

ESTUDIO GEOLOGICO DEL SECTOR DE LAS VEGAS
DE SAN ANDRES (Prov.de Atacama-Chile)

por Maria Eugenia CISTERNAS (*)
y Jean-Claude VICENTE (**)

RESUMEN

Se dan a conocer los resultados del levantamiento al 50.000 con especial énfasis en la tectónica y paleogeografía del sector de la "Precordillera" de Copiapó denominado "Vegas de San Andrés" (27°S, 69°39' W).

La zona se caracteriza por un demostrativo estilo tectónico de revestimiento donde básicamente una sucesión de angostos sinclinales de Jurásico marino volcados son fuertemente cabalgados hacia el Este por una serie de escamas del basamento permo-triásico dando lugar a numerosas disarmonías y cepilladuras.

La esencial comprensión de la estructura, apoyado por el análisis de microfacies, permite proponer la siguiente columna estratigráfica para la zona:

- el zocalo preandino representado por un complejo volcánico rio-dacítico asignado al Permo-Triásico por correlación con las volcanitas ácidas características del ambiente de la Cordillera Frontal que afloran inmediatamente al Este en el Portezuelo Codocedo y la Cordillera Claudio Gay;
- la cobertura andina compuesta por
 - un Jurásico marino (Fm. Lautaro) que en las escamas más orientales del área abarca del Sinemuriano superior al Caloviano con la siguiente sucesión de facies:
 - + Sinemuriano superior-Pliensbachiano- areniscas y calcarenitas arenosas coquináceas pardo anaranjadas con algunos niveles de conglomerados de transgresión (120-150 m);
 - + Toarciense-(Bajociense ?) calcilititas gris oscuras con niveles coquináceos de Gryphaea (200 m);
 - + Caloviano - calcarenitas arenosas y tobáceas medianas y gruesas esencialmente oolíticas de color característico gris verdoso (100-120 m); mientras que en la franja más occidental, la serie se inicia solo en el Toarciense inferior evidenciando una transgresión paulatina hacia el Oeste;
 - un Jurásico superior (Malm) volcánico-sedimentario continental (Fm. La Negra) levemente discordante con potentes coladas andalíticas amigdaloidales y porfídicas (ocoitas);
 - un Paleógeno tardi-andino, volcánico-sedimentario discordante (Fm. Hornitos) compuesta de un conjunto de dacitas biotíticas y andesitas de clinopiroxeno;
 - y algunos remanentes de flujos de tobas riolíticas pontianas (Fm. San Andrés).

(*) Departamento de Geología- Universidad de Chile- SANTIAGO de CHILE

(**) Departamento de Geología- Universidad de Chile- SANTIAGO de CHILE y
Département de Géologie Structurale- Université Pierre et Marie Curie-
PARIS.

Del punto de vista paleogeográfico se destaca el carácter netamente externo (mioliminar) de la serie marina jurásica y su ubicación en el borde occidental de la cuenca en transición al arco volcánico (euliminar) que la limitaba al Oeste, cuya influencia se manifiesta por las intercalaciones de tobas del Caloviano y el volcanismo del Malm.

INTRODUCCION

El area de las denominadas "Vegas de San Andrés" (27°S.69°39'W) se ubica a unos 110 Km al NE de Copiapo. Constituye un conocido y reverdeciente paraje del aspero y arido camino internacional N°31 que une esta ciudad con la de Tinogasta (Argentina) por el famoso paso San Francisco (4750 m). Se situa más precisamente a unos 30 Km aguas arribas de la confluencia (Km 90) de la Q. San Andrés con la de Paipote, a una altura de 2500 m.

Pertenece a la "Precordillera" de Copiapo que marca la transición orográfica hacia el Este, al sector altiplanico fronterizo y se caracteriza geologicamente por el desarrollo de las series externas u orientales (mioliminales) del dominio andino y en especial por una destacada franja de Jurásico marino.

Basicamente, esta franja en el sector de estudio constituye una sucesión de angostos sinclinales volcados, fuertemente cabalgados hacia el Este por una serie de escamas del basamento de volcanitas acidas permo-triasicas que inducen numerosas disarmonías y cepilladuras en los sedimentos. A su vez, su restricción a la Sierra de San Andrés y su prolongación septentrional en la Sierra Agua Amarga, se debe a la estructura general de pilar (horst) en compresión de este notable cordón orográfico que domina las volcanitas eoc terciarias (Fm. Hornitos) circundantes.

La elección de esta zona de estudio se debió a la vez, a su complejo y didáctico estilo tectónico que había llamado la atención de unos de los autores (J.C.V.) y cuya cabal interpretación era fundamental para la comprensión de la estratigrafía local y la reconstitución paleogeográfica, específicamente en el Jurásico, del surco mio-liminar (externo) a esta latitud.

Además, este sector había recibido muy poca atención por parte de los geólogos en comparación con las zonas vecinas de clásico renombre como La Ternera o Puquios al SW y la Coipa-Maricunga al Este.

De hecho, si bien BURMEISTER (1864) y SAN ROMAN (1884) transitaron por la zona y reconocieron la "formación calcarea" jurásica, en ocasión respectivamente del estudio de factibilidad de una línea de tren entre Catamarca y Copiapo, y de visitas a la Coipa y Maricunga, hay que esperar el reconocimiento geológico de SEGERSTROM (1967) a lo largo del camino internacional para ver por primera vez figurado y comprobado por el hallazgo de Weyla alata, Ammonites y Pelecípodos, el Jurásico inferior marino de las Vegas de San Andrés.

CECIONI (1970) en su "Esquema de Paleogeografía chilena" hace breve mención para el Liásico de las calizas marinas de la Serranía San Andrés y de sus relaciones estratigráficas.

Posteriormente, HILLEBRANDT (1970, 1972, 1973) reconoce un nivel basal con una especie del género Coeloceras, que estima característico de la última zona (E. raricostatum) del Sinemuriano superior, precisando así la edad de la transgresión marina en el area.

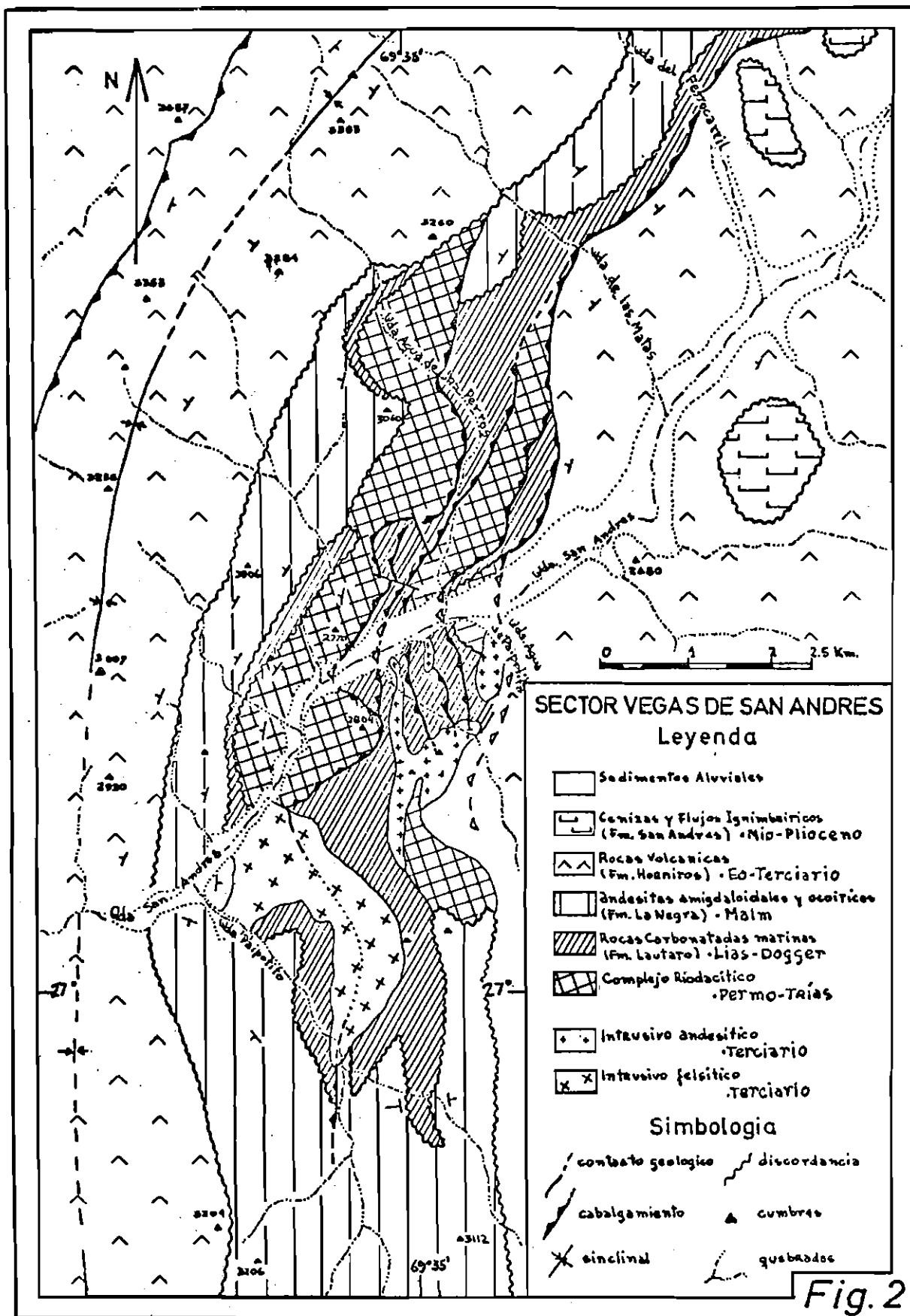


Fig. 2

LETELLIER (1972) realizó un estudio preliminar del sector que permitió ahondar en la bioestratigrafía y apreciar algunos de los rasgos estructurales mayores.

Por último, BASSI y CECIONI (1975), como resultado de una prospección de la zona de Agua amarga y del distrito de San Andrés, presentaron un mapa geológico al 50.000 que abarca la parte norte de nuestra área de estudio. Sin embargo, debemos admitir que la estratigrafía un tanto peculiar propuesta por esos autores a consecuencia del menosprecio de la tectónica, nos conduce a discrepar hondamente.

ESTRATIGRAFIA

A. Zocalo pre-andino.

Corresponde a un complejo volcánico rio-dacítico sobre el cual transgrede claramente la serie marina liásica. Aflora esencialmente en la vertiente norte de la Quebrada San Andrés donde forma dos franjas principales rumbo SW-NE limitadas por fallas inversas en su borde oriental mediante las cuales cabalgan hacia el Este a los sinclinales de Jurásico.

Son rocas de color gris verdoso de aspecto macizo y alteración gris amarillento a pardo rojizo. Presentan texturas vitrofídicas a felsofídicas con fenocristales de plagioclasa albitizada pseudomorfos de anfíbola y biotita según clorita y calcita, y cuarzo, albita, clorita, epidota, zeolita y pecas de magnetita.

Correlacionamos nuestras volcanitas pre-andinas con el potente complejo de efusivas ácidas que afloran extensamente al Este a partir del Portezuelo de Codocedo y constituyen lo esencial de la Cordillera Claudio Gay (KUBANEK y ZEIL 1971). A su vez, este cordón marca claramente la prolongación hacia Chile del "ambiente" de la Cordillera Frontal Argentina con su característico volcanismo ácido tardi-hercínico que fue reconocido por CAMINOS (1972) inmediatamente al Sur, en el Portezuelo de Come Caballo (28°15'). Recordamos que este volcanismo es clásicamente asignado al Permo-Triásico por hallarse en las Provincias de San Juan y Mendoza. (ROLLERI y CRIADO ROQUE 1969) discordante sobre el Permiano inferior marino, cubierto por el Triásico medio continental e intruido parcialmente por granitoides datados radiométricamente del límite permo-triásico como ocurre precisamente en el C° Come Caballo (224 ± 14 a 233 ± 12 ma. CAMINOS 1972).

B. Terrenos del Ciclo Andino

El ciclo andino se inicia en la zona con la transgresión marina del Lias medio (Sinemuriano superior) sobre las volcanitas permo-triásicas precedentes y está representado por 4 unidades litoestratigráficas:

- una serie sedimentaria marina del Lias-Dogger (Fm. Lautaro);
- una serie volcánico-sedimentaria continental del Malm (Fm. La Negra) levemente discordante;
- una serie volcánico-sedimentaria continental eo-terciaria, ampliamente discordante (Fm. Hornitos);
- unas tortas dispersas de cenizas y tobas mio-pliocenas (Fm. San Andrés).

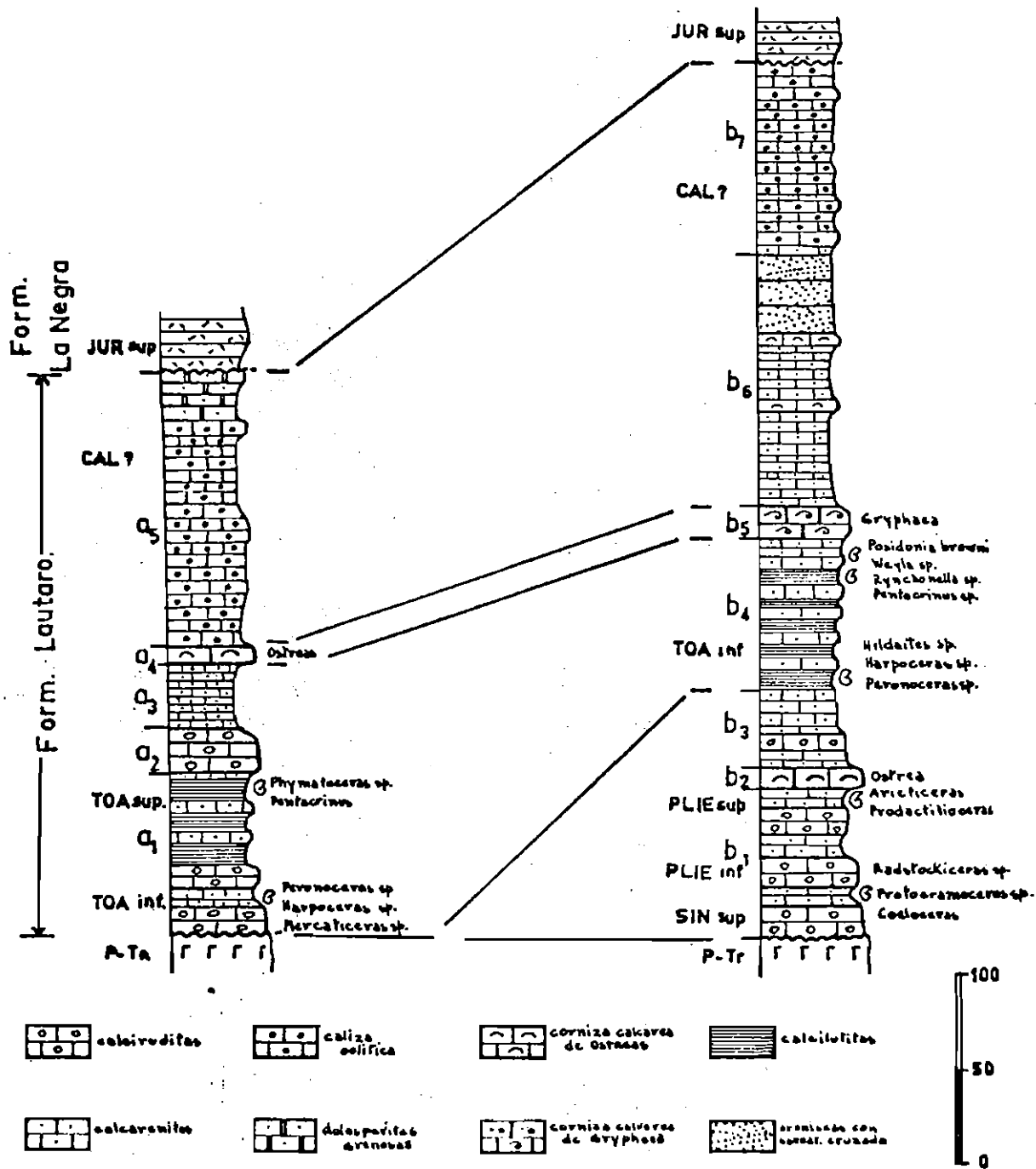
1- Serie marina del Lias-Dogger (Fm. Lautaro)

Conforma 3 franjas submeridianas separadas por escamas del basamento (Fig. 2):

- la occidental muy angosta (400 m), es particularmente bien

SECTOR PAIPOTITO-TRES AMIGOS.
(Franja occidental)

SECTOR LAS MATAS - SAN ANDRES.
(Franja central y oriental)



Columnas estratigráficas jurásicas.

Fig. 3

expuesta a lo largo de la Q. Paipotito y se sigue hacia el Norte pasando al Este inmediato de la mina Los Tres Amigos hasta la Q. Agua de Los Perros;

- la central es la más importante con un ancho variable entre 600-1500 m al nivel de Las Vegas de San Andrés pero a su vez se muestra intensamente tectonizada, formando básicamente un sinclinal volcado hacia el Este, fuertemente escamado, repitiendo cornizas y desarrollando numerosas disharmonías;
- la oriental aparece más bien como la prolongación nororiental de la franja anterior considerablemente estrechada y aflora en las Q. de Las Matas y del Ferrocarril.

Si bien, la franja central es la más fosilífera, son las dos extremas que ofrecen la visión más clara de la estratigrafía del Jurásico del área. A su vez, los cambios de facies evidenciados entre ambas obligan a presentar un perfil representativo de cada una.

a. Perfil de la Q. Paipotito (fig. 3a)

Levantado en el curso medio de la Quebrada a unos 2 Km aguas arriba de su confluencia con la Q. San Andrés, muestra una bonita serie sedimentaria monoclinal manteniendo 30-40° hacia el W que desarrolla destacados "chevrons" en la ribera derecha del valle a su contacto con un porfido tonalítico intrusivo. La sucesión siguiente de litofacies se reconoce a partir del contacto:

- a1. 50m de una secuencia de calcilitas gris oscuras a negras escuras de algunos bancos arenosos, corresponden a biomicritas algunas más o menos arenosas, de tipo Packstone a wackstone; abundan los fragmentos de brachiopodos, pelecípodos, gastrópodos (*Nerinea*), placas de crinoideos (*Pentacrinus*), espinas de Echinoideos en asociación con algunos ammonites del género *Phymatoceras* que señalan el Toarciano superior; los clastos de las intercalaciones arenosas, mal calibrados (0,2 - 2 mm) y angulosos a subangulosos, son de cuarzo, plagioclasa alterada y fragmentos subredondeados generalmente más grandes de rioclitas permotriásicas;
- a2. 25m de conglomerados y calciruditas arenosas pardo anaranjadas formando corniza; los rodados son esencialmente de rioclitas y granitos, alcanzan tamaños de 10 a 15 cm y flotan en una matriz de extraesparudita con abundantes clastos (hasta 50%) mal clasificados y angulosos de cuarzo, microclina, perfitina, plagioclasa, pequeñas muscovitas detríticas y fragmentos de riolitas;
- a3. 30m de una secuencia de calcarenitas finamente arenosas de color gris claro; se trata de extraesparitas finas (\varnothing 0,1-0,2 mm) con un espectro de terrígenos muy similar al de la secuencia anterior asociados a algunos bioclastos de Echinoideos y Crinoideos en un cemento de esparita media limonítica;
- a4. 2 a 3m de una llamativa corniza de calcirudita coquinoidea; corresponde a típicas bioesparuditas arenosas con grandes pelecípodos (*Ontraea* sp., *Trigonia* sp., *T. oarinata*), colonias de *Serpula*, hexacorarios y belemnites;
- a5. 150m de una secuencia de calcarenitas oolíticas y arenosas de color verde muy característico:
 - . en la parte inferior predominan las bioesparitas de grano medio típicamente Grainstone con oolitas de estructura micrítica dominante calibradas alrededor de 0,5mm y núcleos terrígenos de cuarzo plagioclasa o andesita; los clastos más grandes forman oolitas superficiales; destaca en la matriz de esparita y clorita, frag-

mentos tobaceos; como bioclastos se observan abundantes secciones de *Pentacrinus* sp., espiculas de echinoideos, fragmentos de pelecipodos, brachiopodos y Solenoporaceas; la asociación faunística, relativamente abundante, todavía en estudio, permite ya adelantar una edad caloviana (HILLEBRANDT com.oral) para esta secuencia.

. hacia arriba aparecen micritas impuras muy arenosas con abundantes granos de plagioclasa calcitizadas, pequeños cuarzos angulosos y fragmentos volcánicos de andesitas cloritizadas en una matriz micrítica limonítica parcialmente recristalizada.

. en los niveles más superiores, se observa una fuerte dolomitización y se pasa a típicas doloesparitas arenosas con reliquias de oolitas y pisolitas.

Sobre estos niveles, vienen en leve discordancia angular y de erosión las coladas de andesitas porfídicas y amigdaloidales del Malm (Fm.La Negra).

Si bien en este perfil la base de la serie no esta representada a causa del intrusivo, más al Norte al Este inmediato de la Mina Los Tres Amigos se observa directamente en transgresion sobre las riolitas permo-triásicas:

35m de una secuencia de calciruditas conglomerádicas y calcarenitas arenosas de color pardo anaranjado; corresponden a extraesparitas parcialmente recristalizadas donde predominan (20-40%), los pequeños rodados (\emptyset 1-5 mm) mal seleccionados de riolacitas sobre los clastos subangulosos de cuarzo y plagioclasa y los escasos fragmentos de esquistos cuarzo-muscovíticos; el cemento es esparita mosaica parcialmente dolomítica; la fauna asociada de (det. COVACEVICH) *Peronoceras* sp., *Harpoceras* sp. *Mercaticeras* sp. y *Lucina* sp. permitio asignar una edad Toarciano inferior (z. de *Harpoceras falcifer*) a la transgresion en este sector.

A esta secuencia suceden calcilutitas muy parecidas a la unidad al del Toarciano superior de la Q.Paipotito, de modo que la correlacion es evidente con nuestro perfil anterior.

La serie del sector occidental (Paipotito) abarca entonces un lapso de edad entre el Toarciano inferior y el Caloviano y representa un típico ciclo sedimentario marino con facies detríticas transgresivas del Toarciano inferior, secuencia de calcilutita del Toarciano superior y posiblemente Dogger inferior de mayor profundidad y una secuencia superior regresiva de facies oolíticas en parte del Caloviano.

Destaca la notable diferencia de espectro terrigeno que opone la secuencia inferior con clastos exclusivamente del basamento (riolacitas permo-triásicas, granitoides tardi-hercínicos, esquistos metamórficos), de la secuencia superior caracterizada por abundantes aportes volcánicos andesíticos (plagioclasas, tobas y fragmentos líticos) signo de una intensa actividad eruptiva cercana.

b- Perfil de la Q.Las Matas (fig.3b).

Ilustra la serie de la franja oriental, muestra una muy clara sucesion de litofacies a los cuales asignaremos edades en base a las correlaciones de microfacies con los niveles fosilíferos reconocidos en la franja central. La serie buzando 30-40° al WNW descansa en transgresion sobre un pequeño domo de ignimbritas permo-triásicas que cabalga fuertemente hacia el Este las tobas y lavas del Terciario inferior (Fm.Hornitos). La sucesión es la siguiente:

- b1. 65 a 70 m de una secuencia de calciruditas conglomerádicas y calcarenitas arenosas de color pardo anaranjado; las calciruditas de la base presentan abundantes rodados (\emptyset 6-10 mm) de porfidos riolacíticos, algunos fragmentos de esquistos cuarzo muscovíticos de textura granoblástica y de granitos de microlina

- en una matriz arenosa fina (\emptyset 0,3-0,6 mm) de cuarzos subangulosos, plagioclasas y clastos subredondeados de riodacita en un cemento esparítico medio parcialmente dolomitizado; hacia arriba se ponen más finas (0,1-1,5 mm) y disminuye la proporción y tamaño (1,5-6 mm) de ruditas.
- b.2. 10 m de calcarenitas arenosas gruesas, coquinoideas de color gris oscuro con abundantes Ostreas en bancos de 2 a 3 m; se trata de bonitas bioesparitas con numerosos fragmentos de pelecipodos, braquiopodos, placas de crinoideos y espículas de echinoideos en un cemento esparítico parcialmente dolomitizado; el porcentaje de extraclastos varía entre 15 y 20 % y corresponde principalmente a granos subangulosos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de riodacitas;
 - b.3. 40 m de una secuencia de calcarenitas y calciruditas arenosas de color pardo verdosos muy parecidas a las de la base (b1);
 - b.4. 80 m de una alternancia de calcarenitas finas y calcilutitas gris-oscuro; corresponden esencialmente a microesparitas impuras con pequeños granos dispersos de cuarzo y plagioclasa en una matriz microesparita oscura cargada en materias orgánicas, limonita y moteada de pequeños nodulos fosfatados; recuerdan bastante la secuencia al del perfil de Paipotito;
 - b.5. 15 m de una destacada corniza de calcarenitas medias a finas coquinaceas con Gryphaea, de color gris oscuro; son pelesparitas grainstone más o menos extraclásticas y fosilíferas; predominan los pellets (30%) calibrados alrededor de 0,1-0,2 mm sobre las pequeñas oolitas micríticas con núcleo de cuarzo, plagioclasa, andesita o placas de echinodermos; los bioclastos son muy desgastados y parcialmente micritizados; corresponden a placas y espículas de Echinoideos, conchas de pelecipodos (*Gryphaea*) y algunos foraminíferos bentónicos (*Lenticulina*); además se reconocen algunos intraclastos micríticos probables bioclastos completamente micritizados;
 - b.6. 120 m de una secuencia de calcarenitas medias a gruesas arenosas de color gris oscuro caracterizadas por estratificaciones cruzadas y escandidas por algunos niveles coquinoideos; se trata esencialmente de intraesparitas volcareníticas y bioclásticas; los intraclastos (15%) corresponden a fragmentos (0,4-1,5 mm) de calizas oolíticas y micríticas, se asocian a pellets (25%) y una pequeña proporción de oolitas; los bioclastos fuertemente micritizados muestran abundantes fragmentos de pelecipodos, gastropodos y algunos de Echinoideos y Foraminíferos (*Textularidae*); los extraclastos (10%) muy llamativos consisten en algunos gruesos (2-4 mm) fragmentos líticos de andesitas de forma típicamente piroclástica que salpican la roca;
 - b.7. 100 m de una secuencia de calcarenitas oolíticas y arenosas de color gris verdoso característico y con frecuente estratificación cruzada; corresponden a lindas oesparitas grainstone con cemento calcareo clorítico, muy parecidas a las del nivel a5 de la Q. Paipotito; predominan las oolitas superficiales (50-60%) alrededor de núcleos de andesitas y plagioclasas muy alteradas (\emptyset 0,1-0,6 mm) sobre pequeñas (\emptyset 0,1-0,3 mm) oolitas micríticas (20%); los extraclastos de los núcleos se

muestran bastante calibrados; el cemento intergranular se compone de una película regular de calcita fibrosa de origen infratidal y de un "silt vadose" clorítico de relleno.

en los niveles superiores predominan las oolitas de alta energía con estructura fibro-radial a la vez que los núcleos extraclásticos se muestran bien redondeados y calibrados;

Sobre esta última unidad se disponen en leve discordancia angular y de erosión las andesitas amigdaloidales y ocoíticas del Malm (Fm. La Negra).

Las principales facies a excepción de las superiores, de este perfil representativo se reconocen en el sector de San Andrés (franja central), a pesar del tectonismo y se muestran fosilíferas, así:

- la secuencia basal equivalente de b1, observada en el flanco oriental de los C° 2770 y 2804 m como flanco inverso del sinclinal de Aguada de Los Perros ha dado respectivamente una fauna de (det. COVACEVICH), *Radstockiceras* sp. y *Protogrammoceras* sp. característica del Pliensbachiano inferior (z. de *Prodactylioceras* *ibex*) de (LETELLIER 1972) *Arietoceras* sp. y *Prodactylioceras* sp. del Pliensbachiano medio (z. de *Prodactylioceras* *davoiei*) mientras que HILLEBRANDT (1970) asegura haber reconocido un nivel con Amonites de la zona de *Echioceras raricostatum* la más alta del Sinemuriano caracterizado por el género *Coeloceras*;
- las cornizas coquinoideas con *Gryphaeae*, equivalentes de b2 contienen abundantes braquiopodos como *Spiriferina rostrata*, *Rhynchonella* sp. y *Terebratula* y pelecipodos como *Entolium* sp., *Modiola* sp., *Weyla alata* v. BUCH, *Myophoria* sp., *Gryphaea* sp. y *G. darwini* (det. CECIONI), además de (LETELLIER 1972), nautiloideos (*Coenoceras aff. chilensis* y numerosos hexacorarios cri-noideos (*Pentacrinus*) y Briozoarios;
- las secuencias de calcilutitas oscuras que forman el corazón de las sinclinales acostadas y presentan un intenso plegamiento disharmonico, claro equivalente de b4, han entregado *Hildaites* sp., *Harpoceras* sp. y *Peronoceras* sp., asociación característica del Toarciano inferior (z. de *Harpoceras falcifer*), además de *Posidonia browni* (?), *Weyla* sp., *Rhynchonella* sp. y *Pentacrinus*.

Estos antecedentes prueban que la serie de Las Matas y de una manera general la de las franjas central y oriental abarca desde el Sinemuriano más superior (z. de *E. raricostatum*) hasta probablemente el Caloviano. Surge entonces una importante diferencia en la edad de la transgresión con respecto a la serie occidental de Paipotito donde se produce solo en el Toarciano inferior. Esta paulatina progresión de la transgresión hacia el Oeste sugerido en nuestra zona toma un significado más regional si recordamos que 15 Km más al Oeste en la Sierra de Fraga esta se efectúa recién en el Bajociano inferior (DAVIDSON y GODOY 1976).

Notoria también es la diferencia de potencia que opone los 250 m de la serie de Paipotito a los más de 400 m de la Q. Las Matas.

Este contraste entre ambas series registrado también en las facies tiene un significado paleogeográfico fundamental que nos conviene analizar.

c-Conclusiones paleogeograficas

En primer termino destacamos la ausencia de toda intercalación volcanica sí sedimentaria en las series, la que confiere al jurásico marino de nuestra

area un caracter netamente externo (mioliminar).

Dentro de este marco, nuestras series caracterizan mas precisamente el borde occidental de la cuenca externa como lo evidencian fundamentalmente la transgresion marina paulatina hacia el Oeste, y los cambios de facies que señalan una mayor profundidad relativa de la cuenca hacia el Este.

Estas variaciones de facies son particularmente notorias:

- durante el Toarciano inferior cuando se oponen las calciruditas conglomeradicas y calcarenitas arenosas pardo anaranjadas de la franja occidental (Los Tres Amigos) de típico ambiente infralitoral superior de "arenas costeras de pelecipodos", a las calcilutitas y siltitas oscuras de San Andrés con Posidonia y Amonites de ambiente claramente circalitoral de "fangos terrigenos";
- en el Caloviano (?), si correlacionamos la corniza a4 de Paipotito con la b5 de Las Matas, se oponen entonces los 2-3 m de la primera, calcirudita coquinoidea con intercalaciones conglomeradicas grandes pelecipodos (Ostrea, Trigonía) y colonias de hexacorarios y Serpulas de ambiente subrecifal infralitoral superior a los 15 m de la segunda, calcarenita media a fina gris oscura, de pellets con Gryphaea de ambiente infra-litoral inferior de baja energia;
- y en los niveles más superiores de ambas series (a5 y b7), puesto que se oponen las micritas impuras, arenosas y parcialmente dolomitizadas de ambiente probablemente ya supralitoral de Paipotito con las calizas oolíticas de alta energia (textura fibro-radial) de ambiente medio-litoral inferior a infra-litoral superior de Las Matas.

Se deduce inmediatamente la existencia de un dominio emergido hacia el Oeste que limitaba el borde occidental de la cuenca externa. Los espectros petrograficos de los aportes terrigenos señalan que durante

- el Lias prevalecia la erosión de las volcanitas permotriásicas sobre los granitoides tardi-hercínicos y esquistos metamórficos
- mientras que en el Dogger con los productos de una intensa actividad volcanica andesítica que se manifiestan y enmascaran los del zocalo.

Esta sucesión registra la instalación de un arco insular volcanico sobre una dorsal de zocalo configurando las características intrínsecas de la arruga eucliminar del dominio interno. Por fin, nuestras series se correlacionan directamente con las reconocidas directamente al Sur del area, en el sector de la Puerta de la Q. Paipote (BORCHERS y VICENTE en prep.) donde se observan facies y microfacies similares con un mismo rango de edades y de posición estratigráfica. Más precisamente nuestra franja central (San Andrés) se correlaciona con la de Vega Redonda donde el Sinemuriano superior ha sido reconocido (z. de *O. oxynotum* y *Eraricostatum*), mientras que nuestra franja occidental (Paipotito) lo hace con la de La Puerta propiamente tal donde la transgresión es del Pliensbachiano.

Estas correlaciones permiten trazar las lineas de costas sucesivas de direccion SSW-NNE entre el Sinemuriano superior y el Toarciano inferior del borde occidental del surco mioliminar a esas latitudes (JENSEN et al. 1976).

Recordamos además que nuestras series forman parte de la Fm. Lautaro tal como fue redefinida recientemente por JENSEN y VICENTE (1975), más al Sur en el Sector de Las Juntas del Río Copiapo.

2- Serie volcano-sedimentaria del Malm (Fm. La Negra)

A consecuencia de la regresión que concluye la sedimentación marina en el área se produce una marcada erosión que en algunos sectores alcanza a desnudar localmente hasta el zócalo pre-andino como ocurre en la ladera suroriental del C° Agua de Los Perros.

Sobre esta superficie se depositan las rocas volcano-sedimentarias del Jurásico superior (Q. Las Matas, Q. Paipotito). En nuestra zona constituyen una franja continua de dirección submeridiana que sigue la ladera oriental de la Sierra San Andrés. Se extiende ampliamente hacia el Sur siendo reconocida hasta la localidad de La Puerta (BORCHERS y VICENTE en prep.)

Se dispone en discordancia variable sobre los sedimentos marinos del Lias-Dogger y en algunos sectores directamente sobre riodacitas del zócalo.

Un buen perfil, representativo se observa en el flanco suroriental del C° 2906 donde en leve discordancia sobre el Caloviano se disponen:

- 50-60 m de volcarenitas de cemento calcareo y brechas volcánicas gruesas; los clastos líticos son andesitas de textura hialopítica a pilotaxítica con abundantes opacos y frecuentes vesículas llenadas con clorita y pumpellita; como clastos minerales abundan los fenocristales de plagioclasas frecuentemente subredondeados junto a numerosos prismas de magnetita, los granos de cuarzo son muy escasos y chicos; el cemento es reducido a un poco de esparita intergranular;
- 100 m de una sucesión de coladas macizas de andesitas amigdaloidales; son andesitas de clinopiroxeno de textura variable de afanítica a porfídica con fenocristales de andesina o labradorita alteradas a sericitita calcita y pumpellita hornblenda cloritizada y abundantes prismas de magnetita; las amígdalas son rellenas de clorita, cuarzo, calcita y pumpellita;
- más de 200 m de andesitas porfídicas (ocoitas) caracterizadas por fenocristales de plagioclasas de gran tamaño (0,6 - 1,5 cm) parcialmente albitizadas y pseudomorfos de clinopiroxeno según opacos, calcita y clorita, en una pasta pilotaxítica de microlitas de plagioclasas y abundante mena de hierro; presentan amígdalas rellenas con cuarzo y clorita.

Sobre esta descansa en discordancia angular la serie volcano-sedimentaria eo-terciaria (Fm. Hornitos).

Si bien en nuestra zona no se puede fijar con precisión la edad mínima de la serie, su evidente correlación con la serie de lavas porfiríticas y amigdaloidales que más al Norte en las secciones occidentales de la Q. Asientos se intercala entre el Caloviano y el Titónico marinos (HARRINGTON 1961, GARCIA 1967), sugiere una edad en esencia málmica.

Hacia el Sur, nuestra serie se conecta directamente con los afloramientos de andesitas y ocoitas del sector de La Puerta (BORCHERS y VICENTE en prep.) que presentan las mismas características petrográficas y posición estratigráfica. Más allá, la correlación se hace sucesivamente con la serie continental del Malm reconocida en el sector de Juntas (lat. 28°S) (JENSEN y VICENTE 1975), la Fm. Picudo del Alto Transito (lat. 29°S) (REUTTER 1974), la Fm. Algarrobal

del Alto Elqui y Limari (lat.30,31° S) (DEDIOS 1967, MPODOZIS et al.1973) y así con la clásica Fm.Río Damas (KLOHN 1960) del Kimmeridge de los Andes de Chile central (lat.32°-35°S).

Esta gran continuidad y extensión areal a lo largo de la cadena revelan la importancia de este episodio volcánico del Malm que acompaña la fase orogénica araucana (CHARRIER y VICENTE 1970).

Esta franja volcánica toma su real dimensión considerando las variaciones de facies W-E que se registran a nuestra latitud (27°S). En efecto, nuestra serie se correlaciona:

- hacia el Oeste claramente con la potente secuencia (más de 800 m) de andesitas porfídicas (ocoitas) y amigdaloidales que constituye el denominado m.C° Fraga de la Sierra homónima (DAVIDSON, GODOY y COVACEVICH 1976) comprendida entre brechas y areniscas rojas que suceden al Bajociano medio marino y la serie marina valanginiana de Puquios; esta secuencia málmica representa la parte superior de la famosa Fm.La Negra de gran extensión y desarrollo hacia el Oeste donde la actividad volcánica prácticamente continua desde el Lias medio traduce el funcionamiento de un tipico arco volcánico andesítico de margen continental ("Arco de La Negra");
- hacia el Este con la notoria serie de areniscas rojas con estratificación cruzada y conglomerados que afloran en la Q.Codocedo cerca del Km.130 del camino internacional; esta serie continental roja, considerada triásica por SEGERSTROM (1967) descansa en efecto hacia el Norte nitidamente y en aparente concordancia sobre el Caloviano marino; esta relación se observa en particular en las nacientes de las Q.Cerro Bravo y Vicuña (HILLEBRANDT 1973; BASSI y CECIONI 1975), y más al Norte en el sector del Portezuelo del Salitre a la latitud de la Ola (26°34' S); la presencia de una delgada intercalación calcareo-dolomítica con niveles algo laminares y ondulitas de típico ambiente mediolitoral en la parte mediana de la serie y el hallazgo por HILLEBRANDT (1973 p. 179) en Q. Vicuña de algunas Pterotrigonia y Buchotrigonia Steinmanni (LISSON) del Cretácico inferior, permiten considerar esta intercalación como el asomo más oriental de la ingresión marina neocomiana a esta latitud; este dato prueba que la parte inferior de la serie roja pertenece indudablemente al Malm; se registra entonces un espectacular cambio de facies entre las Andesitas de San Andrés y las areniscas de Codocedo, cambio que recuerda la oposición entre la Fm.Río Damas y la Fm.Tordillo de la zona central (32° a 35° S) (VICENTE 1972; DAVIDSON y VICENTE 1973).

El sector de San Andrés se sitúa entonces durante el Malm en el borde oriental del "Arco volcánico de La Negra" que gradaba hacia el Este a una cuenca continental de régimen endoréico semi-árido donde se acumulaban los productos de erosión de esta cordillera volcánica.

3- Serie volcano-sedimentaria eo-Terciaria (Fm.Hornitos).

Se dispone en discordancia angular sobre los terrenos anteriores. Presenta gran extensión areal y conforma básicamente dos amplios sinclinalios de ambas partes de la Sierra de San Andrés-Agua Amarga que actúa como horst en compresión:

- el eje del occidental sigue aproximadamente el trazado NNE-SSW de la Q.Cortadera, se sigue hasta La Puerta, su serie esta particular-

mente bien expuesta en la vertiente El Salto de la Q. San Andrés (SEGERSTROM 1967);

- el oriental se desarrolla al Este inmediato de la Vega San Andrés a ambos lados del curso sub-meridiano de la Q. San Andrés y se extiende ampliamente hacia el Este como se observa a lo largo de las Q. Sombrero y Codocedo; limita al Oeste con las riolacitas permo-Triásicas y el Jurásico de la franja oriental (Q. Las Matas) que lo montan mediante un importante accidente inverso (accidente agua de Paipote).

En el sector precisamente de la Q. Las Matas, la serie consta cerca del contacto con el basamento, de tobas soldadas vitroclásticas con fenocristales corroídos de plagioclasa (albita) muy fresca, biotita fina, prismas de magnetita y fragmentos de andesitas afaníticas en una matriz fluidal criptofelsítica de cuarzo, plagioclasa a limonita. Aguas abajo, predominan las andesitas grises o rojas de textura pilotaxítica con fenocristales corroídos de andesina, abundantes prismas de hornblenda verde o parduzca con borde de magnetita, y en menor proporción clinopiroxeno y biotita en una pasta pilotaxítica de microlitas de plagioclasa, manchitas de mena y critofelsita intersticial.

Señalamos que estos afloramientos fueron asignados por BASSI y CECIONI (1975) al Triásico (Paganzo) y supuestamente limitados al Este por falla (Falla de San Andrés) con las "Andesitas discordantes" de la Q. Codocedo.

Las comparaciones de facies petrográficas que hemos realizado a ambos lados de la presunta falla en la Q. El Sombrero nos han convencido que no existe tal contacto y que se trata de la misma serie que por sus características petrográficas como su bajo grado de alteración y sus típicas tobas biotíticas es equivalente de la Fm. Hornitos definida por SEGERSTROM (1959) en la hacienda homónima y de gran extensión areal en toda la "Precordillera" de Copiapo y a la cual refiere igualmente la serie occidental del "Salto" (SEGERSTROM 1967). Esta serie es considerada de edad Terciario inferior (Paleoceno) y se correlaciona con la Fm. Los Lquinos de la provincia de Coquimbo (AGUIRRE y EGERT 1965) y la clásica Fm. Farellones de Chile Central que sella la discordancia larámica (CHARRIER y VICENTE 1970).

4- Tobas y cenizas mio-pliocenas (Fm. San Andrés)

Se observan en ambas vertientes de la Q. San Andrés aguas arriba de Las Matas como "tortas" subhorizontales de unos 50 m de potencia discordantes sobre la Fm. Hornitos.

Su color blanquecino y de alteración anaranjado, así como su disposición, formando remanentes, las hacen claramente distinguible en terreno. Se trata de tobas volcánicas, livianas, porosas, constituidas de cenizas poco consolidadas.

La base de este flujo sella el antiguo perfil de la Q. San Andrés (MORTIMER 1973), quebrada que ya existía como tal y canalizó el flujo proveniente de algún sector del Altiplano.

Existe una datación radiométrica por el método K/Ar (CLARK et al. 1967) de $0 \pm 0,3$ m.a. (Fini mioceno) para una muestra del mismo flujo tomada a 30 Km aguas arriba de la confluencia de la Q. San Andrés con la Q. Paipote, en su vertiente norte.

CLARK (1967) propuso designar a este flujo como Fm. San Andrés y lo correlacionó con los depósitos de la Fm. Negro Francisco de SEGERSTROM (1968) que a su vez recuerda la "Formación Liparítica" (BRUGGEN 1950) o "Alto de Pica" (GALLI 1957) del Altiplano del Norte de Chile con características petrográficas y rangos de edad parecidas (RUTLAND et al. 1965).

5- Intrusivos andinos

Son en el área cuerpos de moderada a pequeña magnitud (< 4 Km) y de 2 tipos, andesíticos y tonalíticos.

a. Pórfido tonalítico de Paipotito (fig.2)

Aflora en la vertiente oriental de la Q. Paipotito como pequeño stock de unos 3 Km² que intuye el Jurásico marino (Fm. Lautaro) y volcánico (Fm. La Negra). Provoca una recristalización de los niveles calcareos y algo de mineralización de fierro en los estratos volcánicos. Presenta un color blanco parduzco que puede ser confundido con el de los sedimentos marinos. Se trata de un pórfido tonalítico, de grano muy fino con grandes fenocristales eu-hedrales de plagioclasa sericitizada y granulos de mena de fierro en una pasta microgranítica de cuarzo y plagioclasa sericitizada acompañados por clorita y biotita deutericas.

La edad de este cuerpo no se puede establecer con exactitud, puesto que en base a sus relaciones estratigráficas solo podemos afirmar que es post-Malm, por cuanto no se conoce su relación con la Fm. Hornitos. Sin embargo, tomando en cuenta la clara zonación cronológica de los granitoides andinos, progresivamente más jóvenes hacia el Este, que se manifiesta a esta latitud (McNUTT et al. 1975), nuestro intrusivo pertenecería a la franja plutónica de edad fini-Eoceno a eo-oligoceno de esos autores.

b. Pórfidos andesíticos

Corresponden a pequeños stocks, diques y filones manto que se concentran principalmente en la vertiente sur de la Q. San Andrés donde intruyen a la franja jurásica central perturbando la estratificación y las estructuras. En algunos sectores (ladera C° 2790) hasta se observan jirones de cornizas calcareníticas dentro de las masas intrusivas.

Se trata de andesitas gris verdoso claro con alteración más oscura, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa albitizada y sericitizada, pseudomorfos de anfibola según clorita y magnetita en una pasta pilotaxítica compuesta de microlitas de plagioclasa con criptofelsita intersticial fuertemente clorítica y manchitas de menas.

No existen antecedentes en la zona para fijar una edad precisa a estos cuerpos. Por ser muy similares a los intrusivos andesíticos reconocidos en el sector de "Juntas" (JENSEN y VICENTE 1975) que cortan hasta la Fm. Hornitos pero son plegados junto con ella y las series jurásicas al fin del Mioceno (Fase Quechua), les asignamos una edad en esencia miocena. Este periodo parece en efecto haber correspondido a una importante fase de hipovolcanismo andesítico si recordamos los resultados de recientes dataciones de sills y lacolitos andesíticos de Chile central (VERGARA y MUNIZAGA 1974; DRAKE, VERGARA y CURTIS 1976).

TECTONICA

La relativa complejidad estructural de la zona resulta básicamente de la superposición de 2 fases principales de plegamientos (pre-y post-Hornitos) sobre un material de contrastantes competencias. 5 unidades estructurales fundamentales son así fácilmente diferenciables en base al estilo tectónico propio que las caracteriza. Mientras que en el demostrativo estilo de revestimiento que presenta la zona juegan un papel básico los accidentes del zocalo en inducir claramente las deformaciones de la cobertura andina.

1- Unidades estructurales fundamentales

a. Zocalo de rio-dacitas permo-triasicas

Muestra un típico estilo de fondo en compresión que determina una estructura en "escalón" ("marches d'escalier") que baja sucesivamente ha-

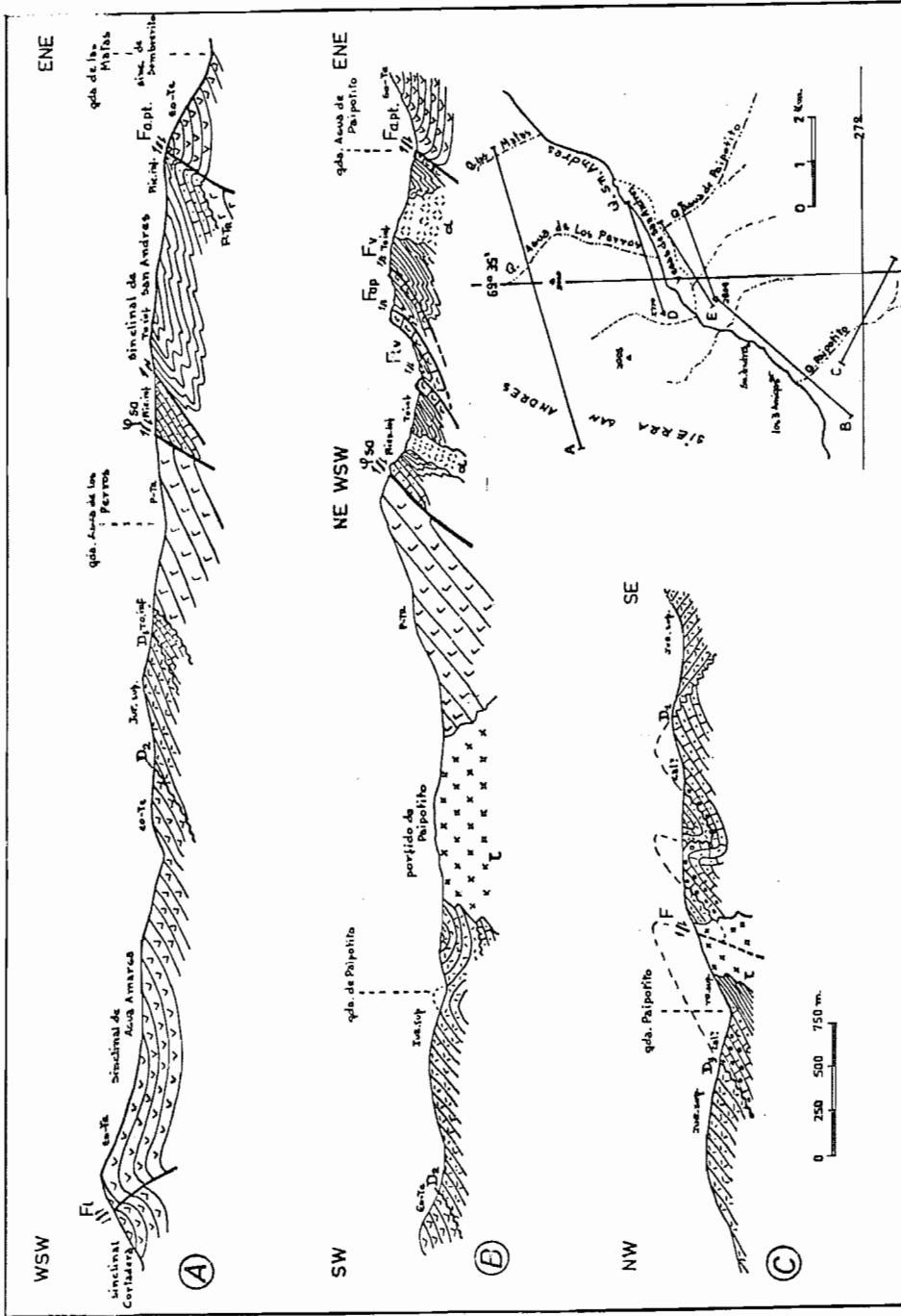


Fig. 4

Perfiles tectónicos generales.

cia el Este. 3 gradas principales se reconocen en el area que dan destacadas escamas de zócalo limitadas por otro tanto importantes accidentes inversos buzando hacia el Oeste. Se trata respectivamente de la más elevada a la más baja, del (Fig.2 y 4):

- Cordon de la Sierra de San Andrés, marcado por las C° 2864,2770 y 2843, que cabalga el Jurásico marino de la franja central;
- Cordon de la Vertiente que aparece solo hacia el Norte de las Vegas cortado por el curso inferior de la Q. Agua de Los Perros y cabalga el Jurásico marino de la franja oriental;
- Cordon de Agua de Paipotito que forma la ribera Oeste de esta quebrada y se adelgaza progresivamente hacia el Norte desapareciendo a la latitud de Las Matas, y cabalga nitidamente las volcanitas de la Fm. Hornitos.

Aunque el fuerte diaclasamiento de la roca impide una apreciación cabal de la estructura general del zócalo, esta claro que esta no se limita al puro fallamiento inverso y que las volcanitas permo-triásicas de hecho esbozan anticlinales disimétricos de fondo bien evidenciados por la combadura que afecta el Jurásico marino sobre el flanco occidental de cada uno.

b. Cobertura marina jurásica

Presenta un característico estilo de revestimiento claramente inducido por las deformaciones del zócalo y básicamente lo moldea adaptándose plásticamente a él.

Este estilo es particularmente manifiesto para las franjas occidentales (Paipotito) y oriental (Las Matas) que presentan una actitud monoclinal de 30-40° al Oeste sin deformación notoria. A penas si se observa un leve arrastre de las capas lutíticas toarcianas en la franja oriental el contacto con la falla inversa de la Vertiente y un pliegue en rodilla en la Q. Las Matas por el cabalgamiento sobre el Terciario inferior.

Por el contrario, la franja central (San Andrés) aparece intensamente tectonizada a consecuencia de la amplitud del cabalgamiento de San Andrés que llevó al espectacular volcamiento de la serie generando un notorio sinclinal acostado (sinclinal de San Andrés) cuyo corazón lutítico fuertemente pellizcado, muestra un llamativo repliegue disharmónico.

Se destacan también los numerosos planos de cizallas que despedazan las cornizas calcareníticas y sobre todo, como resultado del empuje y translación de la cobertura hacia el Este sobre el basamento desgastado, la aparente cepilladura basal ("rabotage basal") que pone las lutitas toarcianas directamente en contacto con el zócalo, a consecuencia de la eliminación de los niveles arenosos pliensbachiano. De hecho, este fenómeno hace intervenir obligatoriamente un despegue relativo de los niveles de lutitas y una probable fase previa de erosión, de modo que aparece más bien como un ejemplo morfo-tectónico en el cual el despegue de las lutitas y su movimiento tangencial por eyección del corazón del sinclinal sobre las riolitas permo-triásicas fue ayudado por la erosión pre-tectónica de su cobertura (cabalgamiento epiglíptico).

Otro hecho que subraya la independencia de comportamiento de las incompetentes lutitas con respecto a las areniscas basales pliensbachianas es el accidente que se observa al Sur de la Vega, en la ladera nororiental del C° 2864 que trunca oblicuamente las cornizas basales y las empuja directamente sobre el corazón lutítico.

Recordamos por fin las importantes perturbaciones que sufre la serie a consecuencia de los intrusivos andesíticos que aparecen en la vertiente Sur de San Andrés y el enderezamiento de las capas que produce el pórvido tonalítico de Paipotito.

c. Cobertura volcánica málmica

Aunque levemente discordante sobre el Jurásico marino y bastante competente parece amoldearse básicamente el plegamiento de la serie marina con la amortiguación inherente a su competencia y su posición estructural más elevada.

Esto es particularmente claro en el curso superior de la Q. Paipotito donde la serie volcánica muestra un plegamiento relativamente angosto de unos 400 a 500 m de $\lambda/2$ con, en especial, un llamativo sinclinal volcado hacia el Este (fig.4 c) que se superpone prácticamente a uno de Caloviano.

También el accidente de San Andrés parece haber afectado la serie como lo evidencia el mismo perfil de Paipotito (fig.4 c) haciendo abstracción del pórvido intrusivo.

Se deduce que fundamentalmente el Jurásico volcánico ha sufrido las mismas fases tectónicas que el marino e indirectamente que la discordancia que separa ambos no marca una tectogenésis apreciable en el área, a excepción de una fuerte erosión.

d. Losa volcánica tardiandina (eo-terciaria)

Representada por las volcanitas discordantes de la Fm. Hornitos, muestra un típico estilo eyectivo ("éjectif") de amplios sinclinales separados por angostos anticlinales.

El más característico, bien visible en las fotos aéreas por los niveles de tobas claras que subrayan su estructura es el sinclinal colgado de Agua Amarga (BASSI y CECIONI 1975) que apoya su borde oriental sobre el Jurásico de San Andrés, es relativamente simétrico con buzamiento de 30-40° y posee un ancho de 1200-1500 m. Limita y monta hacia el Oeste el amplio sinclinal Cortadera mediante la falla inversa de Lindero (fig.2).

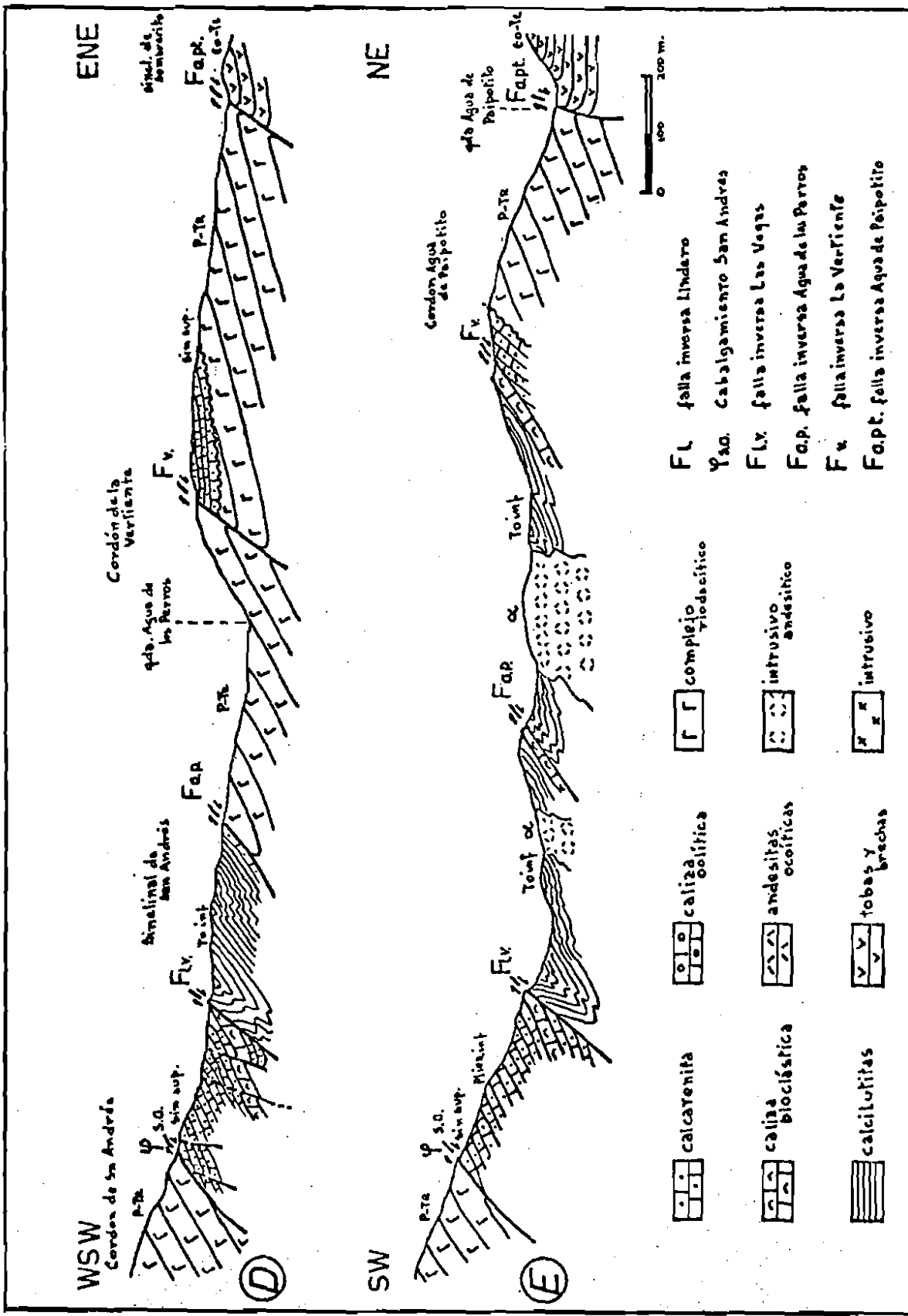
El otro importante es el sinclinal del Sombrerito que se desarrolla extensamente al Este del accidente de la Q. Agua de Paipotito, y que precisamente está muy bien expuesto a lo largo de la Q. El Sombrerito, como también por la de Codocedo. Es netamente disimétrico con el desarrollo exclusivo del flanco oriental que da un monoclinal suave hacia el Oeste de no más de 10° de inclinación. Mientras que su flanco occidental se limita a un corto pliegue o "gancho" de arrastre a consecuencia de la falla inversa.

En resumen, como rasgo mayor uno recordara los 2 grandes sinclinales de Cortadera y Sombrerito que cercan el horst o pilar en compresión de la Sierra San Andrés con su pequeño sinclinal colgado de Agua Amarga.

Se destaca también la notoria diferencia de estilo que distingue esta losa de la cobertura jurásica subyacente.

e. Torta neoandina

Corresponde a los diversos remanentes de tobas de la Fm. San Andrés, que aparecen subhorizontales, prácticamente sin deformación. Su estilo tabular contrasta entonces fuertemente con las de las unidades anteriores que sella y demuestra que la zona no sufrió movimientos importantes con posterioridad a 9 m. a. a excepción de algún fallamiento normal.



Perfiles detallados a ambos lados de Las Vegas de San Andrés. Fig. 5

2. Principales accidentes

a. Cabalgamiento de San Andrés

Es el accidente más importante del área del punto de vista de la tectónica tangencial. Es el responsable del espectacular volcamiento hacia el Este del Jurásico del sinclinal de San Andrés y de su notable cabalgamiento por el basamento permo-triásico de la Sierra San Andrés. Su amplitud al nivel de las Vegas donde su traza da un demostrativo V es de por lo menos 1/2 Km visible, pero muy probablemente alcanza el kilómetro a juzgar por sus efectos. Se sigue hacia el Norte en forma continua hasta casi las nacientes de la Q. Las Matas donde desaparece debajo de la discordancia de la Fm. Hornitos, mientras que hacia el Sur, después de una interrupción por el intrusivo de Paipotito, reaparece en el curso medio de esta quebrada pero se amortigua progresivamente en el Jurásico superior volcánico (fig.2).

Produjo una fuerte compresión y arrastre del Jurásico marino que se tradujo por una verdadera expulsión de la secuencia lutítica toarciana de la parte más angosta pellizcada del sinclinal con el consiguiente encarrujamiento disharmónico (fig.4b y 5; foto 2). Llevan testimonio de la intensidad del proceso, tanto los numerosos fósiles (Ammonites, Rhynchonellas, Spiriferinas y Terebratulinas) deformados en las lutitas, cuya fábrica señala una compresión en dirección básicamente W-E (LETELLIER 1972), como el desarrollo de un leve clivaje local. Como consecuencia indirecta de este cabalgamiento está entonces la "cepilladura basal" de Agua de Los Perros, que hace descansar tectónicamente las lutitas directamente sobre el basamento (Fig.5 d).

Otro efecto, más bien ligado al arrastre es el cizallamiento de las cornizas de calcarenitas (Fig.5 b, Foto 3), producido por pequeños planos inversos cuyos espejos presentan estrias bien marcadas. Entre ellos destaca el accidente secundario de Las Vegas particularmente bien visible en la ribera sur de las Vegas que trunca la secuencia arenosa pliensbachiana y la cabalga sobre las calcilutitas toarcianas. (Fig.5 e; Foto 1).

b. Falla inversa de La Vertiente

Constituye un accidente muy didáctico que se observa muy bien en la ribera norte de la Q. San Andrés inmediatamente aguas arriba de la confluencia con la Q. Agua de Los Perros (Foto 4).

Su plano con una inclinación de 35° hacia el Este, corta en forma muy tajante el basamento permo-triásico provocando el cabalgamiento del bloque occidental sobre una delgada franja del tegumento liásico conservada sobre el bloque oriental. Se trata de la ilustración más clara del estilo de revestimiento que rige en el área. La traza misma del accidente al nivel del valle está señalada por la vital y conocida "Vertiente de Agua de Los Perros" que surge al lado inmediato del camino internacional (fig.5d).

Este accidente se sigue hacia el Norte con un rumbo SW-NE unos 3 Km antes de ser cortado por el accidente Agua de Paipotito.

Se reconoce en la ribera sur de la Q. San Andrés donde provoca la repetición de la corniza calcarenítica pliensbachiana y parte de la secuencia toarciana. A este nivel ya no aparece el basamento por hundimiento general de las estructuras hacia el Sur. Notamos que es según este plano que se encajó el pórfido andesítico que intruyó a los sedimentos marinos.

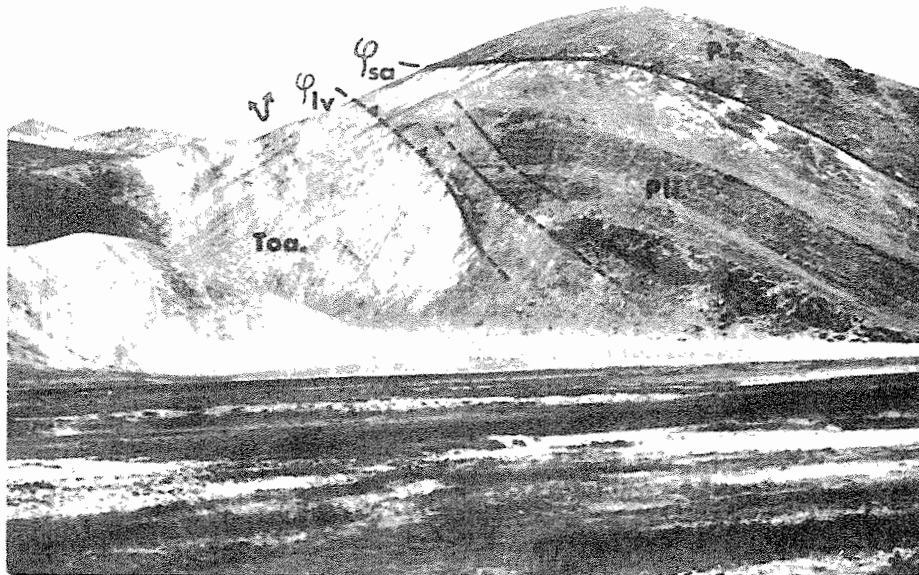


Foto n°1- Vista general hacia el Sur del Cabalgamiento de San Andrés (ϕ s.a.) y de su satélite de Las Vegas (ϕ l.v.). (Ribera sur de Las Vegas San Andrés).
 P-T.:Riolitas permo-triasicas;Pli.:Pliensbachiano arenoso; Cal.:corniza calcarenítica con Gryphaea; Toa.: calcilutitas toarcianas.



Foto n°2- Detalle del mesoplegamiento disharmonico de las calcilutitas toarcianas. (Ribera sur de Las Vegas San Andrés, detalle de la porción izquierda de la foto anterior).

c. Accidente inverso de la Q. Agua de Paipotito

Tiene gran significado orográfico, puesto que de hecho limita al borde oriental del cordón o pilar de San Andrés - Agua Amarga y marca un salto de cerca de 1.000 m tomando la base de la Fm. Hornitos como referencia. Además presenta una gran continuidad axial, siguiéndose por más de 20 Km entre las Nacientes de la Q. Agua Paipotito y más allá de la Q. del Ferrocarril, con evidencia de que se prolonga mucho más al pie oriental de la Sierra Agua Amarga.

En su tramo sur, es decir a lo largo de la ribera oeste del curso inferior de la Q. Agua de Paipotito y a ambos lados de la Q. San Andrés, monta una angosta franja de riolitas permo-triásicas sobre las tobas y volcánicas eo-terciarias (Fm. Hornitos) del sinclinal El Sombrero (Fig. 5d y 5e). Señalamos sin embargo, las dificultades de observación en este tramo por los acarrees.

En su tramo norte, si bien es el Jurásico marino que cabalga directamente la Fm. Hornitos mediante un pliegue en rodilla característico (Fig. 4a), el basamento es siempre presente en el corazón recordando así como al nivel de la Q. de Las Matas, que fundamentalmente se trata de un accidente inverso del zócalo que induce deformaciones en una cobertura de comportamiento pasivo.

. Cronología tectónica

Con los antecedentes estratigráficos y tectónicos disponibles en el área, es relativamente simple puesto que se ciñe a distinguir dos familias esenciales de accidentes:

- los pre-Hornitos, de componente fuertemente tangencial cuyos elementos más destacados son el cabalgamiento de San Andrés junto con sus accidentes satélites de Las Vegas y Agua de Los Perros, y la falla inversa de La Vertiente; hemos señalado que el cabalgamiento de San Andrés desaparece debajo de la discordancia de Hornitos cerca de la Q. de Las Matas (Fig. 2); por la intensidad de la deformación su estilo y analogía con zonas de similar posición geotectónica, nos inclinamos a atribuir esta familia de accidentes dentro del clásico calendario tectónico andino (CHARRIER y VICENTE 1970), a la fase meso-cretácica (VICENTE et al. 1973) que es de lejos la más significativa para la tectogenésis tangencial con su notoria polaridad hacia el Este;

- los post-Hornitos, de componente básicamente vertical (orográfica); corresponden a los accidentes inversos que limitan e individualizan como pilar en compresión el cordón de San Andrés-Agua Amarga, a saber el de la Q. Agua de Paipotito por el oriente que corta claramente la falla de La Vertiente (Fig. 2), y el de Linderos por el poniente que marca el contacto entre el sinclinal colgado de Agua Amarga y el de Cortadera; este par de accidentes debe considerarse pre-Fm. San Andrés, es decir pre-9 m. a. y referirse a la fase Quechua del fin del Mioceno (o fase Pontiana); es en efecto muy característico el estilo de esta fase con sus pliegues de fondo en compresión e importantes accidentes inversos sin polaridad definida que afectan preferencialmente las zonas externas y el antepaís a lo largo de toda la cadena (AUBOUIN et al. 1973) y con su papel morfológico mayor responsable de lo esencial de los volúmenes montañosos (fase orográfica de VICENTE 1972); de hecho señalamos que el pilar de San Andrés no es aislado puesto que a esta latitud inmediatamente al Oeste aparece el de la Sierra Fraga (GODOY y DAVIDSON 1976), y al Este el del C° Codocedo y de la Cordille-

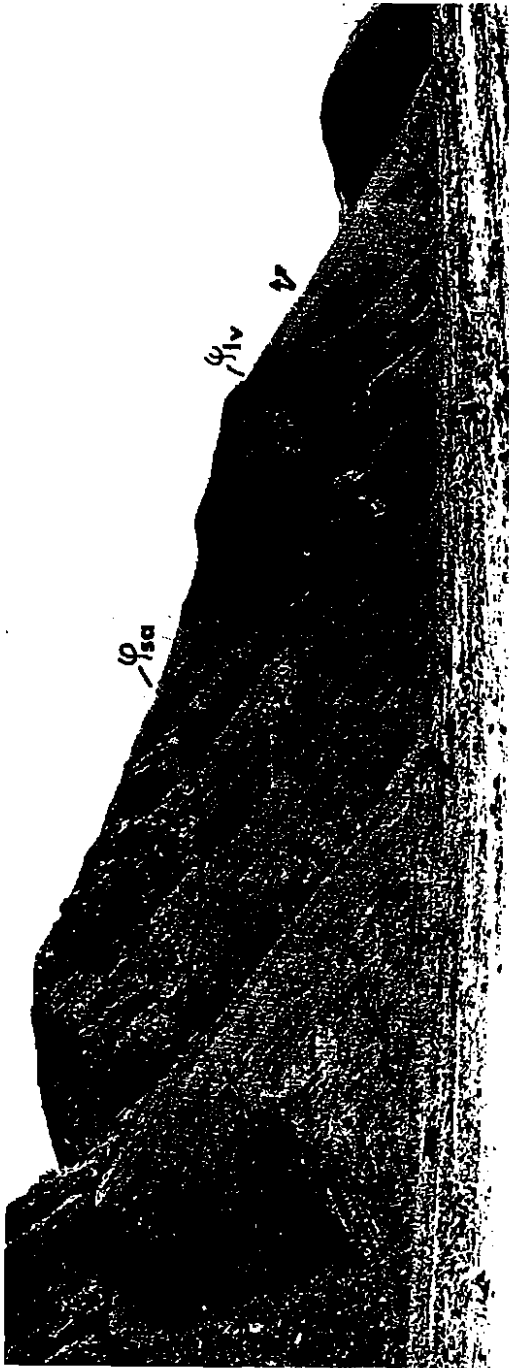


Foto n°3- Panorama sobre el sinclinal volcado de San Andrés (Vista de la ribera norte de Las Vegas).

s.a. cabalgamiento de San Andrés; P-T.:Riolitas permo-triasicas; Sin.:Sinemuriano superior; Pli.:Pliensbachiano (ar.areniscas, ca.calcarenititas); Toa.:Toarciano, calcilititas; Fl.v. falla inversa de Las Vegas

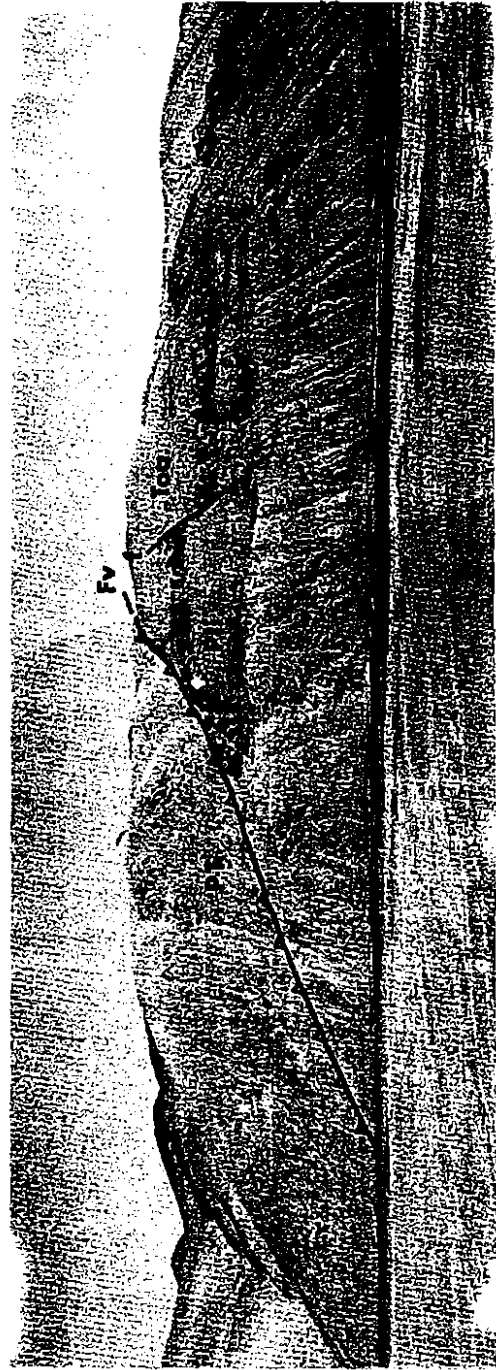


Foto n°4- Vista panoramica de la falla inversa de La Vertiente. (Vista de la ribera norte de Las Vegas desde el cono de la Q.Agua de Palpotito).

P-T.:Riolitas permo-triasicas (zocalo); Pli.:Pliensbachiano; Toa.:Toarciano, f.v. falla inversa de La Vertiente; f.: falla directa.

ra Claudio Gay para la vertiente chilena, mientras basta recordar el clásico estilo en "Furchen" y "Keile" de la Puna argentina (SCHWAB 1970); por fin mencionamos que con un marco estratigráfico más preciso como en esta última región o el sector de Las Juntas (JENSEN y VICENTE 1975), es posible dividir la fase Quechua en dos sub-fase (fini-mioceno e intra-plioceno), en este sentido nuestros accidentes son más bien de la primera.

Además se reconoce un discreto fallamiento normal que recorta y desplaza localmente algunas de estas estructuras (Fig.2, Foto 4), que referimos a las distensiones plio-cuaternarias pero son muy subordinadas en el área.

CONCLUSION

El sector de San Andrés se caracteriza por su típico estilo tectónico de revestimiento que se resume básicamente en una serie de escamas de zócalo permotriásico que cabalgan fuertemente hacia el Este unas angostas franjas de Jurásico y que son fundamentalmente el resultado de la fase mesocretácica (subhercínica). A este sistema se superpone una no menos llamativa estructura general de pilar en compresión de edad fini-miocena (fase quechua). Hay que destacar la particular nitidez de los accidentes inversos del zócalo que controlan ambas estructuras.

Por sus características tanto estructurales como estratigráficas y paleogeográficas el área pertenece claramente a las zonas externas de la cadena andina.

Más precisamente durante la sedimentación marina del Jurásico (Fm. Lautaro), la zona marca el borde occidental de la cuenca externa (miolimar) y la transición al arco volcánico de margen continental (arco andesítico de La Negra) que la limitaba hacia el Oeste y constituía la parte esencial de la zona interna (eulimar). Esto queda claramente evidenciado por las intercalaciones de tobas que aparecen en el Caloviano y el volcanismo del Malm.

En este sentido, el sector de San Andrés constituye un valioso jalón en la extensión y precisión de la organización geolimar hacia el Norte.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE L. y EGERT E. 1965- Cuadrángulo Quebrada Marquesa. Provincia de Coquimbo. Inst. Inv. Geol. Chile. Carta N°15,65 p., 1 mapa 1:50.000. Santiago
- AUBOUIN J., BORRELLO A.V., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R., y VICENTE J.C. 1973. Esquisse paleogéographique et structurale des Andes Méridionales. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn. Masson ed. vol.15 (1-2), p.11-72, 12 fig., 11 fotos, 1 mapa. Paris.
- BASSI H. y CECIONI G. 1975- Prospecciones estratégica de la región Agua Amarga y táctica del distrito San Andrés. Dep. Geol. Univ. de Chile. publ. N°45, 26 p., 5 fig., 2 mapas-Santiago.
- BRUGGEN J. 1950-Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geogr. Militar de Chile. 365 p., 98 fig. 6 fotos, 1 mapa. Santiago.
- BURMEISTER H. 1864- Der San Francisco-pass über die Cordillera. Dr. A. Petermann's Mitteilungen aus Justus Perthes' Geogr. Anstalt p.86-91.
- 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. Assoc. Geol. Arg. t.26 (1), p.71-83, 2 fig., 1 cuadro. Buenos Aires.

- CECIONI G. 1970- Esquema de Paleogeografía chilena. Ed. Universitaria s.a. 144p. 9 fig. Santiago.
- 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. Intern. Upper Mantle Project. Vol. 2, p. 451-470, 3 fig. Buenos Aires (1972).
- CLARK A., MAYER C.J., MORTIMER C., SILLITOE D. y CROKE 1967- Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama desert, Chile-Nature 215, p. 723-724. Londres.
- DAVIDSON J. y VICENTE J.C. 1973- Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal 35° a 35°15' de latitud Sur). Actas V° Congreso Geol. Arg. Carlos Paz. 1972, Vol. 5, p. 11-55, 8 fig. Buenos Aires.
- DAVIDSON J., GODOY E., y COVACEVICH V. 1976- EL Bajociano marino de Sierra Minilla y Sierra Fraga (Provincia de Atacama-Chile): edad y marco geotectónico de la Fm. La Negra en esta latitud (26-27° S). 1er Congr. Geol. Chileno. Depart. de Geol. Univ. de Chile. Santiago.
- DEDIOS P. 1967- Geología del cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo- Inst. Inv. Geol. Chile. Carta N°16, 85 p., 7 cuadros, 1 mapa 1:50.000-Santiago.
- DRAKE R., VERGARA M. y CURTIS G. 1976- Potassium-Argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes- Lat. 33°S. Geol. Soc. Amer. Bull. (en prensa).
- GALLI C. 1957- Las Formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapaca- Minerale N°56, Santiago.
- GARCIA F. 1967- Geología del Norte Grande de Chile. Simp. sobre el Geosinclinal Andino (1962). 138 p., 26 fig., 5 lam. Santiago.
- GODOY E. y DAVIDSON J. 1976- Pilares tectónicos en compresión de edad mioceno superior en Los Andes del Norte de Chile (22°-30° lat. Sur). 1er Congr. Geol. Chileno. Depart. de Geol. Univ. de Chile. Santiago.
- HARRINGTON H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces, Northern Chile. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 45 (2), p. 169-187, 6 fig. Tulsa.
- HILLEBRANDT A. 1970- Zur Biostratigraphie und Ammoniten-Fauna des Sudamerikanischen Jura (insbes. Chile). Neues Jahrb. Geol. Paläont., Abh 136, p. 166-211, 3 fig. 2 tabl. Stuttgart.
- HILLEBRANDT A. 1972- Sobre la bioestratigrafía y fauna de Ammonites del Jurásico de América del Sur (especialmente de Chile). Depart. de Geol. Univ. de Chile, Publ. N°39, 50 p. 3 fig., 2 cuadros. Santiago.
- HILLEBRANDT A. 1973- Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. Munster Forsch. Geol. Paläont. Vol. 31/32, p. 167-199, 4 fig., 1 cuadro-Münster.
- JENSEN O. y VICENTE J.C. 1975. Estudio geológico del área de "Las Juntas" del río Copiapó (Provincia de Atacama- Chile). VI Congr. Geol. Arg. Bahía Blanca (en prensa).
- JENSEN O., VICENTE J.C., DAVIDSON J. y GODOY E. 1976- Etapas de la evolución marina jurásica de la cuenca andina externa (miocénica) entre los paralelos 26° y 29° 30'S. 1er Congr. Chileno. Depart. de Geol. Univ. de Chile. Santiago.
- KLOHN C. 1960- Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N°8, 95 p., 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- KUBANEK F. y ZEIL W. 1971- Beitrag zur Kenntnis der Cordillera Claudio Gay (Nord Chile) Geol. Rundschau. Vol. 60, p. 1009-1024, 14 fig. Stuttgart.
- LETELLIER M. 1972- Informe preliminar sobre el área de La Vega de San Andrés (Provincia de Atacama). Depart. de Geol. Univ. de Chile. Curso proyecto I- Santiago.
- McNUTT R., CROCKETT J., CLARK A., CAELLES J., HAYNES S., FARRAR E. y ZENTILLI M. 1974- Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° South. Earth and Plan. Sc. Lett., Vol. 27, p. 305-313, 3 fig., 1 tabl. Amsterdam.

- MORTIMER C. 1973- The cenozoic history of the southern Atacama desert. Journ. Soc. Lond. Vol. 129, p. 505-526, 6 fig. Londres.
- MPODOZIS A., RIVANO S. y VICENTE J.C. 1973- Resultados preliminares del estudio geológico de la Alta Cordillera de Ovalle entre los rios Grande y Los Molles (Prov. de Coquimbo, Chile) V° Congr. Geol. Arg. Carlos Paz-1972, tomo 4, p. 117-132, 3 fig. Buenos Aires.
- REUTTER K. 1974- Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. Vol. 146 (2), p. 153-178, 6 fig. Stuttgart.
- ROLLERI E.O. y CRIADO ROQUE P. 1969- Geología de la Provincia de Mendoza. IVas Jorn. Geol. Arg. Mendoza, Vol. 2, p. 1-60, 13 fig. Buenos Aires.
- RUTLAND R.W., GUEST J.E. y GRASTY R.L. 1965- Isotopic ages and Andean uplift. Nature, vol. 208 (5011), p. 677-678.
- SAN ROMAN F. 1911- Estudios jeolojicos i mineralojicos del Desierto i Cordillera de Atacama. Soc. Nac. de Minería, Vol. 2, 405 p. Santiago.
- SCHWAB K. 1970- Ein Beitrag zur jungen Bruchtektonik der argentinischen Puna und ihr Verhaltnis zu den angrenzenden Andensbachnitten. Geol. Rundschau, vol 59 (3), p. 1064-1087, 5 fig., 1 pl. Stuttgart.
- SEGERSTROM K. 1959- Cuadrangulo Los Loros , provincia de Atacama. Inst. Inv. Geol. Chile Vol. 1 (1), 33 p., 2 fig., 1 mapa 1:50.000; Santiago.
- SEGERSTROM K. 1967- Mapa geológico de una franja transversal de la provincia de Atacama y guía geológica referido al camino carretero. Rev. Minerales N°96-97, p. 57-72, 6 fig. Santiago.
- SEGERSTROM K. 1968- Geología de las hojas Copiapó y Ojos del Salado, provincia de Atacama. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N°24, 58 p., 2 fig. 3 cuadros, 1 mapa. 1:250.000- Santiago.
- VERGARA M. y MUNIZAGA F. 1974- Age and Evolution of the Upper Cenozoic Andesitic volcanism in Central-South Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 85 (4) p. 603-606, 2 fig., Boulder.
- VICENTE J.C. 1972- Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. 24 Congr. Geol. Intern. Montreal Vol. 3, p. 423-436, 3 fig.
- VICENTE J.C., CHARRIER R., DAVIDSON J., MPODOZIS A. y RIVANO S. 1973- La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. V° Congr. Geol. Arg. Carlos Paz, tomo V, p. 81-98, 1 fig., 3 fotos. Buenos Aires.