

XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos.
Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 79-82

GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LAS ULTRAMAFITAS DE TAPO Y ACOBAMBA (TARMA, PERÚ). REMOVILIZACIÓN TECTÓNICA ANDINA DE UN SEGMENTO OFIOLÍTICO PRE-ANDINO.

Rodriguez J.^(1,2), Acosta J.⁽³⁾, Castroviejo R.⁽⁴⁾, Quispe J.⁽⁵⁾, Romero D.⁽⁶⁾, Uribe R.⁽⁷⁾ y Campián M.⁽⁸⁾

⁽¹⁾ FEUP – Fac. Engenharia, Univ. Porto. Rua Dr. Roberto Frias, s/n 4200-465 Porto, Portugal; ⁽²⁾ LNEG – Lab. Nacional de Energia e Geologia, Rua da Amieira, 4466-901 S. Mamede de Infesta Portugal; ⁽³⁾ INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima 41, Perú; ⁽⁴⁾ Universidad Politécnica de Madrid, ETSI Minas, c/ Alenza 4, 28003-Madrid, España; ⁽⁵⁾ Compañía Minera Ares SAC, . Calle La Colonia Nro. 180 Santiago de Surco Lima, Perú; ⁽⁶⁾ SAVIA PERU S.A., Av. Rivera Navarrete 501, Piso 11, San Isidro, Perú; ⁽⁷⁾ South American Management. Calle Miguel Dasso N°153 Of. 3D - San Isidro Lima 27; ⁽⁸⁾ FIGMM, Universidad Nal. Mayor de San Marcos, Lima.

Email: ricardo.castroviejo@upm.es, jose.feliciano@ineti.pt, jacosta@ingemmet.gob.pe, jorge.quispe@hocplc.com, darwin.romero@saviaperu.com, ruribe@samsa.com.pe; edithcampian@hotmail.com.

INTRODUCCIÓN

Los cuerpos de serpentinitas con asociaciones menores de rocas máficas han sido interpretados como una intrusión de un magma ultrabásico profundo que se instala en forma de sills y diques en el seno de un conjunto metasedimentario de bajo grado atribuido al precámbrico, incluido en las unidades del Complejo del Maraón (Grandin et al., 1977 y referencias incluidas; Grandin y Zegarra, 1979). El emplazamiento del conjunto ultramáfico esta representado por varias etapas, primero la intrusión pre-tectónica en sills elongados en una secuencia sedimentaria de edad precámbrica y posteriormente los cuerpos gabroicos (*ibidem*). También se han interpretado los cuerpos ultramáficos como una inyección de tipo diapírico en secuencias del Paleozóico Superior (Megard et al., 1996).

MARCO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO

Junto a las localidades de Tapo y Acobamba afloran, respectivamente, un cuerpo ultramáfico-máfico de extensión kilométrica (Macizo de Tapo – MT) y dos pequeños afloramientos de ultramafitas. El MT aflora en la vecindad de la localidad del mismo nombre, al Este de Tarma, entre los 3750 y 4200 msnm. Está compuesto por rocas ultramáficas (dominantes) y máficas, presentando en su conjunto una forma elongada (~5 km por ~2 km) (Figura 1). Está constituido esencialmente por peridotitas fuertemente serpentinizadas y, subordinadamente, por metagabros o anfibolitas y cromititas, así como modificaciones metasomáticas locales de estas litologías. Se encuentra en contacto en todo su límite externo con las unidades del Grupo Ambo (lutitas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de tobas volcánicas de edad Carbonífero Inferior). Este contacto es a través de una superficie tectónica cabalgante marcada por intensa cataclasis y con silicificación ocasional tanto en los materiales ultramáficos como en los materiales sedimentarios subyacentes. La estructura general del macizo corresponde a un sinforme de orientación general NO-SE. Internamente, el MT está dividido longitudinalmente por un cizallamiento interno marcado por intensa milonitización.

Los dos cuerpos de menores dimensiones ocurren al Norte del poblado de Acobamba y se encuentran en el núcleo de estrechos sinformes, en contacto con filitas de bajo grado del Grupo Huácar (Complejo del Maraón). Están constituidos principalmente por serpentinitas. En uno de los cuerpos fue observado un nivel (~1.5 - 2 m de espesor) de metagabros intensamente milonitizados. Junto al contacto, las rocas ultramáficas y la roca encajante metasedimentaria de bajo grado muestran intensa milonitización y cataclasis, observándose además ocasionalmente una silicificación pronunciada.

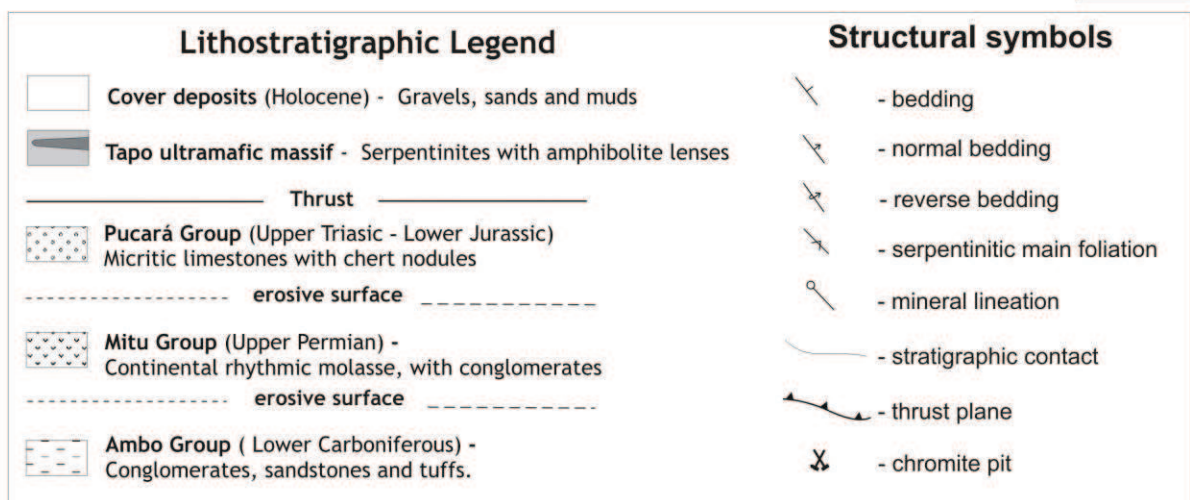
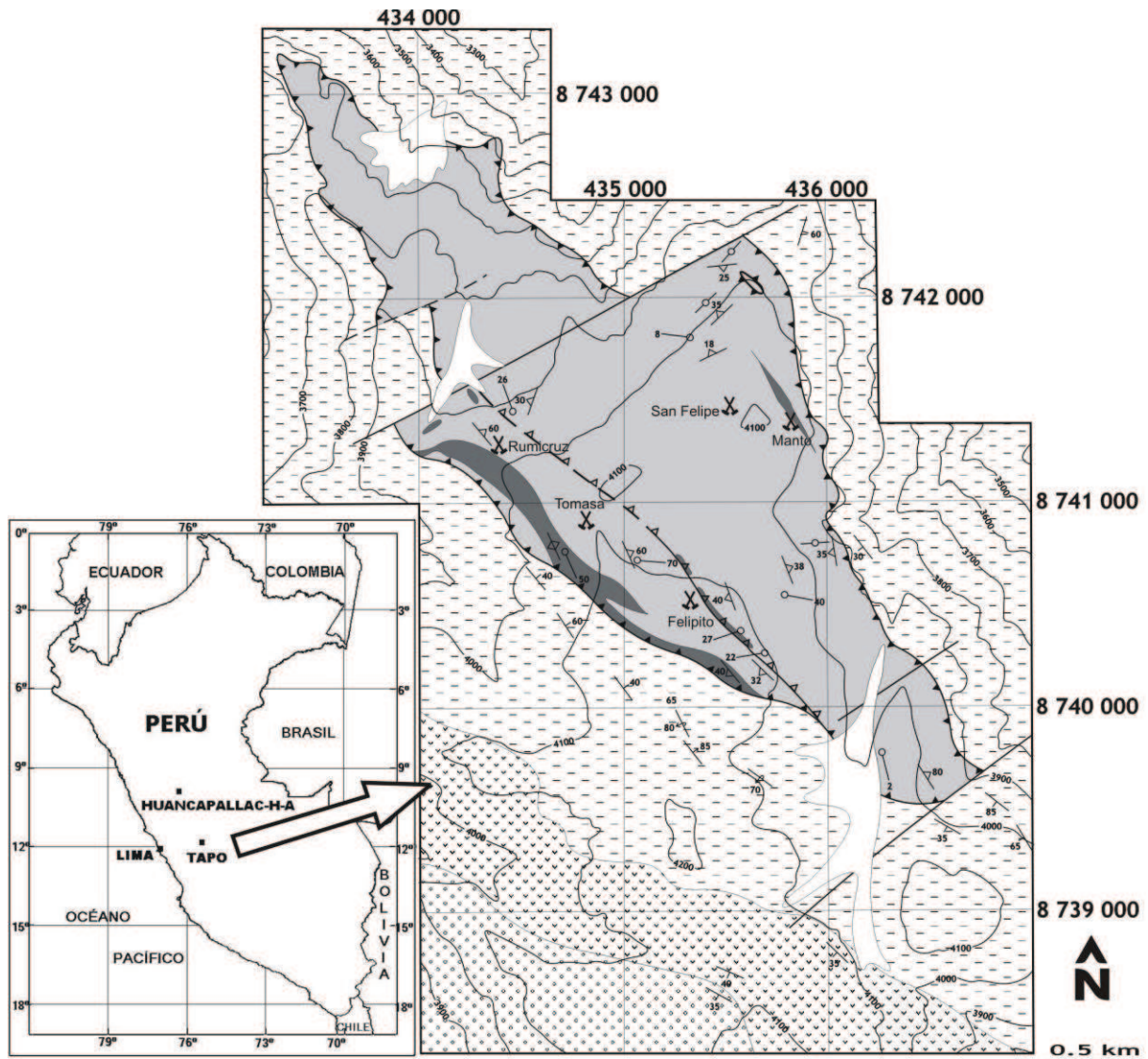


Figura 1. Geología del Macizo ultramáfico-máfico de Tapo (adaptado de Castroviejo et al., 2009)

ESTRUCTURA Y TECTÓNICA

La deformación interna que afecta al MT es muy diferente de la deformación de la roca encajante sedimentaria subyacente y presenta una deformación cataclástica asociada a su contacto basal. En las serpentinitas la foliación principal (Sn) tiene una dirección general NO-SE e inclinaciones variables al NE o SO debido a plegamientos posteriores. Las lineaciones minerales encontradas tienen dirección variable de NE-SO al NNE-SSO. Los sedimentos del Grupo Ambo están afectados por un plegamiento sin ninguna foliación metamórfica asociada. El plano axial es vertical y mantiene la dirección estructural andina NO-SE. El eje es sub-horizontal y tiene la misma dirección.

El cuerpo de serpentinitas, así como algunos cuerpos lenticulares de anfibolitas presentes, es afectado por una deformación penetrativa dúctil, la cual no es compatible con la deformación cataclástica del contacto basal del cuerpo ultramáfico (Figura 2). Se deduce un emplazamiento del MT en un nivel estructural superior, con edad posterior al Paleozoico Superior, sobre un substrato sedimentario con deformación andina no penetrativa generada por encima del frente de la esquistosidad. El plegamiento que afecta la secuencia del Grupo Ambo afecta también el cuerpo ultramáfico, generando un sinforme donde se encuentra dicho cuerpo.

El reconocimiento de la tectónica andina como responsable de la superposición de las ultramafitas sobre los sedimentos del Grupo Ambo conduce a investigar los respectivos contactos con una sucesión paraderivada de bajo grado metamórfico del Complejo del Marañón. En efecto, dada la atribución de una edad precámbrica a las series ultramáficas-máficas interpretadas como intrusiones de un magma ultramáfico profundo en las secuencias metasedimentarias del Complejo del Marañón, es necesario investigar los contactos entre las ultramafitas y los metasedimentos. Esto se ha realizado en dos pequeños cuerpos totalmente serpentinizados que ocurren a 7 km al NE del poblado de Acobamba (Tarma).

En estos dos pequeños cuerpos de ultramafitas, la deformación interna es polifásica e idéntica en todo al cuerpo ultramáfico-máfico de Tapo. Se distingue una foliación principal (Sn), penetrativa, de origen no-coaxial, como se puede comprobar por la abundancia de varios indicadores cinemáticos típicos de este tipo de deformación (sistemas de porfiroclastos, estructuras C/S). La presencia de planos S cizallados indica la existencia de un episodio anterior que generó una foliación, también penetrativa, referida como Sn-1. Se observa una intensa filonitización en las filitas del contacto con las serpentinitas, la cual tiende a desaparecer cuando aumenta la distancia al contacto. Las rocas ultramáficas también están milonitizadas. Las lineaciones poco usuales observadas tienen orientaciones que siguen la dirección del plano que las contiene. Los gradientes espaciales de la fábrica ocurren también en los metagabros de Tapo, donde se observa un paso gradual de metagabros foliados a metagabros milonitizados (Figura 2). Esta asociación de mesoestructuras, que evidencian una deformación fuertemente no-coaxial y gradientes espaciales de la fábrica, permite interpretar la existencia de accidentes de cizalla. El accidente que divide longitudinalmente el cuerpo de Tapo, o los accidentes basales de los pequeños cuerpos de serpentinita de Acobamba son también ejemplos de ello.



Figura 2. Superposición de serpentinitas del Macizo de Tapo sobre areniscas del Grupo Ambo. Nótese la intensa cataclasis de ambas rocas (foto de la izquierda). Milonitas de metagabro en el contacto con las filitas del Grupo Huácar, cuerpos ultramáfico-máficos de Acobamba (fotografía de la derecha).

La deformación de cizalla que acabamos de describir debe representar la etapa de exhumación de las ultramafitas y su emplazamiento en el seno de la secuencia metasedimentaria del Complejo del Marañón. En efecto, en las filitas puede observarse una deformación D2 asociada espacialmente a los contactos con las ultramafitas y correlacionable con la etapa que en las ultramafitas dió origen a Sn. Esta deformación D2 muestra pliegues milimétricos isoclinales e intrafoliares en una foliación milonítica. Posteriormente a la deformación D2 hay un plegamiento general del conjunto, generando una sucesión de sinclinales y anticlinales sin vergencia y sin producción de estructuras penetrativas (D3). Continúa una etapa D4, con plegamientos asociados a cizallamientos andinos. Esta sucesión de episodios, particularmente la superposición de una etapa de cizallamiento andino sobre D3 y el emplazamiento tectónico en D2 de las ultramafitas sobre los metasedimentos de bajo grado del Complejo del Marañón, muestra la aloctonía de los cuerpos ultramáficos y su instalación pre-Andina. La superposición final del cuerpo mayor de Tapo sobre la secuencia del Grupo Ambo es un movimiento andino, generado en niveles estructurales superiores, como se puede probar por la naturaleza frágil de la deformación asociada al contacto basal de las ultramafitas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de las difíciles condiciones de afloramiento, de los efectos de una deformación y de una impronta metamórfica prácticamente ubicuas y de alteraciones hidrotermales localmente muy intensas, los datos tomados en el MT permiten establecer algunos hechos fundamentales para comprender su emplazamiento y excluyen algunas hipótesis previas, en particular su emplazamiento magmático intrusivo. La deformación D2 con milonitización asociada a las ultramafitas y a las filitas del Complejo del Marañón permite probar su emplazamiento pre-andino. El plegamiento post-Paleozoico Superior de este conjunto y particularmente el emplazamiento del MT sobre la secuencia sedimentaria del Grupo Ambo, con plegamiento en el contacto basal, apunta a la reactivación tectónica andina de todos los macizos. La evidente diferencia de comportamiento mecánico durante la instalación pre-andina (filonitas y milonitas) y la reactivación andina (cataclasitas) es una fuerte evidencia de la diferencia sustancial de nivel estructural de los diversos episodios tectónicos que afectaron los complejos ultramáficos-máficos de la región de Tarma.

REFERENCIAS

- Castroviejo, R., Pereira, E., Rodrigues, J. F., Acosta, J., Espí, J., 2009. A. Pre-Andean serpentinite-chromite orebodies in the Eastern Cordillera of Central Peru, Tarma Province. Proc. Tenth Bienn. SGA Meeting (Society for Geology Applied to Mineral Deposits), Townsville, Australia, p. 927-929.
- Castroviejo, R., Rodrigues, J. F., Tassinari, C., Pereira, E., Acosta, J., 2010. Ophiolites in the Eastern Cordillera of the central peruvian Andes. IMA2010: 20th. General Meeting of the International Mineralogical Association, Budapest, Hungary, 21-27 Aug. 2010.
- Grandin, G., Zegarra Navarro, J., 1979. Las rocas ultrabásicas en el Perú; Las intrusiones lenticulares y los sills de la región Huánuco – Monzón. Bol. Soc. Geol. Perú, 63: 99 – 115.
- Grandin, G., Aumaitre, R., Huaman, A., Vilca, C., 1977. Exploración por rocas ultrabásicas en la Cordillera Oriental. Acción Conjunta ORSTOM-INGEOMIN, Informe Final, tercera parte, Lima, Perú.
- Mégard, F., Caldas, J., Paredes, J., De La Cruz, N. 1996. Geología de los Cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. Boletim 69, Série A: Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Lima, 279pp.