

ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DEPOSITACIONAL E IMPLICANCIA TECTÓNICA DEL GRUPO PUENTE PIEDRA EN EL ÁREA DE LIMA

Antenor M. Alemán ⁽¹⁾, Walther León Lecaros⁽²⁾, Walter Rosell ⁽²⁾ & Orlando De La Cruz ⁽²⁾

⁽¹⁾Consultor Internacional, Houston - Texas. Asesor Programa Investigación – INGEMMET
E-mail: Antenor@sbcglobal.net; amalema21@hotmail.com

⁽²⁾Dirección Geología Regional –INGEMMET. E-mail: wleon@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El Grupo Puente Piedra en el área de Lima documenta la presencia de un arco insular que se extiende desde la latitud de Chiclayo (Formación Oyotún), hasta el norte de Chile (Formación La Negra). Esta unidad es interpretada como una facies de arco frontal que estuvo afectado por una tectónica extensional relacionada a la convergencia oblicua de las placas. El volcanismo fue subacuático y las facies efusivas dominan sobre las explosivas.

ESTRATIGRAFÍA

El Grupo Puente Piedra, el cual incluye a las formaciones Tambo Inga, Puente Inga y Ventanilla (Ballón, 1966) ha sido nombrado en la localidad de Puente Piedra, ubicada 35 km al norte de Lima, donde tiene más de 1710 m de grosor. Este grupo ha sido preservado en bloques fallados. En el valle de Lurín, Pardo (1961) reporta este grupo en contacto fallado con el grupo Morro Solar. La posición de contacto normal con el Grupo Morro Solar se observa en la Playa Chapeconde y a lo largo de la Panamericana sur cerca de la entrada a esta playa, así como en la carretera hacia Quilmaná. La base de esta unidad no ha sido observada.

FORMACIÓN TAMBO INGA

Esta unidad de 585 m, consiste de capas gruesas y masivas de flujos de lava intercaladas con tobas líticas y cristalinas. Tanto las lavas como las tobas han sufrido un metamorfismo de carga de bajo grado Offler et.al. (1980); Aguirre et.al. (1989). Los flujos de lavas son andesitas basálticas porfiríticas con abundantes vesículas llenas con clorita y calcita. Los fenocristales de plagioclasa varían en composición desde An₃₀ hasta An₅₅ y los minerales ferromagnesianos incluyen clinopiroxenos y anfíboles algunas veces alterados a óxidos de hierro. En la parte media de esta unidad las lavas porfiríticas son de grano más fino y contienen abundantes vesículas las que son menos abundantes hacia el tope de los flujos individuales. Las capas gruesas de tobas de lapilli a menudo son ricas en fragmentos líticos, y frecuentemente presentan estratificación gradada. Hacia la parte media de esta unidad, las el tamaño de los estratos de tobas decrecen en tamaño y se hacen mas ricas en plagioclasas, siendo muy comunes capas delgadas de tobas de cenizas y polvo volcánico. Hacia la parte superior de la sección, capas gruesas a medianas de tobas lapilli de grano grueso y brechas piroclásticas son abundantes. Las brechas están bien estratificadas y el tamaño máximo de sus clastos varían de 4 a 8 cm. Unidades individuales de sedimentación también presentan varios eventos (“surges”) con estratificación gradada normal y una capa delgada, gris oscura, con estratificación gradada inversa a la base de cada evento. Muchas de las secuencias de tobas líticas y cristalinas a menudo presentan canales bien definidos sugiriendo la presencia de corrientes y deposito subacuáticos en los que se alternaban procesos de erosión y depositación. Estructuras de escape de agua tales como laminación convoluta son comunes en las tobas de ceniza.

Esta unidad está atravesada por una serie de diques de gabro y diorita que tienen orientaciones N80°E y N20°W. También hay presentes dos sistemas de diques de cuarzo con abundante mineralización de cobre y plomo.

FORMACIÓN PUENTE INGA

En Puente Inga esta unidad expone 115 m de espesor (Rivera et.al. 1951 y 1975) y consiste de laminas delgadas de lutitas abigarradas, interestratificadas con tobas de grano fino. En los Cerros Punta Baja, esta unidad tiene 130 m de espesor consistiendo en su parte inferior de lutitas tobáceas fosilíferas en estratos delgados y laminados de color verde claro, amarillo marrón y marrón oxidado que cambian hacia la parte media a tobas de lapilli con estratificación media a gruesa interestratificadas con tobas de ceniza (cineritas) en estratos delgados y láminares. Tobas de lapilli que muestran estratificación gradada normal son más abundantes hacia el tope de la unidad, donde también esta presente una capa de 1.2 m de brecha piroclástica. Composicionalmente las tobas son ricas en líticos con plagioclasas formando un tercio de la roca. Aunque esta unidad parece ser un buen marcador estratigráfico, debe tenerse cuidado cuando se hace el cartografiado ya que facies recurrentes también están presentes en la Formación Ventanilla.

FORMACION VENTANILLA

En el área de Ventanilla esta formación de 995 m de espesor, consiste de la base al tope inicialmente de 450 m de lavas en capas gruesas a medias, tobas de lapilli interestratificadas con tobas de ceniza (cineritas) y lutitas tobáceas finamente laminadas. Capas gruesas de lavas andesíticas, porfiríticas con vesículas rellenas de sílice y calcita son comunes pero no abundantes. Esta unidad es sobreyacida por 53 m de calizas tobáceas de color verdoso gris oscuro intercaladas con tobas de ceniza finamente laminadas y gruesas capas de lavas andesíticas y andesitas basálticas vesiculares hacia la parte superior. Esta secuencia es seguida por 130 m de tobas de lapilli de grano grueso a muy grueso en estratos medios a gruesos con abundantes restos de plantas y que presentan pliegues por deslizamiento gravitacional (slump folds). Encima hay una secuencia de 140 m de lutitas tobáceas de color amarillo, gris, marrón rojizo y crema intercaladas con tobas de polvo y ceniza volcánica en estratos laminados interestratificados con tobas de lapilli de capa gruesa y gradación normal. La parte más superior de esta unidad consiste de 232 m de brechas piroclásticas interestratificadas con capas delgadas a gruesas de tobas de lapilli y tobas de ceniza (cineritas) finamente laminares que presentan localmente “slump folds”. Las brechas son bien estratificadas y presentan múltiples eventos de sedimentación (surges) de estratificación gradada y la base de cada evento esta caracterizada por un nivel gris oscuro, bastante delgado con estratificación inversa. Las tobas de lapilli de grano grueso también presentan estratificación gradada normal. Los fragmentos pumíceos son abundantes tanto al tope de los eventos de sedimentación en las brechas así como en el tope de las tobas gradadas. Capas gruesas de lavas de andesita basálticas y calizas tobáceas están también presentes pero son subordinadas a las brechas y tobas. Es importante señalar que algunas de las lutitas que se encuentran en esta formación son muy similares a las de la Formación Puente Inga y que sin un cartografiado regional detallado podrían ser confundidas con esta unidad. Otro problema es que el remplazamiento por calcita de muchos de los volcanoclásticos y flujos de lava parece explicar el gran porcentaje de calizas descritos por Rivera et. al (1975).

Composicionalmente, las plagioclasas forman entre 1/2 y 1/3 de las rocas volcanoclásticas y los fragmentos líticos son principalmente de tipo microlíticos y vítricos. Los flujos de lava son porfiríticos hasta afaníticos con fenocristales de plagioclasas parcialmente alterados a clorita y sericita. Los piroxenos están presentes ya sea como fenocristales y también formando parte de la matriz. Las calizas son mayormente lodosas y han sufrido silicificación parcial como resultado de la sílice expulsada durante la desvitrificación del vidrio volcánico y/o la ceniza presente en las capas infra y suprayacente.

OTRAS SECCIONES

En el Cerro Mulería, la Formación Ventanilla tiene más de 475 m de espesor sin encontrarse la base ni el tope. La parte inferior consiste de flujos de lavas andesíticas, porfiríticas, de estratificación gruesa a masiva con estratos gruesos de brechas piroclásticas y tobas de lapilli de estratificación gradada normal. Hacia la parte media de la sección, los flujos de lava de andesitas basálticas a andesitas son

dominantes con solo unos cuantos estratos de brechas piroclásticas y tobas de grano grueso presente. Hacia el tope de la sección, los flujos de lava son menos abundantes y estratos de tobas de lapilli y tobas de ceniza (cineritas) son la litología dominante.

Quizás una de las secciones más completas de la Formación Ventanilla está entre los Cerros Las Lomas/Piedras Gordas hasta la Playa Ancón, donde esta unidad expone mas de 1523 m de espesor (Ballón, 1966, Palacios et.al, 1992). Su litología está dominada por flujos de lava porfiricas y que muchas veces contiene cristales largos de piroxenos intercaladas interestratificadas con una importante proporción de brechas hialoclásticas de color gris verdoso en estratos gruesos a masivos. Existe también la presencia de andesitas basálticas porfiricas, andesitas piroxénicas y ocoitas. Los flujos de lava son mayormente porfiricas y algunas veces presentan reemplazamiento de calcita. Los Flujos de lava andesítica de textura afanítica están también presentes pero no son abundantes. Existen además discretas capas de lutitas tobáceas intercaladas con tobas de ceniza y de lapilli en capas gruesas las que muchas veces se encuentran silicificadas (Cherts?) como resultado de la desvitrificación de vidrio y ceniza volcánica. Los 340 m superiores están caracterizados mayormente por flujos de lavas andesíticas con capas subordinadas y delgadas de tobas de lapilli. La dominancia de rocas efusivas, y la presencia de abundantes brechas hialoclásticas invita a pensar que los volcanes que alimentaron esta secuencia estaban ubicados hacia el norte, cerca al área de Ancón.

AMBIENTE DEPOSITACIONAL

La secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Puente Piedra fue depositada en un ambiente marino poco profundo y cerca a la línea de costa como lo demuestra la presencia de restos de plantas. La actividad volcánica fue sub-aérea a sub-acuática, sin embargo el depósito tuvo lugar en un ambiente marino. La profundidad de agua se infiere de la alta vesicularidad y el tamaño de las vesículas en los flujos de lava. Hacia el norte el Grupo Puente Piedra contiene abundantes brechas hialoclásticas, lo que sugiere que los centros de actividad volcánica se encontraban al norte en el área de Ancón. Muchas de las tobas de grano medio a fino contienen estructuras de escape de agua y las de grano grueso a muy grueso contienen estratificación gradada. Procesos gravitacionales de sedimentación predominaron durante la deposición asociada con la actividad volcánica. Cambios verticales en la abundancia relativa de flujos de lava y volcanoclásticos representan variaciones seculares en el estilo e intensidad de la actividad volcánica. Así, el estilo del volcanismo fue controlado por la profundidad del agua (nivel de compensación de la presión), variaciones en la composición del magma, y el grado de interacción entre el magma y el agua tal como se ha descrito en otros arcos insulares (Fisher, 1984). La presencia de varios canales en la parte inferior sugiere importantes procesos erosivos asociados con la actividad volcánica. La presencia de varios niveles de lutitas tobáceas fosilíferas sugiere tasas de sedimentación bajas y podrían representar importante y predecibles procesos alocíclicos asociados a cambios del nivel del mar antes de la reanudación de la actividad volcánica. Por el contrario, la actividad volcánica continua, representa procesos autocíclicos impredecibles con alta tasas de sedimentación y concomitante progradación del abanico volcánico y cambios relativos del nivel del mar (regresión).

El material volcánico ha sido probablemente abastecido por una serie de estratovolcanes desarrollado a lo largo del arco insular Jurásico. En el área de Lima, el arco volcánico fue construido por procesos efusivos y explosivos bajo condiciones sub-aéreas y sub-acuáticas. Los fragmentos piroclásticos distribuidos por procesos sub-aéreos fueron re-depositados sub-acuáticamente por procesos de sedimentación gravitacional y sus transformaciones pendiente abajo. Estratos de volcanoclásticos con estratificación gradada y la concentración de fragmentos pumíceos hacia el tope sugiere deposición por corrientes de turbidez. La brechas, pobremente estratificada y flotando en la matriz son interpretadas como flujos de escombros.

IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Contrario a la interpretación de May y Butler (1985), el Grupo Puente Piedra no es parte del “Terreno Cangrejo”, que según su interpretación fue acrecionado durante el Albiano medio, sino es una secuencia autóctona depositada en un sistema de fosa-arco. El Grupo Puente Piedra de edad Jurásico superior a Berriasiano tardío representa las facies de arco frontal de un arco insular desarrollado a lo largo de la costa peruana desde el río La Leche en el norte hasta el cuadrángulo de Pachía y Palca en el sur, cerca de la frontera con Chile. Este volcanismo estuvo asociado a una extensión ensiálica y los grabenes desarrollados no permitieron el desarrollo de anchas cuencas de ante-arco. Persistente volcanismo insular ensiálico ha sido documentado a lo largo de la margen occidental de América del Sur desde el Jurásico. Este volcanismo continuó intermitentemente a través del cretáceo, jugando un rol muy importante en los procesos de crecimiento cortical de los Andes (Harrington, 1962; Audebaud y otros, 1973). Los datos paleomagnéticos de May y Butler (1985) son bastante ambiguos y tienen muy poco control estratigráfico y estructural y no ha tenido en consideración los aspectos regionales. Un arco insular autóctono ha sido documentado a lo largo de la margen occidental de los Andes desde el Jurásico hasta el presente (Jesinkey, 1987).

