

**Estudio Geológico de la Cordillera Oriental
de Los Andes en la Zona Central de Bolivia
(Región del Chapare)**

por Carlos BROCKMANN *

Arturo CASTAÑOS **

Ramiro SUAREZ **

Pierre TOMASI ***

- * Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (Y.P.F.B.), Gerencia de Exploración — Casilla 401 — La Paz, Bolivia.
- ** Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (Y.P.F.B.), Centro de Tecnología Petrolera — Casilla 686 — La Paz, Bolivia.
- *** Misión Geológica Francesa O.R.S.T.O.M. — U.M.S.A. — La Paz, Bolivia.

— Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 24 rue Bayard, Paris 8e, France.

— Universidad Mayor de San Andrés (Instituto de Investigaciones Geológicas) — Casilla 2977 — La Paz, Bolivia

18 SEP 1972
O.R.S.T.O.M.
Collection de Référence
n° B6330geol.

SUMARIO

Resumen — Resumé — Abstract

Antecedentes

I. Generalidades.

II. Estratigrafía.

1. Paleozoico Inferior

A - Cámbrico y Ordovícico:

1.1 Cámbrico y Ordovícico inferior no diferenciado.

Grupo Limbo

Formación Putintiri

Formación Avispas

1.2 Ordovícico medio

Formación Capinota

1.3 Ordovícico superior

Formación Cuchupunata

Formación San Benito

B - Silúrico y Devónico:

1.4 Silúrico pro-parte

Formación Cancañiri

Formación Kirusillas

1.5 Silúrico superior y Devónico

C - Bosquejo sobre la paleografía del Paleozoico inferior.

2. Paleozoico superior.

Permo-Carbonífero.

Grupo Retama.

Formación Nube.

3. Mesozoico.

Cretácico.

Formación Beu.

4. Cenozoico.

Terciario.

III. Paleontología.

IV. Geología estructural.

1. Tectónica hercínica.

2. Tectónica andina.

3. Las Fallas Recientes.

4. Metamorfismo, Magmatismo y Mineralizaciones.

V. Conclusiones.

Bibliografía.

RESUMEN

La región estudiada, ubicada en el centro de Bolivia, al noreste de la ciudad de Cochabamba, corresponde a una zona de deflección de los Andes y más precisamente de la cordillera oriental y de la zona subandina.

El estudio estratigráfico de esta región, confirma la existencia de una serie carbonática y evaporítica en la base del Paleozoico inferior, sobrepuesta por una serie paleozoica clásica en Bolivia, datada como del ordovícico medio (Llanvirniano) hasta el devónico medio. Los sedimentos permo-carbónicos, cretácicos y terciarios presentan facies conocidas en la zona subandina.

Desde el punto de vista tectónico, a la complejidad debida a la superposición de plegamientos hercínicos y andinos se agrega una disposición estructural particular ligada a la deflección de los Andes en esta zona; la posición y la morfología estructural del zócalo precámbrico han tenido con certeza un rol importante en la historia sedimentaria y tectónica de este segmento de los Andes.

RESUME

La région étudiée, située dans le centre de la Bolivie et au Nord-Ouest de la ville de Cochabamba, correspond à une zone de virgation des Andes et plus précisément de la Cordillère Orientale et de la zone sub-andine.

L'étude stratigraphique de cette région confirme l'existence d'une série carbonatée et évaporitique à la base du Paléozoïque inférieur, peut-être d'âge cambro-ordovicien inférieur, surmontée d'une série paléozoïque classique en Bolivie, d'âge ordovicien moyen (Llanvirnien) à dévonien moyen. Les sédiments permo-carbonifères, crétacés et tertiaires présentent les faciés connus dans la zone sub-andine.

Au point de vue tectonique, à la complexité due à la superposition des plissements hercyniens et andins, s'ajoute une disposition structurale particulière liée à la virgation des Andes dans cette zone; la position et la morphologie structurale du socle ont certainement eu un rôle important dans l'histoire sédimentaire et tectonique de ce segment des Andes.

ABSTRACT

The region under study, situated in the centre of Bolivia and to the north-east of the town of Cochabamba, corresponds to a virgation zone of the Andes and, more precisely, of the Eastern Cordillera and the Sub-Andean zone.

The stratigraphic study of this region confirms the existence of a calcareous, evaporative series at the base of the Lower Paleozoic, maybe of Lower Cambrio-Ordovician age, with an overlying Paleozoic series classical in Bolivia, and of Middle Ordovician (Llanvirnian) to Middle Devonian

age. The Permo-Carboniferous, Cretaceous and Tertiary sediments present facies well known in the Sub-Andean zone.

From the tectonic point of view, a special structural arrangement related to the virgation of the Andes in this zone may be added to the complexity resulting from the superimposition of Hercynian and Andean foldings; the position and structural morphology of the socle have certainly played an important role in the sedimentary and tectonic history of his segment of the Andes.

ANTECEDENTES

Un apreciable número de geólogos ha trabajado en la zona, ya sea por su interés minero, petrolero o por las características geológicas sumamente peculiares de la misma.

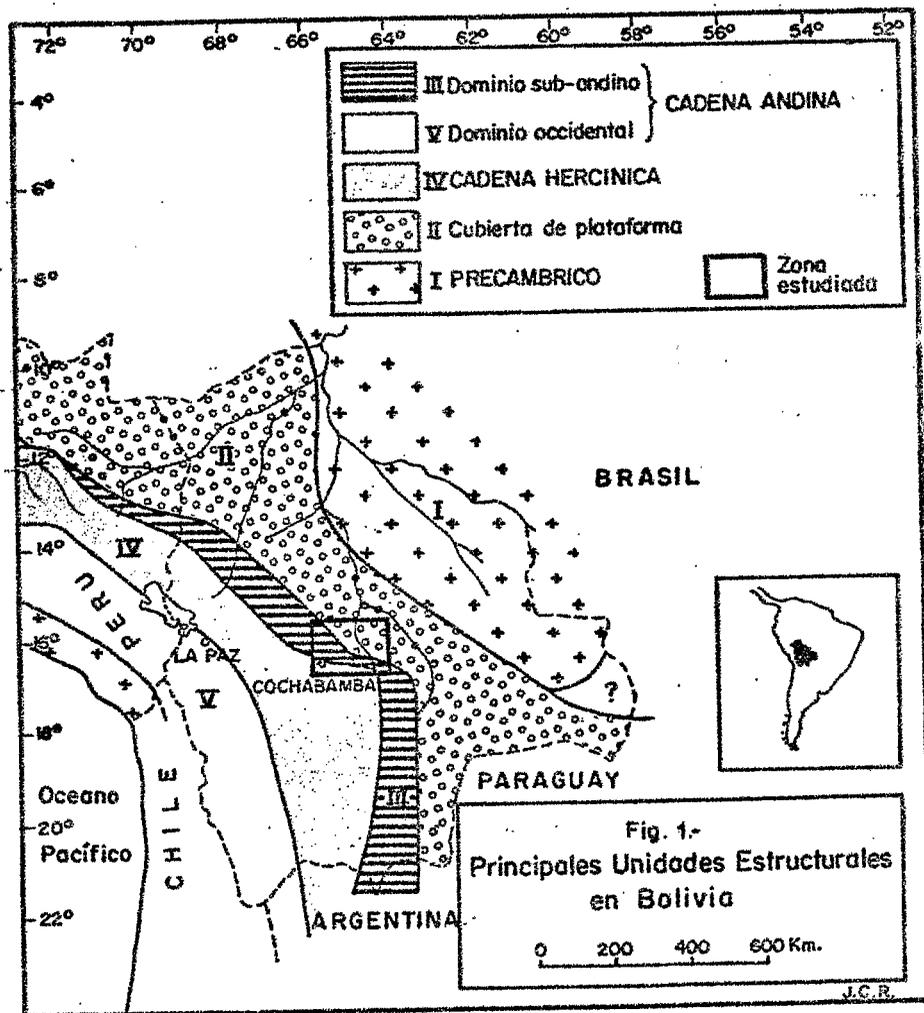
El primer informe sobre la geología se debe a Schlaeginweit (1939) quien efectúa un estudio general del área.

Ahlfeld (1934) es el primero en publicar sobre la minería de la zona, al hablar de los yacimientos de Crocidolita en los yungas de Cochabamba. El mismo Ahlfeld (1946) y después en colaboración con Branisa (1960), en las publicaciones sobre geología de Bolivia, habla someramente sobre la geología de esta región.

Se debe a Frankl (1959) el mérito de haber realizado la primera publicación con cierto detalle sobre la geología del Chapare, resumiendo las ideas que tenían los geólogos de la Shell Oil Co. A partir de 1960, se incrementa el estudio geológico. Así Chamot (1961) en un informe interno de BOGOC, efectúa un análisis geológico detallado. Varios técnicos de Y.P.F.B., Cabrera y Brockmann (1964), Vargas y Mariaca (1966), también realizan reconocimientos del área, resumiendo sus ideas en informes internos de esa compañía.

Informes paleontológicos de Y.P.F.B., aportan nuevos conocimientos geológicos sobre el área. Anzoleaga (1966) y Coronel (1967) efectúan sus trabajos de tesis en esa misma región.

Por último, el Servicio Geológico de Bolivia ha enviado comisiones para el reconocimiento minero. Resultado de ello se tiene la publicación de Ljunggren et al (1965) y otros informes inéditos.



I. GENERALIDADES

La zona estudiada, ubicada en la parte central de los Andes bolivianos en la Provincia Chapare, Departamento de Cochabamba, se extiende al ENE de la ciudad de Cochabamba (Fig. No. 1a).

Desde el punto de vista geográfico, se caracteriza por un fuerte contraste en la orografía con un desnivel que va desde más de 5.000 metros en la Cordillera hasta menos de 300 metros en la llanura oriental, donde se ubica el pueblo de Villa Tunari. Estos extremos se notan también en el clima, de desértico frío en las alturas, hasta un clima tropical húmedo, con una vegetación selvática de tipo amazónico en las serranías orientales de los Andes y en la llanura.

Las vías de comunicación, aparte de las sendas y caminos de herradura, estaban limitadas, hasta hace poco, a la antigua carretera de Cochabamba a Villa Tunari (180 kilómetros) que, desde el valle de Cochabamba ubicado a 2.500 metros de altura, sube hacia la cumbre de la Cordillera pasando por abras de 4.300 metros, y después en una baja vertiginosa alcanza la llanura oriental en 80 kilómetros con un desnivel de 4.000 metros.

Durante el estudio de esta zona, hemos aprovechado una oportunidad excepcional; la construcción de un camino nuevo asfaltado (Proyectos No. 4 y 1) que une Cochabamba con Villa Tunari y Puerto Villarroel; este camino cruza la cordillera al Norte del camino antiguo con un trazo paralelo sobre 80 kilómetros. Esto ha permitido estudios detallados en cortes frescos, siguiendo casi paso a paso la progresión de los tractores. Así se pudieron hacer correlaciones entre los dos cortes generales ofrecidos por estos dos caminos, además del estudio de las quebradas que resultó mucho más difícil a causa de la espesa vegetación y del relieve abrupto.

Desde el punto de vista geológico, este segmento de los Andes ha suscitado el interés de muchos geólogos, por la existencia de una serie estratigráfica del Paleozoico inferior con características diferentes a lo conocido en los Andes Bolivianos, además de complicaciones tectónicas ligadas al cambio brusco de las direcciones estructurales de los andes entre los paralelos 17° y 18° Sur, y a la superposición de varios plegamientos.

II. ESTRATIGRAFIA

Se pueden reconocer rocas cuya edad varía desde Cámbrico (?) hasta Terciario, es decir, una de las series más completas en el territorio boliviano.

Tiene además, características peculiares que distinguen el Paleozoico inferior de esta zona de otras ya conocidas (Rivas et al, 1969, Ayaviri 1971).

El cuadro estratigráfico general es el siguiente:

Cenozoico	Terciario
Mesozoico	Cretácico
	(Permo-Carbónico
	(Siluro-Devónico
Paleozoico	(Ordovícico superior
	(Ordovícico medio
	(Cambro-Ordovícico inferior

(Ver tabla I).

Dentro de los objetivos trazados para efectuar el presente trabajo, figuran en primer término el estudio de la base del Paleozoico. Por lo tanto, la estratigrafía post-silúrica no ha sido realizada con detalle. Además, es necesario recordar que dadas las características especiales de esta área en lo que se refiere a su sedimentación y tectónica, toda esta serie de sedimentos debe ser objeto de posteriores estudios detallados para poder solucionar sus problemas y efectuar las correlaciones, tanto con el subandino norte como con el subandino sur.

Solo al efecto de dar una información complementaria, es que describimos toda la secuencia post-silúrica, la que ha sido sumamente generalizada.

1. Paleozoico inferior

El Paleozoico inferior está litoestratigráficamente representado por las siguientes unidades:

- Cambro-Ordovícico inferior
- Ordovícico medio y superior
- Silúrico y Devónico.

A. CAMBRICO Y ORDOVICICO

1.1 Cambro-Ordovícico inferior: Símbolo cartográfico OEi.

Grupo Limbo — Frankl, 1959, fue el primero en hablar de Formación Limbo para un conjunto de sedimentos que afloran en las cercanías de esta localidad. Sin embargo, no existe ninguna proposición formal ya que el trabajo mencionado no cumple con todos los requisitos establecidos para que tal nombre tenga validez.

Chamot, 1961, denomina a estos mismos sedimentos Grupo Chapare. El mismo que está compuesto por varias formaciones, entre ellas Formación Limbo, es decir, asigna a esta última un sentido mucho más restringido que el origen. En el presente artículo proponemos, dados el gran espesor y sus

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DEL CHAPARE (COCHABAMBA - BOLIVIA)

SISTEMA	FORMACION	Espesor aprox. metros	DESCRIPCION LITOLOGICA	CONTENIDO PALEONTOLOGICO	EDAD	Miles de Años	Observaciones
PERMIANO-TERTIARIO	Choco	más de 2000	Areniscas y conglomerados rojos	Troncos fósiles (carbón)	TERCIARIO Superior	37	Primera fase del plegamiento andino
	Beu	500-1000	Areniscas rojas con entrecruzamiento.		EOCENO y CRETACICO Superior	80	Fase tertiaria
CARBONICO-PERMIANO	Nube	1000 a 2000	Calizas blancas y cremas.	Fonestella sp. Gastropoda indet. (Rodados)	PERMIANO medio e inferior	280	Fase tertiaria
	Retamo		Areniscas blanquecinas y rosadas con intercalaciones de lutitas.	Polen bicecate Verrucosporitas Cristatosporitas sp.?	PENSILVANIANO inferior (Westphalene)	546	
	no diferenciado	1000	Areniscas macizas, amarillentas, con intercalaciones de lutitas grises.	Australospirifer antarcticus Australocoelia leurteloff Plicopleria planocnexus	DEVONICO inferior		
SILURICO-DEVONICO	Kirusilla	1000	Areniscas y lutitas Lutitas negras	Odentophlebia sp. Phacelina chaparensis Chonetes chaparensis Leptædia (L.) brachmanni Plectambonites sp. - Rhycolites sp. Monograptus sp.	LUDLOVIANO		Movimientos orogénicos
	Canalón-Zapalá	70-20	Tiloides con clastos de cuarzo	Schizophoria sp.	WENLOCKIANO	433	
ORDOVICICO	San Benito	500	Areniscas macizas, grises, y conglomerados intraformacionales	Lingula spp. Bistroma elegans Lingula menzeleri Lingula spp.	CARADOCIANO	500	Intrusiones de rocas verdes?
	Cuchupunta	1000	Areniscas gris-verdosas	Cruziana spp.			
	Capinata	500-1000	Lutitas gris-amarillentas, más arenosas en la base	Didymograptus sp. Climacograptus sp. Heterograptus matapanensis	LLANVIRNIANO		
	Avispas	1000	Areniscas blancas y lutitas moreadas Tiloides con clastos de granitos, cuarzo, rocas metamórficas y limolita Intercalaciones de limolitas verdes y negras		ORDOVICICO inferior		
CAMBRICO	Putintiri	1000	Serie de carbonatos: calizas y dolomitas Evaporitas: anhidritas.		CAMBRICO?		

TABLA I

características litológicas, elevar el rango del nombre de Formación Limbo por el de Grupo Limbo; para ello, hemos elegido como localidad tipo los afloramientos presentes en la población homónima ubicada en el kilómetro 125 del camino antiguo que une Cochabamba con Villa Tunari.

En esta localidad el Grupo Limbo se encuentra constituido por la siguiente sucesión de rocas: areniscas, evaporitas (anhidrita), calizas, lutitas micáceas silíceas, arcilitas silicificadas (mudstone) y conglomerados. El límite inferior no es observable, pero hacia el techo en contacto transicional, se pasa hacia lutitas y limolitas llanvirnianas. La asociación litológica de este Grupo, como decía ya Frankl, es exclusiva "en la estratigrafía de los Andes Orientales y de la faja subandina". El espesor aproximado es de 2.000 metros.

Definir con certeza la edad del Grupo constituye indudablemente un problema complejo. Nosotros consideramos como llanvirniana la edad de los sedimentos que se encuentran encima, edad confirmada por primera vez por la presencia de fósiles, y teniendo en cuenta la indudable "cercaña" del basamento cristalino por los clastos encontrados, atribuimos al Grupo Limbo una edad comprendida entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior inclusive.

El Grupo Limbo lo hemos dividido en dos unidades formacionales: Formación Putintiri y Formación Avispas.

Si bien Chamot (1961), en la subdivisión que realiza de su Grupo Chapare, incluye la denominación formacional de Putintiri, el sentido empleado en este trabajo es diferente; este autor define como Putintiri solamente a las arcilitas silicificadas (mudstone) y a una caliza dolomítica. Consideramos que el criterio litoestratigráfico conveniente para subdividir al Grupo Limbo sería el siguiente: agrupar en la base las evaporitas, calizas y dolomías como una sola unidad formacional (Formación Putintiri) y por otra parte en la serie superior agrupando las arcilitas silicificadas (mudstone) y conglomerados intercalados (Formación Avispas).

a) **Formación Putintiri:** Redefinimos el nombre de Formación Putintiri para el conjunto de rocas evaporíticas y calcáreas cuya localidad tipo se encuentra ubicada en los afloramientos presentes en la carretera nueva Cochabamba-Villa Tunari (kilómetro 145) y su intersección con el Río Putintiri.

Litológicamente, esta formación está caracterizada por la presencia, en la base, de areniscas de grano fino, bandeadas, con ondulitas simétricas. El color varía de marrón oscuro a grisáceo, selección regular a buena. Por encima se encuentra un paquete de rocas evaporíticas, principalmente anhidrita, con intercalaciones areno-limosas y calcáreas; estas últimas se vuelven más definidas hacia el techo, el que se encuentra formado por calizas recristalizadas formando verdaderas esparitas y algunas micro-esparitas. En

la parte inferior es posible encontrar cristales de yeso e incluso en las intercalaciones arcno-limosas cristales de pirita y hematita. Existe asimismo una mineralización, ya que fibras de riebeckita, anfíbol sódico fibroso cuya variedad es la crocidalita, atraviesan tanto las anhidritas como las limolitas de esta formación.

Es interesante destacar en nuestra localidad tipo, la presencia de dolomía que se ha formado por un proceso de dolomitización, es decir, se trata de dolomita secundaria cuya génesis está ligada a impregnaciones neumatolíticas de magnesio, que ascendieron hacia la roca calcárea dolomitizándola y dándole la forma característica de "hongo" (ver fotografía No. 1B) y posiblemente relacionada a la mineralización de asbesto.

En la zona del Limbo, estas rocas han sufrido la acción del metamorfismo cuyo rango es el de epimetamorfismo, es decir, facies de esquistos verdes en el sentido de Eskola.

El límite inferior de esta formación no es observable, pero en el eje del anticlinal del Limbo se encuentran por debajo areniscas llamadas por Chamot, Formación Akamayu, que constituirían quizás la base de nuestra Formación Putintiri. El límite superior está dado por un paso transicional a las arcillitas silicificadas de color verde de la Formación Avispas.

El espesor, difícil de estimar debido a la tectónica presente, sobrepasaría los 1.000 metros.

b) Formación Avispas: Proponemos el nombre de Formación Avispas para el conjunto de arcillitas silicificadas (mudstone verde de Frankl) y conglomerados (Big conglomerate de Chamot), cuya localidad tipo está ubicada en la carretera nueva que une Cochabamba con Villa Tunari (kilómetro 144) donde este camino intersecta al Río Avispas.

La serie comienza con la presencia de arcillitas totalmente silicificadas que megascópicamente son de color verdoso. Estas rocas se encuentran intercaladas con cripto-vaques y vaques, estas últimas con 50% de cuarzo, 30% de arcillas, 14% de litoclastos. Los clastos de cuarzo redondeados y subangulares, tienen extinción normal y ondulante, y presentan inclusiones desordenadas; se observa asimismo que la matriz ha carcomido los clastos de cuarzo. Los litoclastos son principalmente de rocas calcáreas, pero es evidente también la presencia de otro tipo de rocas sedimentarias con mucha impregnación de óxido de hierro. Dentro de los feldespatos tenemos plagioclasa y ortrosa, algunos casi totalmente illitizados.

La matriz está compuesta principalmente por muscovita, algunas biotitas y minerales arcillosos. Si las micas no presentan una dirección preferencial, se hallan acomodadas alrededor de los clastos. El tamaño máximo de los clastos alcanza a 900 micrones, teniendo como promedio 300 micrones. La textura es reticular, la energía de depósito media a baja; la roca ha sufrido marcada diagénesis. Hacia el tope, las arcillitas van intercalando



Fig. N° 1B:— Dolomitización secundaria de calizas en la base de la serie paleozoica (Grupo Limbo, Formación Putintiri - Cambro Ordovícico).
Kilómetro 145 dle camino N° 4.

rocas psefíticas cuyas características texturales han permitido definir las como "tilitas" (Chamot, 1961). Sin embargo, por las explicaciones que damos en el capítulo de Paleogeografía, nosotros no utilizaremos ese término puesto que no consideramos a estos sedimentos netamente de origen glacial. Chamot considera la parte inferior del conglomerado como tilítico, y la parte superior, que él llama "big conglomerate", como conglomerado. A nuestro modo de ver, no existiría esta diferenciación tan neta en vista del tipo de sedimentación con corrientes de turbidez que probablemente actuó durante esta época.

Es interesante destacar la petrografía de estas "diamicritas" pues dentro de los rodados se ha constatado la presencia de granitos y migmatitis, que hablan indudablemente de la cercanía del basamento cristalino. La presencia de estos clastos, sumada a rodados de arcilitas silicificadas (mudstone), calizas y tal vez de peridotitas (ver capítulo de magmatismo) imprimen a estas rocas un aspecto característico. Los clastos son subredondeados hasta angulares, y el tamaño de los mismos varía desde 1 centímetro hasta 15 ó 20 centímetros. Hacia el tope existen intercalaciones de lutitas vióleceas y esporádicas intercalaciones de cuarcitas.

1.2 Ordovícico medio (Llanvirniano): Símbolo cartográfico Om.

Formación Capinota. — Sedimentos de edad llanvirniana afloran en la región estudiada en el camino antiguo Cochabamba-Villa Tunari, entre los kilómetros 95 y 108 y los kilómetros 130 y 135. Chamot también observó estos sedimentos (no encontró fósiles incluidos) en la zona llamada Las Juntas del Río Espíritu Santo.

Desde el punto de vista litológico, está constituida principalmente por limolitas de color gris verdoso que en superficie alterada presentan tonos amarillentos, intercalados con algunos bancos delgados de cuarcitas.

Estas pelitas con abundante matriz, petrográficamente corresponden a microvaques; contienen arcillas, cuarzo y muscovita.

Se han realizado diagramas de rayos X, con el objeto de identificar la mineralogía de las arcillas y confirmar la correlación de los afloramientos llanvirnianos que presentaban algunas dudas (Fig. 1c). De estos análisis concluimos que en estas rocas se encuentra illita como mineral arcilloso principal, y que de acuerdo a los índices de Kubler y Weaver pertenece a la anchizona.

Contenido paleontológico:

En el kilómetro 132 del camino antiguo, E. Rodríguez encontró un afloramiento que proporcionó ejemplares mal conservados de *Climacograptus* sp. (aff. *Cl. angustatus* Ek.). Asimismo recolectamos del kilómetro 104,500 del mismo camino:

Hoekaspis cf. *H. matacensis* (Hoek)

Didymograptus sp. (fragmento)

Lingula sp.

Esta asociación faunística da a estas sedimentitas una edad llanvirniana, que litoestratigráficamente puede corresponder a la Formación Capinota (Rivas, 1971) aunque la descripción hecha por el citado autor no corresponde exactamente con la nuestra. Bioestratigráficamente, tenemos la presencia común de *H. cf. matacensis*. Al norte de esta zona, terrenos llanvirnianos son conocidos en Coroico (Martínez et al, 1971) y la región de Caupolicán (Bulman, 1931).

El espesor inferido supera los 500 metros.

1.3 Ordovícico superior: Símbolo cartográfico Os. *

Formación Cuchupunata. — Chamot reconoció dos unidades: a unas areniscas verdosas intercaladas con lutitas de la parte basal del Caradociano las atribuyó a la Formación Tunari, equivalentes de las "Areniscas con Cruziana" de Steimann y, a unas lutitas arenosas superpuestas a la Formación Viscachas equivalentes de las "Areniscas con *Lingula*" del mismo autor.

En el presente trabajo, agrupamos las dos unidades mencionadas en una sola: Formación Cuchupunata, que está representada por areniscas de color marrón oscuro a verdoso intercaladas con lutitas de color gris oscuro y cuarcitas de tonos claros en bancos de poco espesor. El contenido fosilífero está restringido a *Cruziana* spp. en la base y restos de lingulas (*Lingula munsteri* d'Orb.) y *Bistramia elegans* Hoek hacia la parte superior. El espesor inferido es de aproximadamente 1000 metros.

Formación San Benito. — En concordancia sobre la anterior y en relación transicional afloran en la región bancos de cuarcitas de hasta algunos metros de potencia, con ocasionales restos de huellas de vermes (*Scolithus*) y ejemplares bien conservados de *Lingulas*: estos últimos cerca de la intersección del camino antiguo Cochabamba-Villa Tunari y el que se dirige a Tiraque.

El análisis petrográfico de una lutita de esta formación extraída del kilómetro 75 del camino antiguo, indica que se trata de una lutita metamorfoseada, bandeada, con esquistosidad de flujo (ver foto 5b) con repliegues. Pertenece al epimetamorfismo. Desde el punto de vista mineralógico, está constituida por cuarzo muy fino cuyo tamaño promedio alcanza los 32 micrones. Este cuarzo se encuentra recrystalizado; completan la muestra Peninita y Sericita, ambas productos de neoformación.

* En el mapa geológico adjunto, representamos las Formaciones Cuchupunata y San Benito como una sola unidad.

DIFRACTOGRAMA CORRESPONDIENTE A LA FORMACION CAPINOTA

- 5A MUESTRA DE EDAD LLANUEIANA COMPROBADA POR FOSILES
- 5B MUESTRA ESTERIL, PERO DE IDENTICO CONTENIDO EN MINERALES ARCILLOSOS
6MEAS SE ENCUENTRAN EN LA ZONA DE DIAGENESIS INTENSA

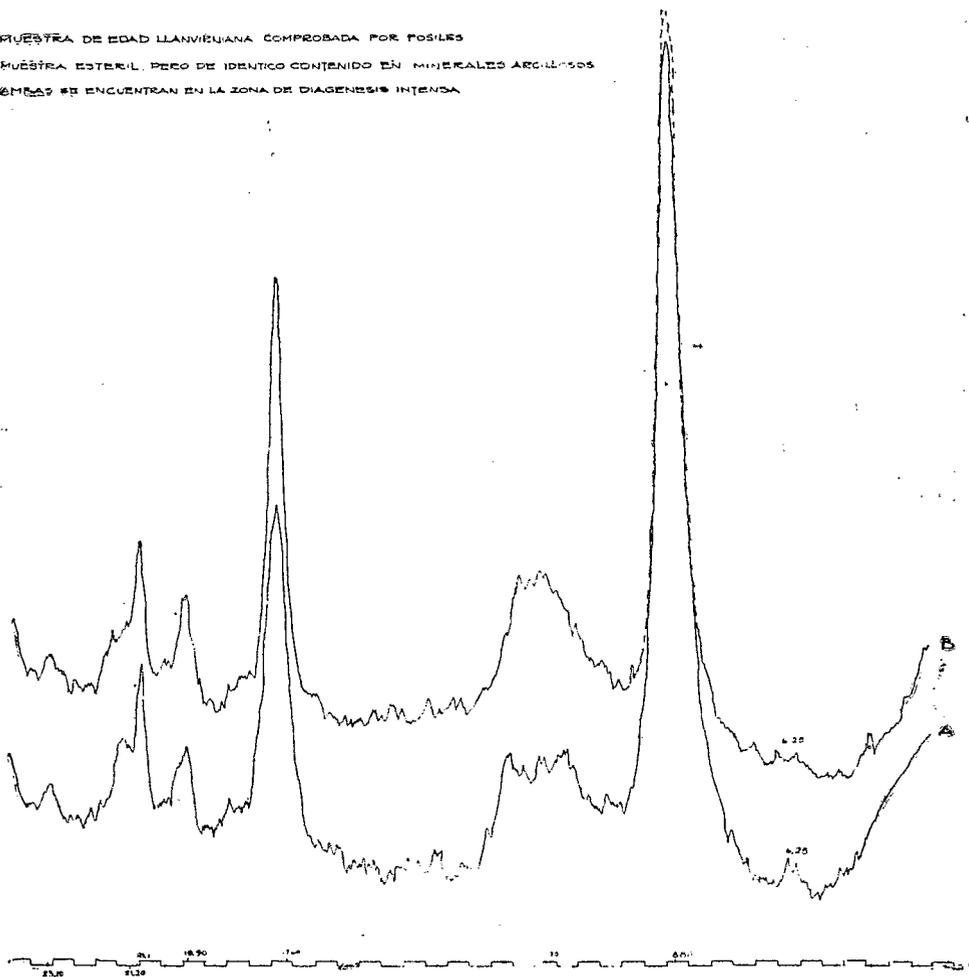


FIG. 1a

Pertenciente a esta misma formación, encontramos arenitas cuarzosas cuyos cuarzos alcanzan 60 micrones de tamaño promedio y se encuentran acompañados de mica, biotita y muscovita deformadas; existen además clastos de plagioclasa en muy poca proporción.

Conglomerados intraformacionales, con matriz arenosa, entre cuyos clastos se destacan algunas lutitas, se encuentran en el tope de esta serie (kilómetro 80 del camino N 4). Tanto los clastos como la matriz están afectados por una esquistosidad evidentemente posterior.

El pase de la Formación Cuchupunata a la de San Benito es gradual, notándose este cambio por tener, los bancos característicos, cada vez mayor potencia. Este pase es observable en el camino nuevo entre los kilómetros 70 y 90, especialmente en el túnel hecho para la tubería de la Empresa Nacional de Electricidad de la misma zona. El espesor aproximado pasaría los 300 metros.?

B. SILURICO Y DEVONICO

1.4 Silúrico pro-parte: Símbolo cartográfico: SD.

Formación Cancañiri. — Sedimentos silúricos de la Formación Cancañiri se hallan expuestos en la zona, en los kilómetros 85, 89 y entre los 99.5 y 100 del camino nuevo que une Corani con Villa Tunari.

Se trata de diamictitas y limolitas, mal estratificadas, de aspecto masivo. En las limolitas arenosas se encontraron restos de *Schizophoria* (?) sp. Este paquete de rocas no tiene gran potencia, pudiendo alcanzar los 20 metros de espesor.

En el kilómetro 90 del camino nuevo encontramos una vaque con cuarzo subangular, clastos líticos pertenecientes a lutitas y microvaques características de esta formación. Existe una estratificación gruesa, esquistosidad débil, selección de los clastos regular a mala y un promedio en tamaño del cuarzo de 120 micrones; tenemos 65% de cuarzo y 35% de matriz arcillosa.

Formación Kirusillas. — La Formación Kirusillas se inicia con un cambio brusco litológico, marcado por la presencia de sedimentos pelíticos; tienen gran distribución en la zona de estudio. Está constituida por lutitas y limolitas de color gris oscuro, con abundante contenido de materia carbonosa que le confiere un color negruzco y las hace untuosas al tacto. Estas lutitas están intercaladas con bancos delgados de areniscas micáceas de grano fino.

Las lutitas carbonosas aflorantes en el kilómetro 99.5 del camino nuevo (Proyecto 4) nos han proporcionado la siguiente fauna:

Leonaspis (*Leonaspis*) *brockmanni* Suárez n.sp.

Monograptus gotlandicus Perner

Tentaculites sp.

Cephalopodos indet.

La misma especie de *Monograptus* fué hallada en el kilómetro 147 del camino antiguo que une Aguirre con Villa Tunari. Este último afloramiento fue ya citado por Frankl como "Pizarras con graptolitas" y por E. Rodríguez en un informe interno de YPFB.

En las lutitas del kilómetro 141 del camino N° 4, hemos determinado la siguiente fauna:

Chonostrophia chaparensis Suárez n.sp.

Phacopina (*Phacopina*) *chojnacotensis* Swartz.

Guerangeria (?) sp.

Nuculites sp.

Palaeoneilo sp.

Loxonema (?) sp.

Ostrácodos indet.

Restos de Crinoideos.

De un horizonte más arenoso y posiblemente superior a los anteriores, aflorante en el kilómetro 125 del camino nuevo, pudimos recolectar restos incompletos de un Homalonotidae y el pigidio de un *Odontochile* sp. (*Odontochile andii* (Koz) ?). En esta nueva unidad, se registra un mayor incremento de psammitas en bancos de notable potencia y la ubicamos tentativamente como correspondiente a la Formación Catavi.

En todo caso, el límite entre ésta y la Formación Kirusillas no puede ser correctamente precisado. La localidad donde puede observarse más claramente esta transición correspondería al sector occidental contiguo al dique de Corani. En estas capas, se notan en superficie buenos ejemplares de turboglifos.

El conjunto de estas formaciones tendría un espesor superior a 1000 metros.

1.5 Silúrico superior y Devónico: Símbolo cartográfico: SD.

Encima de estos niveles más psammíticos de pequeño espesor, hacia el tope se encuentra una serie más potente que corresponde ya al Devónico. El límite entre estas dos unidades no es muy preciso porque el paso es transicional; por eso, las hemos agrupado bajo el mismo símbolo, indicando así que en el campo no se puede definir el límite preciso entre el Silúrico y el Devónico.

En el Río San Pedrito, aguas arriba del puente (kilómetro 127 del Camino 4), se nota este paso gradual hacia las areniscas macizas, que se presentan en capas de varios metros de espesor intercaladas con lutitas gris-negruzcas. Estas areniscas de color amarillento en superficie, contienen moldes de la siguiente fauna:

Australocoelia tourteloti Boucot & Gill

Australospirifer antarcticus Morris & Sharpe.

Plicoplasia planoconvexa (Knod).

asociación que indicaría una edad devónica.

La alternancia de lutitas con areniscas está asimismo bien representada en las orillas izquierdas de los Ríos Paracti y Espíritu Santo. El conjunto tendría un espesor superior a 500 metros.

C. BOSQUEJO PALEOGEOGRAFICO DEL PALEOZOICO INFERIOR.

Nos ocupamos en este capítulo de interpretar la historia sedimentaria de la zona de estudio, desde el final del Precámbrico hasta el Devónico.

A criterio nuestro, el basamento cristalino afloraba en el área a fines del Precámbrico (Fig. No. 2a).

Durante el Cámbrico o bien el Cambro-Ordovícico inferior, se produjo una transgresión generalizada en todo el territorio boliviano. El área del Chapare se convirtió entonces en un mar epicontinental con una sedimentación de tipo plataforma, comparable con la que se observa sobre el escudo brasileño, más al Este (Almeida, 1945).

En estas circunstancias, se produjo una evaporación intensa que dió como resultado la precipitación de evaporitas, principalmente de yeso. La actividad bioquímica (Algas?) condujo al depósito de calizas que cubrieron parcialmente las evaporitas y el zócalo (Fig. No. 2b).

Al culminar esta época y ya probablemente en el Ordovícico inferior, el sustrato es sometido a una distensión provocando la formación de paleorelieves y zonas de subsidencia, con la consiguiente acumulación de sedimentos, de manera irregular (Fig. 2c)

La paleobatimetría aumenta, los sedimentos se depositan a mayor profundidad. En esta época se producen corrientes de turbidez a causa del mayor aporte y mayor pendiente. El resultado de este tipo de corrientes es, a nuestro criterio, la presencia de turbiditas, definidas como secuencias a-b de Bouma (1962). La ubicación de la serie de turbiditas no es lógicamente uniforme; sería comparable quizás al llamado "Wild Flysch" (Bouma y Bröner, 1964). Por lo tanto su composición y su espesor son variables. En lo que respecta a su ubicación, estos sedimentos se apoyan

ya sea directamente sobre el basamento (no observado en la zona), ya sea sobre la serie evaporítica o carbonática.

Esto correspondería al comienzo del geosinclinal hercínico "sensu lato" que ya se forma claramente durante el Ordovícico medio hasta el Devónico (Fig. No. 2d).

Este geosinclinal hercínico es, en general, marcadamente subsidente durante el Paleozoico inferior, caracterizado por el depósito de gran cantidad de sedimentos, más de 10.000 metros, de tipo flysch; esta sedimentación se acentúa desde el escudo al Este hacia la Cordillera al Oeste.

Pero en la zona estudiada, se nota una relativa disminución de espesores para la serie del paleozoico inferior, y especialmente del Siluro-Devónico que alcanzaría 2.000 a 2.500 metros en vez de 4.000 metros y más en las zonas vecinas (Pojo-Altiplano). Este hecho indicaría que también durante la sedimentación siluro-devónica, esta zona ha tenido un papel particular en la paleogeografía, quizás relacionada con la morfología y los movimientos del zócalo; en el geosinclinal hercínico, la zona del Chapare y, en general, la faja que se extiende entre los paralelos 17° y 18° Sur, corresponderían quizás a una área más positiva durante la sedimentación paleozoica, y a una zona de transición entre el Norte y el Sur de Bolivia.

En CONCLUSION, para la estratigrafía del Paleozoico inferior, hemos podido establecer lo siguiente:

1. Presencia del nivel guía, Formación Cancañiri, entre sedimentos de edad caradociana y ludloviana segura, en una faja oriental de la Cordillera (Túnel del kilómetro 87 y kilómetro 99-100 del camino nuevo).
2. Presencia de sedimentos llanvirnianos comprobados, por primera vez, por asociaciones faunísticas.
3. Confirmación de la posición del Grupo Limbo por debajo de las capas llanvirnianas, permitiendo así aprobar la edad cambro-ordovícica inferior sugerida por otros autores.

2. Paleozoico superior

PERMO-CARBONICO

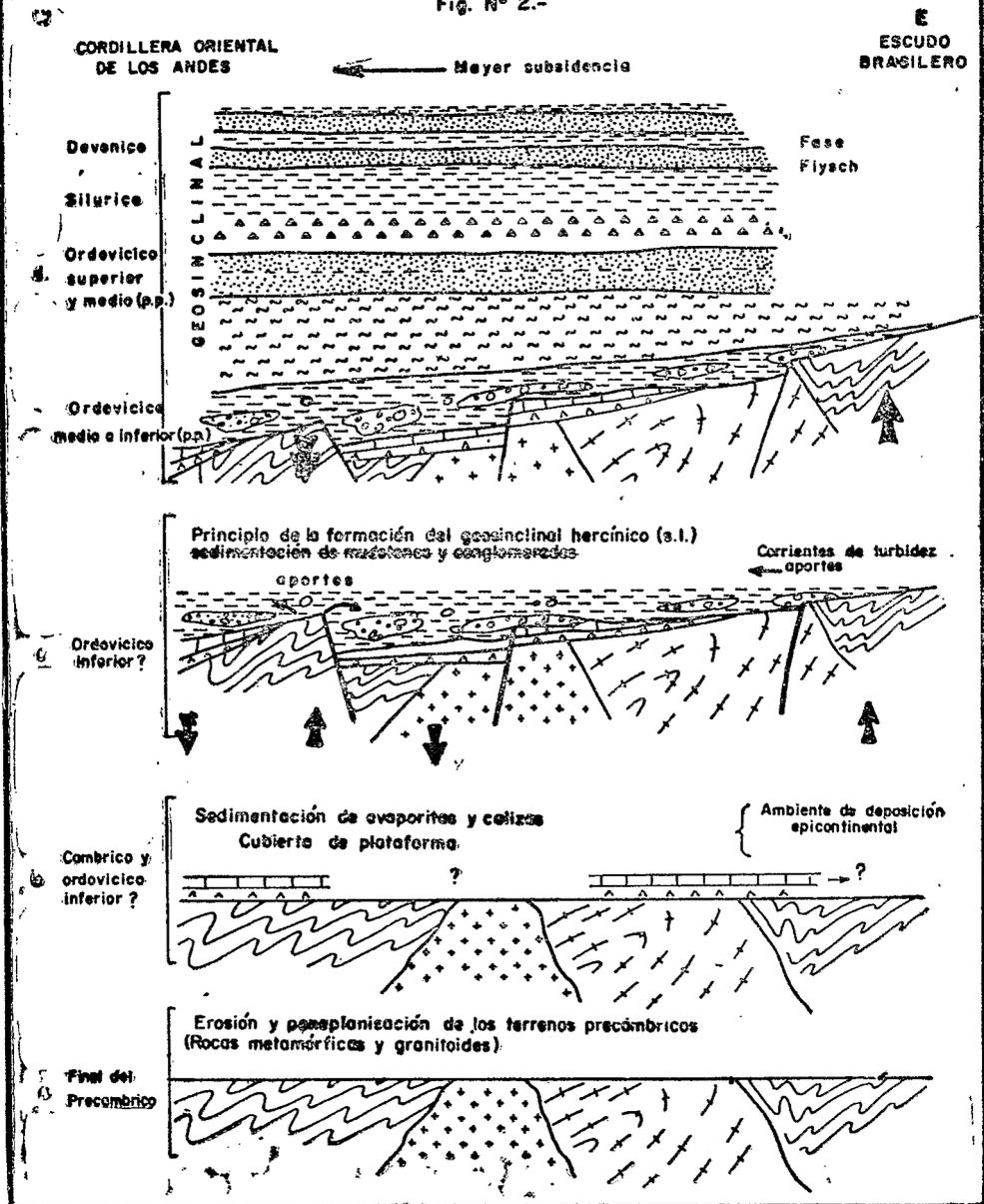
El Permo-Carbónico corresponde a un cambio completo de facies y por lo tanto de condiciones de sedimentación. Siguiendo la nomenclatura utilizada en la zona subandina, se propone distinguir las dos unidades lito-estratigráficas:

Grupo Retama = Carbónico

Formación Nube = Pérmico

ESQUEMA DE LA HISTORIA SEDIMENTARIA DURANTE EL PALEOZOICO INFERIOR EN EL CENTRO DE BOLIVIA

Fig. N° 2.-



El Carbónico se halla constituido por rocas psammíticas, de color gris verdoso con intercalaciones lutíticas de color violeta alteradas en verde. Las determinaciones palinológicas * hechas en estas arcillas, asignarían una edad Pensilvaniana inferior (Tabla No. 1). Esta edad está de acuerdo con la dada por López M. (1967) para la Formación Kaka que corresponde a la parte superior del Grupo Retama.

Por su situación entre fallas, es imposible dar una idea correcta de su espesor, que seguramente alcanza varios centenares de metros. Tampoco se ha podido definir las relaciones estratigráficas con calizas, atribuidas a la Formación Nube de edad pérmica, encontradas únicamente en rodados sobre el Río Avispas.

Estas calizas, fosilíferas, de color gris blanquecino y crema, contienen *Fenestella* sp., un gastrópodo indeterminado; según Chamot (1961) se nota en estas calizas la presencia de *Fusulinas*. Petrográficamente son principalmente biomicroesparitas, cuya edad en otras áreas ha sido definida como *Wolfcampiana* (Pérmico inferior).

Si se confirma la existencia de las calizas pérmicas en la zona y se precisa su facies en relación con lo conocido, tanto en el Norte como en el Sur, se tendría un eslabón más para la reconstrucción de la cuencia pérmica en Bolivia.

NOTA: Existirían afloramientos de calizas pérmicas, en el Río Juntas de Corani y sus afluentes, las cuales yacen en los ejes de los sinclinales y se desarrollan al Nor-Oeste de la zona de estudio; por falta de datos, en el mapa geológico se agruparon las formaciones de edad carbónica y pérmica bajo el mismo símbolo cartográfico PC.

3. Mesozoico

CRETACICO: Símbolo cartográfico: K.

El Mesozoico se halla representado en el área por rocas clásticas, principalmente psammíticas que corresponden a la llamada Formación Beu, de edad cretácica.

Estas rocas, cuyos afloramientos son poco extendidos arealmente en este segmento de las sierras subandinas, presentan las características litológicas típicas mencionadas para el Subandino Norte (López Murillo, 1967). Al igual que en esa zona, la Formación Beu descansaría discordante sobre el Pérmico y está sobrepuesta por rocas de edad terciaria. Su edad cretácica,

* Dejamos constancia de nuestro agradecimiento al Sr. M. Urdinca de GEOBOL para estas determinaciones.

que si bien no se halla comprobada por argumentos paleontológicos, es aceptada como cretácica superior, aunque la parte más alta puede ser ya terciaria.

Si bien la Formación Beu, de ambiente marino en el área de Rurrenabaque (zona subandina Norte, Castaños, 1972), puede correlacionarse con la Formación Tacurí (zona subandina Sur, López, 1967), en la zona de trabajo no se ha definido ambientalmente estas rocas cretácicas.

4. Cenozoico

TERCIARIO: Símbolo cartográfico: T.

El Terciario del subandino, comienza generalmente con un conglomerado polimítico discordante sobre sedimentos mesozoicos y a veces paleozoicos. Por correlación con las formaciones conocidas en la Cordillera Oriental, se puede atribuir una edad oligocena inferior a estos conglomerados (Hoffstetter et al, 1971). Además, la serie que se encuentra encima de éstos, ha sido datada como miocena en el subandino Sur:

- Esta serie, llamada Formación Yecua, contiene foraminíferos de edad miocena (Branisa, 1970);
- Por encima de ésta, se superpone la Formación Chaco que contiene Ostracodos y Charophitas igualmente miocenos (Arigos, 1972).

En la zona estudiada, no tenemos argumentos de datación precisos; encontramos en la base un conglomerado, tal vez discordante, seguido por una serie areno-arcillosa que por correlación podría tener una edad oligocena superior - miocena, los troncos fósiles encontrados en ésta no permitieron dar una edad.

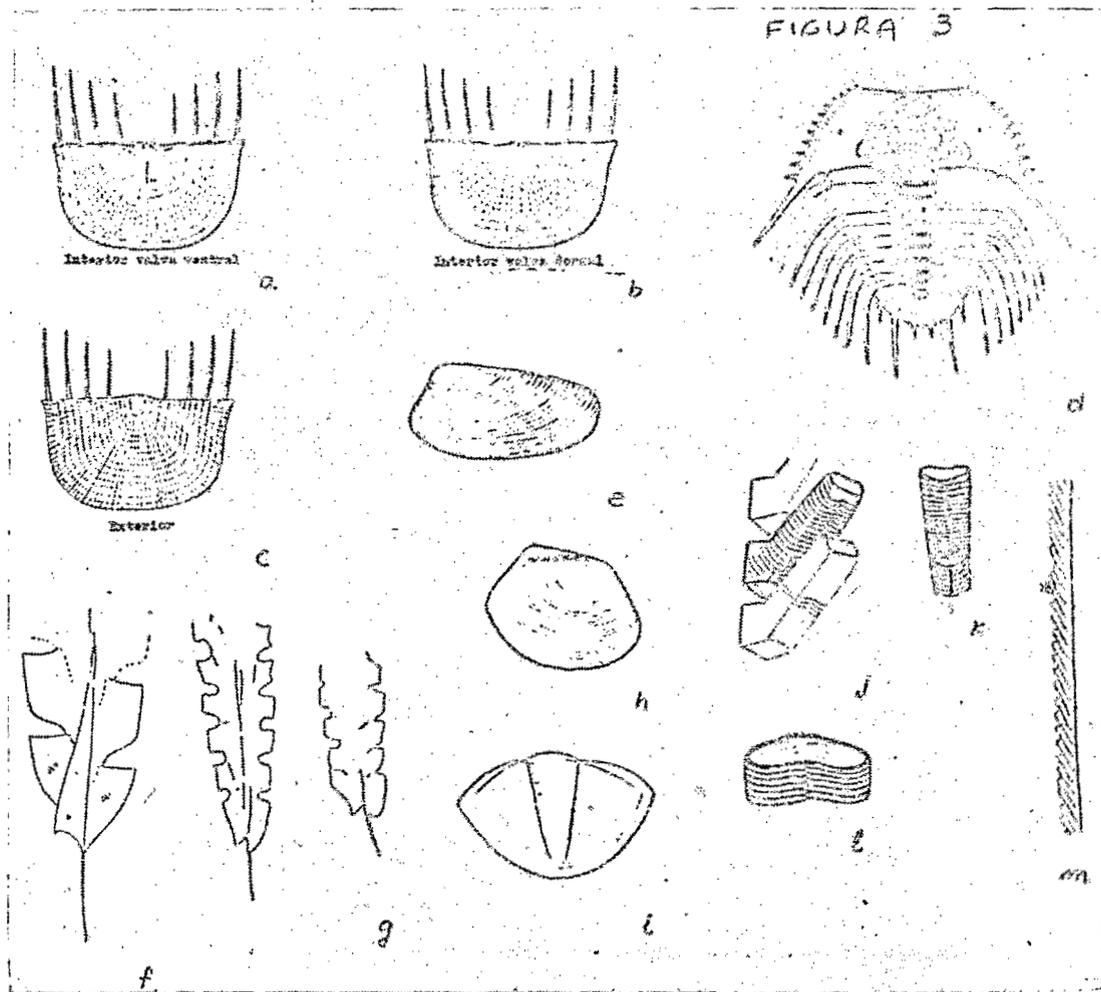
El conjunto de estas formaciones plegadas están recubiertas en discordancia por una serie horizontal detrítica, de edad probable plio-pleistocena.

El espesor mínimo de los sedimentos terciarios, según datos de perforaciones, sería de 2.500 metros.

III. PALEONTOLOGIA

La región estudiada era hasta hace algunos años poco conocida por su contenido fosilífero, debido mayormente a su frondosa vegetación que impedía una búsqueda y recolección sistemática. El nuevo trazo de la carretera que unirá Cochabamba con Villa Tunari nos permitió ubicar nuevos afloramientos. Las localidades estudiadas en el presente capítulo son las siguientes:

Localidad RS-30-1, km. 99,5 Camino nuevo:



Leonaspis (*Leonaspis*) *brockmanni* n. sp. Fig. 3d.
Monograptus gotlandicus Perner Fig. 3j-m; 4a-g.
Tentaculites sp.
Cephalópodos indet.

Localidad RS-30-2, km. 87 Camino nuevo:

Lingula cf. *L. munsteri* d'Orb.
Lingula spp.

Localidad RS-30-3, km. 85, 90 y 92 Camino nuevo:

Schizophoria sp. Fig. 4-h-i.

Localidad RS-30-4, km. 125 Camino nuevo:

Odontochile sp. (*O. andii* Kozłowski ?)
Homalonotidae indet.

Localidad RS-30-5, km. 141 Camino nuevo:

Chonostrophia chaparensis n. sp. Fig. 3a-c; Fig. 4 k, m.
Orbiculoidea sp.
Phacopina (*Phacopina*) *chojnacotensis* Swartz
Nuculites sp.
Palaeoneilo sp.
Guerangeria (?) sp. Fig. 4j; Fig. 3e.
Stylonema sp.
Crinoideos indet.
Ostracodos indet.

Localidad RS-30-6, km. 147 Camino antiguo:

Monograptus gotlandicus Perner.

Localidad RS-30-7, km. 132 Camino antiguo:

Climacograptus cf. *Cl. angustatus* Ekström. Fig. 3 f-g.

Localidad RS-308, km. 105 Camino antiguo:

Hoekaspis cf. *H. matacensis* (Hoek) Fig. 3 i.
Didymograptus sp.
Lingula sp.

Los afloramientos RS-30-6 y RS-30-7 fueron descubiertos por Eduardo Rodríguez.

Descripciones sistemáticas.—

En algunos casos, debido al poco número de ejemplares recolectados, solo se pudo establecer una identidad genérica; en otros, en los que la preservación era buena, hemos podido establecer dos nuevas especies (*Chonostrophia chaparensis* y *Leonaspis (L.) brockmanni*).

GRAPTOLITHINA

Familia Dichograptidae Lapworth, 1873

Género *Didymograptus* McCoy, 1851

Didymograptus sp.

Observaciones. — Asociado a la fauna con *Hoekaspis* fue recolectado un fragmento de didymograptido en el que solo se puede observar la sícula y las partes proximales de las estipas. No fue posible su identidad específica.

Horizonte y localidad. — Formación Capinota, Llanvirniano superior, localidad RS-30-8.

Familia Diplograptidae Lapworth, 1873

Género *Climacograptus* Hall, 1865

Climacograptus cf. *C. angustatus* Ekström, 1937

Fig. 3. f, g.

1937 *Climacograptus angustatus* Ekström, p. 36, lám. 7, figs. 1-6.

1964 *Climacograptus angustatus* Ik.-Berry, p. 132-133, lám. 13, figs. 10, 12, 13.

Horizonte y localidad. — Formación Capinota, Llanvirniano superior, localidad RS-30-7.

Descripción. — El fragmento más largo tiene 1,5 cm. de longitud, casi todos un ancho distal de 1,9-2,0 mm. El número de tecas es de 11 en 10 mm; longitud de las tecas 1,5-1,8 mm, anchura 0,4-0,5 mm; la región supragenicular es recta, casi paralela al septo medio y tiene una longitud de 0,7 mm, la porción infragenicular es curva.

Familia Monograptidae Lapworth, 1873

Género *Monograptus* Geinitz, 1852

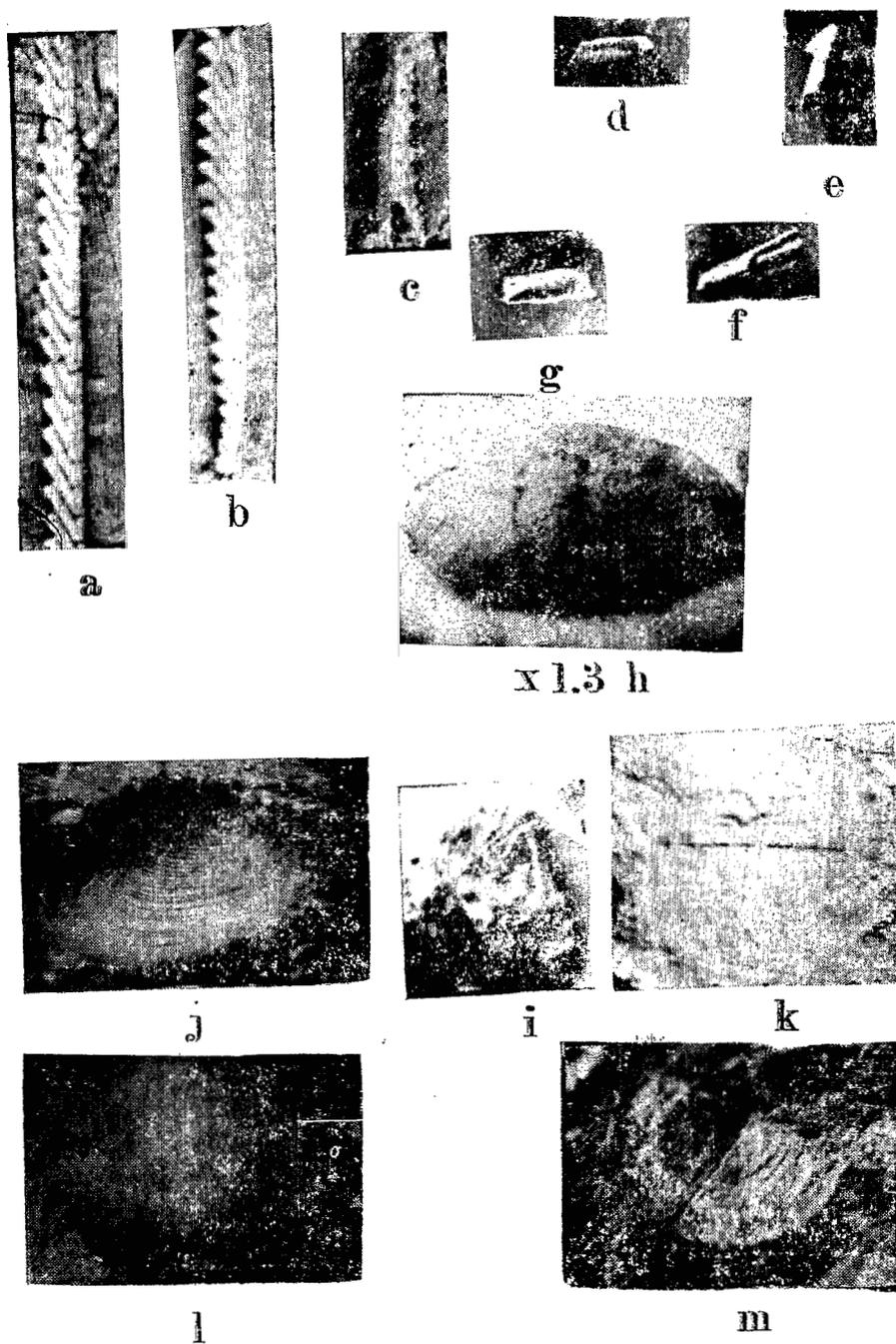
Monograptus gotlandicus Berner, 1899

(Fig. 3 j-m; 4 a-g)

1899 *Monograptus gotlandicus* Berner, *Studie o ces. graptol. IIIB*, str. 20, tab. XIV, obr. 22.

1936 *Monograptus gotlandicus* Berner, Bouček, *Graptolitová fauna*, p. 11, fig. texto 1a.c.

Fig. 4



Material. — Numerosos ejemplares, que fueron recolectados en perfecto estado de preservación (piritizados). Gracias a las condiciones de fosilización fue posible su aislamiento de la matriz arcillosa y su estudio con mayor detalle.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior (Ludloviano), localidad RS-30-1 y RS-30-6.

Descripción. — Rabdosoma de 4,2 cm. de longitud, con ligera curvatura ventral en la región proximal, 0,8 mm. de ancho en la base de la 1ª teca ensanchándose rápidamente hasta un máximo de 2.0 mm. en la región distal y prolongado en corta yírgula de 2.0 mm. de longitud. Sícula alargada y estrecha, de 1.8 mm. de longitud y 0.3 de ancho en la base, ápice al nivel de la 4ª teca.

Tecas rectas de 2.0 mm. de longitud y 0.5 mm. de ancho, en número de 11-12 en 10 mm. en la región proximal y 9-10 en la distal; las tecas proximales están dispuestas con un ángulo de 35° con relación al eje del rabdosoma y bajo un ángulo de 28°-29° en la región distal, sobrepuestas 3/4 de su longitud. Márgenes aperturales rectas desprovistas de espinas.

TRILOBITA

Familia Asaphidae. Burmeister, 1843

Género Hoekaspis Kobayashi, 1937

Hoekaspis sp. (*H. matacensis* (Hoek) ?) Fig. 3i

1912 *Megalaspis matacensis* n. sp. — Hoek, Das Silur und ..., p. 233-235. Lám. XII, Figs. 6,7.

1937 *Hoekaspis matacensis* (Hoek) — Kobayashi, The Cambro Ordovician ..., p. 496-497, Lám. III, Fig. 18; Lám. VI, Figs. 15-17.

Material. — Un pigidio y una mejilla libre parecen corresponder a la descripción de la especie de Hoek.

Horizonte y localidad. — Formación Capinota, Llanvirniano superior, localidad RS-30-8.

Familia Dalmanitidae Vodges, 1890

Género *Odontochile* Hawle & Corda, 1847

Odontochile sp. (*O. andii* Kozłowski) ?

1923 *Dalmanites andii* nom. nov. — Kozłowski, Faune Devonienne ... , p. 38-39, Lám. II, Figs. 3, 4.

1968 *Odontochile andii* (Koz.) — Wolfart, Beitrage ...,

(Fig.)

Material. — Un pigidio en condiciones no adecuadas de preservación parece corresponder a *Odontochile andii*. Este pigidio está asociado además a restos de un Homalonotidae.

Horizonte y localidad. — Formación Catavi ?, Silúrico superior — Devónico inferior ?, localidad RS-30-4.

Familia Calmoniidae Delo, 1935

Género *Phacopina* Clarke, 1913

Phacopina (*Phacopina*) *chojnocotensis* Swartz 1925

1925 *Phacopina braziliensis* Clarke var. *chojnocotensis*, n. var. — Swartz, *The Devonian* . . . , p. 50-51; Lám. I, Figs. 8-10.

1930 *Phacopina chojnocotensis* (Swartz) — Feruglio, *Fossili devonici* . . . , p. 92, Lám. 20, Figs. 18, 19 y 20.

Material. — El molde externo de un pigidio, en regular estado de conservación, pertenece a la especie de Swartz. La ausencia de más ejemplares nos impide efectuar una relación sobre la especie.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-5.

Familia Odontopleuridae Burmeister, 1843

Género *Leonaspis* Richter & Richter, 1917

Leonaspis (*leonaspis*) *brockmanni* n. sp.

(Fig. 3 d)

Holotipo. —

Material. — El material recolectado se compone de 2 céfalos, numerosas espinas genales aisladas, 3 pigidios con parte del tórax y segmentos aislados del tórax.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior (Ludloviano), localidad RS-30-1.

Derivatio nominis. — En honor de Carlos Brockmann, recolector del primer ejemplar de esta especie.

Descripción. — Céfalosemicircular a semitrapezoidal. Cranidio con glabella conspicua, con 2 pares de surcos glabellares laterales formando 2 pares de lóbulos, siendo el posterior de mayor tamaño que el anterior. Fixigenas triangulares, ojos pequeños, posteriores y separados de la glabella; rama anterior de la sutura facial convergiendo hacia el centro del borde anterior. Mejilla libre con borde anterior ligeramente cóncavo, bordes laterales con hilera de 12 pares de pequeñas espinas, las que aumentan gradualmente de longitud hacia atrás; hilera de pequeños tubérculos en la región dorsal de

los bordes laterales. Genas terminadas en fuertes espinas genales, pequeña espina en el borde posterior y próximo a la espina genal; pequeño tubérculo situado en la región centro-lateral de la librigena. Anillo occipital separado de la glabella por un surco occipital poco profundo. Superficie del céfalo cubierta de numerosos y pequeños tubérculos.

Tórax mal conservado, se infieren 9 anillos torácicos, pleuras prolongadas en largas espinas pleurales.

Pigidio subcircular, con 2 anillos y segmento terminal redondeado. Primera y tercera pigopleura prolongadas en largas espinas; segunda pigopleura con corta espina. Borde posterior con un parte de cortas espinas. La ornamentación del tórax y pigidio no fue conservada.

Observaciones. — A pesar del reducido material disponible y de la mala preservación de algunas piezas, sobre todo de las torácicas y glabellares, se pudo establecer que se trata de una nueva especie que muestra las siguientes diferencias con otras ya descritas.

La ausencia de espinas menores en la región posterior de la espina genal la diferencia de *Leonaspis* (L.) *chacaltayana* y *L. (L.) berryi* y la asemeja a *L. (L.) aracana* y de esta última difiere, así como también de las anteriores, en la conformación general del pigidio. La carencia (por desgaste) de ornamentación en los anillos y pleuras torácicas impide una relación con las otras especies mencionadas.

BRACHIOPODA

Familia Lingulidae Henke, 1828

Género *Lingula* Bruguiere, 1797

Lingula sp. cf. *L. munsteri* d'Orbigny

1842 *Lingula munsterii* d'Orb, Paléontologie, p. 29, Lám. II, Fig. 6.

Material. — Varios ejemplares que parecen corresponder a *Lingula munsteri* d'Orb, asociados a fragmentos de otros lingúlidos.

Observaciones. — No es posible efectuar una relación más detallada debido a que son producto de una tanatocenos, asociación en la que los ejemplares se encuentran desordenados y sumamente fragmentados.

Horizonte y localidad. — Formaciones Cuchupunata y San Benito, Ordovícico superior (Caradociano), localidad RS-30-2.

Lingula sp.

Material. — Varios ejemplares de un lingúlido que no pudo ser estudiado específicamente debido a su mala preservación.

Horizonte y localidad. — Formación Capinota, Llanvirniano superior, localidad RS-30-8.

Familia Enteletacea Waagen, 1884
Género Schizophoria King

Schizophoria sp.

Material. — Como producto también de una tanatocenosis fueron recolectados varios ejemplares mal conservados, que sin embargo parecen corresponder a una especie del género *Schizophoria*.

Observaciones. — Los sedimentos de la Formación Cancañiri se caracterizan por la escasa cantidad de fósiles hallados, debido a sus condiciones de sedimentación (corrientes de turbidez). La presencia de ejemplares pertenecientes al género *Schizophoria* en sus sedimentos es un hecho destacable. El rango vertical conocido de *Schizophoria* va desde el Silúrico al Pérmico. Si concordamos en que los sedimentos suprayacentes (Formación Kirusillas) son de edad Ludloviana, los sedimentos de la Formación Cancañiri deberán ser anteriores, es decir, del Silúrico inferior o medio y posiblemente de esta última, edad que normalmente le es asignada.

Horizonte y localidad. — Formación Cancañiri, Silúrico medio?, localidad RS-30-3.

Familia Chonostrophidae Muir-Wood, 1962
Género Chonostrophia Hall & Clarke, 1892

Chonostrophia chaparensis n.sp.

(Fig. 3a-c; 4 k, m)

Material. — Numerosos ejemplares en regular estado de preservación, la mayoría de ellos como moldes internos.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-5.

Derivatio nominis. — Deriva de Chapare, nombre de la provincia septentrional del Departamento de Cochabamba.

Descripción. — Conchilla de contorno semicircular, tamaño pequeño (longitud 7 mm., ancho 12 mm.) el máximo ancho está dado por la longitud de la línea cardinal, la que es recta, ángulos cardinales angulares, interárea con 4 pares de espinas cardinales largas, las que disminuyen de tamaño de los bordes al interior. Umbón pequeño, levemente sobreelevado. Superficie con numerosas costillas radiales, muy finas, que aumentan por bifurcación, líneas de crecimiento concéntricas.

Interior valva ventral con septo medio muy fino, engrosado posteriormente, dientes cardinales pequeños, aproximadamente subparalelos a la línea cardinal; superficie palial pustulosa.

Interior valva dorsal con proceso cardinal bilobado, fosetas dentales alargadas y delimitadas por aristas fosetales subparalelas a la línea cardinal.

PELECYPODA

Familia Malletidae Adams & Adams, 1858

Género Nuculites Conrad, 1841

Nuculites sp.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-5.

Género Palaeoneilo Hall & Whitefield, 1869

Palaeoneilo sp.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-5.

GASTROPODA

Familia Loxonematidae Koken, 1889

Género Stylonema Perner, 1907

Stylonema sp.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-5.

Tentaculites sp.

Horizonte y localidad. — Formación Kirusillas, Silúrico superior, localidad RS-30-1.

IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El mapa estructural muestra la superposición de varias fases de plegamientos hercínicos y andinos, además de cambios importantes en las direcciones estructurales mayores (Tabla N° III). Al Norte de la zona estudiada, la Cordillera Oriental y la zona subandina tienen una orientación general N.O. — S.E., mientras que en el Sur tienen direcciones estructurales N.S.

Este cambio notable en la región del Chapare, donde las estructuras andinas toman una orientación casi E. O., corresponde a la deflexión de los Andes ("Zona del Codo" o "Elbow-Line" de algunos autores).

Intentaremos esbozar la génesis de esta deflección, estudiando la historia tectónica de esta región.

1. Tectónica hercínica:

Estudios generales sobre la cadena hercínica en Bolivia (26) y también en Perú (28) han puesto en evidencia las características mayores de este plegamiento paleozoico. En la zona estudiada, encontramos estos rasgos pero también algunas particularidades que expondremos en detalle al final.

a) La serie del paleozoico inferior (Cambro-Ordovícico hasta Devónico inferior o medio) está plegada por la tectónica hercínica cuyas manifestaciones son características del nivel estructural medio a inferior:

— Pliegues con planos axiales subverticales y de tipo "chevrón" (Fig. N° 5a).

— Esquistosidad de fractura pasando en los lugares más favorables hacia una esquistosidad de flujo y un epimetamorfismo. Por ejemplo, en el eje de la cadena hercínica y en las zonas donde afloran rocas con litología conveniente (lutitas bandeadas del Ordovícico (Fig. No. 5b).

— Orientación general de la cadena (segmento peruano-boliviano) E.O. hacia 120°.

— La mayoría de los planos axiales son subverticales, pero en algunas zonas se observa una disposición de las estructuras (pliegues y esquistosidad) en abanico.

b) Argumentos en favor de la tectónica hercínica y datación:

— Todos los terrenos del Paleozoico inferior están afectados por las mismas deformaciones — ejemplo: la esquistosidad de fractura se nota tanto en los terrenos ordovícicos como en las lutitas siluro-devónicas, en la región de Corani, Paracti, etc.

— Las direcciones de los pliegues y de la esquistosidad, observadas en el Paleozoico inferior de la zona, son diferenciables con nitidez de las direcciones anotadas en los terrenos mesocenozoicos afectados por la tectónica andina (Fig. 6).

— En la zona estudiada, no se tienen argumentos directos de datación de la tectónica hercínica, por ejemplo por medio de discordancias angulares nítidas. En parte, esto se debe al hecho que no se encuentran en la zona más plegada, terrenos del Paleozoico superior. Pero no muy lejos, se conocen terrenos del Pérmico medio discordantes sobre Ordovícico plegado con esquistosidad (Región de Morochata, 100 kilómetros al S.W. de la zona; ver el mapa estructural — Tabla N° III). Esta discordancia es la prueba que hubo en el centro de Bolivia una primera manifestación de la tectónica hercínica, llamada **cohercínica**.

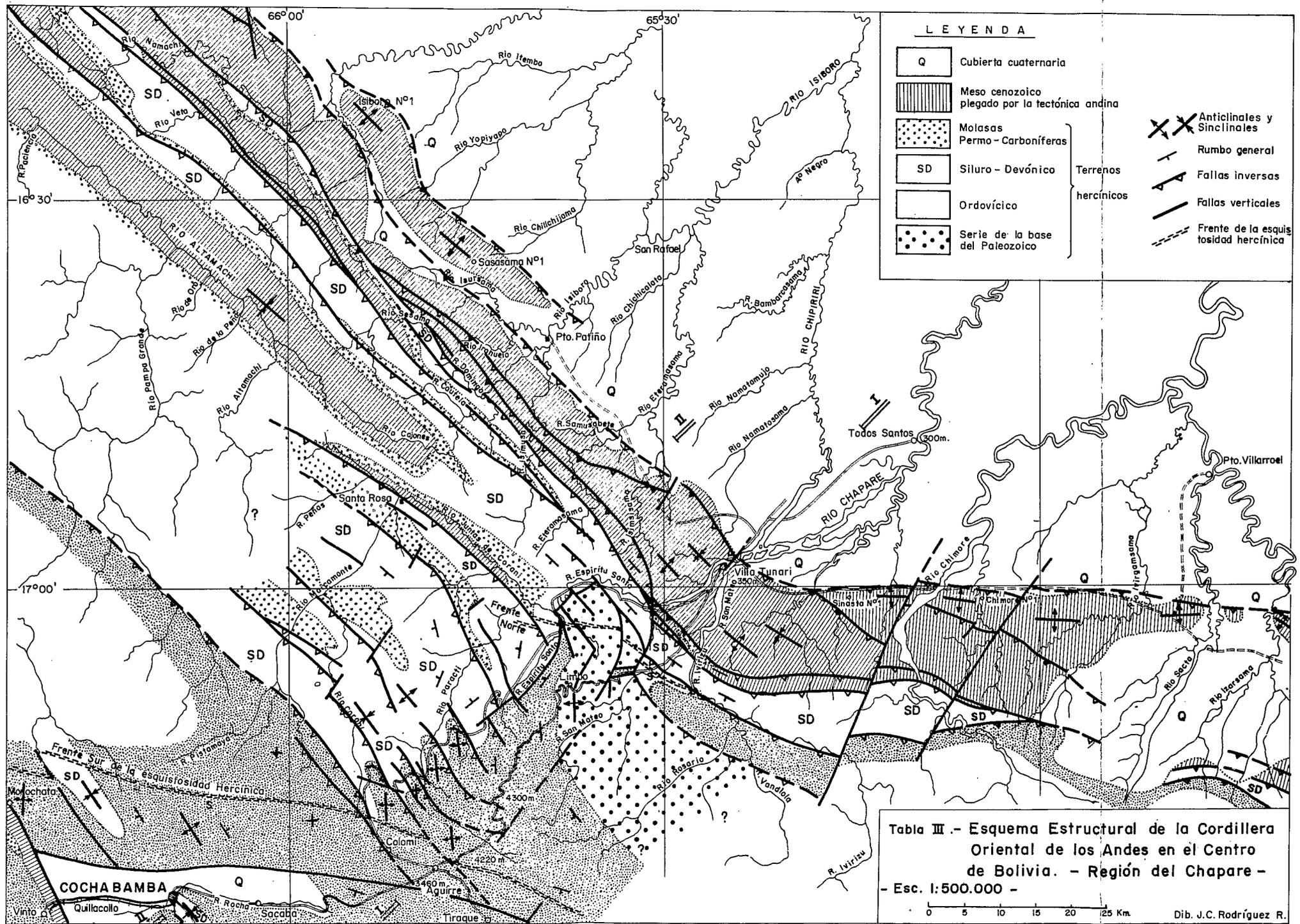




Fig. N° 5b Micropliegue en las lutitas bandeadas del Ordovícico superior con una esquistosidad de fractura de plano axial - Kilómetro 68 del antiguo camino Cochabamba a Villa Tunari.

Fig. N° 5a Pliegue menor simétrico tipo Chevron, en cuarcitas del Ordovícico Superior, retomado por la tectónica andina que le ha dado un fuerte hundimiento axial. — Kilómetro 87 del camino N° 4, a la salida del túnel.



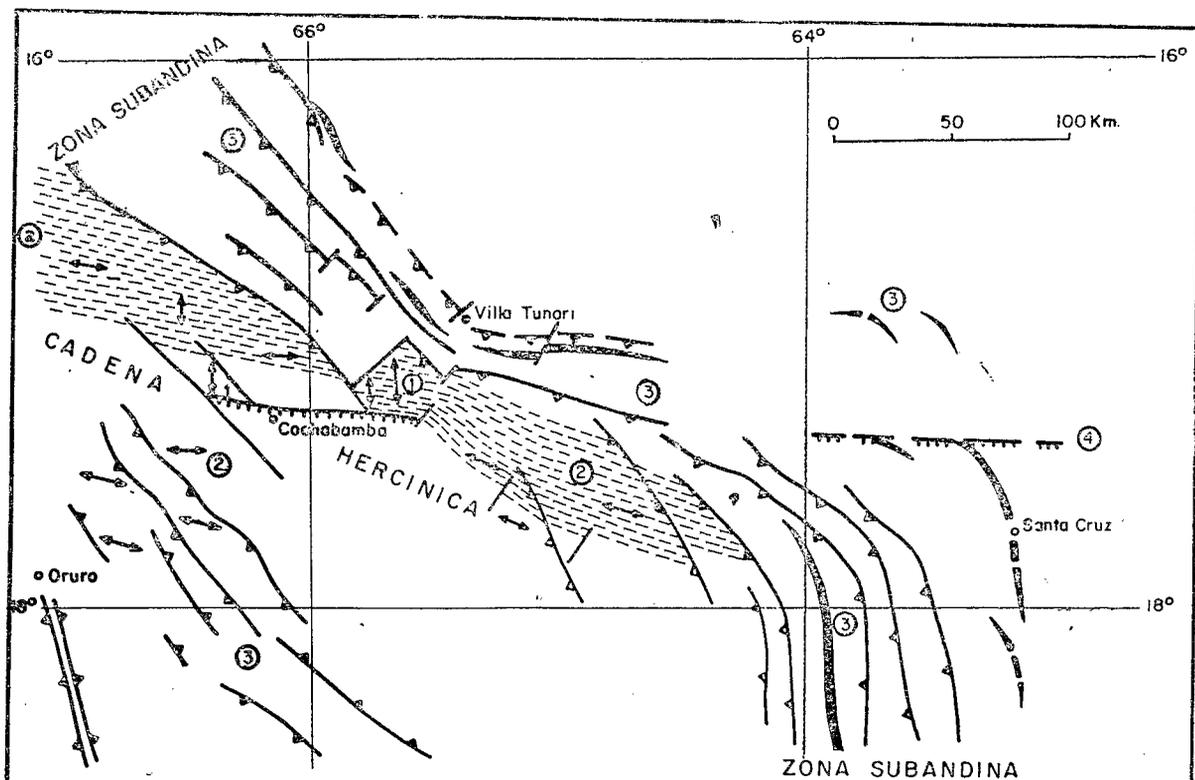


Fig. N° 6 .- Cronología relativa de las principales manifestaciones tectónicas en el centro de Bolivia.

- ② Esquistosidad y Pliegues $090^{\circ} - 120^{\circ}$ } Tectónica Hercínica
 ① Pliegues Norte - Sur

- ③ Pliegues y Fallas } Tectónica andina

- ④ Fallas recientes (Plio-cuaternarias) verticales

Esta fase de plegamientos es conocida de una manera general en los Andes peruano-bolivianos (28) y se le atribuye una edad post-devónica media y premississippiana.

* Esta fase fue descrita y comprobada en el Sur del Perú, cerca de la frontera con Bolivia, donde se han encontrado terrenos del Pérmico superior discordantes sobre terrenos del Permo-carbónico plegados (7). En el centro de Bolivia, se puede pensar que esta fase fue también activa porque de una manera general se encuentran terrenos meso-cenozoicos discordantes sobre los terrenos paleozoicos y en particular sobre el Permo-carbónico; pero el hiato entre el Pérmico medio y el Cretácico es demasiado grande para afirmar con certeza la existencia de esta fase tardi-hercínica.

c) Particularidades de la zona:

Cuando se estudia la distribución de la cadena hercínica en Bolivia y sus características, se notan dos dominios diferentes:

- un segmento norte que se extiende desde Perú hacia el Este de Cochabamba, con pliegues y esquistosidad de dirección general E.O. a 110° — 120° .
- un segmento sur que se sigue desde la frontera con Argentina hacia el Norte de Potosí, con estructuras mayormente N.S., notándose un cambio de rumbo hacia el N.O. entre el paralelo 19° y 20° Sur.

La zona estudiada (Paralelos 17° y 18° Sur) se encuentra en una faja donde se pueden definir las relaciones entre los dos segmentos. En los terrenos paleozoicos del área se nota la superposición de dos direcciones estructurales diferentes y de dos tipos de deformaciones hercínicas:

- (1) Pliegues mayores (kilométricos), de dirección general N.S., simétricos, raras veces acompañados de esquistosidad. En algunos lugares, se nota una esquistosidad de fractura de rumbo N.S.

Ejemplos: — en el eje del anticlinal de Limbo:

- en los esquistos siluro-devónicos, cerca del Palmar, donde la esquistosidad N.S. es plano axial de pliegues decamétricos, con fuerte hundimiento axial (70° hacia el Norte).

- (2) Una esquistosidad regional, de rumbo E.O. a 110° - 120° plano axial de numerosos micropliegues de la misma dirección. Estos pliegues se pueden observar sobre las superficies estructurales formadas por las areniscas del Ordovícico superior (Fig. Nº 7), correspondiendo a los flancos de los pliegues mayores N.S. Los planos axiales de los micropliegues son perpendiculares a los planos axiales de los pliegues mayores. La esquistosidad, generalmente de fractura y subvertical (cerca del Lago Corani, en el camino viejo de Aguirre a Villa Tunari), puede a veces pasar hacia una esquistosidad de flujo (Fig. Nº 8). La exten-

sión de la esquistosidad está bien delimitada hacia el Sur: el frente superior de esquistosidad pasa aproximadamente por Morochata, Cocapata, Corani, Aguirre, Tiraque. Al norte, el límite de la zona con esquistosidad a sido afectado por las estructuras y las fallas andinas del borde occidental de la zona subandina. Este último, se lo puede notar en algunos lugares como Rocco Rancho, El Palmar (ver Tabla N° II). Esta faja, con esquistosidad E.O., corresponde al segmento norte de la cadena hercínica que se extiende desde el Perú central hasta la zona estudiada sobre más de 2.000 kilómetros.

¿Cuáles son las relaciones geométricas y cronológicas entre estas dos manifestaciones de la tectónica hercínica?

- Dos fases de compresión diferentes en el tiempo y en dirección serían responsables de estas dos manifestaciones. La hipótesis que parece más probable en la zona es que las estructuras N.S. sean más antiguas que las estructuras E.O.: la esquistosidad E.O. se mantiene vertical y no deformada por las estructuras N.S., como se puede notar en el camino nuevo entre los kilómetros 60 y 90. Se puede proponer una edad eohercínica para la primera fase y una edad tardihercínica para la segunda, pero faltan todavía datos para confirmar la validez de esta hipótesis.
- El hecho importante, además de estas dos direcciones de plegamiento, es que al final de la orogénesis hercínica se tenía en el centro de Bolivia una disposición estructural particular (26). El arqueamiento que se observa en las estructuras hercínicas, quizás relacionado con una falla profunda y de tipo "transcurrente", sería el bosquejo de la futura deflexión andina.

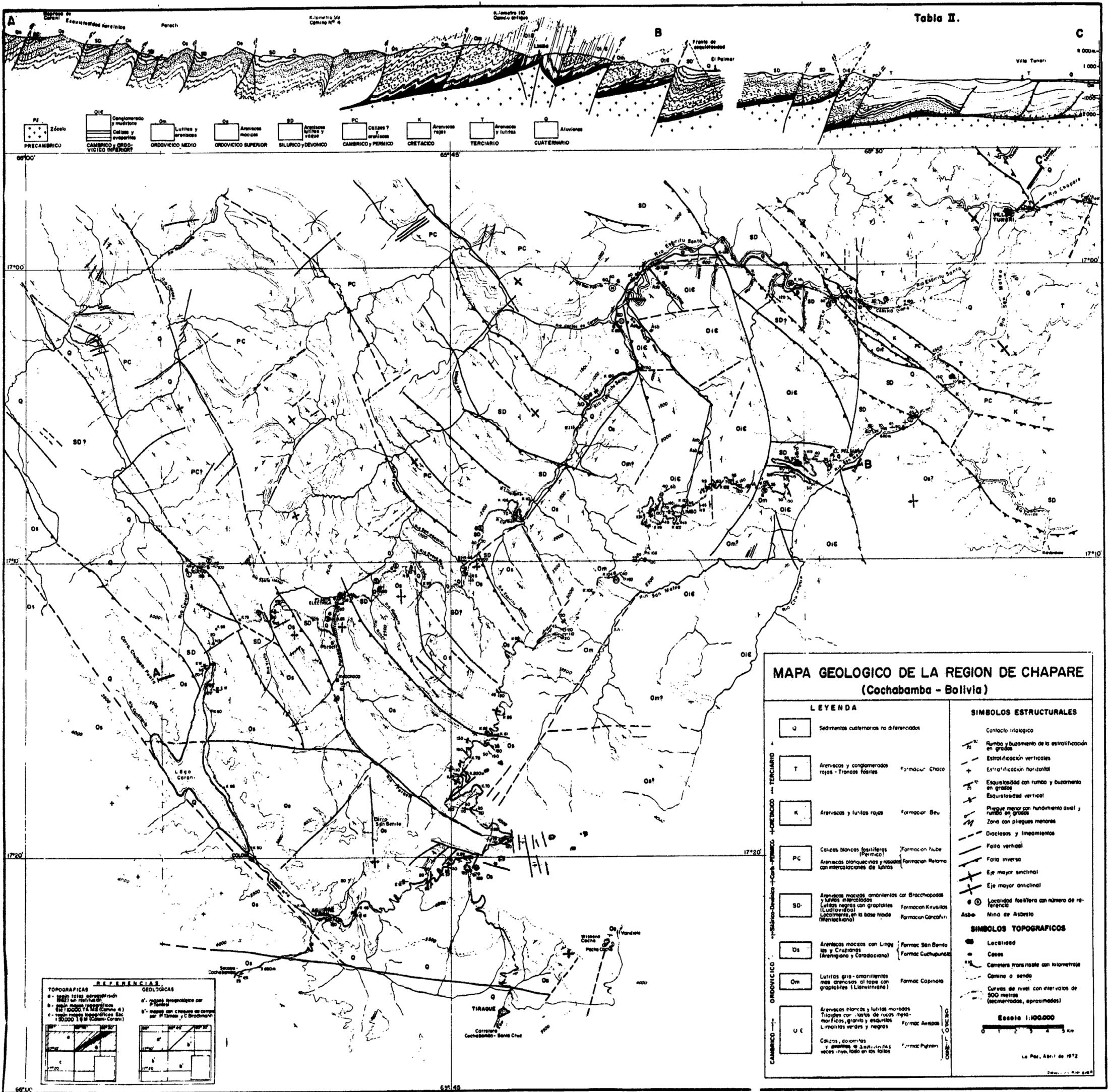
La formación de esta deflexión estaría así relacionada con la configuración y los movimientos del zócalo precámbrico durante los tiempos paleozoicos.

2. Tectónica andina:

Según el esquema estructural (Fig. N° 1) que se propone, se pueden definir en Bolivia dos dominios donde la orogénesis andina presenta características diferentes:

- un dominio occidental que corresponde al Altiplano y a la Cordillera Occidental de los Andes que no será estudiado en la presente nota.
- un dominio subandino que se extiende en el borde Este de la Cordillera Oriental de los Andes.

En este capítulo, trataremos de estudiar las deformaciones andinas observables tanto en el dominio subandino como en el dominio hercínico.



**MAPA GEOLOGICO DE LA REGION DE CHAPARE
(Cochabamba - Bolivia)**

LEYENDA

Q	Sedimentos cuaternarios no diferenciados		
T	Areniscas y conglomerados rojos - Troncos fosiles	Formacion Chaco	
K	Areniscas y lutitas rojas	Formacion Suu	
PC	Calizas blancas (pasteriles) (Pleistoceno)	Formacion Huve	
	Areniscas blanquecinas y rosadas con intercalaciones de lutitas	Formacion Retana	
SD	Areniscas macizas amarillentas con Brachiopodos y Lutitas intercaladas (Lutitas negras con graptolites Locamente en la base de (Menechquina))	Formacion Kirusitas Formacion Cancalari	
Oa	Areniscas macizas con Lingulas y Cruzianas (Arauciano y Caradociano)	Formacion San Benito Formacion Cuchupuma	
Om	Lutitas gris-amarillentas mas arenosas al tope con graptolites (Llanvirniano)	Formacion Capirana	
Uc	Areniscas blancas y lutitas moradas Tiendas con: lajas de rocas metamorficas, granito y esquistos. Limonitas verdes y negras	Formacion Armasa	
	Calizas y dolomitas y arenitas de 3 a 4 metros de espesor en las fallas	Formacion Puyurri	

SIMBOLOS ESTRUCTURALES

- Contacto litologico
- Rumbo y buzamiento de la estratificacion en grados
- Estratificacion vertical
- Estratificacion horizontal
- Esquistosidad con rumbo y buzamiento en grados
- Esquistosidad vertical
- Plegue menor con hundimiento axial y rumbo en grados
- Zona con plegues menores
- Diastemas y lineamientos
- Falla vertical
- Falla inversa
- Eje mayor sinclinal
- Eje mayor anticlinal
- Localidad fosilifera con numero de referencia
- Mina de Asbesto

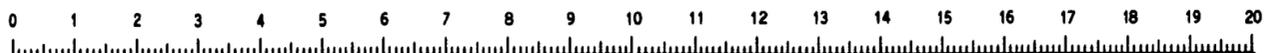
SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- Localidad
- Casas
- Cameras transitable con kilometraje
- Camino o senda
- Curvas de nivel con intervalos de 500 metros (seccionadas, aproximadas)

Escala 1:100,000

La Paz, Abril de 1972

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixirfkhbdpgqyjt 7142385690
 Pour A2A3A4: ABERPFTHLJDOCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixirfkhbdpgqyjt 7142385690



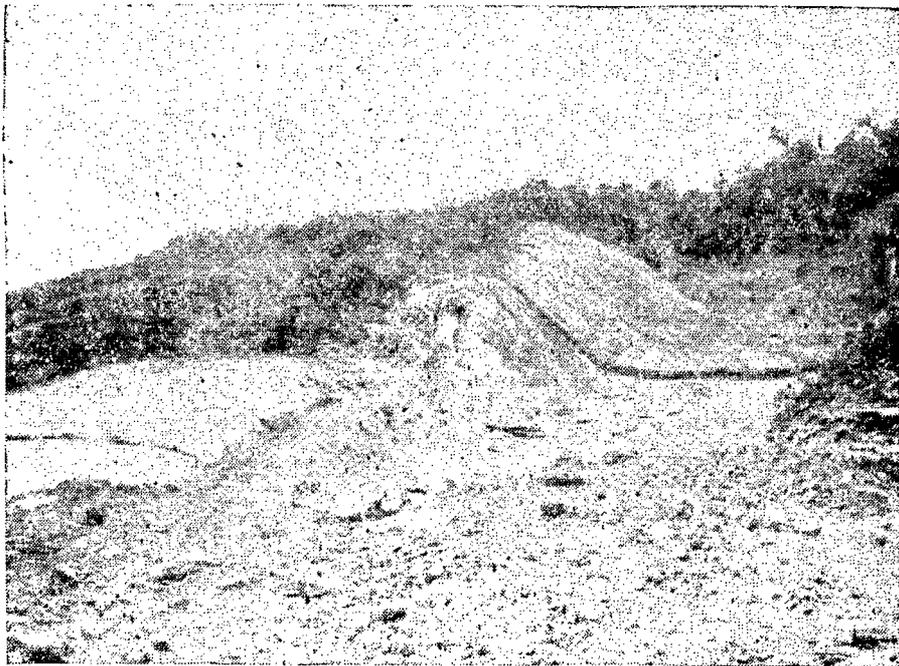


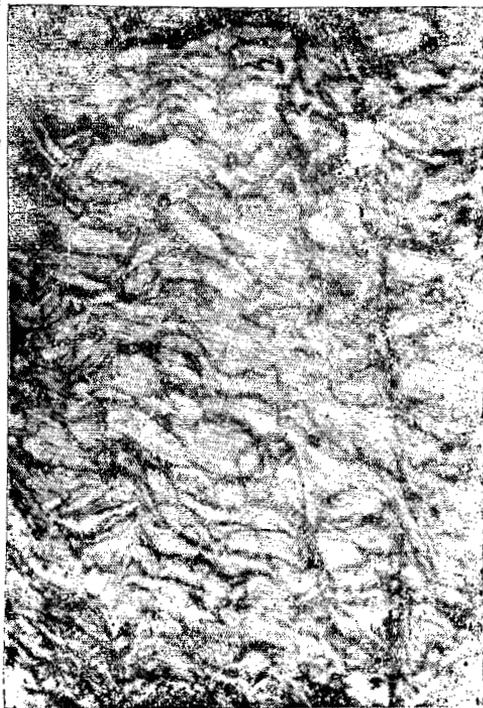
Fig. N° 7. — Vista panorámica de un pliegue menor, hectométrico de dirección axial E. O., con fuerte buzamiento axial observable sobre un flanco, en superficie estructural, de un pliegue mayor N. S. Kilómetro 86 del camino N° 4.



Fig. N° 8 — Dos expresiones diferentes de la esquistosidad según la litología:

a) Esquistosidad de fractura afectando las filitas sedimentarias y los clastos de cuarzo, en parte recristalizados. Detalle de la muestra representada en la figura N° 5b.

b) Esquistosidad de tipo flujo, con sericita y clorita neoformadas en los planos de esquistosidad, en una roca de composición más lutítica. Kilómetro 75 del camino antiguo Cochabamba a Villa Tunari.



a) Características estructurales:

Los sedimentos mesocenoicos, encontrados en la zona, están plegados y afectados por varias fases de compresión andinas.

- En el dominio hercínico, donde se notan escasos afloramientos de terrenos mesocenoicos, se puede de todos modos afirmar la influencia de la tectónica andina sobre el subestrato paleozoico. En particular, se manifiesta por la superposición de deformaciones andinas sobre deformaciones ya adquiridas en la orogénesis hercínica (Fig. Nº 9).

Se nota por:

- la influencia de las fallas inversas terciarias, regionales, sobre los pliegues y la esquistosidad paleozoica.
- los cambios de rumbos en los ejes estructurales, los que de las direcciones E-O a 110° pasan progresivamente a las direcciones N. 150° , andinas.
- el volcamiento de las estructuras que se acentúa, o por el contrario, se opone entre las dos tectónicas; en la zona hercínica, las estructuras andinas tienen un volcamiento simétrico y conjugado.

- En el dominio subandino, donde la tectónica hercínica se manifiesta muy poco, al contrario se ven deformaciones espectaculares de la tectónica andina. Los sedimentos de edad cretácica y terciaria (más de 3.000 metros) y la serie paleozoica, muestran dos tipos de deformaciones características del nivel estructural medio en una zona sometida a esfuerzos compresionales:

- Pliegues de gran amplitud (varias decenas de kilómetros), de tipo concéntrico, sin esquistosidad, como por ejemplo el sinclinal del Río Altamachi (ver Tabla Nº III).
- Fallas inversas, también de gran extensión, con un buzamiento general hacia el Oeste, bastante paradas (50° a 70°). Estas fallas tienen un rechazo importante, poniendo, por ejemplo, en contacto el Devónico sobre terrenos mesocenoicos, pero este rechazo a veces puede alcanzar más de 5.000 metros cuando se encuentran terrenos de la base del Paleozoico inferior (Grupo Limbo) en contacto anormal con la serie terciaria de la zona subandina (Fig. 10).

Esta tectónica de fallamiento fue influenciada en la zona por dos factores:

- la presencia de un bloque macizo formado por los terrenos del Paleozoico inferior y sin duda del zócalo precámbrico en la zona de Limbo;

- la existencia de yeso en la base de la serie paleozoica. El yeso a producido un aumento del rechazo de las fallas inversas. Se tiene además fajas de milonitas con bloques argulares de sedimentos paleozoicos y un cemento de yeso; por ejemplo, en los ríos Minas Mayu y Cristal Mayu, en el camino N° 1 entre los kilómetros 122 y 125.

El volcamiento general de las estructuras se hace hacia el Este y disminuye progresivamente dirigiéndose hacia el escudo; las estructuras se vuelven más sencillas y los pliegues simétricos (ver el corte general, Tabla IV).

Las direcciones de las estructuras cambian gradualmente del Norte a Sur, dando así lugar a la deflexión.

- Desde el paralelo 17° hacia el Norte de Bolivia y Perú la zona subandina tiene rumbos generales N. 150°.
- Entre el 17° y el 17°30" se notan mayormente rumbos Este-Oeste (entre los ríos Chapare e Ichilo).
- Progresivamente entre el paralelo 17°30' y el Sur de Bolivia las estructuras se ponen Norte-Sur.

b) Argumentos de datación y cronología de las fases de compresión andinas:

En el dominio occidental, se han podido definir con precisión las edades y la sucesión de las fases de compresión que han plegado la importante serie de "Capas Rojas" (cretácicas y terciarias) constituyendo el material plegado andino (20).

En el dominio subandino y en esta parte de la Cordillera Oriental faltan argumentos de datación precisos.

Por correlación con lo conocido en el dominio occidental, se puede pensar también que han actuado al menos dos fases de compresión en este dominio oriental:

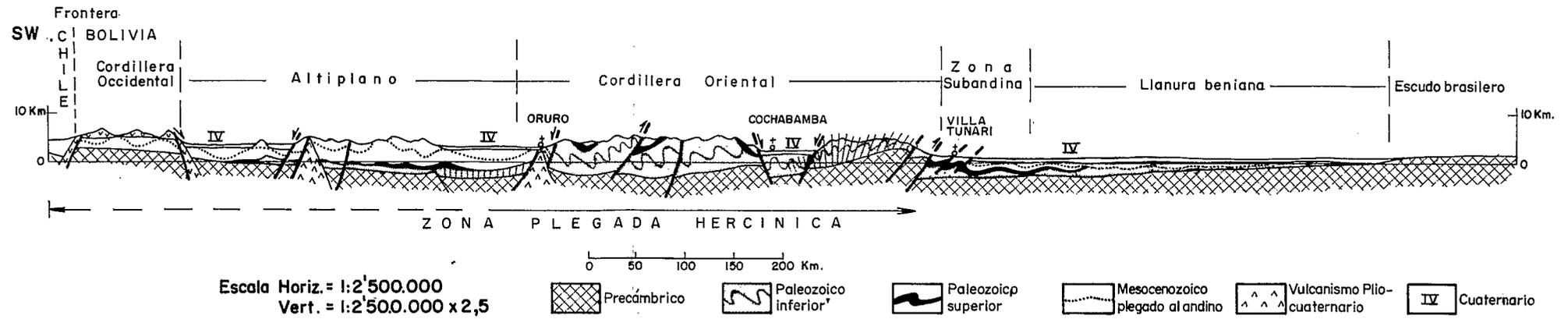
- una, al final del Eoceno o principios del Oligoceno, dando los pliegues constituidos de material paleozoico inferior y superior y de terrenos mesocenoicos;
- otra, en el Terciario superior (Mio-Plioceno) responsable de las grandes fallas inversas que recortan los pliegues de la primera fase.

Algunas discordancias, anotadas no en superficie por dificultad de encontrar buenos afloramientos sino en perforaciones, pueden ser una prueba parcial de estos eventos tectónicos (29):

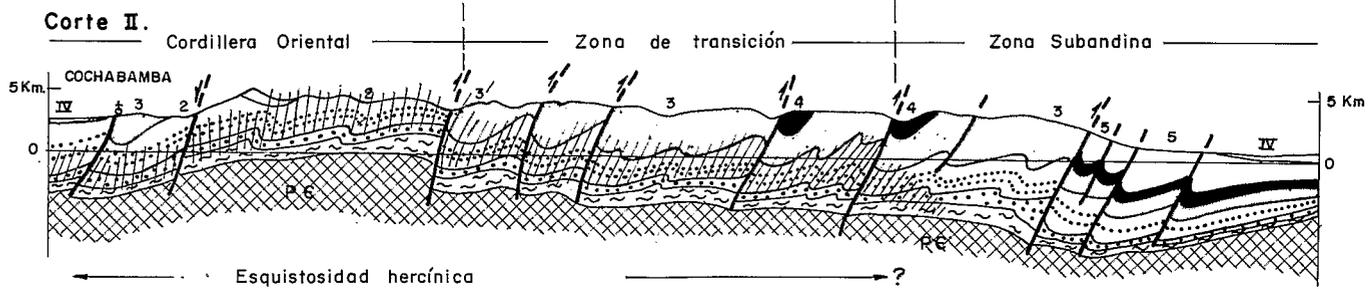
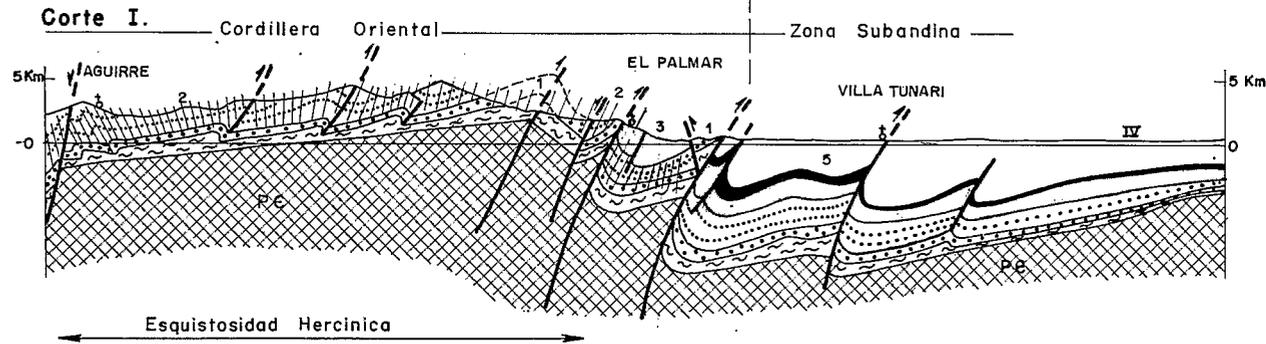
- Discordancia en la base del Terciario, que en la zona subandina norte se ubica entre la formación cretácica Beu y la Formación Es-

Tabla IV.

CORTE GENERAL DEL CENTRO DE BOLIVIA

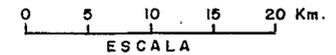


CORTES TRANSVERSALES DE LA CORDILLERA ORIENTAL Y DE LA ZONA SUBANDINA - Provincia Chapare



LEYENDA

- IV = Cuaternario
- 5 = Mesocenoico
- 4 = Permocarboífero
- 3 = Silurodevónico
- 2 = Ordovícico medio y superior
- 1 = Cambriico y Ordovícico inferior
- PE = Zócalo Precámbrico



Nota.- Ubicación de los Cortes; ver Tabla III.

labón, conglomerádica, de edad quizás oligocena; en la zona subandina sur, la misma discordancia sería en la base de la Formación Chaco inferior, que incluye términos miocenos como la Formación Yecua; este conjunto descansa sobre las capas plegadas del Cretácico (Formación Tacurú).

- Discordancia intra-terciaria superior, bien definida en la serie sedimentaria de la zona subandina sur, notoria entre la Formación Chaco inferior y los estratos del Chaco superior de edad quizás pliocena.

3. Las fallas recientes, de edad plio-pleistocena, han tenido un papel en la formación del relieve y en la adquisición de los rasgos morfoestructurales que se observan actualmente.

Dentro de estas fallas se pueden diferenciar varios sistemas:

- un sistema de fallas de direcciones andinas clásicas, es decir N.S. y N. 150; que son fallas inversas resultando de la última fase de compresión andina; estas fallas tienen un rechazo vertical importante, y algunas pueden afectar incluso al zócalo. En este caso, serían fallas que han tenido varios juegos durante la historia tectónica de la zona, en particular en la última fase de distensión plio-pleistocena con un juego en falla normal. Por ejemplo, las fallas que limitan la zona subandina con la cordillera entrarían en esta categoría de fallas reactivadas (Falla del río Putintiri).
- Un sistema de fallas, más recientes, afectando incluso el Pleistoceno, que tiene direcciones oblicuas en relación con la cadena de los Andes, es decir que corresponde a fallas E.O. a N. 110° y a fallas N. 45-50°. Estas fallas verticales han tenido un rechazo vertical, de tipo falla normal, como la falla llamada del "Tunari", que pasa en la parte sur de la zona estudiada (Ver mapa al 100.000 y al 500.000). Esta falla E.O. no es única, sino que se notan fallas de la misma orientación en toda la zona con una extensión en superficie variable y que a veces se unen con las fallas de direcciones andinas. Lo mismo ocurre con las fallas de dirección N. 45°, que parecen haber tenido un juego de fallas transversales, y que también en ciertos lugares se unen con las fallas andinas.

Las fallas E. O. y N. 45°, posteriores a las fallas andinas, han tenido un papel muy largo en el tiempo, en relación con la fracturación del zócalo (30). En efecto, en el escudo brasileño se notan fracturas con estas direcciones, algunas de edad joven (3). Si esta hipótesis se confirma, se tendría quizás la explicación del cambio de las direcciones estructurales en la zona, que se notan tanto en el dominio hercínico como en el andino. Por ejemplo, las fallas recientes, que se manifiestan a lo largo del río Espíritu Santo, correspon-

den quizás a una falla profunda del zócalo y de edad antigua, de orientación general N. 45°.

4. Metamorfismo, Magmatismo y Mineralizaciones:

En la zona estudiada, el metamorfismo general se manifiesta pero de una manera débil en relación con la tectónica hercínica. Se encuentran, en el eje de la cadena, sedimentos que han sufrido un metamorfismo del grado más superficial (Facies "Esquistos verdes") con algunos minerales neoforzados tales como sericita, clorita. El nivel de erosión no alcanza zonas más profundas del metamorfismo ligado a la tectónica hercínica.

En cuanto a lo relacionado con el plegamiento andino, no se nota ninguna manifestación de este nivel, por encontrarse únicamente estructuras andinas del nivel estructural medio, con pliegues concéntricos y fallas inversas.

Tampoco hasta ahora, se ha tratado sobre los eventos magmáticos en la zona; pero parece ser posible hacer algunas reservas en lo que concierne la zona mineralizada con asbesto, y donde aflora la cubierta del zócalo precámbrico (24).

En efecto, algunas muestras de peridotitas fueron encontradas en este dominio, sin saber si son elementos retomados en los conglomerados del Ordovícico inferior-Cámbrico, o testigos de algunas inyecciones de material básico (del manto) durante la sedimentación de estos conglomerados *. Si un día se encuentran in situ estas rocas, se podría pensar en la existencia de un magmatismo básico en la zona, de edad probable paleozoica inferior y relacionada con la mineralización del asbesto **. En este caso, la fracturación del zócalo al principio del Paleozoico permitiría explicar el papel que ha tenido la configuración del basamento precámbrico durante las tectónicas hercínicas y andinas.

V. CONCLUSIONES

El aspecto morfo-estructural de este segmento de los Andes bolivianos ha determinado el interés de muchos geólogos como Rod (1960), Radell (1966) y Ahlfeld (1967), quienes han propuesto como hipótesis la existencia de una "línea geotectónica" o elbow-line que atraviesa el continente sudamericano sobre miles de kilómetros. En general se ha representado esta dislocación por una línea de trazo rectilíneo y cuya actividad sería reciente.

El fenómeno no es tan sencillo como lo han interpretado los autores; el estudio estructural en el campo y en los mapas geológicos no muestra en

* Zona S.E. del área estudiada, sobre el camino de Tiraque a Vandiola (P. TOMAST).

** En la región son conocidas también mineralizaciones de galena (Limbo-Cristal-mayu). Por otra parte, se notan manifestaciones hidrotermales en varios lugares

superficie pruebas evidentes de este trazo y de movimientos recientes a lo largo de estas líneas.

En efecto, el cambio de dirección estructural en los Andes, entre los paralelos 17° y 18° sur, que llamaremos una DEFLECCION, es un fenómeno que resultaría no únicamente de una tectónica de bloque reciente sino de toda la historia tectónica de esta parte del continente, desde el Precámbrico.

Por eso, anotaremos los hechos estructurales siguientes:

— Durante el Paleozoico inferior y quizás al final del Precámbrico, se produjo una fracturación del zócalo; varios argumentos paleogeográficos estarían en favor de este evento:

- el conglomerado de Limbo indicaría, por la naturaleza y el aspecto de sus constituyentes, la cercanía del zócalo, es decir que la zona estudiada corresponde durante esta época a una zona positiva.
- La mineralización de asbesto coincidiría con una falla profunda y quizás con el ascenso de material sísmico durante el Paleozoico inferior.
- Durante la sedimentación del Siluro-Devónico, se tendría también una zona positiva, separando así un dominio norte y un dominio sur con características diferentes desde el punto de vista a la sedimentación.

— El plegamiento hercínico produce una cadena bien individualizada, de extensión continental, y que tiene ya una disposición estructural particular.

— El plegamiento andino se sobreimpone sobre la cadena hercínica erosionada, y, si se notan direcciones andinas diferentes a las direcciones estructurales hercínicas, se puede de todos modos, afirmar que los rasgos hercínicos han servido de guía para el plegamiento andino.

Si se propone la existencia de una línea geotectónica o "transcurrent fault" en esta parte del continente sudamericano, nosotros pensamos que esta falla tendría una edad más antigua que la sugerida por otros autores, es decir una falla que se ha formado en el zócalo durante la base del Paleozoico inferior (Fase de distensión) y que hubiera tenido un movimiento de traslación, quizás al final de la orogénesis hercínica.

Las manifestaciones de la tectónica andina y las fallas recientes menores, observadas en la zona, serían en parte guiadas por un control del zócalo precámbrico y por disposiciones estructurales adquiridas durante el ciclo hercínico.

Estas hipótesis que en parte entran en la teoría de deriva continental, para ser confirmadas, necesitan estudios que sobrepasan el marco de este trabajo, basándose en geofísica.

BIBLIOGRAFIA

- 1 — AHLFELD F., 1943, Los yacimientos de crocidolita en los Yungas de Cochabamba — *Notas Mus. La Plata*, t. 8, Geol. p. 355-371, 6 fig.
- 2 — AHLFELD F., 1967, La línea geotectónica "Ichilo" — *Bol. I.B.P.*, Vol. 7, No. 2, p. 7-13, La Paz (Bolivia).
- 3 — AHLFELD F. y BRANISA L., 1960, Geología de Bolivia — *I.B.P.*, Ed. Don Bosco, La Paz (Bolivia).
- 4 — ALMEIDA F. M., 1945, Geología do Sudoeste Matogrossense — *Dep. Nac. Prod. DGM - Bol.* 116, Rio de Janeiro (Brasil).
- 5 — ANZOLEAGA O., 1966, Geología regional y yacimientos de asbestos de Alto Chapare — *Tesis ined. U.M.S.A.*, La Paz (Bolivia).
- 6 — ARIGOS L. E., 1962, Comunicación sobre el hallazgo de Microfósiles en la Formación Chaco del Sudeste Boliviano — *Bol. I.B.P.*, Vol. 3, No. 3, p. 57-67, La Paz (Bolivia).
- 7 — AUDEBAUD E. y LAUBACHER G., 1969, Sur une discordance tardi-hercynienne dans la Cordillere Orientale du Sud du Pérou, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, p. 2163-2166, (France).
- 8 — BERRY W. B. N., 1964, The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway, *Norks. Geol. Tidss.*, Vol- 44, part 1, p. 61-170, (Norway).
- 9 — BOUCEK B., 1936, Graptolotva fauna českého spodního luďlůvv - *Zozpravy II. Triay Ceske Akad. XLVI*, 16, p. 1-26, Pragua(Tcheoslovacia).
- 10 — BOUMA ,., 1962, Sedimentology of some flysch deposits, *Elsevire Publication Company*, Amsterdam, New York (U.S.A.).
- 11 — BRANISA L., 1970, La Formación Yecua y los problemas que plantea - *Soc. Geol. Bol* , No. 13, p. 20-29, La Paz (Bolivia).
- 12 - BROCKMANN C., 1967, Significado geológico de los liniamientos en la fotografía aérea - *Bol. I.B.P.*, Vol. 7, No. 1, p. 35-40, La Paz (Bolivia).
- 13 — BULMAN O.M.B., 1931, South American Graptolites - *Ark. f. Zool. Baad.* 2? A. No. 3, p. 1-1111.
- 14 — CABRERA A. y BROCKMANN C., 1964, Estudio fotogeológico y estratigráfico del Chapare, Zona Limbo-Villa Tunari - *Informe ined. Y.P.F.B.*, La Paz (Bolivia).
- 15 — CASTAÑOS A., 1972, Estudio sedimentológico de los afloramientos presentes en el curso superior del Río Beni. *Rev. Técn. Y.P.F.B.*, T.I., No. 2-3, La Paz (Bolivia).
- 16 — CHAMOT G. A., 1961, Stratigraphy and structure of the Foothills Belt adjacent to our Zone II Holdings and probable Zone II section to be drilled — *Informe ined. BOGOC*, Santa Cruz, (Bolivia).
- 17 — CORONEL J. E. 1967, Geología de la Región del Chapare — *Tesis ined. U.M.S.A.*, La Paz, (Bolivia).
- 18 — DIAZ H., 1958, Comunicación acerca de las condiciones geológicas presentes en el curso superior del Río Beni — *Bol. Técn.. Y.P.F.B.*, Año 1, Nº 2, La Paz (Bolivia)
- 19 — FRANKL J., 1959, La "Formación Limbo" - *Bol. Técn. Y.P.F.B.*, Año II, Nº 5, La Paz (Bolivia)

- 20 — HOFFSTETTER R.,
MARTINEZ C.,
MATTAUER M. y
TOMASI P., 1971, Lacayani, un nouveau gisement bolivien de Mammifères Désœdiens (Oligocene inférieur) - C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, p. 2215 - 2218, Paris (France).
- 21 — KNOD R., 1908, Devonische Faunen Boliviens - Neues Jh. f. Min. Geol. u. Pal., B1. Bd. 25, p. 493-600, (Alemania).
- 22 — KOZLOWSKI R., 1923, Faune Dévonienne de Bolivia - Ann. Pal. XII, p. 1-112, Paris (France).
- 23 — LJUNGGREN P.,
BALDERRAMA I.,
SAAVEDRA A. y
BLACUT W., 1965, Estudio mineralógico sobre el asbesto boliviano - Estudios técnicos sobre materias primas bolivianas: La magnesia del Alto Chapare - Bol. I.B.P., Vol. 5, Nº 1-2, p. 35-41, La Paz (Bolivia).
- 24 — LOHMANN H. H., 1970, Outline of tectonic history of Bolivian Andes - A.A.P.G., Vol. 5415, p. 735-757, Tulsa (U.S.A.).
- 25 — LOPEZ M. H., 1967, Acerca de la geología de las sierras subandinas del Noroeste - Bol. I.B.P., Vol. 7, Nº 2, La Paz (Bolivia)
- 26 — MARTINEZ C., y
TOMASI P., 1972, La cadena hercínica en la Cordillera Oriental de los Andes bolivianos - Rev. Técn. Y.P.F.B., Tom. I, Nº 2-3, La Paz (Bolivia).
- 27 — MARTINEZ C.,
SUAREZ R. y
SUBIETA T., 1971, La cadena hercínica en la parte septentrional de la Cordillera Oriental de los Andes bolivianos - Bol. GEOBOL Nº 15, p. 26-35, La Paz (Bolivia).
- 28 — MEGARD F., DALMAYRAC B.,
LAUBACHER G., MAROCCO R.,
MARTINEZ C., PAREDES J. y
TOMASI P., 1971, La Chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie, premiers résultats - Cahier O.R.S.T.O.M., Série Géol., Vol. III, Nº 1, Paris (France).
- 29 — PADULA E., 1959, Valoración de las discordancias en las Sierras Subandinas - Bol. Técn. Y.P.F.B., Año II, Nº 5, p. 7-21, La Paz (Bolivia).
- 30 — PLAFKER G., 1962, Lineaments, joints and oriented Lakes of North-eastern Bolivia - Bol. I.B.P., Vol. 3, Nº 3, p. 5-32, La Paz (Bolivia).
- 31 — RIVAS S., FERNANDEZ A.,
y ALVAREZ R., 1969, Estratigrafía de los Sistemas Ordovícico- Cámbrico y Precámbrico en Tarija, Sud de Bolivia - Soc. Geol. Bol., Bol. Nº 9, p. 27-50, La Paz (Bolivia).
- 32 — ROD E., 1960, Strike-slip fault of continental importance in Bolivia - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 44, Nº 1, p. 107-108, (U.S.A.).
- 33 — RUSSO A., 1959, Estructura y estratigrafía del área de Agua Salada - Bol. Técn. Y.P.F.B., t 1, Nº 3, p. 13-36, La Paz (Bolivia).
- 34 — SCHLAGINTWEIT
O., 1939, Resultados de los estudios en la zona del Chapare - Informe inéd.
- 35 — SWARZ F. M., 1925, the Devonian fauna of Bolivia - Johns Hopkins Univ. Stud. in Geol., Nº 6, p. 29-68, (U.S.A.).

- 36 — ULRICH A., 1892, Palaeozoische versteinerungen aus Bolivien - Neues Jh. f. Min. Geol. u. Pal., Bl. Bd. 8, p. 5-116 (Alemania).
- 37 — VARGAS C. y MARIACA O., 1966, Informe sobre la geología del sector meridional de la faja subandina del Norte y una pequeña parte de la faja subandina central - Informe inéd. Y.P.F.B. La Paz (Bolivia).



Agradecemos a las entidades de Y.P.F.B., O.R.S.T.O.M. y a la Facultad de Ciencias Geológicas por haber facilitado la realización de este trabajo, y por la ayuda que nos prestaron. Dejamos también constancia de nuestro agradecimiento a los geólogos F. AHLFELD, C. VARGAS y MARIACA por las discusiones que hemos tenidos y los consejos que nos proporcionaron.

Por fin nuestro reconocimiento va a las empresas, BARTOS, JONES y TAMS, la Empresa Nacional de Electricidad y el Servicio Nacional de Caminos, por su ayuda indispensable en el campo y por la acogida de sus ingenieros y técnicos que trabajan en el Chapare.