

# DISTINTAS FASES DE DEFORMACION DUCTIL EN ROCAS METAMORFICAS DEL COMPLEJO DE OLMOS Y SU PROBABLE EDAD ORDOVICICO: NORTE DEL PERU

Fredy JAIMES<sup>1</sup>, Enrique RUSSE<sup>1</sup>, Juan Pablo NAVARRO<sup>1</sup> y Felix BELLIDO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>INGEMMET, Av. Canada 1470 San Borja, Lima - Perú [fjaimes@ingemmet.gob.pe](mailto:fjaimes@ingemmet.gob.pe)

<sup>2</sup>IGME, Calera 1,28760 Tres Cantos España [f.bellido@igme.es](mailto:f.bellido@igme.es)

## RESUMEN

En noroeste de Perú aflora una serie pelítica de dirección NNE-SSO, consistente en filitas, cuarcitas y pizarras, las cuales estaban diferenciadas como Complejo de Olmos (muy deformada) y Formación Salas (poco o nada deformada) de edad Precámbrica y Ordovícica respectivamente. Datos estratigráficos y petrográficos sugieren la existencia de una zona central con una esquistosidad replegada armónicamente con micropliegues que tienen ejes N30°,20°NO y cortado por diques tardíos de dirección N50°,65°NO y una zona externa poco o nada deformada con una esquistosidad principal muy tendida N10°, 55°, además la presencia de una secuencia de metaconglomerados en ambas unidades y el paso progresivo de la zona muy deformada a la poco o nada deformada, sugieren que el denominado Complejo de Olmos y la Formación Salas corresponden a una misma unidad de edad Ordovícica. Por otro lado se ha diferenciado cuatro fases deformativas probablemente como consecuencia de eventos compresivos, los cuales reactivaron antiguas fallas normales, generando a su vez segregación magmática y estructuras en flor positiva.

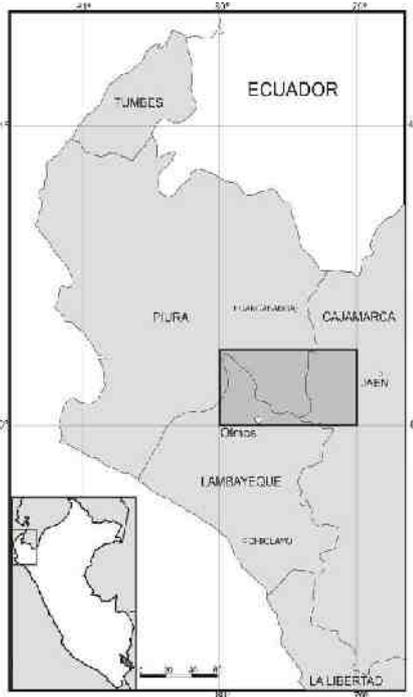


Figura 01. Mapa de Ubicación del área de estudio

## INTRODUCCION

El complejo de Olmos (Wilson J., 1984) 5° 30' a 6° Latitud Sur y 79° a 80° Longitud Oeste), esta localizado en el Noroeste del Perú (Fig. 01). Los datos sobre el macizo son muy escasos realizando descripciones muy someras Fischer et. al (1952), Pardo y Sanz, (1979), describen en los valles de La Leche, Salas Motupe y Olmos una secuencia del basamento constituida por filitas sericíticas con frecuentes venas y filones de cuarzo emplazados a lo largo de la esquistosidad y que se hallan afectados a su vez por micropliegues de fases deformativas posteriores y lo correlacionan con las rocas Pre-cámbricas-Paleozoico inferior de la Cordillera Oriental y Cadena Costanera del Sur.

Los rasgos estructurales generales están definidos por una esquistosidad primaria (S1) según N25, donde se aprecia segregación de venillas y filones de cuarzo a lo largo del clivaje y están afectados por micropliegues y "Kink - bands" de una fase posterior (S2) NS. Los materiales son filitas originadas por el metamorfismo regional en la parte central y en las márgenes.

El presente artículo a través, de datos de campo y estudios de muestras de secciones delgadas, tomadas de diferentes puntos del complejo (Fig. 03), pretende demostrar que el complejo de Olmos corresponde a una zona con replegamiento de la esquistosidad en su núcleo y con escasa deformación de las esquistosidades en las zonas marginales. Además se propone una reinterpretación de su edad.

## MÉTODOS

Este estudio se centró exclusivamente en el levantamiento de una sección lito-estructural que forma parte de un estudio previo para determinar los rasgos principales de la estructura regional. La sección se efectuó a lo largo de la carretera Olmos – Jaen, realizando muestreos y mediciones de estratos y esquistosidades cada cierto tramo, con la finalidad de identificar los puntos de mayor deformación. El total de 54 muestras recolectadas se llevó al laboratorio de petrología para su preparación en secciones delgadas que posteriormente fueron estudiadas al microscopio. Las muestras se tomaron exclusivamente con la finalidad de realizar el análisis de la deformación y su variación en el espacio.

## CONTEXTO GEOLOGICO

El complejo de Olmos con una cobertura Meso-Cenozoica se prolonga a la parte meridional de la cordillera Royal del Ecuador y limitada al Sur por la deflexión de Huancabamba, esta principalmente constituido por un material atribuido al Paleozoico inferior. Baldock, (1977) por su parte considera que el complejo de Olmos es más antiguo que la formación Salas y más joven que el Pre-cámbrico del complejo del Marañon, posteriormente estas interpretaciones son recuperadas por Cobbing et al., (1981), Wilson, (1984); Reyes y Caldas, (1987); sin embargo estos últimos autores en su trabajo del boletín N° 39 de la Carta Geológica Nacional del Perú, mencionan que el complejo podría corresponder al Ordovícico superior, según lo mencionado en Dalmayrac, et al., (1977). Desde el punto de vista lito-estratigráfico,

**El Complejo de Olmos**, (Wilson J., 1984), está constituido por una secuencia de sedimentos argiláceos que han sido afectados por un metamorfismo regional cuyo grado de neoformación se mantiene uniforme por extensas áreas en las que afloran esquistos pelíticos o cuarzosos.

Recientes trabajos de investigación (Jaimes et al., 2007 en preparación) reportan unos metaconglomerados en la zona de Hualapampa (parte central del complejo), conteniendo clastos de esquistos deformados, cuya posición aparente corresponde a la parte inferior; sin embargo la base de esta unidad no ha sido diferenciada y el paso hacia la unidad superior es gradual. La edad del Complejo de Olmos es incierta, atribuyéndole al Pre-cámbrico.

**La Formación Salas**, (Baldock, 1977), está representada por una secuencia de rocas metasedimentarias filíticas y niveles de tufos. El grado de metamorfismo (muy bajo) y la presencia de diferente litología sugieren que esta formación es más joven que el complejo de Olmos (Baldocks, 1977), además (Wilson, 1984) reporta unos metaconglomerados en la base de esta secuencia conteniendo fragmentos de esquistos metamórficos. La presencia de graptolites de la forma *Dendroidea* del género *Dyctionema* sp. encontrados en la carretera Morropon – Canchaque (Grandin G. & Guillon H.) (fig. 01A) le atribuyen la edad Ordovícico inferior.

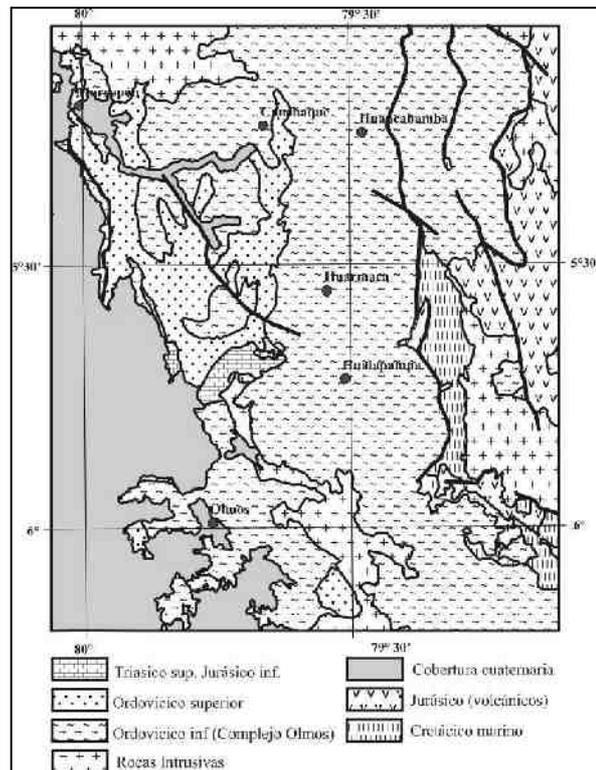


Figura 01A. Mapa Geológico

## DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

### ZONA CON ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL POCO O NADA DEFORMADA

Esta zona está constituida principalmente por filitas satinadas de grano muy fino, color gris plateado con tintes verdosos muy exfoliables con superficies de exfoliación poco planas, siendo la esquistosidad principal muy tendida N10°, 55O (Figura 02). Estos afloramientos presentan segregaciones de cuarzo con una monotonía muy evidente; sin embargo en detalle se puede apreciar dos esquistosidades que se cortan a muy bajo ángulo, y micropliegues que se asocian a una segunda esquistosidad o crenulación. Así mismo, se aprecian repliegues de la esquistosidad cuyos ejes tienen una dirección N25 a NS.

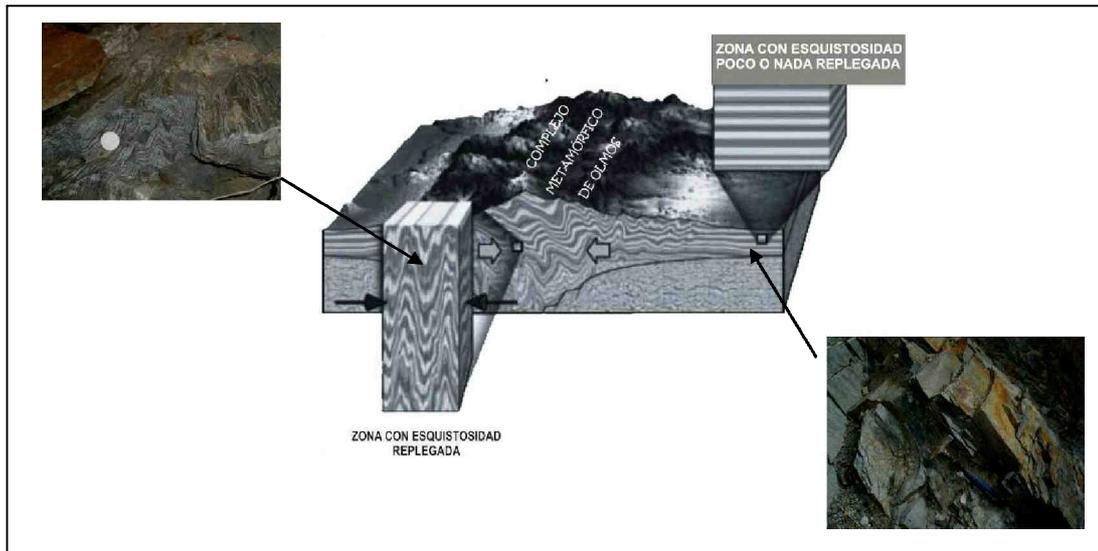


Figura 02. Mostrando la representación de un complejo metamórfico, con una zona con una esquistosidad poco o nada deformada y una zona central con una esquistosidad replegada.

### ZONA CON REPLEGAMIENTO DE LA ESQUISTOSIDAD

Está representada por una secuencia constituida por alternancias de cuarcitas de color gris oscuro y laminas pizarrosas de espesor milimétrico con segregaciones de cuarzo que están replegadas armónicamente con el conjunto con micropliegues que tienen ejes N30°, 20°NO., y cortada por diques tardíos de dirección N50°, 65 NO de composición andesítica, de color verdoso, con microfenocristales de minerales máficos.

A la lupa de mano se observa que los esquistos micáceos tienen biotita y moscovita, y satinados, de color plateado negruzco, con frecuentes venas de segregación de cuarzo. Presentan repliegues de la esquistosidad (Figura 02) y están afectados por una intensa fracturación frágil tardía. La esquistosidad principal tiene una dirección promedio N25°, 35° SE. Se trata de esquistos de bajo grado, con presencia de pizarras en la parte occidental, que presentan segregaciones de cuarzo concordantes con la primera esquistosidad. El paso de la zona deformada a la zona sin deformación es progresivo, lo que se puede apreciar a lo largo de la carretera Hualapampa – Huarmaca, donde se observa claramente que la deformación se va atenuando conforme va subiendo a unidades superiores.

La zona esquistosa replegada presenta 4 fases de deformación:

Fase 1.- Se manifiesta por micropliegues isoclinales sinquistosos de dirección general NS. (Foto. 01), caracterizado por ser contemporáneo al metamorfismo principal.

Fase 2. Es la responsable de la formación de la esquistosidad, manifestada por pliegues isoclinales sinquistosos decimétricos a métricos de plano axial horizontal a sub horizontal de dirección N45, la esquistosidad de flujo es paralela al plano axial. (Foto 02).

Fase 3.- Se caracteriza por que repliega a la esquistosidad de la fase 1 y 2 y se manifiesta en pliegues decimétricos a métricos, verticales, inclinados, o a veces tumbados. El estilo general es menos flexible.

que en la segunda fase. Estos pliegues pueden estar acompañados de una esquistosidad de plano axial. (Foto 03).

Fase 4.- Se trata de pliegues en chevron generalmente simétricos, con planos axiales sub verticales con una dirección preferencial NS. Los Kink bands (aparentemente relacionados con los pliegues en chevron) están localmente bien desarrollados. (Foto 04).



Foto 01. Primera Fase



Foto 02. Segunda Fase



Foto 03. Tercera Fase



Foto 04. Cuarta Fase

## DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA

La esquistosidad principal ( $S_1$ ): varía desde un clivaje de pizarra en el extremo occidental del bloque a una esquistosidad pizarra –filita en la zona de núcleo con deformación de la esquistosidad principal (Fig. 03), sin embargo en la parte Oriental no se observa claramente la transición entre la parte deformada y la poco o nada deformada por estar cubierta por terrenos Jurásicos y Cretácicos. En el extremo occidental entre el límite de la zona deformada y poco deformada, en la muestra HP-1, se observan que corresponde a estructuras de brechificación que corresponden a una zona de fractura frágil, con una fábrica definida por lentes anastomosados de cuarzo recristalizado con presencia de biotita, moscovita y clorita en bandas intensamente deformadas con estructuras sigmoidales, dentro de las que se encuentran cristales milimétricos de feldespato potásico y plagioclasa. La muestra HP-7, que se encuentra en la zona próxima a cuerpos subvolcánicos, presenta venillas de cuarzo deformado en una capa pizarrosa de metasedimentos; por su parte la muestra HP-13 corresponde a una pizarra filítica que se encuentra en la zona del núcleo de deformación, presenta una esquistosidad de crenulación afectada por un micropliegue en Z mas tardío. Por otro lado, la muestra HP-16, es una diorita rica en plagioclasa, con fenocristales de este mineral; esta muestra pertenece a un dique que corta casi perpendicular a los metasedimentos. Finalmente la muestra HP-23 pertenece a una roca pizarrosa en la que la deformación es intensa donde se aprecia un cristal de cuarzo parcialmente rodeado por la esquistosidad representando una deformación intensa.

Debido al intenso replegamiento de la foliación, es difícil determinar una orientación preferencial homogénea de las estructuras, sin embargo, se puede estimar que la esquistosidad principal tiene un rumbo medio NNE a SSO y buzamientos entre 45 a 60° E y O respectivamente.

En la zona de Hualapampa se aprecia una banda de fractura muy tardía, con halos de mineralización bastante brechados y una fuerte oxidación acompañada por inyección de cuarzo y silicificaciones.

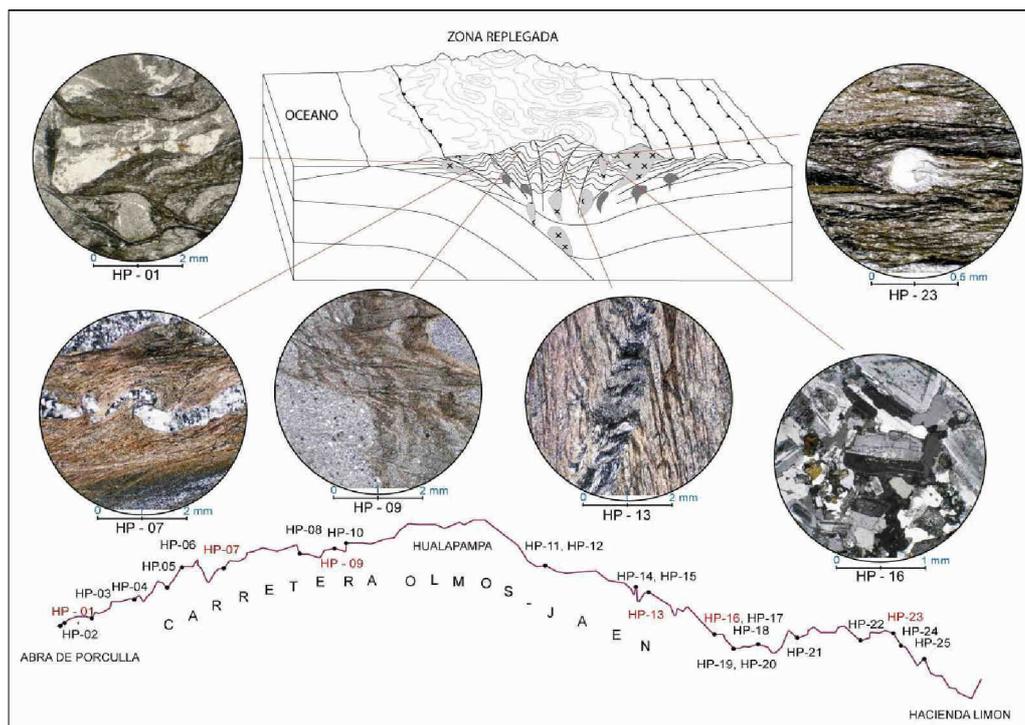


Figura 03. Tramo estudiado en dirección E-O del Complejo metamórfico de Olmos, en base a secciones delgadas.

## DISCUSIONES E INTERPRETACIONES

Trabajos anteriores consideraban al denominado complejo de Olmos como una zona muy deformada de edad precámbrica, sin embargo recientes trabajos de campo, complementados con estudios de secciones delgadas y un mapeo detallado; demuestran que la deformación intensa de la esquistosidad principal solamente se ha producido en el núcleo de esta unidad pasándose progresivamente a zonas poco deformadas hacia las zonas externas (Este y Oeste del complejo), como se puede apreciar a lo largo de la carretera Olmos – Jaén. Por otro lado la distribución Norte - Sur de la deformación es continua en la parte central. En base a estos argumentos y el reporte de fósiles encontrados por geólogos de la ORSTOM de graptolites de la forma dendroidea del genero *Dyctionema* sp. identificados por Rangel C. en los materiales que conforman el Ordovícico Inferior de la parte con esquistosidad poco replegada en la carretera Morropon-Canchaque y la presencia de metaconglomerados en ambas unidades, consideramos que el denominado complejo de Olmos y la formación Salas corresponden a una misma unidad de edad (Ordovícico). Por otro lado, estudios microscópicos en filitas de la zona con fuerte replegamiento de la esquistosidad permiten afirmar que tanto la esquistosidad principal como su replegamiento se han formado en condiciones de un metamorfismo de bajo grado, aunque aparentemente, el grado de recristalización es superior en la zona más intensamente deformada. Estos hechos, así como la concentración localizada de la deformación, se deben probablemente a la existencia en el substrato de la zona más deformada de antiguas fallas normales que focalizarían la deformación en la supraestructura y condicionarían la formación de estructuras en flor positiva.

## AGRADECIMIENTOS

Al equipo de Geología Regional del INGEMMET por sus sugerencias y comentarios. Este trabajo fue realizado dentro del Proyecto de Investigación GR-9 “Evolución Tectónica de la Deflexión de Huancabamba: Implicancias Geodinámicas y Económicas”.

## BIBLIOGRAFIA

- Baldock, J. 1977. The Geology of the Olmos Pomahuca Quadrangles. Informes Tecnicos INGEMMET. p. 69.
- Cobbing et al. 1981. Estudio Geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú. Boletín N° 10 Serie D. INGEMMET – Lima.
- Dalmayrac et al 1981. Características generales de la evolución de los Andes Peruanos Boletín N° 12 Serie D INGEMMET – Lima.
- Fischer A. 1965. Desarrollo Geológico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Tomo 30 p. 177 – 190. Lima.
- Mourier, T. 1988. Transition entre Andes marginales et Andes Cordilleraines a Ophiolites: Evolution sedimentaire, magmatique y structurale du relais de Huancabamba (3° a 8° Lat. S; Nord Perou – Sud Equateur). Universite de Paris – Sud Centre D'orsay, p. 300.
- Pardo & Sanz 1979. Estratigrafía del curso medio del Rio La Leche, departamento de Lambayeque. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Tomo 60 p. 251 – 266.
- Reyes, L. & Caldas J. 1987. Geología de los cuadrángulos de Las Playas (9-c), La Tinta (9-d), Las Lomas (10-c), Ayabaca (10-d), San Antonio (10-e), Chulucanas (11-c), Morropon (11-d), Huancabamba (11-e), Olmos (12-d), Pomahuaca (12-e). Instituto Geologico Minero y Metalúrgico del Perú. p. 83.
- Sanchez, J., Carlotto, V., Diaz Martínez, E. y Chacaltana, C. 2006<sup>a</sup>. Estratigrafía y Sedimentología del Paleozoico superior de la Quebrada Gramadal, cerros de Amotape, Norte del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial no. 7, p. 570 – 573.
- Selley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Department of Geology University of Canterbury New Zealand. p. 445.
- Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman earth science series, p. 248.
- Winkler, H.G.F. 1978. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. H. Blume Ediciones. p. 346.
- Wilson 1984. Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín Pacasmayo y Jaén. Boletín N° 38 Serie A. INGEMMET – Lima.