

LA TECTONICA TARDI-HERCINICA EN LA CORDILLERA ORIENTAL
DE LOS ANDES DEL SUR DEL PERU

Por: Gérard Laubacher (x)

I-Introduction.

La zona estudiada esta ubicada en el Departamento de Puno al Norte del Lago Titicaca, entre el rio San Gaban afluente del rio Inambari y la Cordillera Apollobamba en frontera con Bolivia. Se trata de una zona de puna con altura variable entre 4200m y 6000m. (en la Cordillera Apollo-bamba).

Esta zona mas conocida por los mineros debido a sus condiciones favorables para la pequeña minería, tambien ha sido estudiada, aunque solo en parte por algunos geologos, tales como J.A. Douglas (1920 y 1932), N.D. Newell (1949), H.Katz (1959), E. Audebaud y G. Laubacher (1969)..

Asimismo, los trabajos geologicos hechos en los ultimos anos por el Servicio National de Geologia y Minería en dicha Cordillera Oriental del Sur del Peru, han permitido obtener un mayor conocimiento de la estructura geologica en esta parte de los Andes poniendo en evidencia la existencia de una Cadena Hercinica. Pero, a pesar de ellos, todavia quedan muchos problemas por resolver dentro de la geologia del Paleozoico.

ORSTOM Fonds Documentaire
N° : 28605
Cote : B

(x) O.R.S.T.O.M. Paris (Francia) y Servicio National de Geologia y Minería (Peru).

*Note présentée au Congrès Géologique d'Amérique Latine en Décembre 1970.
à Lima.*

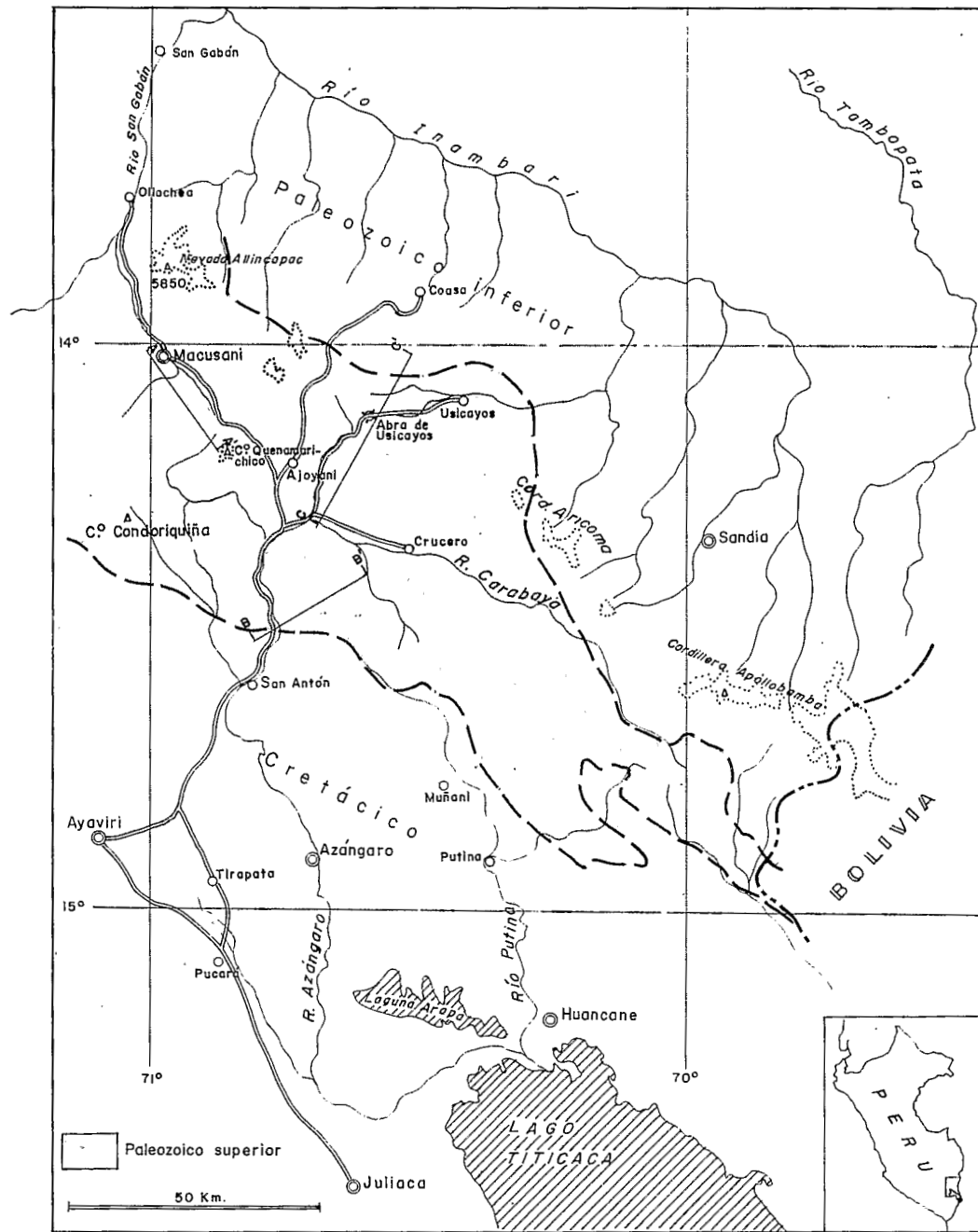


Fig.-1 Mapa esquemático de la Cordillera Oriental en el Sur del Perú

En esta oportunidad el autor no pretende hacer un analisis completo y detallado de dicha geologia del Paleozoico sino unicamente, en base a la discordancia angular tardi-holocena observada en 1969, informar las nuevas observaciones hechas en el campo, sobre tectonica que afecta al Paleozoico Superior, mediante algunos perfiles y esquemas.

II - Las Grandes Unidades Estratigraficas de la Cordillera Oriental.-

Esta parte de los Andes es relativamente compleja. Ella ha sido plegada varias veces durante las orogonias hercinicas y andinas. Ademas, numerosos intrusivos batoliticos y stocks han atravesado los sedimentos durante el Paleozoico, el Cretaceo y el Terciario. En la zona estudiada (Fig. I) pueden distinguirse 3 grandes unidades geologicas alargadas segun la direccion andina (NW-SE), las cuales en un perfil de Oeste hacia Este se presentan de la manera siguiente:

- Una faja de sedimentos mesozoicos, correspondiente al Cretaceo continental que forma el sinclinarium de Putina ya descrito por N. D. Newell (1949);
- Una faja del Paleozoico Superior que se extiende a lo largo del flanco Oeste de la Cordillera Oriental;
- Una faja del Paleozoico inferior ubicada en el flanco Este de la Cordillera Oriental prolongandose mas alla del rio Inambari, en la zona Sub-Andina. Este complejo esta constituido por sedimentos marinos con un nivel que contiene graptolitos de edad ordoviciana media.

El devoniano probablemente esta representado en esta enorme secuencia y quizas tambien el siluriano. Sobre esta secuencia litologica muy monotonas de lutitas y cuarcitas opimetamorficas del Paleozoico inferior descansa con discordancia el conjunto de unidades mucho mas variadas del Paleozoico Superior. En algunos sitios se ha podido encontrar una discordancia angular entre estas dos secuencias mostrando asi la existencia de una fase eohercinica que ha plegado y metamorfisado al Paleozoico inferior.

La Estratigrafia del Paleozoico Superior.-

El Paleozoico Superior puede dividirse en 3 grandes unidades litologicas:

1° - El grupo Ambo (Carbonifero)

2° - El grupo Tarma-Copacabana (Carbonifero Superior-Permico inferior y medio?).

3° - El grupo Mitu (Permico superior?-Triasico?).

1° - El grupo Ambo.- El grupo Ambo puede subdividirse en Ambo marino en la base y Ambo continental encima, debido a que en el Abra de Oquopuno, al S.E. de Macusani, se ha encontrado por debajo del grupo Tarma-Copacabana una gruesa secuencia de areniscas y lutitas negras con niveles fosiliferos integrados por Brachiopodos, Lamelibranquios, Crinoides, Briozoarios, etc. (x), de una edad Carbonifera. Secuencias estratigraficas iguales tambien con fosiles se han encontrado en otros sitios de la Cordillera Oriental del Sur del Peru yaciendo en algunos de ellos debajo de areniscas con plantas. Si estas areniscas corresponden al Ambo continental de edad Missisipiana, los

(x) El Dr. A.J. Boucot (Oregon state university) que ha visto una parte de estos fosiles piensa que son de edad carbonifera.

depositos marinos del Carbonifero Inferior que hasta ahora no se habia encontrado en el Peru. Esta cuenca marina tiene una extension regional aunque restringida solamente a la Cordillera Oriental; porque en la zona de Juliaca, las areniscas con plantas descansan directamente sobre el devoniano. El grupo Ambo pasa al grupo Tarma-Copacabana sin discordancia angular.

2° - Grupo Tarma-Copacabana (marino y continental).

El grupo Tarma-Copacabana esta dado por un conjunto de capas poco homogéneas. En la base hay capas verdes volcanico-sedimentarias de grano afanítico a fino, con algunas intercalaciones de margas y calizas. El espesor de esta formacion basal llega hasta mas de 200m. Esta secuencia corresponde tal vez a las areniscas que se encuentran en la base del Copacabana de Bolivia y que se atribuyen al Pensylvaniano superior.

No se ha diferenciado el grupo Tarma por falta de seguridad en cuanto a la edad de dichas capas verdes, pero encima se halla la formacion Copacabana "Sensu stricto" con su facies típicas de calizas y cherts. Hacia la parte superior aparecen abundantes capas de cherts y algunos bancos de areniscas grisáceas, pasando esta formacion hacia el tope, en forma progresiva y paralela, a capas rojas continentales constituidas por brechas, microconglomerados y arkosas.

Esta ultima parte ha sido mayormente erosionada y solo queda conservada en algunos lugares. Su espesor maximo es de 500 m.

3° - El grupo Mitu. (continental) -

El grupo Mitu se ha depositado despues del plegamiento tardi-hercinico y descansa con fuerte discordancia angular sobre el Permo-carbonifero. En la base se compone de brechas conglomeraticas con elementos de cuarcitas y calizas del Copacabana con un espesor variable de 4-5 m. hasta 1000 m. En la provincia de Carabaya sobre estos materiales descansa una secuencia volcanica andesitica, que llega a tener hasta mas de 3000 m. de grosor al Norte de Macusani, al pie del Nevado Allicapac. Mas al Sur, hacia la frontera con Bolivia, la parte inferior del grupo Mitu se adelgaza y desaparecen las rocas andesiticas.

Como no hay depositos del Jurasicco en la Cordillera Oriental, sobre el grupo Mitu descansan directamente, pero sin discordancia angular, las unidades del Cretaceo inferior.

Referente al problema de la edad del grupo Mitu que no se conoce con precision, se sabe unicamente que se ha depositado despues del grupo Copacabana y antes del Cretaceo; si el volcanismo andesitico corresponde a la manifestacion tardi-volcanica del ciclo hercinico, la edad seria Permo-Triasica.

III -- La Tectonica tardi-hercinica.

La aparicion de capas rojas en el tope del Grupo Copacabana indica que ocurrieron movimientos preliminares en la zona misma o en zonas periféricas; pero después de la deposicion del Grupo Tarma-Copacabana, afecto a todos los sedimentos un plegamiento muy importante, reflejado por la discordancia angular entre el Grupo Mitu y las formaciones subyacentes, visible en varios lugares. A continuacion se describen dos perfiles a través del Paleozoico Superior que dan una imagen de esta tectonica.

I° -- Un perfil desde Macusani hasta el cerro Quenamari Chico.

Macusani, capital de la provincia de Carabaya, esta ubicada mas o menos a 200km al Norte de Puno y a la altura de 4300m. s.n.m., al pie de los Nevados del Allinacpac (5850m.). A 20 km. al SE de Macusani hay un pequeño Nevado con mas de 5000m. de elevacion, al cual se le conoce como Cerro Quenamari Chico, y esta constituido por un intrusivo granitico reciente. El perfil estudiado (Fig.2), comprende desde el Cerro Quenamari Chico hasta Macusani siguiendo una direccion NW-SE. La secuencia estratigrafica es igual a la mencionada anteriormente, salvo que faltan las Capas rojas del Grupo Copacabana. El Permo-Carbonifero tiene una orientacion de $N40^{\circ} \text{ a } N50^{\circ} \text{ E}$. Una esquistosidad de fractura, contemporanea al plegamiento, afecta al Carbonifero, y segun la direccion axial de los pliegues se puede notar un alargamiento de los nodulos. Ademas, gran parte de las rocas del Carbonifero, entre Macusani y el Abra de Quellosani por ejemplo, han sido afectadas por un ligero epi-metamorfismo de tipo regional.

2° - Un perfil a través el Paleozoico superior, desde el Rio Carabaya, cerca de San Anton, hasta el Abra de Usicayos.

Este perfil tiene una dirección SW-NE (ver fig.3) y en él se puede apreciar que al Oeste, en el valle del Rio Carabaya, el contacto del Cretáceo con el Paleozoico es fallado. Frente a la quebrada Canicota, se puede apreciar claramente la discordancia del Grupo Mitu, compuesto de brechas conglomeráticas, con los depósitos del Carbonífero.

Las estructuras de las unidades del Paleozoico Superior tienen una dirección NW-SE; y la tectónica se caracteriza por un estilo de plegamiento más plástico que en el perfil precedente, estando los pliegues echados hacia el SW. Fallas inversas y de bajo ángulo rompen los pliegues paralelamente a las capas. La esquistosidad de fractura, que aparece en las charnelas de los pliegues, afecta en la parte Este tanto a los depósitos del Carbonífero como al Copacabana.

A lo largo de este perfil, se observa nitidamente la discordancia del Grupo Mitu con las unidades del Permo-Carbonífero la tectónica andina, que se ha sobrepuesto a la tectónica horcinica, ha plegado al Grupo Mitu y fallado nuevamente a todos los elementos de la Cordillera Oriental.

3° - Características generales de la tectónica tardi-horcínica.

Los depósitos del Paleozoico Superior han sido afectados tanto por la tectónica tardi-horcínica como por la andina; notándose entre los plegamientos horcínicos y andinos, un cambio de estilo muy claro; pero lo que han plegado y tectonizado más intensamente son los movimientos horcínicos; y durante los movimientos andinos,

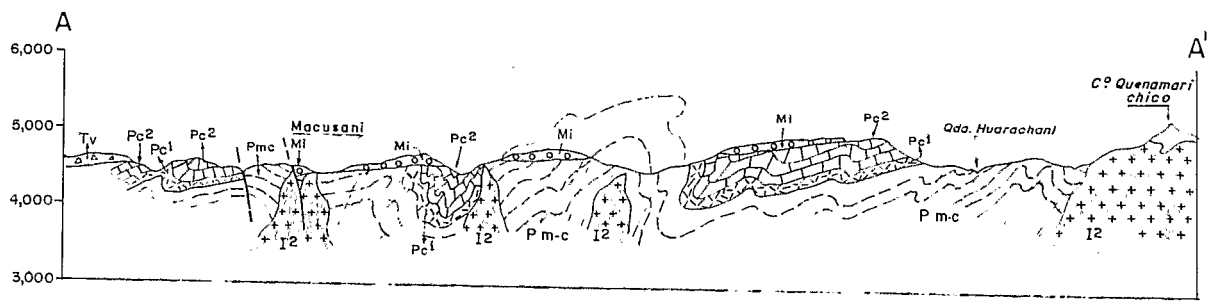


Fig. 2. Perfil geológico Macusani—Cerro Quenamari chico

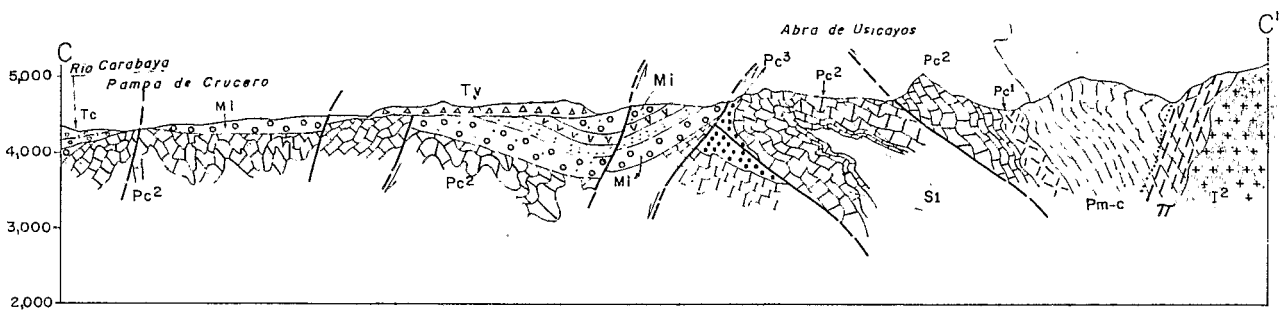
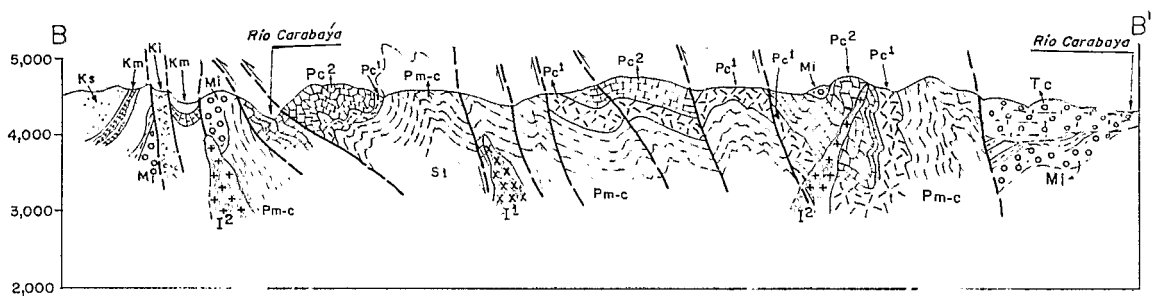


Fig. 3. Perfil geológico Rio Carabaya — Abra de Usicayos

ESCALA : Horizontal 1:200,000
Vertical 1:100,000

L E Y E N D A

- | | | | |
|----------------|--|-----------------|--|
| Tv | : Ignibritas (Terciario final) | Pc ³ | : Capas rojas Grupo Tarma—Copacabana |
| Tc | : Terciario continental detritico (Grupo Puno) | Pc ² | : Calizas (Pensilvaniano superior, |
| Ks | : Cretaceo superior | Pc ¹ | : Capas verdes Pérmico inferior y medio) |
| Km | : Cretaceo medio | Pm-c | : Grupo Ambo (Carbonifero) |
| Ki | : Cretaceo inferior | I ¹ | : Intrusivo paleozoico |
| Mi | : Grupo Mitu (Permo-Triásico) | I ² | : Intrusivo post-paleozoico |
| S ¹ | : Esquistosidad tardi-hercimica | π | : Metamorfismo de contacto |

tales depositos se comportaron como parte integrante de un substratum bastante consolidado. Por lo dicho, se advierte que el plegamiento tardi-hercinico tiene características peculiares.

a) Estructuras tardi-hercinicas:

Las capas rojas del topo del Grupo Copacabana se consideran como un producto de la erosión de la Cordillera misma después de su emersión, hecho que correspondería a la primera manifestación de la tectónica tardi-hercinica. Sin embargo, esta tectónica está caracterizada principalmente por la existencia de dos direcciones de plegamiento (fig.4):

- Una dirección NNW-SSE (N 150°-160° E)
- Una dirección NE-SW (N40°-50°E)

Siendo las estructuras se puede notar que los pliegues con un rumbo N150°-160°E y ochados hacia el SW, cambian de manera progresiva a una dirección N40°-50°E, tiendo a ocharse hacia el SE. Aparentemente las estructuras no se cruzan, pero más bien sufren una torsión cuyos ejes tienen fuertes buzamientos. Es posible que estas grandes flexuras se deban a una tectónica en bloques a gran profundidad a causa de la cual después de una fase de plegamiento NNW-SSE, el juego de una o de dos grandes fallas profundas de desgarro, con un desplazamiento horizontal importante, repercutió en la cubierta que se comportó en forma competente, dando lugar a la formación de notables virgaciones. Así se tiene, que las estructuras de dirección NNW-SSE han girado hasta alcanzar una orientación NE-SW, y en cuanto a las de profundidad, están caracterizadas por una dirección aproximadamente NW-SE y un desplazamiento relativo de tipo dextral.

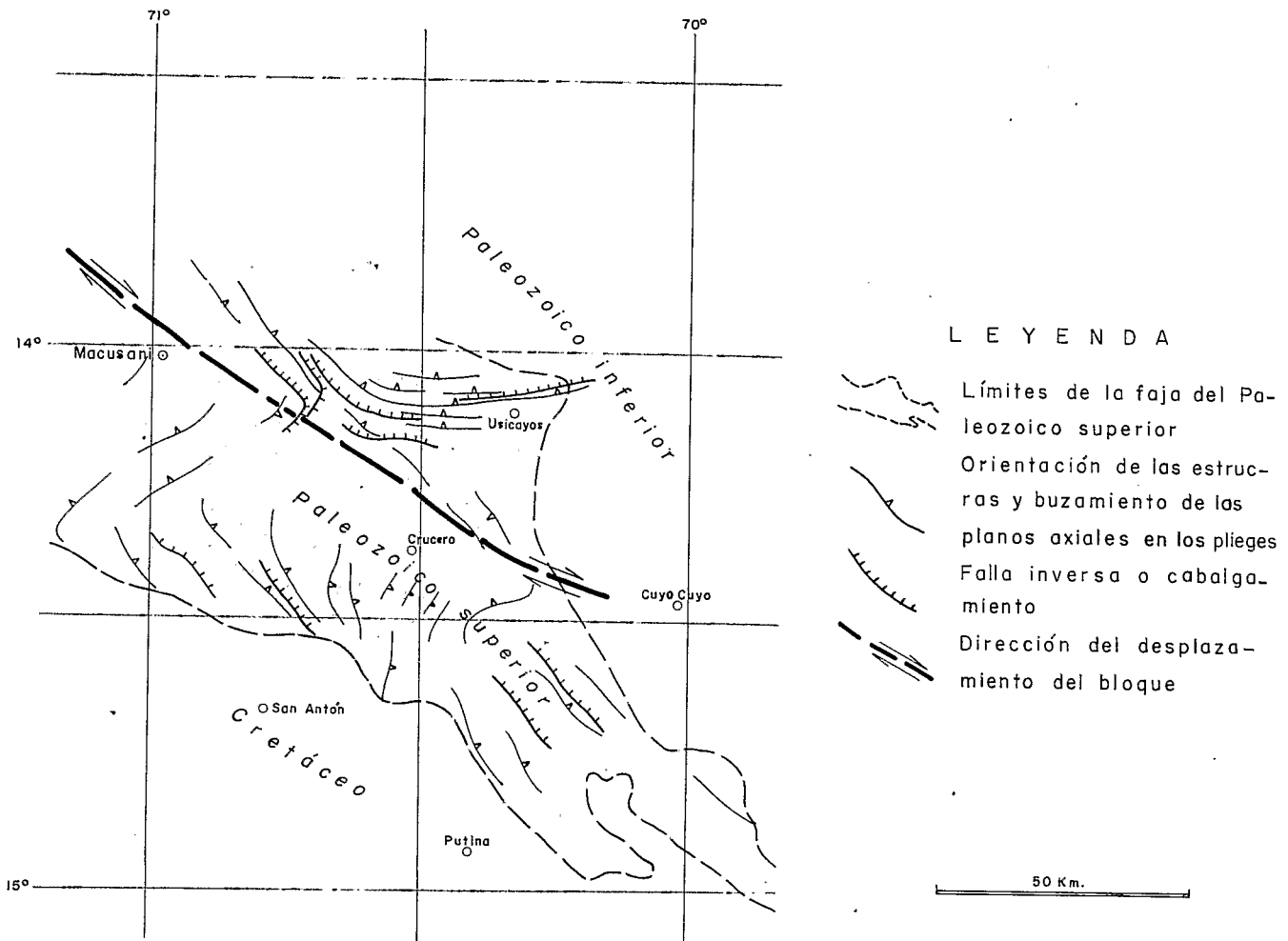


Fig. 4 Las direcciones estructurales en el Paleozoico superior

Esquistosidad y metamorfismo.

El plegamiento tardi-hercinico fué acompañado por una esquistosidad y metamorfismo de tipo regional, aunque dichos fenomenos no se han generalizado a toda la amplitud de los depositos del Permo-Carbonifero. Las unidades del Carbonifero pertenecen en parte, a un nivel estructural algo profundo con "esquistosidad de fracturas", alcanzando al SW de Macussani el topo de la "zona de esquistosidad de flujo" acompañada de un epimetamorfismo.

El Grupo Tarma-Copacabana no ha sido afectado por una esquistosidad marcada, salvo en zonas muy particulares, tal como los anticlinales y sinclinales ochados del Abra de Usicayos, donde las capas verdes tienen clorita en los planos de esquistosidad.

El magnetismo.

Se conocen algunos pequeños intrusivos locales muy tectonizados que intruyen al Permo-Carbonifero y que parecen tener una edad hercinica. El volcanismo emplazado durante la acumulacion del Grupo Mitu, se asume como la ultima manifestacion magmatica del ciclo hercinico

IV CONCLUSION.

Todo lo expuesto demuestra que tenemos en la Cordillera Oriental de los Andes una fase tardi-orocinica nitida con características orogénicas es decir un fuerte plegamiento acompañado de esquistosidad y metamorfismo. Sin embargo, en la zona sur no se ha podido encontrar intrusiones importantes correspondientes a esta fase de plegamiento. También queda que ver cual fue la extensión en los Andes Peruanos y Bolivianos de esta última fase de plegamiento.

BIBLIOGRAFIA

- AHLFELD F. y BRANISA L. , 1960.- Geologia de Bolivia, Inst. Bol del Petrol.
- AUDEBAUD E. y LAUBACHER G., 1969.- Sur la discordance tardi-hercynienne dans la Cordillere Orientale du Sud du Pérou C.R.A.S. Paris, t. 269, PP. 2163-2166.
- BULMAN O.M.B.; 1932.- Graptolites from the Quitari area the Quart. J. Geol.Soc.London, Vol. 89, pp. 348-353.
- DOUGLAS A.J., 1920.- Geological Sections throught the Andos of Peru and Bolivia: II from the port of Mollendo to the Inambari River. The Quart J. Geol.Soc.London; Vol. 76, p. I-61.
- DOUGLAS A.J., 1932.- The Geology of the Marcapata valley in Eastern Peru. The Quart. Geol.Soc.London, Vol.89, P.308-348.
- KATZ H., 1959.- Zur Geologie des Palaeozoikums in dem Südöstlichen Anden von Peru. Eclogae Geol. Helv. 52-2, p.721-734.
- NEWELL N.D., 1949.- Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia. Geol.Soc.Amer.Mem., 36 II p.
- NEWELL N.D., CHRNIC B.J. y ROBERTS T.G., 1953. - Upper Paleozoic of Peru. Geol.Soc.Amer.Mem., 58 258 pp.