

## ESTUDIO GEOLOGICO DE LA REGION ENTRE CUZCO Y MACHU PICCHU

René MAROCCO\*  
Francisco GARCIA-ZABALETA\*\*

### Résumé

La région comprise entre Cuzco et Machu Picchu est située sur la terminaison orientale de la "déflexion d'Abancay". On y observe la superposition de deux cycles tectogéniques: le cycle hercynien et le cycle andin. Nous verrons pourquoi l'existence du Précambrien est problématique.

La série du Paléozoïque inférieur est analogue à celle connue depuis le Nord de l'Argentine. Au Dévonien supérieur a lieu la tectonique éohercynienne. Les structures qui en résultent sont polyphasées et accompagnées par 2 schistosités. Le Paléozoïque supérieur, semblable à celui du reste du Pérou, repose en discordance angulaire sur les roches plissées à l'éohercynien.

En concordance sur le Paléozoïque supérieur vient la série Méso-Cénozoïque, marine jusqu'au Crétacé puis continentale. Du Lias au Sénonien notre région constitue la transition entre 2 bassins subsidents, l'un marin, l'autre continental (Altiplano). Au Sénonien la mer se retire et commence le dépôt d'une épaisse série de Couches Rouges. La sédimentation continentale est interrompue à l'Eocène supérieur-Oligocène Inférieur par la phase paroxysmale de la tectonique andine. Les failles préexistantes jouent soit en faille inverse soit en décrochement selon leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement. Ces jeux complexes peuvent entraîner des inhomogénéités dans la répartition de la déformation souple et provoquer de nouvelles failles en gros perpendiculaires aux structures.

L'Oligocène voit le dépôt de molasses conglomératiques discordantes sur le substratum plissé à l'Eocènesup.—Oligocène inférieur. Le Tertiaire se termine par la mise en place à l'Oligo-Miocène de batholites granodioritiques et par un magmatisme effusif au Mio-Pliocène. Le cycle andin est bouclé par la dernière phase de la tectonique andine (Pliocène) suivie par quelques manifestations volcaniques au Quaternaire.

\* O.R.S.T.O.M., 24 Rue Bayard, 75008, Paris (France).

\*\* S.G.M., Paz Soldán 225, San Isidro, Lima 27 (Pérou).

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 28830 ex. 2

Cote : B

### Resumen

La región comprendida entre Cuzco y Machu Picchu corresponde a la culminación oriental de la llamada "deflexión de Abancay". A partir del E. de la región estudiada la Cordillera de los Andes recupera su dirección orográfica y estructural NW-SE. El área de interés presenta la superposición de por lo menos dos ciclos orogénicos: el ciclo hercínico y el ciclo andino. Posteriormente veremos la existencia del Precámbrico que es problemático.

La serie estratigráfica del Paleozóico inferior, es similar a la que se conoce desde Bolivia y Norte Argentina. Al Devoniano superior la tectónica eoherciniana (única tectónica hercínica en nuestra región) plegó los estratos hasta el Devoniano superior, originando estructuras polifásicas verticales acompañadas con esquistosidad. El Paleozóico superior, análogo al del resto del Perú, cubre discordantemente las rocas plegadas por la fase eoherciniana.

Concordantemente con el Paleozóico superior, se depositó la serie Meso-Cenozoica, marina hasta el Cretáceo y luego prosiguió con una sedimentación continental. Desde el Liásico al Senoniano, nuestra región es una zona de transición entre dos cuencas subsidentes: una cuenca marina y una cuenca continental (Altiplano). A partir del Senoniano el mar se retiró y se depositó una potente serie de Capas Rojas cuya sedimentación se interrumpe en el Eoceno superior-Oligoceno inferior con la fase paroxismal andina responsable del plegamiento de la serie Meso-Cenozoica. Las fallas que controlaron la subsidencia del Paleozóico superior y del Meso-Cenozoico se reactivaron como falla inversa, o como falla de desgarre, originando a veces nuevas fallas lo que explica la complejidad del sistema de fracturación.

La sedimentación cenozoica se reactivó durante el Oligoceno, depositando molasas conglomeráticas (Grupo Puno). El Terciario se concluye con la aparición durante el Oligo-Mioceno de un magmatismo plutónico granodiorítico y luego una fase netamente volcánica (Mio-Plioceno). El ciclo andino finaliza con la última fase tectónica (Plioceno), seguida por un vulcanismo cuaternario muy reducido en nuestra región.

La región comprendida entre la ciudad de Cuzco y las ruinas de Machu Picchu es mundialmente conocida por sus riquezas arqueológicas y la belleza de sus paisajes; nos ha parecido útil presentar un mapa geológico de esta zona turística, acompañado por un texto que presenta los grandes rasgos de la estratigrafía y de las estructuras de dicha zona.

Este trabajo forma parte de un estudio más general de la Cordillera de Vilcabamba (nombre de la porción cuzqueña de la Cordillera Oriental) que emprendieron los autores en 1970 según convenio de cooperación técnica entre el Servicio de Geología y Minería del Perú (S.G.M.), el O.R.S.T. O.M. (Francia) y la Dirección de Cooperación Técnica del Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia.

La zona estudiada cubre un área de aproximadamente 7000 Km<sup>2</sup>, que abarca los departamentos de Cuzco y Apurímac y corresponde a la terminación oriental de la "deflexión de Abancay" (Marocco, 1971); de la cual tratamos implicaciones estratigráficas y estructurales que originaron esta deflexión

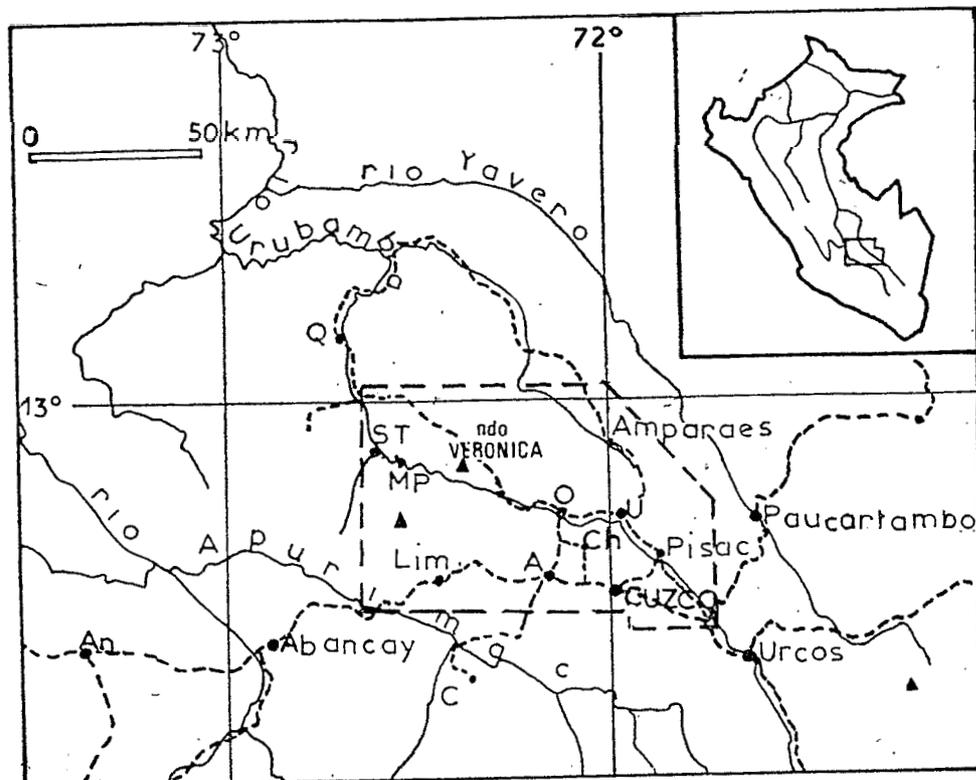


Figura 1 :Mapa de ubicación.

Q: Quillabamba; ST: Santa Teresa; MP: Machu Picchu; O: Ollantaytambo; U: Uru-bamba; Ch: Chincheros; A: Anta; Lim: Limatambo; An: Andahuaylas; C: Cota-bambas.

La región estudiada está dividida en dos unidades morfoestructurales principales. Al norte de la línea que une Limatambo-Mollepata-Ollantaytambo-San Salvador, se encuentra la Cordillera Oriental, coronada de altos nevados, donde predominan los afloramientos de la Cadena hercínica; esta área fue generalmente zona positiva durante el Meso-Cenozoico. Al sur de esta línea prosiguen las Mesetas Altas (Megard, 1968), que correspondió a una zona de subsidencia durante el Meso-Cenozoico. Veremos que el límite entre las dos unidades es una zona de falla.

En nuestra región afloran rocas pertenecientes a las orogénesis hercínicas y andinas; analizaremos el problema planteado por las rocas metamórficas cuya atribución al Precambriano se ha vuelto problemática. Para respetar la cronología de la historia geológica trataremos sucesivamente estos ciclos orogénicos.

## EL PROBLEMA DE LA EXISTENCIA DEL PRECAMBRIANO

Dos afloramientos de rocas metamórficas existen dentro de los límites del mapa. El primero — el "domo de Amparaes" — se encuentra ubicado al noreste del pueblo de Amparaes; el segundo, en el extremo oeste del mapa, se ubica entre los pueblos de Mollepata y de Santa Teresa. Hasta la fecha los autores y sus antecesores (Heim, 1948; Egeler y De Booy, 1961; Fricker, 1960; Audebraud et al, 1971) consideraban como precambrianas estas rocas cristalofilianas.

### EL MATERIAL METAMORFICO

Las rocas metamórficas de la región estudiada son epi y mesozo-nales.

#### 1) El domo de Amparaes (Fig. 2,A)

El domo de Amparaes corresponde a una estructura anticlinal que ha plegado la foliación metamórfica según un eje NE-SW. Desde el núcleo hacia la periferia se observan 4 unidades litológicas:

- un intrusivo granítico ortoneisificado
- una serie de ortoanfibilitas cuya potencia es de 1500 metros,
- una serie calcomagnesiana compuesta por paraanfibilitas y un banco de cipolinos,
- micaesquitos

Los micaesquitos presentan la siguiente paragenesis: biotita±estaurolita±granate±cordierita.

Estas rocas han sufrido 3 fases tectónicas.

La serie calcomagnesiana está conformada por mármoles, skarns y metacalcaritas asociados con bancos de cuarcita, micaesquitos y paraanfibilitas.

Las ortoanfibilitas se presentan en bancos delgados, muestran localmente manchas de plagioclasas. Al microscopio se nota que la roca está constituida por hornblenda verde, plagioclasas (An 25-30), esfeno, ópacos y menos de 10% de cuarzo.

El granito ortoneisificado muestra esencialmente cuarzo, plagioclasas (An 20), biotita. Algunos filones de aplita a muscovita y de pegmatita recorren el macizo de ortoneises; estos filones están afectados por la foliación general del domo.

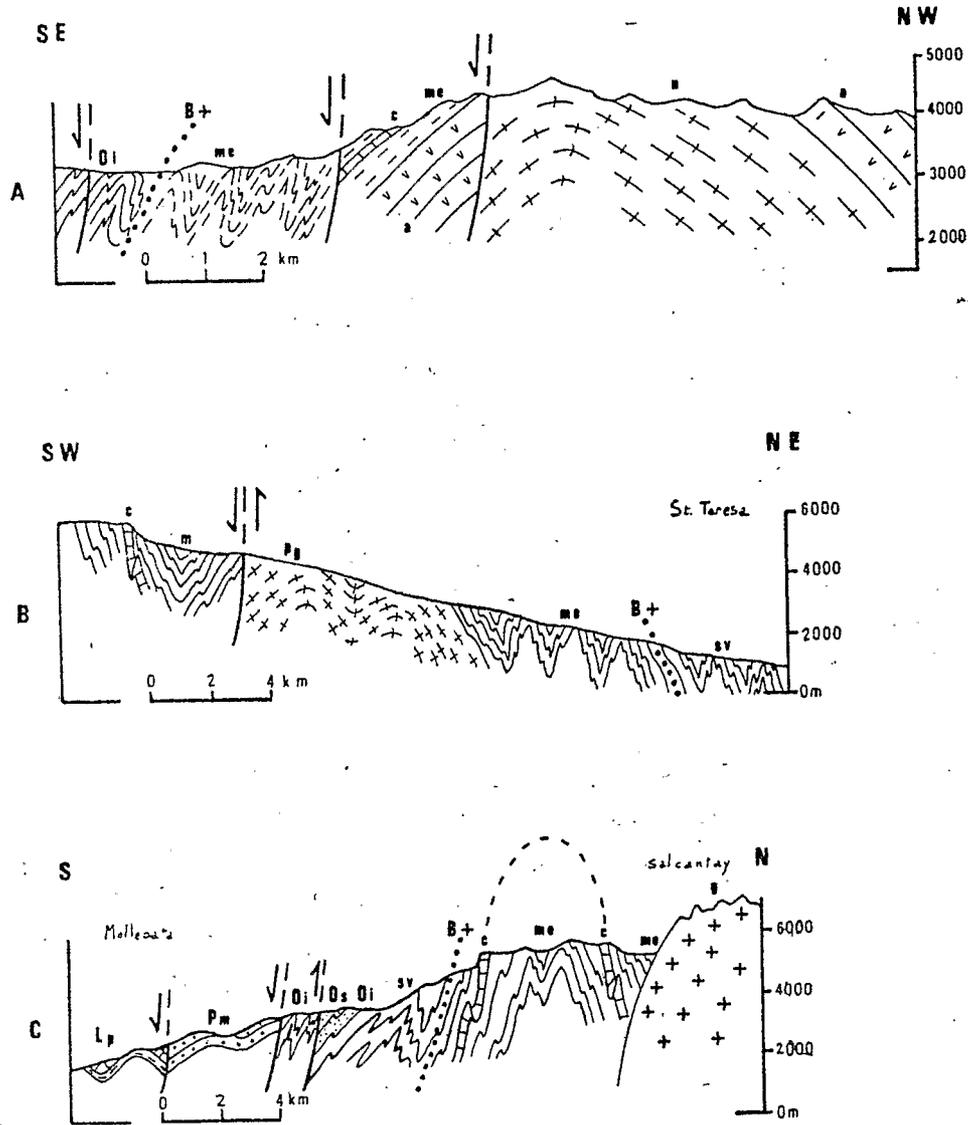


Figura 2 :Cortes de los terrenos metamórficos. A: Domo de Amparaes; B y C: Corte Santa Teresa-Mollepata. *Oi*, s: Ordoviciano inferior, superior; *sv*: Esquistos verdes; *c*: Cipolinos; *me*: Micaesquistos; *pg*: Paraneis; *a*: Antifibolita; *n*: Ortoneis; *Lp*: Liásico (G. Pucará); *Pm*: Permiano superior (G. Mitu); *B+*: Isograda de la biotita; *g*: Granodiorita andina.

## 2) El valle del Río Santa Teresa (fig. 2, B, C)

El cambio de herradura que une Mollepata a Santa Teresa, pasando por el abra Salcantay (4900 metros), cruza una serie de rocas sedimentarias que se vuelve progresivamente cristalofiliada.

Los cortes B y C de la figura 2 muestran las unidades que afloran entre Mollepata y Santa Teresa. Yendo de Mollepata hacia el Norte, después de cruzar extensos afloramientos de calizas y yesos liásicos (Grupo Pucará) y de areniscas y lutitas rojas (Grupo Mitu), entramos en pizarras fosilíferas del Ordoviciano. Poco a poco se compactan las pizarras y al mismo tiempo que el color negro cambia a verdusco. Más al Norte, a la altura del caserío de Soray, aflora la biotita.

Antes de llegar al abra Salcantay, el camino cruza una estructura anticlinal donde afloran cipolinos, micaesquistos, paraneises y anfibolitas. El conjunto de la serie es algo semejante a la del domo de Amparaes, con la diferencia que no afloran las potentes ortoanfibolitas.

Pasando la divisoria (corte C), se baja en la misma serie hacia el NE, el grado de metamorfismo parece que se incrementa (paraneises muy replegados) se hayan aflorando nuevamente los micaesquistos. Unos kilómetros antes de llegar a Santa Teresa desaparece la biotita y solo se observan esquistos verdes.

## CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

En el domo de Amparaes J.P. Bard y los autores pudieron realizar un análisis estructural, que fué completado por Bard en un estudio petrológico y estructural de las muestras recogidas en el campo; este estudio, del cual mencionamos las principales conclusiones será publicado posteriormente.

Los micaesquistos se prestan bien a este tipo de estudio, han mostrado tres fases tectónicas superpuestas, cada una acompañada por esquistosidad. La observación de las relaciones entre cristalización y deformación indica que:

- las biotitas forman grandes cristales estáticos sobre una esquistosidad primaria  $S_1$  y son anteriores a una segunda esquistosidad de flujo  $S_2$ ;
- los granates y las estauroлитas son contemporáneos a la esquistosidad  $S_2$  y siguen creciendo después de esta segunda fase;
- las cordieritas son estáticas sobre  $S_2$ ;
- la tercera fase se traduce solamente por una crenulación. Sin embargo las condiciones térmicas durante esta tercera fase han sido lo suficiente como para permitir la recristalización de la muscovita en los "arcos poligonales" afectando  $S_2$ .

Las dos primeras fases son homoaxiales (vécinas de E-W); la tercera es aproximadamente N 50° y pensamos que puede ser responsable de la estructura en domo.

### CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO

El estudio petrológico de las muestras de las rocas metamórficas recolectadas en nuestra zona están en vías de análisis, sin embargo podemos caracterizar a grandes rasgos el metamorfismo. Las conclusiones presentadas aquí son sugerencias de Audebaud et al, 1971; Bard et al, 1974, y de un artículo de Bard sobre el metamorfismo del Perú en curso de publicación.

El metamorfismo es de tipo "intermediario de baja presión", caracterizado por asociaciones mesozonales a estauroлитas, granates y cordieritas. La presencia de clórita en ciertas rocas y su desaparición cuando aparece la biotita, permite trazar en ciertas zonas el isogrado de la biotita (B+).

Dentro de este metamorfismo general hay que destacar el "domo de Amparaes". Según Bard existe una analogía de disposición estructural y de metamorfismo entre este domo y el macizo de Zongo en Bolivia (Bard et al, 1974) donde las rocas de edad herciniana, metamórfica, están asociadas a un intrusivo granítico ortoneisificado. El domo de Amparaes, cuyo núcleo está ocupado por ortoneises, bien podría tener un origen similar. El granito ortoneisificado hubiera sido intruido contemporáneamente a la tectónica herciniana; es una intrusión sin-cinemática. El metamorfismo herciniano observado en la región de Marcapata (Audebaud, comunicación verbal) parece tener el mismo origen.

### PROBLEMA DE LA EDAD DEL METAMORFISMO

Pensamos que por lo menos una parte de las rocas metamórficas de la región estudiada son de edad herciniana.

Tanto en el domo de Amparaes (fig. 2, A) como en el trayecto Mollapata-Santa Teresa (fig. 2, B, C) se nota un paso progresivo de las lutitas pizarrosas fosilíferas del Ordoviciano inferior a esquistos verdes y después a micaesquistos, mármoles, anfibolitas, etc. sin que se pueda observar un cambio brusco entre las rocas no metamórficas y las otras. Esta disposición sugiere un metamorfismo herciniano, así como la homogeneidad estructural de toda la serie: no se nota un "cambio" estructural, sino solamente una intensidad de deformación que aumenta con el grado de metamorfismo.

La naturaleza de ciertas rocas metamórficas plantea algunos interrogantes. Nunca se observó en el Paleozóico inferior niveles de calizas tales como los que originaron los mármoles. Sin embargo, el Ordoviciano inferior (Arenigiano) está infrayacido concordantemente por la "serie de Ollantaytambo", volcanosedimentaria, cuya base no se conoce. Nada impide que la parte inferior de la serie contenga calizas. Las otras rocas de la serie de Ollantaytambo (cineritas verdes, ignimbritas, lutitas) han podido originar por metamorfismo los esquistos verdes, micaesquistos, anfibolitas. En esta hipótesis el metamorfismo herciniano afectaría esencialmente la serie de Ollantaytambo, es decir la parte más baja del Paleozóico inferior. La existencia de un zócalo precambriano en la Cordillera Oriental del Perú se conoce desde muchos años por la discordancia angular del Ordoviciano sobre un complejo cristalofiliario más antiguo (Dalmayrac, 1970). En nuestra región no encontramos tales evidencias. Fricker (1960), Egeler y De Booy (1961) hacen mención, en la Cordillera de Vilcabamba, de cambio de metamorfismo entre una serie "filítica" y una serie de más alto grado metamórfico. Este cambio, que no pudimos observar (1) podría representar la discordancia angular Paleozóico/Precambriano obliterada por un metamorfismo herciniano posterior.

### EL CICLO HERCINIANO

El ciclo herciniano se caracteriza por:

- una sedimentación marina arenopelítica, a menudo flyschóide, que va del Ordoviciano inferior al Devoniano medio. Empezó (al Cambriano?) con un período de sedimentación volcánico-sedimentario;
- una tectónica polifásica a fines del Devoniano (fase eoherciniana);
- una sedimentación marina epicontinental (Carbonífero-Permiano inferior), seguida por un episodio volcánico-detritico durante el Permiano superior.

### EL MATERIAL HERCINIANO

El primer nivel del Paleozóico fue determinado por fósiles y corresponde al Ordoviciano inferior (Arenigiano), sin embargo existe la posibilidad que para la región de Ollantaytambo se encuentren niveles más antiguos (Ordoviciano basal e inclusive Cambriano).

1) Con excepción quizás del Río Santa Teresa (fig. 2, B) donde se notan micaesquistos mesozonales en contacto fallado con paraneises muy replegados y aparentemente más metamórficos.

### 1) La serie de Ollantaytambo

A lo largo de la carretera Cuzco-Quillabamba (en el tramo Ollantaytambo-Ábra Panticalla) aflora una serie volcano-sedimentaria de base desconocida, suprayacente en concordancia al conglomerado basal del Ordoviciano.

Por ser esta serie intensamente plegada (tectónica herciniana) no podemos hacer más que evaluar su grosor a 2000 metros.

La serie esta compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias. Las volcánicas se hayan bien expuestas al pie de las ruinas de Ollantaytambo, conformadas por ignimbritas muy endurecidas, de color rojizo, presentando fenocristales de plagioclasas damuritizadas; dicha roca se haya afectada por dos esquistosidades de fractura. Encima vienen lutitas verduzcas ligeramente epimetamórficas, probablemente cineríticas, intercaladas con escasos bancos de areniscas.

La unidad es azóica; por estar suprayaciéndole concordantemente el Ordoviciano inferior le atribuimos tentativamente una edad comprendida entre el Cambriano y el Ordoviciano inferior. La serie de Ollantaytambo puede ser una molasa posterior a las últimas tectónicas precambrianas.

### 2) El Paleozóico Inferior (Fig. 3)

Las fácies de los terrenos del Paleozóico inferior de nuestra región son similares a los de la cuenca de sedimentación paleozóica Argentino-Peruana, de los cuales constituyen la prolongación septentrional (Megard et al., 1971); particularmente las fácies del Paleozóico cuzqueño son casi idénticas a las del Sur del Perú (Laubacher, 1974).

Debido al intenso tectonismo herciniano, y sobre todo al fallamiento post-herciniano, es imposible observar una sección continua del Paleozóico inferior. La figura 3 sintetiza las observaciones realizadas a lo largo de la carretera Ollantaytambo-Chaullay (serie ordoviciano) y de la carretera Calca-Amparaes (Siluro-Devoniano y parte del Ordoviciano).

#### a) El Ordoviciano inferior

En la carretera Ollantaytambo-Chaullay, se ven 300 metros de conglomerados que descansan concordantemente sobre la serie de Ollantaytambo. Este conglomerado está compuesto casi exclusivamente por cantos de cuarcita bien redondeados, cuyo origen es problemático (escudo brasileño?).

El conglomerado, base de la serie ordoviciano, está suprayacido concordantemente por lutitas pizarrosas negras grisáceas, intercaladas con escasos bancos de areniscas. A lo largo de la carretera no se nota más de 150 a 200 metros de esta serie (falla). El afloramiento se engruesa hacia el W, y con una estimación promedia de 2,000 metros.

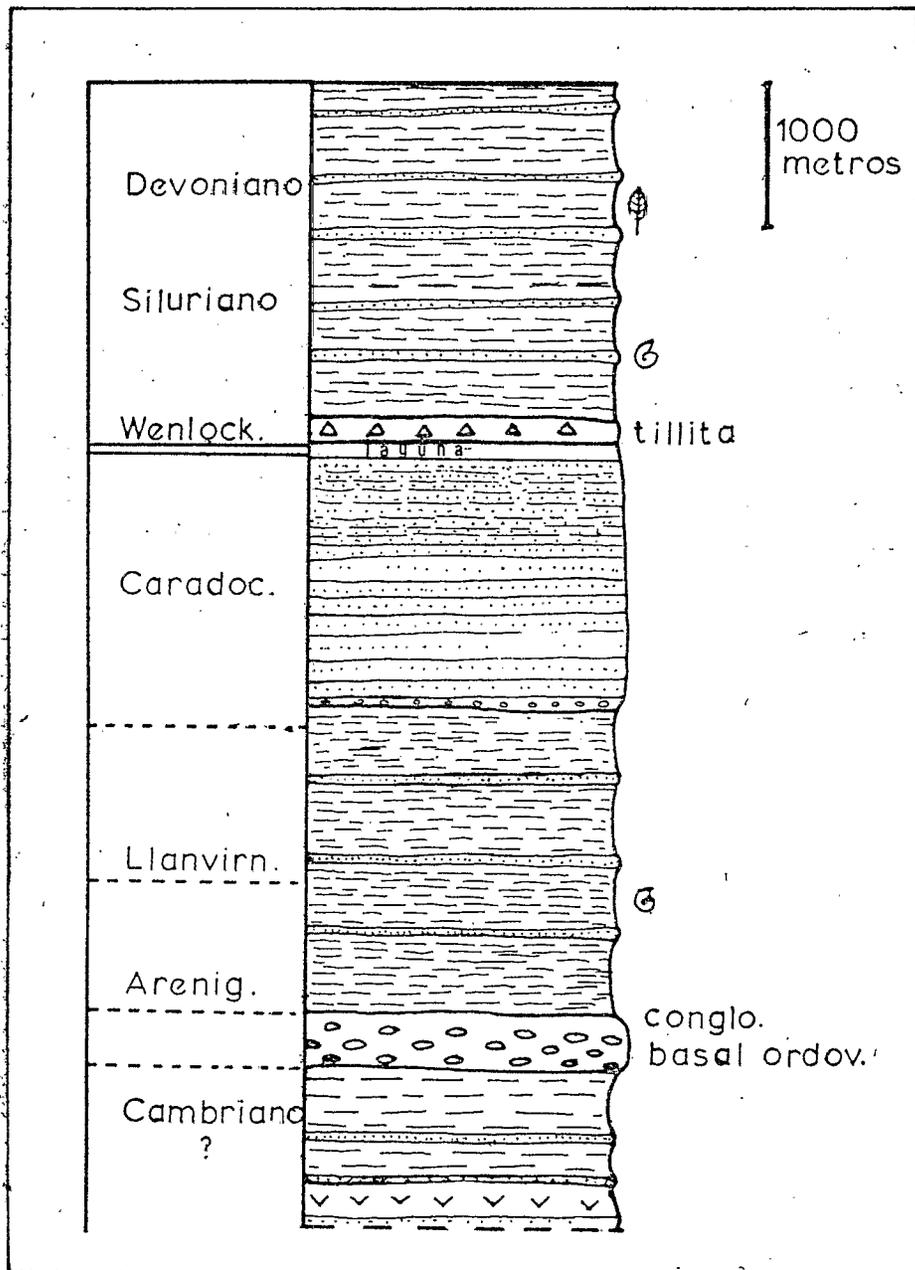


Figura 3 :Columna estratigráfica del Paleozóico inferior.

En la falda norte del Nevado Verónica (Km. 160, carretera Ollantaytambo-Chaullay), encontramos graptolites y trilobites de los cuales el Ing<sup>o</sup> R. Suárez (2) dió la siguiente determinación:

- graptolites: *Didimograptus* sp. cf. *nicholsoni* Lapw.
- trilobites: *Megalaspidella* sp. cf. *M. kayseri* Kabayashi.

Estos fósiles indican el Arenigiano (probablemente el Arenigiano superior).

Egeler y De Booy (1961) hallaron fósiles, en la Qda. Silque y al Sur del Nevado Caracruz (ambas localidades en la orilla izquierda del Río Urubamba), en niveles equivalentes a las lutitas descritas anteriormente. Se tratan de graptolites que indican el Arenigiano y el Llanvirniano.

Estamos en presencia de una serie que abarca desde el Arenigiano y el Llanvirniano, y probablemente el Llandeileiano y el Caradociano inferior, por analogía con la formación San José del Sur del Perú (Laubacher, 1974).

#### b) El Caradociano

El Caradociano está representado por aproximadamente 2,000 metros de areniscas que descansan en concordancia sobre el Arenigiano-Caradociano inferior; y lo suprayace concordantemente el Siluriano. Se aprecia el contacto inferior en el extremo NW del mapa, al W de Chaullay. El contacto superior se ve, menos nítidamente, en la carretera Calca-Amparaes.

En el camino de herradura que une Chaullay a Vilcabamba (afuera del límite W del mapa), se nota que el Caradociano consiste en una serie flyschóide muy arenosa: areniscas bastante macizas a la base (areniscas grises a negras, psamíticas, intercaladas con pequeños bancos de lutitas negras) que se vuelven muy finas hacia el tope. Hasta la fecha, no se encontraron fósiles en este flysch. Sin embargo, por analogía de fácies y por posición estratigráfica, correlacionamos esa serie con la formación Sandía del Sur del Perú (Laubacher, 1974).

#### c) El límite Ordoviciano-Siluriano

Tanto en nuestra región como más hacia el Sur, el último piso Ordoviciano conocido es el Caradociano. Existe una laguna en el Ashgi-

2) Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (Y.P.F.B.)

liano, y en todo o parte del Llandoveryano, ya que el primer nivel siluriano — la tilita Zapla — parece ser de edad Llandoveryano superior-Wenlockiano inferior. La laguna Ashgiliano-Llandoveryano (15 a 20 millones de años) corresponde a movimientos verticales (concordancia entre el Ordoviciano y el Siluriano) tal vez relacionables con una tectónica taciónica.

d) La Tilita Zapla (3)

El Caradociano está suprayacido concordantemente por un horizonte muy peculiar: La Tilita Zapla. Se trata de un nivel glacial-marino, originado por la deposición en el mar de los detritos contenidos en los hielos marinos (ice pack).

La Tilita Zapla se presenta masiva cuya potencia varía de 50 a 200 metros. Es un microconglomerado de matriz areno-arcillosa, negra, y con cantos pequeños (orden del mm de cuarzo).

Este horizonte ha sido reconocido desde Argentina hasta nuestra región. Su edad, todavía en discusión, parece ser Llandoveryano a Wenlockiano (Branisa et al., 1972). Ciertos autores (Berry y Boucot, 1972) sugieren una edad pre-Llandoveryano. Una hipótesis interesante es correlacionar la Tilita Zapla de los Andes con el episodio glacial conocido en África y Europa al límite Ordoviciano-Siluriano (Laubacher, 1974).

e) El Siluro-Devoniano

La Tilita Zapla la suprayace concordantemente una potente serie, esencialmente lutítica, de por lo menos 2500 m. de grosor. Las areniscas son raras, y siempre en bancos pequeños.

No tenemos en nuestra región pruebas paleontológicas para determinar la edad de esta serie. Las plantas encontradas en la carretera Calca-Amparaes están en vía de estudio. Se asigna una edad Llandoveryano a Wenlockiana para la Tilita Zapla, la única posibilidad es atribuir esta serie al Siluro-Devoniano, ya que presenta los efectos de la tectónica eoherciniana (Devoniano superior). Correlacionamos esta serie con la formación Ananea, descrita por Laubacher (1974) en el Sur del Perú.

3) De la mina Zapla (norte de Argentina). En Bolivia se conoce este horizonte bajo el nombre de formación Cancañiri.

3) El Paleozóico Superior (fig. 4)

El intenso fallamiento post-herciniano no permite ver, dentro de los límites del mapa la discordancia angular entre Paleozóico superior e inferior; se la puede observar en la Cordillera de Vilcabamba, 6 km. al Sur del pueblo de Vilcabamba. En la zona estudiada solo afloran el Permiano inferior y medio (Grupo Copacabana) y el Permiano superior (Grupo Mitu).

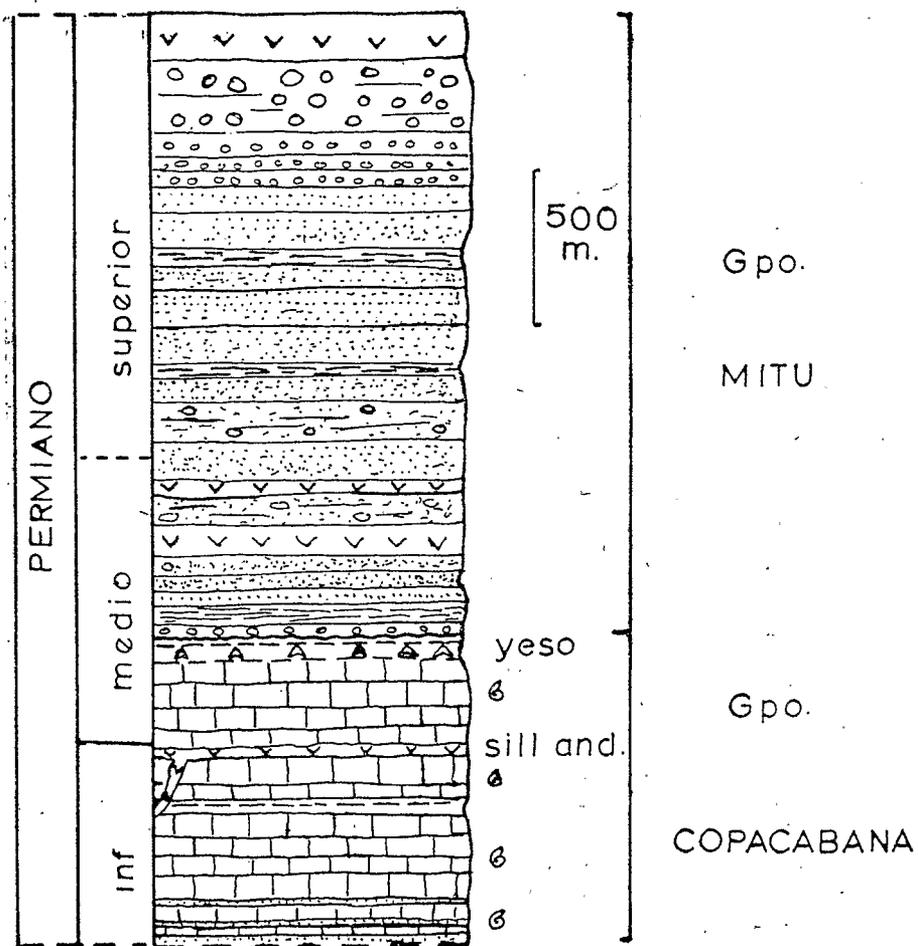


Figura 4 :Columna estratigráfica del Paleozóico superior.

a) El Permiano inferior y medio (Grupo Copacabana)

Es una de las series mejor conocidas del Perú por sus ricas faunas: (braquiopodos, briozoarios, foraminíferos) y los estudios de Dunbar y Newell (1946) y de Newell et al. (1953).

Ya que estos autores estudiaron detalladamente el Grupo Copacabana del Perú y particularmente el de nuestra región, no haremos más que resumir sus conclusiones modificándolas en algunos detalles.

Los mejores afloramientos del Grupo Copacabana se encuentran en San Salvador (río Urubamba), donde Newell et al. (1953) midieron 600 metros de calizas fosilíferas con areniscas en la base y evaporitas en el tope. En la carretera Pisac-Calca (2 km. después de Pisac) se ve en el tope de la serie una capa de 2 metros de un conglomerado muy peculiar intercalado con bancos de calizas margosas que contienen fósiles del género *Productus*. Se trata de un conglomerado de matriz arcillosa roja y con cantos bien redondeados de ágata de 0.5 a 10 cm. de diámetro. El grado de desgaste de las ágatas sugiere un transporte importante y un origen posible del Escudo Brasileño. No conociendo la base del Grupo Copacabana no hay posibilidad de medir su potencia que estimamos a 1000 ó 1200 metros.

La edad del Grupo Copacabana es Permiano inferior y medio (Wolfcampiano-Leonardiano inferior).

b) La emersión post-Leonardiano

En el Sur del Perú el ciclo de sedimentación marina del Paleozóico superior se concluye al Permiano medio por una tectónica — fase tardiherciniana — bien caracterizada por la discordancia angular entre el Grupo Copacabana y el Permiano superior (Audebaud y Laubacher, 1969).

No hay evidencia de tal fase tectónica en nuestra región, por el contrario se nota (Pisac, San Salvador) un pasaje progresivo de las fácies marinas a las fácies continentales rojas del Permiano superior.

c) La sedimentación continental y el volcanismo del Permiano superior

Posteriormente a la emersión del Permiano medio se deposita una potente serie de molasas rojas y de volcanitas andesíticas y riolíticas: el Grupo Mitu. Al Sur del río Urubamba el Grupo Mitu es esencialmente detrítico (lutitas y areniscas rojas, conglomerados) con intercalaciones de rocas volcánicas. Al Norte, dicho Grupo se halla conformado por lavas andesíticas e ignimbritas.

Esta distribución de las fácies nos permite presentar un esquema paleogeográfico del Permiano superior. La actual cordillera Orien-

tal (serranías al norte de Urubamba y Ollantaytambo; Cordillera de Vilcabamba) era una zona de focos volcánicos. Hacia el sur, esta zona (análoga en una cierta medida al actual "arco del Barroso" en el Sur de la Cordillera Occidental) era flanqueada por un piedemonte que bajaba hasta depresiones donde venían a depositarse los productos de la erosión de las rocas volcánicas. De vez en cuando, lavas e ignimbritas venían a intercalarse con los sedimentos continentales.

Los conglomerados de la base del Grupo Mitu contienen cantos de rocas volcánicas, lo que sugiere que la actividad magmática efusiva comenzó muy temprano, inclusive durante el Permiano inferior en ciertas zonas (intercalaciones volcánicas dentro del Grupo Copacabana de la Cordillera de Vilcabamba observadas por Von Braun, 1967).

En nuestra región no encontramos evidencias paleontológicas de la edad del Grupo Mitu; lo atribuimos al Permiano superior por sobreyacer al Grupo Copacabana y por analogía con el de las otras regiones del Perú. Cabe la posibilidad para que el Grupo Mitu vaya hasta el Trias.

## LA TECTONICA HERCINIANA

La tectónica herciniana de la región estudiada se caracteriza por:

- su edad Devoniano Superior (eoherciniana);
- sus estructuras polifásicas, resultando de la superposición de dos fases de deformaciones de rumbo y de importancia diferentes, cada una acompañada por esquistosidad;
- sus direcciones estructurales que son diferentes de las observadas en el resto de la cadena herciniana del Perú (Megard et al., 1971).

### 1) La primera fase

Las direcciones de la primera fase eoherciniana varían de N 140 al Este (carretera a Paucartambo por ejemplo) a N 100 al Oeste. Los pliegues son de planes axiales verticales o ligeramente acostados hacia el SW y varían de la escala métrica a la escala kilométrica. En nuestra zona la deformación se realizó debajo del "frente superior de esquistosidad", es decir que los pliegues son generalmente semejantes y siempre acompañados por una esquistosidad de plano axial  $S_1$ . El tipo de esquistosidad varía según la litología:

en los niveles arenosos (Caradociano por ejemplo) se nota una esquistosidad de fractura, mientras que en las lutitas es frecuente observar pseudo clivaje ("strain slip cleavage") y hasta esquistosidad de flujo.

Se nota una evolución del estilo del plegamiento del Sur hacia el Norte. Hacia el Norte se ve que la deformación se vuelve más y más intensa hasta llegar a una esquistosidad de flujo y pliegues isoclinales de plano axial parado. Se puede observar esta evolución entre Calca y Amparaes y también al sur del Nevado Salcantay. La zona de afloramiento del metamorfismo constituiría la "zona axial" hercíniana.

## 2) La segunda fase

Esta segunda fase es de menor importancia, se caracteriza generalmente por pliegues (en "chevron" y "knick") a escala centimétrica acompañados por una esquistosidad de fractura  $S_2$ . El rumbo de las estructuras varía de N 30 a N 50 del Oeste hacia el Este. A veces no se notan pliegues, sino solamente una crenulación de la primera esquistosidad  $S_1$ .

Cabe la posibilidad para que la estructura anticlinorial del "domo de Amparaes", de rumbo N 50, esté ligada a esta segunda fase eohercíniana.

## 3) Evolución del rumbo de las estructuras del Este al Oeste

La región estudiada se encuentra a la charnela entre las direcciones anormales de la "deflexión de Abancay" y las direcciones clásicas del Sur de la Cordillera de los Andes peruanos. Por esta razón vemos las direcciones orográficas pasar de N150 a E-W. Esta torsión, adquirida o heredada, se traduce al nivel de la cadena hercíniana por una desviación. Desde Bolivia hasta San Salvador los rumbos hercínianos son N 140, a partir de Pisac dichas estructuras toman rápidamente un rumbo N 100.

## MAGMATISMO HERCINIANO

El magmatismo hercíniano se manifiesta en nuestra región por:

- un magmatismo plutónico sintectónico que dió los ortoneises del domo de Amparaes, de los cuales hablamos detenidamente más arriba;
- un magmatismo efusivo.

Las primeras manifestaciones efusivas ocurrieron al Cambro-Ordoviciano (serie de Ollantaytambo) dando material volcánico piroclástico (cineritas, ignimbritas). Es un volcanismo ácido.

Un segundo período empieza al Permiano medio y superior (Grupo Mitu), dando un volcanismo esencialmente ríodacítico explosivo (ignimbritas). La Cordillera Oriental conoció una actividad volcánica mucho más intensa que su bordura sur, lo que indica quizás una mayor movilidad de la Cordillera Oriental durante esta época. Ningún estudio sistemático del volcanismo herciniano del Perú se ha realizado a la fecha, lo que impide emitir cualquier hipótesis sobre su relación con un eventual plano de Benioff.

## EL CICLO ANDINO

### EL MATERIAL ANDINO

Posteriormente a la deposición del Grupo Mitu, se emplaza en los Andes actuales un dispositivo subsidente que va guiar la sedimentación marina y continental del Mesozóico y del Cenozóico inferior. El período de distensión que sigue la tectónica herciniana se traduce por grandes fallas que determinan al oeste de la zona axial herciniana (actual Cordillera Oriental) una zona subsidente. Al Noriano (Megard, 1967) el mar invade la zona subsidente limitándose al Sur a la región central del Perú. Es solamente al Liásico (Marocco, 1971) que el mar llega a nuestra zona.

A partir de nuestra región el dispositivo subsidente se divide en dos partes: una cuenca de sedimentación continental en la bordura oeste de la Cordillera Oriental emergida; una cuenca de sedimentación marina más al oeste. La cuenca continental, que comenzó a funcionar al Cretáceo inferior, se extiende de Limatambo hasta Bolivia ensanchándose progresivamente. Esta zona corresponde aproximadamente al Altiplano peruano-boliviano. Señalamos que desde Bolivia hasta el este de nuestra zona las

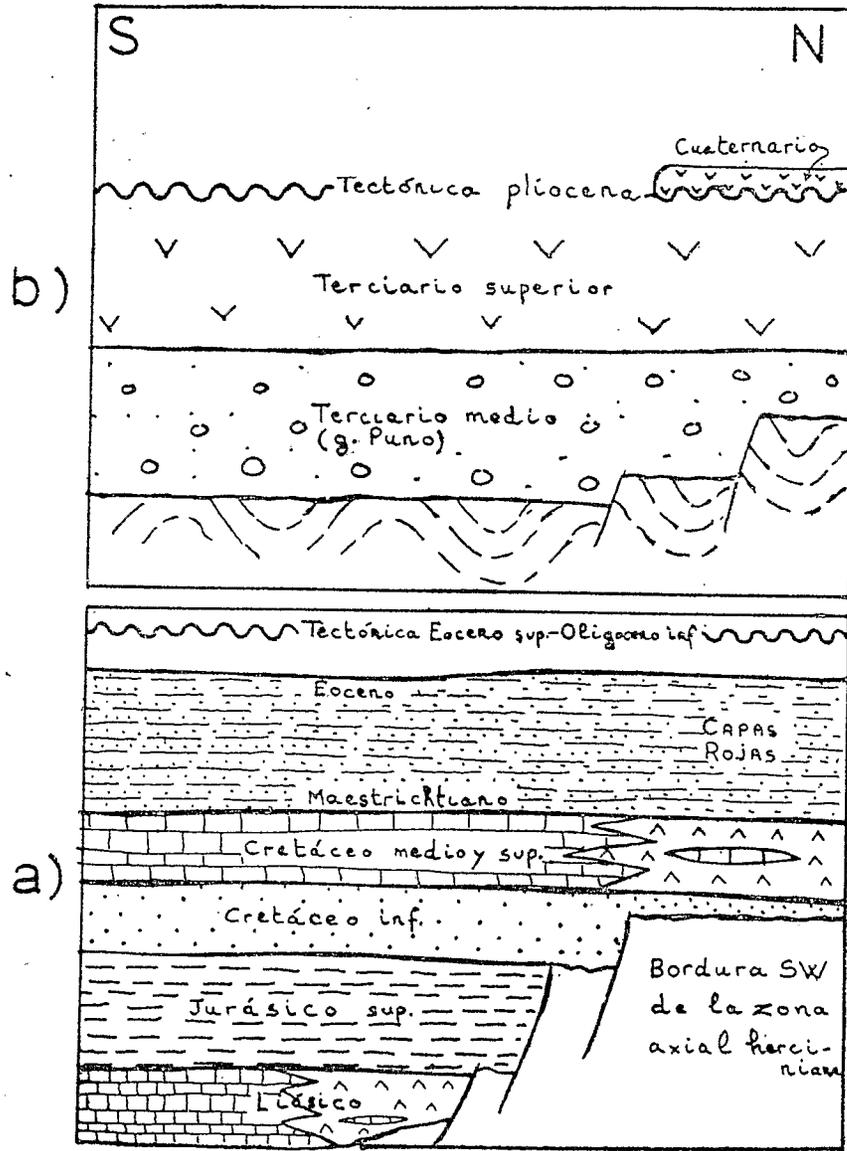


Figura 5 :Correlaciones estratigráficas del Meso-Cenozoico.

fallas subsidentes post-hercinianas son aproximadamente paralelas al eje de la Cadena Herciniana. En nuestra zona estas fallas vienen a chocar oblicuamente con la zona axial herciniana y parecen recortarla.

Nuestra zona de estudio es la transición entre las fácies marinas y las fácies continentales del Mesozóico (Marocco, 1971).

### 1) El Liásico

Es el primer piso mesozóico reconocido, aflora en la parte SW del mapa y corresponde al Grupo Pucará del Centro del Perú. Consiste esencialmente en evaporitas intercaladas con calizas bituminosas. La potencia es difícilmente estimable (unos centenares de metros). Al este del meridiano 72°30' no se encuentran más afloramientos de Liásico; en la región de Urubamba areniscas continentales del Cretáceo inferior descansan directamente sobre el Permiano superior.

### 2) El Jurásico superior-Neocomiano

En la cuenca marina (SW del mapa) este período está representado por el Grupo Yura: 1500 metros de lutitas suprayacidas por 1000 metros de areniscas cuarcíticas. Las lutitas contienen fósiles del Caloviano (Posidonia escuttiana).

En la cuenca continental la sedimentación empieza al Cretáceo inferior depositando el Grupo Huancané compuesto por areniscas rojas continentales o deltáticas. El grupo Huancané cuyo primer testigo se ve al Sur de Ollantaytambo (50 metros de grosor) se ensancha hacia el Este para alcanzar 200 metros en la carretera a Paucartambo donde la serie contiene plantas neocomianas (S. Mendivil, comunicación verbal). Estas areniscas descansan concordantemente (discordancia erosional) sobre el Permiano superior.

### 3) El Cretáceo medio y superior

La transgresión mesozóica alcanza en este período su mayor extensión. Por primera vez desde el principio del Mesozóico el mar incursiona episódicamente en la cuenca continental y hasta la Cordillera Oriental (calizas Ayavacas).

En nuestra zona el Cretáceo medio y superior está representado al Sur del Mapa por 700 metros de calizas fosilíferas descansando en concordancia sobre el Neocomiano. Los fósiles (herizos, ostreas) indican el Albiano-Cenomaniano.

Hacia el Norte la serie se vuelve lagunar: varios centenares de metros de yeso y lentes de calizas. Esta fué descrita por Kalafatovich (1957) bajo el nombre de Formación Yuncaypata. Algunos lentes de calizas con-

tienen *Neobites* sp. que indica el Cenomaniano. En ciertas zonas el yeso se movilizó para formar diápiros de poca ascensión vertical pero de gran diámetro (región Maras-Chincheros).

Correlacionamos estas series con las calizas Jumasha del Centro del Perú y con las calizas Arcurquina de Arequipa. La Formación Yuncaypata es una fácies de transición entre las series marinas y las fácies continentales de misma edad (Grupo Moho).

#### 4) Sedimentación continental Cretáceo-Terciario inferior

A fines del Senoniano el mar se retira de la mayor parte del Perú actual. Esta emersión marca el fin de la historia marina de los Andes peruanos y es consecutiva de las primeras manifestaciones de la tectónica andina. El mar hace una muy breve incursión al Maestrichtiano (bancos de calizas en la Formación Vilquechico del Titicaca; Formación El Molino de Bolivia). La primera fase tectónica andina —fase peruana (Steinmann, 1929)— dio lugar a estructuras plegadas en la Costa y en el Centro del Perú. En nuestra región esta fase se tradujo solamente por una emersión.

En concordancia sobre el Cretáceo medio y superior se encuentra una potente serie (más de 2000 metros) de Capas Rojas. Se trata de areniscas y lutitas rojas con algunas intercalaciones de yeso que pudieron dar lugar a estructuras disarmónicas (Marocco, 1970). Las Capas Rojas de nuestra región contienen charofitas (*Porochara* sp.) que indican el Cretáceo terminal-Eoceno.

Correlacionamos estas Capas Rojas con las del Sur del Perú (Formaciones Vilquechico y Muñani) y las del Centro del Perú (Formación Casapalca).

La deposición de las Capas Rojas fue interrumpida al Eoceno superior por la fase principal de la tectónica andina (fase Incaica de Steinmann).

#### 5) Oligoceno-Mioceno-Plioceno

La columna estratigráfica clásica del Perú meridional comporta una potente serie de molasas rojas continentales del Oligoceno (Grupo Puno) que fosiliza la tectónica del Eoceno superior. En nuestra región no aflora el Grupo Puno, sin embargo se lo conoce en zonas poco alejadas: al Sur, en la región de Cotabambas (Marocco, 1971) y al SE en Sicuani (Audebaud, 1967). Por estas razones hay mucha probabilidad para que la molasa oligocena esté (por lo menos en el estado de remanente) debajo de las volcanitas de la Pampa de Anta.

Las molasas oligocenas pasan en concordancia a una secuencia de más de 2000 metros de volcanitas (andesitas, ignimbritas) y conglomerados. Los conglomerados contienen cantos de una granodiorita post-tectónica andina (véase más abajo).

No podemos determinar con exactitud la edad del volcanismo. Si la tectónica que lo deforma suavemente es miocena el volcanismo es oligomioceno y equivale al volcánico Tacaza (Newell, 1949). Si la tectónica es

pliocena (hipótesis más probable) el volcanismo puede cubrir el Mio-Plioceno y sería un equivalente del volcánico Tacaza y de la Formación Maure (Mendivil, 1965).

#### 6) El Cuaternario

Los depósitos cuaternarios son esencialmente aluviales, eluviales y morrénicos. Notamos también (Este del mapa) un volcanismo efusivo: región de Oropesa y de las ruinas de Piquillacta. Es un volcanismo efusivo andesítico, las lavas son oscuras y ricas en biotitas.

### LA TECTONICA ANDINA

Las deformaciones andinas observables en nuestra región se han originado en dos épocas con intensidades diferentes:

— la tectónica Eoceno superior-Oligoceno inferior (fase Incaica de Steinmann, 1929) representa la fase principal de deformación; dio los rasgos estructurales predominantes de los terrenos post-hercinianos. Las direcciones estructurales varían de N 150 al este del mapa a E-W (deflexión de Ábancay). Su edad está fijada por las Capas Rojas afectadas (Cretáceo sup.-Eoceno superior) y por la edad de las molasas suprayacentes no afectadas (Oligoceno),

— la segunda fase tectónica es de menor intensidad; donde se la puede observar sus direcciones estructurales son E-W. Su edad es posiblemente pliocena y corresponde a la fase Quechua de Steinmann.

#### 1) Tectónica por pliegues

Los cortes de la figura 6 muestran que los pliegues andinos de la zona estudiada no representan un acortamiento importante. Los planes axiales son generalmente parados o poco inclinados y en este último caso no se nota un echamiento preferencial. La deformación observable se realizó por encima del frente superior de esquistosidad, los pliegues son concéntricos. En los terrenos anteriores al Oligoceno es prácticamente imposible diferenciar la importancia de cada una de las dos fases andinas. Generalmente la segunda fase ha tenido poca intensidad y no hizo más que acentuar o deformar ligeramente las estructuras de la primera fase. En los terrenos Oligo-Plioceno dio pliegues de gran radio de curvatura (Sur del mapa).

El Permiano, el Cretáceo inferior, el Cretáceo medio y superior marino y las Capas Rojas, niveles competentes, se han plegado de manera homogénea, así como el Terciario medio y superior. Por el contrario, el Liá-

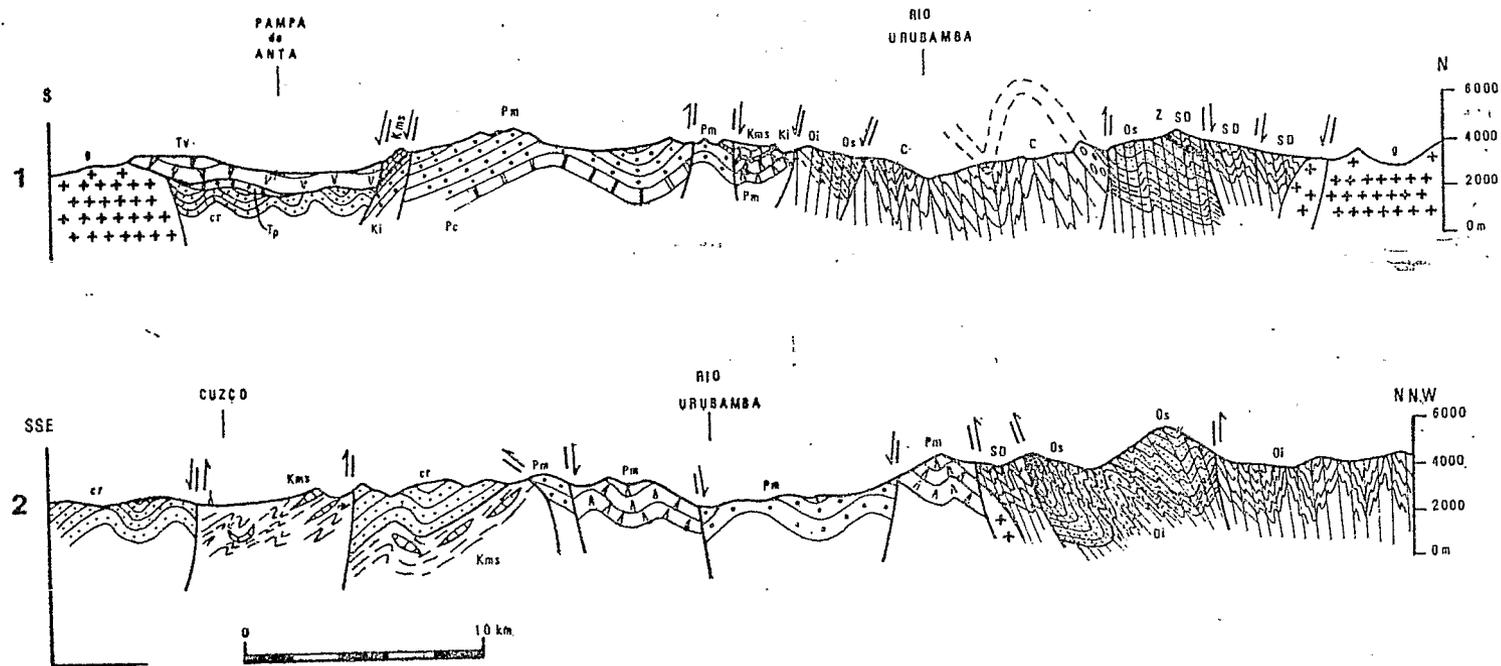


Figura 6 :Perfiles estructurales generales. Oi, s; Ordoviciano inferior, superior; Z: Tilita Zapla; SD: Siluro-Devoniano; C: Cambriano (?); Pc: Grupo Copacabana; Pm: Grupo Mitu; Ki: Cretáceo inferior; Kms, Cretáceo medio y superior; cr: Capas Rojas; Tp: Oligoceno (Grupo Puno); Tv: Terciario superior volcánico; g: Rocas plutónicas andinas.

sico y el Cretáceo evaporítico (F. Yuncaypata) muestran una estructura cahótica debido a que cada lente de calizas ha jugado "por su cuenta" en el yeso. Este aspecto cahótico es bien visible al Norte de Cuzco, en la zona de las ruinas de Sacsayhuaman.

La Cordillera Oriental ha sufrido también los efectos de la tectónica andina. Pensamos que los acostamientos hacia el SW del Paleozóico inferior entre Calca y Amparates (fig. 6) se deben a una deformación andina de estructuras hercínicas paradas.

## 2) Tectónica por fallas

El rasgo estructural más resaltante de la región estudiada es la abundancia de las fallas. Las principales direcciones de fracturación se agrupan en 3 familias: una familia E-W a N 100; una familia NW-SE; una familia NS. Nuestro propósito no es presentar aquí un estudio exhaustivo del fallamiento de la Cordillera Oriental y de su bordura. Este estudio, en curso de realización, tiene que ser integrado en el contexto general del Sur del Perú. Presentaremos solamente un esquema histórico tentativo de la fracturación de nuestra zona de estudio.

La tectónica eoherciniana fue seguida por un período de distensión responsable de grandes fallas (tardihercínicas) probablemente sub-paralelas a la zona axial hercínica que determinaron la cuenca de sedimentación del Paleozóico superior. Después del Permiano se instala el dispositivo subsidente andino, controlado por fallas (posthercínicas) que en nuestra región eran oblicuas a la zona axial hercínica. Estas fallas tardi y posthercínicas son los antepasados respectivos de las fallas E-W y NW-SE.

La tectónica andina va deformar una región ya compartimentada por el doble sistema de fallas. Cada sistema de fallas va acomodarse a la compresión jugando sea en falla inversa sea en falla horizontal, según su orientación respecto a la línea de compresión. Cada compartimento limitado por fallas se plegó, pero también pudo rotacionar o moverse de manera algo diferente de los otros compartimentos; esto puede explicar el aspecto estructural cahótico de nuestra región. En esta hipótesis los perfiles estructurales son poco significativos pues nunca sabemos si hay una relación lineal exacta entre los dos lados de una falla, dicha falla habiendo podido tener un juego horizontal.

Efectivamente notamos que las fallas E-W han tenido un juego inverso: por ejemplo 6 km. al NW de Urubamba una falla E-W pone en contacto inverso las volcanitas del Permiano superior sobre el yeso y las calizas del Cretáceo medio y superior. Estas fallas jugaron también en falla de desgarre: torsión de los ejes de pliegues de la Capas Rojas al sur de la falla de Cuzco (juego senestral).

Al parecer en nuestra región, la deformación por pliegues ha tenido un papel menos importante que la deformación por fallas durante las tectónicas andinas. Por el momento es difícil hacer la diferencia entre las dos tectónicas en lo que se refiere a los movimientos de fallas. Señalamos so-

lamente que si las intrusiones de la Cordillera Oriental son del Oligoceno (dataciones radiométricas en curso) como lo suponemos, hubo una fracturación (en régimen de compresión) importante al Terciario superior por ser estos plutones muy recortados por fallas de juego horizontal (N-S; E-W; NW-SE).

Durante el levantamiento general Plio-Cuaternario la región estudiada, compartimentada en numerosos bloques limitados por fallas, pudo jugar complejamente. Señalamos la existencia de movimientos distensionales actuales a lo largo del sistema de fallas E-W. Por ejemplo durante el terremoto de 1950 que asoló la región de Cuzco, la falla E-W del Norte de Cuzco jugó en falla normal: bloque sur bajando de 2 metros respecto al bloque norte.

## EL MAGMATISMO ANDINO

El magmatismo andino se manifiesta en nuestra región por un plutonismo post-tectónico y un volcánismo Terciario superior y Cuaternario.

### 1) El plutonismo andino

En los alrededores de Abancay, 120 km. al oeste de Limatambo, conocemos una intrusión sintectónica, contemporánea de la primera fase andina (Marocco, 1971). Sin embargo en la región estudiada aquí las intrusiones andinas son post-tectónicas. Los afloramientos de rocas plutónicas se encuentran al Sur del mapa (parte oriental del batolito post-tectónico de Abancay), al NW (batolito de Machu Picchu) y al Norte (parte sur del batolito de Mesa Pelada). Todos estos batolitos presentan una fácies bastante común que es la de una granodiorita leucócrata con hornblenda y biotita. El grano es generalmente grueso. Una composición frecuentemente observada es la siguiente: cuarzo 20%; ortosa 30%; plagioclasas (oligoclasa-labrador) 40%; hornblenda-biotita-acesorios 10%. Es frecuente encontrar en la bordura de los macizos enclavas homogéneas de diorita de grano fino, testigos de una primera fase de intrusión.

El carácter post-tectónico de estos macizos está comprobado por el hecho que recortan las estructuras andinas desarrollando en la caja un metamorfismo de contacto más o menos importante según los lugares. Cuando los macizos intruyen las calizas del Cretáceo medio y superior, hay formación de "skarns" que pueden contener yacimientos explotables de magnetita.

Fuera de los límites del mapa, en la hoja al 1/100 000 de Cotabambas (Marocco, 1971) hemos podido observar que la granodiorita del batolito de Abancay recorta el Oligoceno (Grupo Puno) y que esta misma granodiorita se encontraba en rodados dentro de los conglomerados interca-

lando  
edad  
tes pu  
sen es  
los intr  
de Abc

2) El

tante la  
mente  
mo con  
Anta (V  
Cuzco-J  
E  
oscuras  
povolcá  
Faucart  
cán., E  
el volc  
tal de  
en el

Est  
gía y M  
Oltre-Me  
decen a  
del Instit

4) Señal  
batolit

lando las volcanitas Mio-Pliocena. Atribuimos al batolito de Abancay una edad Oligoceno a Mioceno. Los otros batolitos, de características semejantes pueden tener la misma edad, pero el terreno más joven que atraviesan es el Permiano superior (Grupo Mitu); queda la posibilidad para que los intrusivos de la Cordillera Oriental estén más antiguas que el batolito de Abancay (4).

## 2) El volcanismo andino

El volcanismo andino de nuestra región tiene como primer representante las volcanitas del Mio-Plioceno que consiste en una serie esencialmente piroclástica de composición andesítica a riolítica. Con este volcanismo correlacionamos las intrusiones hipoabisales andesíticas de la Pampa de Anta (W de Chincheros) y el filón ignimbrítico que aflora en la carretera Cuzco-Limatambo (S del mapa).

El volcanismo cuaternario es representado por lavas andesíticas muy oscuras que afloran al este del mapa (volcán de Oropesa). La intrusión hipovolcánica que se observa en la misma zona (cruce de las carreteras a Paucartambo y a San Salvador) debe ser un dyke de alimentación del volcán. El volcán de Oropesa, como el Quimsachata (100 km. más al sur) o el volcanismo reciente de Abancay y Andahuaylas, es el testigo más oriental del magmatismo efusivo cuaternario, por esta razón tiene gran interés en el marco de la tectónica global.

Este trabajo es el resultado de la colaboración científica entre el Servicio de Geología y Minería del Perú (S.G.M.) y del Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.). Los autores agradecen a estos dos organismos. También agradecen a todos sus colegas peruanos y extranjeros del S.G.M., y al Dr. P. Usselmam, Director del Instituto Francés de Estudios Andinos, quien aceptó publicar este trabajo en su boletín.

4) Señalamos que Egeler y De Booy (1961) mencionan una edad Permiana (K/Ar) para el batolito de Machu Picchu.

## LEYENDA DEL MAPA AL 1/200 000

- 1: Rocas metamórficas (pg: paraneises; m: micacesquitos; sv: esquistos verdes);  
 2: Serie de Ollantaytambo; 3: Ordoviciano (a: inferior; b: superior); 4: Tilita Zapla;  
 5: Siluro-Devoniano; 6: Permo-Carbonífero (G. Copacabana); 7: Permiano superior  
 detrítico; 8: Permiano superior volcánico; 9: Liásico; 10: Cretáceo inferior; 11: Cre-  
 táceo medio y superior marino; 12: Cretáceo medio y superior lagunar (Formación  
 Yuncaypata); 13: Yeso (diápir); 14: Capas Rojas; 15: Volcánico Terciario superior;  
 16: Volcánico Cuaternario; 17: Intrusivo andino; 18: Intrusivo hipcabisal; 19:  
 Conglomerado basal Ordoviciano; 20: Chimenea ignimbrítica; 21: Depósitos recientes.

## BIBLIOGRAFIA

- AUDEBAUD (E.) 1967.—Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillere  
 Orientale du Sud péruvien). These 3<sup>e</sup> cycle, 59 pp. Grenoble.
- AUDEBAUD (E.), BARD (J.P.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), MAROCCO (R.), MEGARD  
 (F.) et PAREDES (J.), 1971.—Le métamorphisme précambrien de basse pression des An-  
 des Orientales du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 237, ser. D, pp. 450—453.
- AUDEBAUD (E.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.),  
 LEFEVRE (C.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), MATTAUER (M.), MEGARD (F.), PARE-  
 DES (J.), TOMASI (P.) 1973.—Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales  
 (Pérou-Bolivie). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. XV, fasc. 1—2, pp. 73—113.
- AUDEBAUD (E.), 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
- BARD (J.P.), BOTELLO (R.), MARTINEZ (C.), SUBIETA (T.) 1974.—Relations entre tectonique,  
 métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien dans la Cordillere Real de  
 Bolivie (Massif de Zongo-Yani).— Cahiers O.R.S.T.O.M., section Géologie (en curso  
 de publicación).
- BARD (J.P.), DALMAYRAC (B.), MAROCCO (R.), MEGARD (F.) 1974.—Extension et caracte-  
 res des roches métamorphiques précambriennes du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris  
 (en curso de publicación).
- BELLIDO (E.), 1969.—Sinopsis de la geología del Perú. Bol. Serv. Geol. Min., 22, Lima.
- BERRY (W.B.N.), BOUCOT (A.J.) 1972.—Correlation of the South American Silurian rocks.  
 Geol. Soc. Amer., Special paper 133.
- BRANISA (L.), CHAMOT (G.), BERRY (W.B.N.), BOUCOT (A.J.) 1972.—Silurian of Bolivia, in:  
 Correlation of the South American Silurian rocks; Ibid.
- BRAUN (E. von) 1967.—Geologie und Lagerstätten im Gebiet von Vilcabamba (Süd Peru). Geol.  
 Jahr., 84, pp. 215-260. 1 mapa.
- DALMAYRAC (B.) 1970.—Mise en évidence d'une chaîne pré-ordovicienne et probablement  
 précambrienne dans la Cordillere Orientale du Pérou central (region de Huánuco). C.R.  
 Acad. Sci. Paris t. 270, pp. 1088-1091.
- DUNBAR (C.O.), NEWELL (N.D.) 1946.—Marine early Permian of the Central Andes and its  
 fusuline faunas. Parts I and II. Am. Jour. Sci., vol. 244, pp. 377-402 y pp. 457-491.
- EGELER (C.G.), de BOOY (T.) 1961.—Preliminary note on the geology of the Cordillera Vil-  
 cabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre-andean origin of the structure.  
 Geol. en Mijnb., 40, pp. 319-326.
- FRICKER (P.) 1960.—Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. Alpen, 36, pp. 58-66. Berna.
- GREGORY (H.E.) 1916.—A geologic reconnaissance of the Cuzco Valley, Peru. Amer. Jour.  
 Sci., 41, pp. 1-100.

- HEIM (A.) 1948.—Geología de los Ríos Apurímac y Urubamba. Bol. Inst. Geol. Perú, 10, pp. 1-25.
- KALAFATOVICH (C.) 1957.—Edad de las calizas Yuncaypata, Cuzco. Bol. Soc. Geol. Perú, 32, pp. 127-139.
- LAUBACHER (G.) 1974.—Le paléozoïque inférieur de la Cordillere Orientale du Sud Est du Pérou. Cahiers O.R.S.T.O.M., section Géologie (en curso de publicación).
- MAROCCO (R.) 1970.—Pasaje de las fácies marinas a las fácies continentales en el geosinclinal andino al nivel de la zona de Abancay. 1º Congreso Latino Americano de Geología, Lima, (inedito).
- MAROCCO (R.) 1970.—Tectonique de gravité dans les Couches Rouges de la région de Cuzco (Sud du Pérou). Revue de Photointerprétation. Editions Technip, Paris.
- MAROCCO (R.) 1971.—Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou). Cahiers O.R.S.T.O.M., série Géologie, III, 1, pp. 45-58, Paris.
- MEGARD (F.) 1967.—Commentaire d'une coupe schématique a travers les Andes Centrales du Pérou. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. IX, fasc. 4, pp. 335-346.
- MEGARD (F.) 1968.—Geología del cuadrángulo de Huancayo. Bol. Serv. Geol. Mín., 18, Lima.
- MEGARD (F.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), PAREDES (J.), TOMASI (P.) 1971.—La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. Cahiers O.R.S.T.O.M., série Géologie, III, 1, pp. 5-44, Paris.
- MENDIVIL (S.) 1965.—Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. Bol. Com. Carta Geol. Nacional, Lima.
- MISSION ORSTOM PEROU-BOLIVIE 1972.— Caracteres généraux des orogenes précambriens. hercynien et andin au Pérou et en Bolivie. 24º Congreso Geológico Internacional, Montreal, serie Precambriano.
- NEWELL (N.D.) 1949.—Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geol. Soc. America, memoir 36.
- NEWELL (N.D.), CHRONIC (J.), ROBERTS (T.G.) 1953.—Upper Paleozoic of Peru Geol. Soc. America, memoir 58.
- STEINMANN (G.) 1929.—Geologie von Peru, Heidelberg.

