abierto en el conocimiento geológico de esta región es la edad y la estratigrafía precisa de los eventos volcánicos terciarios y la relación existentes entre ellos y las fases tectónicas causantes del emplazamiento de los volúmenes montañosos en el Cenozoico superior.

## AGRADECIMIENTOS

El Departamento de Geología de la Universidad de Chile, financió el presente trabajo como docencia en terreno impartida a los alumnos del último semestre de la Carrera durante Octubre de 1977. El Instituto de Investigaciones Geológicas facilitó gentilmente el apoyo logístico necesario, para un reconocimiento preliminar en Septiembre de 1977. Durante éste contamos con la compañía de nuestra colega geóloga Margaret Mercado W., Jefe de la Oficina Copiapó del IIG.

Numerosas personas aportaron, en una u otra forma su desinteresada cooperación para el buen término de este trabajo: Osvaldo Zúñiga, Manuel Alarcón y José Oportus nos asistieron durante la campaña de terreno. Mientras que Rubén Espinoza y Manuel González confeccionaron los cortes delgados necesarios para los estudios petrográficos. El profesor Leopoldo López escribió el resumen en inglés a la vez que nuestro colega Sergio Rivano realizó las reducciones fotográficas de las figuras. Carmen Sáenz mecanografió diligentemente los originales de este trabajo. A todos ellos vaya nuestro sincero reconocimiento.

## REFERENCIAS

- AGUIRRE, L; CHARRIER, R; DAVIDSON, J; MPODOZIS, C; RIVANO, S; THIELE, R; TIDY, E; VERGARA, M; y J.C. VICENTE (1974). Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the Central part (30°-35°S) of the Southern Andes. *Pacific Geology*, V. 8, p.1-38. Tokyo.
- BRUGGEN, J. (1917). Informe sobre el Carbón de La Ternera. *Bol. Soc. Nac. de Min., Pub. Serv. Geol. de Chile*, p. 447-558. Santiago.
- CAMINOS, R. (1972). Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud Sur Provincia de la Rioja, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* t 26 (1) p. 71-83. Buenos Aires.
- CHARRIER, R. (en prep.) Condiciones paleoclimáticas y paleogeográficas del Triásico de Chile y sus relaciones con áreas adyacentes de Argentina.
- CHARRIER, R. y VICENTE, J. C. (1970). Liminal and Geosyncline Andes: Major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral sectors of the Southern Andes. *Conf. on Solid Earth Problems. Inter. Upper Mantle Project V.2*, p. 451-470. Buenos Aires.
- CISTERNAS, M.E. (1976). Estudio geológico del flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay: El Sector de La Ola, al sur de Pedernales (26°30' S) III Región. Chile. Tesis. Depto. Geol. Univ. de Chile. 152 págs. Santiago.
- CISTERNAS, M.E. y VICENTE J. C. (1974). Estudio geológico del sector de las Vegas de San Andrés (Prov. de Atacama, Chile). *Actas 1er Congr. Geol. Chileno*, V. 1, p. A-277-A-252. Santiago.
- CLARK, A; MAYER, C. J; MORTIMER, C; SILLITOE, D; COOKE, R; y N. Y SNELLING (1961). Implications of the Isotopic ages of ignimbrite flows, Sothern Atacama Desert, Chile. *Nature*, 251, p. 723-724. Londres.
- COIRA B y KOUKHARSKY, M. (1976). Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, Zona de Arroyo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina: *Actas 1er Congr. Geol. Chileno*. t II, p. F-105-F-107. Santiago.

- CHONG, G. (1973) Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta. Tesis Depto. de Geol. Univ. de Chile, 294 p. Santiago.
- DAVIDSON, J; GODOY, E y COVACEVICH, V. (1976). El Bajociano de Sierra Minillas y Sierra Fraga (Prov. de Atacama, Chile); edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud (26°-27°S) Actas 1<sup>er</sup> Congr. Geol. Chileno, t. 1, p.A-255- A-270. Santiago.
- DELFAUD, Y. (1977). La sedimentogenèse en liason avec la dynamique des basins: rôle du climat. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine V.1 (1) p. 191-216. Pau.
- FARRAR, E.; CLARK, A. H; HAYNES, S. J; QUIRT, G. S; CONN, H; y ZENTILLI M. (1970). K/Ar evidence for the post-Paleozoic migration of the granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. Earth and Planet. Sci. Lett. V. 10, p. 60-66. Amsterdam.
- GALLI, C. (1957). Las formaciones geológicas en el Borde Occidental de la Puna de Atacama, Sector de Pircas, Tarapacá. Rev. Minerales. N°56, p. 14-26. Santiago.
- GODOY, E y DAVIDSON, J. (1976). Pilares en compresión de edad Mioceno Superior en los Andes del Norte de Chile (22°- 30° Latitud Sur) Actas 1<sup>er</sup> Congr. Geol. Chileno, t.1, p. B-87-B-103. Santiago.
- HALPERN, M. (1978). Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean Orogen Between Latitudes 23°y 27°South Geol. Soc. Am. Bull. V. 89, p. 522-532.
- HARRINGTON, H. (1961) Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces. Northern Chile. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. V. 45 (2) p. 169-187. Tulsa.
- HILLEBRANDT, A. von (1970). Sur Biostratigraphie und Ammoniten fauna des Sudamerikanischen Jura (inbes Chile). Neues Jahrb. Geol. Paläont.; Abh 136, p. 166-211, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. von (1973). Neue Ergebnisse über der Jura in Chile und Argentinien. Münster Forsch Geol. Paläont. V. 31/32 p. 167-199 Münster.

- MUZZIO, G. (en prep.) Geología de la región comprendida entre Cordón de Varillar y Sierra de Vizcachas, Precordillera de Atacama. Chile.
- OVIEDO, L. (1977). Geología de una transversal en la Precordillera de Atacama al ENE de Inca de Oro (26°45' latitud Sur) Tesis. Depto. de Geol. Univ. de Chile, 81 p. Santiago.
- PEREZ D'A., E. (1978). Bioestratigrafía del Jurásico de Quebrada Asientos, Norte de Potrerillos. Tesis. Depto. de Geol. Univ de Chile, 188 p. Santiago.
- PERRODON, A. (1977) Conceptu modèles et logique des basins sedimentaires. Bull Centres Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine V. 1 (1) p. 111-130. Paris.
- POLANSKY, J. (1970). Carbónico y Pérmico de la Argentina, EUDEBA, 216 p. Buenos Aires.
- REUTTER, K. J. (1974) Entwicklung und Bauplan der Chilenischen HochKordillere in Bercich 29°Südlichen Breite. N. Jb. Geol. Pällmont. Abh, V 146(2) p. 153-178 Stuttgart.
- ROLLERI, E.o. y CRIADO ROQUE, P. (1969) Geología de la provincia de Mendoza IV Jorn. Geol. Argentinas, Mendoza. V 2, p. 1-60 Buenos Aires.
- SEGERSTROM, K. (1959). Cuadrángulo Los Loros. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. de Chile V.1 (1) 32 p. 1 mapa 1:50.000 Santiago.
- SEGERSTROM, K. (1968). Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol. Bol. 24. 58 p. 1 mapa 1:250.000. Santiago.
- SILLITOE, R. C; MORTIMER, C y D. CLARK (1968). A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. Inst. Mining Met. Trans. V.77, p. 166-169
- SOLMS-LAUBACH, H. y STEINMANN, G. (1899) Das Auftreten und die Flora der rhatischen kolhenschichten von La Ternera (Chile) N. Jb y Miner V. 12 p. 581.
- TOBAR, A. (1977) Stratigraphy and structure of the El Salvador-Potrerillos región, Chile. Ph. D. thesis. Univ. California, Berkeley. 113 p.

- JENSEN, O. (1976) Geología de la Cordillera de las nacientes del río Copiapó entre los 27° 53' y 28°20' de latitud sur. Prov. de Atacama, Chile. Tesis. Depto. de Geol. Univ. de Chile, 249 p. Santiago.
- JENSEN, O; VICENTE, J. C.; DAVIDSON, J. y GODOY, E. (1976). Etapas en la evolución marina jurásica de la cuenca marina externa (miolimnaria) entre los paralelos 26° y 29°30' S. Actas 1<sup>er</sup> Congr. Geol. Chileno, t. 1, p. A-273-295. Santiago.
- KUBANECK, F. y ZEIL, W. (1971) Beitrag zur Kenntnis der Cordillere Claudio Gay (nord Chile) Geol. Rdsch. V, 60, p. 1009-1024. Stuttgart.
- Mc BRIDE, S; CAELLES, Y; CLARK, A. y E. FARRAR (1976). Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basement. Latitudes 25°-20°S. Earth and Planet Sci. Lett. V. 29, p. 373-383. Amsterdam.
- Mc NUTT, R; CROKETT, J; CLARK, A; CAELLES, J; HAYNES, S. J; FARRAR, E; y M. ZENTILLI (1974) Initial Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° y 29° South. Earth and Planet. Sci. Lett. V. 27, p. 305-313 Amsterdam.
- MERCADO, M. (1978). Hojas Chañaral y Potrerillos 1: 250.000 Mapas geológicos Preliminares de Chile N°2. Inst. Invest. Geol. 24 p. Santiago
- MORDOJOVICH, C. (1965). Reseña sobre las exploraciones petrolíferas de la ENAP en la zona Norte, años 1956 a 1962. Rev. Minerales, t. 20 N°89. Santiago.
- MORTIMER, C. (1969) The geomorphological evolution of the Southern Atacama Desert. Chile. Ph D Thesis; Dept. of Geology. University College, 283 p. Londres.
- MORTIMER, C. (1973). The Cenozoic history of the Southern Atacama Desert. Jour. Geol. Soc. London. V. 129, p. 505-526. Londres.
- MPODOZIS, C. (1974) Geología de la Cordillera de Ovalle, provincia de Coquimbo entre los 30°20' y 30°55' latitud sur. Tesis Depto. de Geol. Univ. de Chile, 191 p. Santiago.
- MPODOZIS, C; RIVANO, S; PARADA, M. A.; y J. C. VICENTE. (1975) Acerca del plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° Sur. (provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). Actas del VI Congr. Geol. Argentino, Bahía Blanca, t. 1, p. 147-173. Buenos Aires.

- TURNER, J. C. (1974) Descripción geológica de la Hoja 15 d "Famatina" provincia de La Rioja, 1:200.000 Direc. Nac. Geol. y Min. 96 p. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. y CAZAU, L. (1978) Estratigrafía del Pre-Jurásico . Geología y Recursos Naturales del Neuquén (Relatorio) p.25-36 VII Congr. Geol. Argentino Neuquén. Buenos Aires.
- VICENTE, J. C. (1975). Essai d'organisation paléogeographique des Andes Meridionales. Geol. Rdsch. V. 74, (2) p. 343-394. Stuttgart
- VICENTE, J. C.; CHARRIER, R; DAVIDSON, J; MPODOZIS, C. y RIVANO, S. (1973). La orogénesis subhercínica: fase mayor en la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. Actas V Congr Geol. Argentino. Carlos Paz, t. 5, p. 81-98. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, V. (1967) Paleoclimatic evolution in Argentina and relations with others regions of Gondwana Symp. Estratigr. Gondwana , Mar del Plata. p. 551-587. Buenos Aires.
- WILLIS, B. (1929) Earthquake conditions in Chile Carnegie Inst. Pub. 382, 178 p. Washington.
- ZENTILLI, M. (1974). Geological evolution and Metallogenic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° South. Ph. D. Thesis, 295 p., Kingston, Ontario, Canada.