

EL COMPLEJO IGNEO-SEDIMENTARIO DEL CORDON DE LILA, REGION DE ANTOFAGASTA: SIGNIFICADO TECTONICO

HANS W. NIEMEYER

Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Casilla 1280, Antofagasta, Chile

RESUMEN

El complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila, de probable edad ordovícica, está formado por 3.000 m de lavas y volcanoclastitas básicas, intermedias y ácidas con intercalaciones de limolitas y grauwacas turbidíticas. Las lavas presentan un quimismo de arco volcánico. La secuencia se habría depositado en ambiente marino de poca profundidad, mientras que hacia el techo la sedimentación pudo haberse realizado en condiciones subaéreas. Los efusivos se encuentran genéticamente ligados a numerosos cuerpos gabrodioríticos y riolíticos que penetran la secuencia, en distintos lugares. Este complejo se integra dentro de lo que se conoce como Faja Eruptiva de la Puna Occidental, un arco magmático relacionado con subducción de polaridad oriental, probablemente oblicua, que consumía, durante el Ordovícico, corteza oceánica bajo el bloque continental de Arequipa-Mejillones. La colisión de éste con el continente sudamericano habría ocurrido durante la fase orogénica Oclóyica en el límite ordovícico-silúrico. La oblicuidad de la subducción se infiere sobre la base de indicios de transcurrencia a lo largo de la Falla Tucúcaro y otras fallas de rumbo submeridiano en el Cordón Lila. El soldamiento definitivo del Macizo de Arequipa-Mejillones al continente habría producido una cratonización de las zonas del arco y de tras-arco, con un alzamiento general y consecuente erosión y arrasamiento de los relieves, lo cual explica la ausencia del Silúrico en el norte de Chile. Sobre esa superficie de erosión se depositaron secuencias marinas devónicas.

Palabras claves: Volcanismo ordovícico, Faja eruptiva de la Puna occidental (arco magmático), Bloque continental de Arequipa-Mejillones, Antofagasta, Chile.

ABSTRACT

The Cordón de Lila Igneous and Sedimentary Complex (Ordovician?) is formed by 3,000 m of basic to intermediate and acidic lavas and volcanoclastic rocks, interbedded with siltites and turbiditic graywackes. These rocks have close genetic relations with many small gabbro-dioritic and rhyolitic intrusive bodies. Chemical compositions of the lavas indicate a volcanic arc tectonic setting. The base of the sequence was deposited in a shallow water marine environment being its upper part probably sub-aerial. The complex belongs to a broad and well-defined magmatic arc, Ordovician-Ordovician-Silurian in age, that cross-cut the actual trend of the Andean Cordillera in a north-west direction (Faja Eruptiva de la Puna Occidental). The arc was related to an east dipping, subduction zone, consuming oceanic crust beneath the Arequipa-Mejillones terrain. Collision between this block and the South American continent took place during the Oclóyic tectonic phase (Late Ordovician-Early Silurian). It is suggested that subduction was oblique, as field data show probable strike-slip displacements along the Tucúcaro and other similar north-south trending faults in Cordón de Lila. Accretion of Arequipa-Mejillones terrain to the South American continent produced a cratonization of the arc and back-arc zones. General uplift and denudation occurred consequently, which explain the absence of Silurian deposits in Northern Chile. Later on, Devonian marine sediments were deposited.

Key words: Ordovician volcanism, Faja Eruptiva de la Puna Occidental (magmatic arc), Arequipa-Mejillones terrain, Antofagasta, Chile.

INTRODUCCION

El Cordón de Lila constituye un bloque tectónicamente alzado, de dirección norte-sur, y altura media (3.200 m s.n.m.), en la prolongación septentrional de la Sierra de Almeida, donde ésta desciende en altura hasta desaparecer en el Salar de Atacama (Fig. 1).

Allí afloran extensas superficies de rocas ígneas y sedimentarias pertenecientes al Paleozoico inferior, medio y superior; además de diversas unidades volcánicas y plutónicas del Mesozoico y Cenozoico (Ramírez y Gardeweg, 1981).

La existencia del Complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila (CISL), como una unidad netamente paleozoica, fue dada a conocer primeramente por Niemeyer (1984) y descrita brevemente después por Niemeyer *et al.* (1985). No debe confundirse, por su nombre, con la Formación Lila, cuyos afloramientos se limitan a los flancos del Cordón de Lila, en Quebrada del Tucúcaro y al oriente de Quebrada del Agua Colorada.

El objetivo de la presente contribución es describir con mayor detalle las relaciones de contacto

del CISL, edad, estratigrafía, petrografía, estructura y geoquímica. El mapa geológico (Fig. 2) resume la información cartográfica de Ramírez y Gardeweg (1982) y Niemeyer (1984), e incluye información proveniente de levantamientos recientes, realizados por el autor, en el sector sur-occidental del Cordón de Lila. La base topográfica usada es una imagen de satélite a escala aproximada 1:100.000.

RELACIONES DE CONTACTO

El CISL es la unidad más antigua reconocida en el Cordón de Lila (Niemeyer *et al.*, 1985), y sus afloramientos se extienden por más de 30 km de largo y unos 10 km de ancho (Fig. 2). Está formado por rocas efusivas básicas y ácidas, interestratificadas con sedimentitas arenosas y pelíticas de carácter turbidítico, que se encuentran penetradas por pequeños cuerpos plutónicos diorítico-gabroicos y riolíticos, asociados genéticamente a las rocas efusivas.

El CISL fue adscrito anteriormente, sobre la ba-

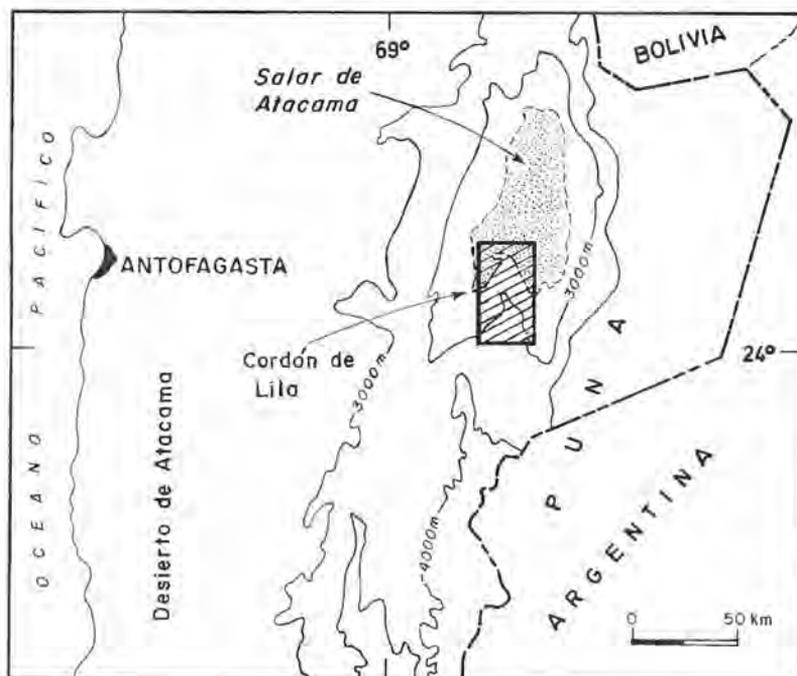


FIG. 1. Mapa de ubicación del Cordón de Lila.

se de correlaciones, a las volcanitas y sedimentitas de la Formación Peine por Ramírez y Gardeweg (1982, p. 41). Empero, los nuevos antecedentes disponibles sobre la geología del área (Niemeyer, 1984), indican que se trata de una unidad distinta y más antigua, claramente individualizable en terreno en cuanto a litología, color, relaciones de contacto y estilo estructural.

La base del CISL no se conoce. Se observa intruido por los granitoides del Plutón Pingo-Pingo en la parte sur del Cordón Lila (Fig. 2), datado inicialmente como del Ordovícico superior-Silúrico inferior mediante dos determinaciones K-Ar concordantes (425 ± 11 Ma en biotita; 429 ± 12 Ma en hornblenda; Mpodozis *et al.*, 1983). Posteriormente, Damm *et al.* (1987) apoyaron esas edades con una determinación U/Pb en el mismo plutón, aportando, además, una edad de 434 Ma para la diorita del Cerro Lila por el mismo método, cuya relación de intrusión con el CISL se observa con claridad en los faldeos orientales del mencionado cerro.

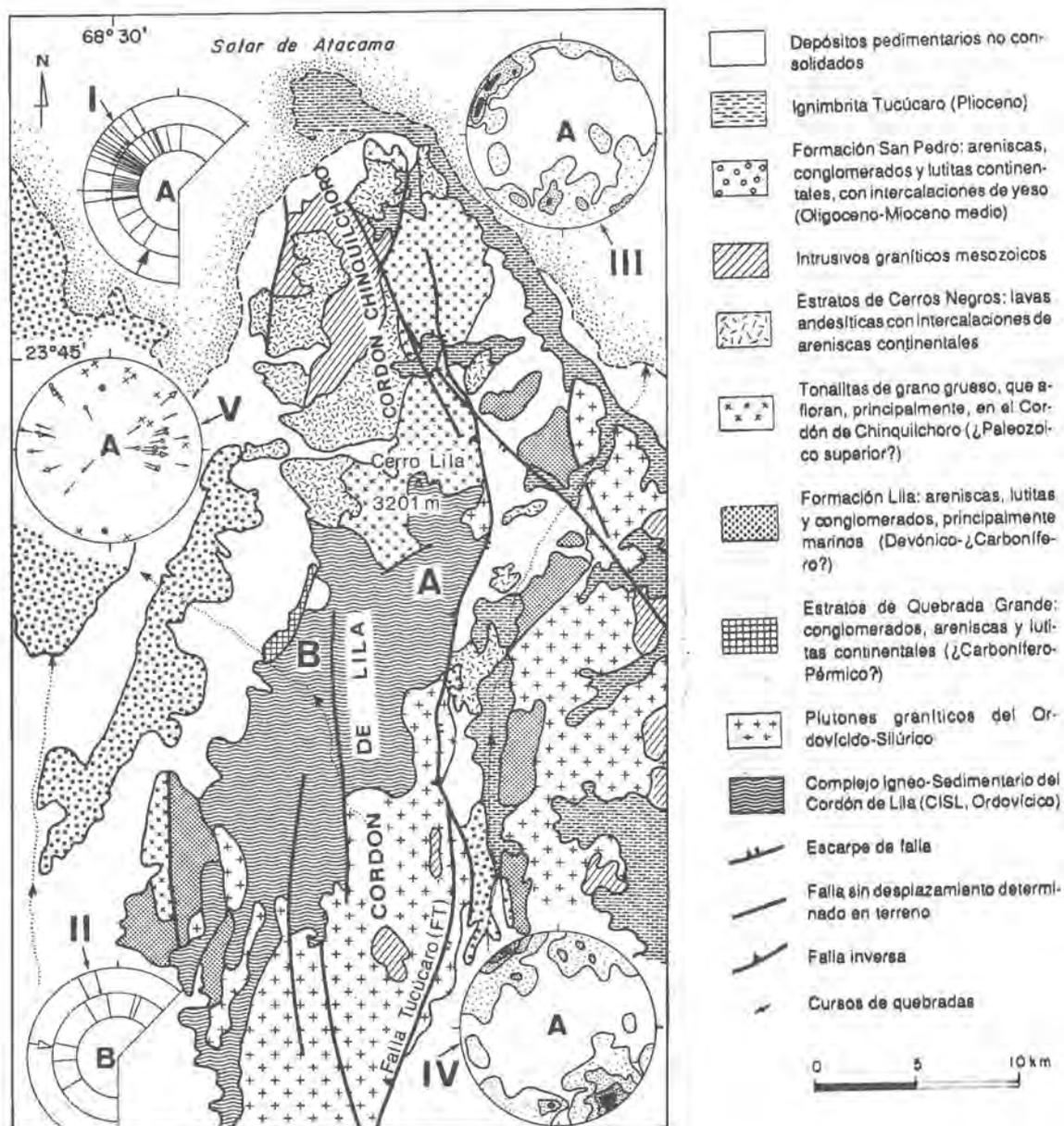
El CISL está cubierto, en discordancia angular, por la Formación Lila (Moraga *et al.*, 1974; también denominada Formación Quebrada Incitas por Niemeyer *et al.*, 1985), en el flanco sur-occidental del cordón homónimo. La Formación Lila se encuentra integrada por más de 1.000 m de areniscas, siltitas y conglomerados, que configuran un perfil transgresivo-regresivo en un ambiente de plataforma estable (Breitkreuz, 1986). La formación sobreyace, además, a los plutones ordovícico-silúricos en los alrededores de Quebrada del Tucúcaro. Fue descrita inicialmente por Moraga *et al.* (1974), quienes le asignaron una edad tentativa triásica, basándose en consideraciones tectónicas. Posteriormente Cecioni (1982) aportó el hallazgo de *Conularia africana* Salter, confiriéndole una edad devónica inferior a su base. Esta edad es consistente con la identificación de *Phacops* sp. de parte de González (comun. escrita, 1985) en material recolectado por el autor, cerca de la base de la secuencia. El techo de la Formación Lila alcanzaría el Carbonífero inferior según Breitkreuz (1986), quien fundamenta esa edad en correlaciones con la Formación Zorritas, que aflora más al sur en Sierra de Almeida (Cecioni y Frutos, 1975; Davidson *et al.*, 1981; Isaacson *et al.*, 1985; Urzúa, 1989).

El conjunto CISL (más la Formación Lila) se encuentra intruido, al noroeste de Cerro Lila, por

un cuerpo tonalítico de grano grueso, que alcanza gran extensión areal en el Cordón Chinquilchoro (Fig. 2), el cual, en algunos sectores, está afectado por deformación cataclástica y sus minerales máficos alterados a clorita. Se atribuye aquí al Paleozoico superior, basándose en su relación de contacto post Formación Lila y en su probable continuidad de afloramiento, no comprobada en terreno, con un cuerpo diorítico datado en $268 \pm 11-20$ Ma (intercepción inferior, método U/Pb; K.W. Damm, comun. escrita, 1989), que aflora en el extremo norte de la península del Salar de Atacama.

En el sector centro-occidental del Cordón Lila, el CISL está cubierto, en discordancia angular, por más de 1.000 m de conglomerados, areniscas y lutitas de color pardo oscuro a pardo-verdoso, depositados en ambiente continental-fluvial. Se denomina a esta unidad, provisionalmente, con el nombre de Estratos de Quebrada Grande. Los conglomerados contienen abundantes clastos de cuarcitas similares a las que integran la Formación Lila, además de clastos de granitoides homologables con los plutones ordovícico-silúricos. También contienen detritos procedentes del CISL. Según los antecedentes expuestos, esta unidad sería posterior a los plutones ordovícico-silúricos y a la Formación Lila, por lo tanto, se habría depositado con posterioridad al Devónico-Carbonífero inferior(?). Otro punto de apoyo para precisar la edad de esta unidad es el hallazgo, por parte del autor, de una fauna de braquiópodos en un conglomerado calcáreo de origen marino perteneciente a su base (Fig. 3). Dentro de esta fauna, P.E. Isaacson (comun. escrita, 1988) identificó especímenes de *Rossirhynchus? chavelensis* (Amos) (Muestras CL147-HN86 y CL165-HN86). Dicha forma ha sido incluida por Isaacson y Dutro (en prep.) dentro de una asociación faunística diagnóstica del Tournaisiano. Sin embargo, los antecedentes disponibles no permiten acotar una edad precisa para esta unidad, por lo cual se la asigna, provisionalmente, al Carbonífero-Pérmico. Se la correlaciona, tentativamente, con parte de la Formación Pular en Sierra de Almeida (Osorio y Rivano, 1985; Urzúa, 1989). También se correlacionaría con la secuencia de areniscas, conglomerados, calizas y margas con microfósiles del Pennsylvaniano-Pérmico reconocida por Padilla (1988) en Sierra de Varas.

Sobreyaciendo, discordantemente, a todas las



- I, II. Medidas de dirección y sentido de aportes detríticos en las localidades A y B, respectivamente. Flechas negras pequeñas: 'flute-casts' (n=32 en I; n=2 en II); trazos radiales: 'groove-casts' (n=14 en I, n=7 en II); flecha negra grande: estratificación cruzada (n=1 en I); flecha blanca grande: 'load-cast' dimensional (n=1 en II)
- III. Medidas de orientación de fracturas en localidad A (n=49), densidad de ocupación de acuerdo a intensidad creciente del hachurado: 0% (0-4%), (4-8)% y (>8%)
- IV. Medidas de orientación de fracturas (n=50), densidad de ocupación de acuerdo a intensidad creciente del hachurado: 0% (0-4%), (4-8)%, (8-12)% y (>12%)
- V. Medidas estructurales en pliegues de la localidad A: ejes de pliegues decamétricos y métricos construídos (flechas blancas, dos construcciones sobre la base de 1-20 medidas c/u); ejes de pliegues métricos y centimétricos medidos directamente (flechas negras, n=14); intersección entre clivajes de plano axial de fractura y planos de estratificación (círculos blancos, n=8); polos de clivaje de plano axial (cruces, n=11); polos de orientación de planos axiales de pliegues métricos (asteriscos, n=2).

FIG. 2. Mapa geológico del Cordón de Lila.

unidades arriba mencionadas se observan unos 200 m de lavas andesíticas, porfídicas y afaníticas, de color pardo-rojizo con algunas intercalaciones de areniscas de ambiente continental. Son asignables a los Estratos de Cerros Negros (¿Triásico-Jurásico inferior?) de Ramírez y Gardeweg (1982), dejando constancia que esta última denominación corresponde a los Cerros Negros ubicados al sureste de Peine (Ramírez y Gardeweg,

1982, p. 42) y no al Cerro Negro (altura 3.052 m) del Cuadrángulo Cerro Lila.

Finalmente, y para completar las relaciones de contacto, debe señalarse que el CISL limita en sus afloramientos más orientales, mediante falla inversa (Falla Tucúcaro; Fig. 2), con las siguientes formaciones cenozoicas: Formación San Pedro, Ignimbrita Tucúcaro y depósitos pedimentarios no consolidados (Ramírez y Gardeweg, 1982).

EDAD

Tomando en consideración los antecedentes expuestos, se infiere una edad más antigua que el límite ordovícico-silúrico para el CISL, asignándolo, en forma general, al Ordovícico. La presencia de un bioclasto de trilobite del Llanvirniano inferior en la Formación Lila (Cecioni, 1982) constituye un argumento indirecto que favorecería esta asignación cronológica, si se pudiese demostrar que dicho bioclasto proviene del CISL. Recientemente, Damm *et al.* (1987) intentaron la datación de lavas del CISL por el método Nd/Sm, que indicó para ellas una edad de 448 Ma, correspondiente al Ordovícico superior. Sin embargo, como señalaron esos autores, los datos Nd/Sm no configuran una isócrona propiamente tal, derivando esto en un error analítico muy grande (± 145 Ma), por lo cual dicha edad debe tomarse sólo en sentido general y nada más que como indicador grueso relativo al momento de incorporación de los materiales volcá-

nicos del CISL a la corteza.

Cabe destacar, también, el hallazgo de *Arthrophyucus* aff. *alleghaniensis* (Harland) (determinación de Covacevich, 1981; in Ramírez y Gardeweg, 1982, p. 37, Lám. 2; Figs. 4a, b) del Paleozoico inferior y muy probablemente del Ordovícico-Silúrico. Aunque los mapas detallados del autor no alcanzan a cubrir el punto indicado por Ramírez y Gardeweg para el hallazgo, se estima que los afloramientos que contienen las trazas pertenecen al CISL. De comprobarse esto último, ese hallazgo constituiría el único antecedente paleontológico directo para una edad ordovícica del CISL.

Consecuentemente, los argumentos disponibles confluyen en una edad general ordovícica para el CISL, haciendo hincapié en que es claramente más antiguo que los intrusivos graníticos del límite ordovícico-silúrico.

ESTRATIGRAFIA

La secuencia volcánica y sedimentaria del CISL mide unos 3.000 m, espesor que se determinó sobre la base de dos perfiles estratigráficos levantados en los sectores A y B (Fig. 2), los cuales corresponden, respectivamente, a las columnas parciales de la figura 3 (columnas A y B). La base de esta secuencia no aparece expuesta, en tanto que su techo está marcado por una discordancia angular (en parte obliterada por una falla), que la separa de los Estratos de Quebrada Grande. Desde la base hacia el techo se distinguen las siguientes subunidades (Fig. 3):

Subunidad 1. Formada por 560 m de lavas ba-

sálticas a andesíticas de almohadilla y macizas (o almohadillas en la base y macizas en el techo; columna C, Fig. 3), de color gris-verdoso a verde oscuro, alternando con pelitas y areniscas de color verde-oliva, pardo oscuro y pardo-amarillento. Las areniscas presentan carácter turbidítico con frecuentes figuras de base tales como 'groove-casts' y 'flute-casts'. También se observan algunos flujos volcanoclásticos subacuáticos y lavas de composición dacítica-riolítica.

Esta parte de la secuencia se encuentra atravesada por numerosos filones-manto andesítico-basálticos y microdioríticos, además de pequeños stocks gabrodioríticos.

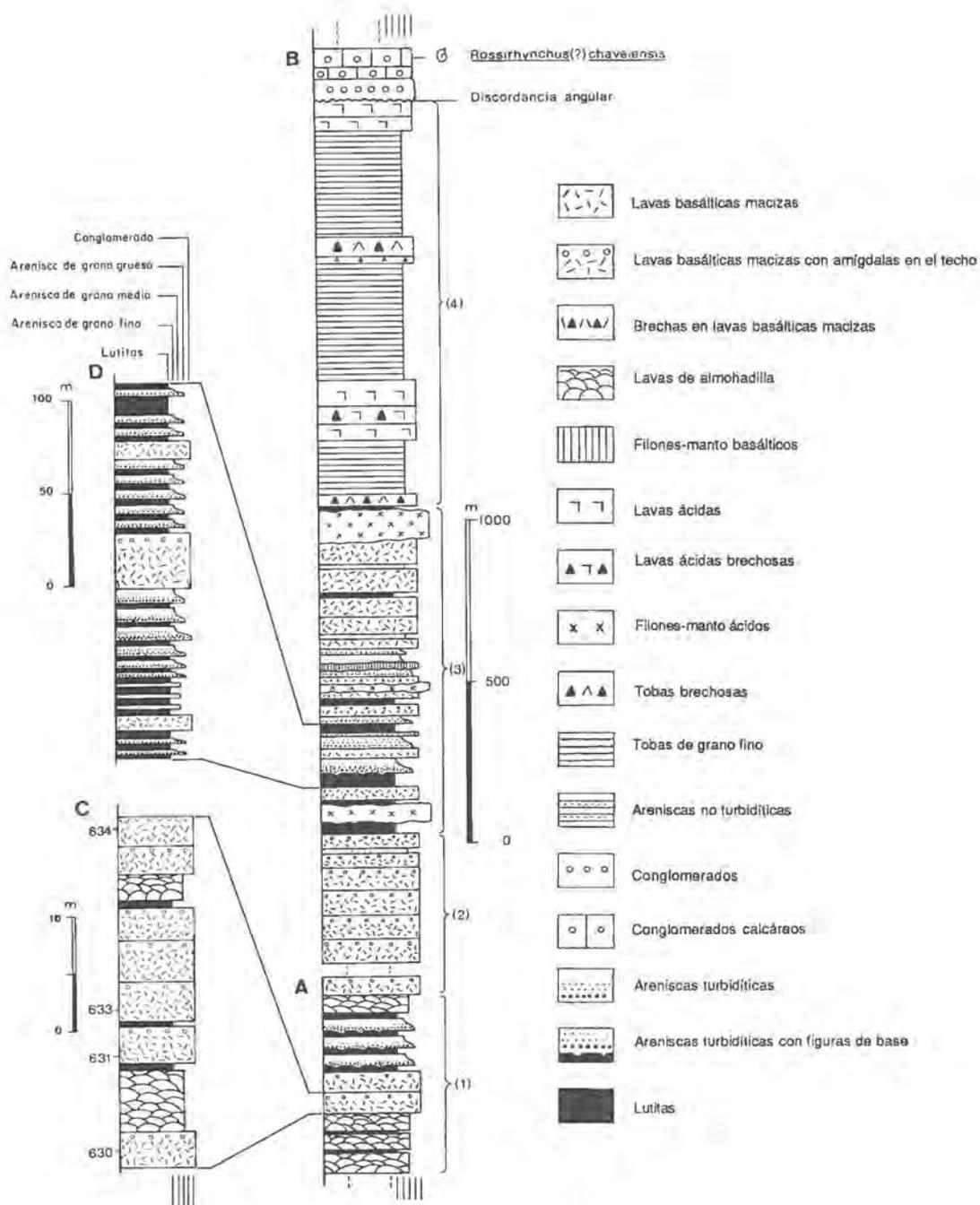


FIG. 3. Columna estratigráfica del CISL. Las columnas parciales A y B corresponden, respectivamente, a los lugares A y B de la figura 2.

Subunidad 2. Integrada por 500 m de lavas macizas, andesíticas a basálticas, de color negro y verde oscuro con, frecuentes vesículas de gran tamaño (mayor que 2 cm de diámetro). En esta sección no se observan lavas de almohadilla ni sedimentitas, lo cual, unido a la gran cantidad de vesículas, sugiere que esta parte de la secuencia volcánica se habría depositado en condiciones subaéreas o bien muy próxima a la superficie del agua. Por otra parte, al igual que en la Subunidad 1, se observa gran cantidad de stocks gabrodioríticos intruyendo a las lavas.

Subunidad 3. Comprende 1.000 m de lutitas, color verde-oliva, con intercalaciones de areniscas turbidíticas de grano medio a grueso en la base (excepcionalmente el grano alcanza al tamaño grava). En la columna D, se indica el detalle de un ciclo de sedimentación turbidítica desarrollado en unos 200 m de espesor. Este se caracteriza por un aumento progresivo del espesor de los bancos

hasta la parte media de la columna, para luego decrecer y llegar a la sedimentación normal de lutitas. Las lavas, en esta subunidad, son exclusivamente andesitas y basaltos macizos con abundantes amígdalas en su techo. Se observan gruesos y extensos filones-manto riolíticos, así como también algunos filones-manto basálticos.

Subunidad 4. Constituida por 1.250 m de tobas de grano fino, de color blanco y amarillo, con gran cantidad de lapilli soldado y recristalizado. Ocurren también algunas intercalaciones de lavas dacíticas y riolíticas macizas, con estructura fluidal relictas. También se observa una pequeña proporción de tobas brechosas y lavas riolíticas brechosas, con clastos líticos de volcanitas ácidas de tonos oscuros. Por la intercalación de un nivel pelítico en el tercio inferior de esta subunidad, se infiere que las condiciones del ambiente subacuático continuaron por lo menos hasta esa parte de la columna.

PETROGRAFIA

En lo que sigue se analiza la petrografía de las sedimentitas, efusivos, stocks y filones gabrodioríticos que integran al CISL.

SEDIMENTITAS

Las rocas sedimentarias del CISL caracterizan una secuencia de turbiditas en la cual alternan bancos de grauwas de 0,2 m hasta 1,5-2,0 m con lutitas que raramente alcanzan los 2,0 m de potencia. Son de color verde-oliva a verde oscuro. En algunos puntos, especialmente en los intersticios entre las almohadillas, se observan hialoclastitas y sedimentos silicificados de color gris-verdoso.

Los bancos de grauwas presentan una estratificación gradada muy notoria, con granos de hasta 50 mm de diámetro en la base. Es frecuente encontrar, en las cercanías del contacto basal, trozos de sedimento de grano fino, provenientes de las capas inferiores al depositarse el flujo turbidítico que originó las capas de grauwas. El material detrítico que dio origen a estas grauwas es netamente volcánico. La base de los bancos presenta frecuentes 'flute-casts' y figuras de carga. En algunos bancos se ha observado, también, estrati-

ficación cruzada. La medición de más de 50 figuras direccionales, indica aportes detríticos provenientes desde el noroeste (Fig. 2).

EFUSIVOS

Los materiales efusivos del CISL corresponden, como ya se dijo, a lavas básicas y a rocas volcánicas ácidas.

Las lavas básicas son características de los dos tercios inferiores del CISL y pueden presentarse en almohadilla o en paquetes macizos, sin que, aparentemente, haya una distribución vertical preferente de algunos de los dos tipos.

En los paquetes de lavas de almohadilla, éstas se presentan muy densamente entrelazadas y con escaso sedimento silíceo de color verde entre las almohadillas. Poseen diámetros entre 0,2 y 2 m, mostrando, frecuentemente, una sección elipsoidal pedunculada con pico basal bien desarrollado. También se observan secciones arriñonadas, convexas hacia abajo, preferentemente en las almohadillas de tamaño intermedio, en tanto que las formas esféricas corresponden, sobre todo, a aquellas de pequeño tamaño. En tres dimensiones se observó que muchas almohadillas poseen formas

TABLA 1. MINERALES DE ALTERACION EN LAVAS BASICAS DEL CISL

No.	Litología	Clorita	Calcita	Epidota	Silice	Actinolita	Albita	Hornblenda	Esfero	Serpentinita	Prehnita
MASA FUNDAMENTAL	HN528	Basalto con textura variolítica	x	-	x	x	x	x	-	x	-
	HN529	Basalto macizo (sin almohadilla)	x	x	x	x	x	-	-	x	-
	HN532	Basalto con textura variolítica	x	x	x	x	x	-	-	-	-
	HN535	Parte central de almohadilla	x	-	-	-	x	-	-	-	-
	HN628	Colada maciza	x	x	-	x	x	x	-	x	-
	HN630	Colada maciza (parte inferior)	x	x	-	-	x	x	?	x	-
	HN631	Colada maciza (parte inferior)	x	x	-	-	x	x	?	x	-
	HN633	Colada maciza (parte inferior)	x	-	-	x	x	x	-	x	-
	HN634	Colada maciza (parte superior)	x	x	-	-	x	x	?	x	-
	HN635	Gabro serpentizado	x	-	-	x	x	x	?	-	x
	HN657	Zona central de almohadilla	x	-	x	-	x	x	-	x	-
	HN660	Parte externa de almohadilla	x	x	x	x	x	x	-	-	-
	AMIGDALAS	X-1	Parte externa de almohadilla (material separado)	x	-	-	-	-	x	-	-
X-2		Parte externa de almohadilla (material separado)	x	-	-	-	x	x	-	-	-
HN530		Filón silicificado	x	x	-	x	-	-	-	-	-
HN531		Filón variolitizado	x	-	x	x	-	-	-	-	-
HN552		Parte externa de almohadilla	x	-	-	x	-	-	-	-	x
HN630		Colada maciza	x	-	-	-	x	-	-	-	-
			-	x	-	-	x	-	-	-	-
HN631		Colada maciza	x	-	-	-	x	-	-	-	-
HN633		Colada maciza	x	-	x	x	x	-	-	-	-
HN634		Parte superior amigdaloidal de colada maciza	x	-	-	-	x	-	-	-	-
			x	-	-	-	-	-	-	-	-
HN660		Parte externa de almohadillas	x	-	-	x	-	-	-	-	-
			-	x	-	x	-	-	-	-	-
		x	-	x	x	-	-	-	-	-	
VETILLAS	HN529	Basalto macizo	x	x	x	x	-	-	-	-	-
	HN530	Filón silicificado	-	-	x	x	-	-	-	-	-
	HN531	Filón	-	x	-	-	-	-	-	-	-
	HN535	Parte central de la lava de almohadilla	-	x	x	-	x	-	-	-	-
	HN657	Parte central de la lava de almohadilla	-	-	x	-	-	-	-	-	-

Nota: En la muestra X-1 se realizó un análisis por difracción de rayos X, cuya clorita presenta las siguientes posibilidades: Aposiderita (A); Thuringita (T); Kotschubeita (K), siendo las probabilidades: A > T > K.

tabulares, constituyendo una serie de mamelones fuertemente inclinados respecto de la estratificación, similares a los mostrados en fotografías del sitio de la operación FAMOUS (Wells *et al.*, 1979; Fig. 3). Las almohadillas presentan abundantes vesículas de 2-3 cm de largo por 2 mm de diámetro, orientadas radialmente; se encuentran rellenas con clorita, además de actinolita, en algunos casos (Muestras X-1 y X-2, Tabla 1). El borde de las almohadillas posee una corteza de enfriamiento característica, formada por material vítreo de 5 mm de ancho, cuya superficie externa aparece intensamente alterada a clorita, lo que le confiere un marcado aspecto lustroso. Examinadas al microscopio, las almohadillas presentan, en algunos casos, una marcada textura variolítica. En otros, se observan cristales de plagioclasa, muy delgados, dispuestos radialmente y entremezclados con los minerales de alteración, dentro de una mesostasis de vidrio. En muchas muestras, el vidrio se observa totalmente desvitrificado.

Además de proporcionar un criterio base-techo muy seguro para la parte estratificada de este complejo, las almohadillas indican que las lavas se derramaron bajo el agua. La marcada orientación radial de las vesículas en las almohadillas sugiere una intensa desgasificación del material en condiciones de baja presión hidrostática (Moore, 1975). Esto se corrobora, también, por la alta densidad de vesículas observadas en el borde de las almohadillas, indicando una efusión de las lavas a profundidad menor que 500 m (Fisher, 1984).

La asociación mineralógica frecuentemente observada en la masa fundamental de las lavas es: actinolita + clorita + epidota + albita (Tabla 1), que es diagnóstica de la facies de esquistos verdes (Miyashiro, 1973) y estaría caracterizando un metamorfismo ocurrido en el fondo marino, asociado a hidrotermalismo (Coleman, 1976). Esto implica fuentes de calor relacionadas con la actividad volcánica en una posición cercana al lugar de deposición del CISL. La eventual presencia de hornblenda (Tabla 1) podría ser indicativa de una transición a la facies de epidota-anfibolita, aunque se necesitaría un estudio más detenido de la plagioclasa para comprobarla. Las asociaciones mencionadas están acompañadas, frecuentemente, por silicificación importante, además de la presencia de calcita en muchas muestras (Tabla 1), lo cual indica procesos de hidrotermalismo con

gran movilidad de sílice, calcio y sodio.

La asociación mineralógica de alteración, observada en la masa fundamental de las lavas, se repite en las amígdalas y vetillas (Tabla 1), las cuales son frecuentes tanto en lavas macizas como en lavas de almohadilla.

Las rocas volcanoclasticas ácidas corresponden, principalmente, a tobas de cristales con abundante lapilli soldado y recristalizado. También existen algunas tobas bechosas con clastos líticos ácidos. En la parte inferior de la secuencia se observan, además, algunos flujos subacuáticos de piroclastos, que suelen presentar estratificación gradada y cruzada. Todas estas rocas se encuentran intensamente desvitrificadas y alteradas.

Las volcanoclastitas predominan ampliamente en el tercio superior del CISL y se asocian con gran cantidad de cuerpos intrusivos riolíticos (stocks y filones) que presentan pequeños fenocristales de plagioclasa dentro de una masa fundamental vítrea alterada. Son particularmente notorios en los lugares donde atraviesan lavas básicas, debido al contraste de colores que se produce. Se intercalan, también, lavas riolíticas y dacíticas dentro de las tobas, siendo difícil distinguirlas de los cuerpos netamente intrusivos.

STOCKS Y FILONES GRANODIORITICOS

Atravesando al CISL se observan numerosos stocks de pequeño tamaño con superficies menores que 2 km², a los cuales se asocian filones y

TABLA 2. COMPOSICION MODAL DE STOCKS GABRODIORITICOS ASOCIADOS CON EL CISL

	HN538	HN542	HN551	HN668
Plagioclasa	56,7	46,6	51,1	52,7
Piroxeno	20,1	24,8	8,2	22,1
Hornblenda	16,1	--	--	--
Actinolita	--	17,4	25,2	5,3
Clorita	4,9	6,3	8,8	16,6
Epidota	--	--	0,2	--
Prehnita	--	--	2,1	--
Min. opaco + esteno	2,2	--	4,0	--
Talco en venas	--	2,5	--	1,6
Suma	100,0	97,6	100,00	98,3

filones-manto de hasta 20 m de potencia, gabrodioríticos, que desarrollan bordes de enfriamiento en los contactos con las sedimentitas y lavas. En la tabla 2 se muestran los análisis modales de cuatro muestras de estos cuerpos, los cuales indican - al igual que en el caso de las lavas - una profunda alteración de la roca.

Poseen una textura subofítica característica, con entrecrecimiento de clinopiroxeno alotriomorfo (0,5-5 mm) y plagioclasa automorfa a subautomorfa (0,2-3 mm). El clinopiroxeno corresponde a augita y se encuentra reemplazado, hacia los bordes, por actinolita en grado muy variable. Este último mineral forma, a menudo, grandes 'nidios', donde

se presenta, en abundantes y finas agujas, mezcladas con la clorita. La epidota aparece en pequeñas manchas al interior de la plagioclasa, pero no está presente en todas las muestras. También se observa hornblenda, la cual reemplaza, pseudomórficamente, al piroxeno, según cristales únicos que se extinguen, al mismo tiempo, en todas sus partes.

Otros minerales de alteración son la prehnita y el talco, que se presentan en venas. En uno de los intrusivos gabroicos se observó una serpentinitización total de los minerales máficos, entre ellos uno que, posiblemente, haya correspondido a olivino.

ESTRUCTURA

La actitud general de las capas del CISL es homoclinal con rumbo submeridiano y manteos de 20-40° al oeste y el techo en posición normal. Sólo en algunos lugares se observan capas subverticales a invertidas, cuya actitud se asocia a pliegues decamétricos de ejes norte-sur, con planos axiales de manteos fuertes. Sin embargo, éstos no son sistemáticos, predominando, como ya quedó dicho, la actitud homoclinal.

Otro rasgo estructural importante, que afecta al CISL, lo constituye un sistema de fallas de orientación norte-sur, entre las cuales la más importante es la Falla Tucúcaro (Fig. 2) (Ramírez y Gardeweg, 1982; Niemeyer, 1984). Esta es la estructura más notoria del Cordón de Lila y se encuentra limitando los afloramientos del CISL hacia el oriente. Se extiende con dirección predominantemente meridiana por más de 50 km en el flanco oriental de dicho cordón, donde forma un escarpe de 20-40 m que mira hacia el este. A lo largo de la falla se observa una franja de brechas y rocas cataclásicas con un ancho promedio de ca. 50 m. Los fenómenos de fracturamiento y cataclasis afectan allí, exclusivamente, a las rocas del Plutón Pingo-Pingo y del CISL.

Aunque los movimientos recientes de la Falla Tucúcaro fueron inversos (Niemeyer, 1984), existen tres líneas de evidencia indicativas de movimientos transcurrentes a lo largo de ésta y otras fallas de rumbo submeridiano en el Cordón de Lila:

- La disposición 'en échelon' del contacto CISL-Plutón Pingo-Pingo (Fig. 2) sugiere posibles mo-

vimientos sinistres, posteriores al emplazamiento del plutón.

- La orientación subvertical y rumbos oblicuos a la Falla Tucúcaro de fracturas abiertas, rellenas con calcita, observadas en lavas e intrusivos pertenecientes al CISL (medidas en localidad A, III y IV, Fig. 2), indican una orientación norte-sur del 'stress' principal máximo σ_1 .
- La brusca inflexión en el rumbo general de las capas del CISL, que cambian desde su dirección sub-meridiana hasta este-oeste, en las cercanías de Cerro Lila, configurándose allí un marcado sistema de pliegues transversos (de orientación este-oeste). Estos son decamétricos a centimétricos y se encuentran acompañados, en muchos afloramientos, por un clivaje de fractura que corresponde a clivaje de plano axial (V en localidad A; Fig. 2). Se midió el lineamiento de intersección entre este clivaje y el plano de estratificación, o bien entre los planos mencionados y un segundo clivaje conjugado con el anterior. Dichos lineamientos resultaron paralelas a los ejes de los pliegues, ya sea construidos (caso de pliegues decamétricos o métricos) o medidos directamente (caso de pliegues centimétricos, Fig. 2). Los pliegues decamétricos son sistemáticos, presentando ejes suavemente buzantes, tanto al este como al oeste, con planos axiales cercanos a la vertical y ángulos interlimbo más o menos abiertos (90-50°). En el sector aludido, se contaron cinco pliegues decamétricos, alternándose en anticlinal y sinclinal,

con posición generalmente normal de las capas. Dicha configuración de pliegues oblicuos respecto al rumbo de un sistema de fallas 'en échelon' es indicio bastante seguro de movimientos transcurrentes a lo largo de ellas (Ram-

say y Huber, 1987).

De este modo se sugiere que la Falla Tucúcaro y otras fallas de igual orientación habrían registrado posibles movimientos transcurrentes durante el Paleozoico superior.

GEOQUIMICA

Los análisis disponibles en muestras propias incluyen una mayoría de productos efusivos e intrusivos básicos, provenientes de la base de CISL (Localidad A, Fig. 2), con sólo una pequeña proporción de productos ácidos. La mayor parte de las muestras químicamente analizadas proceden de la Subunidad 1 (Fig. 3). La columna C de esa misma figura ilustra una sección detallada de la columna A, donde se indica la posición de cuatro muestras con análisis químicos.

Según la clasificación catiónica de Jensen (1976), la mayor parte de los análisis (Tabla 3) posee un carácter predominantemente toleítico en el triángulo Al_2O_3 , MgO ($\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$) (Fig. 4), donde ocupan, de preferencia, los campos de los basal-

tos y andesitas toleíticas. Algunos análisis cubren el área de las dacitas y riolitas, agrupándose aparte de las composiciones más básicas, comprobando una marcada bimodalidad, ya advertida en terreno, de las rocas ígneas del CISL. Una conclusión similar se obtiene al representar los análisis entregados aquí, en conjunto con los de Damm *et al.* (1986), dentro de un diagrama clásico AFM. Por otro lado, se comprueba en la figura 4 una fuerte afinidad petrogenética entre los intrusivos gabrodioríticos y las lavas básicas del CISL.

En la tabla 4 se indican algunos elementos traza para las mismas muestras de la tabla 3. Utilizando el diagrama triangular Zr-Y-Ti de Pearce y Cann (1973) (Fig. 5) se observa que la mayor par-

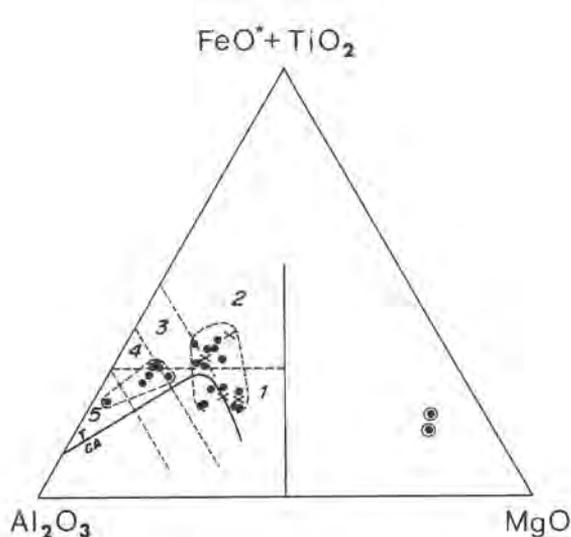


FIG. 4. Clasificación catiónica de productos efusivos (puntos) e intrusivos (cruces) del CISL, según Jensen (1976). T: Campo toleítico; Ca: Campo calcoalcálico. Los datos provienen de la tabla 3 y todos los elementos están expresados en su forma catiónica. 1. Basaltos con alto contenido de Mg; 2. Basaltos con alto contenido de Fe; 3. Andesitas; 4. Dacitas; 5. Riolitas.

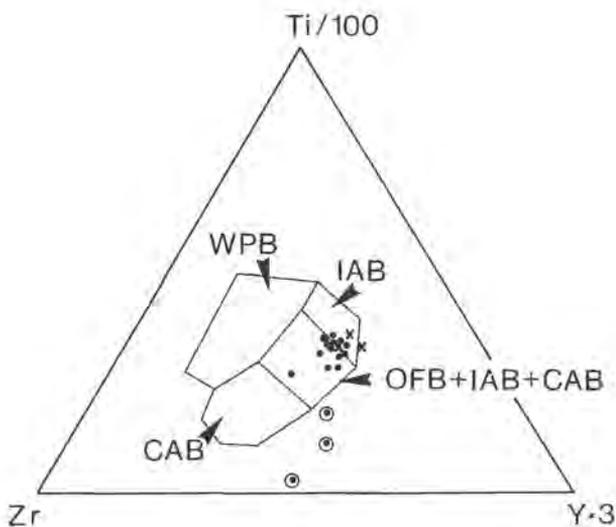


FIG. 5. Diagrama Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973), en el cual se han ploteado 18 análisis químicos correspondientes a basaltos y andesitas de la figura 4. WPB: Basaltos de intra-placa; CAB: Basaltos de series calcoalcálicas; OFB: Basaltos de fondos oceánicos; IAB: Basaltos de arcos de islas. Los análisis envueltos en círculos se consideran anómalos.

TABLA 3. ANALISIS QUIMICOS DE ROCA TOTAL EN VOLCANITAS DEL CISL*

No. Muestra	SiO ₂	TiO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Co ₂	Suma
HN 527	52,35	0,54	14,39	2,04	8,00	0,16	6,82	8,37	1,47	0,72	0,08	3,78	0,00	0,00	98,72
HN 528	54,69	1,39	13,76	2,89	9,96	0,22	3,83	6,01	1,36	2,27	0,26	1,53	0,00	0,00	98,17
HN 530	67,89	0,79	13,77	2,38	3,17	0,09	0,80	1,43	3,29	2,43	0,27	1,07	0,00	0,00	97,38
HN 531	62,73	1,39	14,77	2,99	4,54	0,13	1,46	3,35	4,45	0,10	0,25	1,64	0,00	0,00	97,80
HN 532	66,03	0,73	13,49	2,23	6,08	0,13	1,43	3,42	2,43	1,04	0,17	2,81	0,00	0,00	99,99
HN 542 +	48,93	0,60	15,34	2,18	7,96	0,21	7,18	42,02	1,15	0,73	0,05	2,03	0,00	0,00	98,38
HN 551 +	49,55	1,35	13,54	2,85	13,48	0,25	5,07	8,17	1,68	0,23	0,12	1,89	0,00	0,00	98,18
HN 608	61,57	0,81	12,84	2,30	5,91	0,16	2,38	4,40	3,33	0,09	0,16	3,53	0,00	0,00	97,48
HN 612	40,96	0,26	6,04	1,76	11,99	0,22	28,39	5,15	0,28	0,10	0,05	3,66	0,00	0,00	98,86
HN 613	49,11	0,96	14,68	2,46	9,30	0,18	3,80	14,66	1,37	0,09	0,10	2,89	0,00	0,00	99,60
HN 618	43,09	0,22	6,65	1,72	10,06	0,17	29,54	5,14	0,29	0,07	0,04	4,24	0,00	0,00	101,23
HN 619	45,52	0,62	15,32	2,18	5,96	0,15	5,03	22,00	1,58	0,33	0,12	0,00	0,00	0,00	98,81
HN 625	53,47	0,62	15,29	2,17	7,13	0,18	7,16	7,05	2,45	0,52	0,08	2,57	0,00	0,00	98,69
HN 626	51,27	0,72	15,38	2,22	5,49	0,21	4,76	13,63	2,34	0,40	0,10	3,33	0,00	0,00	99,85
HN 627	49,75	0,79	15,54	2,37	6,76	0,18	7,25	9,53	1,85	0,27	0,09	2,63	0,00	0,00	99,01
HN 628	52,18	1,31	14,68	2,63	13,42	0,35	4,65	4,60	1,88	0,10	0,15	4,27	0,00	0,00	100,22
HN 629 +	52,66	1,33	14,85	3,05	11,82	0,22	4,57	5,32	3,12	0,16	0,12	2,07	0,00	0,00	99,29
HN 630	51,13	1,17	15,28	2,75	10,75	0,30	4,25	8,56	2,48	0,52	0,13	1,83	0,00	0,00	99,15
HN 631	49,41	1,02	14,83	2,60	11,12	0,20	5,40	9,77	2,24	0,45	0,11	3,25	0,00	0,00	100,40
HN 633	49,63	1,25	15,80	2,34	11,13	0,28	4,66	7,62	2,24	0,37	0,14	1,88	0,00	0,00	97,84
HN 634	51,08	0,90	16,22	2,46	8,86	0,23	6,50	9,62	1,99	0,44	0,11	0,90	0,00	0,00	99,31
HN 657	52,78	1,76	15,65	3,34	11,48	0,20	3,46	4,89	3,88	0,07	0,27	2,24	0,00	0,00	100,02
HN 658	70,22	1,25	12,36	8,42	0,00	0,09	1,57	3,35	3,78	0,05	0,25	0,54	0,00	0,00	101,88
HN 659	46,88	0,71	11,80	2,26	5,77	0,13	1,34	5,08	2,18	0,36	0,17	3,55	0,00	0,00	80,23
HN 665	45,81	0,53	17,54	2,03	9,32	1,46	5,18	11,74	3,64	0,18	0,15	2,90	0,00	0,00	100,50
HN 667	66,83	1,25	11,94	2,84	5,17	0,09	1,27	3,71	4,19	0,05	0,23	1,28	0,00	0,00	98,85
HN 669 +	52,77	0,65	15,75	2,24	7,75	0,18	6,12	10,92	1,53	0,64	0,09	1,09	0,00	0,00	99,73

* Análisis por fluorescencia de rayos X. + Intrusivos gabrodioríticos. El resto de los análisis corresponden a lavas.

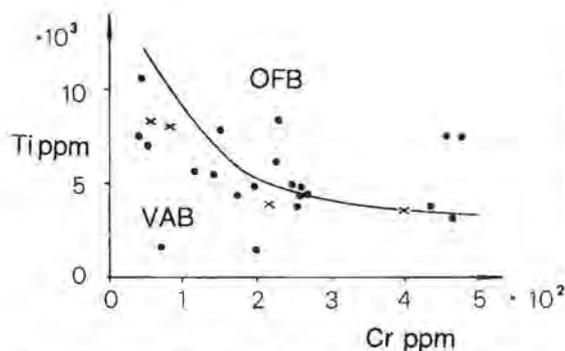


FIG. 6. Diagrama Cr versus Ti para basaltos y andesitas del CISL. Los datos provienen de las tabla 3 y 4. **VAB.** Basaltos de arco volcánico; **OFB.** Basaltos de fondo oceánico. Diagrama según García (1978). Los análisis envueltos en círculos se consideran anómalos.

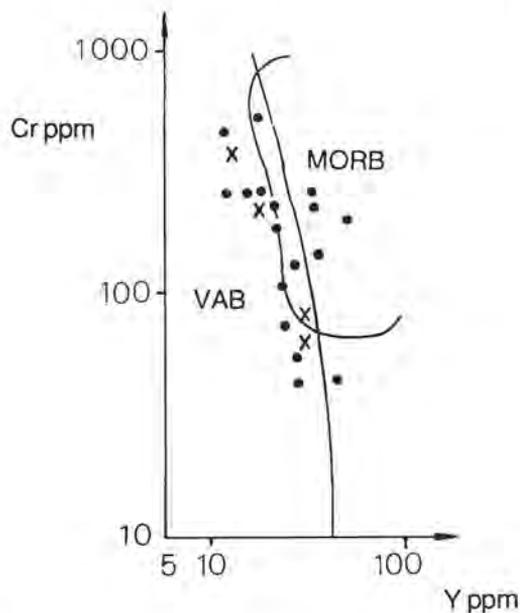


FIG. 7. Diagrama de Y versus Cr de Pearce (1982). **VAB.** Basaltos de arcos volcánicos; **MORB.** Basaltos de dorsales meso-oceánicas.

te de las lavas básicas del CISL se ubica dentro de los campos IAB (basaltos de arcos de islas) y OFB + IAB + CAB (basaltos de fondo oceánico + basaltos de arcos de islas + basaltos de series calcálicas), con algunas muestras anómalas fuera del campo normal de distribución (estas últimas se explican por la intensa alteración observada en las rocas del CISL).

TABLA 4. ELEMENTOS TRAZA EN VOLCANITAS DEL CISL*

	Zr	Y	Nb	Cr	V
HN 527	-----	-----	-----	-----	-----
HN 528	-----	-----	-----	-----	-----
HN 530	149,00	37,60	36,60	249,00	42,50
HN 531	83,90	34,40	3,93	222,00	231,00
HN 532	206,00	62,20	5,83	171,00	104,00
HN 542 +	23,50	15,20	1,96	399,00	183,00
HN 551 +	49,00	32,40	1,96	56,90	434,00
HN 608	62,60	20,20	3,86	193,00	320,00
HN 612	49,10	25,00	2,89	72,20	290,00
HN 613	47,60	24,30	1,94	115,00	220,00
HN 618	200,00	61,30	6,71	199,00	86,20
HN 619	38,00	18,00	2,00	436,00	87,00
HN 625	30,20	13,60	1,95	254,00	176,00
HN 626	32,90	17,40	1,93	264,00	168,00
HN 627	36,00	19,50	1,95	256,00	198,00
HN 628	61,30	30,60	1,91	150,00	404,00
HN 629 +	60,70	31,30	1,96	84,20	389,00
HN 630	56,90	27,50	1,96	53,10	352,00
HN 631	45,50	22,30	1,94	226,00	244,00
HN 633	65,70	29,40	1,96	43,10	374,00
HN 634	44,60	20,80	1,98	140,00	244,00
HN 657	108,00	45,00	3,91	44,00	461,00
HN 658	80,60	36,80	3,98	455,00	320,00
HN 659	84,10	34,40	3,82	258,00	284,00
HN 665	45,60	13,60	1,94	466,00	151,00
HN 667	43,40	20,70	1,97	477,00	156,00
HN 669 +	41,50	18,80	1,98	217,00	191,00

* Análisis por fluorescencia de rayos X. + Intrusivos gabrodioríticos. El resto de los análisis corresponde a lavas.

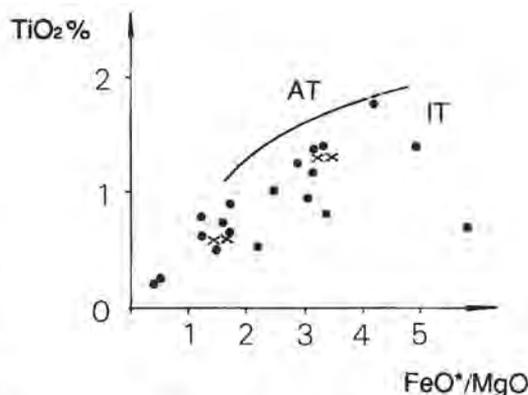


FIG. 8. Diagrama de TiO₂ versus FeO*/MgO según Bebbin (1980). IT. Asociación isotitanada; AT. Asociación anisotitanada.

Para discriminar entre OFB y VAB se recurrió al gráfico Cr versus Ti (Fig. 6) dado por García (1978), que indica una clara tendencia dentro del campo VAB. Lo mismo ocurre con el gráfico de Y versus Cr de Pearce (1982), donde sólo algunas muestras se ubican dentro del campo OFB (Fig. 7). El gráfico de Ti versus V propuesto por Shervais (1982), no resultó eficiente en la discriminación, dado que las muestras del CISL se ubicaron en un campo intermedio entre OFB e IAT (toleítas de arcos de islas). Consecuentemente con lo arriba expuesto, es posible asignar las rocas básicas del CISL a

un ambiente tectónico de arco volcánico. Además, el carácter marcadamente isotitanado de este volcanismo (Fig. 8) refuerza su afinidad 'orogénica' (Bebien, 1980). Al respecto, Breikreuz *et al.* (1989) aportaron análisis químicos adicionales por elementos trazas, que indican un espectro característico de andesitas calcoalcalinas con alto contenido de potasio para lavas básicas e intermedias del CISL. Asimismo, esos autores indicaron, con reservas, un ambiente tectónico aún con granitos de arco volcánico para los productos ácidos de dicho complejo.

CONCLUSIONES E INTERPRETACION TECTONICA

Los 3.000 metros que integran la secuencia volcánica y sedimentaria del CISL comienzan en su base con lavas basálticas y andesíticas intercaladas dentro de lutitas, depositadas en ambiente marino de profundidad menor que 500 m. El quimismo de las lavas y de sus intrusivos asociados, permite asignarlos a un ambiente tectónico de arco magmático. Se intercalan, dentro de esta parte de la columna, bancos de grauwacas depositados por corrientes de turbidez, cuyas figuras de base indican aportes detríticos provenientes desde el noroeste. Los detritos indican que las sedimentitas se formaron, exclusivamente, a partir de materiales provenientes del arco.

En el tercio superior de la secuencia, los efusivos son predominantemente lavas, volcanoclastitas y lavas riolítico-dacíticas. Las intercalaciones sedimentarias se hacen cada vez más escasas en esta sección superior de la secuencia, lo cual puede significar que los productos efusivos ácidos se depositaron en gran volumen, bajo condiciones subacuáticas y durante un tiempo muy corto. Otra interpretación posible es que, al menos parte de esta sección superior del CISL, se haya depositado en condiciones subaéreas.

De otro lado, existe evidencia de que este complejo fue afectado por fallas transcurrentes de orientación submeridiana, activas posiblemente durante el Paleozoico superior.

Los afloramientos más cercanos con los cuales se puede comparar el CISL se extienden al sureste de Cerro Rincón y a lo largo de Sierra de Guayaos, en territorio argentino. Allí Coira *et al.* (1987), Kou-

kharsky (1988) y Koukharsky *et al.* (1988) estudiaron una secuencia plegada y fracturada de más de 1.000 m de espesor, integrada por sedimentitas portadoras de graptolites arenigiano-llanvirnianos, con intercalaciones de flujos piroclásticos submarinos riolítico-dacíticos, tobas de caída y turbiditas tobáceas, con intercalaciones de basaltos de almohadilla. Cabe destacar que para los afloramientos ubicados al sureste de Cerro Rincón, Koukharsky (1988) dedujo un probable ambiente de deposición subaéreo para una parte de las piroclásticas, concordando así con los ambientes de deposición inferidos para el CISL en el presente estudio.

Más al norte, en el sector de Huaitiquina, también se ha reconocido una secuencia arenigiano-llanvirniana representada por flujos de lavas y brechas en almohadilla, sucedidos hacia arriba por flujos dacítico-riolíticos, depósitos piroclásticos y rocas volcánicas epiclásticas (Coira y Barber, 1987). También allí, al igual que ocurre con el CISL, esos autores individualizaron diques gábricos penetrando a los efusivos. A la misma latitud, pero en territorio chileno, se ubican los afloramientos clásicos de Aguada de la Perdiz, cuya edad arenigiana es conocida desde el trabajo de García *et al.* (1962), y donde Breikreuz (1986) midió y describió una secuencia sedimentaria con fuerte influencia piroclástica.

De este modo, el CISL se inserta dentro de un esquema de evolución estratigráfica vertical concomitante con el desarrollo de las secuencias eopaleozoicas del resto de la Puna chileno-argentina



FIG. 9. Esquema geotectónico de la Puna chileno-argentina en el Ordovícico. La zona de subducción se localizó tomando en cuenta una velocidad de expansión de 8 cm/año, que corresponde a un ángulo de subducción de 40° según datos de Luyendyk (1970). 1. Direcciones de paleocorrientes en turbiditas; 2. Direcciones de aportes detriticos inferidas. Reconstrucción paleogeográfica basada en Bahlburg *et al.* (1988) y Palma *et al.* (1986), con modificaciones.

entre los 23° y 25°S. Es así como, en general, el volcanismo básico a intermedio predominó al comienzo de la actividad volcánica ordovícica, en tanto hacia el techo se observa una transición a volcanismo ácido.

Estas volcanitas, en conjunto con las plutonitas ordovícico-silúricas individualizadas tanto en territorio argentino (Palma *et al.*, 1986), como chileno (Mpodozis *et al.*, 1983), han sido integradas dentro de la denominada 'Faja eruptiva de la Puna Occidental' por Palma *et al.* (1986), la que atraviesa oblicuamente la Cordillera andina entre los 23° y 26°S (Fig. 9). Tanto las volcanitas del río Huiti-quina como las de Sierra de Guayaos presentan afinidad química de arco volcánico (Koukharsky *et al.*, 1988), al igual que el CISL; aunque en la Sierra de Guayaos, los productos efusivos básicos son netamente calcoalcalinos (M. Koukharsky, comun. personal, 1989). Parece razonable, en consecuencia, asignar la Faja Eruptiva de la Puna Occidental a un ambiente tectónico de arco magmático.

Persiste aún la interrogante de si dicho arco se desarrolló sobre corteza oceánica o sobre corteza continental. Al respecto, la importante participación de efusivos ácidos separados de la tendencia toleítica observada en los productos básicos del CISL, sugiere su proveniencia a partir de la fusión parcial de materiales silíceos. Avalan esta inferencia, los datos de Palma *et al.* (1986) acerca de la existencia de basamento pre-ordovícico en el sector del Salar de Antofalla, además del posible precámbrico intruído por granitoides ordovícico-silúricos en la Sierra de Moreno (Breitkreuz, 1986), cuyas rocas conformarían una corteza continental antigua sobre la cual se habría desarrollado el arco volcánico eo-paleozoico.

Dicha corteza habría formado parte del Macizo de Arequipa-Mejillones (Coira *et al.*, 1982; Dalziel y Forsythe, 1985; Ramos, 1988). Sin embargo, el carácter submarino deducido para la mayoría de las secuencias de la Faja Eruptiva de la Puna Occidental, obliga, necesariamente, a considerar una corteza más bien delgada (Breitkreuz *et al.*, 1989). Más aún, ésta habría sido de espesor bastante variable, como para dar magmas de distinta composición dentro del mismo arco (*e.g.* CISL en contraste con Sierra de Guayaos).

Por otra parte, se tiene que, inmediatamente al este del arco magmático, Bahlburg *et al.* (1988) individualizaron una cuenca dentro de la cual se de-

positó el flysch que integra la Formación Coquena, en un ambiente de abanico submarino (Fig. 9). Según esos autores, las grauwacas del flysch están compuestas por detritos volcánicos de carácter intermedio a silíceo, proveniente de la zona volcánica. La orientación de esta cuenca era sensiblemente paralela al arco (Fig. 9), ya que su eje aparece configurado por las direcciones de aporte en el flysch, las cuales son, a su vez, coincidentes con las direcciones de los ejes de plegamiento de la mencionada formación (Bahlburg *et al.*, 1988) (Figs. 2, 5).

La base de la cuenca se conoce en la Cordillera Oriental argentina y está materializada por una discordancia angular que separa capas del Tremadociano de sedimentitas cámbricas (Grupo Mesón) y de rocas levemente metamórficas, pertenecientes a la Formación Puncoviscana, además de granitos que la intruyen (Moya, 1988). Todo este conjunto constituye el denominado basamento precámbrico y cámbrico de las provincias argentinas de Salta y Jujuy (Aceñolaza *et al.*, 1978). Este hecho, unido a la total ausencia de ofiolitas, enfatiza el carácter ensiálico de la cuenca entre los 23° y 26° de latitud sur. Hacia el norte, la cuenca se conecta, sin solución de continuidad, con la cuenca intracratónica clásica que se desarrolló durante el Paleozoico inferior en Perú, Bolivia y noroeste de Argentina (Dalmyrac *et al.*, 1980; Forsythe *et al.*, Fig. 1, en prep.). La existencia de esta cuenca inmediatamente al oriente del arco magmático induce a considerarla como de tras-arco y relacionar el arco con una zona de subducción de polaridad oriental (Fig. 9).

La presencia de rocas volcánicas alcalinas con afinidad de intraplaca, intercaladas dentro de las rocas calcoalcalinas y toleíticas del arco volcánico, llevaron a Koukharsky *et al.* (1988) a considerar la alternancia de procesos tectónicos generadores de arcos con aquéllos ligados a 'rifting'. Esta afirmación se ve apoyada, además, por el carácter extenso y difuso del volcanismo ordovícico en el noreste argentino. Más aún, los procesos de 'rifting' sugeridos por Koukharsky *et al.* (1988), concuerdan bien con la aloctonía (deducida sobre la base de datos paleomagnéticos) para el Macizo de Arequipa-Mejillones respecto del continente sudamericano, en virtud de una rotación a favor de los punteros del reloj, cuyo polo euleriano se habría localizado más al norte, en Perú o Bolivia (Forsythe *et al.*, en prep.). Así, estos autores compati-

bilizan el desarrollo ensiálico para la cuenca ordovícica al norte de los 27° de latitud sur (Dalmayrac *et al.*, 1980), con el carácter oceánico que ésta presenta al sur de dicho paralelo (Ramos *et al.*, 1986), mediante una extensión cada vez más acentuada hacia el sur. De este modo, primeramente se habría generado una extensión o 'rifting' de la cuenca de tras-arco a fines del Cámbrico y durante el Ordovícico, para luego producirse un acercamiento y soldamiento definitivo del Macizo de Arequipa-Mejillones al continente sudamericano, a fines del Ordovícico y principios del Silúrico.

La mencionada paleogeografía se habría sellado durante la fase tectónica Oclóyica (Turner y Méndez, 1979) que, en el Cordón de Lila, estaría

representada por la discordancia angular que separa al CISL de la Formación Lila y por el emplazamiento de grandes volúmenes de plutones graníticos de tipo S (Mpodozis *et al.*, 1983). Con posterioridad a esta fase, se habría originado un sollevamiento de los terrenos que integran el Paleozoico inferior, con la consecuente erosión y arrasamiento de los relieves. Esto explica la ausencia de sedimentitas silúricas en el norte de Chile. En efecto, con el soldamiento del macizo o 'terrain' de Arequipa-Mejillones al continente sudamericano, se habría producido cratonización de la antigua zona de movilidad, con anterioridad a la depositación de las secuencias marinas devónicas.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece el apoyo de la Dirección de Investigaciones de la Universidad del Norte para los trabajos de terreno. Los análisis químicos fueron realizados por K.W. Damm y S. Pichowiak del Institut für Geologie, Freie Universität, Berlin. Se agradece también a S. Vogel (Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago) por el estudio de los difractogramas, así como también a C.R. González (Instituto Miguel Lillo, Tucumán) y a P.E. Isaacson (University of Idaho, U.S.A.), por las determi-

naciones del material paleontológico. C. Breitreuz (Technische Universität, Berlin), C. Mpodozis (Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago), V. Ramos (Servicio Geológico Argentino), M. Koukharsky (Universidad de Buenos Aires), y un corrector anónimo contribuyeron al mejoramiento de este trabajo. El presente estudio fue parcialmente financiado por el Proyecto FONDECYT No. 1026-84.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G.; Miller, H.; Toselli, A.J. 1978. Aspectos estratigráficos y estructurales del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Ciencias Geológicas, Revista*, No. 3, p. 27-37.
- Bahlburg, H.; Breitreuz, C.; Zeil, W. 1988. Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentina. Puna: Constraints on Geodynamic interpretation. *Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag*, Vol. 17, p. 71-85. Alemania Federal.
- Bebien, J. 1980. Magmatismes basiques dits 'orogéniques' et 'anorogéniques' et teneur en TiO₂: Les associations 'isotitanées' et 'anisotitanées'. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 8, p. 337-342.
- Breitreuz, C. 1986. Das Paläozoikum in den Kordilleren Nordchiles (21°-25°S). *Geotektonische Forschungen*, Vol. 70, Nos. 1-2, p. 1-88.
- Breitreuz, C. 1986. Plutonism in the Central Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Vol. 1, No. 9-10, p. 1283-1293.
- Breitreuz, C.; Bahlburg, H.; Delakowitz, B.; Pichowiak, S. 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, No. 2, p. 171-189.
- Cecioni, A. 1982. El Devónico inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas*, Vol. 3, p. F160-178. Concepción.
- Cecioni, A.; Frutos, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. 191-207. Tucumán.
- Coira, B.; Barber, E. 1987. Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del Río Huaitiqui-

- na, provincia de Salta, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 4, p. 305-307. Tucumán.
- Coira, B.L.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, Vol. 18, No. 3-4, p. 303-332.
- Coira, B.; Koukharsky, M.; Pérez, A.J. 1987. Rocas volcánoclasticas ordovícicas de la Sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 4, p. 312-315. Tucumán.
- Coleman, R.G. 1976. Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, No. 32, p. 41-73.
- Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R. 1980. Géologie des Andes Péruviennes. *Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M.*, No. 122, 501 p. París.
- Dalziel, I.W.D.; Forsythe, R. 1985. Andean evolution and the terrane concept. In *Tectonostratigraphic Terranes of the Circumpacific Region* (Howell, D.G., editor). *Earth Sciences Series 1. Circum Pacific Council Energy and Mineral Resources*, p. 565-581. Houston, Texas.
- Damm, K.S.; Pichowiak, S.; Todt, W. 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirges in Nord-Chile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, No. 66, p. 73-146, Berlín.
- Damm, K.W.; Pichowiak, S.; Todt, W.; Omarini, R.; Viramonte, J.; Niemeyer, H. 1987. The Central Andean magmato-metamorphic evolution during the Precambrian-Paleozoic. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 4, p. 48-50, Tucumán.
- Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S. 1981. Paleozoico de Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 12, p. 3-23.
- Fisher, R.V. 1984. Submarine volcanoclastic rocks. In *Marginal basin Geology*. (Kokelaar, B.P.; Howells, M.F. editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 5028. Londres.
- García, M.O. 1978. Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Science Reviews*, Vol. 14, No. 2, p. 147-165.
- García, F.; Pérez, E.; Ceballos, E. 1962. El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Revista Minerale*, Vol. 12, No. 77, p. 52-61. Santiago.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C.F. 1985. Hoja Río Zapaleri, II Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 66, 89 p.
- Isaacson, P.E.; Fisher, L.L.; Davidson, J. 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile. Preliminary results. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 113-121.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Canadian Ministry of Natural Resources, Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper*, No. 66, 22 p.
- Koukharsky, M.M.L. 1988. El volcanismo ácido ordovícico y las rocas graníticas de la Puna occidental entre las latitudes 24° y 24°20'S. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 43, No. 2, p. 253-256.
- Koukharsky, M.; Coira, B.; Barber, E.; Hanning, M. 1988. Geoquímica de volcánitas ordovícicas en la Puna (Argentina) y sus implicaciones tectónicas. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 3, p. 137-151. Santiago.
- Luyendyk, B.P. 1970. Dip of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 81, p. 3411-3416.
- Miyashiro, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen and Unwin Ltd. 492 p. U.S.A.
- Moraga, A.; Chong, G.; Fortt, M.A.; Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama. Provincia de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín*, No. 29, 56 p.
- Moore, J.G. 1975. Mechanism of formation of pillow-lava. *American Scientist*, Vol. 63, p. 269-277.
- Moya, M.C. 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. *Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag*, Vol. 17, p. 55-69.
- Mpodozis, C.; Hervé, F.; Davidson, J.; Rivano, S. 1983. Los granitoides de Cerro Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico Inferior en los Andes del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 18, p. 3-14.
- Niemeyer, H. 1984. La megafalla Tucúraró en el extremo sur del Salar de Atacama; una antigua zona de cizalla reactivada en el Cenozoico. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 34, p. 37-45. Santiago.
- Niemeyer, H.; Urzúa, F.; Aceñolaza, G.; González, R. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 1, p. 410-438. Antofagasta.
- Osorio, R.; Rivano, S. 1985. Paraparchitidae (Ostracoda) del Paleozoico superior en la Formación Pular (Harrington, 1961), quebrada de Pajonales, vertiente occidental de la Sierra de Almeida, Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 1, p. 439-458. Antofagasta.
- Padilla, H. 1988. Eventos intrusivos y deformaciones en la Cordillera de Domeyko a la latitud del Salar de Punta Negra. Antecedentes geocronológicos K-Ar. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 3, p. 229-243. Santiago.
- Palma, M.A.; Parica, P.D.; Ramos, V.A. 1986. El granito Archibarca: su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 41, No. 3-4, p. 414-419.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of la-

- vas from destructive plate boundaries. In *Andesites* (Thorpe, R.S.; editor). J. Wiley and Sons, p. 525-547. New York.
- Pearce, J.A.; Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, No. 2, p. 290-300.
- Ramírez, F.; Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 54, 122 p.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South América -a collisional history. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 168-174.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodzis, C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentina-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. 1987. The techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press, 700 p.
- Shervais, J.M. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, p. 101-118.
- Turner, J.C.M.; Méndez, V. 1979. Puna. In *Symposio de Geología Regional Argentina, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. 13-56. Córdoba.
- Urzúa, F. 1989. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Zorritas en la Sierra de Guanaqueros, extremo sur de la Sierra de Almeida, Alta Cordillera de la Región de Antofagasta, Chile. Memoria de título (Inédito). *Universidad del Norte*, 104 p. Antofagasta.
- Wells, G.; Bryan, W.B.; Pearce, T.H. 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Journal of Geology*, Vol. 87, p. 427-440.