

EL PALEOZOICO DE SIERRA DE ALMEIDA, AL OESTE DE MONTURAQUI, ALTA CORDILLERA DE ANTOFAGASTA, CHILE

JOHN DAVIDSON
CONSTANTINO MPODOZIS
SERGIO RIVANO

Univ. Chile, Depto. Geol. Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

El Paleozoico de la Sierra de Almeida está representado por sedimentitas marinas del Devónico (?) que transgreden sobre granitoides eopaleozoicos (468 ± 100 m.a. Rb/Sr, 487 ± 50 m.a. Pb/ α), volcanitas del Pérmico y/o Triásico, que las cubren en forma discordante, y granitoides asociados a estas últimas. Las sedimentitas, probablemente devónicas, presentan una facies muy homogénea de areniscas ricas en cuarzo, con espesores que sobrepasan los 1.500 m. Tanto la presencia de *Zoophycus* y trazas de organismos bentónicos sedimentófagos, estratificación cruzada de bajo ángulo y figuras de carga, como el aumento de la granulometría hacia la parte superior de la serie, permite suponer, para estas sedimentitas litorales, provenientes de sedimentos detríticos reciclados, un ambiente de depositación de prodelta progradante de aguas someras. Sobreyaciendo en discordancia erosiva a las sedimentitas anteriores, aparecen hasta 2.500 m de riolitas, dacitas, andesitas y pórfidos riolíticos macizos (sierra San Juan). En el faldeo suroeste de Sierra de Almeida (Quebrada Pajonales), estas volcanitas están cubiertas por lavas básicas, areniscas, rocas piroclásticas e intercalaciones calcáreas lacustres, con flora y ostrácodos dulceacuícolas del Triásico-Jurásico.

Las granodioritas y granitos hipersolvus, eopaleozoicos, representan un episodio magmático ligado a la fase deformativa Oclóyica (límite Ordovícico-Silúrico), de amplio desarrollo en el noroeste argentino. Los granitoides del Paleozoico superior, así como las volcanitas ácidas asociadas a ellos, forman parte de un cinturón magmático, que se extiende desde el centro de Argentina hasta la cordillera oriental peruana. La similitud entre las unidades del Paleozoico inferior con aquéllas expuestas en la Puna Argentina, así como la que se presenta entre las rocas magnéticas del Paleozoico superior y las que constituyen gran parte de la Cordillera de Domeyko, sugieren que la Sierra de Almeida corresponde a una zona de transición entre ambos dominios geológicos mayores.

ABSTRACT

A 1,500 m. thick recycled quartz arenite Devonian (?) sequence which lies transgressive over Lower Paleozoic (468 ± 100 m.y. Rb/Sr and 485 ± 50 m.y. Pb/ α) granitoids, crops out at Sierra de Almeida ($68^{\circ}30' W$ - $24^{\circ}15' S$), being unconformably covered by more than 2,500 m Permian to Lower Triassic massive and stratified acidic lavas, associated with coarser grained probably consanguineous granitoids.

The sandstones were deposited in a shallow prodeltaic prograding environment characterized by sediment feeders bioturbation (*Zoophycus* trails) as well as by low angle cross-bedding and upward coarsening and thickening of the sequence. On the southwest slopes of Sierra de Almeida (Quebrada Pajonales) the above described Paleozoic rock units are overlain by Triassic-Jurassic lacustrine flora and ostracoda bearing sandstones and pyroclastic rocks. Granodiorites and hipersolvus granites of Lower Paleozoic age are related to the Oclóyic deformation event (Ordovician-Silurian boundary), widely developed in northwestern Argentina. Upper Paleozoic Lower Triassic granitoids, associated with significant volumes of acidic volcanics, belong to the huge Upper Paleozoic-Lower Triassic magmatic belt, extending continuously for near 4,000 km from Central Argentina to Perú. Paleozoic units cropping out in Sierra de Almeida have strong affinities with the Argentine Puna geologic province rocks and the Upper Paleozoic magmatic units are quite similar to those exposed in the core of Cordillera Domeyko, to the west. Sierra de Almeida would thus represent a transitional zone between both major geologic domains.

INTRODUCCION

Durante el mes de junio de 1980, los autores tuvieron la oportunidad de estudiar la geología de un sector de la Cordillera Andina de Antofagasta, en las cercanías de la estación Monturaqui, del Ferrocarril Antofagasta-Salta (Fig.1).

Allí aflora una extensa corrida meridiana de rocas sedimentarias y magmáticas paleozoicas que conforman parte de la sierra de Almeida, importante elemento orográfico, que se extiende por más de 100 km en el Altiplano desde el extremo meridional del Salar de Atacama ($23^{\circ} 45' S$) hasta el volcán Llullaillaco ($24^{\circ} 45' S$).

Esta es una zona cuya geología es aún poco conocida. Las primeras referencias geológicas del área de Monturaqui corresponden a un mapa inédito de Biese (1948) y algunas notas de Harrington (1961) acerca de la geología del flanco oriental de la sierra de Almeida (Quebrada Guanaqueros). Con posterioridad, Cecioni y Frutos (1975) señalaron la presencia de "Paleozoico inferior marino" en

Quebrada Zorritas, faldeos del volcán Llullaillaco, mientras que Halpern (1978) indica una edad Rb/Sr copaleozoica para granitoides que afloran inmediatamente al oeste de Monturaqui, corroborando edades Pb/ α similares, informadas por el Instituto de Investigaciones Geológicas (I.I.G., 1972). Estos trabajos que, con carácter de reconocimiento, indicaban la presencia de rocas sedimentarias y magmáticas que estarían entre las más antiguas conocidas en la Cordillera del norte de Chile, motivaron a los autores del presente trabajo a estudiar en detalle la región, como parte de un programa mayor de investigación sobre la paleogeografía y tectónica del Paleozoico nortino de la Cordillera andina de Atacama y Antofagasta.

En el sector de Monturaqui, la sierra de Almeida aparece como un cordón montañoso de dirección norte-sur, de 25 km de ancho promedio, cuyas alturas máximas (4.472 m, Cerro Vizcacha; 4.392 m, Cerro Hidalgo) sobresalen más de 1.000

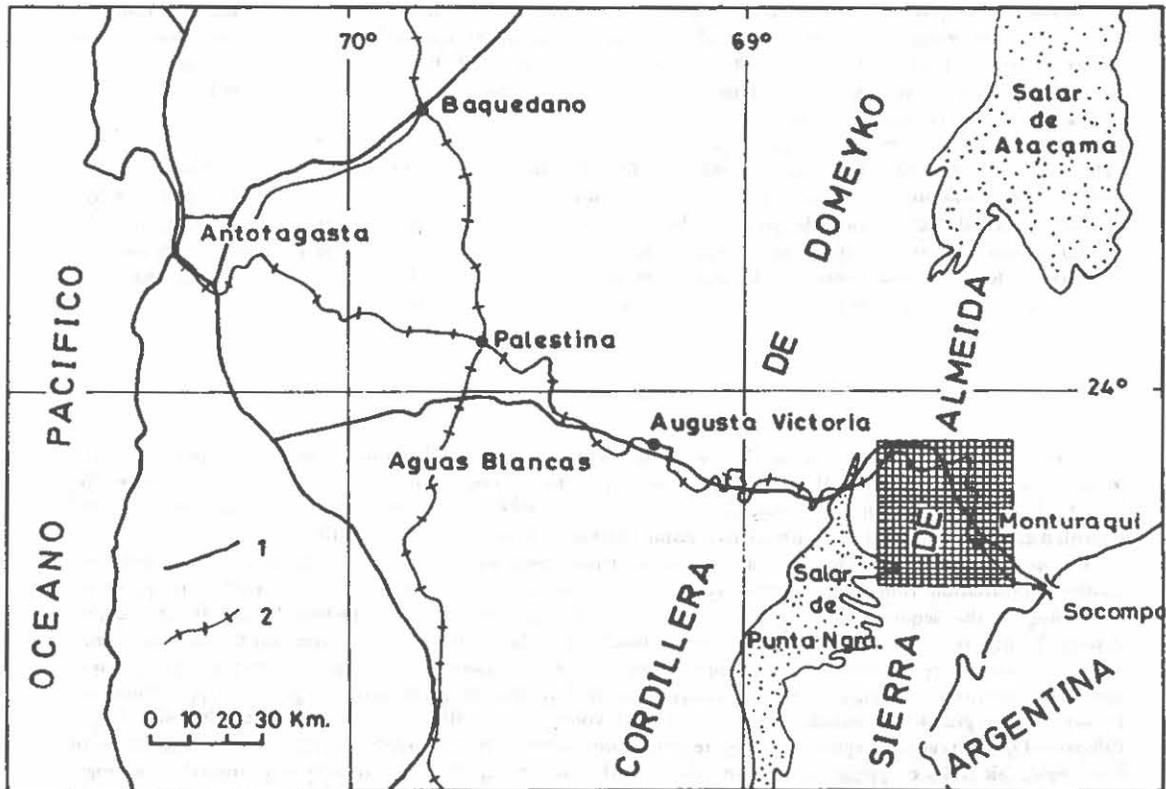


FIG. 1. Plano de ubicación de Sierra de Almeida y la zona estudiada, en la Cordillera Andina al sureste de Antofagasta. II Región.

m sobre el gran plano que desciende suavemente al oeste, hacia los salares de Imilac y Punta Negra.

Estos ocupan una depresión limitada más hacia el occidente por la Cordillera de Domeyko. Al oriente de la sierra de Almeida, entre ésta y el cordón limítrofe con Argentina, constituido por grandes estratovolcanes recientes (Socompa, 6.050 m; Salín, 6.033 m; Púlar, 6.225 m; Tecar, 5.590 m) se desarrolla otra depresión intramontana: la cuenca de Monturaqui, rellena con gravas del Terciario medio-superior y con flujos de lava provenientes de los volcanes del cordón limítrofe (Fig. 2).

Quince kilómetros al norte de Monturaqui, la sierra de Almeida está atravesada, de este a oeste, por la quebrada Agua Colorada, única discontinuidad importante en toda su extensión, la que ha sido aprovechada por el Ferrocarril Antofagasta-Salta para transponerla.

En el flanco oriental de la sierra de Almeida afloran los granitoides del Paleozoico inferior, cubier-

tos por una potente secuencia de areniscas cuarcíferas de probable edad devónica. Ambas unidades son intruidas al oeste por un gran cuerpo de granitoides (Granito Cerro Vizcacha) del Paleozoico superior, que constituyen la cumbre del cordón montañoso. En el flanco occidental de la sierra aflora nuevamente la secuencia devónica que está cubierta allí, en discordancia angular, por volcanitas ácidas de probable edad permotriásica (Sierra San Juan), lavas andesítico-basálticas, areniscas y tobos del Triásico superior-Jurásico (Quebrada Pajonales) y depósitos volcano-sedimentarios cretácicos (Sierra Pan de Azúcar). El conjunto de todas estas unidades está atravesado por pequeños stocks de probable edad terciaria, cuya composición varía desde tonalitas a granitos de feldespato alcalino. En este trabajo intentaremos caracterizar la petrografía, estratigrafía y edad de estas unidades, avanzando algunas hipótesis sobre el significado paleogeográfico y/o tectónico de las mismas.

LOS GRANITOIDES DEL PALEOZOICO INFERIOR

Los intrusivos que afloran en el flanco oriental de la sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, entre el cordón Damajuana y la quebrada Aguas Delgadas (Fig. 2), corresponden a las unidades de roca más antiguas expuestas en la región. Hacia el oeste están cubiertas, en discordancia, por las sedimentitas devónicas de Sierra de Almeida (*cf. infra*) mientras que, hacia el oriente, desaparecen bajo la cubierta de gravas terciarias de la depresión de Monturaqui y los flujos de lava del volcán Socompa. Dentro del conjunto de granitoides del Paleozoico inferior hemos distinguido dos cuerpos de petrografía diferente: el Granito Alto del Inca y la Granodiorita Choschas.

GRANITO ALTO DEL INCA

Constituye el más septentrional de los dos cuerpos de granitoides. Aflora al noroeste de Monturaqui (flanco oriental del cordón Damajuana), encontrándose muy bien expuesto a lo largo del camino Monturaqui-Antofagasta, en el sector de la cuesta que conduce a Alto del Inca (Fig. 2, Foto 1).

Se trata de un cuerpo homogéneo de granitoides de grano muy grueso y característico color rojizo, que muestran un fuerte fracturamiento y alteración. La observación microscópica de dos

muestras, cuyos análisis modales aparecen en la Tabla 1, revela que su petrografía es la de un granito de feldespato alcalino, hipersolvus, con textura alotriomorfa granular, heterogranular y constituido, casi exclusivamente, por feldespato potásico y cuarzo. El feldespato potásico corresponde a ortoclasa perfitica (45-53%) rica en vermículas y laminillas de exsolución de albita. El cuarzo (38%) se presenta, ya sea como megacrístales xenomorfos con bordes "corroídos" e inclusiones pequeñas de feldespato alcalino, o bien, formando parte de asociaciones simplectíticas, donde pequeños cristales de cuarzo aparecen englobados en una matriz de feldespato alcalino o, en algunos casos, forman "coronas" radiales vermiculares en torno a cristales protoeutéticos de feldespato alcalino. El cuarzo en general se caracteriza por una fuerte extinción ondulatoria. Junto a estos minerales se encuentra un volumen menor de albita (7-14%), en cristales euhedrales maclados según Carlsbad, que presentan una característica alteración sericitica diseminada, que no afecta al feldespato potásico. Los ferromagnesianos son escasos (índice de color < 2) y se presentan generalmente formando cúmulos de cristales de biotita ferrífera pardo-rojiza (alterada a clorita), minerales opacos y esfeno; en la muestra 2 existe una pequeña cantidad de epidota, que

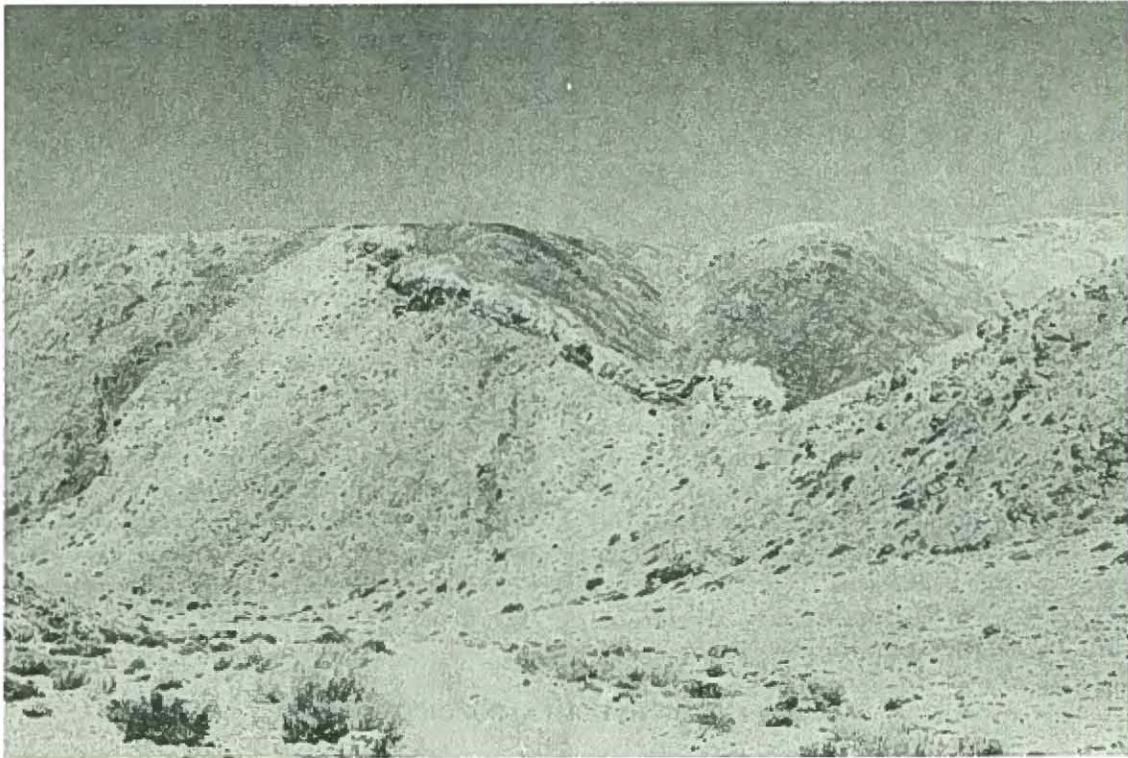


FOTO 1. Contacto discordante de las sedimentitas devónicas (derecha) sobre el Granito Alto del Inca, al sur del camino Antofagasta-Socompa, dos kilómetros al este de la Cuesta Alto del Inca. El este se ubica a la izquierda de la fotografía.

podría derivar de la alteración de anfíbola original. El hábito intersticial de estos minerales señala una cristalización tardía en ellos (textura agpaítica, Bard, 1980), común en rocas de afinidades químicas alcalinas o hiperl alcalinas.

GRANODIORITA CHOSCHAS

La Granodiorita Choschas aflora en el flanco oriental de Sierra de Almeida, al suroeste de Monturaqui (Quebrada Choschas). De allí se extiende hacia el norte, como una delgada franja, hasta la quebrada de Aras y Alto del Inca, donde está en contacto tectónico (falla inversa con manteo al oeste) sobre las sedimentitas devónicas que transgreden el Granito Alto del Inca (Fig. 2). Debido a lo anterior, las posibles relaciones mutuas entre ambos intrusivos no son observables en terreno. Hacia el norte de la quebrada de Aras, la Granodiorita Choschas está intruida, al occidente, por los granitoides del Paleozoico superior, que constituyen la cumbre del cordón de Sierra de Almeida (Cerro Vizcacha).

La Granodiorita Choschas es una roca de grano grueso y color gris-verdoso, debido a la abundancia de anfíbola que, en el afloramiento, presenta generalmente una fuerte meteorización superficial. El análisis microscópico y conteo modal de tres muestras, (Tabla 1; Fig. 3) señala que ellas corresponden a una granodiorita de biotita-hornblenda de textura hipidiomorfa granular, grano grueso, casi equigranular, constituida por: cristales cuhedral a subhedral de oligoclasa-andesina (23-37%) que, en todas las muestras analizadas, presentan intensa alteración sericítica; cuarzo, que presenta efectos cataclásticos importantes, anhedral (26-38%) con fuerte extinción ondulatoria, bandas de dislocación y bordes recrystalizados; feldespato alcalino (6-14%), la fase más tardía entre los minerales esenciales (aparece siempre en forma intersticial entre los granos de cuarzo-plagioclasa) y que corresponde ya sea a ortoclasa peritítica, microclina y/o microclina-peritita. Los ferromagnesianos ocupan un volumen importante de la roca (I.C. = 15) y están representados por hornblenda cuhedral (3-11%), en algunos casos poikilí-

TABLA 1. ANALISIS MODALES, GRANITOIDES DE SIERRA DE ALMEIDA
ANTOFAGASTA

Muestra N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Cuarzo	38,1	38,4	38,3	26,4	39,1	31,8	29,5	39,5	41,2	30,2	38,6	25,1	25,1	25,2	31,7	19,0	40,1
Plagioclasa	14,1	7,1	23,6	37,0	28,9	26,6	29,5	25,7	30,6	26,9	26,2	29,0	52,5	43,0	51,1	42,4	2,0
Feldespato K	45,7	52,9	14,7	10,4	6,0	29,2	28,2	30,0	16,0	34,3	18,1	29,5	0,9	10,5	7,0	15,4	52,6
Biotita	-	0,7	1,6	3,3	1,7	-	0,2	-	2,0	4,2	-	2,4	0,4	5,2	6,8	7,8	-
Anfíbola	-	-	11,5	4,9	2,8	0,4	0,5	-	3,3	-	-	2,3	2,7	8,0	-	1,2	-
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,5	-	-	-	-	-	-
Clorita	0,3	-	1,3	4,3	6,8	5,6	7,3	1,0	4,0	1,0	3,2	6,9	8,6	3,0	0,8	1,9	1,6
Sericita	1,3	-	6,6	10,0	11,3	3,8	3,3	3,1	1,9	2,0	0,6	1,6	4,0	1,9	1,3	2,3	-
Epidota	-	0,2	1,4	3,1	1,9	0,4	-	0,4	-	0,2	-	-	2,6	2,6	-	-	0,1
Opacos	0,2	0,3	0,2	0,3	0,5	1,2	1,1	0,1	0,6	0,9	0,6	2,1	2,7	0,2	0,9	0,5	2,8
Esfeno	-	0,1	-	-	0,5	0,7	1,0	-	-	-	-	0,6	-	-	-	0,1	-
Apatito	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	0,1	-	0,2	-	-
Circón	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-
Calcita arcillosa	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
Q*	38,3	39,0	46,0	31,5	45,8	34,8	33,0	40,2	45,9	32,3	46,2	29,5	30,4	31,2	34,8	29,0	42,3
A*	61,5	61,0	17,7	11,9	7,0	31,9	31,5	30,5	17,8	36,7	21,5	34,6	1,1	13,0	7,7	9,5	57,6
P*	-	-	36,2	31,5	47,1	33,2	35,5	29,2	36,2	30,9	32,0	29,5	68,4	55,7	57,5	56,5	-
Indice de color	0,5	1,3	16,4	15,9	14,2	8,3	10,1	1,5	10,3	6,3	3,9	14,4	17,1	19,0	8,7	20,5	4,5

* Parámetro del diagrama (Triángulos de Streckeisen, 1973)

- 1 y 2 Granito de feldespato alcalino Alto del Inca (Paleozoico inferior)
 3 al 5 Granodiorita Choschas (Paleozoico inferior)
 6 al 12 Granito Cerro Vizcachas (Pérmico ?)
 13 Tonalita Cerro Negro (Terciario ?)
 14 y 15 Granodiorita Cordón Damajuana (Terciario ?)
 16 Granodiorita Cordón Pan de Azúcar (Terciario ?)
 17 Granito Alcalino Paradero Pan de Azúcar (Terciario ?)

tica. con inclusiones de opacos, y biotita parda. Esta última está frecuentemente alterada, total o parcialmente, a clorita violeta ferromagnésica y epidota (pistacita) en grandes gránulos que se encuentran, asimismo, como alteración de la anfíbola. Como mineral accesorio se presentan pequeñas cantidades de esfeno.

EDAD

La presencia de granitoides del Paleozoico inferior, en el área de Monturaqui, era conocida con anterioridad al presente trabajo, gracias a las dataciones radiométricas efectuadas por el I.I.G. (1972), y más recientemente, por Halpern (1978), en muestras aisladas, recolectadas en la zona. Ahora bien, aunque en las publicaciones referidas no se describe la geología regional, ni la petrografía de las muestras analizadas, al observar su ubicación sobre la carta geológica de la figura 2, se desprende que:

- El Granito Alto del Inca tendría una edad paleozoica inferior, señalada por una isócrona Rb/Sr, efectuada por Halpern (1978) con cuatro muestras recolectadas inmediatamente al sur del camino Antofagasta-Monturaqui, un kilómetro al este de la cuesta Alto del Inca (Halpern, com. escrita). Esta dio por resultado una edad de 468 ± 100 m.a.
- La Granodiorita Choschas tendría una edad similar, ya que dos muestras de granitoides provenientes de Monturaqui y cuyas coordenadas geo-

gráficas corresponden a afloramientos de la Granodiorita Choschas fueron analizadas por el I.I.G., (1972) utilizando el método Pb/ α , con los siguientes resultados: 487 ± 50 y 467 ± 50 m.a.

Las edades radiométricas de estas rocas son las más antiguas obtenidas en granitoides del norte de Chile. Junto al granito con edad K/Ar de 431 ± 10 m.a., descrito en Sierra de Moreno por Huete *et al.*, (1979) pueden ser el equivalente cronológico en Chile, de los granitoides del Ordovícico Superior-Silúrico del noroeste argentino (Coira *et al.*, 1980).

Este episodio plutónico, asociado a un evento termal que afectó inclusive al Precámbrico de la Cordillera Oriental (Toselli y Aceñolaza, 1978), parece haber sido sincrónico con un importante evento deformativo (la fase Oclóyica; Turner y Méndez, 1979), que caracteriza la etapa evolutiva temprana del orógeno paleozoico del noroeste argentino.

Por último, cabe señalar que una de las muestras de la Granodiorita Choschas datada por el método Pb/ α , fue también analizada por el método K/Ar, arrojando una edad de 318,7 m.a. (I.I.G., 1972). Esta edad podría representar un evento termal, que afectó a los granitoides de Monturaqui durante el Devónico Superior-Carbonífero, otra importante época de actividad intrusiva y térmica durante la evolución del orógeno paleozoico (Coira *et al.*, 1980).

LAS SEDIMENTITAS PALEOZOICAS DE SIERRA DE ALMEIDA

ESTRATIGRAFIA

Con el objeto de caracterizar la estratigrafía de esta unidad, describiremos 3 columnas. Dos de ellas fueron levantadas en el flanco oriental de la sierra de Almeida (Alto del Inca, Quebrada Choschas) sector donde se observa la relación discordante entre las sedimentitas y los granitoides del Paleozoico inferior, y la otra, en la vertiente occidental de la sierra, en Agua Escondida, sector donde afloran más de 1.500 m de areniscas y conglomerados cuarcíferos intruidos, hacia la base, por los granitoides del Paleozoico superior (Cerro Vizcacha) y cubiertos, en discordancia angular, por volcanitas ácidas, probablemente permotriásicas.

a) Columna del Alto del Inca (Franja Oriental)

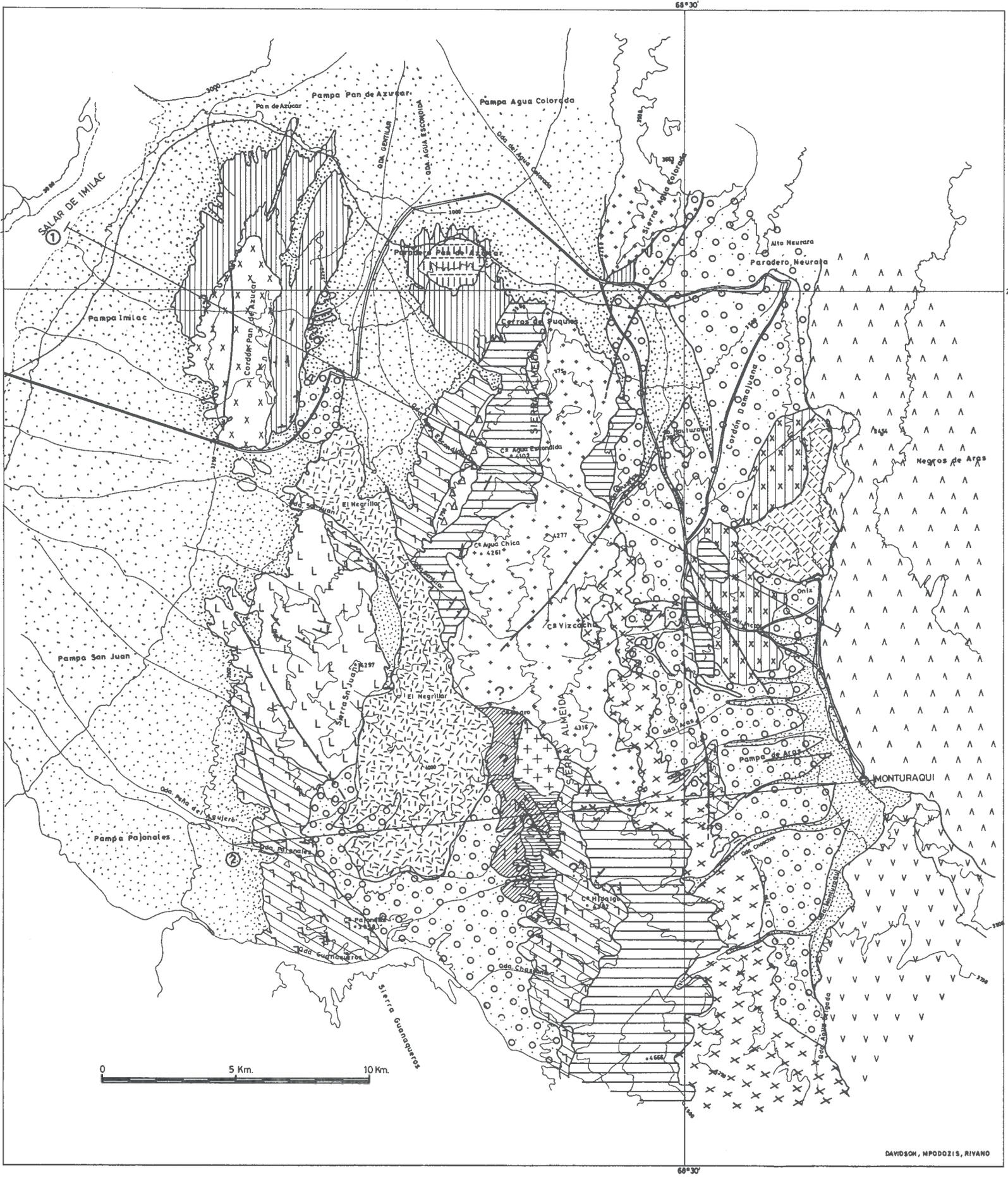
Nueve kilómetros al noroeste de Monturaqui, a partir de la ruta a Antofagasta, aparece expuesta

la siguiente secuencia que, con actitud general N50° W/40° W, descansa, por discordancia de erosión, sobre el Granito Alto del Inca (Fig. 4, Foto 1):

- a.1 55 m de una sucesión de bancos de 50-60 cm de espesor de wacas cuarcíferas, gruesas a finas, de colores verdes y rojos que, en la base, presentan un banco de 3 m de espesor de arenita cuarcífera blanca.
- a.2 150 m de una sucesión de bancos de 20-50 cm de espesor y mala estratificación, de arenitas cuarcíferas blancas. El techo de este último nivel lo constituye la discordancia angular sobre la cual se desarrolla la secuencia de volcanitas permotriásicas.

b) Columna de Quebrada Choschas (Franja Oriental).

Esta columna, la más meridional de las tres, fue le-



MAPA GEOLOGICO DE LA SIERRA DE ALMEIDA (Antofagasta) ENTRE EL SALAR DE IMILAC Y MONTURAQUI.

- SEDIMENTOS CUATERNARIOS, NO CONSOLIDADOS
 - FLUJOS RECIENTES DEL VOLCAN SOCOMPA
 - DEPOSITOS DE NUBES ARDIENTES DE NEGRO DE ARAS
 - COLADAS DE LAVAS EL NEGRILLAR
 - GRAVAS DEL Terciario SUPERIOR
 - GRANITO ALCALINO PARADERO PAN DE AZUCAR
 - GRANODIORITA CORDON PAN DE AZUCAR
 - GRANODIORITA CORDON DAMAJUANA
 - TONALITA CERRO NEGRO
 - VOLCANITAS Y SEDIMENTITAS CONTINENTALES CRETACICAS
 - SEDIMENTITAS DEL TRIASICO SUPERIOR Y/O JURASICO
 - ANDESITAS Y BASALTOS (TRIASICO?)
 - GRANITO CERRO VIZCACHA (PERMICO?)
 - INTRUSIVO RIOLITICO BRECHOSO
 - VOLCANITAS Y TOBAS ACIDAS ESTRATIFICADAS
 - PORFIDOS RIOLITICOS MASIVOS DE SIERRA SAN JUAN
 - SEDIMENTITAS DE SIERRA DE ALMEIDA (DEVONICO?)
 - GRANITO ALTO DEL INCA (PALEOZOICO INFERIOR)
 - GRANODIORITA CHOSCHAS (PALEOZOICO INFERIOR)
- } PLIO-PLEISTOCENO
 } Terciario
 } PERMO-TRIASICO
- FALLA INVERSA
 - FALLA NORMAL
 - RUMBO Y MANTEO

DAVIDSON, MPODOZIS, RIVANO

FIGURA 2

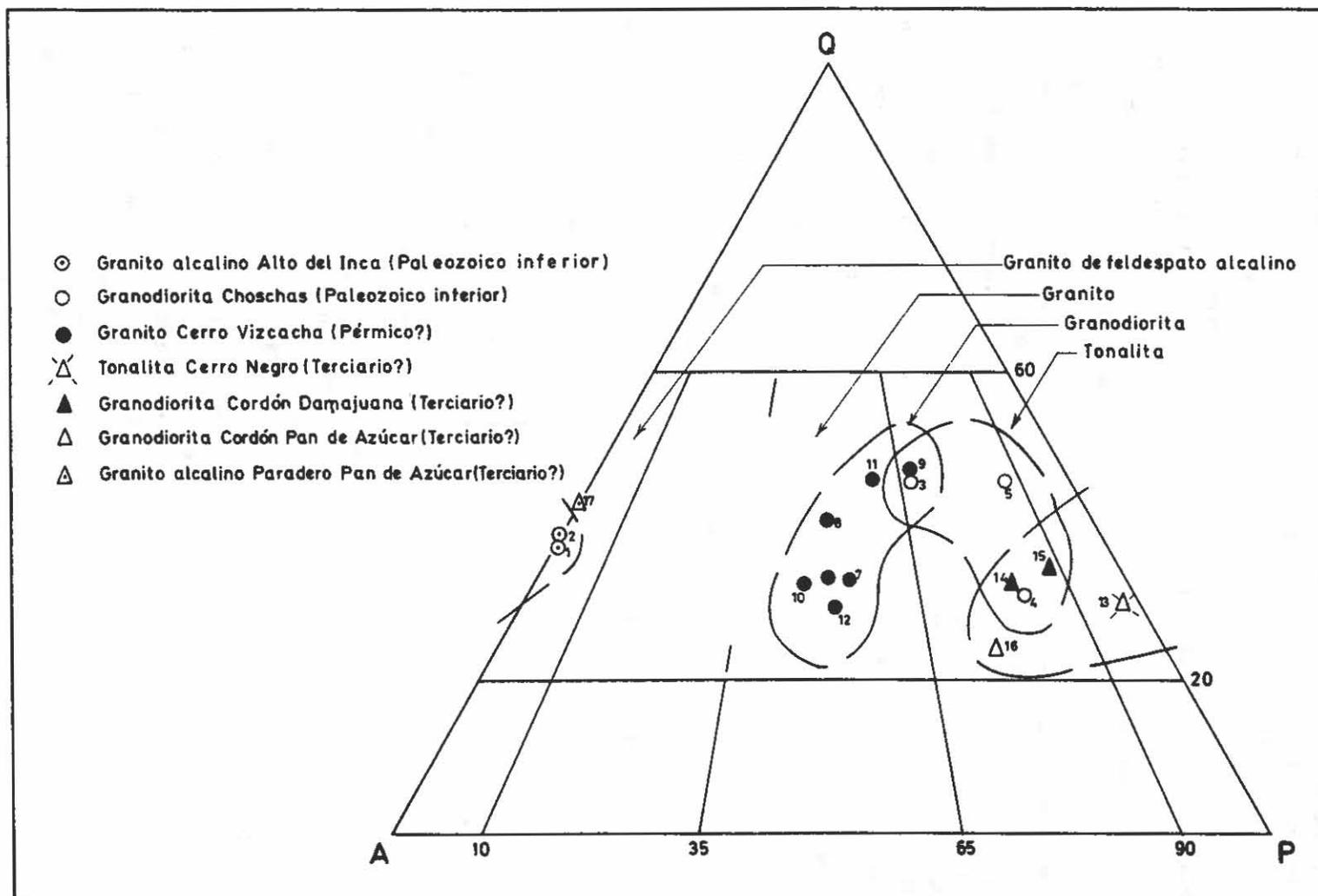


FIG. 3. Diagrama QAP de Granitoides de Sierra de Almeida. Límites de los campos, según Streckeisen, 1973.

vantada en la vertiente oriental de Sierra de Almeida, ladera norte de la quebrada Choschas. Allí se observa, en discordancia de erosión, esta vez sobre la Grandiorita Choschas, una secuencia de areniscas, en la que se distinguen de base a techo (Fig. 4):

- b.1 15 m de cuarzo-arenitas blancas, con pátina amarillenta, que forman bancos mal individualizados, de 40-50 cm de espesor.
- b.2 20 m de una alternancia regular de bancos de 30-50 cm de wacas-cuarcíferas gruesas, verdes, y bancos de 10-20 cm de grauwacas líticas finas, verdes, con trazas y moldes de fósiles; en la base de los bancos gruesos aparecen, frecuentemente, figuras de carga.
- b.3 30 m de una alternancia regular, igual a la de la unidad anterior, pero con intercalaciones de pelitas micáceas entre los bancos, que presentan pistas de vermes y trazas de fósiles.
- b.4 140 m de una sucesión de bancos de 10-50 cm de espesor, con estratificación irregular, de wacas cuarcíferas gruesas, blancas, con escasas intercalaciones de wacas cuarcíferas micáceas finas, verdosas, hacia la mitad del nivel; en los 60-70 m superiores, las wacas cuarcíferas gradan a cuarzo-arenitas que presentan, en los últimos 20 m, estratificación entrecruzada bien desarrollada. Algunos filones riolíticos aparecen cortando las areniscas, en su mitad superior.
- b.5 130 m de una sucesión de bancos de 30-60 cm de sublitarenitas gruesas, con color de alteración pardo-rojizo en la base, a negro en la parte superior; con frecuente laminación convoluta.
- b.6 160 m de cuarzo-arenitas blancas con pátina roja, en bancos de 1-2 m y estratificación compacta, y escasas intercalaciones de grauwacas líticas. Este último nivel termina en contacto con un intrusivo hipabisal ácido, que interrumpe la serie a los 4.150 m de altura. El espesor medido de la secuencia sedimentaria expuesta en el sector de Quebrada Choschas es de, aproximadamente, 500 m.

c) Columna de Quebrada Agua Escondida (Franja Occidental).

Esta columna, levantada en el sector norte de la franja occidental, muestra un considerable espesor de sedimentitas arenoso-conglomerádicas (más de

1.000 m), intruidas hacia el este por los granitoides del Paleozoico superior y cubiertas, en discordancia, por riolitas y tobas permotriásicas (volcanitas ácidas de Sierra San Juan). La disposición general de la serie sedimentaria es de N 30° E/60° W, encontrándose sucesivamente, a partir del contacto intrusivo hacia el oeste (Fig. 4):

- c.1 650-670 m de una alternancia, en bancos de 30-60 cm de espesor, de cuarzo-arenitas blancas, gruesas y bancos de 20-30 cm de espesor de wacas cuarcíferas, micáceas, oscuras, finas, con intercalaciones esporádicas de bancos gruesos (1 m) de conglomerados finos (litarenitas).
- c.2 225 m de una alternancia regular de bancos de 20-60 cm de espesor de grauwacas líticas, con desarrollo incipiente de clivaje de fractura, y bancos de 10 cm de wacas cuarcíferas micáceas, con partición paralela a la estratificación; a los 150 m desde la base de este nivel, aparece una intercalación de 30 m de grauwaca líticas lajosas, con trazas de fósiles, y a los 200 m desde la base aparece una intercalación de 1 m de pelitas lajosas micáceas, también con trazas de fósiles.
- c.3 100 m de grauwacas líticas gruesas, blancas, con poca matriz, en bancos de 50-60 cm de espesor, con estratificación entrecruzada; dentro de este nivel aparecen intercalaciones de una alternancia, en bancos de 50 cm de espesor, de niveles de cuarzo-arenitas conglomerádicas y de pelitas finas, gris claras, con trazas de "Zoophycus".
- c.4 25 m de grauwacas líticas micáceas finas, gris-verdosas en bancos de 10-40 cm de espesor, con figuras de carga en la base de los bancos, trazas de "Zoophycus" y pistas de vermes.
- c.5 160 m de cuarzo-arenitas gruesas, en bancos compactos de 1 a 1,5 m de espesor. La parte superior de este nivel está en contacto con un cuerpo de riolitas intrusivas, que se extiende unos 100 a 150 m, en la horizontal. Hacia el oeste de este domo la secuencia continúa con:
- c.6 75-100 m de cuarzo-arenitas similares a aquellas del nivel anterior, con escasas intercalaciones de grauwacas líticas finas. Este nivel termina, en su parte superior, en una superficie de erosión, disponiéndose, discordantemente sobre las areniscas, la potente secuencia volcánica ácida. El espesor total representado en la columna de Quebrada Agua Escondida

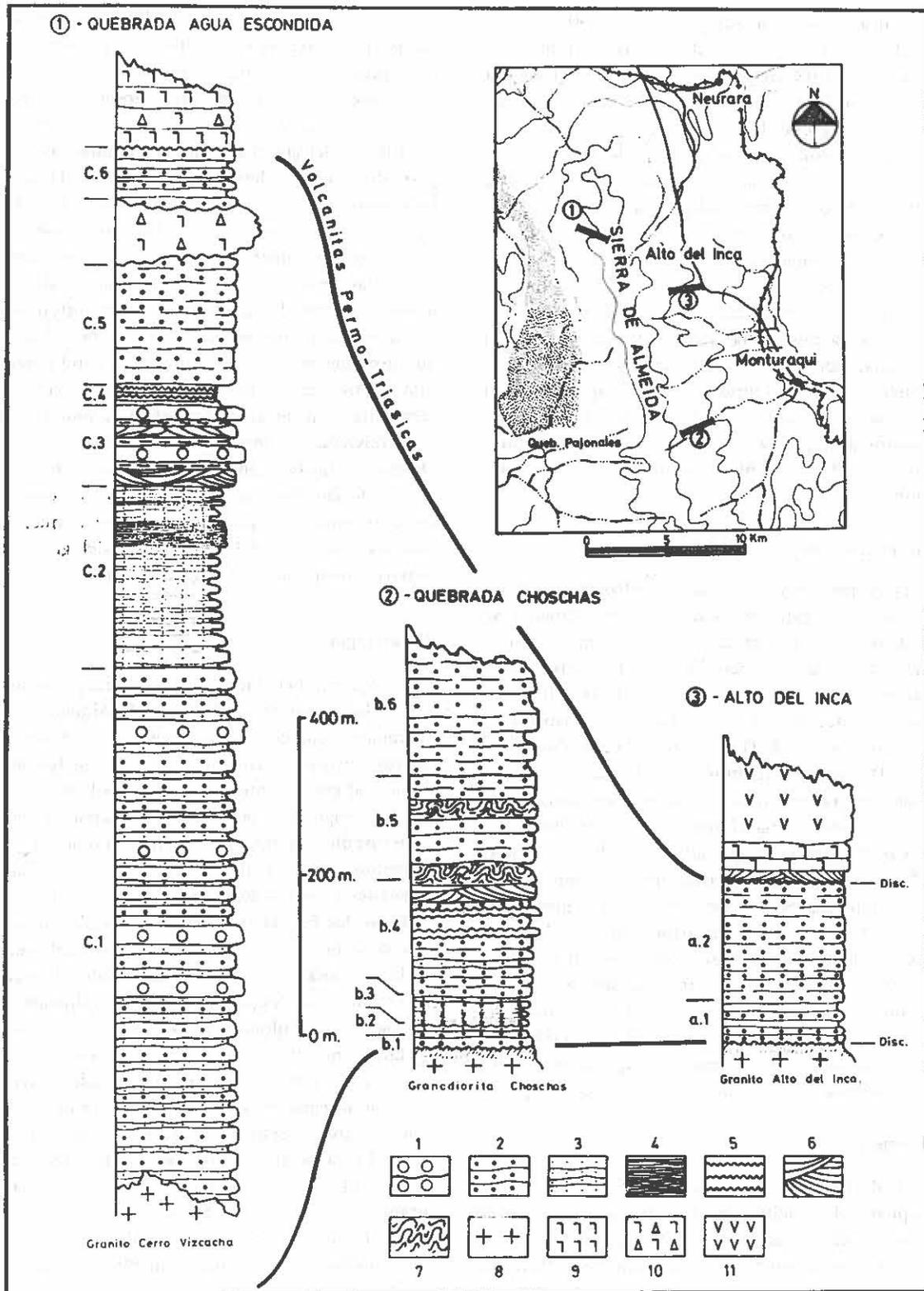


FIG. 4. Columnas estratigráficas de las Sedimentitas Paleozoicas de Sierra de Almeida. 1) Conglomerados; 2) Areniscas gruesas; 3) Areniscas finas; 4) Pelitas micáceas; 5) Figuras de carga; 6) Estratificación entrecruzada; 7) Laminación convoluta; 8) Granitoides; 9) Bioritas; 10) Riolita brechosa; 11) Andesitas.

alcanza, aproximadamente, los 1.300 m.

Al resumir los datos de las tres columnas se pone de manifiesto que las sedimentitas de Sierra de Almeida constituyen una secuencia monótona, compuesta esencialmente por areniscas muy ricas en cuarzo, con un espesor de por lo menos 1.300 m, que en algunos sectores se reduce a no más de 200 m (Alto del Inca), debido a una fuerte erosión producida con posterioridad a su depositación, y antes de la acumulación de las volcanitas ácidas suprayacentes.

En varios niveles de la secuencia, aparecen estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada, figuras de carga (load casts), laminación convoluta y estructuras de origen orgánico como huellas de "*Zoophycus*" y otros organismos sedimentófagos, que tienen importancia para la determinación del ambiente y condiciones de depositación (*cf. infra*).

PETROGRAFIA

Para el análisis y clasificación petrográfica de las sedimentitas paleozoicas de Sierra de Almeida, se realizó un conteo modal sobre 22 láminas delgadas, analizándose especialmente los valores alcanzados por los parámetros Q, F, LT, M, y utilizando, con posterioridad, los diagramas triangulares de clasificación de Dott (1964) y Pettijohn *et al.*, (1973). Como ya hemos visto, la mayoría de las muestras corresponden a cuarzo-arenitas, sublitarenitas, wacas cuarcíferas y grauwacas líticas que se caracterizan por contenidos muy altos de cuarzo (> 80%, porcentaje relativo, exceptuando la matriz), feldespatos en proporción muy subordinada (< 1,5%) y escasos fragmentos líticos, los que aparecen en proporción siempre menor al 10% (Tabla 2). En cuanto a la matriz, su importancia en términos absolutos, es muy variable, entre un 6% y un 50% del volumen total, encontrándose todos los términos intermedios entre la familia de las arenitas y la familia de las wacas (Fig. 5).

Textura

Uno de los hechos resaltantes del análisis microscópico es la omnipresencia de texturas de recristalización; ellas aparecen tanto en las muestras en las cuales el armazón textural depende de la fracción gruesa (cuarzo-arenitas y sublitarenitas), como en aquéllas en que éste se apoya en la fracción fina (wacas cuarcíferas y grauwacas líticas).

En las cuarzo-arenitas y sublitarenitas, es frecuente la existencia de límites intergranulares de tipo sutura (endentamiento) y la de contactos planos o cóncavo-convexos entre dos granos o más. Esto señala que ha habido una acreción marginal a los límites del grano original, borrándose así gran parte de la textura detrítica primaria. En el caso de las wacas cuarcíferas y grauwacas líticas, si bien es frecuente la recristalización de los granos mayores, este fenómeno afecta, esencialmente, a la matriz.

En las muestras con un porcentaje alto de matriz ($\geq 35\%$) los granos gruesos muestran una recristalización menor, tal como si los esfuerzos que produjeron la disolución por presión hubieran sido absorbidos por la aquélla. A pesar de la fuerte recristalización presente, en algunas muestras se han conservado granos de cuarzo, en los cuales se observa un núcleo central relicto muy bien redondeado, de aspecto más "sucio" que el halo externo de neoformación, pudiéndose estimar que, en muchos casos, un 5-15% del total del grano de cuarzo corresponde a cuarzo secundario.

Mineralogía

El cuarzo microcristalino es el constituyente esencial de las sedimentitas de Sierra de Almeida. Normalmente, aparece con extinción ondulosa y fracturamiento, y con muy escasas inclusiones. Debido al crecimiento, en continuidad óptica con el grano original de las coronas de recristalización, es imposible determinar si el fracturamiento y la extinción ondulosa que lo caracterizan son rasgos heredados o bien adquiridos con posterioridad.

Entre los fragmentos líticos se incluyen granos de cuarzo policristalino y filitas, y rocas volcánicas ácidas alteradas, que suelen mostrar halos de recristalización y bordes redondeados pero difusos. En las rocas de granulometría más fina, el cuarzo policristalino no existe, lo que sugiere que, por lo menos una parte del cuarzo monocristalino, deriva de la desintegración de granos mayores de cuarzo policristalino, durante la meteorización o transporte. El escaso feldespato aparece, generalmente, como cristales o fragmentos de cristales, parcial o totalmente alterados, reconociéndose, muy raramente, fragmentos de plagioclasa albitizada.

La matriz de las arenitas, por último, está compuesta por cuarzo fino, recristalizado, sericita y/o muscovita, opacos y, en ocasiones, clorita de alteración. Sólo en una muestra se reconoció la pre-

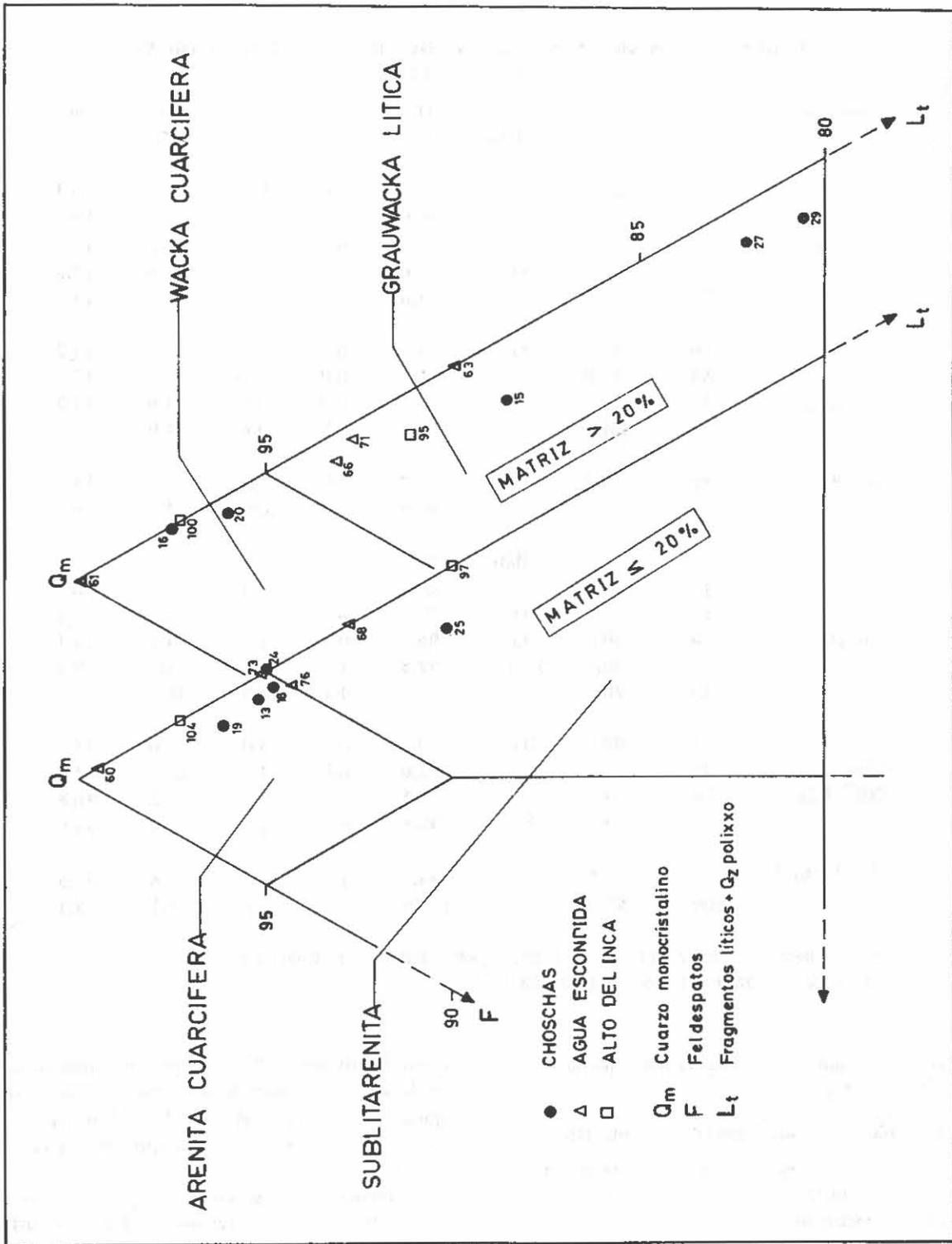


FIG. 5. Diagrama de clasificación de areniscas de Pettijohn *et al.* (1978), aplicado a muestras de las Sedimentitas Paleozoicas de Sierra de Almeida.

TABLA 2. COMPOSICIONES MODALES DE ARENISCAS PALEOZOICAS DE SIERRA DE ALMEIDA

Ubicación	Muestra	Qm [†]	Qp	Q	F	LR	Lt	M
Matriz ≤ 20%								
Choschas	13	95,2	4,2	99,4	0,6	0,0	4,2	10,4
	18	94,8	4,2	99,0	0,5	0,5	4,7	19,5
	19	96,1	3,1	99,2	0,8	0,0	3,1	16,0
	24	95,0	0,0	95,0	0,0	5,0	5,0	14,9
	25	90,2	3,4	93,6	1,4	5,0	8,4	13,9
Agua Escondida	60	99,5	0,0	99,5	0,0	0,5	0,5	12,2
	68	92,8	4,7	97,5	0,0	2,5	7,2	17,5
	73	95,1	4,3	99,4	0,0	0,6	4,9	13,7
	76	94,3	4,2	98,5	0,7	0,8	5,0	19,8
Alto del Inca	97	90,0	5,5	95,5	0,0	4,5	10,0	14,7
	104	97,3	2,7	100,0	0,0	0,0	2,7	6,6
Matriz > 20%								
Choschas	15	88,5	0,0	88,5	1,5	10,0	10,0	46,1
	16	97,5	0,0	97,5	0,3	2,2	2,2	23,4
	20	96,0	0,0	96,0	0,5	3,5	3,5	44,1
	27	82,1	10,4	92,5	1,0	6,5	16,9	39,3
	29	80,6	9,3	89,9	1,2	8,9	18,2	31,2
Agua Escondida	61	100,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	45,4
	63	89,9	7,1	97,0	0,0	3,0	10,1	44,8
	66	93,1	0,0	93,1	0,7	6,2	6,2	36,6
	71	92,6	4,9	97,5	0,4	2,1	7,0	54,9
Alto del Inca	99	91,1	7,4	98,5	1,1	0,4	7,8	38,5
	100	97,3	2,7	100,0	0,0	0,0	2,7	48,1

Qm[†]: Cuarzo monocristalino; Qp: Cuarzo policristalino; Q: Cuarzo total; F: fedespatos; LR: Líticos - Qp; Lt: Líticos + Qp; M: Matriz

sencia de biotita detrítica, en muy pequeña cantidad (≤ 5%).

Proveniencia y condiciones de depositación

Del análisis de las tres columnas estratigráficas de las sedimentitas de Sierra de Almeida se puede inferir lo siguiente:

- La homogeneidad litológica de las arenitas sugiere condiciones de estabilidad prolongada, tanto en la zona de proveniencia del material como en el área de depositación.

- La presencia de *Zoophycus* y trazas de orga-

nismos bentónicos sedimentófagos, en varios niveles de la serie, es típica de un ambiente marino de aguas someras, por debajo del nivel de base del tren de olas ("facies de *Zoophycus*", Heckel, 1972).

El predominio absoluto del material terrígeno, junto a la presencia en algunos niveles de estratificación cruzada de bajo ángulo y figuras de carga, así como el aumento positivo de la granulometría hacia la parte superior de la serie (secuencias "coarsening up" and "thickening up"), sugerirían un ambiente de prodelta-progradante, de acuerdo a

Allen *et al.*, (1979).

Para establecer la fuente de origen del material detrítico, hemos utilizado el diagrama Qt-F-LR de Dickinson y Suczek (1979), que aparece en la figura 6. Todos los puntos correspondientes a las arenitas de Sierra de Almeida se ubican muy cerca del vértice Qt, en la zona que corresponde a rocas provenientes ya sea de bloques continentales y/u orógenos reciclados. A este respecto cabe señalar que, el volumen extremadamente alto de cuarzo de las sedimentitas no puede explicarse por simple erosión de volcanitas ácidas y/o granitoides, ya que, los sedimentos de primer ciclo serían, en ambos casos, más bien de naturaleza arcósica, con participación importante de feldespatos (Blatt *et al.*, 1972; Pettijohn *et al.*, 1973), lo que no ocurre aquí. Es muy probable entonces, que las sedimentitas de Sierra de Almeida provengan de sedimentos reciclados, es decir, derivados de la meteorización y erosión de areniscas de primer ciclo.

Edad y Significado Paleogeográfico

En la zona próxima a Monturaqui, no se ha encontrado fauna fósil en un estado que permita precisar, con cierto rango de seguridad, la edad de esta unidad. Sin embargo, 35 km al suroeste de Monturaqui, en la Quebrada de Zorritas, Cecioni y Frutos (1975) describen la Formación Zorritas, constituida por hasta 1.500 m de "cuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas y/o micáceas, de grano fino a medio" que se depositaron en un "ambiente de mar somero o plataforma, cercano a un borde continental, en que sedimentos muy maduros (cuarcitas) alternaban con facies pelíticas". Ahora bien, la Formación Zorritas guarda perfecta continuidad areal con las sedimentitas cuarcíferas de Monturaqui, sin que haya duda que se trata de la misma unidad litológica. Cecioni y Frutos, (1975), le asignan una edad Paleozoica inferior debido a:

- La presencia de braquiópodos fósiles (*Linguopugnoides Rynchonella*) aff. *nimpha* del "Gotlándico-Devónico" y *Eocoelia* sp. y *orthis* sp. del "Llandoveryano-Wenlockiano".

- Al hecho que la Formación Zorritas estaría intruida por granitoides petrográficamente similares a los de Alto del Inca y Aguada del Leoncito, que tienen edades radiométricas de 480 y 450 m.a. Pb/U), (I.I.G., 1972). (*)

Ahora bien, es claro que las sedimentitas de Sierra de Almeida (= Formación Zorritas) en realidad cubren, en discordancia de erosión, al Granito Alto del Inca, invalidando así el segundo punto que induce a confusión, ya que es contradictorio con el primero (granitoides ordovícicos intruyendo a sedimentitas del Siluro-Devónico). Esta confusión es evidente en el trabajo de Halpern (1978) el que señala que las rocas del que aquí se denomina Granito Alto del Inca intruyen a "sedimentos ordovícicos". Debido a las netas relaciones de discordancia existentes entre las sedimentitas y los granitoides del Paleozoico inferior, es claro que la edad máxima de aquéllas no podría ir más allá del Silúrico.

En el extremo norte de Sierra de Almeida, al sur del Salar de Atacama (Cerros de Lila), aflora un espesor considerable de areniscas y conglomerados cuarcíferos (Formación Lila; Moraga *et al.*, 1974), con toda probabilidad correlacionables con aquéllos de Monturaqui, y en los cuales Marinovic (1980) recolectó fragmentos de trilobites del Devónico (Covacevic, com. oral). Este antecedente, unido al hecho de que sedimentitas silúricas no son conocidas en ningún sector del norte chileno ni de la Puna del noroeste argentino (**)(Turner y Méndez, 1979), toma más importancia si consideramos que muy cerca de Monturaqui, 100 km al este del Paso Socompa, se encuentran los únicos afloramientos conocidos del Devónico marino, en la Puna del noroeste argentino: la Formación Salar del Rincón cuyas facies (areniscas cuarcíferas de ambiente marino somero) son, además, similares a aquéllas de Sierra de Almeida. En ella se ha recolectado una abundante fauna del Devónico Inferior (Aceñolaza *et al.*, 1972).

Aunque la edad mínima de las sedimentitas de Sierra de Almeida está dada por la edad probable permotriásica de las volcanitas suprayacentes, la discusión anterior, unida al hecho que, en regiones

* Los datos correctos son 487 ± 50 m.a. y 467 ± 50 m.a. por el método Pb/ α (IIG, 1972) y la ubicación geográfica de las muestras analizadas no corresponde a afloramientos del Granito Alto del Inca, sino al intrusivo aquí denominado Granodiorita Choschas.

** En Salta y Jujuy, afloramientos del Silúrico sedimentario están restringidos a la cordillera oriental (diamictita Zapla, formaciones Mecoyita y Lipeón), muy al oriente de la frontera con Chile (Turner y Mon, 1979).

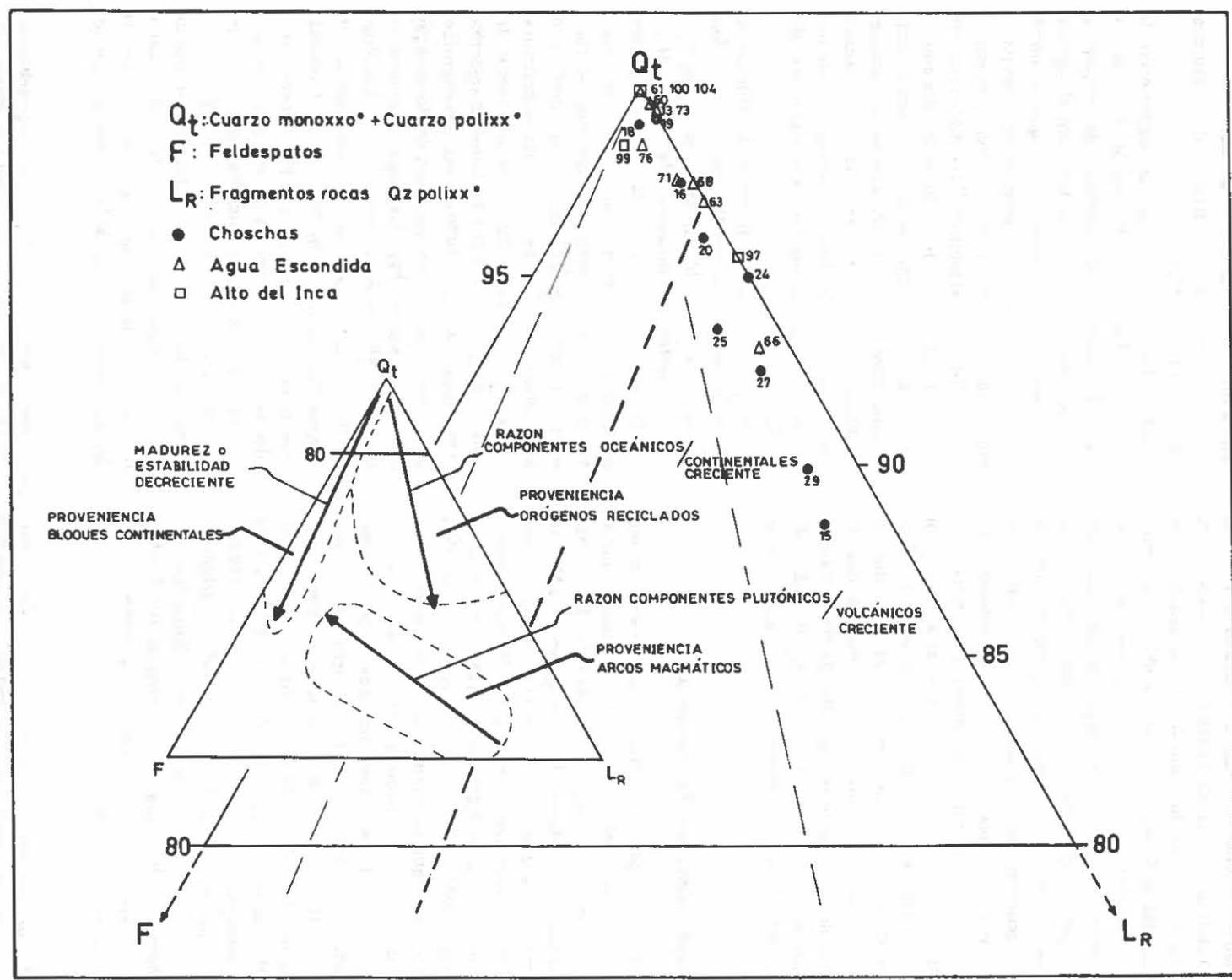


FIG. 6. Diagrama de proveniencia de areniscas, según Dickinson y Suzeck (1979)

aledañas de la Puna argentina, el Carbonífero está representado por sedimentitas continentales y el Pérmico por facies marinas carbonatadas (Turner y Méndez, 1979), nos lleva a considerar una probable edad devónica para ellas.

Establecido este punto, intentaremos esclarecer el significado paleogeográfico de las sedimentitas de Sierra de Almeida. Durante el Ordovícico existió, centrada en la Puna y Cordillera Oriental argentinas, una vasta cuenca de sedimentación marina donde se acumularon varios miles de metros de grauwacas, pelitas y, en menor proporción, cuarcitas, en las que se puede reconocer un paso gradual desde facies de poca profundidad al este, hasta facies más profundas hacia el oeste. (Schwab, 1971).

Si bien esta cuenca estuvo limitada al oriente por los afloramientos precámbricos del cratón sudamericano, la naturaleza de su borde occidental es desconocida (Coira *et al.*, 1980). En el Ordovícico Superior-Silúrico, se produjo la deformación asociada a la fase oclóyica (Turner y Méndez,

1979), durante la cual se produjo la tectonización de los sedimentos ordovícicos, acompañada de un importante episodio magmático sincinemático. Como consecuencia de la fase oclóyica, gran parte de la Puna argentina pasó a ser un área positiva ("Arco Puneño"; Salfity, 1980), que separó, entonces, dos grandes áreas de sedimentación: al este, la Cordillera Oriental argentina; al oeste, el borde occidental de la Puna y gran parte del norte de Chile (Coira *et al.*, 1980). La zona de Sierra de Almeida se ubicó al occidente del Arco Puneño y pudo haber recibido, en el Devónico, los detritos provenientes de la erosión del mismo.

Como el Arco Puneño estuvo constituido, principalmente, por sedimentitas ordovícicas deformadas, habría sido la erosión de éstas la que suministró el material para las sedimentitas de Sierra de Almeida. Es así que dichas sedimentitas se derivarían del reciclaje de las arenitas ordovícicas del Arco Puneño, lo que explica el extremadamente alto contenido en minerales estables que las caracteriza.

VOLCANITAS ACIDAS DE SIERRA SAN JUAN (PERMO-TRIASICO)

Dispuestas en fuerte discordancia erosiva sobre las sedimentitas devónicas, aparece una potente secuencia volcánica ácida que se desarrolla ampliamente en la vertiente occidental de Sierra de Almeida, extendiéndose hacia el oeste hasta Sierra San Juan.

Si bien la litología dominante corresponde a riolitas y pórfidos riolíticos, su distribución areal no es homogénea ya que, por ejemplo, en Sierra San Juan, afloran más de 1.500 m de pórfidos riolíticos compactos (Fig. 2), mientras que, hacia el norte y sur, son comunes las intercalaciones de rocas prioclasticas ácidas -dacitas, andesitas e inclusive areniscas y brechas rojas con clastos de riolitas. Es así que esta unidad parece corresponder a parte de un complejo volcano-sedimentario, donde se interdigitan intrusivos subvolcánicos, con flujos de las lavas ácidas, rocas piroclásticas y sedimentos sincrónicos con el volcanismo.

Los pórfidos riolíticos de Sierra San Juan presentan grandes fenocristales de cuarzo, con golfos de corrosión y feldespatos potásico peritítico, dispuesto sobre una matriz de color crema a pardo muy claro, desvitrificada a una masa fina, cuarzo

feldespática. No existe en ellos ningún tipo de minerales máficos, los que pueden ser observados, sin embargo, en las dacitas (anfíbola).

En cuanto a la edad de esta secuencia, cabe señalar que, unidades similares a la descrita, alcanzan gran desarrollo al oeste del Salar de Punta Negra: riolitas de Sierra Gólgota (Pino, 1980); volcanitas ácidas de Sierra de Varas en la Cordillera de Domeyko (Chong, 1973; 1977); pórfidos riolíticos de la quebrada Sandón y Sierra de Vaquillas Altas (Naranjo y Covacevich, 1979); y riolitas ignimbríticas al oeste del volcán Chaco. Estos no son sino la continuación septentrional de los extensos afloramientos de volcanitas ácidas de la región de Pedernales y Precordillera de Copiapó (Cisternas y Oviedo, 1979; Mpodozis y Davidson, 1979; Muzzio, 1980), a las que se ha asignado una edad permotriásica s.l. y que serían los representantes, en la zona, del intenso volcanismo ácido y plutonismo asociado que, durante esa época, se desarrolló constituyendo un cinturón magmático de más de 4.000 km de extensión, desde el centro de Argentina y Chile, hasta la Cordillera oriental peruana (Coira *et al.*, 1980). La Formación Cas

(Moraga *et al.*, 1974), volcanitas ácidas y sedimentitas continentales asociadas, que afloran al oriente del Salar de Atacama, podría ser conside-

rada, igualmente, como parte equivalente septentrional de esta unidad de rocas magmáticas.

GRANITOIDES DEL PALEOZOICO SUPERIOR: GRANITO DEL CERRO VIZCACHAS (PERMICO?)

Los granitoides, que constituyen la cumbre del cordón de Sierra de Almeida, conforman un cuerpo intrusivo de 20 km de largo por 5 km de ancho, encajado en la Granodiorita Choschas y en las sedimentitas devónicas, a las que intruye (Fig. 2), desarrollando en estas últimas sólo una débil aureola de contacto, caracterizada por recristalización de cuarzo y aparición de mica blanca. En este cuerpo (Granito del Cerro Vizcachas), se encuentran facies de grano grueso a fino, con colores que varían desde tonos rojizos a gris-verdosos.

Al microscopio, presentan textura alotriomorfa equigranular. La plagioclasa (albita-oligoclasa 25-30%) aparece en cristales sub a euhedrales "turbios", alterada en grado variable a sericitita, que tiende a concentrarse en el centro de los cristales. El cuarzo (25-40%) es típicamente anhedral y se caracteriza por una extinción ondulatoria suave. El feldespató potásico corresponde a ortoclasa peritítica (15-30%) de cristalización tardía, que constituye grandes cristales anhedrales de naturaleza intersticial. Sólo en una muestra se observan entrecrecimientos gráficos (simplectitas) de cuarzo-feldespató potásico. Los minerales máficos, relativamente abundantes (I.C. = 4-15) corresponden, generalmente, a biotita y anfíbola; la alteración clorítica (pennina) de la primera es común. Estos minerales tienden a constituir cúmulos, junto a minerales opacos, apatito, esfeno y circón, los accesorios comunes. Los opacos se encuentran, generalmente, en proporciones, más elevadas (>1%) que en los granitoides del Paleozoico inferior. Cabe hacer notar que en algunas muestras, el único máfico presente es la biotita, en otras, la anfíbol, encontrándose casos de coexistencia de ambos

minerales. En una muestra, la biotita original ha sido completamente reemplazada por muscovita deutérica, fenómeno éste, aparentemente local, ya que, en ninguna de las demás muestras, se presentan asociaciones similares.

Los antecedentes de terreno, que pudieran servir para indicar un rango de edad a este intrusivo, son escasas ya que éste aparece sólo en contacto intrusivo con la Granodiorita Choschas y las sedimentitas devónicas. Sin embargo, cabe señalar que, en la región de Imilac-Monturaqui, existen algunas evidencias de un evento intrusivo pérmico. Halpern (1978) presenta datos isotópicos de Rb y Sr de muestras tomadas en la región de Imilac-Monturaqui (incluyendo muestras del aquí denominado Granito del Cerro Vizcachas). Estos se ubican entre dos isócronas de referencia de 285 y 240 m.a., lo que indicaría, según Halpern, la presencia de un evento magmático del Paleozoico superior en la zona. Granitoides de esa edad son comunes en los Andes del norte de Chile, con edades K/Ar que varían entre 246 y 267 m.a. (Farrar *et al.*, 1970). La región de Monturaqui formaría parte de la "Provincia Plutónica Pérmica" de McBride *et al.*, 1976.

Debido a estos antecedentes es posible que el Granito de Cerro Vizcachas posea una edad pérmica y que represente, en la zona, junto a las volcanitas ácidas de Sierra San Juan, aparte del cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico Inferior, que alcanzó gran desarrollo en el norte de Chile. Dataciones radiométricas de este cuerpo, actualmente en curso, vendrán a precisar su ubicación cronológica.

EL MESO-CENOZOICO DE LA SIERRA DE ALMEIDA

Aunque nuestras observaciones estuvieron centradas, principalmente, en las unidades paleozoicas, tuvimos la ocasión de efectuar algunas observaciones puntuales acerca de las unidades de rocas más jóvenes del área.

Unidades estratificadas mesozoicas aparecen en el flanco occidental de Sierra de Almeida, en dos zonas principales. Al sur (Quebradas Guanaqueros y Pajonales), afloran principalmente lavas andesítico-basálticas, rocas piroclásticas y sedimentarias

lacustres del Triásico y/o Jurásico, mientras que al norte (Cordón Pan de Azúcar, Sierra Agua Colorada), está expuesta una secuencia de sedimentitas continentales y lavas andesíticas, probablemente cretácica. Ambos afloramientos están intruidos por pequeños stocks de granitoides terciarios (Fig. 2).

En el sector sur, en aparente discordancia angular sobre las volcanitas ácidas permotriásicas, se disponen (Foto 2):

- De 220-300 m de lavas andesítico-basálticas gris-verdosas;
- Más de 500 m de areniscas tobáceas y rocas piroclásticas, de colores claros, con delgadas intercalaciones calcáreas.

Este último nivel es portador de una gran cantidad de restos vegetales (tallos y hojas), en mal estado de conservación, dentro de los cuales se encuentran algunas formas afines con el género



FOTO 2. Afloramientos de la secuencia triásico-jurásica (?) del flanco occidental de Sierra de Almeida, en el sector de Quebrada Pajonales. En primer plano areniscas, rocas piroclásticas y calizas portadoras de flora fósil y fauna de ostrácodos. En segundo plano, las lavas andesítico-basálticas que las infrayacen. Vista hacia el sur.

Yabeiella del Triásico-Jurásico (A. Troncoso, com. oral), mientras que en los niveles calcáreos se encontraron ostrácodos dulcecacuícolas de gran tamaño, que podrían corresponder a formas triásicas (R. Osorio, com. oral). Estos, junto a la abundante flora fósil, indican, para ellos, un ambiente de depositación lacustre. Harrington (1961) señala que estos niveles sedimentarios y piroclásticos serían parte de la, por él denominada, Formación Púlar, unidad constituida por areniscas amarillen-

tas, tobas, calizas "oolíticas" y pizarras bituminosas, con restos de *phylopodos* (*Cyzicus* sp.). La Formación Púlar se dispone, según Harrington, sobre el denominando "Grupo Porfirítico", constituido por tobas y andesitas (equivalente parcial de nuestro nivel 1) y es cubierto, al oeste, por más de 2.000 m de conglomerados y areniscas rojas (Formación Pajonales), cuyos afloramientos no fueron indentificados con claridad durante el presente trabajo. Harrington (1961) asigna una

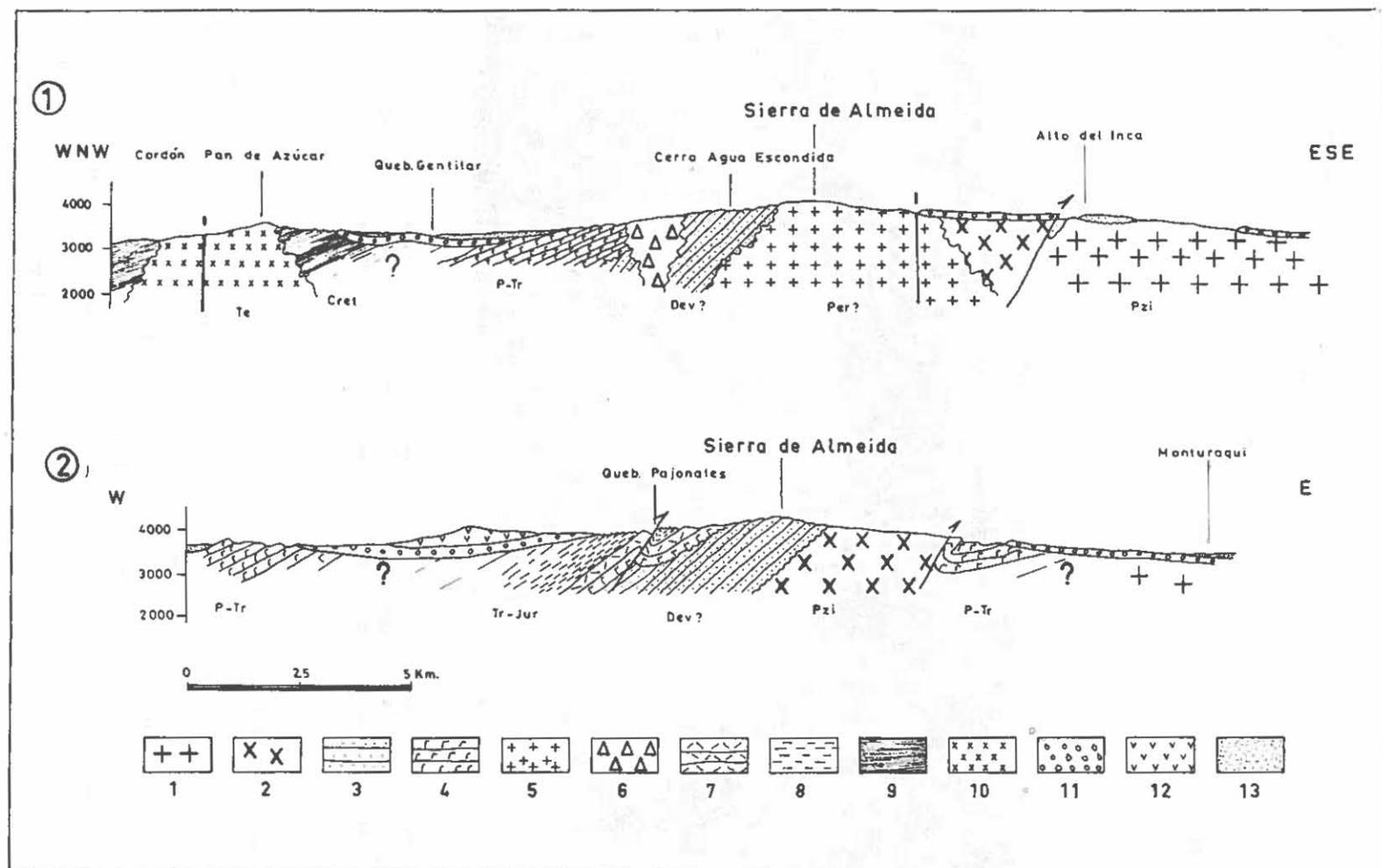


FIG. 7. Dos secciones estructurales de la Sierra de Almeida (ubicación, en la figura 2). 1) Granito Alto del Inca; 2) Granodiorita Choschas; 3) Areniscas del Devónico (?); 4) Volcanitas ácidas permo-triásicas; 5) Granito Cerro Vizcacha (Pérmico ?); 6) Intrusivo riolítico brechoso (Permo-Triásico); 7) Lavas básicas triásico-jurásicas; 8) Areniscas, tobas y calizas triásico-jurásicas (?); 9) Volcanitas y sedimentitas continentales del Cretácico (?); 10) Granitoides terciarios; 11) Gravas del Terciario superior; 12) Volcanitas del Plio-Pleistoceno (?); 13) Sedimentos cuaternarios.

edad jurásica superior-cretácica inferior al conjunto de estas tres unidades, aunque no especifica las razones para este inferencia, la cual está en contradicción con el rango de edad más bajo (Triásico y/o Jurásico) señalado por la fauna y flora recolectada en el nivel 2).

Cabe señalar que unidades similares a éstas son conocidas en el Altiplano de Antofagasta. La Formación Peine "constituida por rocas sedimentarias y rocas volcánicas andesíticas de origen en parte marino muy litoral y en parte continental" (Moraga *et al.*, 1974), que se dispone discordantemente sobre la Formación Cas, al este del Salar de Atacama, puede ser equivalente de las lavas y sedimentitas de Sierra de Almeida. En ella se han encontrado fósiles jurásicos (*Posidonia* sp.) y, recientemente, triásicos (*Estheria* sp., Gardeweg y Ramírez, en prep.).

En el sector norte (Cordón Pan de Azúcar), el Mesozoico está representado por una secuencia de varios centenares de metros de lavas andesíticas, tobas, y sedimentos continentales rojos, cuyas relaciones con unidades más antiguas no son claras (contactos tectónicos o cubiertos por sedimentos no consolidados), siendo probable que ella sea equivalente de las secuencias volcanoclásticas cre-

tácicas (Formación Augusta Victoria; García, 1967), que alcanzan gran desarrollo al oeste del Salar de Imilac. En el cordón Pan de Azúcar, las andesitas y sedimentitas continentales están intruidas por un stock de granodioritas de biotita-anfíbola (Tabla 1, Fig. 3), de probable edad terciaria. Asimismo, pequeños intrusivos de naturaleza similar intruyen al Granito Alto del Inca (Granodiorita Cordón Damajuana) y al Granito Cerro Vizcachas (Tonalita Cerro Negro), mientras que un pequeño cuerpo de granito hipersolvus, de grano grueso, intruye a la secuencia cretácica en el Paradero Pan de Azúcar (Fig. 2). Cubriendo, discordantemente, a todas estas rocas, se desarrolla, en ambos flancos de Sierra de Almeida, un amplio manto de gravas (Terciario medio-superior ?) sobre el cual se derramaron las coladas de lavas más jóvenes provenientes de los volcanes limítrofes (Deruelle, 1979), así como la colada andesítico-basáltica de El Negrillar, que ocupa la depresión entre Sierra de Almeida y Sierra San Juan (Fig. 2). Es posible que las lavas de esta colada, alejada del cordón volcánico principal, hayan ascendido a lo largo de una zona de debilidad tectónica entre los dos cordones montañosos (ver Fig. 7, perfil 2).

ESTRUCTURA

En la figura 7 se presentan dos perfiles transversales, que ilustran la tectónica de Sierra de Almeida. En ellos, las secuencias estratificadas se disponen como un simple y gran monoclinas que, con manteo general hacia el oeste, descansa discordantemente sobre los granitoides del Paleozoico inferior (Granito Alto del Inca, Granodiorita Choschas), los cuales constituyen el flanco oriental del cordón montañoso. Esta estructura simple está retocada por algunas fallas inversas de poco desplazamiento y manteo al oeste como la falla Alto del Inca (perfiles 1 y 2), que pone en contacto a la Granodiorita Choschas con las sedimentitas y volcánicas que recubren al Granito Alto del Inca. Otra falla de esta misma familia es aquélla que, en la quebrada Pajonales (perfil 2), en el flanco occidental de la sierra, causa una repetición tectónica

de la secuencia sedimentaria triásico-jurásica.

La sierra de Almeida, en cuanto a elemento morfoestructural, corresponde a una unidad relativamente antigua (Terciario medio ?) debido a que fue recubierta por un espeso manto de gravas, con anterioridad al inicio del volcanismo reciente de la Puna (cerro Monturaqui). La morfología actual corresponde sólo a un rejuvenecimiento del relieve, ocurrido en épocas muy recientes, acompañado de una remoción parcial de las gravas que otrora cubrieron el cordón montañoso. El estilo tectónico de Sierra de Almeida, en general, es muy parecido a aquél que caracteriza a la Puna argentina: suaves pliegues y fallas inversas de alto ángulo y poco desplazamiento, inclinadas tanto al este como al oeste (Turner y Méndez, 1979).

CONCLUSIONES

La sierra de Almeida es un elemento morfoestructural mayor dentro del Altiplano chileno y posee

una individualidad geológica propia, caracterizada por un zócalo granítico pre-devónico (Ordoví-

cico ?), sobre el cual transgrede una cubierta sedimentaria, constituida por más de 1.500 m de cuarcitas, probablemente, devónicas. Ellas se acumularon en un ambiente deltaico poco profundo, donde llegaron los detritos, que provendrían de la erosión del Arco Puneño. En dicho arco quedaron expuestas a la erosión las sedimentitas ordovícicas de la Puna, como consecuencia de la fase deformativa oclóyica del Ordovícico Superior-Silúrico. Sobre las sedimentitas se acumularon, en discordancia angular, volcánicas ácidas, probablemente permotriásicas, las que son intruidas, en parte, por granitoides, probablemente pérmicos, que repre-

sentan, en la zona, la actividad magmática del Paleozoico terminal-Triásico Inferior, característica de los Andes del norte de Chile.

A diferencia de la Cordillera de Domeyko, ubicada más al oeste de Sierra de Almeida, donde sólo afloran unidades magmáticas del Paleozoico superior, las unidades del Paleozoico inferior, expuestas en Sierra de Almeida, muestran caracteres afines con aquéllas descritas en la provincia geológica de la Puna argentina, pudiendo considerarse, por lo tanto, que esta región corresponde a una zona transicional entre ambas provincias geológicas mayores.

AGRADECIMIENTOS

El Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile, (Proyectos E 886-801 y E 886-8122) financió el presente estudio. Este trabajo es además un aporte al Proyecto 42 I.G.C.P., Paleozoico superior de Sudamérica y sus límites. El Departamento de Geología facilitó la infraestructura necesaria, tanto

de terreno como de laboratorios, para llevar a buen término esta contribución.

Nuestros colegas E. Godoy y F. Hervé aportaron valiosas críticas al manuscrito; Carmen Sáenz mecanografió diligentemente los originales y Ricardo Muñoz realizó las ilustraciones que se acompañan. A todos ellos nuestro reconocimiento.

REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, G.; BENEDETTO, J.L.; VIEIRA, O.: *et al.*, 1972. Presencia de sedimentitas devónicas en la Puna de Atacama, Provincia de Salta, Argentina. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 27, No. 3, p. 345-346.
- ALLEN, G.P.; LAURIER, D.; THOUVENIN, J. 1979. Etude sedimentologique du delta de La Mahakam. *Cie. Franc. Pétrol. TOTAL, Notes et Mem.*, Vol. 15, p. 1-156.
- BARD, J.P. 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. *Mason Edit.*, 192 p. Paris.
- BIESE, W. 1948. Plano geológico de la cuenca de Monturaqui-Sierra Almeida Sur-Alto Neurara, Sierra San Juan-Sierra del Medio, escala 1:50.000. (Mapa inédito). Santiago.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. 1972. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall, 63 p. London.
- CECIONI, A.; FRUTOS, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *In Congr. Argent. Paleontol. Biostratigr.*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 191-207. Tucumán.
- CHONG, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 294 p. Santiago.
- CHONG, G. 1977. Contribution to the knowledge of the Domeyko Range in the Andes of Northern Chile. *Geol. Rundsch.*, Vol. 66, No. 2, p. 374-404.
- CISTERNAS, M.E.; OVIEDO, L. 1979. Perfil tectónico-estratigráfico en la Precordillera de Atacama y flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay, en la latitud 26°40'S, II Región, Chile. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B 79-B 97. Arica.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; *et al.*, (En prensa). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Sci. Rev.*
- DERUELLE, B. 1978. The Negro de Aras nuée ardente deposits: a cataclysmic eruption of Socompa volcano (Andes of Atacama, Chile). *Bull. Volcanol.*, Vol. 41, No. 3, p. 175-186.
- DICKINSON, W.R.; SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol 63, No. 12, p. 2164-2182.
- DOTT, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix - What

- approach to immature sandstone classification? *J. Sediment. Petrol.*, Vol. 34, p. 625-632.
- HALPERN, M.** 1978. Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between 23° and 27° S. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 89, No. 4, p. 522-532.
- HARRINGTON, H.** 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Vol. 45, No. 2, p. 169-197.
- HECKEL, P.H.** 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. *In* Recognition of ancient sedimentary environments. (Rigby, J.K.; Hamblin, W.K.; eds) *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pap.*, No. 16, p. 226-286.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS.** 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. *In* Jornadas de Trabajo, Vol. 2, Sec. 1, p. 132-145. Antofagasta, Chile.
- MARINOVIC, N.** 1978. Geología de los cuadrángulos Chinquilchoro y Cerro Lila, II Región Antofagasta. *Inst. Invest. Geol.* (inédito), 63 p. Santiago.
- MCBRIDE, S.; CAELLES, J.; CLARK, A., et al.** 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basemente 25° 30' S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 29, No. 2, p. 373-383.
- MORAGA, A.; CHONG, G.; FORTT, M.A.; et al.** 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Inst. Invest. Geo. (Chile), Bol.*, No. 29, 56 p.
- MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J.** 1979. Observaciones tectónicas en la Precordillera de Copiapó: el sector de Puquios-Sierra La Ternera-Varillar. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B111-B145. Arica.
- MUZZIO, G.** 1980. Geología de la región comprendida entre el cordón de Varillar y Sierra Las Vizcachas, Precordillera de Atacama, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 176 p. Santiago.
- NARANJO, J.A.; COVACEVICH, V.** 1979. Nuevos antecedentes sobre la geología de la Cordillera de Domeyko en el área de Sierra de Vaquillas Altas, Región de Antofagasta. *Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A 45-A 64. Arica.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVERS, R.** 1973. Sand and sandstones. Springer-Verlag, 618 p. N. York.
- PINO, H.** (en prep.) Geología del cuadrángulo Río Frío, Cordillera de Domeyko. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol.
- SALFITY, J. A.** 1980. Desarrollo paleogeográfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. Reunión Anual Proy. 44 IGCP, Paleozoico inferior de Sudamérica (inédito). Lima.
- SCHWAB, K.** 1971. Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna. *Hab. Univers. Main.*
- TOSELLI, A.; ACEÑOLAZA, F.G.** 1978. Geocronología de las formaciones Puncoviscana y Suncho, Provincias de Salta y Catamarca. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 33, No. 1, p. 76-80.
- TURNER, J.C.M.; MENDEZ, V.** 1979. Puna. *In* Symp. Geol. Reg. Argent., No. 2, Actas, Vol. 1, p. 13-56. Córdoba.
- TURNER, J.C.M.; MON, R.** 1979. Cordillera Oriental. *In* Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Simp., No. 2, Actas, Vol. 1, p. 57-94.