

INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 42

Geología de la cuenca Lancones, noroeste del Perú



Lima, Perú
2023

Fredy Jaimes Salcedo



**INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 42**

Geología de la cuenca Lancones, noroeste del Perú

Dirección de Geología Regional

Fredy Jaimes Salcedo

**Lima, Perú
2023**

Geología de la cuenca Lancones, noroeste del Perú
INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 42

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2023-08932
ISBN: 978-612-47898-6-1

Autor:
Fredy Jaimes Salcedo

Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico
Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera edición digital, octubre de 2023

© **INGEMMET**

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General: Esteban Mario Bertarelli Bustamante.

Comité Editor: César Chacaltana Budiel, Carlos Miranda Vargas.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Regional: César Chacaltana Budiel.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Carlos Miranda Vargas.

Revisión Técnica: Omar La Torre Borda.

Revisor Externo: Aldo Alvan De La Cruz.

Corrección gramatical y de estilo: Ana Bravo Hernández.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Estructuras de convolutas en la Formación Huasimal (556105/9518763).

Referencia bibliográfica

Jaimes, F. (2023) - Geología de la cuenca Lancones, noroeste del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 42, 174 p, 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital y no se haga uso con propósitos comerciales <https://repositorio.ingemmet.gob.pe>.

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad de los autores.

Contenido

RESUMEN.....	5
ABSTRACT.....	7
CAPÍTULO I	9
INTRODUCCIÓN	9
CAPÍTULO II	13
GENERALIDADES.....	13
2.1 UBICACIÓN Y ACCESO	13
2.2 CLIMA	14
2.3 VEGETACIÓN.....	14
2.4 GEOMORFOLOGÍA.....	14
2.5 METODOLOGÍA.....	18
CAPÍTULO III	19
CONTEXTO GEOLÓGICO	19
3.1 CUENCA LANCONES (DOMINIO OCCIDENTAL SEDIMENTARIA).....	22
3.2 FORMACIÓN GIGANTAL (APTIANO-ALBIANO)	25
3.3 FORMACIÓN PANANGA (ALBIANO INFERIOR).....	27
3.4 FORMACIÓN MUERTO (ALBIANO MEDIO A SUPERIOR)	28
3.5 FORMACIÓN HUASIMAL (CENOMANIANO)	29
3.6 FORMACIÓN JAHUAY NEGRO (CENOMANIANO SUPERIOR-TURONIANO)	34
3.7 FORMACIÓN ENCUENTROS (TURONIANO)	37
3.8 FORMACIÓN TABLONES (CAMPANO-MAASTRICHTIANO).....	43
3.9 FORMACIÓN PAZUL (MAASTRICHTIANO – DANIANO).....	45
3.10 GRUPO CHIRA	45
3.11 FORMACIONES CHIRA Y VERDÚN (EOCENO SUPERIOR).....	45
3.12 FORMACIÓN MIRADOR (EOCENO SUPERIOR).....	47
3.13 FORMACIÓN TAMBOGRANDE (MIO-PLIOCENO).....	47
3.14 CUENCA LANCONES (DOMINIO ORIENTAL VOLCANO-SEDIMENTARIO)	48
3.15 FORMACIÓN SAN LORENZO (ALBIANO MEDIO-SUPERIOR)	49
3.16 FORMACIÓN EREO (ALBIANO SUPERIOR).....	53
3.17 FORMACIÓN LA BOCANA (ALBIANO SUPERIOR-TURONIANO INFERIOR).....	55
3.18 FORMACIÓN YAPATERA (PALEÓGENO).....	58
CAPÍTULO IV.....	61
MAGMATISMO	61
4.1 UNIDAD TAMARINDO	62
4.2 SUPERUNIDAD PALTASHACO.....	62

4.3 UNIDAD PAMPARUMBE	64
4.4 UNIDAD MALINGAS.....	64
4.5 SUPERUNIDAD LAS LOMAS.....	64
4.6 SUPERUNIDAD NOQUE.....	65
4.7 UNIDAD SUYO	66
4.8 UNIDAD LAGARTOS.....	67
CAPÍTULO V.....	69
GEOQUÍMICA.....	69
5.1 GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS.....	69
5.2 ELEMENTOS MAYORES	70
5.3 ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS	77
5.3.1 Discusión.....	77
5.3.2 Implicancias metalogenéticas	80
CAPÍTULO VI.....	83
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL-TECTÓNICA.....	83
6.1 PLIEGUES	86
6.2 FALLAS.....	86
6.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA SEDIMENTARIA.....	88
CAPÍTULO VII.....	95
GEOLOGÍA ECONÓMICA	95
7.1 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL CRETÁCICO INFERIOR	97
7.2 DEPÓSITO TAMBOGRANDE (TG1, TG2, B5).....	98
7.3 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS Pb-Zn-Cu DEL CRETÁCICO SUPERIOR.....	101
7.4 PROSPECTO CERRO COLORADO	102
7.5 PROSPECTO EL PAPAYO	105
7.6 PROSPECTO TEJEDORES	108
7.7 FRANJA DE PÓRFIDOS DE Cu-Mo DEL CRETÁCICO SUPERIOR	109
7.8 PROSPECTO CHANCADORA	111
7.9 PROSPECTO HORQUETAS	113
7.10 PROSPECTO CURI-LAGARTOS.....	114
7.11 PROSPECTO CASCAJO BLANCO.....	114
7.12 FRANJA DE DEPÓSITOS EPITERMALES DE Au-Ag DEL CRETÁCICO SUPERIOR	114
7.13 PROSPECTO PILARES.....	116
7.14 PROSPECTO EL ALUMBRE.....	116
7.15 PROSPECTO EL NARANJO.....	117
7.16 PROSPECTOS TIPO SKARN.....	118
7.17 PROSPECTOS VETIFORMES	118
CAPÍTULO VIII.....	121
CONCLUSIONES	121
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123
ANEXOS	129
RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES	165

RESUMEN

Las rocas de la cuenca volcanosedimentaria Lancones se localizan en el noroeste del Perú, en la zona de transición de los Andes centrales a los Andes septentrionales conocida como deflexión de Huancabamba. Dicha área abarca siete cuadrángulos a escala 1:100 000. Geomorfológicamente, ocupa espacios de la Cordillera Occidental, que se caracteriza por presentar cumbres elevadas con variadas altitudes, lomas, valles o depresiones, extensas planicies y diversas quebradas. Hidrográficamente, corresponde a ríos meandriformes en zonas de planicie y anastomosados en las cabeceras de los cerros. Entre los principales ríos están Chira, Quiroz, Chipillico y Jaguay Negro, los cuales tienen numerosos afluentes de ríos estacionarios.

Las rocas de la cuenca volcanosedimentaria Lancones han sido divididas en: (i) sector occidental y (ii) sector oriental, con base en la dominancia litológica de rocas sedimentarias (occidental) y volcánicas (oriental).

El sector occidental corresponde a un apilamiento volcanosedimentario de 11 formaciones que inicia con la Formación Gigantal. Esta unidad está constituida principalmente por secuencias de conglomerados, areniscas cuarzosas y niveles delgados de lutitas de edad Aptiano-Albiano. Posteriormente, le siguen calizas fosilíferas de la Formación Pananga (Albiano inferior); seguidas de calizas bituminosas con manchas de petróleo de la Formación Muerto (Albiano medio a superior); y, lutitas negras y areniscas con slumps de la Formación Huasimal (Valanginiano- Aptiano). Sobreyaciendo concordante se tiene areniscas feldespáticas intercaladas con limo-arcillas de la Formación Jahuay Negro (Cenomaniano superior-Turoniano). Estas rocas pasan progresivamente a una alternancia de areniscas, limolitas de ambiente turbidítico correspondientes a la Formación Encuentros (Cenomaniano inferior). Sobre esta formación yacen en discordancia conglomerados y areniscas cuarzosas de la Formación Tablones (Campaniano-Maastrichtiano). Como unidad más joven de esta parte de la cuenca sedimentaria, se tiene lutitas con nódulos calcáreos de la Formación Pazul (Maastrichtiano-Daniano). Posterior al cierre de la cuenca sedimentaria, se depositaron sucesiones de areniscas, conglomerados y limolitas de las formaciones Verdún y Chira (Eoceno superior) y areniscas y conglomerados de la Formación Mirador (Eoceno superior).

El sector oriental está caracterizado en su parte basal por lavas almohadilladas basálticas y autobrechas que son propias, interpretadas de un ambiente marino profundo y que corresponden a la Formación San Lorenzo (Albiano medio a superior). Continúa el volcanismo de una secuencia de andesitas basálticas porfíricas y delgados niveles de ignimbritas que corresponden a la Formación Ereo (Albiano superior). Posteriormente, sobreyacen secuencias con efusiones de basaltos, andesitas basálticas, riolitas y calizas lodolitas que corresponden a la Formación La Bocana (Albiano superior-Turoniano inferior).

Al finalizar el relleno de la cuenca sedimentaria, se acumularon dos unidades conglomerádicas. La primera corresponde a conglomerados con clastos redondeados de cuarcitas muy compactas denominados Formación Yapatera (Paleógeno); la segunda, que cubre gran parte de las planicies con secuencias de conglomerados, areniscas y niveles lenticulares de cenizas poco consolidadas, corresponden a la Formación Tambogrande (Neógeno) y, finalmente, cubriendo a todas las secuencias antiguas se depositan materiales aluviales y fluviales.

Por otro lado, se tiene las rocas plutónicas que han intruido a lo largo de las sucesiones de ambos sectores de la cuenca sedimentaria, las cuales corresponden al Batolito de la Costa, que se ha desarrollado a lo largo de dos lineamientos plutónicos principales, situados en la cuenca sedimentaria Lancones. En el sector occidental hay gabros y dioritas de la unidad Tamarindo. Aquí se han emplazado granitos y granodioritas de 97.4 ± 0.6 Ma correspondientes a la Superunidad Paltashaco. Asimismo, paralela a esta está la Superunidad Pamparrumbe. Luego hay tonalitas y metagranitos de la Unidad Malingas (Cretácico superior). En la parte central de la cuenca se edificó un complejo intrusivo representado por gabros, dioritas, granodioritas, granitos y monzogranitos correspondientes a la Superunidad Las Lomas de 70.84 ± 1.9 Ma, grabrodioritas, dioritas, granodioritas, tonalitas porfíricas del intervalo $70.8 \pm 1.9 - 48.06$ Ma, que corresponden a la superunidad Noque, y tonalitas porfíricas del intervalo $48.06 \pm 5.8 - 45.60 \pm 5.3$ Ma, correspondientes a la Unidad Lagartos.

Se han procesado un total 268 muestras de análisis geoquímicos, de los cuales 37 corresponden a nuevos análisis y los restantes

son datos compilados de los trabajos anteriores. Las muestras han sido agrupadas de acuerdo con la posición estratigráfica.

Del análisis geoquímico de elementos mayores, 91 muestras de la Formación San Lorenzo y 25 muestras de la Formación La Bocana fueron ploteados en diagramas de discriminación, de donde se obtiene que las rocas de la Formación San Lorenzo y la Formación La Bocana presentan una variación composicional de basaltos a riolitas, mientras que 11 muestras de las rocas de la Formación Ereo son netamente basálticas. Así mismo, los domos son principalmente de composición riolítica; por lo tanto, estas rocas corresponden a series magmáticas toleíticas a calcoalcalinas (magmatismo bimodal). Las rocas con alto contenido de hierro son las basálticas de la Formación La Bocana y las rocas con bajo contenido de hierro son las riolitas y granitos de las diferentes unidades magmáticas. Las rocas de la Formación San Lorenzo tienen altas concentraciones de Ni y MgO y sugieren que correspondieron a magmas primitivos derivados de la cuña mantélica. Casi todas las rocas de los arcos magmáticos de Lancones y Paltashaco son de carácter metalumínico, a excepción de algunas riolitas de la Formación San Lorenzo y La Bocana. Las riolitas de los domos son de carácter peraluminico. En relación con las anomalías de Eu, las rocas volcánicas de la Formación Ereo, Formación San Lorenzo, Formación La Bocana y los plutones de Paltashaco y Noque derivan de magmas secos y la mayoría de las rocas ígneas derivan de magmas húmedos. Los diagramas de elementos revelan el empobrecimiento en Rb, Nb y Ta, que sugieren que las rocas magmáticas han sido generadas en ambientes de arco de islas oceánicas. Los valores isotópicos indican un manto empobrecido para las rocas del arco volcánico Lancones. Estos valores difieren mucho de los valores de corteza continental, es decir, que la cuenca sedimentaria Lancones antes del inicio del vulcanismo presentaba un basamento muy delgado.

Estructuralmente, presenta pliegues de dirección NO-SE que afectan a rocas sedimentarias del Grupo Copa Sombrero y a secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de las formaciones San Lorenzo y La Bocana, las que habrían sido originadas por una primera fase de deformación. Estos mismos pliegues presentan una inflexión cambiando a una dirección NE-SO, interpretada como resultado de una segunda fase de deformación.

Metalogénicamente, se han definido varias franjas metalogénicas: i) La franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au del Cretácico inferior alberga importantes yacimientos de sulfuros masivos como Tomapampa, Higuern, La Copa, La Saucha y Tambogrande, el más importante por el volumen de sulfuros que alberga este yacimiento. ii) La franja de sulfuros masivos volcanogénicos Pb-Zn-Cu del Cretácico superior se emplaza en rocas de la Formación La Bocana. Entre los prospectos más conocidos de esta franja se encuentran Potrobayo, El Papayo, Tejedores y Cerro Colorado. iii) La franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior, relacionada con granitoides del Cretácico superior (~75 Ma), destaca los depósitos Orquetas, Curi-Lagartos, Chancadora, Cascajo Blanco y otros. iv) La franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Cretácico superior se encuentra próxima a intrusiones subvolcánicas y/o domos de composición mayormente dacítica. Los sistemas epitermales del tipo alta sulfatación (AS) se manifiestan como mineralización de stockwork en los domos félsicos o como cuerpos de brechas hidrotermales. Las manifestaciones más representativas son los indicios Pilares, Alumbre y Naranjo, mientras que los sistemas del tipo de baja sulfuración (BS) se manifiestan a manera de vetas de cuarzo. Además, dentro de estas franjas se presenta depósitos tipo skarn y vetiformes.

ABSTRACT

The rocks of the Lancones volcano-sedimentary basin are located in northwestern Peru, in the transition zone from the central Andes to the northern Andes known as the Huancabamba deflection. This area covers 7 quadrangles at a scale of 1:100,000. Geomorphologically, it occupies spaces of the Western Cordillera, which is characterized by high peaks with varying altitudes, hills, valleys or depressions, extensive plains and various ravines. Hydrographically, it corresponds to meandering rivers in plain areas and anastomosed in the headwaters of the hills, among the main rivers are the Chira, Quiroz, Chipillico and Jaguay Negro rivers, which have numerous tributaries of stationary rivers.

The rocks of the Lancones volcano-sedimentary basin have been divided into (i) a western sector and (ii) an eastern sector, based on the lithological dominance of sedimentary (western) and volcanic (eastern) rocks.

The western sector corresponds to a volcano-sedimentary stack of 11 formations that begins with the Gigantal Formation. This unit is mainly constituted by sequences of conglomerates, quartz sandstones and thin levels of shale of Aptian-Albian age. Later, it is followed by fossiliferous limestones from the Pananga Formation (Lower Albian); followed by oil-stained bituminous limestones of the Muerto Formation (middle to upper Albian); black shales and sandstones with slumps from the Huasimal Formation (Valanginian-Aptian). There are also feldspathic sandstones interbedded with silt-clays from the Jahuay Negro Formation (upper Cenomanian-Turonian) that overlay concordantly. These rocks pass progressively to an alternation of sandstones, siltstones with a turbidite environment that correspond to the Encuentros Formation (lower Cenomanian). Then, unconformable conglomerates and quartz sandstones of the Tablones Formation (Campanian-Maestrichtian) start to overlay this formation. As the youngest unit in this part of the sedimentary basin, there are shales with calcareous nodules of the Pazul Formation (Maestrichtian-Danian). After the closure of the sedimentary basin, successions of sandstones, conglomerates and siltstones of the Verdún and Chira formations (upper Eocene) and sandstones and conglomerates of the Mirador Formation (upper Eocene) were deposited.

The eastern sector is characterized in its basal part by basaltic pillow lavas and autobreccias that are typical of a deep marine environment and that correspond to the San Lorenzo Formation (middle to upper Albian). The volcanism of a sequence of porphyritic basaltic andesites and thin levels of ignimbrites that correspond to the El Ereo Formation (upper Albian) continues. Subsequently, sequences with effusions of basalts, basaltic andesites, rhyolites, mudstone limestones that correspond to the La Bocana Formation (upper Albian-lower Turonian) overlie it.

At the end of the filling of the sedimentary basin, two conglomerate units were accumulated, (i) the first corresponds to conglomerates with rounded clasts of very compact quartzites called the Yaptera Formation (Paleogene). The second one covers a large part of the plains with sequences of conglomerates, sandstones and lenticular levels of poorly consolidated ashes correspond to the Tambogrande Formation (Neogene) and, finally, alluvial and fluvial materials are deposited by covering all the ancient sequences.

On the other hand, there are the plutonic rocks that have intruded along the successions of both sectors of the sedimentary basin, which correspond to the Batholith of the Coast and has developed along two main plutonic lineaments, located in the Lancones sedimentary basin. In the Western sector there are gabbros and diorites from the Tamarindo unit. Also, there are granites and granodiorites of 97.4 ± 0.6 M.y. that correspond to the Paltashaco Superunit. Likewise, parallel to this, there is the Pamparrumbe Superunit, then there are tonalites and metagranites from the Malingas Unit (Upper Cretaceous). In the central part of the basin, an intrusive complex was built up, represented by gabbros, diorites, granodiorites, granites and monzogranites that correspond to Las Lomas Superunit of 70.84 ± 1.9 M.y., gabbrodiorites, diorites, granodiorites, porphyritic tonalites of the interval $70.8 \pm 1.9 - 48.06$ M.y. that correspond to the Noque superunit, porphyritic tonalites from the interval $48.06 \pm 5.8 - 45.60 \pm 5.3$ M.y. that correspond to the Lagartos Unit.

A total of 268 geochemical analysis samples have been processed. Thus, 37 of them correspond to new analyzes and the rest are data compiled from previous work. The samples have been grouped according to the stratigraphic position.

From the geochemical analysis of major elements, 91 samples from the San Lorenzo Formation and 25 samples from the La Bocana Formation were plotted in discrimination diagrams. From there, it is obtained that the rocks of the San Lorenzo Formation and the La Bocana Formation present a compositional variation from basalts to rhyolites, while 11 samples the rocks of the El Ereo Formation are clearly basaltic. Likewise, the domes are mainly of rhyolitic composition, therefore, these rocks correspond to tholeiitic to calc-alkaline magmatic series (bimodal magmatism). The rocks with high iron content are the basalts of the La Bocana Formation and the rocks with low iron content are the rhyolites and granites of the different magmatic units. The rocks of the San Lorenzo Formation have high concentrations of Ni and MgO and suggest that they corresponded to primitive magmas derived from the mantle wedge. Almost all the rocks of the Lancones and Paltashaco magmatic arcs are metalluminic in character, with the exception of some rhyolites from the San Lorenzo Formation, La Bocana and rhyolites from the domes are peraluminous in character. In relation to the Eu anomalies, the volcanic rocks of the El Ereo Formation, San Lorenzo Formation, La Bocana Formation and the Paltashaco and Noque plutons are derived from dry magmas and most of the igneous rocks are derived from wet magmas. Trace element diagrams reveal depletion in Rb, Nb, and Ta, by suggesting that the magmatic rocks have been generated in oceanic island-arc environments. The isotopic values indicate an impoverished mantle for the rocks of the Lancones Volcanic Arc. These values differ greatly from the values of the continental crust, that is, the Lancones sedimentary basin before the start of volcanism had a very thin basement.

Structurally, it presents NW-SE folds that affect sedimentary rocks of the Copa Sombrero Group and volcanic and volcanosedimentary sequences of the San Lorenzo and La Bocana formations, which would have been caused by a first phase of deformation. These same folds present an inflection that changes to a NE-SW direction, interpreted as the result of a second phase of deformation.

Metallogenetically, several metallogenic belts have been defined: i) The Lower Cretaceous Cu-Zn-Au volcanogenic massive sulphide belt hosts important massive sulphide deposits such as Tomapampa, Higuierón, La Copa, La Saucha, the most important for the volume of sulphides it houses is the Tambogrande deposit. ii) The upper Cretaceous Pb-Zn-Cu volcanogenic massive sulphide belt is emplaced in rocks of the La Bocana Formation. Among the best known prospects in this strip are Potrobayo, El Papayo, Tejedores and Cerro Colorado. iii) The Late Cretaceous Cu-Mo porphyry belt, related to Late Cretaceous granites (~75 Ma), highlights the Orquetas, Curi-Lagartos, Chancadora, Cascajo Blanco and other deposits. iv) The fringe of epithermal Au-Ag deposits from the Upper Cretaceous is found close to subvolcanic intrusions and/or domes of mostly dacitic composition. High sulfation (HS) epithermal systems manifest as stockwork mineralization in felsic domes or as hydrothermal breccia bodies. The most representative manifestations are the Pílares, Alum and Naranjo signs, while the low sulphidation (BS) type systems manifest as quartz veins. In addition, within these strips there are skarn and vein-like deposits.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Las rocas de la cuenca sedimentaria Lancones están localizadas en el noroeste del Perú (figura 2.1). Corresponden a una cuenca mixta constituida por dos dominios: (i) un dominio sedimentario y (ii) un dominio volcánico, los cuales se interdigitan en la parte central de la cuenca (figura 3.2). El dominio sedimentario ha sido motivo de numerosos estudios exploratorios de superficie y subsuelo, con el afán de hallar yacimientos rentables de hidrocarburos. Los trabajos que más resaltan desde el punto de vista estratigráfico y de exploración por hidrocarburos son los de Reyes (1989), Chávez & Núñez del Prado (1991), Pluspetrol (2000, 2002) y Andamayo (2008). Pluspetrol fue el encargado de realizar un cartografiado al detalle de todo el dominio occidental, el cual sirvió de base para el cartografiado a escala 1:50 000 de los cuadrángulos de Quebrada Seca (9b), Las Playas (9c), y Sullana (10b). Sin embargo, al no contar con una base de datos estructural y columnas estratigráficas que ayuden en la interpretación de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Lancones, se propone la integración de estos mapas y los mapas que integran el dominio oriental a fin de elaborar un boletín de la serie D.

Con referencia al dominio oriental, donde afloran principalmente rocas volcánicas de ambiente submarino, los estudios realizados principalmente estuvieron referidos a la exploración de yacimientos tipo VMS y pórfidos. Sin embargo, la confusión en definir los límites de esta parte de la cuenca y las diferentes unidades volcánicas conllevaron a realizar un cartografiado más detallado que permita ampliar así los blancos exploratorios de los diferentes yacimientos existentes en el sector volcánico de la cuenca y la interpretación de su evolución y su relación con la parte sedimentaria. Para las interpretaciones se cuenta con numerosas dataciones recopiladas de los diferentes trabajos de investigación y de compañías mineras. Así mismo, se elaboró una base de datos geoquímica que reúne diferentes trabajos de investigación, principalmente los de Winter (2008) y los datos geoquímicos realizados por Ingemmet, a fin de realizar diagramas geoquímicos que ayuden a la interpretación de la génesis magmática y su relación con la metalogénesis.

Se presenta un mapa geológico a escala 1:200 000, que corresponde a la integración de 32 hojas geológicas a escala 1:50 000 y 8 cuadrángulos a escala 1:100 000. Los mapas a

escala 1:50 000 han sido el resultado de trabajos de campo, y a escala 1:25 000, de gabinete. Todos ellos sirvieron de base para la actualización de la carta geológica realizada por Ingemmet desde el año 2007 al 2012. Este boletín incluye anexos que acompañan a la carta geológica, como los mapas geomorfológicos, estructural y de dominios tectónicos, así como el metalogénico.

El presente boletín es el resultado de recopilar toda la información geológica, como parte del trabajo en equipo con la cooperación internacional del Instituto Geológico Minero de España (IGME). Así mismo, las muestras de sección delgada fueron estudiadas por especialistas de la Dirección de Laboratorios del Ingemmet.

Antecedentes

Las primeras observaciones geológicas sobre el norte del Perú fueron hechas por los célebres naturalistas europeos J. de Jussieu y A. de Humbolt. Más tarde, en 1929, Steinmann publicó la primera síntesis geológica sobre los Andes peruanos, en la que se encontraron las primeras secciones y mapas geológicos, así como determinaciones paleontológicas que se añaden a las recopiladas por Lisson & Boit (1942). Algunas de estas observaciones en el norte del Perú fueron utilizadas por Steinman para fijar el primer calendario tectónico de la orogenia andina.

Fuera de la cuenca Talara, cuyas series han sido objeto de estudios estratigráficos detallados a causa de la presencia de yacimientos petroleros explotados desde principios de siglo XX, los primeros datos estratigráficos sobre el norte del Perú son realizados por Fisher (1956) y en el mismo año por Benavides (1956). Estos fijan las bases de la estratigrafía marina cretácica. Este trabajo es hoy en día la base referencial para la estratigrafía del ensamble de los andes peruanos. Además, es un referente en las subdivisiones de la serie cretácica en grupos y formaciones que son descritas como secciones típicas y son datadas con precisión gracias a la recolección de abundante fauna. Posteriormente, Morris & Aleman (1975) realizaron estudios de la sedimentación y tectónica del Cretácico medio del Grupo Copa Sombrero. Luego, Ochoa (1980) realizó trabajos referentes a la evolución hidrocarbúfera de la cuenca Sechura. Así mismo, Reyes (1986) realizó una evaluación geológica

de la cuenca Lancones por hidrocarburos. Entre los últimos estudios está el de Mourier et al. (1988), quien a través de sus investigaciones trata de explicar la evolución mesozoica de los Andes de Huancabamba y la hipótesis de la acreción de un microcontinente Amotape-Tahuín.

Los trabajos más recientes se basan en la estratigrafía de Benavides, que constituyen una síntesis tentativa de la evolución de los andes norperuanos, desde una óptica global, encontrando variados problemas. Entre los principales precursores de estos trabajos podemos mencionar a Dalmayrac et al., 1980; Cobbing et al., 1981; Janjou, 1981; y, Reyes, 1984. Específicamente, centrando sus trabajos en la cuenca Lancones del sector occidental, se mencionan los trabajos de Pluspetrol (2000), con su primer período exploratorio, y Pluspetrol (2002), con el segundo período exploratorio del Lote XII de la cuenca Lancones.

En los trabajos más específicos relacionados a la cuenca Lancones, podemos mencionar a Chávez & Núñez Del Prado (1991), quienes realizaron la interpretación de la "Evolución Vertical de Facies de la Serie Turbidítica Cretácica (Grupo Copa Sombrero) en el perfil tipo Huasimal-Encuentros (cuenca Lancones en el noroeste del Perú).

Las series cretácicas que involucran a la cuenca Lancones han sido definidas como parte de cuenca intraarco (Caldas y Farfán, 1997), cuenca rift (Lebrat et al., 1987; Ríos, 2004), cuenca pull apart (Litherland et al., 1993), cuenca transicional o intracratónica (Injoque et al., 2000), cuenca antearco (Jaillard et al., 1999), y cuenca trasarco o arco fisural (Winter, 2008), entre otras.

La margen continental que limita la parte occidental de la cuenca Lancones, conocida como bloque Amotapes-Tahuín, es interpretada por diversos autores como un bloque alóctono derivado del modelo evolutivo establecido para la margen occidental de Gondwana (Mourier et al., 1988; Sempere et al., 2002; Winter, 2008). Otros autores señalan que este bloque es un terreno parautoctono de corteza continental que ha sufrido una migración transcurrente, acreción y deformación a partir del Jurásico (Bellido et al., 2008; Bellido et al., 2009; Kennan y Pindell, 2009).

Dentro de las rocas que se describen en esta cuenca prevalecen, en la parte occidental, rocas de facies netamente sedimentarias que yacen discordantes del bloque Amotapes-Tahuín. Estas migran lateralmente hacia la parte oriental a rocas volcánicas y volcanoclásticas (Reyes y Caldas, 1987; Jaimes et al., 2009).

Nuevos datos de campo, de estratigrafía, sedimentología y de cartografía permiten definir y correlacionar las unidades que

corresponden a ambos dominios, tanto occidental como oriental. El primero, definido como facies sedimentarias que incluyen conglomerados, calizas de plataforma y niveles de turbiditas; y, el segundo, que incluye flujos lávicos en almohadillas, piroclastos y niveles volcanoclásticos. Estas unidades permiten evidenciar que en la cuenca suceden al menos tres facies tectono-sedimentarias (Jaillard et al., 1998).

Además, se han realizado numerosos estudios desde el punto de vista económico, como el de la extracción de baritina en vetas y mantos, que se desarrolló en toda la región a pequeña escala (Ríos, 2004), entre las que figuraban Cerro Colorado, El Papayo, Silverios, Tomapampa, etc.

Aquí, el recurso minero más importante es el yacimiento Tambogrande, perforado en 1979-80 por el BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) francés y llevado hasta la etapa de prefactibilidad. La compañía minera Manhattan Minerals Corporation se hizo cargo de este proyecto. Luego, en 1992 la Compañía Minera Buenaventura inició exploraciones en la costa norte del Perú con la finalidad de encontrar depósitos similares a Tambogrande.

En el año 2001, Buenaventura realiza una alianza estratégica (joint venture) con BHP Billiton, para hacer un vuelo gravimétrico y magnetométrico que cubra gran parte del área de la cuenca con mayor actividad hidrotermal exhalativa.

Los Andes norperuanos siempre han sido una preocupación para los geólogos andinos, quienes trataron de explicar la evolución de esta parte del continente. Entre los más destacados se puede mencionar a Janjou.

Objetivos

El principal objetivo de este nuevo boletín de la Serie D Carta Geológica, es brindar nueva información geológica con datos relacionados a la geoquímica y geocronología, los que se exponen en los mapas por cuadrángulos integrados a escala 1:50 000 del territorio peruano. Los otros objetivos están relacionados con las aplicaciones en la búsqueda de recursos geológicos, tales como yacimientos minerales, hidrocarburos y aguas subterráneas. Esta información está a disposición de científicos y exploradores, así como de las autoridades y los pobladores para la evaluación de los recursos naturales y su aplicación en la Zonificación Ecológica Económica (ZEE) y los Planes de Ordenamiento Territorial (POT).

Agradecimientos

Nuestro profundo agradecimiento a las personas que colaboraron en la realización del presente boletín y a quienes ayudaron en los trabajos, a las cooperaciones participantes

como el Instituto Geológico Minero de España (IGME), a quienes participaron activamente en las labores de campo y gabinete. Así mismo un especial agradecimiento a Carmen Patiño, Jorge

Condemaita y Eber Cueva por participar en las correcciones finales de este manuscrito.

CAPÍTULO II GENERALIDADES

2.1 UBICACIÓN Y ACCESO

El área del proyecto se encuentra ubicada en el noroeste del Perú (figura 2.1), entre 3° 45' 44" y 5° 18' 54" latitud sur a 79° 51' 42" y 80° 20' 49" longitud oeste, que abarca los departamentos de Piura y Tumbes.

Esta área es accesible por vía aérea y terrestre por carretera asfaltada Lima-Piura (987 km) y Lima-Tumbes (1277 km), de cuyas capitales departamentales parten diversas carreteras entre asfaltadas y afirmadas, así como numerosos caminos de herradura que permiten el ingreso a las diferentes áreas del proyecto.



Figura 2.1 Mapa de ubicación de la cuena volcanosedimentaria Lancones dentro de un contexto regional (Modificado de Mourier, 1988)

2.2 CLIMA

En general, el clima del departamento de Piura se caracteriza por ser cálido a tropical, es decir, cálido, húmedo, boscoso y de altas precipitaciones. Sin embargo, la cuenca Lancones, que se encuentra geomorfológicamente en una llanura costanera encerrada por la Cordillera de la Costa y La Cordillera Occidental, muestra un clima especial. Piura, en general, es una región de clima sub-árido tropical, cálido y húmedo, con bajos mantos de nubosidad y fina precipitación pluvial o garúa en invierno. En la parte más próxima a la Cordillera de los Andes mantiene una temperatura media entre húmeda y fría de 15 °C, y en la costa de 23 °C. Las temperaturas máximas llegan a 34.2 °C y las mínimas a 15 °C, que corresponden a los meses de febrero y junio, respectivamente. Piura tiene una estación húmeda bien definida entre los meses de diciembre hasta abril. El resto del año es considerado seco por la ausencia de lluvias. Estas características climáticas normales son modificadas con la presencia del fenómeno El Niño, que ocasiona lluvias torrenciales y acumuladas en las cuencas altas y medias, respectivamente. A diferencia de los Andes centrales, la humedad ambiental se incrementa en Piura, no disminuye con la altitud. Esta particularidad se invierte progresivamente conforme se avanza hacia el interior. En los climas serranos mientras mayor es la altura, menor es la temperatura y aumenta la humedad. Las partes más altas de la cordillera, por encima de los 3000 m s. n. m. son extremadamente húmedas y de frío acentuado. Por ello, la zona andina de Piura es una sierra tropical.

2.3 VEGETACIÓN

La variabilidad climática y topográfica determina que en esta región haya una vegetación extremadamente diversa. Esto se manifiesta en la formación de diversos tipos de hábitats, que abarcan desde desiertos y matorrales áridos hasta bosques montanos siempre verdes. Una de las principales especies más representativas de la región de Piura es el árbol de algarrobo. Vive en matorrales desérticos o bosques tropicales secos, cuyos frutos son comestibles luego de un procesamiento. También resalta en importancia una especie propia de esta región: el árbol del ceibo. Se usa para la artesanía y su fruto como alimento de ganado vacuno; también se puede usar para fabricar aceite, sogas y cajones. Los tamaños y grosores de los árboles y su permanente coloración verde intenso hacen que estos bosques sean impresionantes como sitios turísticos. Otra especie es el árbol de la higuera, originaria de Europa y traída al Perú en época de la conquista. El árbol del huarango también forma parte de la vegetación más abundante en el desierto de los valles de la costa y es usado para repeler a los insectos. Tiene un follaje grande y aceites con aromas que cubren sus hojas. Anteriormente era muy abundante en las riberas de ríos

formando bosques. El árbol de la ponciana forma parte de la familia de las leguminosas, sus flores son de color carmín, y se cultivan en jardines por su belleza muy singular. El árbol de suche, visto en zonas altitudinales altas, también se usa para adornar los jardines. Su tamaño puede llegar a pasar los 4 m de altura; sus flores son su principal atractivo, ya que tienen colores amarillos y rosados con una buena fragancia. Las suculentas, con características parecidas a los cactus, tienen como característica almacenar agua en los tallos y tienen flores de colores vistosos.

2.4 GEOMORFOLOGÍA

La morfología que presenta el área de estudio es consecuencia del levantamiento progresivo que sufrieron los Andes a lo largo de la historia de su evolución. Como consecuencia de este, se modeló el paisaje que actualmente se observa. A continuación, se describen los principales rasgos morfológicos. (figura 2.2)

Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental, que viene a ser la parte más elevada de la zona, comprende un vasto territorio que varía de los 200 a los 3900 m s. n. m. Presenta dirección NNO-SSE, que luego va cambiando con la deflexión de Huancabamba a dirección NE-SO, prolongándose hacia el sur del Ecuador. (figura. 2.2)

Esta unidad geomorfológica está referida a los terrenos topográficamente más altos (fotografía 2.1), con pendientes fuertes a moderadas y con grandes montañas que corresponden principalmente a rocas metamórficas del Complejo de Olmos, los que algunas veces están cubiertos por secuencias sedimentarias cretácicas y rocas volcánicas paleógenas. Estos relieves han sufrido una fuerte incisión formando valles profundos en las zonas de relieves altos (valles de los ríos Quiroz, Chira, Olmos, Chancay y Zaña).

Geológicamente corresponde en gran parte a rocas metamórficas del Complejo de Olmos y rocas sedimentarias cretácicas, ambas cubiertas superficialmente por secuencias volcanoclásticas de los centros volcánicos paleógenos.

Estructuralmente, esta morfología se ha formado a partir de plegamientos, fallamientos y magmatismo, generados como consecuencia de los diferentes episodios de la tectónica andina.

Planicies

Gran parte de estas planicies se encuentran entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Se trata de superficies planas cuyas altitudes varían entre 100 y 200 m s. n. m. Se caracterizan por ser superficies planas subhorizontales (figura 2.2, fotografía 2.2) y se hallan disectadas por quebradas poco profundas que desembocan en el río Chira, considerado

como el principal colector de la zona. Litológicamente, están constituidas por afloramientos de rocas volcánicas al SE y de rocas sedimentarias al NO del río Chira. Todas estas unidades están siendo cubiertas por sedimentos aluviales.

Lomas

Corresponden a superficies sobresalientes (figura 2.2, fotografía 2.3). Se encuentran cubriendo áreas dentro de las planicies, varían desde los 200 hasta los 670 m s. n. m. Corresponden principalmente a rocas volcánicas e intrusivas de la cuenca Lancones.

Llanura Costanera

Se denomina así a las extensas superficies bajas situadas entre la margen continental y la Cordillera Occidental. Esta superficie también es denominada como zonas inundables que ocupan gran parte de la superficie del área del proyecto, con altitudes que oscilan entre 0 y 200 m s. n. m. Se extiende al sur de Piura para prolongarse por el departamento de Lambayeque, involucrando el desierto de Olmos y confundiendo con el desierto de Sechura, llegando hasta el borde litoral (figura 2.2). Sobre esta llanura se han desarrollado extensas superficies cubiertas por depósitos eólicos (fotografía 2.4), los cuales son cortados por los principales ríos que desembocan en el Pacífico entre los que se tiene los ríos Chira y Piura. Su morfología al norte del río Chira (Sullana) es ondulada, de lomadas suaves, con predominio de quebradas y riachuelos; presenta un relieve ondulado y depresiones próximas al nivel del mar. Su morfología ha sido estructurada sobre un basamento principalmente de rocas metamórficas paleozoicas y algunas veces sobre secuencias marinas pleistocénicas como es el caso del desierto de Sechura. Todo esto cubierto por abundante vegetación típica de bosques secos.

Cordillera de la Costa

Constituida por los macizos paleozoicos alineados, forma una serie de elevaciones en dirección N-S, que se extienden desde Bayóvar y Paita hacia los cerros de Amotape y sur de Ecuador, donde es conocida como macizo de Tahuín, cambiando a dirección NE-SO (figura 2.2, fotografía 2.5).

Se trata de una cordillera elevada y accidentada, cortada por cursos fluviales encañonados, uno de los cuales es el tramo superior del río Tumbes. Geológicamente está constituida por rocas metamórficas paleozoicas e ígneas mesozoicas, sobre las que descansan un conjunto de rocas sedimentarias de edad cretácica.

Estructuralmente conforma bloques levantados, originados por la actividad de fallas inversas, y algunas veces rellenados por sedimentos terciarios (cuenca Talara). El macizo de los Amotapes es el bloque más grande, con aproximadamente

130 km de longitud, 25 a 30 km de ancho, y alturas que oscilan entre los 250 y los 1500 m s. n. m. Topográficamente presentan escarpas subverticales en la transición de la cordillera hacia la plataforma costanera y ligeramente empinadas en la transición de la cordillera hacia la llanura costanera (fotografía 2.5).

Las quebradas que lo erosionan son de corto recorrido en ambos flancos del macizo. Las quebradas de la parte oriental del macizo forman parte de la cuenca del río Chira a excepción de la quebrada Cuzco, cuyas aguas desembocan en el río Tumbes. Por otro lado, las quebradas de la parte occidental discurren sus aguas directamente en el Océano Pacífico, siendo las quebradas Bocapán, Máncora-Fernández y Pariñas, los principales colectores de esta parte.

Plataforma Costanera

Esta unidad corresponde a la parte de la costa (fotografía 2.6) comprendida desde el borde litoral hasta los flancos occidentales de la Cordillera de la Costa (cerros de Amotapes), extendiéndose al sur de Talara por los altos de Negritos-Portachuelo y Paita hasta el desierto de Sechura, altitudes de 0 a 250 m s. n. m. Presenta dirección NE-SO, con una longitud de aproximadamente 160 km hasta Talara. A partir de Talara esta unidad hace un quiebre en dirección NO-SE que se prolonga hasta Paita. La longitud de este último es aproximadamente de 70 km, con un ancho promedio que varía de 25 a 30 km (figura 2.2).

Su estructuración geológica es de naturaleza sedimentaria (Cretácico-Terciario), la cual descansa en partes sobre o adosada a rocas del basamento paleozoico. Su evolución geomorfológica obedece a la estructura tectónica del subsuelo, con hundimientos y levantamientos verticales que siguen un lineamiento y que han dado lugar a terrazas marinas escalonadas, conocidas como tablazos. Estas constituyen elementos geomorfológicos importantes dentro de la repisa costanera y presentan superficies suaves, ligeramente onduladas. Los tablazos de Máncora, Talara, Lobitos y Salinas son los más antiguos, más altos y alejados del litoral.

Valles

Los valles del área corresponden al tipo consecuente, por cuanto su desarrollo ha sido favorecido por el levantamiento progresivo de los Andes, que permitió la formación de relieves longitudinales principalmente de dirección E-O, ubicados en las cabeceras de la Cordillera Occidental. En este sector inician los cursos fluviales, presentando formas anastomosadas que van cambiando a cursos meandriformes. En las partes de la llanura costanera son amplios y allí se realiza actividad agrícola (figura 2.2, fotografía 2.7). Estos valles fluviales drenan y llegan al Pacífico. Desde sus nacientes presentan direcciones NO-SE y E-O que van cambiando a dirección NE-SO.

En el área del proyecto existen dos principales valles. El valle del río Tumbes tiene su nacimiento en la Cordillera Occidental de territorio ecuatoriano, donde tiene una dirección NE-SO, que va cambiando en territorio peruano a dirección E-O y NO-SE. Por

otro lado, el valle del río Chira tiene su nacimiento en la Cordillera Occidental, frontera de Perú-Ecuador. En su nacimiento este valle tiene una dirección ENO-OSE, que cambia a NE-SO.

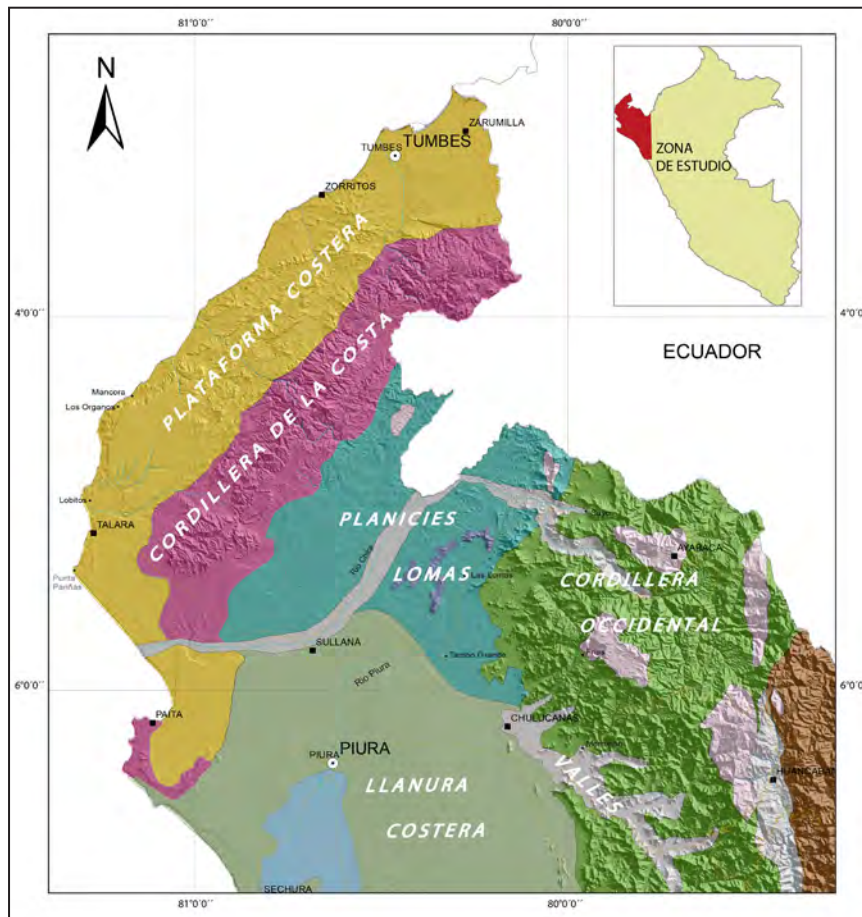


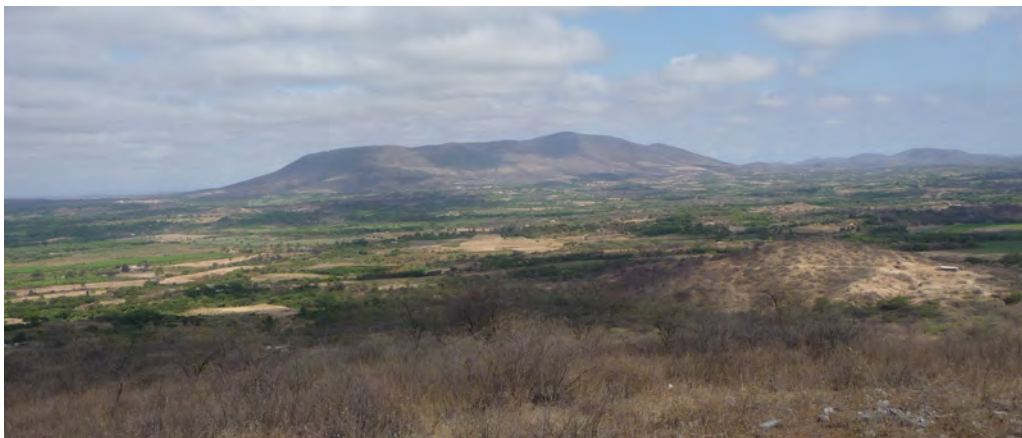
Figura 2.2 Mapa geomorfológico del noroeste del Perú



Fotografía 2.1 Cordillera Occidental, caracterizada por presentar grandes cerros empinados y amplios valles. Vista tomada mirando al este, desde la localidad de Lagunas en el cuadrángulo de Ayabaca (10-d)



Fotografía 2.2 Planicies se caracteriza por presentar extensas pampas cubiertas de vegetación típica de los bosques secos. Vista tomada desde el cerro Ereó en el cuadrángulo de Las Lomas (10-c)



Fotografía 2.3 Lomas se caracteriza por presentar extensas pampas cubiertas de vegetación típica de los bosques secos. Vista tomada desde el cerro Ereó en el cuadrángulo de Las Lomas (10-c)



Fotografía 2.4 Llanura costanera, superficies planas de la margen continental, generalmente cubiertas de arenas eólicas. Vista tomada desde el cerro Illescas en el cuadrángulo de Bayóvar (12-a)



Fotografía 2.5 Cordillera de la Costa (cerros de Amotapes) presenta cerros elevados muy empinados que se encuentran entre la llanura costanera y las planicies. Vista tomada desde el cerro Canovitas en el cuadrángulo de Quebrada Seca (9-b)



Fotografía 2.6 Plataforma costanera se caracteriza por presentar superficies suaves ligeramente onduladas. Vista tomada en la quebrada Ciénaga



Fotografía 2.7 Valles, corresponden a amplias quebradas, generalmente usados como terrenos de cultivos

2.5 METODOLOGÍA

La metodología utilizada para la elaboración de este boletín de la Serie D constó de las siguientes etapas:

1) Primera etapa, de campo. Se realizó cartografiado a escala 1:50 000 tomando puntos de control al nivel de toda la cuenca, muestreo de rocas y minerales para análisis geoquímico y dataciones radiométricas, levantamiento de columnas estratigráficas y elaboración de cortes estructurales.

2) Segunda etapa, de gabinete. En esta etapa los trabajos consistieron en la compilación, análisis e integración de 32 mapas geológicos a escala 1:50 000, utilizando el software ArcGis 10.4.1, cartografiados desde el 2009 hasta la actualidad.

Luego se realizó la estandarización y la elaboración de una nueva geodatabase del proyecto. En esta etapa también se realizó el análisis de la información bibliográfica referente al área de la cuenca Lancones y de las unidades similares del sur del Perú.

3) Tercera etapa, de gabinete. Elaboración de una base de datos geoquímica y dataciones radiométricas, interpretación geoquímica y digitalización de columnas estratigráficas de campo usando el programa Illustrator CS6. Con este mismo programa se realizaron las ilustraciones y el rotulado de fotografías de campo, interpretaciones estructurales de la cuenca Lancones y la redacción final del texto.

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEOLÓGICO

Regionalmente, la cuenca volcanosedimentaria Lancones se encuentra dentro del segmento transicional entre los Andes centrales del Perú, considerados como la margen orógena exclusivamente relacionada a la subducción de la litósfera desde el Mesozoico hasta el presente, y los Andes septentrionales de Ecuador y Colombia (figura 3.1), considerados como una cordillera orógena relacionada con la obducción o acreción de terrenos oceánicos.

En el Cretácico superior, la margen andina del norte fue marcada por el inicio de una deformación por compresión en Perú y Bolivia –Fase Peruana (Steinmann, 1929; Megard, 1984), por la acreción de terrenos oceánicos en el Ecuador y Colombia (Feininger & Bristow, 1980), por la progresiva emergencia de las cuencas andinas de Perú, Bolivia y Ecuador (Dashwood & Abbotts, 1990; Mathalone & Montoya, 1995; Sempere et al., 1997; Jaillard et al., 1997) y por eventos termales en la Cordillera Ecuatoriana (Aspden et al., 1992; Litherland et al., 1994). Estos eventos son considerados como el inicio de la orogenia andina.

En consecuencia, la erosión, tectónica, deformación, desplazamiento y la cobertura por frecuentes gruesas secuencias sedimentarias terciarias o depósitos volcánicos hacen que los sedimentos Mesozoicos de la margen andina sean pobremente preservados y la evolución geológica de esas áreas durante el Cretácico es poco entendible. Como estos estaban muy cerca de la zona de subducción, las zonas de antearco contienen la más convincente evidencia para determinar la edad, naturaleza e intensidad de estos eventos tectónicos, así como la relación con los procesos de subducción.

La cuenca de antearco Lancones del norte del Perú representa uno de los pocos ejemplos de series turbidíticas contemporáneas a una secuencia volcánica submarina de lavas almohadilladas

conocidas en la margen continental andina. Se desarrolló sobre una corteza oceánica durante el Cretácico inferior a superior y se extendió al sur del Ecuador. Los sedimentos de la cuenca occidental corresponden a la erosión del basamento paleozoico Amotape-Tahuin y la erosión del volcanismo submarino. Por lo tanto, los sedimentos son principalmente siliciclásticos hacia el oeste y volcanoclásticos hacia el este (figura 3.2 y figura 3.3).

El volcanismo de la cuenca Lancones anteriormente era considerada como un arco volcánico desarrollado sobre corteza continental (Lebrat et al., 1987; Reynaud et al., 1996). Sin embargo, recientes trabajos geoquímicos de rocas sugieren afinidades de un arco de islas oceánicas que eran principalmente activos durante el Albiano.

El macizo Amotape-Tahuin está compuesto principalmente por rocas metamórficas y sedimentarias de edad Paleozoica (Aspden et al., 1995). Es considerado como un terreno desplazado o acretado al margen andino durante el Jurásico superior o Cretácico inferior (Mourier et al., 1988).

La cuenca Lancones, localizada en el norte del Perú, tiene su extensión al sur de Ecuador, en donde es conocida como cuenca Célica. Morfoestructuralmente se encuentra ubicada entre el macizo Amotape-Tahuin al oeste y la Cordillera Occidental hacia el este. El estudio de una serie de secciones a lo largo de la cuenca muestra que las secuencias corresponden a una cuenca mixta con secuencias sedimentarias y volcánicas contemporáneas entre sí, las cuales serán descritas más adelante con detalle. Para entender mejor la estructuración de esta cuenca se ha identificado dos dominios: dominio occidental, constituido principalmente por rocas sedimentarias, y dominio oriental, conformado por secuencias volcánicas. (figura 3.3)

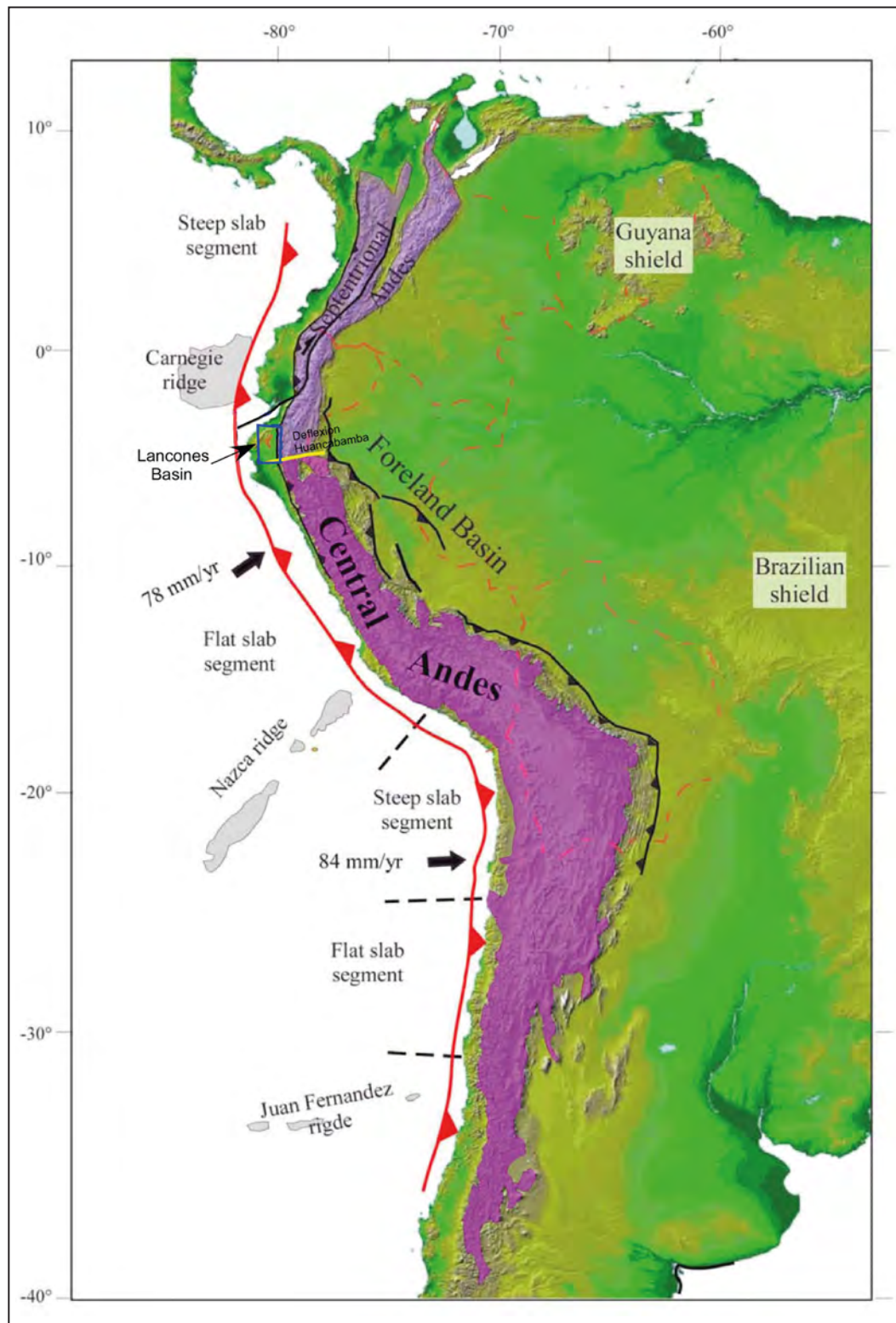


Figura 3.1 Ubicación de la cuenca volcanosedimentaria Lancones en el contexto de los Andes (tomado de Andamayo, 2008)

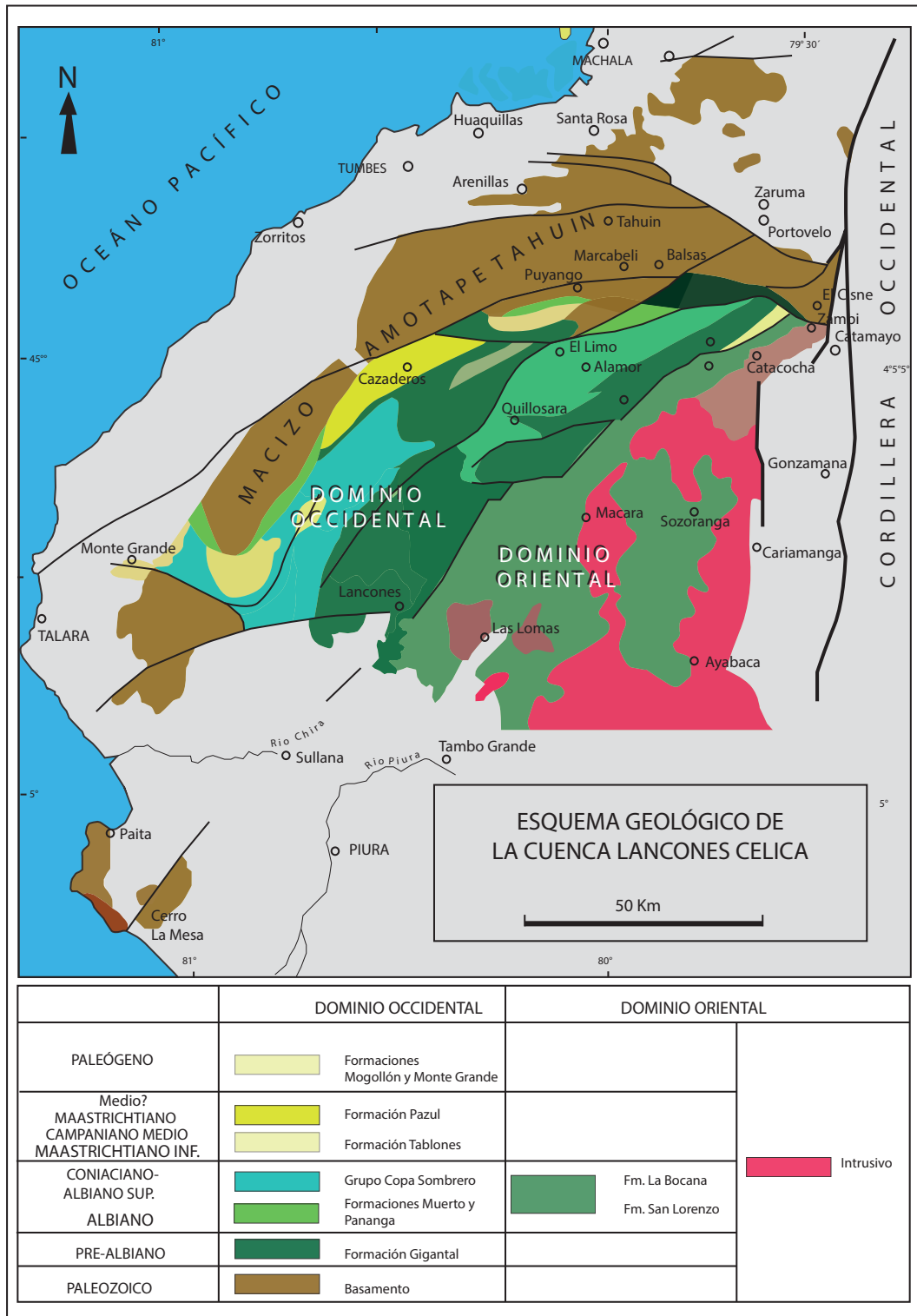


Figura 3.2 Mapa geológico simplificado de la cuenca Lancones–Celica, donde se muestra los dominios occidental y oriental (modificado de Jaillard, 1999)

La cuenca Lancones usualmente es considerada como una cuenca extensional abierta entre el arco volcánico y el macizo Amotape-Tahuin (Kennerley, 1973; Reyes & Caldas, 1987; Mourier, 1988).

Datos paleomagnéticos de las zonas de arco y trasarco en el norte de Perú y el sur de Ecuador indican que las rotaciones en sentido horario ocurrieron durante el Cretácico-Paleógeno (~45° a 70°) y post-Paleoceno (~25°) (Mourier et al., 1988; Mitouard et al., 1990; Roperch et al., datos no publicados), aunque no han sido reconocidos (Kissel et al., 1992). Junto con otras observaciones geológicas, esto sugiere que los movimientos dextrales importantes ocurrieron durante el Cretácico y Paleógeno (Bussel, 1983; Soler, 1991; Jaillard, 1994).

La cuenca volcanosedimentaria Lancones está limitada al oeste por la falla Cusco-Angolo y el macizo de Amotapes, mientras que al este por la Falla Olmos y los intrusivos Cretácicos-Paleógenos, al sur se prolonga hasta el límite con la cuenca sedimentaria Salaverry, y al norte hasta el sur del Ecuador.

Esta región muestra la historia del Mesozoico y la evolución de los Andes centrales y septentrionales, la reconstrucción paleogeográfica y estructural evidenciando la sedimentación y el vulcanismo durante el Cretácico y la hipótesis de su emplazamiento y la acreción de terrenos alóctonos propuestos por Mourier (1988).

Al norte de 5° S, entre los macizos de Amotape y los contrafuertes del macizo de Olmos, aflora de manera extensa más de 3000 a 5000 m de rocas sedimentarias de edad Cretácico. Estas rocas sedimentarias fueron ampliamente contaminadas por secuencias volcánicas de lavas, tobos y brechas al este de la cuenca, siendo progresiva la transición de las facies sedimentarias hacia las facies volcánicas, que subdivide la cuenca en dos dominios, siendo el límite referencial el curso del río Chira de dirección NNE-SSO.

3.1 CUENCA LANCONES (DOMINIO OCCIDENTAL SEDIMENTARIA)

La cuenca sedimentaria Lancones presenta una forma alargada de dirección NE-SO, y toda la serie sedimentaria de este dominio

descansa sobre un basamento paleozoico que es relativamente bien conocido (Idding & Olsson, 1928; Olsson, 1934; Chalco, 1955; Fischer, 1956; Morris & Aleman, 1975; Reyes & Caldas, 1987; Reyes & Vergara, 1987; Mourier, 1988; Chávez & Núñez del Prado, 1991; Palacios, 1994).

Desde el punto de vista estratigráfico, el borde occidental de la cuenca Lancones descansa sobre el macizo paleozoico de los Amotapes (figuras 3.4 y 3.5). La sedimentación en este dominio se inicia con una secuencia conglomerádica de edad Aptiano (Formación Gigantal), luego se presentan calizas de plataforma que dan origen a la Formación Pananga de edad Albiano inferior (Jaillard et al., 1998) y calizas anóxicas comprendidas dentro de la Formación Muerto de edad Albiano medio a superior (Jaillard et al., 1998). El límite oriental de este dominio presenta rocas volcanoclásticas que se encuentran debajo de la Formación Huasimal. Esta probablemente desaparezca acuñaándose hacia el occidente de este dominio, que ha sido denominado con el miembro superior de la Formación La Bocana.

La serie media está constituida por una secuencia de 3 km de espesor de turbiditas correspondientes al Grupo Copa Sombrero. Está conformada por tres formaciones: Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros (Chávez & Núñez del Prado, 1991), que corresponden a una secuencia de lutitas negras con delgados niveles de areniscas calcáreas color gris oscuro de la Formación Huasimal, seguida de una secuencia de areniscas feldespáticas y arcóscas de color pardo, intercalado con lutitas negras correspondiente a la Formación Jahuay Negro. Esta a su vez se ha dividido en tres miembros (inferior, medio y superior). Sobre esta formación se tiene a una potente secuencia de lutitas que se intercalan con delgados niveles de areniscas calcáreas de la Formación Encuentros, con sus miembros Culebras, Jabonillos, Checo, Cabuyal y Quebrada Seca, pertenecientes al Albiano superior-Turoniano (Jaillard et al., 1998).

Las series superiores que se presentan discordantes al Grupo Copa Sombrero son las formaciones Tablones y Redondo, consideradas de edad Campaniano superior a Maastrichtiano (Jaillard, 1997) y constituidas por lutitas negras con nódulos de caliza negra, e intercalaciones de turbiditas con abundantes diques clásticos.

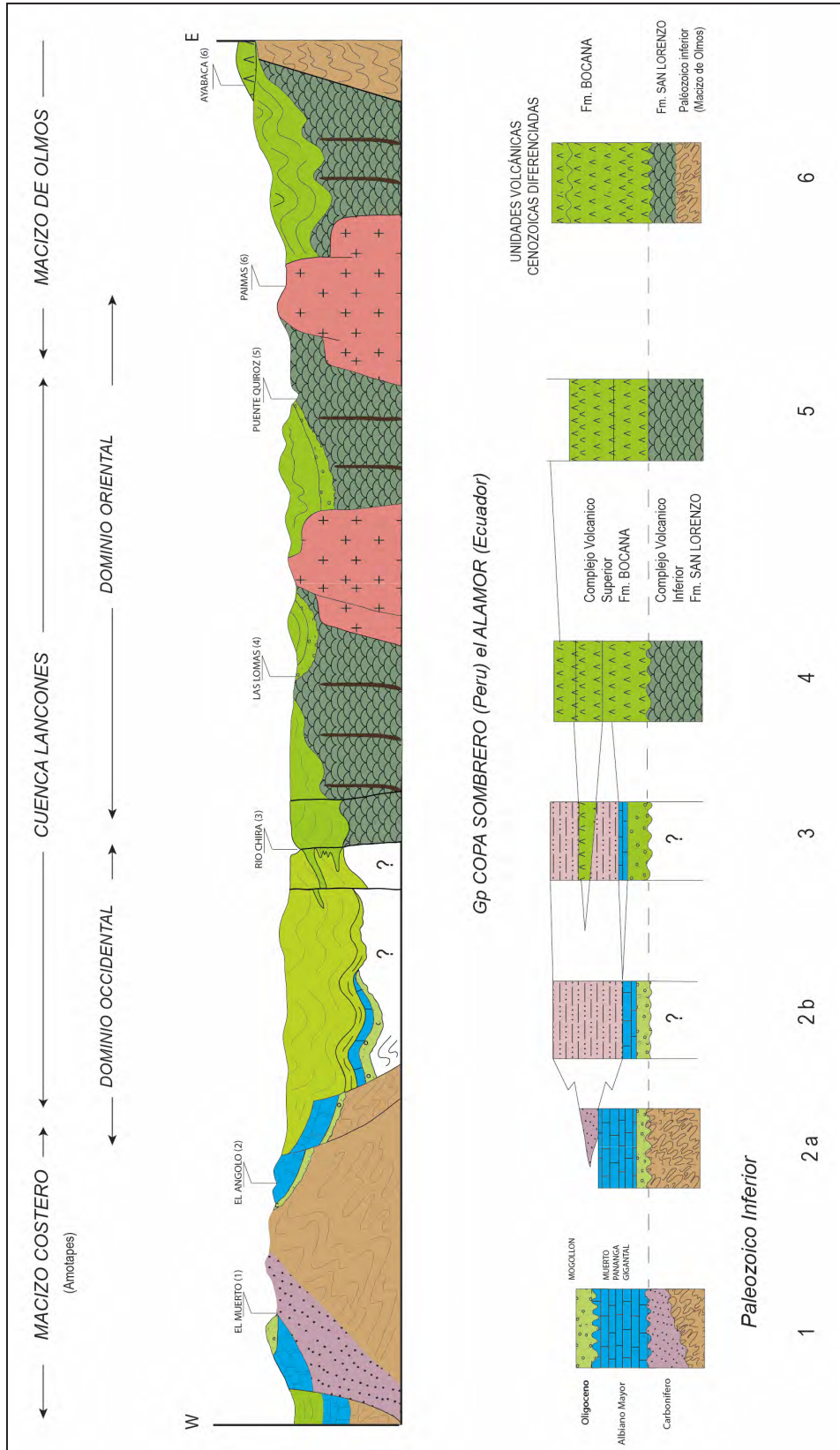


Figura 3.3 Correlación entre las series cretácicas sedimentarias (dominio occidental) y volcánicas (dominio oriental) de la cuenca Lancones (modificada de Jaillard et al., 1999)

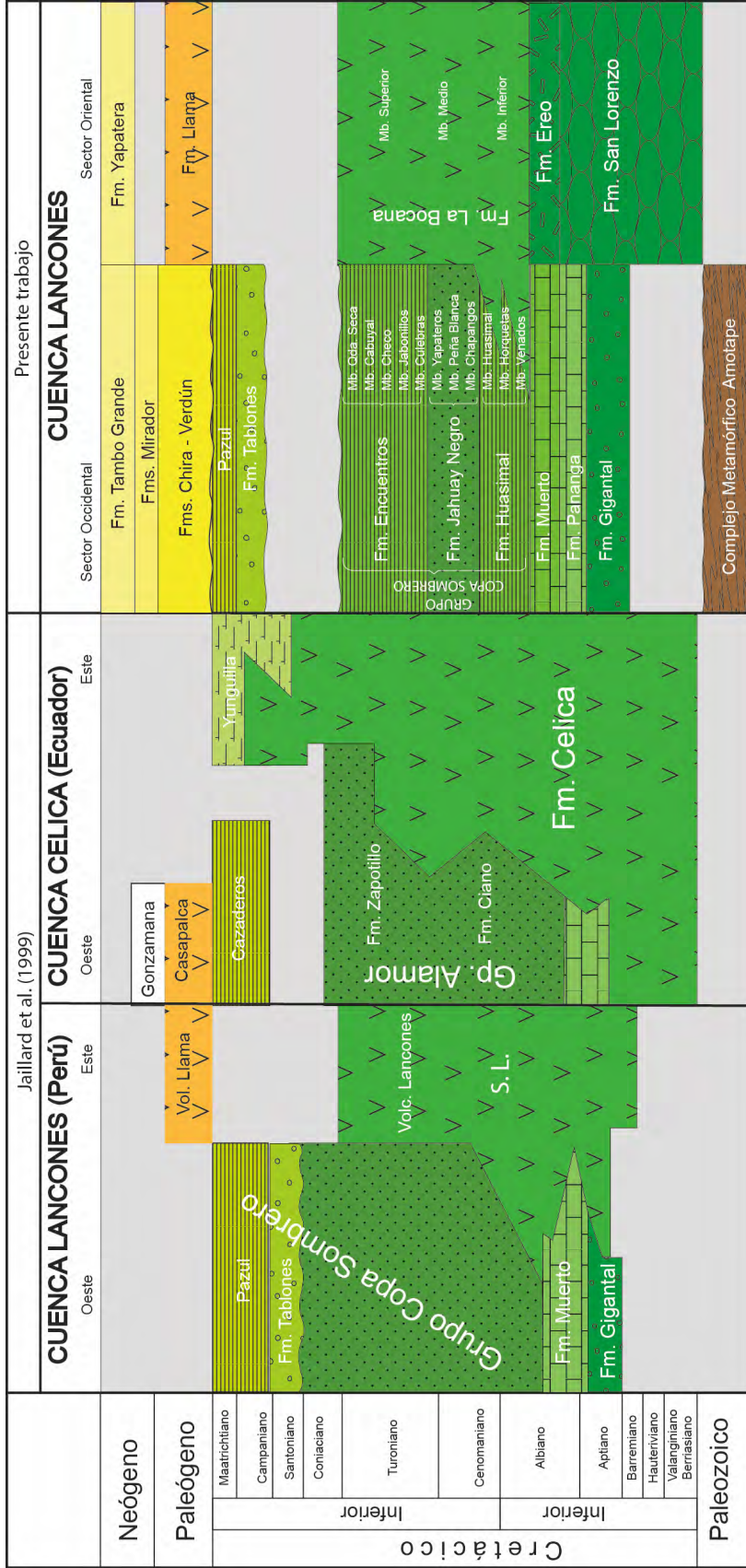


Figura 3.4 Cuadro de correlaciones propuesta de los dominios occidental y oriental de la cuenca Lancones, modificada con base en Jaillard et al., 1999

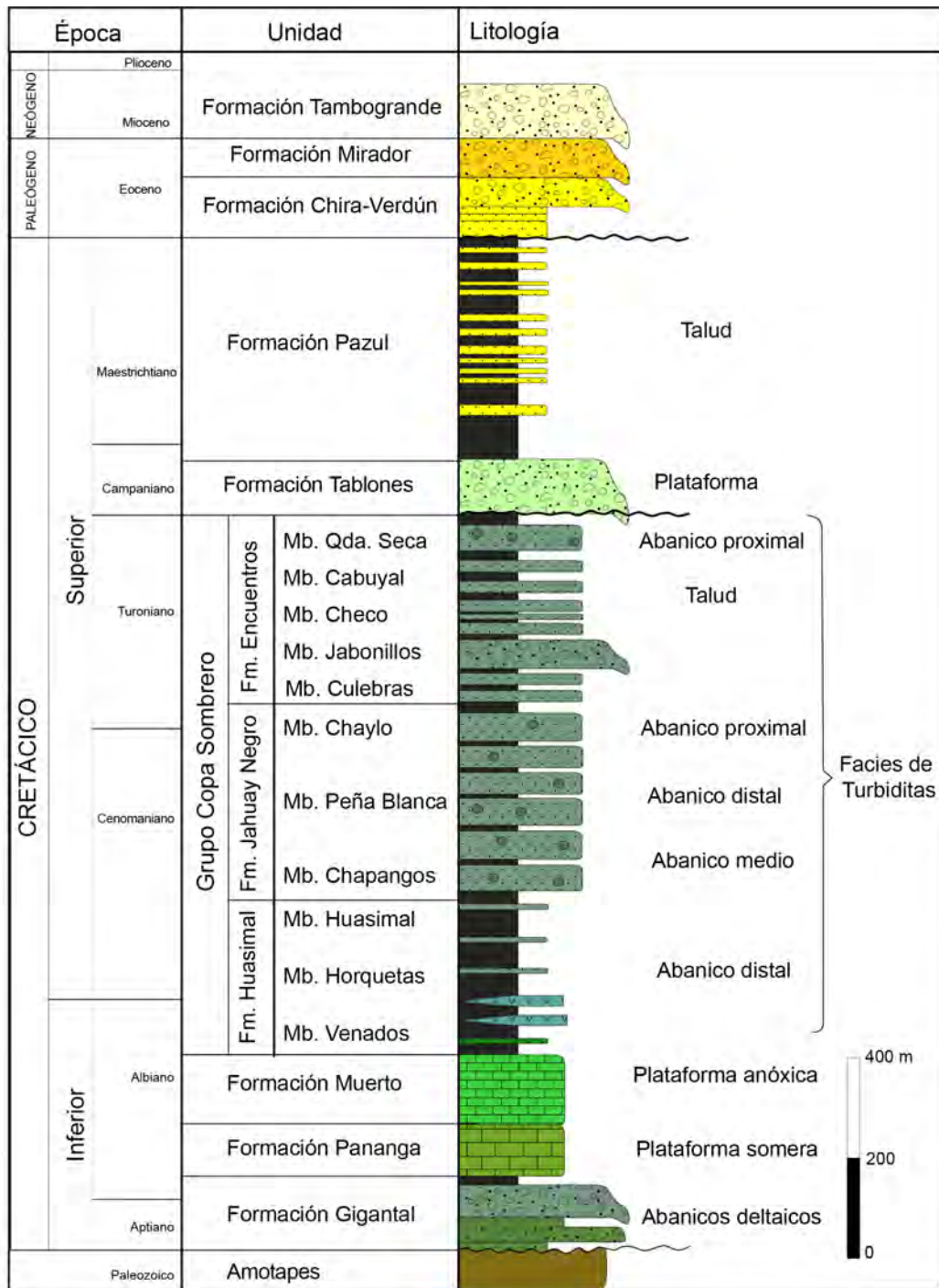


Figura 3.5 Columna litoestratigráfica generalizada del dominio occidental de la cuenca Lancones

3.2 FORMACIÓN GIGANTAL (APTIANO-ALBIANO)

Definición y relaciones estratigráficas

Fue definida por Reyes (1989) como una secuencia conglomerádica que aflora en las inmediaciones del cerro Gigantal. Esta unidad aflora como una franja alargada al pie

del flanco oriental de los cerros de Amotapes en el área del cuadrángulo de Quebrada Seca. Se extiende a lo largo de los cerros los Bucos y el Cerro Petatas, hasta la quebrada El Potrero. Posteriormente Andamayo (2008) reporta evidencia de estos conglomerados en las quebradas Gramadal, La Encañada, Pájaro Bobillo y Barbacobas y, últimamente, en el presente

trabajo se evidencia estos conglomerados en la quebrada Overal del cuadrángulo de Quebrada Seca (hoja 9b2). Sin embargo, Mourier (1988) reporta unos horizontes volcánicos a los que correlaciona con la parte inferior de la Formación Cazaderos de Ecuador (Bristow & Hoffstetter, 1977).

Los conglomerados de la Formación Gigantal reposan directamente y en discordancia angular sobre las series paleozoicas del Macizo de Amotapes, (Reyes, 1989; Mourier, 1988; Palacios, 1994; Jaillard, 1998; Jaimes, 2009) e infrayacen a las series carbonatadas transgresivas de la Formación Pananga (figura 3.6a)

Litología y ambiente sedimentario

Es de naturaleza esencialmente conglomerádica, con clastos redondeados a subredondeados de diversos diámetros (10 a 5 cm, ocasionalmente entre 15 y 20 cm), según la proximalidad y distalidad de la zona de aportes; están envueltos en una matriz de areniscas cuarzosas de grano grueso. En el norte de la cuenca, las secuencias se tornan más arenosas, que incluyen niveles delgados de lutitas. En el sector de la quebrada Gramadal (figura 3.6a, b y c), sector suroeste del cuadrángulo de Quebrada Seca (hoja 9b), aflora una secuencia conglomerádica con clastos

redondeados de cuarzo y esquistos que presentan diámetros de 1.5 a 2 cm, en matriz de areniscas cuarzosas.

En Ecuador esta misma unidad, en el río Puyango, está constituida por una secuencia de areniscas cuarzosas con estratificación cruzada, grawacas y lutitas, que presentan grandes troncos de árboles petrificados con diámetros de 80 cm (figura 3.7).

El espesor de esta formación varía de 50 a 120 m (Reyes, 1989). Las características litológicas de esta unidad permiten interpretar un ambiente sedimentario de talud. Sin embargo, la presencia de troncos de árboles en esta unidad podría indicarnos que estamos próximos a un ambiente estuariano.

Edad

No se han encontrado restos paleontológicos que determinen su edad. Por lo tanto, por estar sobre el macizo de los Amotapes de edad Paleozoica y debajo de las calizas de la Formación Pananga de edad Albiano medio, se considera para esta formación una edad comprendida entre el Aptiano-Albiano (Jaillard et al., 1998). Así, con base en estos datos consideraremos a la Formación Gigantal dentro del Aptiano.



Figura 3.6 a) afloramientos de la Formación Gigantal en la quebrada Gramadal; b) conglomerados con clastos redondeados de cuarzo envueltos en matriz de arena cuarzosa; c) Intercalación de conglomerados y niveles de lutitas (UTM 512687/9496463)



Figura 3.7 Margen derecha del río Puyango en Ecuador cerca de la frontera con Perú, donde se observa troncos de árboles petrificados de 60 cm de diámetro (UTM 598444E/9570631N)

3.3 FORMACIÓN PANANGA (ALBIANO INFERIOR)

Fue definida en principio por (Bosworth, 1922, y Chalco, 1955), en el caserío de Pananga, de donde toma este nombre (noroeste de Pazul). También se expone sobre los dos flancos del sinclinal de Pazul y en los alrededores de la quebrada El Muerto. Últimamente se han encontrado afloramientos en la quebrada Overal y en la quebrada Trapazola de la frontera de Perú-Ecuador. Todos estos lugares corresponden al área de los cuadrángulos de Quebrada Seca (9b) y Tumbes (8c). En el cuadrángulo de Sullana (8c) se reporta la presencia de estos afloramientos al pie de los Amotapes, como una franja alargada de NO-SE, que comprende la parte baja del Cerro Guineo.

Sobreyace a los conglomerados de la Formación Gigantal y a veces directamente al basamento paleozoico de Amotape.

Litología y ambiente sedimentario

Está constituida por calizas de color marrón claro, en ocasiones gris, de aspecto masivo algo compacto fosilífera

(figura 3.8a y b), con horizontes de microconglomerados en matriz calcárea, intercalados con niveles de areniscas calcáreas y dolomitas. Las características litológicas de esta formación corresponden a un sistema de plataforma somera (Reyes, 1989), de regular energía y buena circulación. El espesor varía entre 60 y 200 m.

Edad

Las facies bioclásticas y lumaquélicas son dominantes y muy fosilíferas, donde se observa Pelecypodos, gasterópodos y equinodermos de las especies *Oxytropidoceras* cf. *Karsteni* y *Oxytropidoceras oarinense* (Fischer 1956, inédito). También se registra la presencia de especies de *Nerinea* y *Actaeonella*, que son las formas más comunes y características (Idding & Olsson, 1928) que en general datan del Albiano inferior (Jaillard et al., 1998).

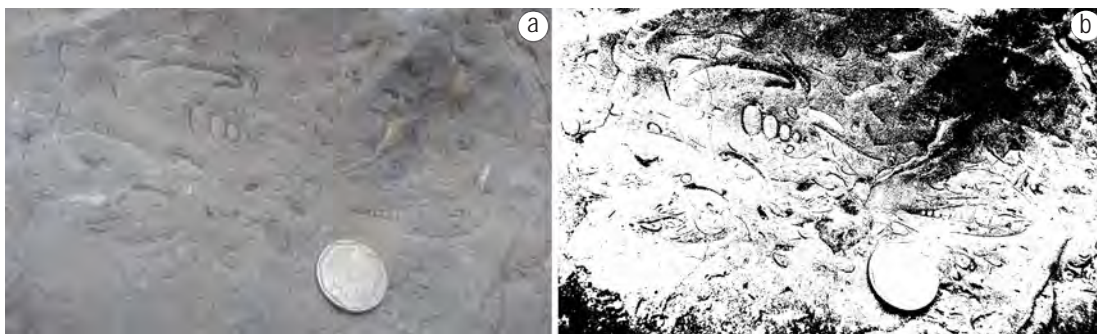


Figura 3.8 a y b) Calizas fosilíferas de la Formación Pananga. Vista tomada en la quebrada Trapazola (Frontera Perú-Ecuador) UTM: 512687/9496463

3.4 FORMACIÓN MUERTO (ALBIANO MEDIO A SUPERIOR)

Olsson (1934) la define en la quebrada El Muerto, y también presenta afloramientos en las quebradas Angelitos, Pocitos, Corcovado, Pájaro Bobillo, Babacobas, Overal, Cuzco, Guineal. (Reyes, 1989). La Formación Muerto también está bien expuesta sobre el flanco norte del sinclinal de Pazul. Existen numerosos trabajos referidos a esta formación entre los que destacan Chalco (1955), Palacios (1994), Mourier (1988), Reyes (1989) y Andamayo (2008). En el cuadrángulo de Las Playas 9c, presenta afloramientos deformados de calizas en las márgenes del río Cazaderos, formando el núcleo de un anticlinal.

La Formación Muerto suprayace a la Formación Pananga en contacto concordante e infrayace a la Formación Huasimal del Grupo Copasombrero también en aparente concordancia.

Litología y ambiente sedimentario

Está constituida por calizas negras con olor fétido, bituminoso. Se presentan en estratos delgados de 10 a 20 cm, con algunos horizontes de chert y lutitas negras bituminosas, intercaladas con lutitas oscuras bien estratificadas. En el río Cazaderos presenta estratos deformados de calizas negras en horizontes

delgados, con olor e impregnaciones de manchas de petróleo (figura 3.9a, b y c). Algunos horizontes intermedios presentan slumping. Una de las características de esta formación es el fuerte olor fétido. Los microfósiles reportados muestran una gran proporción de materia orgánica asociada a la pirita y fosfatos. Las facies ricas en radiolarios son abundantes en la base de la serie. Las laminaciones algáreas de ambiente intertidal asociadas a los horizontes dolomíticos son también típicas (Séranne, 1988). Las características litológicas demuestran que esta unidad corresponde a un ambiente deposicional de plataforma profunda de baja energía, de deficiente circulación. El espesor es aproximadamente de 250 m, pudiendo llegar a 500 m (Mourier, 1988; Reyes, 1989).

Edad

La fauna está constituida por cefalópodos (oxytropidoceras) (Chalco, 1955), y contienen abundantes radiolarios, foraminíferos, escamas y espinas de peces (Reyes, 1989). También, contiene amonitas, en particular *Oxytropidoceras* sp., *Lyelliceras* sp., *Pervinquiera* sp. *Venezoliceras* sp. (Mourier, 1988). Por lo tanto, la edad asignada a esta unidad es del Albiano medio a superior (Jaillard et al., 1998).



Figura 3.9 a) Afloramiento de calizas en estratos delgados muy deformados. b) Fragmento de caliza con restos de petróleo y c) Detalle de niveles de calizas intercalado con delgados niveles de lutitas calcáreas (frontera Perú-Ecuador, UTM: 560735E, 9555500N)

Grupo Copa Sombrero

Se designa como Grupo Copa Sombrero a una potente serie de arcillas, lutitas, grauvacas, tufos y capas de brechas andesíticas (Idding & Olson, 1928). Posteriormente, Chalco (1955) agrupa a las formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros dentro de un grupo y en forma separada describe a las formaciones Tablones y Pazul. Sin embargo, Reyes & Caldas (1987-1989) definen como grupo Copa Sombrero a las formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros y dentro de esta a la Formación Tablones, basados en los trabajos de Morris & Aleman (1975), que distinguen las formaciones Positos, Angelitos, Jahuay Negro, Encuentros y Tablones.

3.5 FORMACIÓN HUASIMAL (CENOMANIANO)

Chalco (1955) define a esta formación en el núcleo del anticlinal de Jabonillos, en las quebradas Foreros, Horquetas y en la quebrada Solana, así como en la quebrada Jahuay Negro cerca de Huasimal. Posteriormente, Reyes & Caldas (1987) y Jaillard et al. (1998) definen a la Formación Huasimal dentro del Grupo Copa Sombrero.

Tiene como localidad típica el poblado de Huasimal (cuadrángulo de Quebrada Seca) que forma el núcleo anticlinal de Jabonillos (figura 3.10). En este mismo sector se observa en conjunto la intercalación de areniscas feldespáticas color gris, intercaladas con lutitas y calizas en estratos delgados (figura 3.11). Se extiende en dirección noreste hasta Pitayitos en la frontera con el Ecuador. Similar secuencia se observa al sur de la cuenca, en el sector de La Cancha. En el anticlinal de Pilares del sector de Putulanga del cuadrángulo de Las Playas 9c, se muestra la secuencia de areniscas feldespáticas con niveles de convoluta (figura 3.12a, b y c) y con delgados niveles de lutitas, que muestran restos de icnofacies tipo *Psilonichnus* y restos de corteza vegetal (figuras 3.12d y 3.13a, b y c). En el sector de El Salto de la zona de frontera, muestra un conjunto de areniscas feldespáticas en estratos delgados intercalados con lutitas negras, así como niveles con icnofacies *Silonichnus* y restos de corteza vegetal que corresponden al Miembro Huasimal. Cerca de Canovas se muestra una secuencia con slumps de dirección de flujo N 135 (figura 3.14a y b). Así mismo, en la localidad de Dos Horquetas, presenta una potente secuencia de lutitas interdigitada con niveles volcánicos de tobas con fragmentos líticos subredondeados (figura 3.15). La Formación Huasimal también fue dividida por Andamayo (2008) en tres miembros a los que llamó como Miembro Venados, Miembro Horquetas y Miembro Huasimal. Sin embargo, se hace la aclaración que los miembros Venados y Horquetas, en la zona de transición de secuencias sedimentarias a volcánicas, corresponden a una

interdigitación, donde los niveles volcánicos corresponden a secuencias de la Formación La Bocana, definida en el dominio oriental de la cuenca.

Estas secuencias suprayacen a la Formación Muerto, en aparente contacto gradacional (Chalco, 1955), e infrayacen a la Formación Jahuay Negro de forma concordante y están interdigitadas con la Formación La Bocana.

Litología y ambiente sedimentario

La Formación Huasimal presenta lutitas gris oscuras intercaladas con delgadas capas de areniscas feldespáticas de grano fino cerca a la base y bancos de areniscas blanquecinas hacia el tope. Presentan también estructuras gravitacionales (slumps) que indican que éstas se depositaron en un ambiente de talud submarino. La parte superior está constituida por lutitas oscuras, intercaladas con areniscas. En esta secuencia es frecuente hallar parcialmente gradación de tamaño de grano, laminaciones y slumps. En conjunto, todas estas secuencias definen ambientes turbidíticos que varían a medios de plataforma anóxica. El espesor aproximado de esta formación es de 1200 m, pudiendo incrementarse hacia el centro de la cuenca.

En la columna estratigráfica (figura 3.16), levantada en el flanco occidental del anticlinal de Gallinazos, se observa tres miembros: Miembro Venados, Miembro Horquetas y Miembro Huasimal. A diferencia de otros lugares, en este sector no se observa la interdigitación con las secuencias volcánicas.

1. Miembro Venados. Conformado por delgados niveles tabulares compactos de areniscas feldespáticas (arcosas) color gris de grano fino a medio y espesores medios entre 10 a 15 cm, intercalados con lutitas negras deleznable de 30 a 50 cm de espesor. Los niveles arenosos presentan laminación paralela, slumps, ocasionalmente superficies erosivas y nódulos aislados de lutitas, con algunos horizontes calcáreos.
2. Miembro Horquetas. Constituido de la base al techo por una secuencia de areniscas feldespáticas en estratos delgados color gris verdoso, que muestran estructuras sedimentarias tipo ripples, laminaciones paralelas y slumps, intercalados con lutitas negras y delgados niveles de calizas masivas color gris verdoso.
3. Miembro Huasimal. Este miembro se caracteriza por el incremento de areniscas feldespáticas con respecto a las lutitas. Los niveles arenosos alcanzan espesores de 20 a 30 cm y se presentan en estratos tabulares con predominio sobre las lutitas, que apenas son perceptibles en estratos delgados de 2 a 3 cm.

Edad

La presencia de *Oxytropidoceras* sp. en ausencia de *Lyelliceras* sp. (Olsson, 1934) indica una edad Albiano superior–

Cenomaniano temprano (Mourier, 1988; Reyes, 1989; Jaillard et al., 1998; Andamayo, 2008). Sin embargo, se propone considerar a esta unidad dentro del intervalo Cenomaniano, con base en correlaciones con otras unidades similares.

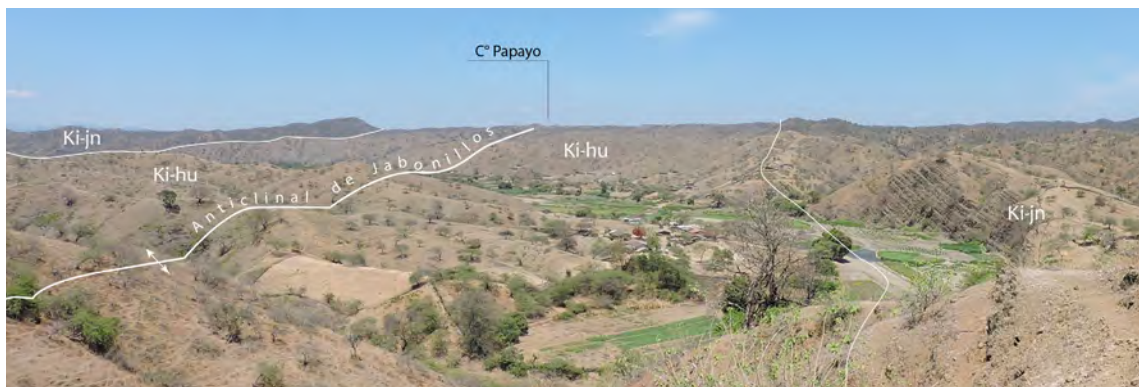


Figura 3.10 Anticlinal de Jabonillos, donde muestra en el núcleo lutitas de la Formación Huasimal (Ks-hu) y los flancos de areniscas de la Formación Juhuay Negro (Ks-jn) (UTM 554680/9512493)

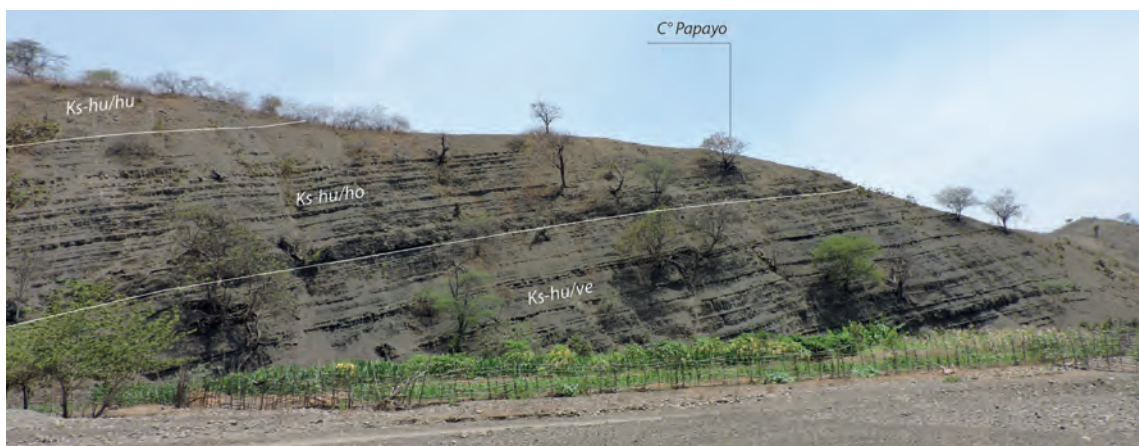


Figura 3.11 Lutitas de la Formación Huasimal con los miembros Venados (Ks-hu/ve), Horquetas (Ks-hu/ho) y Huasimal (Ks-hu/hu) (UTM 555794/9518912)



Figura 3.12 a, b y c) areniscas de la Formación Huasimal con estructuras convolutas; d) resto de plantas fosilizadas (UTM 556105/9518763)

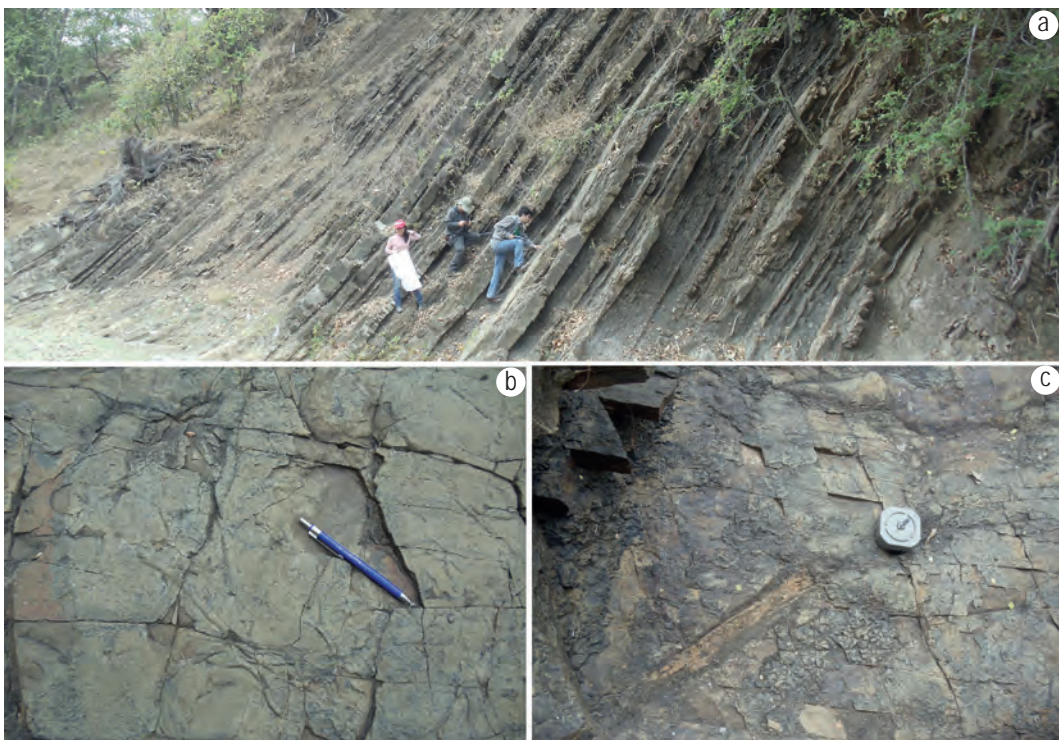


Figura 3.13 a) afloramiento de areniscas feldespáticas del Miembro Huasimal; b) icnofacies de Psilonichnus; c) resto de plantas fosilizadas (UTM 571846/9529297)



Figura 3.14 a y b) Es la misma foto que muestra slumps en lutitas de la Formación Huasimal. Vista tomada en el sector de Canovas del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b (UTM 532514/9497018)



Figura 3.15 Miembro Venados de la Formación Huasimal, donde se observa la interdigitación con niveles de tobas volcánicas. Vista mirando al norte en el sector de Dos Horquetas, margen izquierda de la quebrada Jahuay Negro (UTM 555474/9508087)

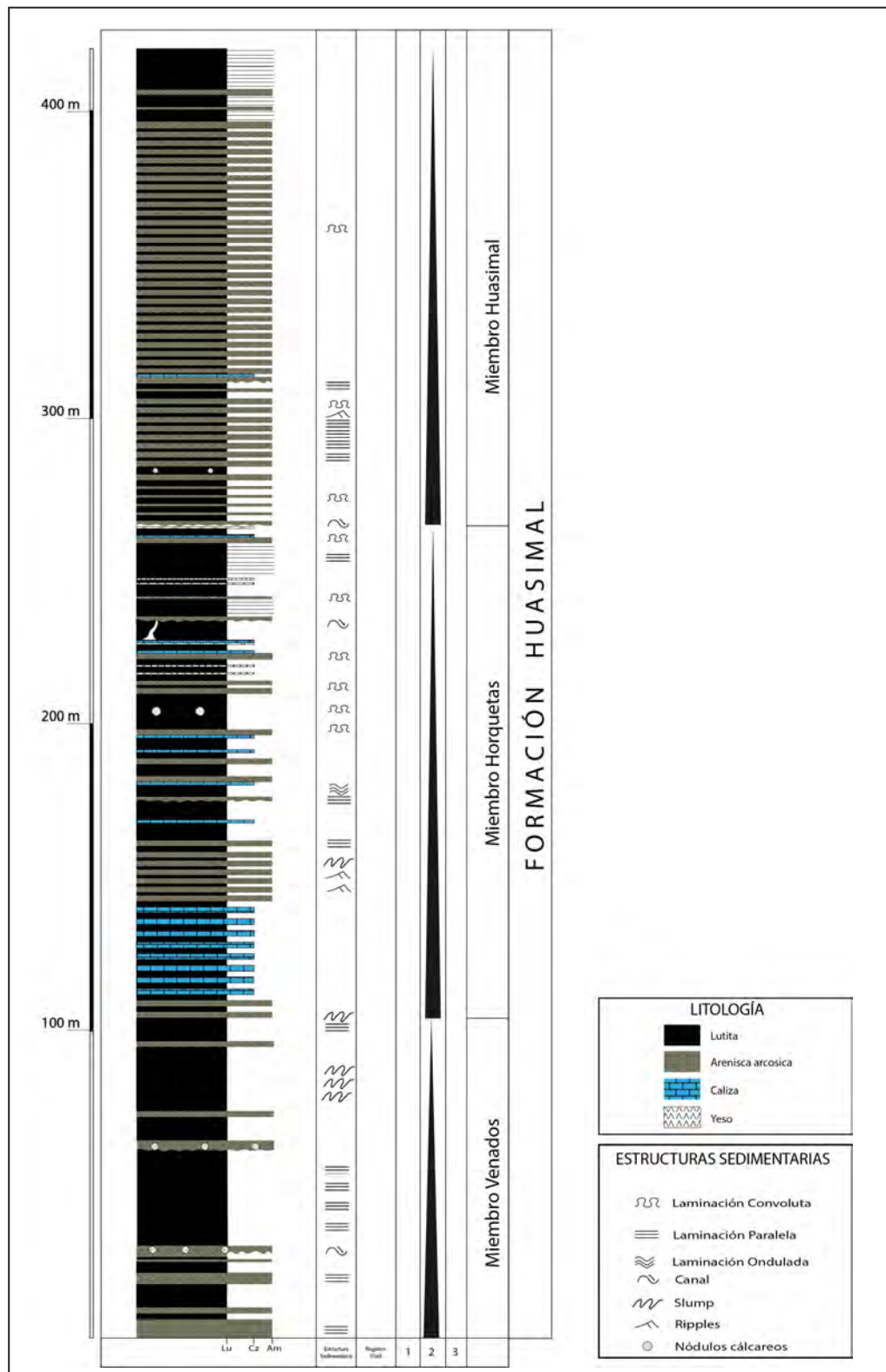


Figura 3.16 Columna estratigráfica de la Formación Huasimal levantada en la quebrada Jahuay Negro, desde UTM 556122/9518366 hasta UTM: 555257/9519230

3.6 FORMACIÓN JAHUAY NEGRO (CENOMANIANO SUPERIOR-TURONIANO)

Reyes y Caldas (1987) integran a esta formación dentro del Grupo Copa Sombrero, que inicialmente fue definida en forma aislada como Formación Huasimal (Chalco, 1955). Tiene su localidad tipo en la quebrada Jahuay Negro (cuadrángulo de Quebrada Seca) de donde toma el nombre. Aflora ampliamente en los flancos del anticlinal de Jabonillos. Estos afloramientos se extienden hacia el sur del Ecuador.

Aflora con mayor extensión en los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b, Sullana 10b, Las Playas 9c, Las Lomas 10c, en afloramientos continuos de dirección NE-SO. En la quebrada Jahuay Negro presenta tres miembros que están constituidos principalmente por secuencias de areniscas feldespáticas, que se intercalan con lutitas en estratos muy delgados (figura 3.17a). Una de las características de esta formación es la presencia de nódulos calcáreos de forma esférica (figura 3.17b) de diferentes tamaños y niveles de areniscas con laminación oblicua (figura 3.16c). También resalta los numerosos restos de icnofósiles de *Spiroraphe*, *Thalassinoides*, *Chondrites* y restos de plantas (figura 3.18a, b, c y d), sobre todo en los niveles arenosos. Sobreyace concordante a la Formación Huasimal e infrayace de la misma manera a la Formación Encuentros.

El mayor espesor que puede alcanzar esta secuencia es de 1000 m (Andamayo, 2008). Sin embargo, la columna levantada en la quebrada Jahuay Negro solo reporta 300 m.

Litología y ambiente sedimentario

Litológicamente, esta unidad se ha dividido en tres miembros denominados Miembro Chapangos, Miembro Peña Blanca y Miembro Chaylo (figura 3.19a). En conjunto, se caracteriza por

el predominio de niveles de areniscas con nódulos esféricos calcáreos y laminaciones oblicuas (figura 3.19b y c).

Miembro Chapangos. Consistente en una intercalación de areniscas feldespáticas con nódulos redondeados calcáreos de 10 cm de diámetro, lutitas negras carbonosas, limolitas grises, algunos horizontes arenosos; presentan base erosiva con nódulos esferoidales, laminación paralela.

Miembro Peña Blanca. Se inicia con una gruesa secuencia de areniscas feldespáticas en estratos de 2 a 3 m de espesor, los que van pasando progresivamente a secuencias arenosas con laminaciones oblicuas. Resalta la presencia de nódulos calcáreos muy esporádicos de 5 cm de diámetro. Este conjunto arenoso se intercala con delgados niveles de lutitas gris negruzcas.

Miembro Chaylo. Estratos delgados de areniscas feldespáticas de 1 m de espesor, que en conjunto forman 20 m de areniscas masivas. Luego estas van pasando progresivamente a una intercalación de areniscas con lutitas en espesores de 1 m, que presentan nódulos calcáreos de 5 cm de diámetro y calizas.

En esta unidad también se han encontrado numerosas huellas de icnofósiles en diferentes horizontes y lugares, reportándose las siguientes icnoespecies: *Spiroraphe*, *Thalassinoides*, *Chondrites* y restos de plantas (figura 3.19a, b, c y d).

Edad

Solo se encontraron impresiones de inoceramus en la parte superior de la secuencia (Chalco, 1955). Posteriormente se reporta la presencia de bivalvos del género *Inoceramus* cf. *I. Lamarckivar*, Cuvieri SOWERBY, que indica el Cenomaniano superior-Turoniano (Reyes & Caldas, 1987; Reyes, 1989; Jaillard et al., 1998).

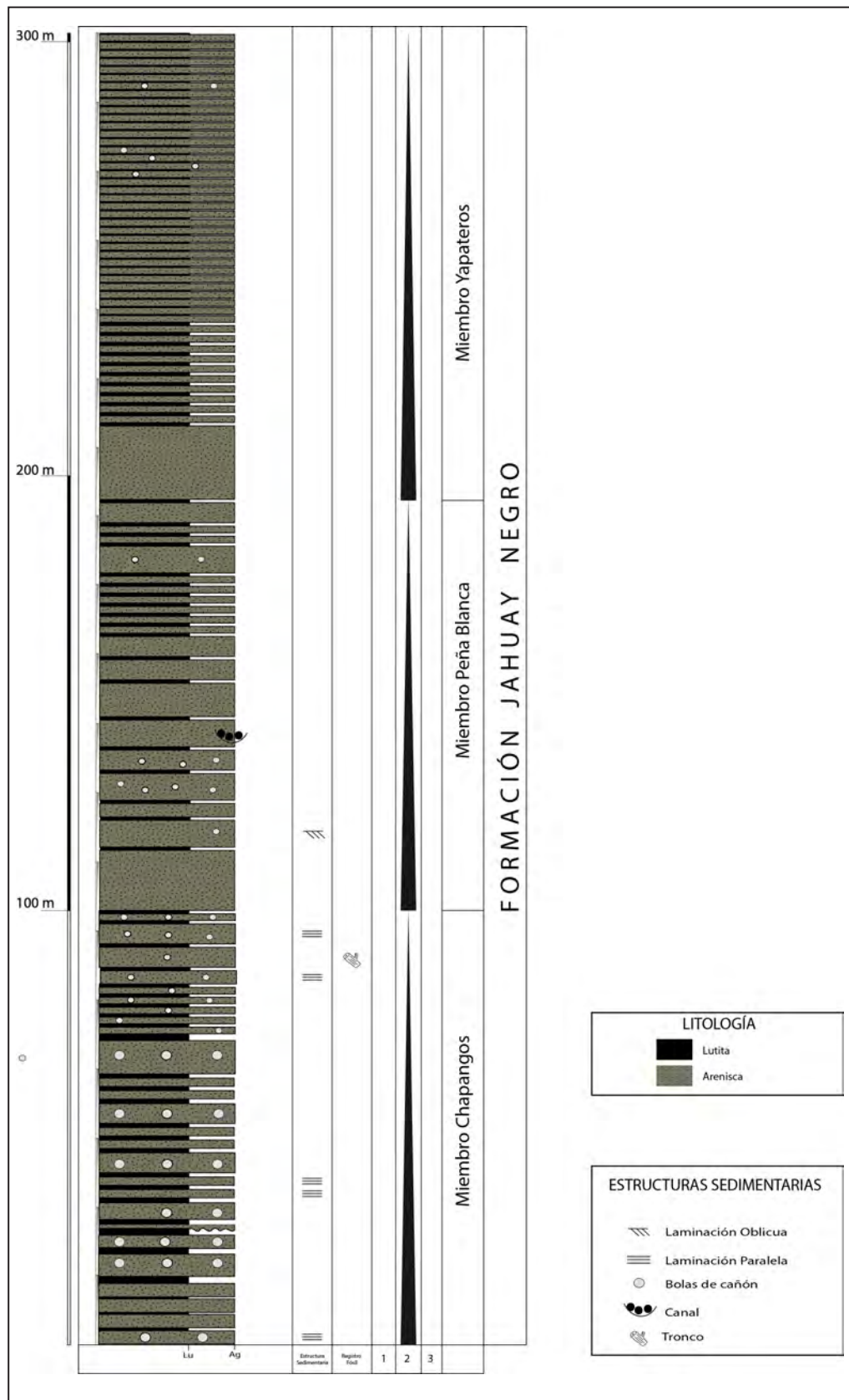


Figura 3.17 Columna estratigráfica de la Formación Jahuay Negro levantada en la quebrada del mismo nombre desde UTM 556399/9516660 hasta UTM 555461/9513678

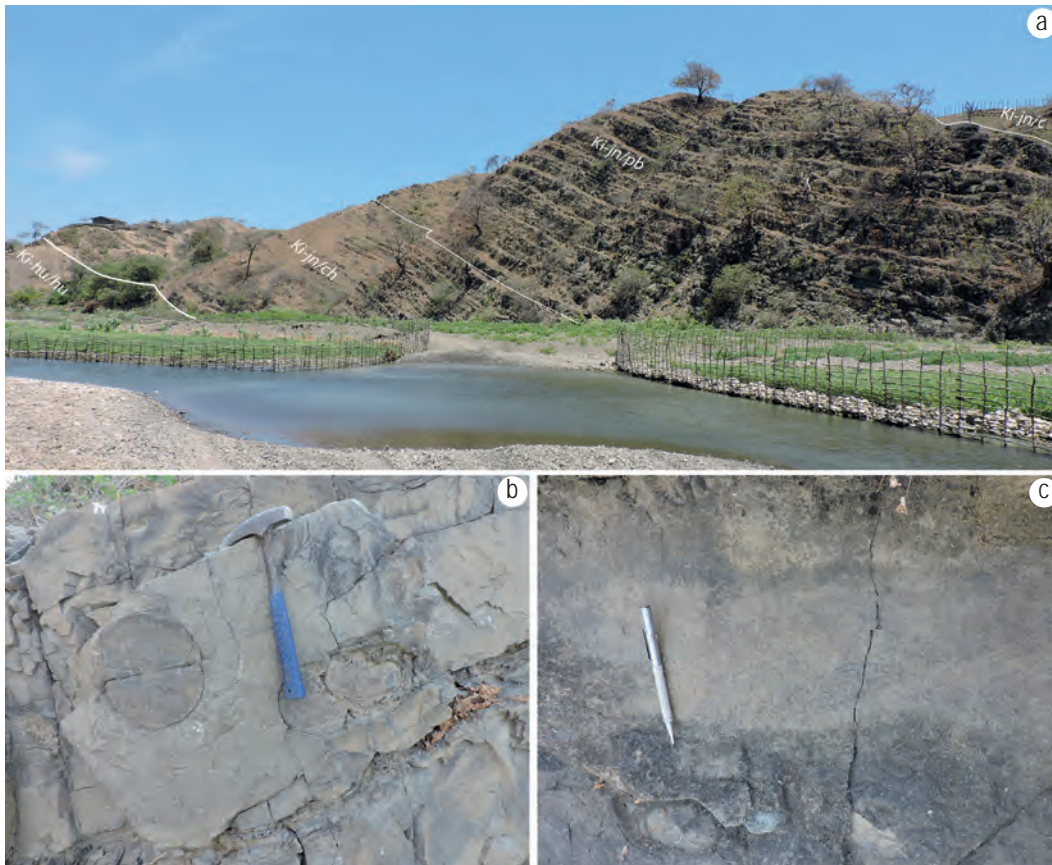


Figura 3.18 a) areniscas feldespáticas de la Formación Jahuy Negro; b) areniscas feldespáticas con nódulos calcáreos; c) areniscas feldespáticas con laminación oblicua (UTM 556338/9516073)

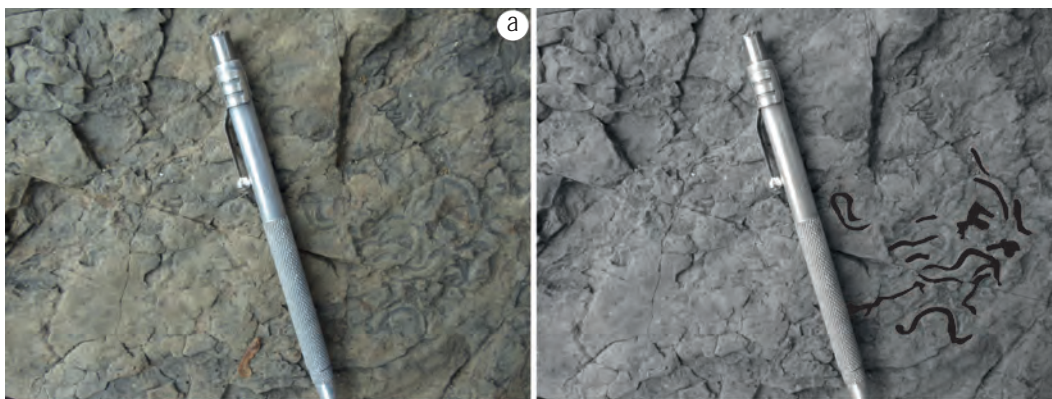




Figura 3.19 Icnofósiles encontrados en secuencias de la Formación Jahuy Negro. a) Spiroraphe; b) Thalassinoides; c) Chondrites; d) restos de plantas (UTM 554582/9519561)

3.7 FORMACIÓN ENCIENTROS (TURONIANO)

Está definida con este nombre en las quebradas de Jahuy Negro y Culebras (Chalco, 1955), tomando como base un sill básico. Sin embargo, Reyes y Caldas (1987) definen como localidad tipo a los afloramientos de la quebrada Encuentros en el cuadrángulo de Las Playas 9c. Así mismo, se encuentra cubriendo grandes áreas del sinclinal de Quebrada Seca.

El contacto inferior con la Formación Jahuy Negro es concordante mientras que el contacto de la parte superior se

encuentra discordante bajo la Formación Tablones. El espesor mayor calculado aproximadamente es de 1600 m.

Litología y ambiente sedimentario

La parte inferior de la Formación Encuentros está constituida por areniscas limosas grises oscuras en capas tabulares de 5 a 10 cm, que contienen nódulos de calizas, que se intercalan con paquetes moderados de areniscas bituminosas. Hacia arriba se observan niveles de areniscas glauconíticas en paquetes masivos. La parte superior presenta una intercalación, casi

rítmica, de limolitas o lodolitas negras en capas delgadas, en paquetes de cerca de 50 m con areniscas feldespáticas grises amarillentas, y algunos niveles de conglomerados, microconglomerados y microbrechas. Se destaca también la presencia de diques clásticos de 50 cm de ancho en dirección N140 70O que cortan a las secuencias arenosas y lutíticas. Por otro lado, se reporta la presencia de icnofósiles de los géneros *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Cosmorhaphé*, *Skolithos*, *Paleodyctiun* *Squamodictyun*, restos de troncos fósiles. En el sector de Noratanga se observa una secuencia con mega slumps.

Una columna levantada en la quebrada Jahuay Negro permite observar los cinco miembros de la Formación Encuentros. (figura 3.20)

Miembro Culebras. Está constituido en la base por una alternancia de areniscas de grano medio a fino, grises claras con concreciones esferoidales calcáreas, intercaladas con lutitas grises oscuras a grises verdosas en estratos delgados (figura 3.21a); esporádicamente se observan laminaciones paralelas. En el sector de la quebrada Huateria y El Almendro, del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b, las secuencias de este miembro se intercalan con niveles conglomerádicos que presentan clastos redondeados de cuarzo y esquistos de diámetro mayor de 8 cm, en matriz limo arenosa (figura 3.21b). Es frecuente también encontrar slumps de grandes dimensiones, tal como los que se observan en las quebradas El Salado del sector del cuadrángulo de Sullana 10b y la quebrada Jahuay Negro del cuadrángulo de Quebrada Seca (figura 3.21c y d). Por las características litológicas, estas facies representan a un ambiente de abanico medio (zona de canales distributarios de lóbulos).

Miembro Jabonillos. En los sectores de Chaylo y Maíz Derramado, límite de los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b y Las Playas 9c, se encuentra representado por una secuencia de areniscas feldespáticas en estratos irregulares de 1 m de espesor, que va decreciendo a la parte superior a estratos más delgados de 30 a 20 cm. El conjunto muestra nódulos calcáneos de forma esférica con diámetro mayor a 30 cm (figura 3.22a y b), los que van pasando progresivamente a secuencias de lutitas y areniscas en estratos delgados de 10 cm. Algunos sectores muestran conglomerados subangulosos a subredondeados en matriz arenosa. Los rellenos de canal son conglomerados cuyos clastos varían de 1 a 10 cm de diámetro y corresponden a

clastos provenientes de cuarcitas, calizas micríticas y andesitas; estos además se intercalan esporádicamente con lutitas grises oscuras, en estratos de 5 a 10 cm. La secuencia culmina con areniscas grises verdosas, de grano medio a grueso y con concreciones esferoidales calcáreas. En el sector de la quebrada Huateria, la secuencia se encuentra cortada por un dique gabroide de textura porfídica. Esta secuencia se interpreta como facies de abanicos superior (zona de canales alimentadores).

Miembro Checo. Constituye una secuencia monótona de lutitas con delgados niveles de areniscas feldespáticas calcáreas color gris oscuro a gris verdoso, con estratificación laminar. Se intercalan ocasionalmente capas de calizas grises y areniscas de grano fino grises claros. Es frecuente encontrar diques clásticos hasta de 50 cm de espesor como los que se muestran en el sector de Murciélagos del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b (figura 3.23a), y en la parte inferior, slumps, estructuras en flama (figura 3.23b). La parte superior de este miembro muestra un predominio de lutitas intercalado con delgados niveles de areniscas feldespáticas. Esta secuencia representa a facies de talud con inestabilidad pronunciada en el ambiente sedimentario.

Miembro Cabuyal. Está constituido por una alternancia de areniscas y lutitas en estratos delgados, que van pasando progresivamente a secuencias de areniscas feldespáticas con nódulos calcáneos y una parte superior conformada por el predominio de lutitas negras con delgados niveles de areniscas feldespáticas (figura 3.24).

Miembro Quebrada Seca. Se trata de una secuencia predominantemente pelítica compuesta por lutitas gris negruzcas con delgados niveles de calizas (figura 3.25). Los afloramientos principalmente se encuentran en sinclinales, como los que se observa en el sinclinal de Quebrada Seca. Las facies representan a facies de talud superior proximal.

En general, presenta una distribución de icnofacies *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Cosmorhaphé*, *Skolithos*, *Paleodyctiun* *Squamodictyun*, restos de troncos fósiles encontrados en los diferentes niveles y en lugares diferentes dentro de la Formación Encuentros (figura 3.26a, b, c, d, e, y f).

Edad

Se reporta gran cantidad de bivalvos entre los que se encuentran *Inoceramus cf.1 regularis* D'ORB e *Inoceramus inconstans* WOODS, que indican una edad Turoniana (Reyes y Caldas, 1987).

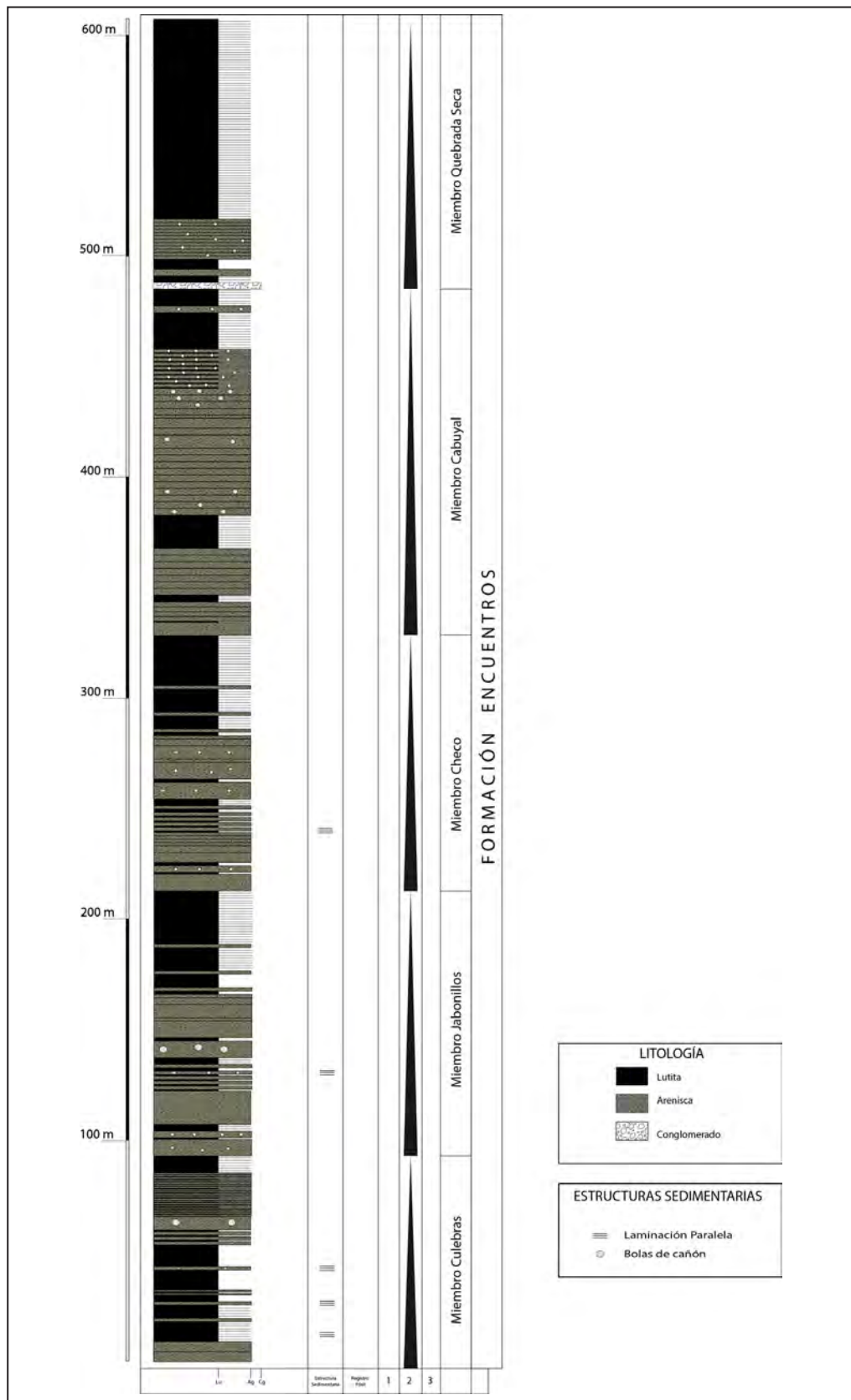


Figura 3.20 Columna litoestratigráfica de la Formación Encuentros, levantada en la quebrada Jahuay Negro desde UTM 555461/9513678 hasta UTM 554684/9510701

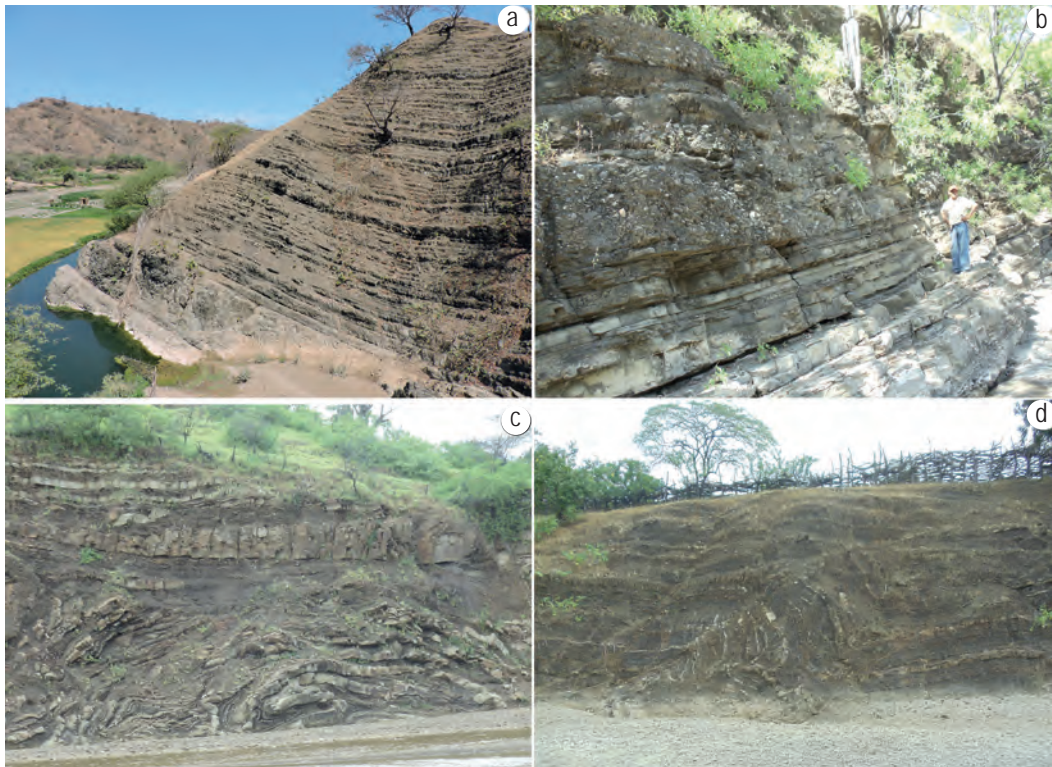


Figura 3.21 Miembro Culebras. a) lutitas y areniscas feldespáticas; b) areniscas feldespáticas y conglomerados del sector de la quebrada Huateria (UTM 536602/9507367); c y d) slumps de la quebrada El Salado (UTM 535580/9490773) y la quebrada Jahuay Negro (UTM 555659/9512860)



Figura 3.22 Miembro Jabonillos. a y b) areniscas con nódulos calcáreos esféricos del sector de El Chaylo (UTM 554768/9528938) y Maíz Quemado (UTM 536602/9507367)



Figura 3.23 Miembro Checo. a) lutitas y areniscas feldespáticas en estratos delgados cortados por diques clásticos. Vista tomada mirando al norte en el sector Murciélagos (UTM 548007/9509638); b) niveles de areniscas con estructuras en flama del sector de la quebrada Jahuay Negro (UTM 555966/9522849)



Figura 3.24 Miembro Cabuyal. Areniscas y lutitas en estratos delgados en el sector de la quebrada Pasamayo del cuadrángulo de Qubrada Seca (UTM 540463/9512946)



Figura 3.25 Miembro Quebrada Seca. Lutitas negras con delgados niveles de calizas. Vista mirando al norte en el sector de ojo de agua de Quebrada Seca (UTM 551117/9519519)

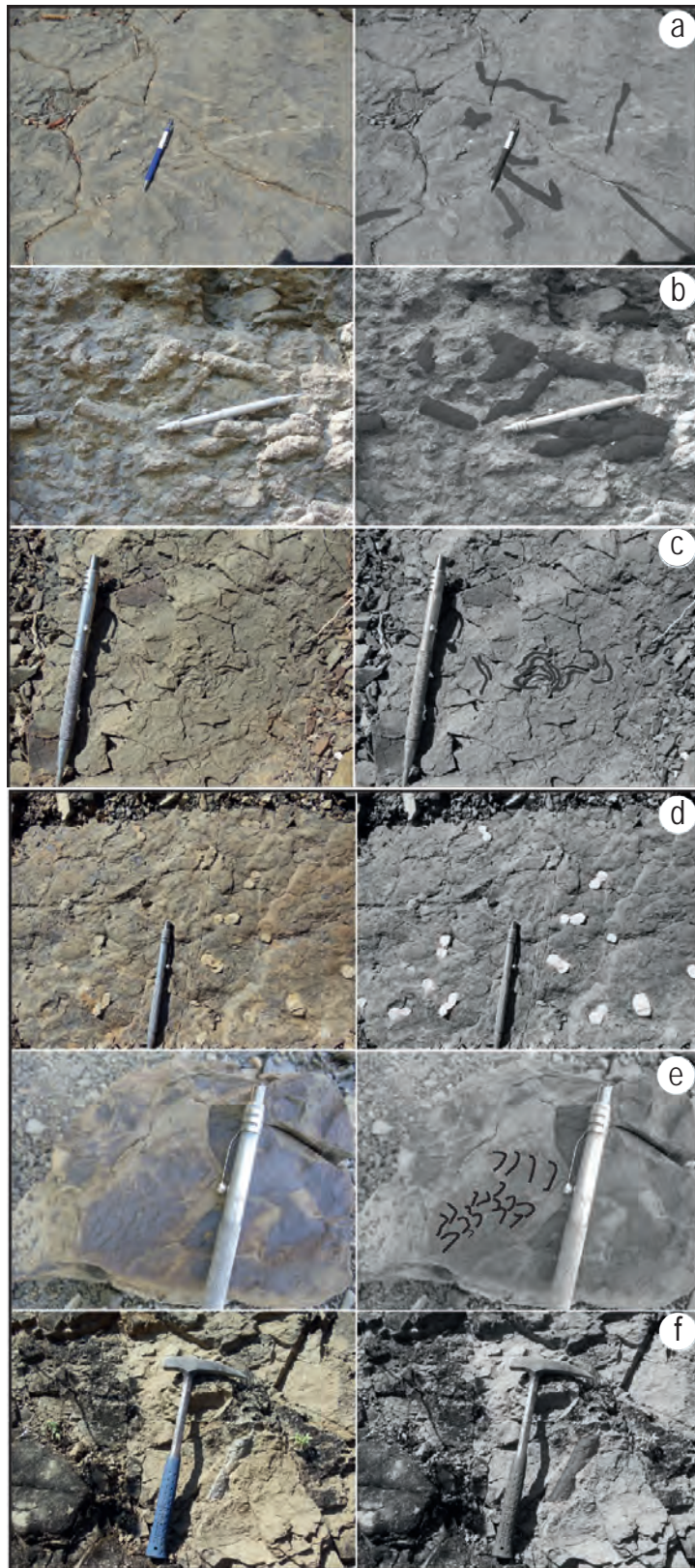


Figura 3.26 Icnofacies. a) Thalassinoides; b) Skolithos; c) Cosmorhaphe (UTM 554668/9532622) huellas de gusanos (UTM 554076/9525521) (UTM 555966/9522849); d) Skolithos; e) Paleodyction Squamodictyon; f) restos de troncos fósiles

3.8 FORMACIÓN TABLONES (CAMPANO-MAASTRICHTIANO)

Inicialmente era conocida como conglomerados Tablones (Chalco, 1955). Se encuentra entre los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b y Sullana 10b y las Playas 9c, en la parte alta de la quebrada Pazul conocida como cerro Tablones. También tiene afloramientos entre las quebradas de Pananga y La Encañada. Posteriormente, esta unidad es redefinida por Séranne (1955) que le pone el nombre de Formación Redondo en el dominio oriental de la cuenca Talara, el cual solamente vendría a ser el equivalente distal de la Formación Tablones.

La Formación Tablones en la cuenca Lancones se encuentra restringida a la parte oriental. Son dos los sectores en donde afloran ampliamente estas secuencias. Uno se encuentra en la quebrada Cusco del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b, en donde se puede apreciar estratos tabulares y lenticulares de secuencias conglomerádicas. El otro aflora en el cerro La Mesa en la frontera con Ecuador, que corresponde al área del cuadrángulo de Las Playas 9c.

Al oeste de los Amotapes está constituida por alternancias de lutitas en paquetes medianos, lodolitas y brechas abigarradas derivadas de rocas paleozoicas, seguidas de conglomerados y brechas rojizas con limolitas y areniscas brechoides en la parte media y hacia la parte superior por conglomerados de color púrpura ocre a gris. En estos horizontes, Olson A. (1944) encontró tortugas fósiles, así como otra fauna marina que pertenece al Maastrichtiano. Descansa discordante sobre rocas metamórficas del Paleozoico, aunque al sur de la localidad La Casita, se pone en contacto fallado con la Formación Chira.

Se encuentra discordante sobre la Formación Encuentros e infrayace a secuencias lutíticas de la Formación Pazul.

Litología y ambiente sedimentario

En el sector de la quebrada Cusco, los afloramientos corresponden a secuencias de estratos tabulares y lenticulares con espesores que van desde los 3 m en la base y van disminuyendo hacia el tope, de 50 a 20 cm. Se trata de areniscas de grano grueso a muy grueso, intercalado con secuencias de conglomerados con clastos redondeados a subredondeados de cuarzo, areniscas cuarzosas, esquistos y calizas que presentan diámetro mayor a 10 cm, envueltos en una matriz de areniscas cuarzosas de grano grueso (figura 3.27a, b y c). En el sector del cerro Zapayal y la quebrada Don Pablo, los afloramientos son similares a los de la quebrada Cusco, con estratos tabulares de areniscas y conglomerados redondeados, con la diferencia que los clastos conglomerádicos se incrementan en tamaño y alcanzan diámetros hasta de 30 cm (figura 3.28a, b y c). El espesor medido en la quebrada Peches es de más de 300 m (Chalco, 1955).

Edad

La Formación Tablones se correlaciona con la Formación Tortugas, que está descrita como una secuencia conglomerádica brechoide que se expande en Paita a lo largo de un área que cubre la Isla La Foca, La Ensenada, Tortugas y La Casita. No se han encontrado fósiles en esta unidad. Sin embargo, con base en superposición se asigna la edad Campaniana y probablemente llegue hasta el Maastrichtiano (Palacios, 1994).



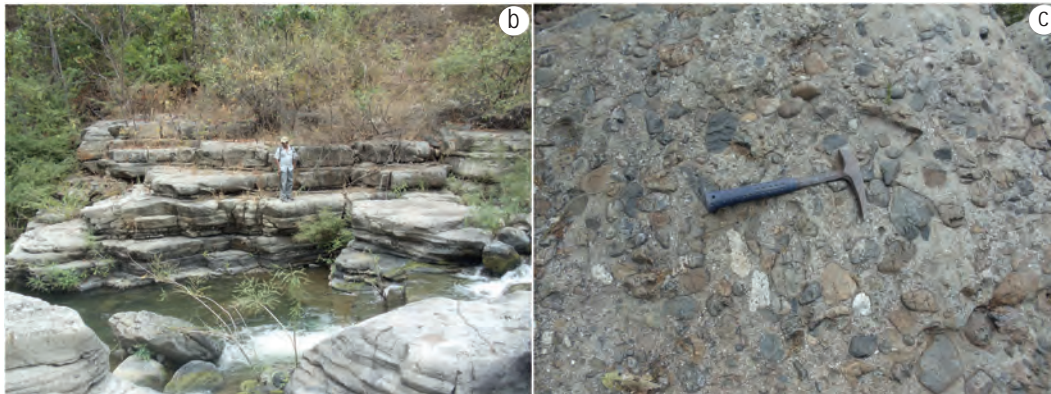


Figura 3.27 Quebrada Cusco. a) estratos tabulares de areniscas cuarzosas de grano grueso, intercalado con niveles conglomerádicos con clastos de cuarzo y esquistos (UTM 546832/9536129); b) areniscas y conglomerados en estratos tabulares; c) conglomerados con clastos de cuarzo y esquistos en matriz arenosa (UTM 548184/9538151)



Figura 3.28 a) afloramiento de la Formación Tablones en el cerro Zapayal (UTM 574306/9561123); b y c) secuencia conglomerádica con clastos principalmente de cuarzo, areniscas cuarzosas y calizas en estratos tabulares lenticulares de la quebrada Don Pablo (UTM 573489/9560681)

3.9 FORMACIÓN PAZUL (MAASTRICHTIANO – DANIANO)

Fue definida en la región de Pazul como lutitas Pazul (Chalco, 1955). Posteriormente, Palacios (1994) le denomina como Formación Pazul, que se encuentra entre los cuadrángulos de Sullana 10b, Quebrada Seca 9b y las Playas 9c. Los afloramientos más representativos se encuentran en el caserío de Pazul, ubicado en la quebrada del mismo nombre y en la Hacienda El Muerto. Así mismo aflora también en la quebrada Cazadero, entre los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b y las Playas 9c, donde conforma el núcleo del sinclinal de Cazaderos.

Litología y ambiente sedimentario

En el río Tumbes del sector de las Vegas del Guineal (figura 3.29a y b), aflora una secuencia de lutitas negras que

presentan nódulos calcáreos de forma ovoidal (figura 3.29c), intercalada con delgados niveles de calizas y areniscas calcáreas. En general, la Formación Pazul, se caracteriza por el predominio de lutitas muy deleznales que se encuentran sobre los conglomerados de la Formación Tablones en ligera discordancia.

Edad

No se reportan restos paleontológicos. Sin embargo, por su posición estratigráfica sobre la Formación Tablones y encontrándose en el tope del Cretácico se le puede asignar al Maastrichtiano–Daniano (Palacios, 1994).



Figura 3.29 a) afloramiento de la Formación Pazul en la margen derecha del río Tumbes, sector de Las Vegas del Guineal; b y c) lutitas en estratos delgados y deleznales de la Formación Pazul (UTM 570383, 9559910)

3.10 GRUPO CHIRA

3.11 FORMACIONES CHIRA Y VERDÚN (EOCENO SUPERIOR)

El Grupo Chira contempla dos unidades llamadas Formación Chira y Formación Verdún, que para Gonzales (1976), corresponden a un ciclo del Eoceno superior en la cuenca

Talara. La Formación Chira se encuentra expuesta a lo largo del valle del río Chira de donde toma su denominación. Se describe como una secuencia de lutitas laminadas de coloración pardusca, con capas bentónicas, intercaladas luego con niveles de areniscas finas y su espesor puede variar entre 600 y 1300 m. La Formación Verdún, por otro lado, se extiende entre la parte norte del río Chira del cuadrángulo de Sullana 10b hasta la zona que corresponde a la región de Tumbes (cuadrángulo

de Zorritos 8b) y está mejor representada en el sitio de Verdún Alto (cuadrángulo de Talara 10a). Presenta intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso gris-amarillentas, con capas de bentonita. En la cuenca Talara, el Grupo Chira sobreyace al Grupo Talara, e infrayace discordantemente a la Formación Mirador (Oligoceno). Sin embargo, hacia el sur del río Chira, sobreyace discordantemente a las unidades miocénicas de la cuenca Lancones.

Litología y ambiente sedimentario

La Formación Verdún constituye una secuencia grano-decreciente, conformada por areniscas y conglomerados de clastos principalmente volcánicos, en estratificación paralela y oblicua, localizados en la quebrada San Francisco del

cuadrángulo de Sullana 10b (figura 3.30a y b). Estos gradan a areniscas finas altamente bioturbadas, con algunos niveles de limolitas (figura 3.31) con laminación tipo flaser (Formación Verdún) (Séranne, 1987). La Formación Chira está formada por una secuencia de 1000 m de limolitas y lutitas. El Grupo Chira es interpretado (Séranne, 1986) como resultado de una sedimentación de ambiente litoral con una fuerte influencia mareal.

Edad

El Grupo Chira presenta una fauna de foraminíferos con *Globigerina triloculinoidea* y *Globigerina Wilson*, que determinan una edad del Eoceno superior (González, 1976).

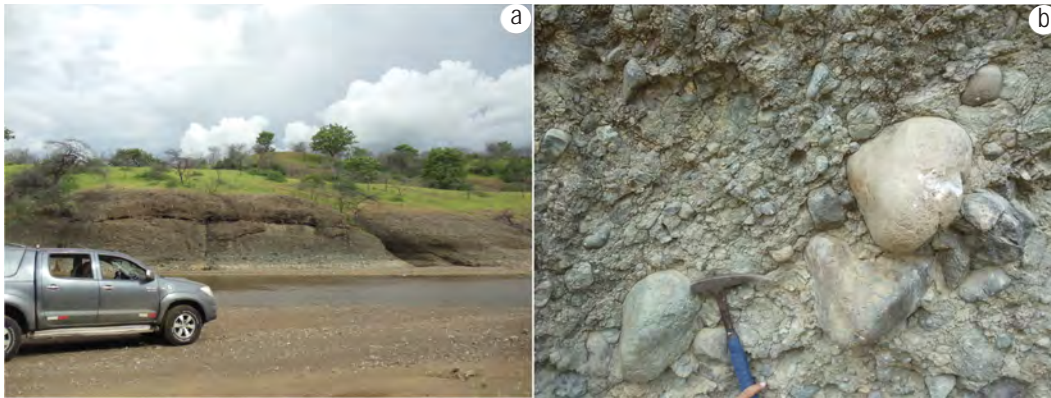


Figura 3.30 a) conglomerados de la Formación Verdún en la quebrada San Francisco; b) conglomerados con clastos principalmente volcánicos (UTM 542031E/9480715N)



Figura 3.31 Conglomerados de la Formación Verdún en contacto con limolitas de la Formación Chira, en la quebrada San Francisco (UTM 543187E/9479602N)

3.12 FORMACIÓN MIRADOR (EOCENO SUPERIOR)

Esta unidad aflora en ambos márgenes del río Chira, muy cerca de la represa de Poechos, en el cuadrángulo de Sullana 10b. Esta formación tiene un carácter local y fue estudiada por primera vez por Chalco (1955) en Punta Bravo.

Litología y ambiente sedimentario

En el río Chira la formación consiste en conglomerados con clastos de cuarcitas y cuarzo de 2 a 10 cm de diámetro y algunas lodolitas; la matriz es arenosa. La parte superior está compuesta por areniscas sucias grises oscuras, de grano grueso, con cuarzo y feldespato. La matriz es limosa y las capas de areniscas varían de medianas a gruesas.

Edad

Entre la fauna se ha identificado algunos restos de moluscos y fragmentos de troncos. Entre los moluscos determinados por los paleontólogos de Ingemmet se encuentran *Larkinia* sp y *Astarte* sp, que tienen un amplio rango estratigráfico y, por lo tanto, no se les puede tomar para determinar la edad. Sin embargo, *Hannatoma emandoferi*, determinada por Stainforth (1958), está restringida en muchos lugares al Eoceno superior, razón por la cual se le asigna esta edad a la Formación Mirador.

3.13 FORMACIÓN TAMBOGRANDE (MIO-PLIOCENO)

Reyes & Caldas, (1987) definen con este nombre a una secuencia de naturaleza fluvial lacustrina que se expone al

este de Tambogrande en la hoja 10c3, entre las localidades de Manuel Seone, Pachacútec e Inca Roca. También puede ser apreciada a lo largo de la carretera de Sullana - Tambogrande. Los afloramientos, por lo general, se pueden encontrar en cortes de quebradas, puesto que gran parte de ellos está cubierto por material aluvial, eólico y abundante vegetación propia de la zona.

Sobreyace en discordancia angular a los volcánicos cretácicos y unidades más antiguas. El espesor aproximado se le estima de 50 m, pudiendo llegar a los 100 m.

Litología y ambiente sedimentario

Está conformada por una secuencia conglomerádica intercalada con bancos de areniscas semiconsolidadas de color blanco grisáceo y con delgados niveles lenticulares de cenizas de color blanquecino, tal como se aprecia en el sector de Manco Inca (figura 3.32). También se reporta similares secuencias conglomerádicas en el cauce de Quebrada Honda, donde se observa estratos gruesos de conglomerados (figura 3.33). Estas secuencias conglomerádicas pertenecen a un ambiente fluvial a deltaico con algunos niveles lacustrinos.

Edad

No se tiene dataciones de esta unidad ni restos paleontológicos que nos precisen la edad. Sin embargo, se correlaciona con la Formación Hornillos del área de Bayóvar (Caldas et al, 1980), asignándole una edad Mio-Pliocena (Reyes & Caldas, 1987).



Figura 3.32 Secuencia conglomerádica de la Formación Tambogrande, con un nivel de cenizas blanquesinas. Vista mirando hacia el norte, sector de Inca Roca (UTM 564384E/9465750N)



Figura 3.33 Secuencia conglomerádica de la Formación Tambogrande. Vista mirando hacia el sur en Quebrada Honda (UTM 555433/9457622N)

3.14 CUENCA LANCONES (DOMINIO ORIENTAL VOLCANO-SEDIMENTARIO)

La estratigrafía de estas unidades volcánicas define las secuencias de arco volcánico de la cuenca Lancones (figura 3.34), que incluye un amplio espectro de composición y tipos de rocas volcánicas en un rango de efusivas y piroclásticas, desde máficas a félsicas y muy poca abundancia de rocas de composición intermedia. Además, presenta variable proporción de rocas sedimentarias. En general las secuencias envuelven facies de flujos de lavas a volcanoclásticas con algunas sucesiones sedimentarias. Las secuencias también aparecen con sedimentos marinos profundos a someros (Miembro medio de los volcánicos La Bocana) y con posibles rocas volcánicas subaéreas depositadas en la parte más superficial.

Regionalmente, Reyes & Caldas (1987) diferenciaron en la parte inferior del relleno de la cuenca volcanosedimentaria Lancones una secuencia de areniscas tobáceas a la que le denominaron Grupo San Pedro. Sobre esta unidad se inicia el emplazamiento de las secuencias volcánicas, constituyendo los volcánicos de la Formación Ereo la parte más inferior. A estos les siguen los volcánicos La Bocana y Lancones; esto basado solamente en observaciones de campo. Sin embargo, Winter (2008) modifica la nomenclatura de Reyes con base en dataciones radiométricas y designa como unidad más antigua a una secuencia de basáltica de lavas almohadilladas a la que le da el nombre de Formación San Lorenzo. Sobre esta secuencia se deposita posteriormente una secuencia de lavas porfíricas a las que denomina Formación Ereo, y esta a su vez se encuentra debajo de una secuencia basáltica, que esta intercalada con

niveles de calizas, a la que le denomina Formación La Bocana. La Formación Ereo se ha mantenido como unidad, puesto que esta se distingue por una secuencia de lavas porfíricas que difiere de las secuencias de lavas almohadilladas basálticas de la Formación San Lorenzo en términos de composición y de facies volcánicas. En consecuencia, la Formación La Bocana y la llamada Formación Lancones han sido revisadas para definir a todas las secuencias que se encuentran sobre las lavas almohadilladas de la Formación San Lorenzo y denominarlas Formación La Bocana. Están divididas en tres miembros, donde el miembro inferior corresponde a una secuencia piroclástica, el miembro intermedio está constituido por una secuencia calcárea intercalada, a la que muchos autores consideraban como parte de la Formación Lancones, el miembro superior constituido por lavas andesíticas. Winter (2008) estima un espesor total para toda la secuencia volcánica de 8 a 10 km. En Ecuador, las secuencias volcánicas y volcanoclásticas no han sido estudiados en detalle y se asumen entre 2 a 3 km de espesor, con predominio de secuencias de lavas almohadilladas relacionadas a rocas volcanoclásticas (Jaillard et al., 1996). Únicamente han sido reportados fósiles en la formación La Bocana (Reyes & Caldas, 1987).

Cabe destacar también que las rocas volcánicas de la Formación San Lorenzo (Winter, 2008) son huéspedes de los conocidos depósitos VMS (Prospectos TG1, TG3, y B5) de Tambogrande, y que este yacimiento además es considerado de clase mundial. Es preciso también mencionar que existen numerosos yacimientos tipo VMS, tipo pórfido y muchos epitermales que actualmente vienen siendo trabajados por mineros artesanales.

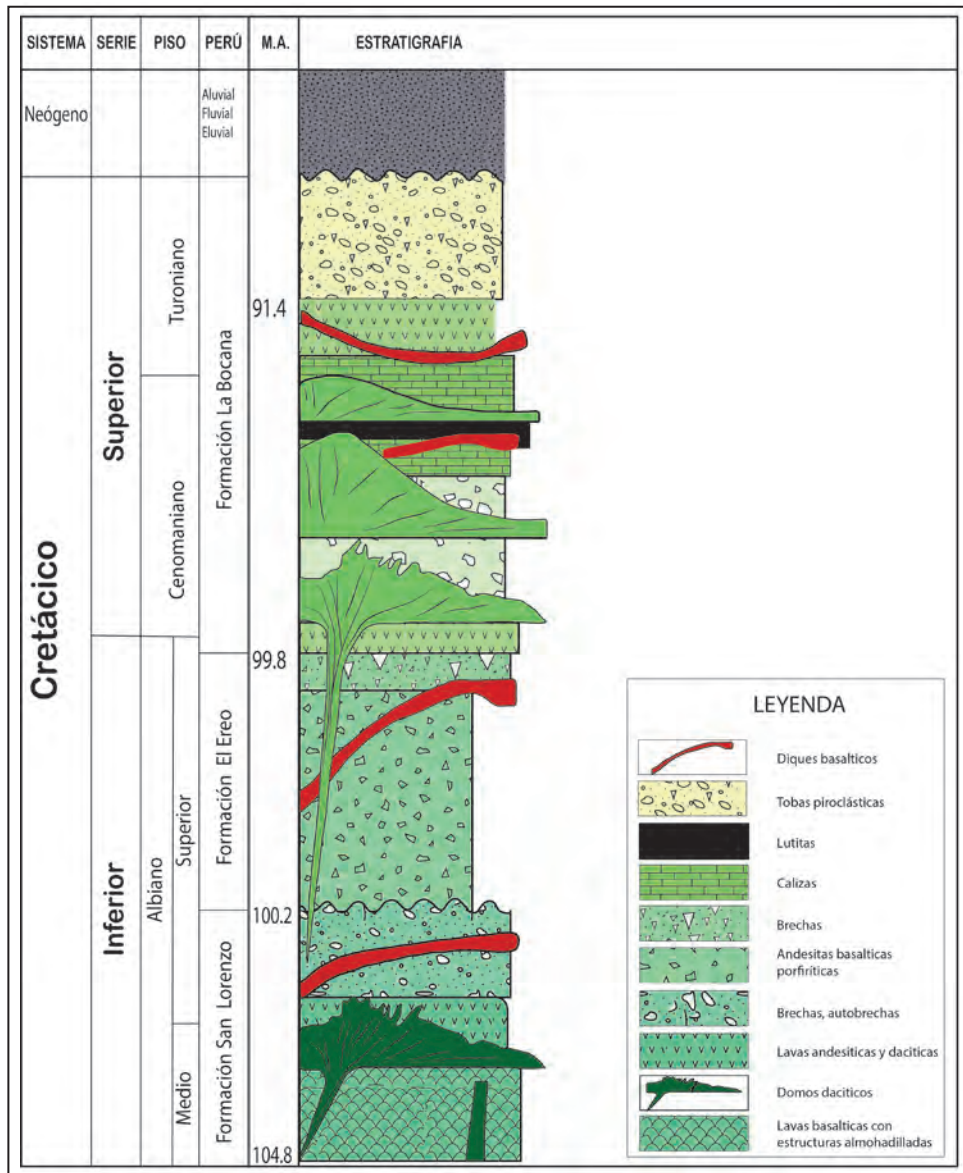


Figura 3.34 Estratigrafía del dominio oriental de la cuenca Lancones (modificado de Jaimes et al., 2012)

3.15 FORMACIÓN SAN LORENZO (ALBIANO MEDIO-SUPERIOR)

Las dificultades en el cartografiado llevaron a serias contradicciones para definir esta unidad. En principio era definida como Formación Lancones y Formación La Bocana (Reyes & Caldas, 1987), quienes basaron sus apreciaciones de acuerdo con sus características petrológicas. Posteriormente, Ríos (2004) define a esta unidad como la base de los volcánicos Mesozoicos, renombrándola como la Formación Ereo. Finalmente, con base en dataciones radiométricas, Winter (2008) le introduce bajo el

nombre de Formación Cerro San Lorenzo, con su localidad tipo ubicada al sur del reservorio de San Lorenzo, y este nombre será usado en el presente informe. Además, esta última asignación de nombres se basó preferencialmente en datos radiométricos y últimamente ha sido contrastada con la geoquímica, como se verá más adelante en el capítulo sobre geoquímica de rocas magmáticas.

Los afloramientos están distribuidos a lo largo de los cuadrángulos de Las Playas 9c, Tina 9d, Las Lomas 10c, Ayabaca 10d y probablemente tenga sus equivalentes más al sur

en los cuadrángulos de Chulucanas 11c, Morropón 11d, Olmos 12d, Jayanca 13d y Chiclayo 14d. Abarca parte del cerro San Lorenzo del área del cuadrángulo de Las Lomas y se prolonga en forma discontinua en dirección NE hacia el Ecuador. Al este tiene su prolongación hasta los límites de la Cordillera Occidental, que corresponden a áreas del cuadrángulo de Ayabaca 10d.

Estratigráficamente, la Formación San Lorenzo constituye la parte inferior de la secuencia volcánica del dominio occidental de la cuenca volcanosedimentaria Lancones, cuyo basamento es desconocido.

Litología y ambiente sedimentario

Esta unidad se caracteriza por presentar afloramientos en forma de complejo de diques de naturaleza basáltica, andesítica, andesita basáltica y dacítica. Las secciones estratigráficas de la Formación San Lorenzo, levantadas en las quebradas Almendros y Puente Quiroz, muestran un conjunto de lavas almohadilladas basálticas afectadas por sills y diques andesíticos, que a su vez se intercalan con lavas andesíticas, brechas y delgados niveles pelíticos. Así mismo, en la quebrada Huasimo se muestra un conjunto de diques andesíticos y dacíticos (figura 3.35).

En general, este vulcanismo está caracterizado por ser bimodal, con una litología conformada por lavas masivas andesíticas a andesítico-basálticas y autobrechas de composición basálticas lavas con estructuras almohadilladas predominantemente de composición basáltica (figura 3.36a y 3.36b), evidenciando un vulcanismo submarino relativamente profundo, teniendo en cuenta la ausencia de rocas piroclásticas y la presencia de niveles delgados de lutitas negras laminadas. También se observan brechas de almohadillas fragmentadas (figura 3.36c) derivadas probablemente del colapso de grandes montículos de almohadillas que varían de brechas de talud proximal a facies distales mostrando la evidencia de mucho transporte revirtiendo la clasificación. Las brechas autoclásticas basálticas en la Formación San Lorenzo incluyen hialoclastitas y autobrechas, y todas estas secuencias están cortadas por diques más félsicos de composición andesítica y dacítica (figura 3.36d).

En la margen derecha del río Mostaza del cuadrángulo de La Tina 9d, aflora la Formación San Lorenzo, caracterizada por presentar aproximadamente 100 m de longitud, donde se observa un complejo de diques de hasta tres generaciones

(figura 3.37). Como primera generación (1), se muestra un conjunto de andesitas cortadas por diques basálticos de la segunda generación (2), que muestran bordes de enfriamiento y xenolitos. Posteriormente, los basaltos de la segunda generación están siendo intruidas por diques de andesitas porfíricas de la tercera generación (3). Muestran xenolitos máficos con bordes redondeados.

Cabe señalar que la descripción es puntual y no representa a toda la cuenca, pudiendo definirse generaciones más antiguas representadas por lavas almohadilladas (figura 3.38).

Las rocas volcánicas félsicas representan aproximadamente el 10 % del volumen total de la formación. El basalto es variable con contenidos de feldespato de (0-20 %) y Augita (0-5 %) porfírico o microporfírico y es típicamente vesicular con 2-10 % de vacuolas, siendo 1-5 mm el tamaño de las amígdalas (Winter, 2008).

Perforaciones realizadas al sur de la cuenca, cerca de los depósitos de los sulfuros masivos, reportan un espesor aproximado de 800 m, donde no fue posible intersectar el contacto basal. Sin embargo, secciones geológicas de campo sugieren un posible espesor de 2500 m (Winter, 2008).

En el cerro San Lorenzo se observan potentes secuencias de fragmentos brechosos de rocas almohadilladas con cemento volcánico bastante compacto, que muestran transporte de masa. También se observan brechas autoclásticas que incluyen hialoclastitas y autobrechas. Esto es probablemente debido a las variaciones de viscosidad y de los procesos de enfriamiento y fragmentación de las lavas.

Edad

Winter (2008) realiza dataciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en circones obtenidos de rocas volcánicas riolíticas, (muestra TG1-136), que datan a estas rocas en 104.4 ± 1.9 Ma También se ha analizado un dique de riolita porfírica (LW-016) de grano muy fino con fenocristales de cuarzo que es datado en 104.8 ± 1.3 Ma (con MSWD de 1.8). Finalmente, para la muestra (TG1-111) perteneciente a una brecha porfírica de composición riolítica se obtiene una edad de 100.2 ± 0.5 Ma Basados en estas dataciones, podemos considerar a la Formación San Lorenzo de edad Albiano medio a superior.

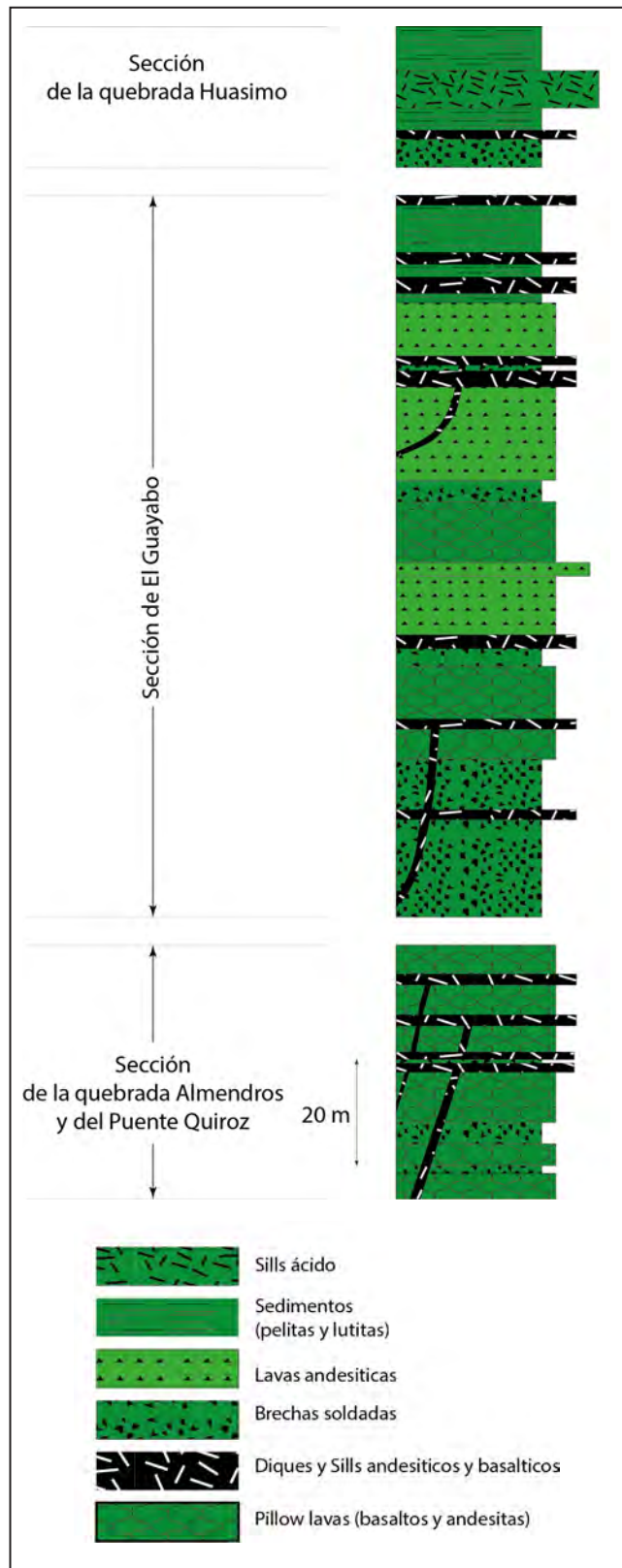


Figura 3.35 Sección estratigráfica de la Formación San Lorenzo en las quebradas Almendros, Puente Quiroz y la quebrada Huasimo del cuadrángulo de Las Lomas 10c (UTM 604605E/9499867N; modificado de Mourier, 1988)

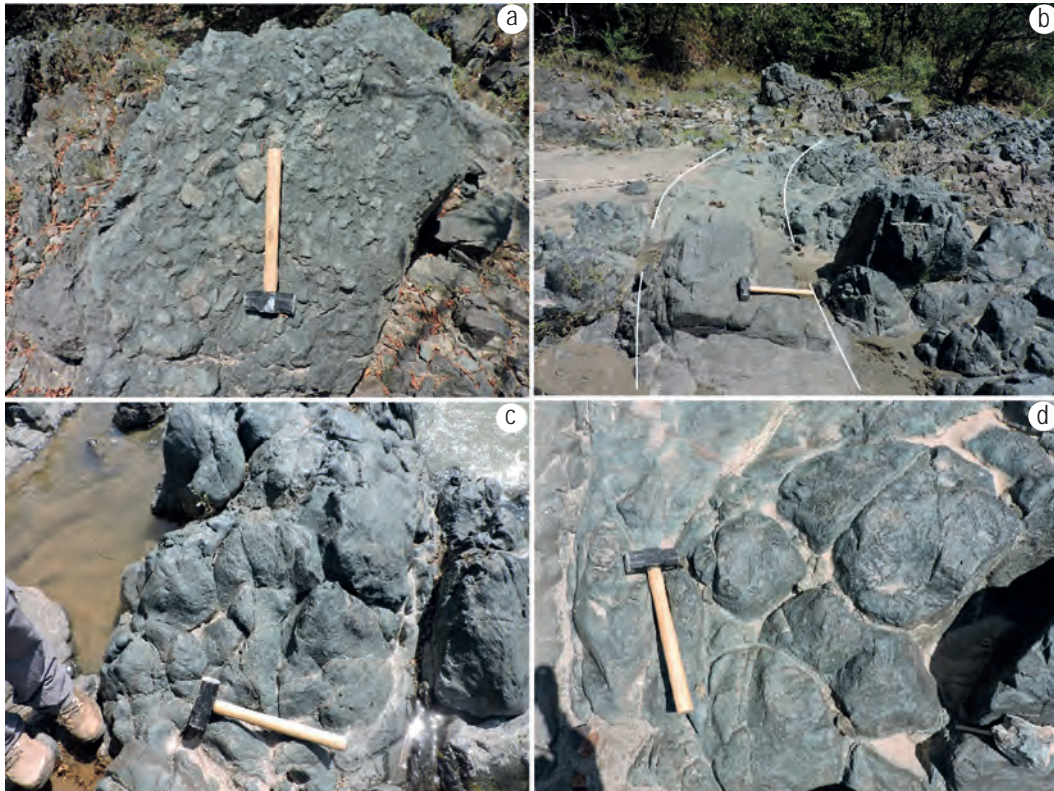


Figura 3.36 a y b) lavas almohadilladas basálticas; c) brechas de almohadillas fragmentadas; d) lavas almohadilladas cortadas por diques félsicos (UTM 611828/9515680)



Figura 3.37 Complejo de diques donde muestra diques basálticos cortando andesitas. Vista tomada en la margen derecha del río Mostaza (UTM 612438/9515311)



Figura 3.38 a y b) Lavas almohadilladas donde muestra la disposición de las almohadillas en sección transversal (UTM 610866/9516382)

3.16 FORMACIÓN EREO (ALBIANO SUPERIOR)

Con este nombre se define a una secuencia de coladas de composición basáltica como la unidad más antigua de la cuenca Lancones (Reyes & Caldas, 1987; Tegart et al., 2000; Serrano, 2003; Ríos, 2004). Sin embargo, recientes trabajos de investigación (Winter, 2008), basados en dataciones radiométricas y datos de perforación, permiten definir como la unidad volcánica más antigua de la cuenca Lancones a la Formación San Lorenzo, la cual está constituida principalmente por lavas almohadilladas. Sobre ésta recién se emplaza la secuencia volcánica de andesitas basálticas porfíricas a la que se le denomina como Formación Ereo, estando esta última además en contacto discordante con la unidad inferior, aunque no aflore este contacto. El contacto con la parte superior de la Formación La Bocana es erosional (figura 3.39). La Formación Ereo está limitada principalmente a la parte central de la cuenca, en una zona comprendida entre la parte oriental del cuadrángulo de las Lomas (10c), entre el cerro Ereo y el cerro Pelingara, respectivamente. Este estudio está restringido a rocas con similares características a las de los afloramientos del lugar tipo. El espesor ha sido calculado aproximadamente en 2000 m.

La Formación Ereo se caracteriza por la distinguida monotonía del volcánico porfírico, con cuarzo y feldespato. Presenta pocas brechas y lavas coherentes, y parece formar un cuerpo subvolcánico aislado y cortado por rocas de composición granodiorítica, como se puede observar en los alrededores de Curi Lagartos de la hoja 10c4.

Litología y ambiente deposicional

Está constituida principalmente por una secuencia volcánica porfírica (figura 3.40), con fenocristales de feldespato, del rango

de 1 mm y > 10 mm (en promedio de 4 a 5 mm). Los flujos de lavas amigdalares generalmente no son comunes, aunque se observan clastos de lavas amigdalares, localmente presentes en brechas volcanoclásticas. Los volcanoclásticos en esta formación tienen la característica de no estar estratificados, son matriz soportados, subangulares a subredondeados, con líticos de cantos rodados. También se observa la presencia de cenizas y tufos posiblemente retrabajadas cerca al contacto superior de la formación.

La secuencia también se caracteriza por la completa ausencia de rocas volcánicas félsicas y sedimentarias. No se han encontrado lavas almohadilladas o brechas autoclásticas similares a los descritos para la Formación San Lorenzo. El predominio de materiales pobres en vesículas, el carácter matriz soportado, la presencia de brechas no estratificadas, con un distinguible aspecto porfírico juvenil y variable desgaste de los clastos y el límite geográfico de la unidad sugieren que la Formación Ereo puede ser resultado de un proceso de erupción diatrémica (Winter, 2008).

La muestra GR9-09-312 (UTM 571944/9475376) presenta en el estudio microscópico fenocristales de plagioclasa y moldes de fenocristales alterados por epidotización. La matriz está intensamente alterada por anfíboles, epidotas, carbonatos y cloritas con relictos de plagioclasas. También se observan amígdalas rellenas por agregados de cuarzo y epidotas (anexos). La roca se caracteriza por presentar una textura porfírica relicta.

Su mineralogía esencial consta de plagioclasas (50 %), anfíboles (24 %) y epidotas (14 %). Como minerales accesorios y trazas se encuentran cuarzo (6 %), carbonatos (4 %), cloritas (1 %) y

minerales opacos. La mineralogía secundaria se compone de anfíboles, epidotas, cuarzo, carbonatos, cloritas, arcillas y óxidos de hierro. Los procesos de transformación son tan intensos que resulta complicada la identificación precisa de buena parte de los minerales secundarios.

Las plagioclasas se presentan como fenocristales y como moldes de fenocristales alterados por epidotas, carbonatos y cuarzo; también presentan numerosas microfracturas, algunas rellenas por carbonato. Así mismo, los microcristales aparecen como relictos en la matriz, alterada por actinolita, epidotas y carbonatos. Resalta también la presencia de minerales opacos con tamaños menores de 0.15 mm de formas euhedrales a subhedrales, diseminados y alterados a óxidos de hierro. El cuarzo se encuentra en agregados anhedrales que sustituyen y alteran incipientemente a fenocristales de plagioclasa, y junto a epidotas rellenan amígdalas con diámetros de hasta 2.2 mm. Por su parte, los anfíboles son cristales tabulares y aciculares alterando a la matriz. Los anfíboles están sustituidos también por epidotas y carbonatos. Las epidotas ocurren en agregados anhedrales que crecen sobre las plagioclasas y también

se presentan relleno microfracturas de plagioclasas y agregados de cuarzo, y relleno amígdalas. Los carbonatos se encuentran relleno microfracturas de plagioclasa en intersticios de la matriz y escasamente en amígdalas rellenas también por cuarzo y epidotas. Por último, se observa la presencia de cloritas que se encuentran sustituyendo a cristales de anfíboles.

La silicificación, carbonatación y cloritización son débiles, con argilización y oxidación incipiente.

La muestra descrita corresponde a una roca volcánica intensamente alterada por anfíboles, epidotas y carbonatos, siendo posiblemente una andesita la roca original (reporte interno laboratorio Ingemmet).

Edad

Las dataciones $^{238}\text{U}/\text{Pb}^{206}$ en circones obtenidas en rocas volcánicas de la localidad de Curi Lagartos suministran una edad de 99.8 Ma, (Winter, 2008); por lo tanto, se le asigna a esta unidad al Albiano superior.

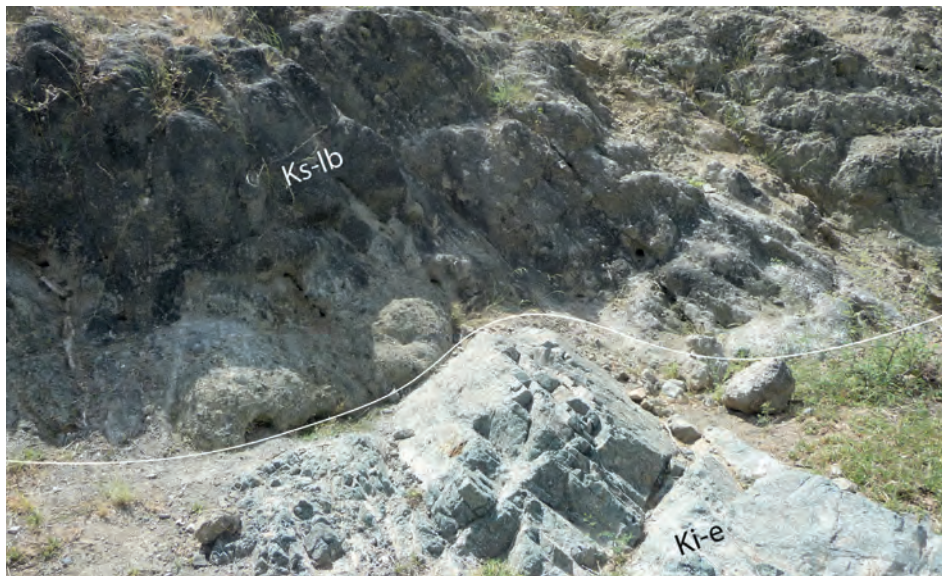


Figura 3.39 Andesitas basálticas porfíricas. Vista mirando al sur, tomada en la quebrada Buitrera, debajo de tobas de la Formación La Bocana (UTM 571944/9475376)



Figura 3.40 Andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasas (UTM 571944/9475376)

3.17 FORMACIÓN LA BOCANA (ALBIANO SUPERIOR-TURONIANO INFERIOR)

Reyes & Caldas (1987) la definen en la localidad tipo del caserío de La Bocana, situado a 12 km al oeste de Las Lomas. La Formación La Bocana marca el retorno del volcanismo bimodal de rocas andesíticas basálticas y riolíticas (Winter, 2008), con gran abundancia de rocas volcanoclásticas. La presencia de depósitos piroclásticos, incluyendo tufos ricos en cristales y secuencias de calizas interstratificadas, puede indicar un cambio de ambiente deposicional a un medio de aguas someras. Los principales afloramientos se encuentran distribuidos sobre todo en el cuadrángulo de las Lomas 10c.

Suprayace directamente a la Formación Ereo en su localidad tipo y en gran parte de la cuenca a la Formación San Lorenzo e infrayace en discordancia con unidades más recientes paleógenas. El espesor de la Formación La Bocana se ha estimado en 3500 m. Presenta numerosos diques andesíticos y dacíticos como los que se observan en la quebrada Cabuyal, sector de El Naranja del cuadrángulo de Las Lomas 10c.

Litología y ambiente deposicional

Miembro inferior. Está constituido por basaltos, andesitas basálticas, andesitas y riolitas con algunos niveles volcanoclásticos.

Miembro Medio. Se compone de calizas lodolíticas y margas grises oscuras laminadas, cortadas por diques y sills andesíticos que se intercalan con arenas calcáreas grises verdosas, tobas y coladas de andesitas basálticas con disyunción columnar de formas poligonales (figura 3.41).

Miembro superior. Está formado por aglomerados volcánicos masivos con grandes litoclastos angulosos a subredondeados y con algunas intercalaciones de sedimentos calcáreos impuros (figura 3.42).

En el sector de UTM 553615/9506240) aflora una secuencia de flujos piroclásticos con grandes bloques andesíticos de 20 cm de diámetro, en una matriz de cenizas intercalada con lutitas negras, lo que sugiere que los productos de la Formación La Bocana llegó hasta esta parte de la cuenca (figura 3.43).

Edad

Existen numerosas dataciones radiométricas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ realizadas por Winter (2008), entre las que se tiene a una brecha riolítica que suministra una edad de 99.3 ± 0.3 Ma, una brecha riolítica con edad de 99.1 ± 1.4 Ma, una brecha polilítica dominada por andesitas basálticas con menor cantidad de riolitas y clastos calcáreos sedimentarios, para la que se obtiene una edad de 98.8 ± 1.0 Ma, una dacita porfírica con edad de 97.0 ± 0.4 Ma y una riolita porfírica que arroja una edad de 99.1 ± 1.0 Ma. Por otro lado, Reyes & Caldas (1987) han encontrado abundante contenido de ammonites, pero en mal estado de conservación, y también hallaron restos de *Inoceramus cf. I. cripsii* que datan del Cenomaniano inferior, atribuyendo esta edad al Miembro Medio Calcáreo de la Formación La Bocana, por lo que la edad atribuida con base en las dataciones radiométricas y complementadas con la presencia de restos fósiles queda comprendida entre el Albiano superior y probablemente Turoniano inferior.

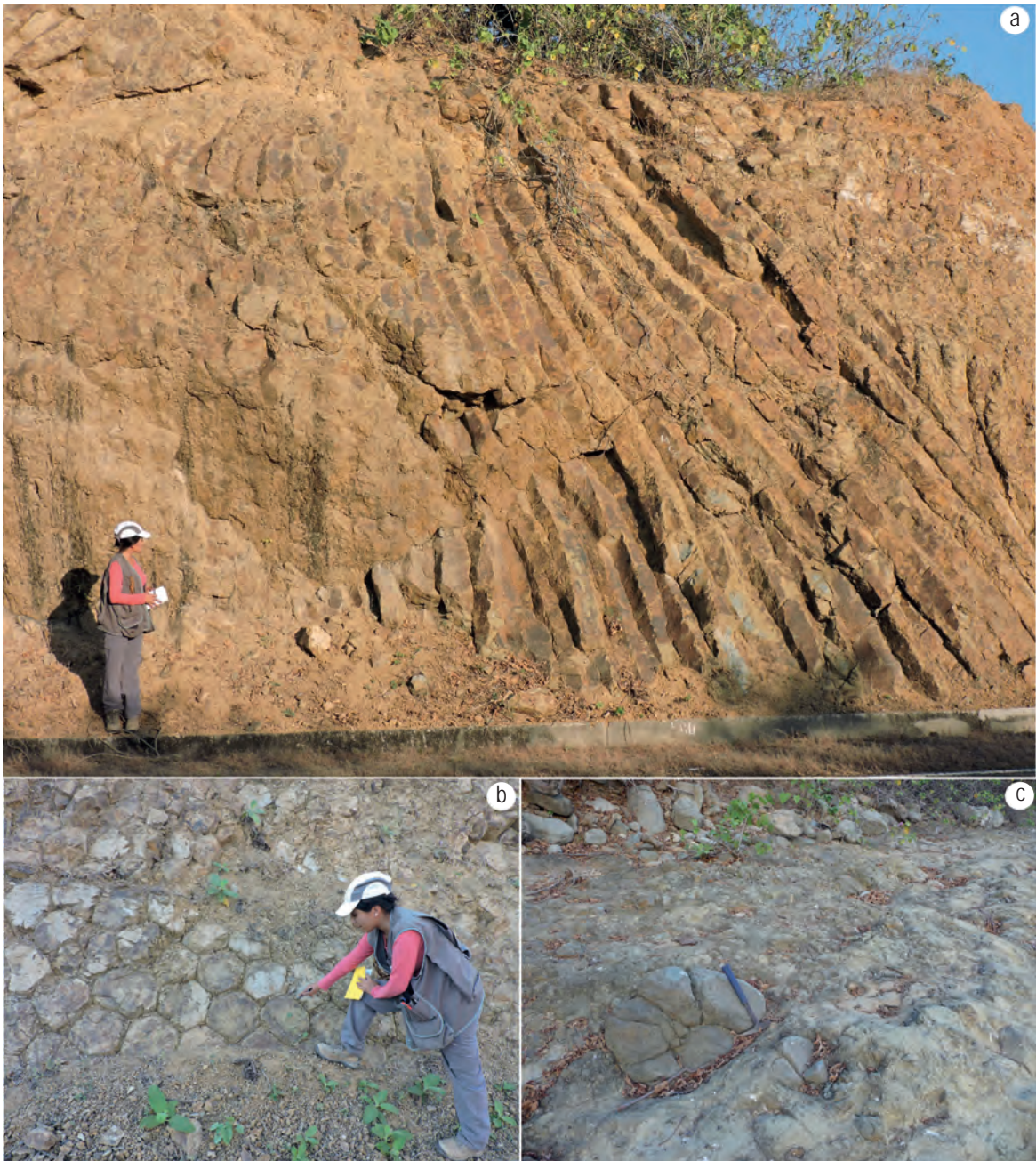


Figura 3.41 a) andesitas basálticas con estructura columnar; b) estructura columnar vista en corte transversal, donde muestra en detalle caras hexagonales; c) tobas con grandes bloques envueltos en una matriz de ceniza (UTM 590435/9493903)



Figura 3.42 Pelitas negras intercaladas con niveles delgados de calizas cerca a la localidad de Jahuary Negro (UTM 594154/9498710)



Figura 3.43 Afloramiento de rocas piroclásticas bien estratificadas de la Formación La Bocana superior, con líticos subredondeados de 30 cm. Vista tomada mirando al oeste, a 600 m de la localidad del Cortezo, específicamente en la quebrada Cortezo (UTM 583950/9496430)

3.18 FORMACIÓN YAPATERA (PALEÓGENO)

Reyes & Caldas (1987) definieron en el cuadrángulo de Chulucanas (11c) una secuencia conglomerádica que se encuentra expuesta en la localidad de Yapatera (5 km al noroeste de Chulucanas) y que cubre discordantemente a unidades más antiguas. En el cuadrángulo de Las Lomas, aflora principalmente en las hojas 10c-I, entre el cerro Huacas y los alrededores de la localidad de Chuyunpampa, y en la hoja 10c-II, entre el cerro Huabal y las localidades de Huabal y Huayabo. Estos conglomerados presentan una característica muy peculiar, ya que generalmente se les encuentra cubriendo las partes altas de los cerros formando grandes planicies y escarpas bastante pronunciadas (figura 3.44); además están cubiertos con abundante vegetación, lo que hace un tanto difícil el acceso a estos afloramientos.

Suprayace en discordancia con las secuencias volcánicas de la cuenca Lancones y con intrusivos cretácicos; sin embargo,

no se aprecia el contacto superior por estar descubierto. El espesor de esta unidad aproximadamente es de 200 m a más, sobre todo en los alrededores de Huabal.

Litología y ambiente sedimentario

Está constituida principalmente por conglomerados con clastos redondeados de cuarcitas envueltos en una matriz de arenas muy silicificadas y fuertemente compactadas. El diámetro mayor de clasto es de 30 cm. El origen de estos clastos probablemente sea proveniente de secuencias cretácicas y de un medio sedimentario de ambiente fluvial.

Edad

Se reportan fragmentos de madera no identificables (Reyes & Caldas, 1987). Por lo tanto, la edad de esta formación no se precisa, pero probablemente pueda corresponder a secuencias Paleógenas, correlacionándose con las formaciones Chota (Benavides, 1956) y Huaylas (Wilson et al., 1967) en (Reyes & Caldas, 1987).



Figura 3.44 Conglomerados con clastos de areniscas cuarcosas blanquecinas en cerro Huabal (UTM 599920/9471268)

Correlación entre los dominios occidental y oriental

Las series sedimentarias del dominio occidental y las series volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al dominio oriental que se presentan dentro de la cuenca volcanosedimentaria Lancones son correlacionables entre sí desde un punto de vista litoestratigráfico, paleontológico y geocronológico (figura 3.45). El nivel de base para establecer la comparación entre las unidades que corresponden a ambos dominios es a partir de las formaciones Muerto-Pananga y San Lorenzo, correspondientes a los dominios occidental y oriental, respectivamente, y ubicadas en el Albiano, según dataciones obtenidas por fósiles en las calizas Muerto-Pananga y las dataciones radiométricas realizadas en la Formación San Lorenzo.

Las series occidentales de la cuenca Lancones se encuentran discordantes sobre los niveles metasedimentarios del paleozoico inferior Amotapes-Tahuin. Lo mismo sucede en las series orientales de la cuenca Lancones que se encuentran sobreyacentes a los esquistos-pizarras del complejo metamórfico Olmos-Loja.

En la serie oriental, el vulcanismo que se emplazó y dio origen a las formaciones volcánicas en esta parte de la cuenca Lancones comenzó a partir del Albiano medio Turoniano (Winter, 2008). La sedimentación en la zona occidental de la cuenca Lancones se inició a partir del depósito de los conglomerados de la Formación Gigantal. Estos no presentan alguna evidencia paleontológica para determinar su rango de edad, pero se asume que son prealbianos debido a que están subyacentes a las calizas Muerto-Pananga, que sí muestran fuerte evidencia paleontológica (Jaillard et al., 1999). La sedimentación continúa aun hasta el Maastrichtiano con la depositación de los conglomerados Tablones. Esta secuencia conglomerádica muestra que la cuenca se vuelve inestable y emerge, cerrando así el ciclo de sedimentación en las series occidentales de la cuenca Lancones.

Debajo de la Formación Muerto-Pananga se encuentran niveles sedimentarios no bien datados compuestos de rocas conglomerádicas (Formación Gigantal) que pudieran ser equivalentes a la parte inferior de la sucesión volcánica de la Formación San Lorenzo. La Formación Muerto-Pananga es atribuida a una edad entre el Albiano inferior y el Albiano superior temprano (Bristow & Hoffstetter, 1977; Shoemaker, 1982; Jaillard et al., 1999). Los niveles de calizas de esta formación hacia el

este en parte se acuñan, otras veces se presentan subyacentes y algunas veces forman capas planares con las secuencias media y superior de las lavas almohadilladas basálticas de la Formación San Lorenzo, datadas de edad Albiano medio por U-Pb con 103.2 ± 1.0 Ma y 100.2 ± 0.5 Ma (Winter, 2008). Además, los niveles de calizas de la Formación Muerto-Pananga, son contemporáneos con las rocas de la Formación San Lorenzo, ubicadas en el Albiano medio a superior (Winter, 2008).

Siguiendo con la sucesión de estos depósitos en la cuenca Lancones, tenemos al Grupo Copa Sombrero, formado por una serie de turbiditas, atribuidas a una edad entre el Albiano superior – Coniciano (Reyes & Caldas, 1989; Chávez & Núñez del Prado, 1991; Jaillard et al., 1998). Los niveles inferiores del Grupo Copa Sombrero (Formación Huasimal) son contemporáneos hacia el este, con los niveles de la Formación La Bocana, de edad Albiano superior a Turoniano (Reyes & Caldas, 1987; Winter, 2008).

En la serie occidental, encima del Grupo Copa Sombrero se presentan las formaciones Tablones y Pazul, de edad Campaniano–Maastrichtiano (Jaillard et al., 1998), caracterizadas por mostrar lutitas negras con nódulos de caliza negra e intercalaciones de turbiditas con abundantes diques clásticos. Estas unidades, hacia el dominio oriental, no presentan unidad equivalente, porque el vulcanismo ya cesó con las emisiones piroclásticas y aglomerados volcánicos de la Formación Lancones. Las formaciones Tablones y Pazul son equivalentes con las formaciones La Mesa y La Tortuga, que afloran en la parte SO de la cuenca Lancones (sur de Paita; Jaillard et al., 1998).

La parte superior de la serie occidental se encuentra discordante sobre el Grupo Copa Sombrero. En ella aflora la Formación Tablones, constituida por limolitas, areniscas brechoides, conglomerados y lutitas negras con nódulos calcáreos amarillentos de edad Campaniano (Jaillard, 1997). Encima de ella aflora la Formación Pazul, que está compuesta de lutitas negras con nódulos amarillentos de caliza negra, intercalaciones de turbiditas de grano medio a fino y abundantes diques clásticos de edad Campaniano superior (Jaillard, 1997; Reyes y caldas, 1987), que son equivalentes a una secuencia de areniscas playeras y a potentes conglomerados gruesos con cantos de cuarzo y rocas metamórficas asignados a la Formación Monte Grande de edad Maastrichtiano (Iddings y Olsson, 1928), ubicados al oeste del Macizo de Amotape.

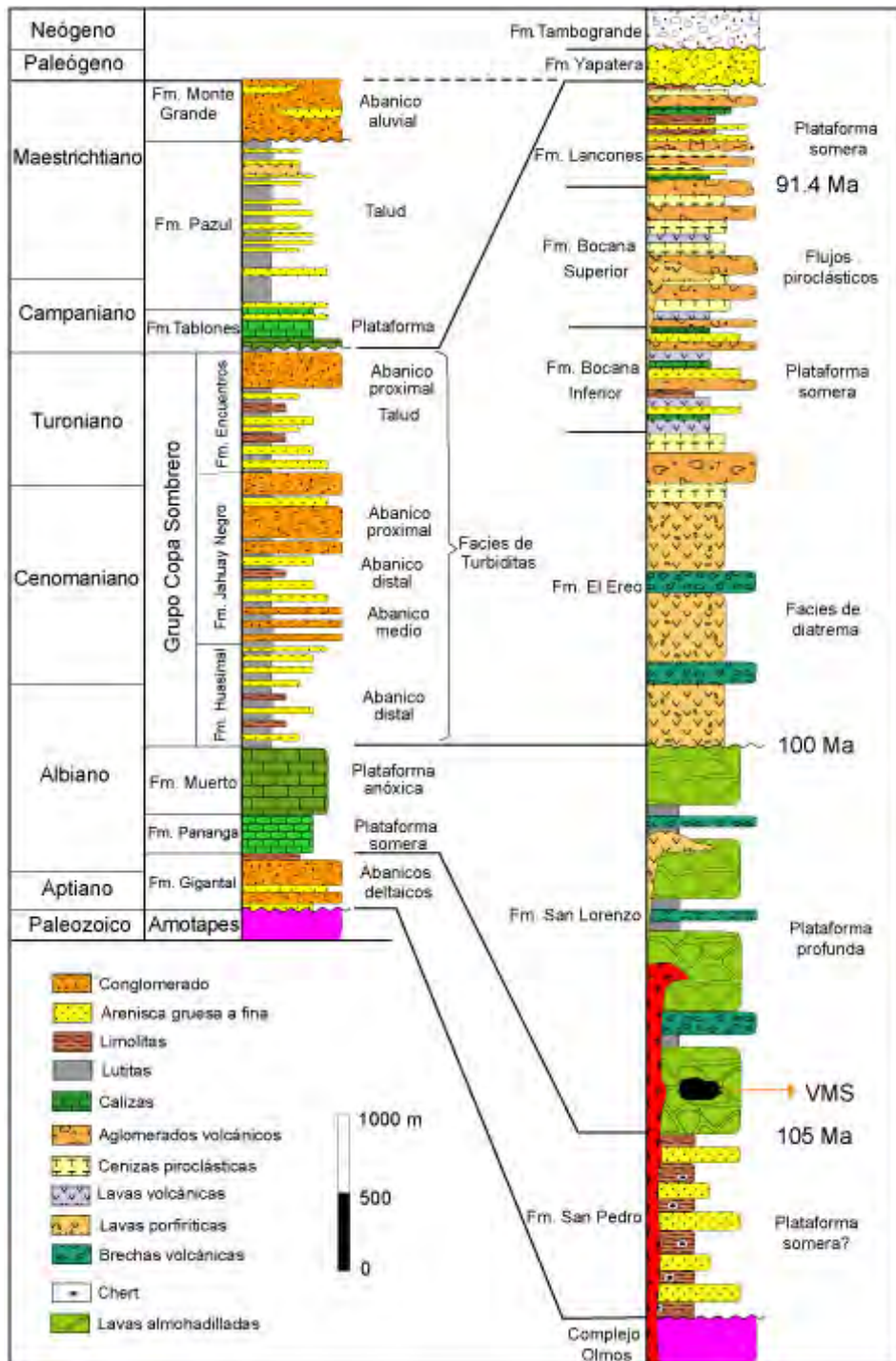


Figura 3.45 Cuadro de correlaciones de los dominios occidental y oriental de la cuenca volcanosedimentaria Lancones

CAPÍTULO IV

MAGMATISMO

Muchos estudios sobre magmatismo se han realizado en los Andes centrales, desde el punto de vista de su composición, su tipo de emplazamiento y numerosas dataciones radiométricas, clasificándolos por segmentos (Cobbing y Taylor, 1977b) y en los Andes septentrionales (Pitcher, 1978). Sin embargo, el segmento Piura ha sido muy poco estudiado.

Recientemente, en el área de la cuenca Lancones se han identificado cuerpos intrusivos que van desde gabros a granitos, los cuales han sido agrupados en unidades y superunidades (figura 4.1).

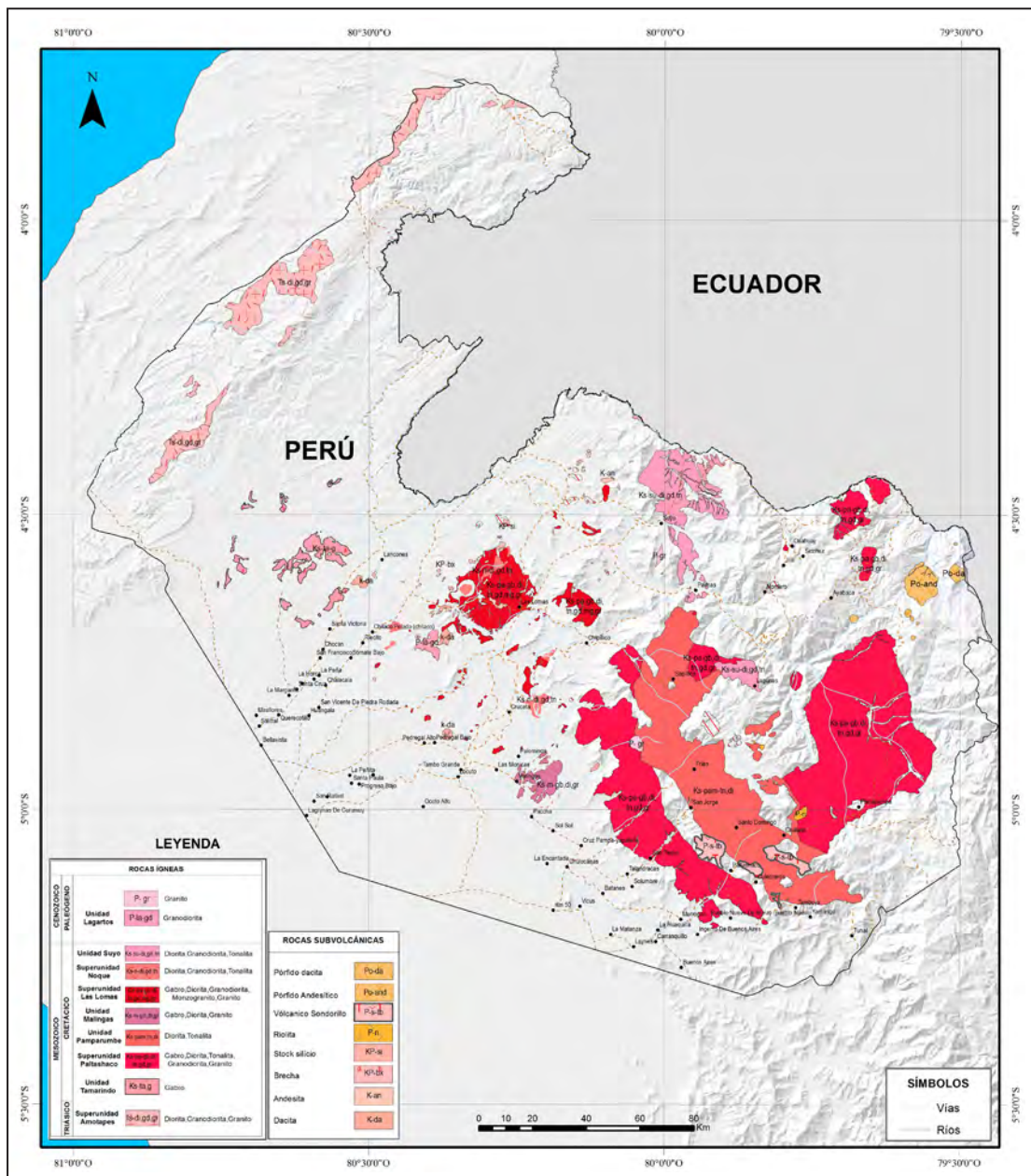


Figura 4.1 Mapa de unidades plutónicas del Batolito de la Costa, Segmento Piura

4.1 UNIDAD TAMARINDO

Corresponde a un conjunto de afloramientos que varían de gabros a dioritas que se encuentran dispersos en el sector occidental de la cuenca Lancones (área de los cuadrángulos de Sullana 10b y Quebrada Seca 9b). Se trata de cuerpos irregulares que se agrupan en dirección NE-SO (figura 4.1) e intruyen a secuencias sedimentarias del Grupo Copa Sombrero. Estos intrusivos en muestra de mano se caracterizan por ser muy resistentes a la rotura, atracción y presentan intenso magnetismo.

Litológicamente, los gabros en muestra de mano son muy compactos, de color verde oscuro con tonalidad azulina. Se caracterizan por su textura porfírica conformada por fenocristales de plagioclasas, piroxeno y olivino, que se alteran a micas y cloritas, la matriz con piroxenos, minerales opacos y ferromagnesianos diseminados en toda la muestra y como inclusiones circón, apatito y piroxenos (figura 4.2).

La diorita feldespatóidica presenta un color verde oscuro a grisáceo con textura fanerítica de grano medio, constituido por cristales de plagioclasas, piroxenos, olivino y feldespatoides. Resalta también la presencia de pirrotita y probablemente

magnetita. El magnetismo es débil a moderado en zonas de presencia de ferromagnesianos.

Descripción microscópica

Las muestras GR9-12-01 y GR9-12-08 corresponden a pórfido gabro, que presenta cristales de plagioclasas, subhedrales, prismáticas, macladas, zonadas y microfracturadas; algunas microfracturas están ocupadas por minerales opacos, óxidos de hierro y alteradas a cloritas, arcillas que presentan inclusiones de circón, apatito y piroxenos (anexo).

La muestra GR9-12-05 pertenece a un gabro con feldespatoides de textura granular hipidiomórfica, constituido por cristales de feldespatoides (leucita), anhedrales, que ocurren en intersticios de las plagioclasas y los ferromagnesianos, así también como remanentes de plagioclasas alteradas a arcillas y numerosas inclusiones de apatito, moldes de ferromagnesianos reemplazados por arcillas y cloritas (anexo).

La muestra GR9-12-03 corresponde a una diorita feldespatoide, de textura granular hipidiomórfica, conformada por cristales de plagioclasas. También muestran inclusiones de apatito, circón y piroxenos (anexo).



Figura 4.2 Gabro de grano grueso con plagioclasas > 2 mm y anfíboles (UTM 531928/9492383)

4.2 SUPERUNIDAD PALTASHACO

La denominación proviene del pueblo de Paltashaco del cuadrángulo de Morropón 11d (Reyes y Caldas, 1987). Sin

embargo, en el área de la cuenca Lancones aflora en los cuadrángulos de las Lomas 10c, Chulucanas 11c, Morropón 11d y Ayabaca 10d. Presenta una geometría alargada de dirección NO-SE (figura 4.1), con una superficie aproximada

de 416 km², y se encuentra intruyendo a rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la cuenca Lancones.

Litológicamente, la Unidad Paltashaco está representada por rocas de composición granítica, tonalítica, cuarzodiorítica, metatonalítica y dioritas, cuyas características aparentemente denotan que son frescas con ligera alteración superficial. Están intruidas por otro cuerpo de composición tonalítica de gran dimensión, que además presenta una fuerte alteración superficial. El granito tiene un color blanquecino de textura granular y se caracteriza por presentar fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. La tonalita, ubicada al noroeste de la ciudad de Ayabaca del cuadrángulo del mismo nombre, presenta una textura granular donde también se observa un dique de composición andesítica (figura 4.3a); está cubierta por rocas volcánicas de las formaciones Llama-Porculla. En la localidad de Hualcuy aflora un cuerpo tonalítico afectado por diques aplíticos (figura 4.3b). La diorita, ubicada en los alrededores del centro poblado de Mostaza, presenta una textura granular con cristales

principalmente de plagioclasas y hornblendas y en menor cantidad piroxenos (figura 4.4a y b). La cuarzodiorita presenta un color gris de textura granular compuesta por feldespatos cuarzo.

La muestra GR9-09-337 corresponde a una metatonalita que está constituida por cristales de plagioclasas cuarzo con extinción ondulante, feldespatos potásicos. La matriz se encuentra débilmente recrystalizada con cuarzo. También se observa anfíboles (1.5 %) ligeramente alterados a cloritas, alterados completamente a arcillas (anexo).

Descripción microscópica

La muestra GR9-09-309 corresponde a una cuarzodiorita de textura hipidiomórfica, con cristales plagioclasas, cuarzo, biotita, piroxenos. Como minerales accesorios se tiene al circón que se encuentra incluida en las biotitas y plagioclasas, los anfíboles son remplazados por la biotita y minerales opacos (anexo).

Edad. Datación radiométrica ⁴⁰Ar/³⁹Ar sobre biotita de una roca granítica reporta una edad de 97.4 ± 0.6 Ma (Ulrich, 2005).

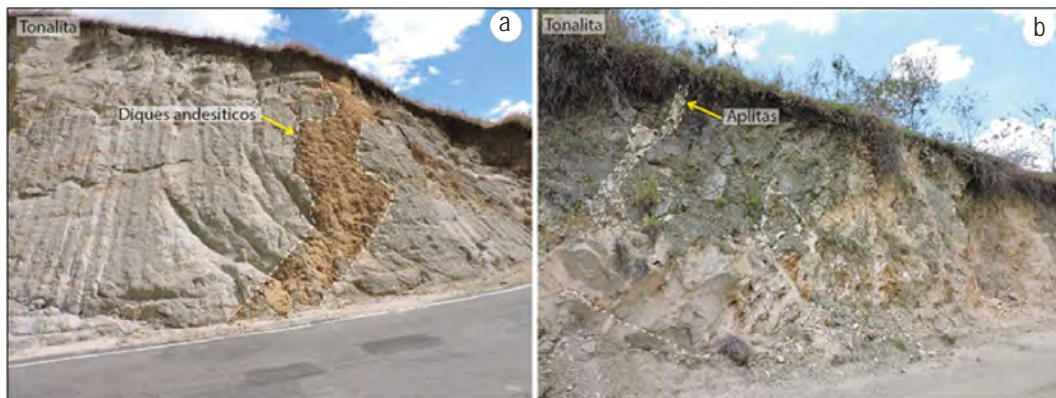


Figura 4.3 Superunidad Paltashaco. a) tonalita con textura granular donde también se observa un dique de composición andesítica, este cuerpo está ubicado al noreste de la ciudad de Ayabaca (UTM 648011/9493301); b) tonalitas con presentación de diques aplíticos, ubicadas al sur del cuadrante, donde abarca los centros poblados de Hualcuy (UTM 653685/9477663)

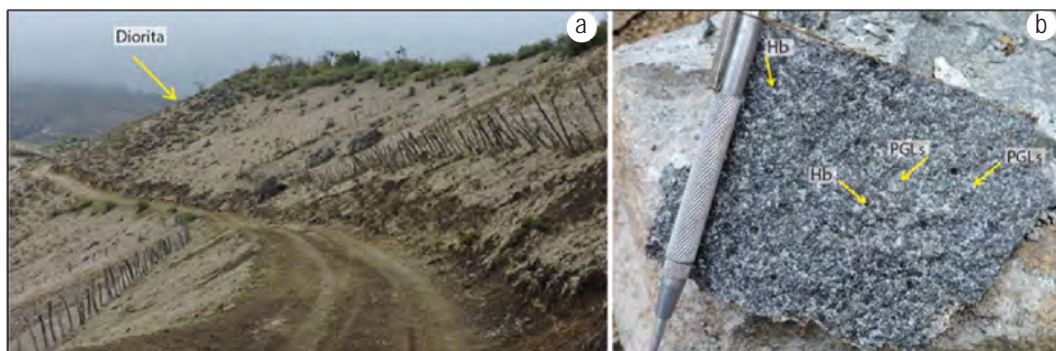


Figura 4.4 Superunidad Paltashaco. a) dioritas ubicadas en los alrededores del centro poblado de Mostaza (UTM 648070/9501013); b) detalle de la composición mineralógica de la diorita (principalmente PGLs, Hb y, en menor cantidad, piroxenos)

4.3 UNIDAD PAMPARUMBE

Con este nombre se conoce a Plutón, que se expone en la localidad de Pamparumbe, del cuadrángulo de Las Lomas 10c y se extiende a los cuadrángulos de Ayabaca 10d, Morropón 11d y tiene una orientación NO-SE (figura 4.1).

Litológicamente, predomina la tonalita. Sin embargo, también están presentes en esta unidad la granodiorita y la diorita. Presentan una textura granular con colores moteados por la presencia de biotita. Estos tres tipos de intrusivos tienen un paso progresivo de diorita a granodiorita y tonalita.

Descripción microscópica

La muestra GR9-09-325 corresponde a una granodiorita que presenta cristales de plagioclasas, cuarzo corroído por los feldespatos, anfíboles que rellenan intersticios y se alteran a cloritas o epidotas, el feldespato potásico ocurre como cristales anhedrales, la biotita presenta formas subhedrales. Como trazas se tiene esfena, apatito y circón. (anexo).

La muestra GR9-11-304 corresponde a una tonalita de textura granular hipidiomórfica que presenta cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, anfíboles. El anfíbol se encuentra alterado por arcillas, cloritas, epidotas minerales opacos y biotita con impregnaciones de óxidos de hierro. Como minerales accesorios se tiene esfena, circón. Los óxidos de hierro se alteran a minerales opacos y anfíboles (anexo).

La muestra GR9-11-302 corresponde a una diorita, de textura granular hipidiomórfica con cristales de plagioclasas de formas subhedrales, anfíboles y como minerales accesorios se presentan la esfena asociado a minerales ferromagnesianos, también se observa minerales opacos alterados por óxidos de hierro, el apatito se encuentra como inclusiones en plagioclasas (anexo).

Edad. Datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotita de una roca granítica reporta una edad de 97.4 ± 0.6 Ma (Ulrich, 2005).

4.4 UNIDAD MALINGAS

Está constituida por pequeños cuerpos que se encuentran distribuidos en los alrededores de Malingas del cuadrángulo de Las Lomas 10c. Se trata de dioritas, tonalitas y metagranitos que intruyen a rocas volcánicas de las formaciones San Lorenzo y La Bocana. Los afloramientos presentan formas irregulares de dirección NE-SO (figura 4.1).

Litológicamente, está conformada por:

Tonalita. De color gris con tonalidades verdosas, presenta una textura granular conformada por plagioclasas, ferromagnesianos, cuarzo y opacos.

Descripción microscópica

La muestra GR9-09-307 corresponde a una tonalita, constituida por cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles. como accesorios se tiene apatitos y minerales opacos. Las plagioclasas se alteran parcialmente por arcillas, sericita, clorita y epidota (anexo).

Metagranito. Aparentemente metamórfico no foliado, muy compacto, color blanco grisáceo con tonalidad parduzca. Se encuentra constituido por cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos y minerales ferromagnesianos (anexo).

Descripción microscópica

La muestra GR9-11-64 presenta una textura granoblástica constituida por cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos y minerales opacos diseminados.

Metagranito. Presenta un color blanco grisáceo con tonalidad parduzca. Está constituido por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, biotita. Las plagioclasas tienen formas subhedrales a anhedrales, alterados por arcillas, cloritas y epidotas y minerales opacos diseminados. El cuarzo anhedral se presenta con bordes irregulares a veces con extinción ondulante. Minerales accesorios de cloritas, epidota, óxidos de hierro (anexo).

Edad. No se tiene dataciones radiométricas de esta unidad intrusiva. Sin embargo, se encuentra intruyendo a rocas de las formaciones San Lorenzo y La Bocana. Por lo tanto, con base en estas relaciones de contacto, se le asigna una edad Cretácico superior.

4.5 SUPERUNIDAD LAS LOMAS

Está ubicada en la parte central de la cuenca Lancones, muy cerca del límite de la secuencia sedimentaria con la volcánica y abarca las localidades de Malingas hasta Las Lomas, en áreas del cuadrángulo de Las Lomas 10c (figura 4.1). Se presenta como cuerpos irregulares que se concentran principalmente en los alrededores de Las Lomas y La Bocana configurando una dirección NE-SO. La denominación de superunidad se asigna al conjunto de rocas plutónicas entre las que se tienen a dioritas, granodioritas, tonalitas, cuarzo diorita, cuarzomonzodiorita y pórfido monzogranito, que parecen tener característica de complejos anulares (Reyes y Caldas, 1987; Jaimes et al., 2012) como los complejos plutónicos del norte de Lima (Cobbing y Pitcher, 1972).

La diorita que se encuentra en las márgenes de esta superunidad se caracteriza por ser una roca granular, donde se observa cristales de plagioclasas, piroxenos, biotita, anfíboles y diseminación de minerales opacos. La granodiorita muestra una coloración gris blanquecina con tonalidades parduzcas a

veces verdosas de grano medio, compuestas por plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos y minerales ferromagnesianos como accesorios. La tonalita presenta una coloración blanquecina con moteados oscuros, donde se observa cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles piroxenos y pirlita diseminada. La cuarzdiorita es una roca granular constituida por cristales de plagioclasas, cuarzo, biotita, piroxenos, anfíboles y minerales opacos diseminados. La cuarzomonzodiorita presenta cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos, anfíboles y piroxenos. El pórfido monzogranito es otra roca intrusiva que muestra fenocristales de plagioclasas, cuarzo, piroxenos y anfíboles en matriz microgranular cuarzo-feldespato (anexo).

Descripción microscópica

La muestra GR9-09-23 corresponde a una tonalita que presenta cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasas, cuarzo se presenta en intersticios igual que el feldespato potásico. La biotita se presenta con formas euhedrales a subhedrales alterados por cloritas, esfena y epidota. Como trazas se aprecia epidotas, carbonatos, circón, apatito, y esfena. (anexos).

La muestra GR9-09-135 corresponde a una cuarzo-diorita constituida por cristales de plagioclasas, el cuarzo se presenta en intersticios como cuarzo primario I, el cuarzo secundario II, se presenta en escasos agregados que se hallan alterando a cristales junto a carbonatos (anexos).

La muestra GR9-09-302 corresponde a una granodiorita compuesta por cristales subhedrales de plagioclasas, macladas y zonadas; se presenta mayormente alterada por arcillas, sericita y en menor proporción por cloritas y epidotas; algunos fenos contienen inclusiones de granos de piroxenos. El cuarzo se presenta en forma anhedral con tamaños menores de 1.5 mm. Los anfíboles se muestran en formas euhedrales a anhedrales (anexos).

Los feldespatos potásicos ocurren como cristales de formas subhedrales a anhedrales; se encuentran moderadamente alterados por las arcillas. La esfena se presenta en forma anhedral rellenando intersticios (anexos).

Edad. Datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre hornblenda del monzogranito reporta una edad de 70.8 ± 1.9 Ma (Winter, 2008).

4.6 SUPERUNIDAD NOQUE

Constituida por pequeños cuerpos que se encuentran distribuidos en todo el cuadrángulo de Las Lomas 10c, principalmente al oeste de Carrizalillo, sur de Suyo y entre La Bocana y Noque (figura 4.1), presenta una dirección NO-SE, similar a las otras unidades. La superunidad Noque fue definida con base en sus características geoquímicas complementadas

con las relaciones de campo. Los principales componentes de esta superunidad son la tonalita de la quebrada San Francisco (sector Los Leones-Tejedores), la gabrodiorita del sector de Piedra Rodada, la granodiorita del cerro Purgatorio, la diorita del cerro Zapayal y el granito de la quebrada Perro Ahorcado. Estos cuerpos intruyen a secuencias volcánicas e intrusivas de edad Cretácica.

Litológicamente están conformadas por rocas de variada composición, entre las que se encuentran gabrodioritas, dioritas, granodioritas, tonalitas y granitos.

Descripción microscópica

La muestra GR9-09-75 corresponde a una diorita de piroxenos. Se observa minerales euhedrales y subhedrales de plagioclasas, macladas y zonadas. Los piroxenos se presentan con cristales de formas anhedrales; ocurren rellenando intersticios o entre los cristales de plagioclasas. Se observa escasos cristales de minerales de cuarzo, que se hallan rellenando intersticios. Los minerales que se encuentran como traza son la epidota y el rutilo.

Alteración: Cloritización-serpentinización y argilización moderada. Sericitización y alteración micácea muy débiles. Oxidación incipiente (anexos).

La muestra GR9-09-303 corresponde a una diorita con cristales de plagioclasas de formas euhedrales a subhedrales microfracturadas, rellenas por cloritas, micas, carbonatos y con inclusiones de los piroxenos de formas euhedrales a subhedrales y redondeados, y están parcialmente uralitizados y alterados a carbonatos que presentan biotita en sus bordes. La biotita se encuentra rellenando intersticios y en bordes de piroxenos, ligeramente alterada por óxidos de hierro (anexo).

La muestra GR9-09-300 corresponde a una tonalita con fenocristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales y bordes subredondeados, con microfracturas rellenas por epidota y clorita, parcialmente alteradas a albita, sericita, clorita, epidota e inclusiones de apatito. El cuarzo es primario; ocurre como fenocristales subredondeados de bordes corroídos con inclusiones de plagioclasas. Los anfíboles. Los minerales opacos se encuentran como cristales euhedrales a subhedrales, diseminados y en intersticios de la matriz. La epidota se encuentra en agregados anhedrales formando moldes de cristales alterados y sustituyendo plagioclasas. Las cloritas forman agregados fibrosos, moldes de cristales de plagioclasas y rellenos de intersticios de la matriz (anexo).

Edad. No se dispone de dataciones radiométricas de esta superunidad por lo que su edad puede ser considerada dentro del intervalo de 70.8 ± 1.9 Ma a 48.06 ± 5.81 Ma (Cretácico superior-Paleógeno).

4.7 UNIDAD SUYO

En Perú, se define como Unidad Suyo a un conjunto de intrusivos que se ubican al oeste del área de estudios, entre las localidades de Suyo y La Tina, y están conformadas por cuerpos intrusivos de dioritas, granodioritas, tonalitas y granitos (figura 4.1).

Dioritas. Se encuentran distribuidas en tres pequeños cuerpos aislados: 1) en el sector de Morocho, el intrusivo tiene una forma alargada irregular de dirección NE-SO, que aparentemente está afectando a las tonalitas y granodioritas de su contorno; 2) en el sector de Cachaco, tiene una dirección NE-SO y se presenta como afloramientos masivos poco fracturados (figura 4.5a); y, 3) en el sector de la Calamina.

En general, presentan texturas granulares de coloraciones grises a verdosas, constituidas esencialmente por plagioclasas y hornblendas (figura 4.5b), el piroxeno es apenas visible a simple vista y el cuarzo no se logra distinguir. Entre los minerales accesorios se distingue: biotita, clorita, magnetita y pirita. Estos cuerpos intruyen principalmente a las unidades volcánicas de la Formación San Lorenzo.

Las tonalitas, por lo general, se encuentran muy intemperizadas y muestran cristales de cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásicos (figura 4.6a y b)

Granodioritas - tonalitas. Corresponden a los cuerpos más extensos de forma irregular con moderado intemperismo (figura 4.6a y b), pertenecientes a la Unidad Suyo, y se encuentran ubicadas en los alrededores de las localidades de Morocho,

Chirinos, Cachaquito, Surpampa, La Calamina, Cachaco, La Tina, y se extienden al sur del Ecuador a la localidad de Macara, donde se le conoce como el Batolito de Tangula. En general, intruyen a secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de las formaciones San Lorenzo y La Bocana (Perú) y Célica (Ecuador).

En afloramiento tiene un color blanquecino a gris amarillento producto del intemperismo. Presentan textura granular. La mineralogía está compuesta por cristales de plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico y biotita como accesorios.

Granodiorita. Localizada entre la quebrada y la localidad de Cachaco (que se extiende hasta el puente internacional Perú-Ecuador), muestra cuerpos de formas irregulares moderadamente intemperizadas color blanquecino, que intruyen principalmente a rocas volcánicas de la Formación San Lorenzo. En las quebradas Tiradera y Cachaco, las granodioritas y tonalitas están en contacto fallado, donde se observa una superficie de recristalización y epidotización a lo largo de la falla, así como la presencia de un halo de alteración con presencia de venillas de cuarzo.

Presenta una textura granular, mineralógicamente constituida por cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico.

Edad. La edad de esta unidad se determina con base en una datación radiométrica por el método Ar-Ar, el cual indica una edad de 97.4 ± 0.6 Ma (Ulrich, 2015). Además, por correlaciones con unidades similares a esta unidad se le asigna al Cretácico superior.



Figura 4.5 Unidad Suyo. a) dioritas poco fracturadas, ubicadas al norte del poblado de Cachaco Grande (UTM 611821/9513214); b) diorita principalmente compuesta por plagioclasas (PGLs) y hornblenda (Hb)



Figura 4.6 Unidad Suyo. a) tonalita intemperizada, ubicada al sureste del poblado de Chirinos (UTM 619793/9506123); b) tonalita compuesta principalmente por plagioclasas (PGLs), cuarzo (Cz) y feldespato potásico (FPKs)

4.8 UNIDAD LAGARTOS

Los afloramientos de esta unidad son muy escasos, se encuentran al SO de la Superunidad Las Lomas como dos pequeños cuerpos irregulares de granodiorita y tonalita que intruyen a secuencias de la Formación Ereo y La Bocana.

Estos intrusivos se encuentran ligeramente intemperizados y gran parte están cubiertos por la densa vegetación típica de la zona. Está constituida principalmente por cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, piroxenos, biotitas y algunos minerales opacos diseminados.

Descripción microscópica

En la muestra GR9-09-99A corresponde a una tonalita que presenta cristales de plagioclasas con formas euhedrales a subhedrales y bordes subredondeados. El cuarzo es primario y se encuentra en intersticios donde se observa inclusiones de plagioclasas, anfíboles, piroxenos y apatito (anexo).

Edad. Dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ existentes sobre hornblendas de la granodiorita reportan una edad de 45.60 ± 5.3 Ma para las granodioritas y de 48.06 ± 5.81 Ma para las tonalitas (Winter, 2008).

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA

5.1 GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Para el desarrollo de esta sección se ha procesado una base de datos (268 muestras) de análisis geoquímicos de roca total (anexos), que corresponden a rocas de las principales

unidades magmáticas (figura 5.1). Esta data corresponde a datos compilados de los trabajos de Morsche (1999), Ríos (2004), Winter (2008), Bellido (2009) y Jaimes et al. (2012).

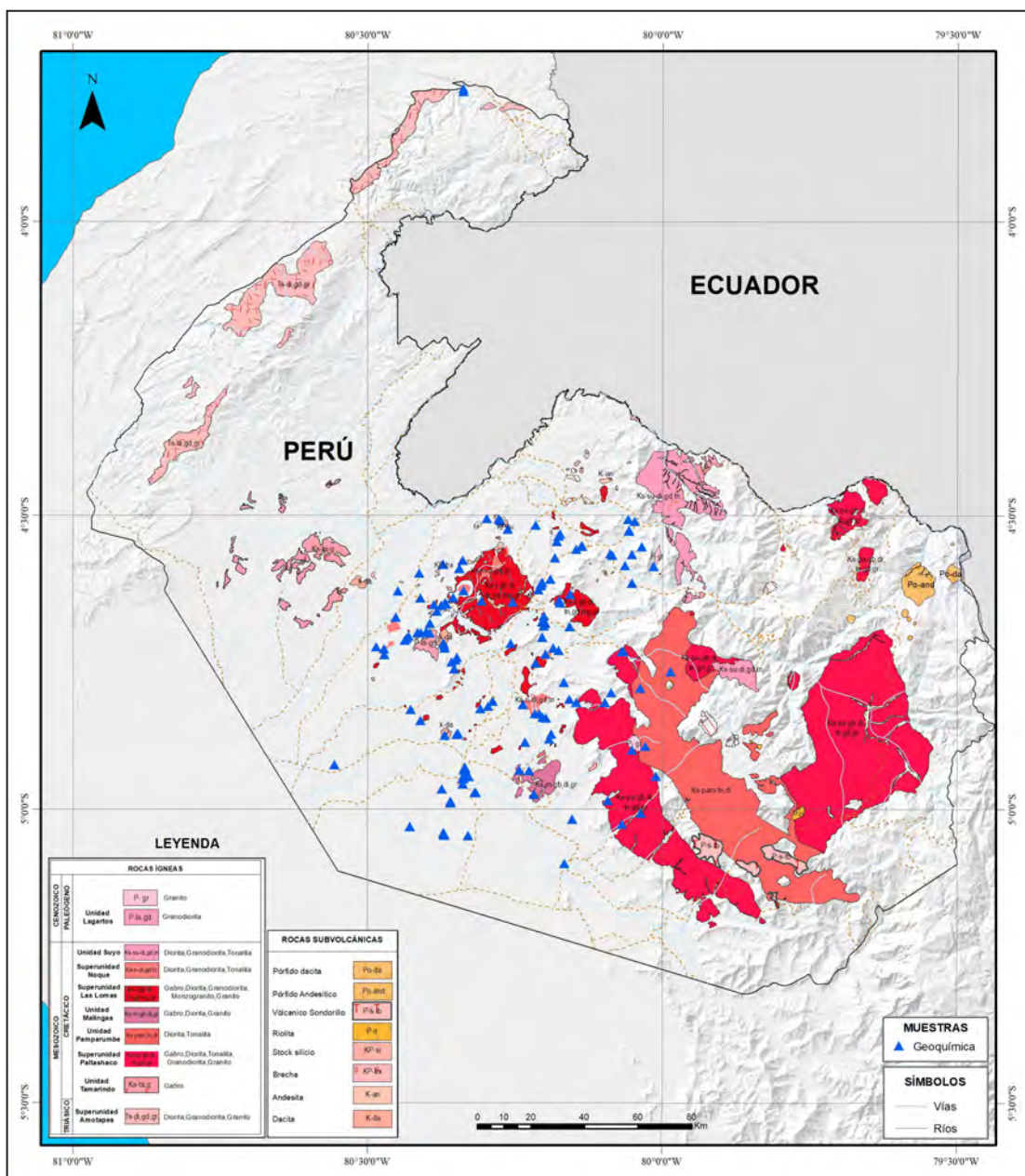


Figura 5.1 Mapa de las superunidades intrusivas y ubicación de muestras con datos de análisis geoquímicos. La ubicación de las muestras incluye las rocas volcánicas del arco magmático Lancones (mapa geológico).

5.2 ELEMENTOS MAYORES

En los diagramas geoquímicos de discriminación (figura 5.2a), las rocas volcánicas de la Formación San Lorenzo, Formación La Bocana y los diques que cortan ambas unidades presentan una variación composicional de basaltos a riolitas. Las lavas de la Formación Ereo son de composición basáltica y los domos son principalmente de composición riolítica.

Estas rocas volcánicas corresponden a las series magmáticas toleítica y calcoalcalina (conocidos como magmas bimodales) con bajo contenido de K_2O .

En el diagrama de Nb/Y versus Zr/TiO_2 , las rocas de la Formación La Bocana se ubican principalmente en la serie magmática toleítica (figura 5.2b). Las rocas intrusivas de las superunidades Paltashaco, Las Lomas y Noque caen en los campos de composición de gabros, dioritas, granodioritas y granitos que corresponden a series magmáticas bimodales. Con base en el contenido de FeO_{total} versus SiO_2 las rocas con alto contenido de Fe son las lavas basálticas de la Formación La Bocana y las rocas con bajo contenido de Fe son las riolitas y granitos de las diferentes unidades magmáticas.

En los diagramas de Harker (figuras 5.2d y e, y 5.3), se observa una correlación negativa con la diferenciación (mayor contenido de SiO_2) en los elementos mayores de FeO_{total} , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 y CaO ; se observa una correlación positiva para K_2O y Na_2O con la diferenciación (figuras 5.2c y 5.3d). Esto se debe a que su fuente mineralógica de los magmas parentales de las diferentes unidades magmáticas estuvo dominada con minerales

de clinopiroxeno y ortopiroxeno ricos en Fe-Mg. En los magmas félsicos, la fuente mineralógica se ha encontrado sometida por feldespatos, representada por rocas de composición riolítica de todas las unidades magmáticas. La dispersión y desviación de la tendencia general que se observa en los materiales de la Formación San Lorenzo es posiblemente debida a procesos de acumulación de minerales máficos.

Por otro lado, en el diagrama MgO versus Ni las rocas de la Formación San Lorenzo tienen altas concentraciones de Ni y MgO y, por ende, se ubican en el campo de magmas juveniles (magmas primitivos derivados de la cuña mantélica). Sin embargo, no se descarta que estos altos valores de Mg y Ni, así como la dispersión de valores pueda deberse en parte a la existencia de rocas con Ol y Pxs acumulados.

En términos de la saturación de alúmina (figura 5.4a), casi todas las rocas ígneas de los arcos magmáticos de Lancones y Paltashaco tienen valores de $Al/Ca + Na + K < 1$ y $Al/Na + K > 1$. Por lo tanto, son de carácter metalumínico, con excepción de algunas riolitas de las formaciones San Lorenzo y La Bocana, y riolitas de los domos que son de carácter peralumínico porque tienen valores de $Al/Ca + Na + K > 1$ y $Al/Na + K > 1$.

Con relación a sus valores de anomalías de Eu/Eu^* versus los valores de $Al/Ca + Na + K$ (figura 5.4b), las lavas de la Formación Ereo, algunas lavas de las formaciones San Lorenzo y La Bocana, y los intrusivos de Paltashaco y Noque derivan de magmas secos y la mayoría de las rocas ígneas derivan de magmas húmedos (ver mapa de anomalías de Eu/EU^*).

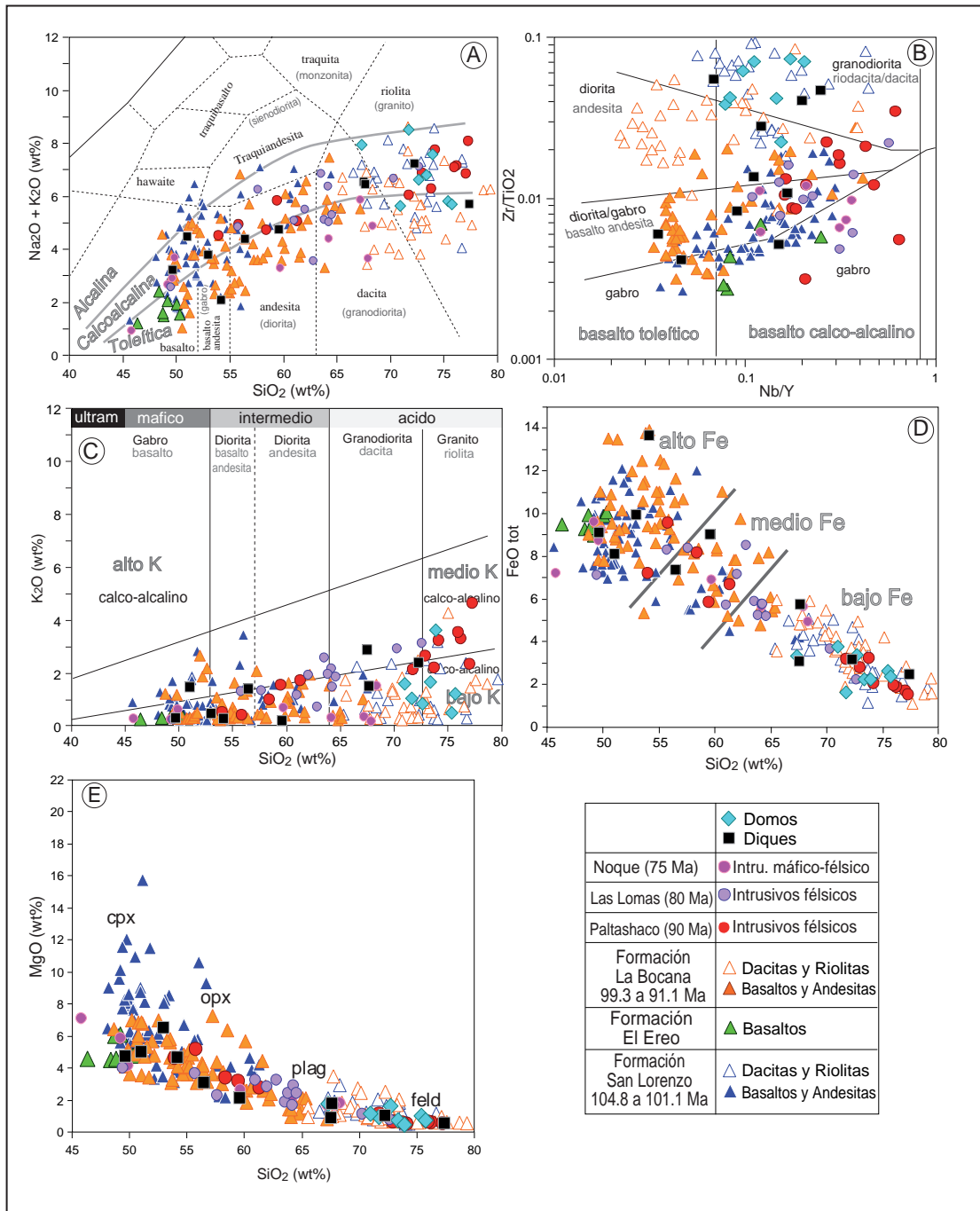


Figura 5.2 Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100 % y libres de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total}.

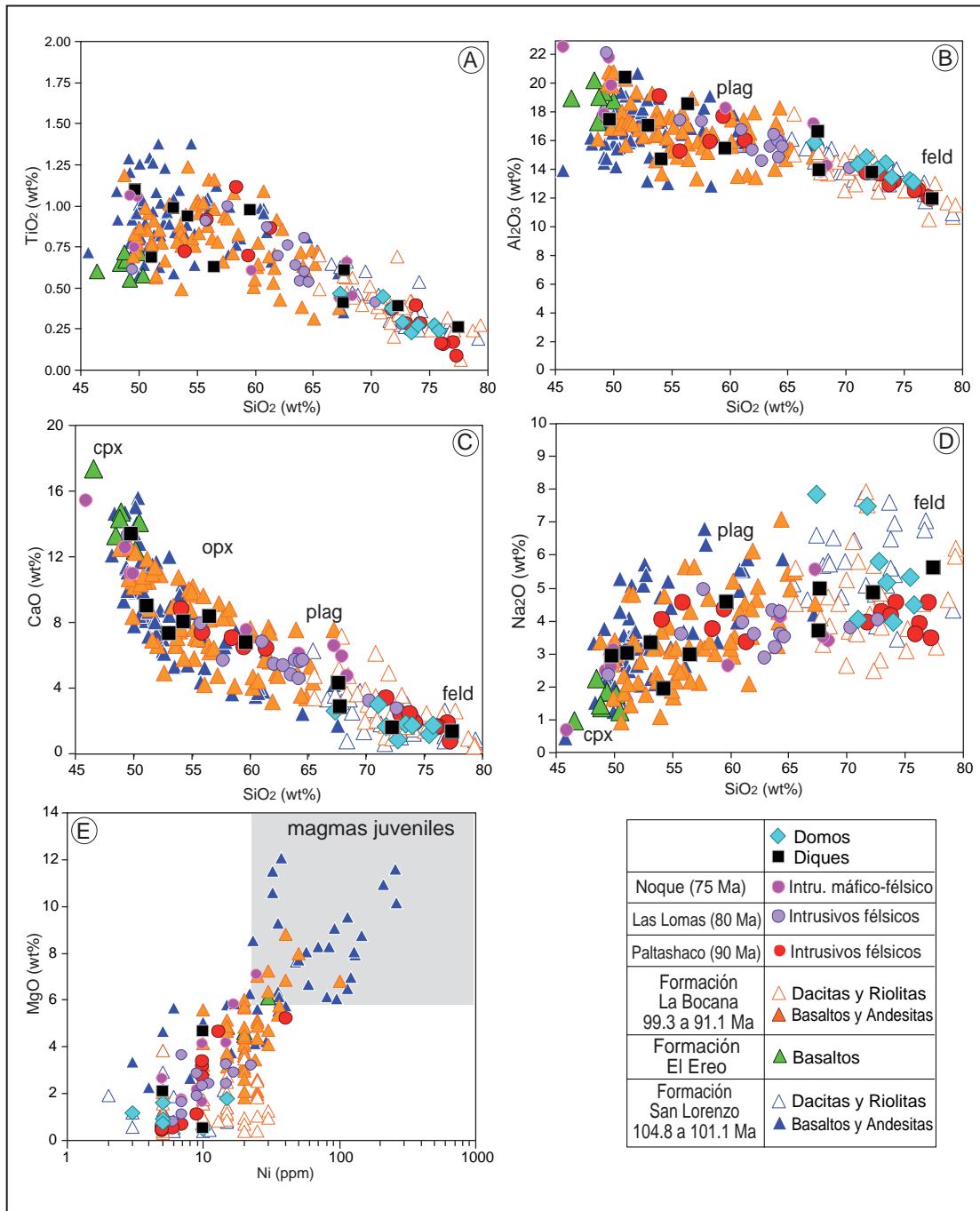


Figura 5.3 Diagramas binarios del tipo Harker para los contenidos de TiO₂, Al₂O₃, CaO y Na₂O versus SiO₂ y MgO versus Ni (nótese la escala logarítmica). Los contenidos de óxidos están recalculados al 100 % y libres de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total}.

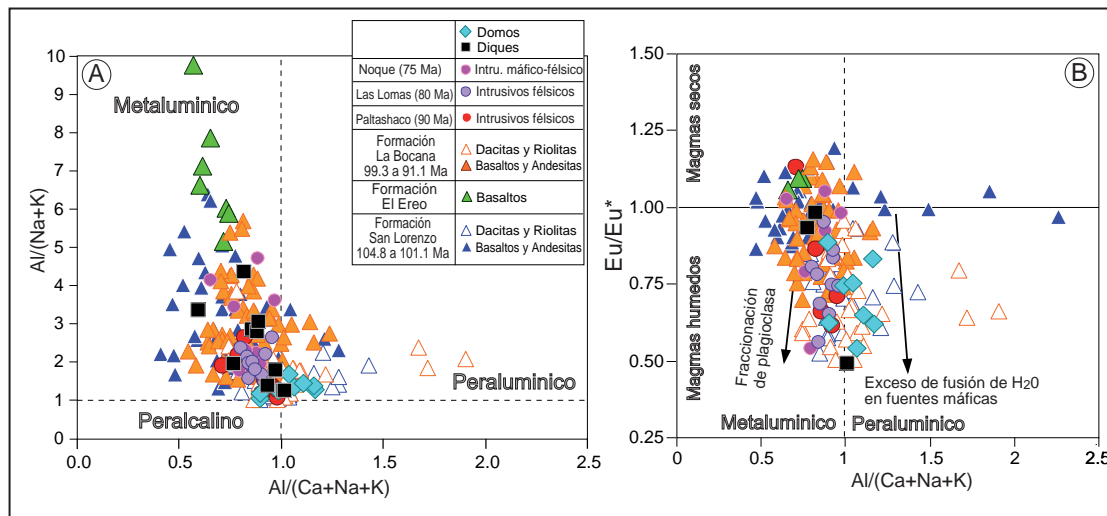


Figura 5.4 a) diagrama para la determinación de la saturación de alúmina; b) diagrama para la determinación del contenido de H₂O en los magmas

Razones de elementos traza y elementos de tierras raras

Las concentraciones de los elementos traza sirven para elaborar diagramas específicos para la petrogenética, entre ellos, las concentraciones de Sr y los elementos de tierras raras (figura 5.5).

Los diagramas de las razones de los elementos de tierras raras como Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb y Ce/Y versus el contenido de SiO₂ muestran que las razones de las rocas ígneas no varían significadamente con la diferenciación, a excepción de los basaltos de la Formación Ereo y los diques que tienen razones bajas en La/Sm (1 a 2), Sm/Yb (0.5 a 1.3), Dy/Yb (1.25 a 1.50), Ce/Y (0 a 1). Estas variaciones en las razones sugieren fraccionamiento y/o cristalización de clinopiroxenos para los magmas de los arcos de Lancones y Paltashaco.

Para estimar la profundidad donde los magmas se generaron se ploteó la data en el diagrama Ce/Y versus SiO₂ (figura 5.5e) propuesto por Mantle y Collins (2008). En este diagrama se observa que las rocas ígneas se formaron dentro y/o en una columna de una corteza con espesores entre 2 y 30 km (Ce/Y = 0.2 a 2).

Perfiles de elementos de traza y elementos de tierras raras

Las configuraciones de los perfiles de concentración de elementos traza y elementos de tierras raras en rocas ígneas son ampliamente usadas para identificar procesos petrogenéticos, los cuales se pueden inferir del enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos (normalizados a los valores del manto primitivo en este trabajo), desde el fraccionamiento preferencial de los elementos de tierras raras ligeras y tierras raras pesadas hasta la presencia o ausencia de las anomalías de Eu.

En el diagrama (figura 5.6a) se muestra los perfiles de las concentraciones de los elementos traza y elementos de tierras raras para las rocas del arco magmático de Lancones. Estos revelan que el empobrecimiento en Rb, Nb y Ta es típico de rocas magmáticas generadas en arcos de isla oceánica (Stern, 2002).

Con el fin de entender los procesos petrogenéticos de las rocas del arco magmático de Lancones en el noroeste de Perú, en este trabajo se hace una comparación con los perfiles (figura 5.6b) de las rocas de la Formación Chocolate inferior (205-190 Ma, formadas en un contexto tectónico extensional –Boletín de la Yarada por Acosta et al., 2011), Casma (130-105 Ma, formadas también en un contexto tectónico extensional –Polliand et al., 2005) y rocas volcánicas del complejo Yanacocha (13-9 Ma, formadas en un contexto tectónico compresional –Chiaradia et al., 2010). En conjunto, las concentraciones de elementos de tierras raras de las rocas del arco magmático de Lancones están empobrecidas en Rb, Nb, Ta, K, Sr y enriquecidas en los elementos de tierras raras pesadas y es debido a esto que muestran un perfil con muy bajo ángulo y las concentraciones para los diferentes grupos de rocas ígneas de Lancones forman líneas paralelas (figura 5.6b). Por otro lado, las rocas de la Formación Chocolate inferior están empobrecidas en Nb y en elementos de tierras raras (desde La a Yb) y están enriquecidas en Rb, K. Esto hace que el perfil sea de bajo ángulo (figura 5.6b), mientras que el perfil de las lavas de la formación Casma es similar a la de las lavas de Lancones y solo se diferencia en las concentraciones de Ta. Finalmente, las rocas volcánicas del complejo de Yanacocha están enriquecidas en Rb, Sr y elementos de tierras raras ligeras (desde La a Sm) y empobrecidas en elementos de tierras raras pesadas (desde Sm a Lu); por lo tanto, el perfil tiene mayor pendiente.

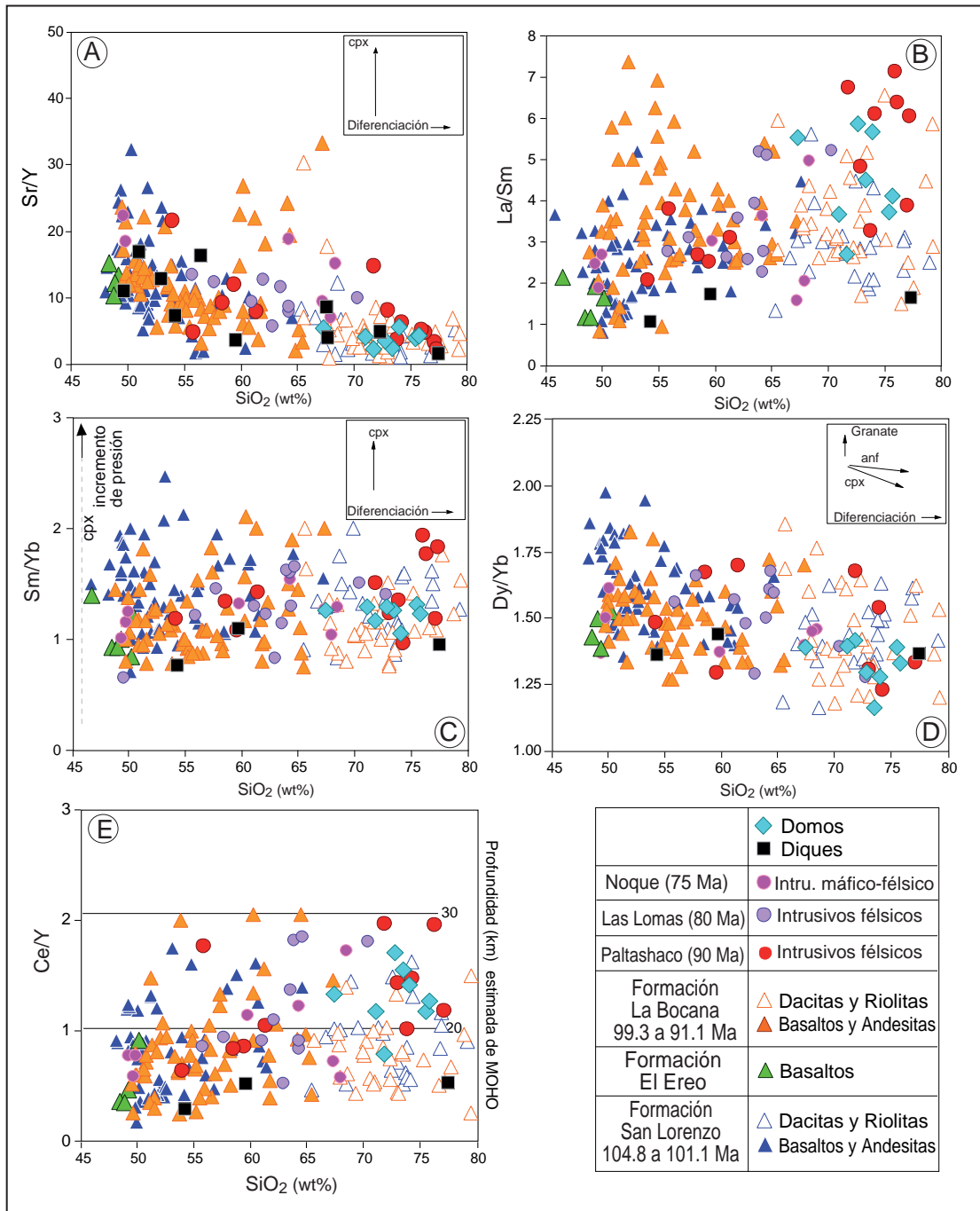


Figura 5.5 Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb y Ce/Y para las rocas ígneas de los cuadrángulos Las Lomas (10c).

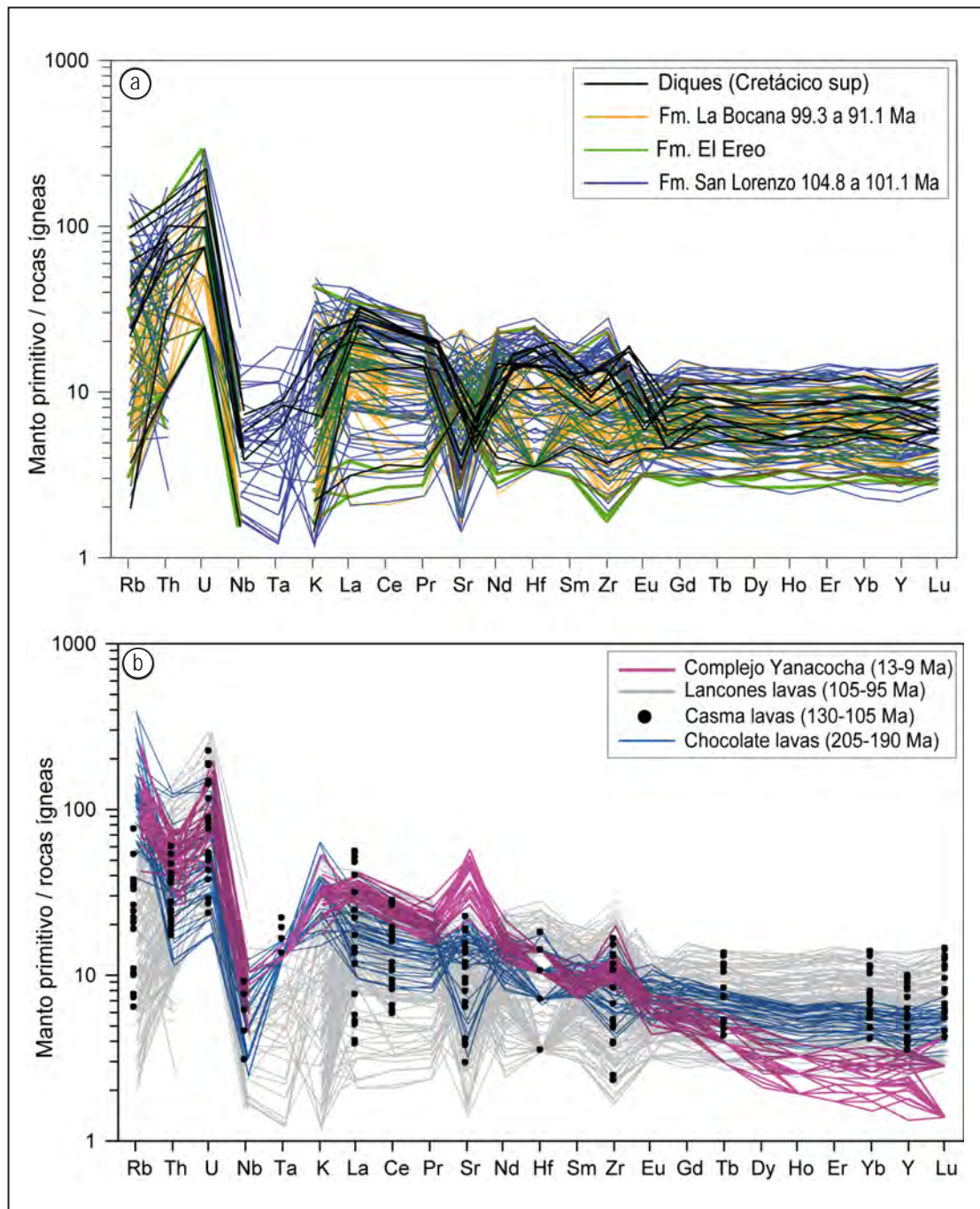


Figura 5.6 a) perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas ígneas del cuadrángulo de Las Lomas (10-c); b) diagrama que muestra la comparación de las concentraciones de elementos traza para las lavas de la Formación Lancones (Winter, 2008), lavas de la Formación Chocolate inferior (Acosta et al., 2010), lavas de la Formación Casma (base de datos Ingemmet) y rocas volcánicas del complejo Yanacocha (Chiaradia et al., 2010). Las concentraciones están normalizadas a los valores del manto primitivo, según McDonough y Sun (1995).

Las concentraciones de elementos traza y elementos de tierras raras pesadas en las rocas de la Formación Chocolate inferior, Casma y Lancones excluyen la presencia de granate residual en la fuente de los magmas parentales y/o a profundidad de asimilación de las rocas laterales (figura 5.7a y b), donde si hubo granate residual fue en las fuentes de los magmas del complejo volcánico de Yanacocha (figura 5.7a).

Para comprender mejor los procesos en la generación de los magmas se puede usar el diagrama de las razones de

Ce/Y versus Ce (figura 5.7b). Según este diagrama, las rocas máficas del arco magmático de Lancones, algunas rocas del arco magmático de Paltashaco y arco magmático de Casma derivan del manto y es por eso que caen en el campo de magmas juveniles, mientras que las rocas félsicas de Lancones y algunos intrusivos de Paltashaco derivan de la fusión parcial de anfibolita. Esto explicaría la estabilidad residual de anfíbol (figura 5.5d) y/o la cristalización abundante de anfíbol en los intrusivos de Paltashaco. Las rocas félsicas de la Formación San Lorenzo han tenido un proceso de cristalización fraccionada.

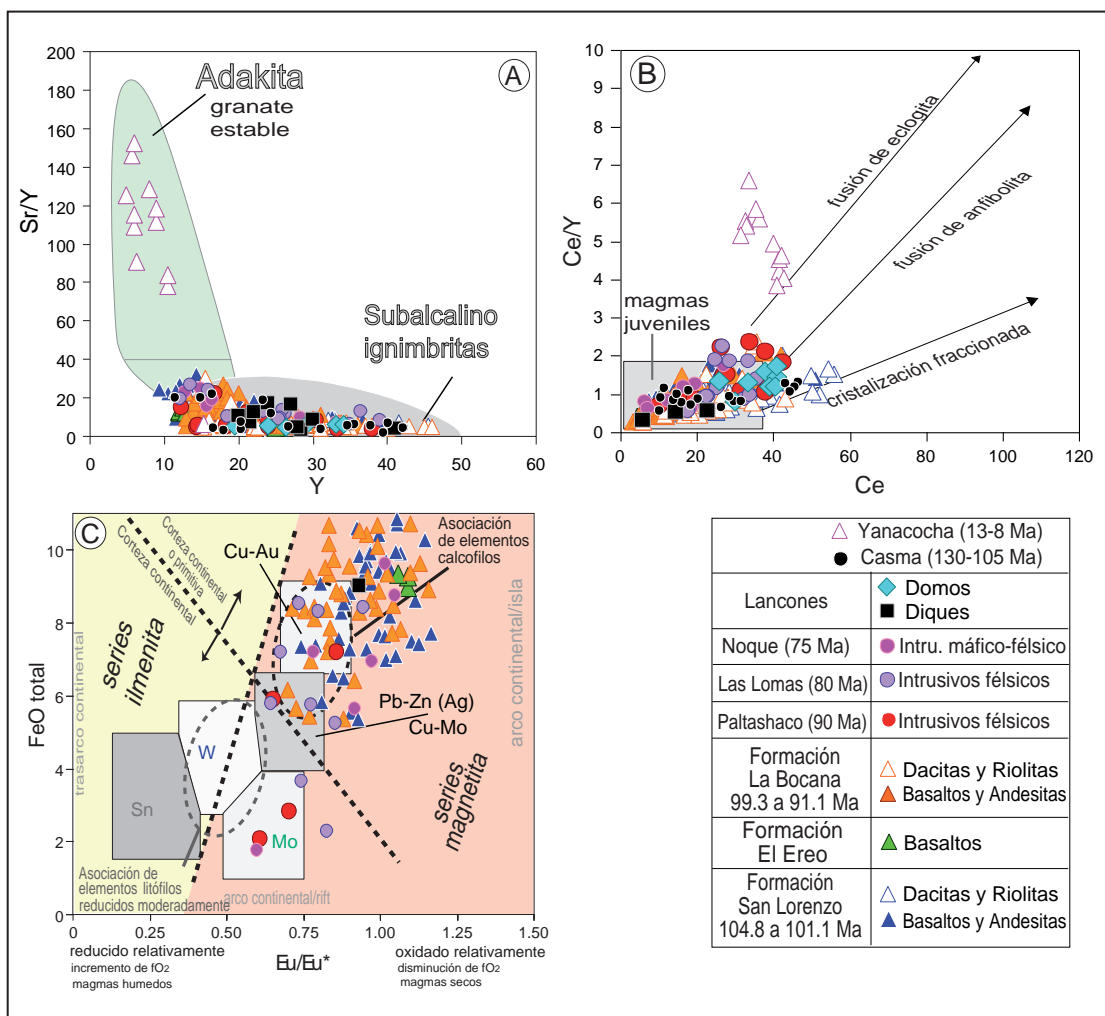


Figura 5.7 a) diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de las rocas desde un arco normal (rocas subcalinas) a un campo adakítico; b) muestra procesos Ce vs Ce/Yel en la generación de los magmas; c) relación entre el estado de oxidación de los magmas y el contenido de FeO total y las posibles ocurrencias de metales asociados (Lang & Baker, 2001).

5.3 ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

La composición de los isótopos radiogénicos es indicador de la contribución de fuentes diferentes para rocas ígneas durante su evolución magmática desde la región fuente hasta el estado final de una muestra específica. Para comparar la composición isotópica de las rocas ígneas en el sistema corteza-manto en la margen continental del Perú se elaboró el diagrama de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus valores de ϵNd (figura 5.8) con las que se llega a la conclusión: 1) La composición promedio de las rocas formadas en dorsales meso-oceánicas MORB es usada como aproximación a la composición isotópica de un reservorio de manto empobrecido formado en un marco tectónico extensional. 2) La composición de las lavas del volcán Misti es usada como magmas que derivan de la asimilación en procesos magmáticos y generación del fundido dentro de la corteza con espesor > 65 km.

Los valores ϵNd (desde 0 a 1) y razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704 a 0.707) de las rocas de Lancones caen dentro del campo de manto empobrecido. La dispersión de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (desde 0.705 a 0.707) se atribuye a la alteración por agua marina, tal como es el ejemplo para las rocas alteradas por agua marina en la Formación Chocolate. La composición isotópica de las rocas de Lancones es diferente de los ambientes de corteza continental (e.g. lavas del volcán Misti) y las rocas menos alteradas por agua marina son parecidas al promedio de las rocas del complejo volcánico de Yanacocha (figura 5.5). No puede descartarse que las dispersiones de valores de las relaciones isotópicas de Sr se deban al hecho de que la alteración puede variar las relaciones elementales Rb-Sr que influyen en el proceso de cálculo de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Sin embargo, cuando se compara las razones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus los valores de ϵNd y razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figura 18) las rocas de Lancones y las rocas del basamento de Olmos y Marañón tienen valores iguales en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19 a 20.5) y las rocas del complejo de Yanacocha tienen valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.5 a 18.7). Estas firmas isotópicas de Pb estarían indicando que las rocas de Yanacocha se contaminaron

con otro tipo de basamento y este basamento por debajo de Yanacocha quizás tenga composición juvenil ya que los isótopos de Nd y Sr en estas rocas no varían.

5.3.1 Discusión

Magmatismo juvenil y régimen tectónico. Las variaciones geoquímicas para las rocas de arco magmático de Lancones sugieren afinidades geoquímicas de arcos de isla oceánica. Para la generación de las rocas volcánicas máficas hubo fusión parcial de manto repletado (más conocido como cuña mantélica) con influencia de fluidos derivados del slab. Este es el principal proceso aceptado en arcos volcánicos donde se forman basaltos de la serie magmática toleítica y calco-alcalina (Stern, 2002).

Con base en sus concentraciones bajas de Nb, Ta, las rocas del arco Lancones derivan de fuentes mantélicas y son típicas de magmas de arco de isla oceánica (Stern, 2002). Pero las variaciones en las concentraciones de Zr, Nb, Ta, Th y elementos de tierras raras implican algo de corteza continental en la generación de las fuentes de estas rocas, principalmente, para las rocas félsicas (figura 5.9 isótopos de Pb). Por lo tanto, este arco magmático se tuvo que haber desarrollado en un rift y/o sutura de margen continental y se asemeja a muchos arcos de isla oceánicos modernos (Stern, 2002).

Isotópicamente, las rocas del arco magmático de Lancones muestran firmas cercanas a MORB y composiciones isotópicas enriquecidas (figura 5.9). Hay dos posibilidades para explicar el enriquecimiento que causa en las rocas con firmas de rocas corticales: 1) mezcla del manto repletado (i.e. cuña mantélica) y componentes derivados de la corteza subductada (Hawkesworth et al., 1993); y 2) asimilación de rocas corticales, cuando los magmas ascienden dentro de una corteza (Mamani et al., 2010). Los isótopos de Pb para las rocas del arco magmático de Lancones son iguales a los isótopos de Pb del basamento de Olmos y Marañón (figura 5.9). Por lo tanto, estos magmas se tuvieron que haber contaminado con el material cortical del basamento de Olmos, principalmente los magmas félsicos.

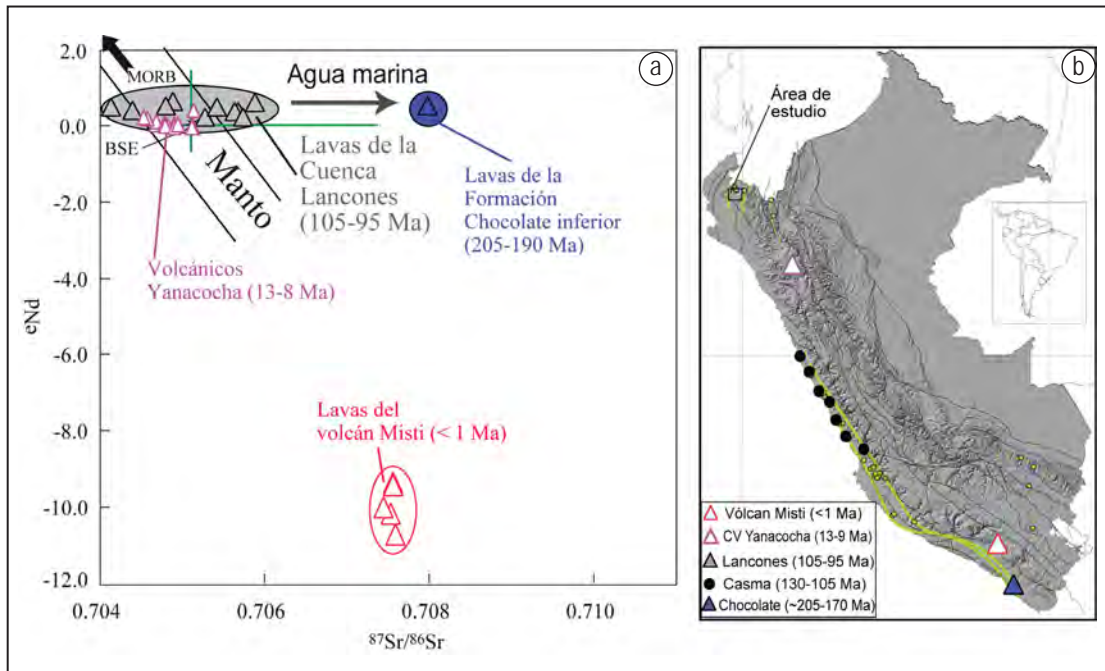


Figura 5.8 a) diagrama de las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus valores de eNd para las rocas de Lancones (105-95 Ma), Formación Chocolate inferior (205-190 Ma), Complejo Volcánico Yanacochoa (13-8 Ma) y el volcán Misti (< 1 Ma); datos tomados de Winter (2008), Chiaradia et al. (2010) y Mamani et al. (2010); b) mapa de ubicación de las muestras con datos de isótopos, donde las líneas verdes limitan el magmatismo del arco de Lancones.

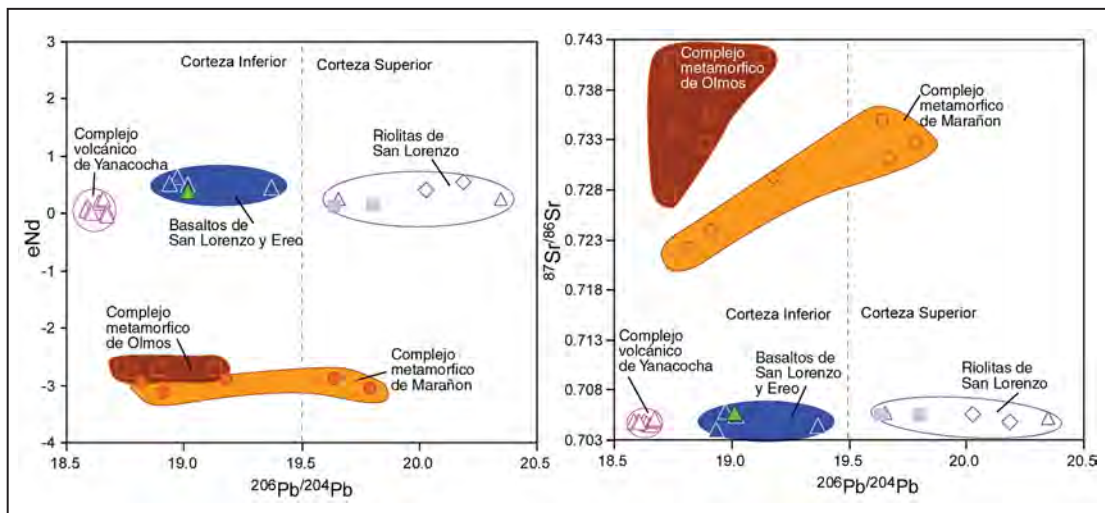


Figura 5.9 Diagramas de isótopos de Pb versus isótopos de Nd y Sr. La ubicación de los datos utilizados en estos diagramas se ilustra en la figura 10.

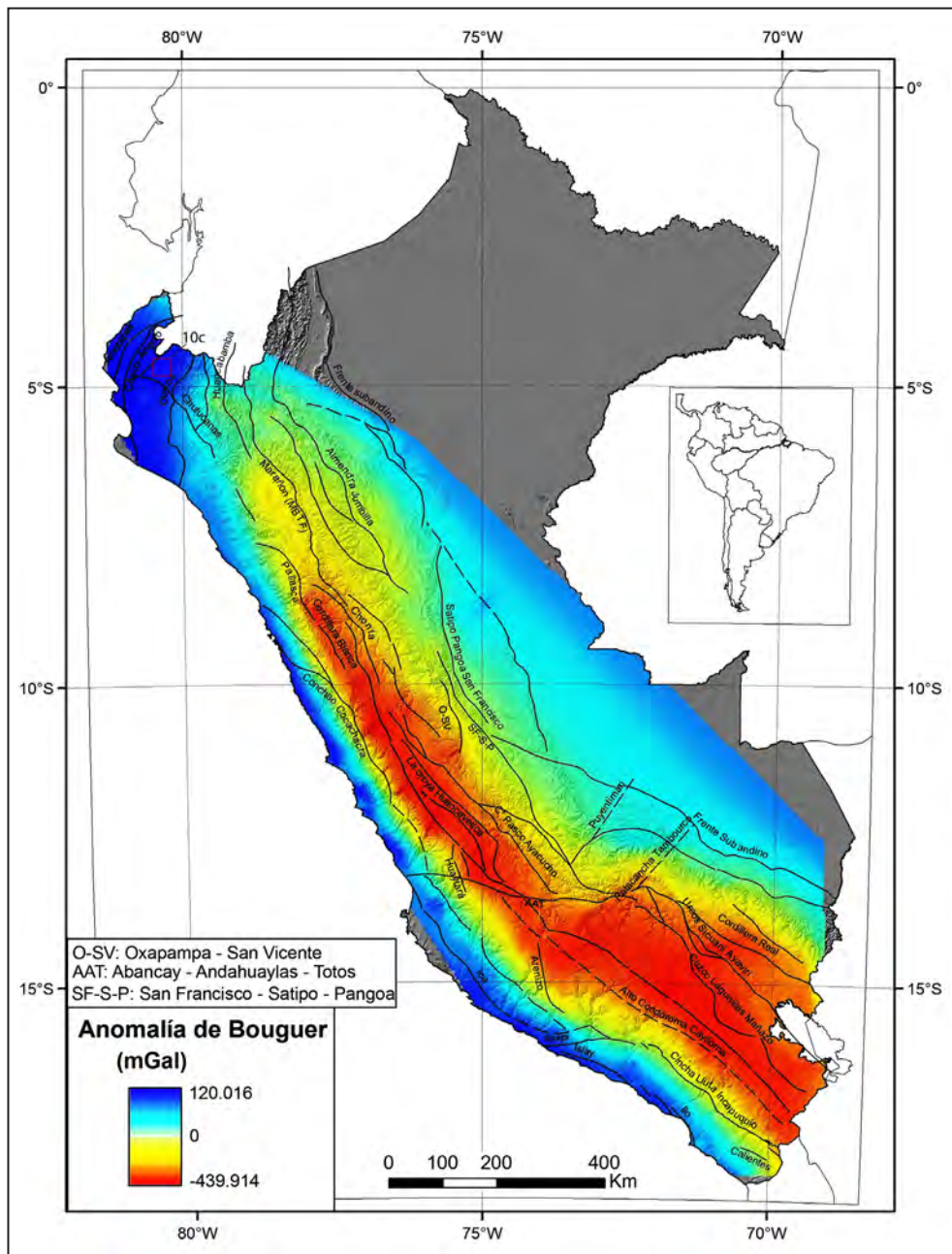


Figura 5.10 Mapa de anomalías de Bouguer, donde muestra valores negativos en cortezas gruesas y valores positivos en cortezas delgadas, como la cuenca Lancones.

Comparando, regionalmente hacia el sur, con los magmas del complejo volcánico de Yanacocha, los magmas de la cuenca Lancones tienen diferentes firmas isotópicas en Pb-Sr-Nd. Esto indicaría que el basamento en el sur tiene distinto origen y composición.

Para lograr afinidades petroquímicas de arcos oceánicos en rocas ígneas formadas en márgenes continentales, la corteza

continental donde se formaron estos magmas tuvo que haber sido muy delgada para permitir el ascenso de magmas de composición mantélica y/o se dio un adelgazamiento litosférico intracortical. Según Benavides (1999), el margen oeste peruano durante el Cretácico fue mucho más delgado que la actual. Recientemente, Spiking et al. (2010) y Bellido et al. (2009) proponen que entre el bloque de Amotapes y bloque Olmos se

tenía una sutura cortical y esta se debilitó durante el Cretácico inferior y esta sutura preexistente habría permitido la formación de un rift continental. En comparación con una margen de composición uniforme, una margen continental compuesta por bloques podría facilitar más fácilmente la formación de suturas corticales en los límites de bloques. Los datos de geoquímica y datos de geología de la cuenca Lancones sugieren un régimen extensional como responsable para el desarrollo de una cuenca marginal en el noroeste del Perú.

El componente de corteza en el arco magmático en el noroeste de Perú se incrementa a partir de las rocas formadas en el arco magmático de Paltashaco (90-75) cuando hay un régimen compresional a inicios del Cretácico superior y este migra ligeramente hacia el este.

Volumen del magmatismo en la cuenca Lancones

Las composiciones generalmente máficas a intermedias casi uniformes (figura 16a) y las firmas isotópicas de las rocas del arco magmático de Lancones indican adiciones juveniles durante la separación de dos bloques corticales, y la abundancia de superunidades de intrusivos indican inyección de material juvenil a la corteza. El volumen total de la adición del magmatismo del Cretácico inferior y Cretácico superior es difícil estimar, pero se emplazan en un ancho de aproximadamente 60 km. Esta zona de emplazamiento (dominio Sechura-Lancones) sería la zona de transición entre el bloque de Olmos y el bloque de Amotapes.

Datos geofísicos muestran estructuras de alta densidad (figura 5.10) en el dominio Lancones-Sechura, que fue interpretado como corteza magmática predominantemente juvenil y de composición máfica (Mamani et al., 2010).

5.3.2 Implicancias metalogenéticas

La fugacidad de oxígeno es también importante en la determinación de la composición de los fluidos asociados con rocas ígneas. Esta fugacidad de oxígeno, en este trabajo, es

determinada con base en los valores de Eu/Eu^* (figura 5.7c). El contenido de Fe de los magmas determina el carácter oxidado o reducido de los fluidos magmáticos, los cuales a su turno determinan el tipo de ocurrencia metálica (e.g. Au, Cu, Mo, Zn). El estado de oxidación de las rocas ígneas está basado en la abundancia de magnetita o ilmenita (Lang y Baker, 2001), y pueden ser clasificados como reducidos (serie de la ilmenita) u oxidados (series de la magnetita). El diagrama de la figura 5.7c ilustra la relación de contenido de Fe versus la Eu/Eu^* , rocas reducidas con mineralización de Sn y W y rocas oxidadas con mineralización de Au-Cu, Cu-Mo, Cu, ó Polimetálicos Pb-Zn-Ag (después de Lang y Baker, 2001).

En el diagrama de la figura 5.7c, las rocas del arco magmático de Lancones caen en el campo de ocurrencias de Cu-Au, Pb-Zn (Ag), Cu-Mo y las rocas del arco magmático de Paltashaco caen en el campo de las ocurrencias de Cu-Mo, Pb-Zn (Ag) y Mo y todas las rocas corresponden a la serie magnetita. Las rocas de la Formación Ereo caen fuera del campo de ocurrencias metálicas. Quizás esto se deba a que estas rocas hayan derivado de magmas muy secos (figura 5.4b).

Como se muestra en este diagrama muchos de los intrusivos tienen relación con ocurrencias metálicas y estos derivan de magmas húmedos. Quizás se debería explorar donde afloran las superunidades.

De todas las muestras de las rocas ígneas se interpoló los valores de anomalías de Eu/Eu^* (Jaimes et al., 2010) para diferenciar los magmas húmedos ($Eu/Eu < 1$, relacionados con depósitos de Cu-Mo, Pb-Zn) y secos ($Eu/Eu > 1$, relacionados con depósitos de Fe-Cu, Cu-Au, Au-Ag), basándose en las características químicas y físicas de los magmas dentro de este dominio. El resultado de la interpolación de anomalías de Eu/Eu^* (figura 5.11) delimitó áreas que coinciden espacialmente con el tipo de ocurrencia y además se correlaciona perfectamente con los resultados de geofísica publicados por Ríos (2004). (figura 5.11a).

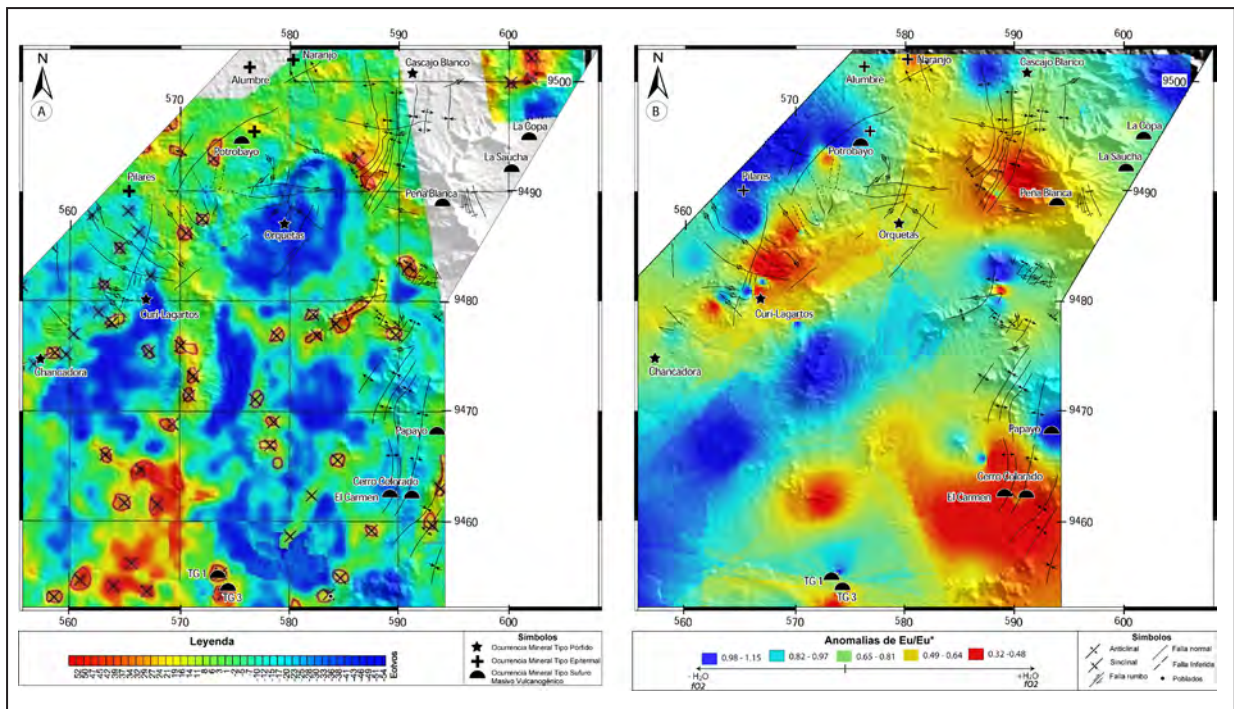


Figura 5.11 a) datos de aeromagnetometría diferenciando la geofísica de la zona de Lancones (tomado de Ríos, 2004); b) Ploteo de valores de anomalías de $Eu/Eu^* = EuN / (SmN * GdN)^{0.5}$ (No son elementos normalizados a los valores del Condrito)

CAPÍTULO VI

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL-TECTÓNICA

Se presenta las unidades morfoestructurales de la cuenca Lancones dentro su contexto regional y local (figura 6.1), se realiza una descripción de las principales estructuras y, finalmente, se presenta una síntesis geodinámica de los principales eventos tectónicos que afectaron a esta región.

La cuenca Lancones viene a formar parte de la deflexión de Huancabamba (figura 6.2), que se encuentra en la transición de los Andes centrales a los Andes septentrionales.

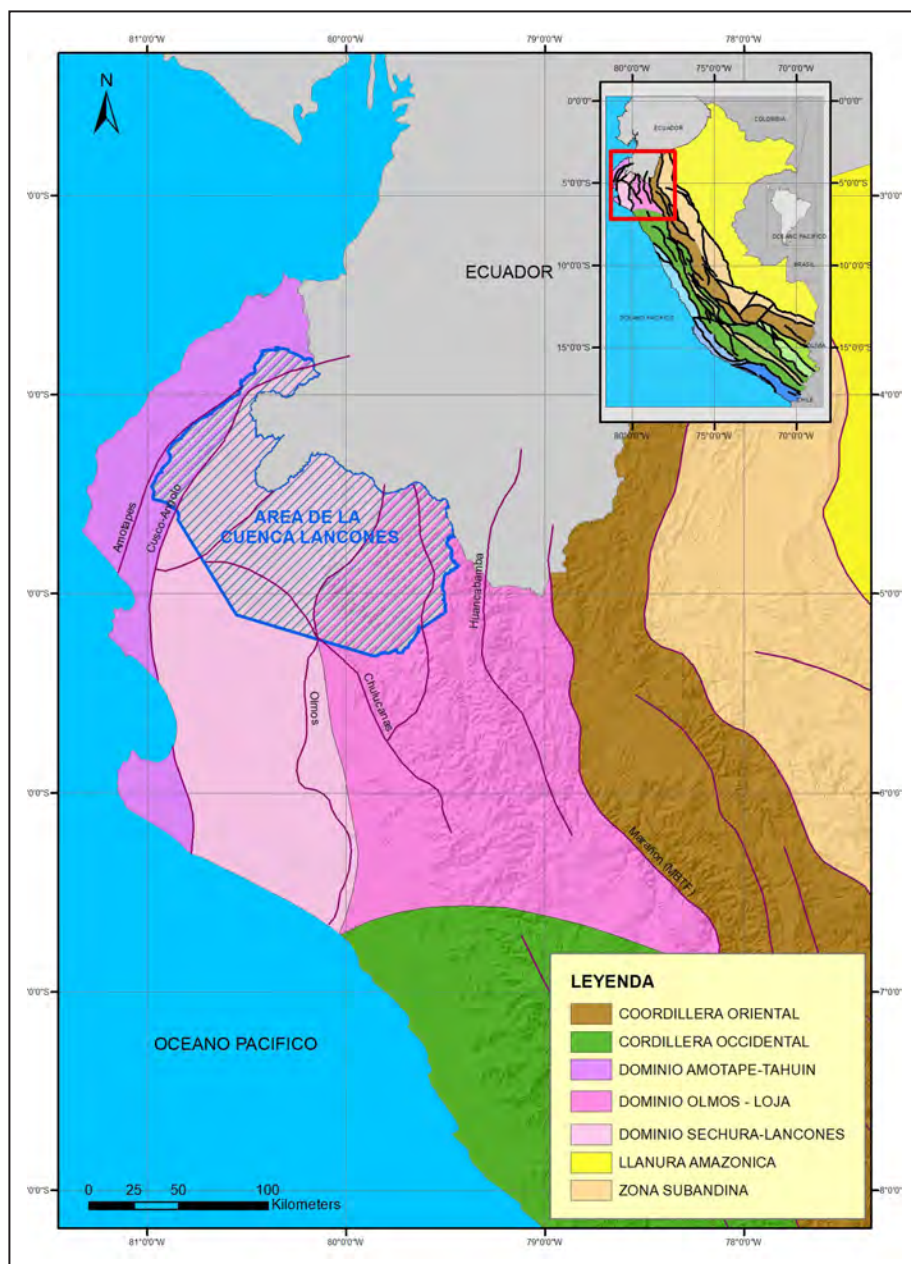


Figura 6.1 Mapa de dominios tectónicos del noroeste del Perú mostrando el área del cuadrángulo de la cuenca Lancones.

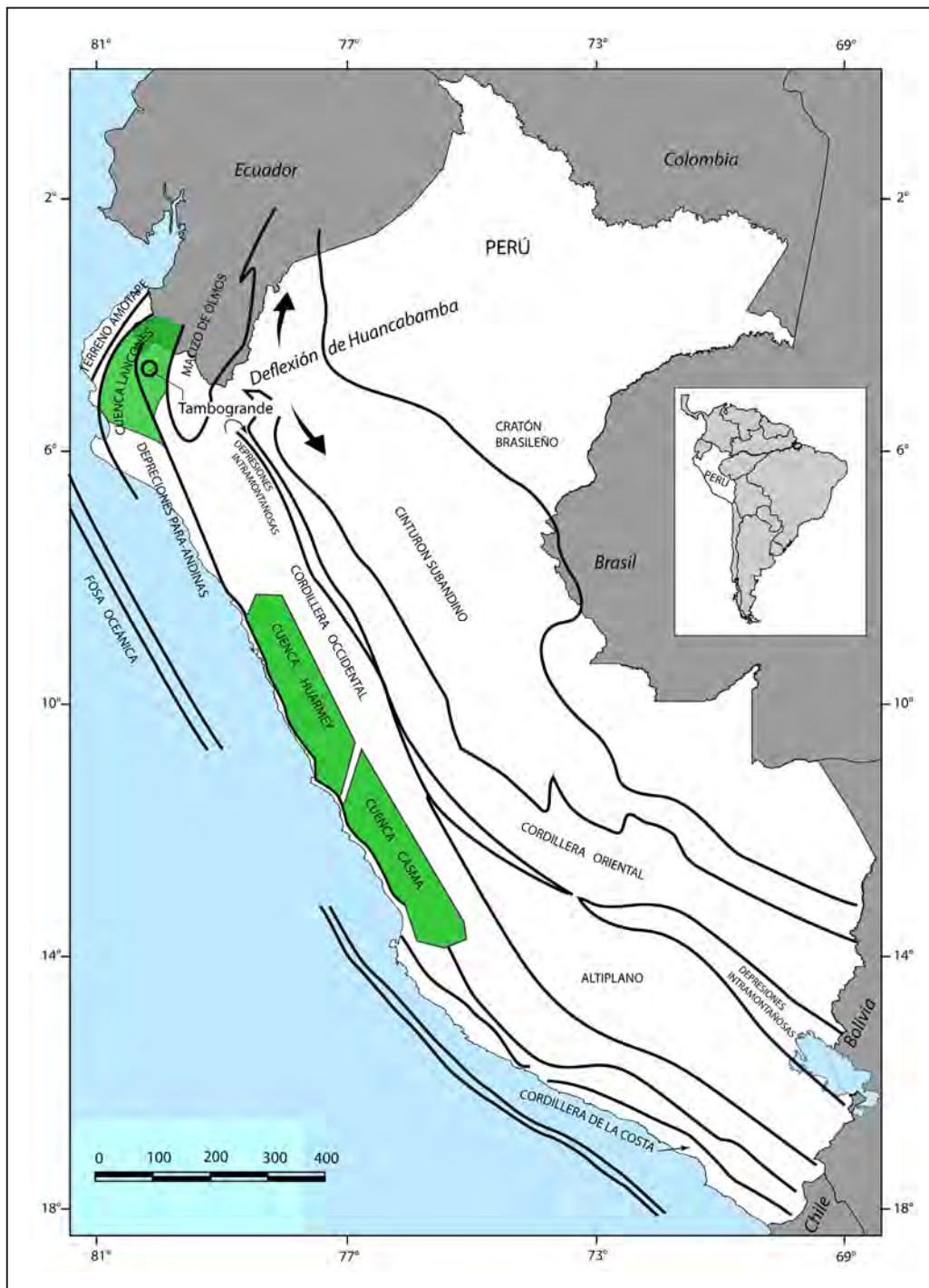


Figura 6.2 Mapa regional mostrando la deflexión de Huancabamba como transición de los Andes centrales a los Andes septentrionales y la ubicación de las cuencas volcanosedimentarias marinas de edad Cretácica (Lancones, Huarmey y Casma) (modificado de Winter, 2008)

6.1 PLIEGUES

Anticlinal Jabonillos

Presenta una longitud aproximada de 35 km y una dirección NE-SO (figura 6.3). Tiene su mayor extensión en territorio peruano y abarca los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b y Las Playas 9c. Estos se extienden a la cuenca Celica de territorio ecuatoriano. El núcleo del anticlinal está constituido por lutitas y delgados niveles de calizas correspondientes a la Formación Huasimal. Se trata de una estructura con flancos simétricos, ligeramente abiertos, que se observan en las márgenes de la quebrada Jahuay Negro.

Anticlinal Gallinazos

Tiene una longitud aproximada de 25 km de dirección NE-SO (figura 6.3) y abarca gran parte de territorio peruano. En el núcleo del anticlinal afloran discontinuamente rocas de la Formación Jahuay Negro, cuyos flancos están cubiertos por los miembros de la Formación Encuentros. Abarca los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b y Las Playas 9c y se prolonga al sur del Ecuador. La estructura es un anticlinal simétrico muy suave o abierto que se observa en ambas márgenes de la Quebrada Jahuay Negro.

Anticlinal de Cerro Conejo

Tiene una longitud aproximada de 15 km de longitud y una dirección NE-SO (figura 6.3). Abarca parte del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b. Corresponde a un anticlinal apretado con flancos asimétricos que afecta a la Formación Encuentros.

Anticlinal de Progreso

Es el anticlinal más próximo a los cerros Amotapes. Tiene una longitud aproximada de 5 km de longitud y una dirección NE-SO (figura 6.3). Se encuentra en la misma frontera de Perú-Ecuador. Aparece como un núcleo donde afloran rocas de las formaciones Pananga y Muerto, con impregnaciones de manchas de petróleo. Esta área forma parte de los cuadrángulos de Las Playas 9c de Perú y Cazaderos de Ecuador.

Sinclinal de Pilaritos

Tiene una orientación NO-SE y una longitud aproximada de 30 km y se extiende al sur de Ecuador (figura 6.3). En el núcleo del sinclinal afloran rocas de la formaciones Encuentros y Jahuay Negro.

Sinclinal Quebrada Seca

Abarca los cuadrángulos de Quebrada Seca 9b, Las Playas 9c y se extiende al sur de la cuenca Celica del Ecuador. Tiene una longitud aproximada de 50 km, con dirección NE-SO y afecta a rocas de la Formación Encuentros y ligeramente a la Formación Tablones (figura 6.3).

Sinclinal Cazaderos

Es el sinclinal más próximo a los Amotapes. Tiene una longitud aproximada de 16 km y una dirección NE-SO (figura 6.3). En el núcleo de este sinclinal afloran lutitas de la Formación Pazul.

6.2 FALLAS

Falla Cuzco - Angolo

Es una falla inversa que pone a rocas metamórficas paleozoicas sobre rocas cretácicas. Esta falla también es la que controla la sedimentación durante el Cretácico en la cuenca Lancones. Tiene una dirección NE-SO y una longitud aproximada de 35 km y se extiende hacia territorio ecuatoriano (figura 6.3).

Falla Huaypira

Es una falla normal con el bloque norte levantado de aproximadamente 60 km de longitud con un rumbo E-O (figura 6.3). Esta falla es muy importante porque pone en contacto la Formación Muerto y la Formación Encuentros con las formaciones terciarias Verdún y Chira. Recientemente se han encontrado filtraciones de hidrocarburos a lo largo de la falla; se halló una colada de agua con petróleo y otra de crudo pesado o brea (Reporte BPZ, 2005).

Falla Chira

Es una falla de rumbo que divide la cuenca Lancones sedimentaria y volcánica. Tiene una dirección NE-SO y una longitud de más de 60 km. Se extiende hasta el sur de la cuenca Celica del Ecuador y coincide con el recorrido del río Chira (figura 6.3).

Falla Maligas, Falla Cruz de Caña, Falla Minchaleza

Son tres fallas, paralelas a la falla de Chira, que presentan una dirección NE-SO y afectan a rocas volcánicas cretácicas del sector oriental de la cuenca Lancones, así como a los intrusivos de la Unidad Malingas y la Unidad Paltashaco (figura 6.3).

La cuenca Lancones está afectada por un conjunto de sistemas de fallas cuyas estructuras se evidencian cerca de las principales estructuras (Falla Lancones y Falla Huaypira). Estas se encuentran a lo largo de los ríos Tamarindo, Jahuay Negro y la carretera Lancones–Alamor. En estos lugares antes mencionados se observa fallas de sentido inverso con sus componentes, que corresponden a fallas normales, tal como se muestra a lo largo de la carretera Lancones–Alamor (figura 6.4) y en la margen izquierda del río Tamarindo (figura 6.5). Así mismo, en el trayecto aguas arriba del río Jahuay Negro se han identificado numerosas fallas normales (figuras 6.6 y 6.7). Todo este conjunto de evidencias de fallas en el sector oriental de la cuenca son como consecuencia del movimiento de rumbo de la Falla Lancones y el movimiento normal de la Falla Huaypira.

Sin embargo, estructuras similares se encuentran en el sector oriental de la cuenca, mostrando fallas inversas de alto y bajo ángulo que afectan a secuencias sedimentarias de la Formación La Bocana (figura 6.8).



Figura 6.4 Falla principal inversa con sus componentes normales afectando a las formaciones Huasimal y Jahuay Negro. Vista tomada mirando al oeste en la carretera Lancones Alamo (UTM 553336/9492433).



Figura 6.5 Falla inversa con vergencia al norte en la quebrada Tamarindo (este de Lancones), donde también se puede observar fallas normales escalonadas (en échelon). Vista tomada mirando al noreste UTM 544549/9493848).



Figura 6.6 Areniscas de la Formación Jahuay Negro afectadas por fallas normales. Vista tomada en el río Jahuay Negro mirando al norte (UTM 555339/9519212).



Figura 6.7 Falla normal en la quebrada Tamarindo. Vista tomada mirando al noreste (UTM 544371/9493420)



Figura 6.8 Fallas inversas de alto y bajo ángulo, que afectan a secuencias sedimentarias de la Formación La Bocana (UTM 602684/9504413)

6.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA SEDIMENTARIA

La cuenca Lancones se encuentra en el eje de transición de los Andes centrales a los Andes septentrionales, conocido como deflexión de Huancabamba (figura 6.2). Numerosos estudios muestran que la margen activa del noroeste del Perú y sur del Ecuador es un mosaico de terrenos alóctonos acretados (Mourier, 1988).

El noroeste del Perú, con respecto a los Andes centrales, presenta una evolución completamente diferente. Es así que, el final del Jurásico e inicios del Cretácico son marcados por una importante reorganización geodinámica (Aspden et al., 1987; Mourier, 1988; Jaillard et al., 1990). La apertura en el Neocomiano del Atlántico sur y el Caribe (130 Ma) inducen al cambio de dirección del movimiento de la placa pacífica que se dirige globalmente hacia el noreste. A lo largo del segmento

colombo-ecuadoriano se producen colisiones oblicuas (Romeuf, 1995). En los Andes de Huancabamba se asiste al debut de la acreción del bloque Amotapes–Tahuin y la brusca migración de la actividad volcánica de 150 km al oeste (arco Lancones) (Mourier, 1988; Romeuf, 1995). Esta es acompañada del cambio de orientación del arco en el curso del Neocomiano (figura 6.9). En efecto, el arco Cretácico, oblicuo al eje de la cadena actual y a la fosa, se sitúa entre el dominio de Olmos-Loja y el dominio oriental (figura 6.10). Entonces, el rift Cretácico que le sucede a partir del Albiano ocupa una posición más occidental interna entre el dominio de Olmos y el dominio Amotapes-Tahuin del noroeste del Perú. El rift Cretácico es subparalelo al arco plutónico volcánico cenozoico solo que ligeramente más interno (occidental); por lo tanto, muy cerca del actual.

La sincronización de esta reorganización geodinámica es imprecisa. Su edad está como máximo relacionada con los

niveles del vulcanismo Cretácico inferior datados en 130 Ma en Ecuador (Mourier, 1988) y últimamente en Chiclayo entre 127 a 132 Ma y fin del Valanginiano, según Palmer (1983). Además, datos paleontológicos del Valanginiano en la región de Chiclayo son anteriores a las primeras manifestaciones del vulcanismo Cretácico, que son de edad Albiano medio a superior (104.8 a 100.2 Ma). La geometría de la subducción a lo largo de la margen occidental del continente sudamericano es profundamente modificada en el Valanginiano y Aptiano.

Todos estos datos sugieren el bloqueo de la subducción cretácica-neocomiana, que sucedió después de la acreción de un microbloque continental (Amotapes-Tahuin) a la margen continental. La acreción del bloque Amotapes-Tahuin, transportada por una paleoplaca pacífica, provocaría el bloqueo de la subducción asociada al arco Cretácico (figura 6.10) y la naciente de una nueva zona de subducción al oeste, cuya geometría se reflejaría en el arco Albiano-Cretácico superior (Mourier, 1988)

Esta modificación originaría en el noroeste del Perú y suroeste de Ecuador una estructura de rumbo axial N-S que daría origen a la formación de la cuenca Lancones, que se presenta a partir de grábenes extensivos relacionados con la subducción a lo largo de una margen continental, originados por un régimen de cizalla dextral este-oeste observado en el complejo metamórfico del oro en Ecuador (Aspden et al., 1995). Estos hechos ocasionarían que esta cuenca se deforme y se presente actualmente como una estructura elongada NE-SO.

Estas hipótesis son corroboradas con estudios paleomagnéticos de cerca de 250 muestras de 26 lugares en secuencias volcánicas y sedimentarias paleógenas y cretácicas de la cuenca Lancones, indicando que las direcciones de magnetización son significativamente diferentes a las de las formaciones coetáneas estables de Sudamérica. Una rotación horaria de 90° para las unidades inferiores y de 35° para las superiores han sido documentadas (Mourier, 1988). Cuatro lugares del carbonífero superior (Pensilvaniano) en el macizo de Amotapes-Tahuin dentro del rango también muestran una rotación horaria de 110°. Estos argumentos indican un desplazamiento de este bloque hacia el norte, seguido de una rotación. Esto sugiere un desplazamiento dextral, similar a los procesos observados en el Ecuador y distinto de los procesos de los Andes centrales del Perú (Mourier, 1988). Los macizos costeros del noroeste del Perú y sur del Ecuador constituyen los testigos de ese bloque acretado (Mourier, 1988).

Entonces, en el Albiano y Cretácico superior, la cuenca Lancones ve la individualización de un nuevo eje volcánico basáltico-andesítico, asociado a la naciente de la cuenca, cuya orientación

es diferente al arco del Cretácico inferior. La cuenca es ocupada por grandes volúmenes de rocas volcánicas, representadas por lavas y flujos piroclásticos de composición basáltica, basáltico-andesítica y dacítica.

En la generación de los magmas máficos fue necesaria la fusión parcial de manto repletado (más conocido como cuña mantélica) con influencia de fluidos derivados del slab. Este es el principal proceso aceptado en arcos volcánicos insulares donde se forman basaltos de la serie magmática toleítica y calco-alcalina (Stern, 2002).

De acuerdo con esto, recientes estudios geoquímicos e isotópicos de rocas volcánicas, junto a dataciones radiométricas, confirman que el origen de la cuenca Lancones es de un sistema de arco de islas en extensión, que surge como consecuencia de la subducción de una corteza oceánica bajo una corteza continental muy delgada, donde se genera grandes volúmenes de rocas basálticas, basáltico-andesíticas y dacitas. Estas rocas fueron analizadas geoquímicamente y ploteadas en el diagrama SiO_2 versus el porcentaje de K_2O y Nb/Y versus Zr/TiO_2 , donde muestran bajos contenidos en potasio. Esto sugiere que estos magmas en su ascenso no han sufrido contaminación o muy poca, es decir, son magmas netamente mantélicos. Estos datos han sido comparados con datos del arco volcánico Casma (130-105 Ma), que muestra una similitud, con valores también bajos en potasio. Sin embargo, en el mismo diagrama (figura 6.11a) se ve que el arco de Chocolate (190-170 Ma) y el arco Río Grande-Oyotún (170-130 Ma) presentan valores altos en potasio. Por lo tanto, estos magmas indican contaminación cortical en su ascenso (figura 6.11a y b). En la figura 6.12 vemos la distribución espacial de los arcos magmáticos de Lancones, Casma y Chocolate-Oyotún.

Los diagramas de comparación de los datos geoquímicos con los valores del manto primitivo y los picos de concentraciones bajas de Nb y Ta indican que el arco Lancones ha derivado de fuentes mantélicas típicas de arcos insulares en subducción. Además, las variaciones de Zr, Nb, Ta, Th y elementos de tierras raras implican algo de participación de corteza continental en la generación de estas rocas. La evidencia de la presencia de corteza continental en el basamento de la cuenca Lancones es confirmada por dataciones radiométricas U-Pb en circones de 542 Ma, realizadas en rocas volcánicas de la Formación La Bocana (Winter, 2008), similares o casi contemporáneas. Más al sur, en el cuadrángulo de Morropón (11-d), se presentan dataciones U-Pb de 507 ± 24 Ma en circones de pizarras del Complejo de Olmos (Chew, 2008), lo que confirmaría la presencia de un delgado basamento paleozoico en la cuenca Lancones.

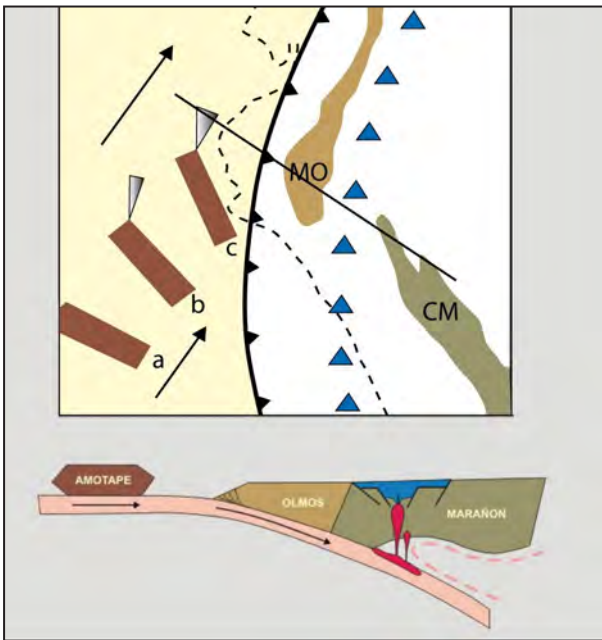


Figura 6.9 Esquema estructural mostrando la posición del arco volcánico del Jurásico superior-Neocomiano y la posición del bloque Amotape. (Modificado de Mourier, 1988)

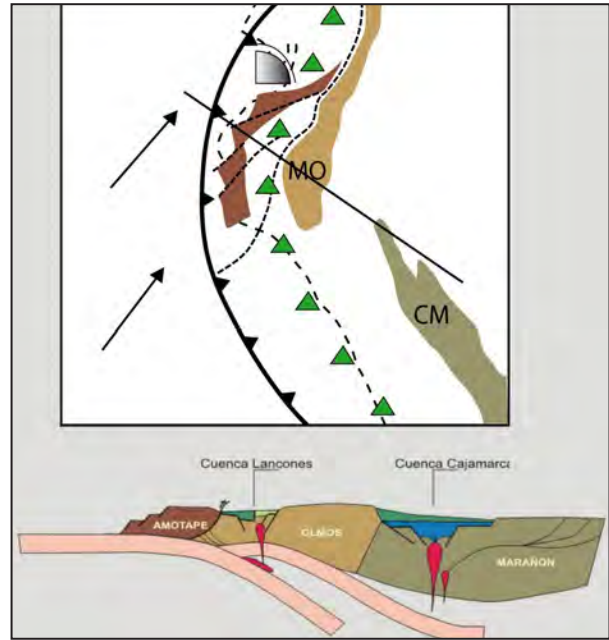


Figura 6.10 Esquema estructural mostrando la colisión del bloque Amotape y la migración del arco volcánico jurásico a una posición más occidental (arco volcánico Lancones) de edad Cretácica. (Modificado de Mourier, 1988)

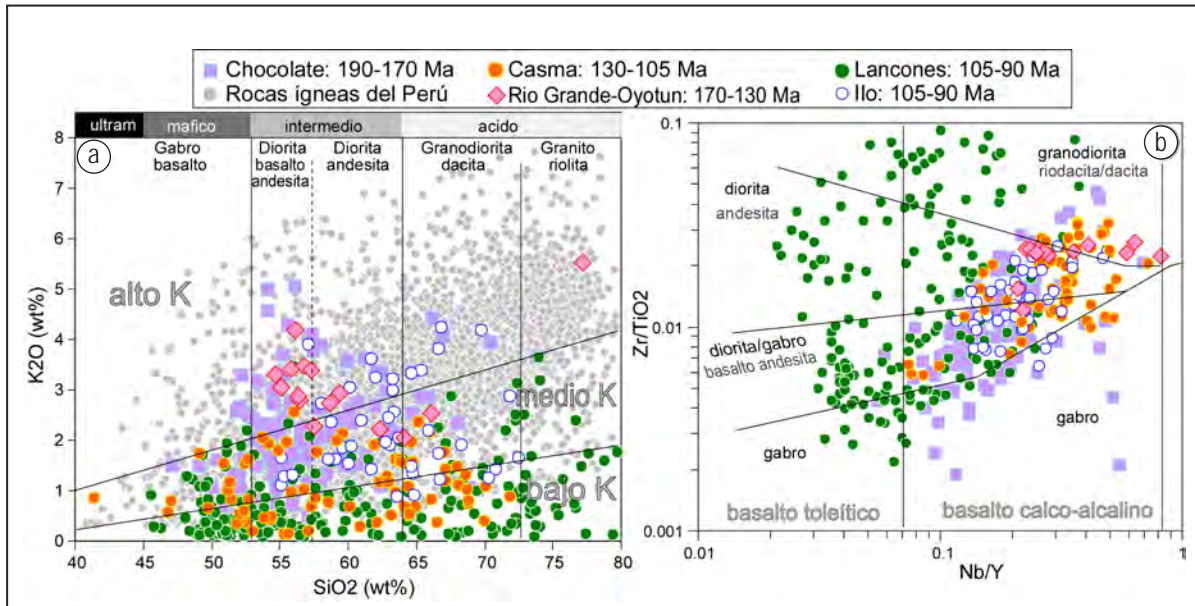


Figura 6.11 Diagrama SiO_2 versus K_2O y Nb/Y versus Zr/TiO_2 , mostrando bajos contenidos de K para los magmas de la cuenca Lancones.

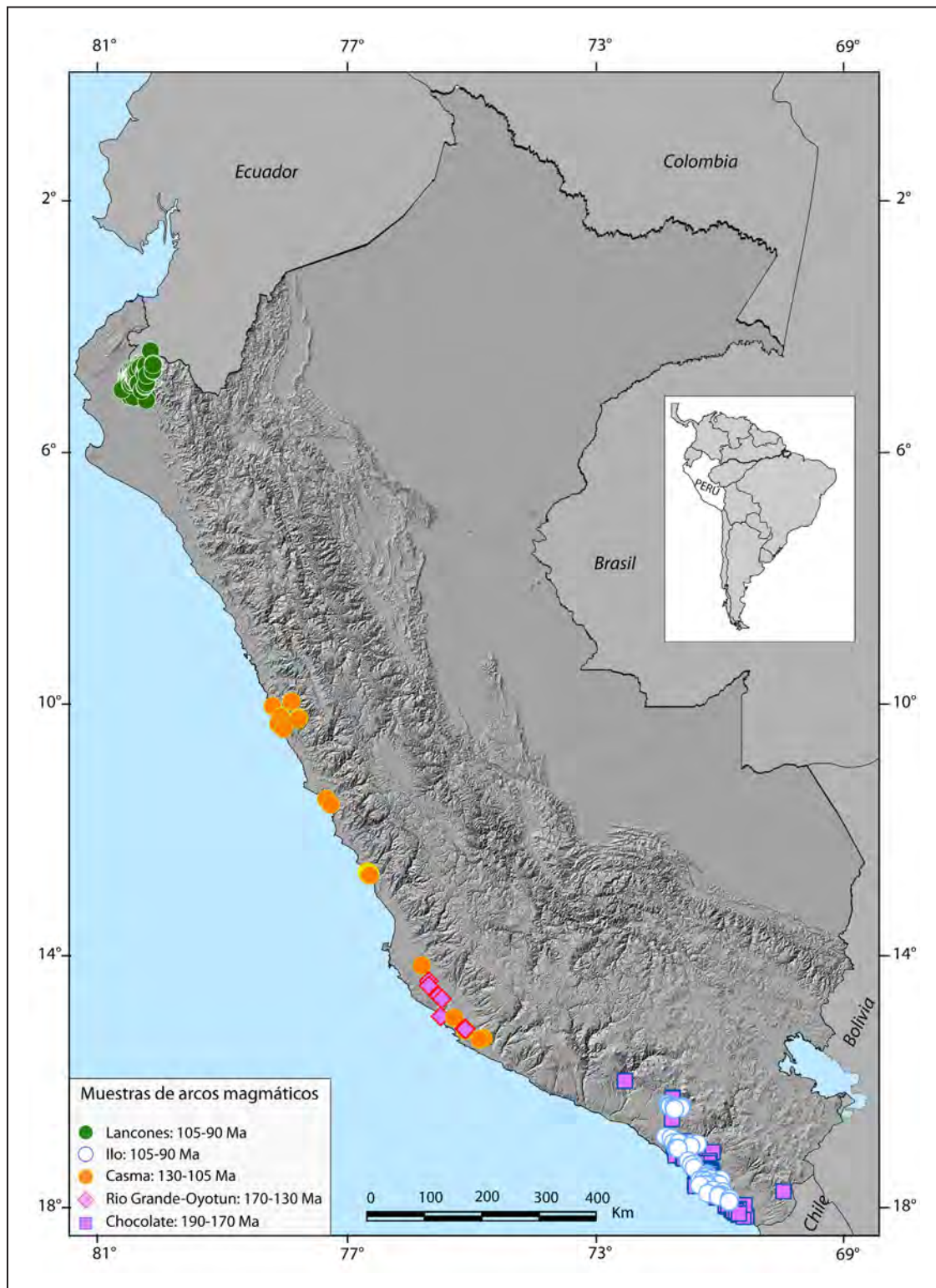


Figura 6.12 Mapa con la distribución espacial de muestras de los arcos magmáticos: Lancones en color verde, Casma en color naranja y Chocolate en color fucsia

Dentro de la cuenca Lancones se pueden reconocer cuatro series paleogeográficas distintas, cada una controlada por dominios tectónicos (occidental y oriental), facies albianas de plataforma con niveles de turbiditas del Albiano superior-Coniaciano, al centro facies de arco albianas intercaladas con facies de cuenca anóxica; al este, facies volcánicas de ambiente profundo del Albiano medio-superior correspondientes a la Formación San Lorenzo, seguidas por la Formación Ereo, volcánicas de ambiente somero proximal del Albiano superior-Coniaciano (Formación Pananga).

Aptiano - Albiano medio (105 a 100 Ma)

Esta época se caracteriza por una transgresión marina que permitió una rápida depositación de niveles carbonatados de plataforma en la margen continental andina (Jaillard, 1994). Además, el Albiano medio a superior es conocido por las manifestaciones de emisiones volcánicas y por eventos tectónicos locales extensionales (Jaillard et al., 2000; Winter, 2008).

En las series orientales de la cuenca Lancones, entre el Valanginiano y Aptiano, es posible que se formara una secuencia volcanoclástica de cerca de 1200 m compuesta por areniscas tobáceas grises intercaladas con limolitas y chert del Grupo San Pedro (Reyes y Caldas, 1987). Sin embargo, esta afirmación se descarta debido a que las nuevas relaciones de contacto demuestran que las secuencias descritas como Grupo San Pedro corresponden a rocas albianas de la Formación La Bocana. Estos niveles pueden ser equivalentes a la parte inferior del Grupo Copa Sombrero (Formación Huasimal).

Durante el Albiano inferior a medio, el macizo Amotapes-Tahuin estaba relativamente estable y había un moderado ambiente de subsidencia en la parte occidental de la cuenca que facilitó la sedimentación de secuencias de calizas de plataforma de las formaciones Pananga y Muerto (Olsson, 1944), correlacionables con las calizas de la Formación Puyango de Ecuador (Jaillard, et al., 1999). Hacia el dominio oriental de la cuenca Lancones las secuencias volcánicas marinas y volcanosedimentarias han sido agrupadas en dos fases de evolución tectónica y sedimentaria.

La primera secuencia, representada por la Formación San Lorenzo del Albiano inferior a medio (Winter, 2008), comprende rocas volcánicas máficas, representadas por lavas almohadilladas de composición toleítica depositadas en aguas marinas relativamente profundas, con escasas rocas sedimentarias pelágicas. En este intervalo también se emplaza el depósito VMS de Tambogrande, cuyas dataciones radiométricas U/Pb en circones indican edades comprendidas entre 105 y 100 Ma (Winter 2008).

La segunda secuencia corresponde a facies relativamente someras agrupadas en la Formación Ereo del Albiano superior. Esta formación se encuentra en discordancia sobre la Formación San Lorenzo, que indica un cambio en las condiciones tectónicas que se dio alrededor de 100 Ma, es decir, el límite Albiano-Cenomaniano. De acuerdo con la nomenclatura de Winter (2008), estas lavas submarinas de las formaciones San Lorenzo y Ereo muestran los primeros pulsos magmáticos correspondientes a rocas originadas en estadios tempranos del desarrollo de un arco volcánico insular durante el Albiano, los que fueron relacionados con una tectónica extensional de arco que forman grábenos y horst. La ausencia de niveles de piroclastos y la presencia de niveles finos oscuros sugieren que esta zona era un ambiente profundo anóxico y regulador de alta subsidencia, que también favoreció el depósito VMS de Tambogrande (figura 6.13a) (Winter et al., 2004, Winter, 2008; Carlotto, 2009).

Albiano superior-Coniaciano (99 a 91 Ma)

En la parte occidental de la cuenca, durante el Albiano superior-Coniaciano (figura 6.13b), se deposita una potente serie de turbiditas correspondientes al Grupo Copa Sombrero (formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros), donde se observa estructuras tectónicas sin sedimentarias expresada por slumps, olistólitos, diques clásticos y flujos turbidíticos (Morris y Alemán, 1975; Reyes y Caldas, 1987; Chávez y Núñez del Prado, 1991; Jaillard et al., 1999). Esta inestabilidad tectónica es interpretada como el resultado de una fuerte subsidencia en la cuenca y relacionada con la migración hacia el norte del bloque Amotapes-Tahuin (Jaillard et al., 1999; Jaillard et al., 2000). Este evento, además, puede ser correlacionado con la fase de compresión tectónica Mochica (Megard, 1984), marcada por la alternancia de deformaciones contraccionales y extensionales, probablemente, relacionada con un régimen de cizalla dextral (Cobbing et al., 1981; Bussel, 1983; Soler, 1991; Jaillard, 1994; Jaillard et al., 1999).

En la parte oriental de la cuenca, en el Albiano superior, sincrónico a la secuencia sedimentaria del sector occidental se depositan progresivamente una sucesión de rocas volcanoclásticas intercaladas con delgados niveles de calizas que parecen haber sido depositadas en un ambiente marino relativamente somero, que dio origen a la Formación La Bocana, la cual corresponde según Winter (2008) a la segunda fase volcánica que rellenó la cuenca Lancones. La fase tectónica Mochica (Megard, 1984) en las series volcánicas orientales de la cuenca no está bien documentada. El tiempo del episodio contraccional coincide con la transición de la Formación San Lorenzo hacia la Formación La Bocana. Además, las facies cambian de un ambiente marino

profundo dominado por lavas en almohadillas (Formación San Lorenzo) hacia facies de una mezcla de tobas con piroclastos, rocas carbonatadas representativas del ambiente marino somero de la Formación La Bocana (Winter, 2008). La transición entre el régimen tectónico extensivo y compresional en la cuenca Lancones es consecuencia de la orogenia Mochica (Megard, 1984; Jaillard et al., 1999; Winter, 2008).

Del Cenomaniano hasta el Turoniano, en la parte occidental de la cuenca, la sedimentación de turbiditas con slumps y olistólitos aún continúa (Formación Jahuay Negro). Hacia la parte oriental se instala un ambiente marino somero que involucra el depósito de lavas andesíticas intercaladas con flujos piroclastos y algunos niveles de calizas (Miembros inferior medio y superior de la Formación La Bocana). Estos depósitos confirman la dinámica de la cuenca Lancones, lo que sugiere aún, que el bloque Amotapes sigue migrando hacia el norte y que origina todavía una fuerte inestabilidad tectónica en la cuenca (Morris y Alemán, 1975; Reyes y Caldas, 1987; Chávez y Núñez del Prado, 1991; Jaillard et al., 1999; Jaillard et al., 2000).

En el Coniciano aún se mantiene el depósito de turbiditas con niveles finos oscuros acompañados con areniscas y conglomerados (Formación Encuentros). Estos depósitos, considerados gradacionales a la sucesión volcanoclástica de la Formación Lancones (Reyes y Caldas, 1987; Winter, 2008), cierran el ciclo de la serie oriental de la cuenca. Los niveles volcanoclásticos muestran que en la cuenca y en un contexto regional sucede un fuerte cambio paleogeográfico debido a que este periodo marca la transición de la ocurrencia de un régimen tectónico compresivo que daría origen a las intrusiones magmáticas registradas en el Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1981; Bussel y Pitcher, 1985). En esta época las intrusiones plutónicas son muy constantes pero la actividad volcánica es escasa (periodo de magmatismo entre 91-46 Ma).

Campaniano-Maastrichtiano (70 a 65 Ma)

Para esta época la cuenca Lancones ha sufrido un fuerte tectonismo compresivo y erosión que son sugeridos por eventos que ocurrieron entre el Coniciano inferior y el Campaniano medio, siendo contemporáneos con las fases contraccionales

de deformación registradas en la fase tectónica peruana (Steinmann, 1924; Jaillard, 1994).

En el Campaniano medio, al NE de la cuenca Lancones (figura 6.13c), aflora un delgado banco de conglomerados de ambiente litoral, conocido como Formación Tablones (cuadrángulo de Sullana 10b), que se encuentra algunas veces sobre las calizas Albianas o sobre las turbiditas del Grupo Copa Sombrero (Jaillard et al., 1998). Estos niveles conglomerádicos terminan el ciclo de la sedimentación turbidítica de las series occidentales de la cuenca Lancones y muestran el inicio de la transgresión Campano-Maastrichtiana (Zúñiga y Cruzado, 1979; Séranne, 1987) y el levantamiento de macizos cristalinos pre-mesozoicos (Olsson, 1944; Morris y Alemán, 1975). A este nivel delgado de calizas y conglomerados se le puede correlacionar con la Formación La Mesa, que aflora en la parte SO de la cuenca Lancones (sur de Paita, Jaillard, 1997). Luego de la Formación Tablones, se presentan niveles finos de ambiente tipo Talud, correspondientes a la Formación Pazul, atribuida al Campaniano superior Maastrichtiano inferior (Bengtson y Jaillard, 1997), contemporáneos con las rocas de la Formación La Tortuga que aflora al SO de la cuenca. Estos depósitos de plataforma transgresiva del Campaniano-Maastrichtiano inferior sobreyacidos en discordancia con las series de turbiditas deformadas (Jaillard et al., 1999), lucen estar asociados con las intrusiones syn-tectónicas (82 Ma, Reyes y Caldas, 1987; Mourier et al., 1988), con las rotaciones horarias (Mourier et al., 1988) y los estudios de paleostress (Jaillard, 1994). Estos indican que la cuenca Lancones, en sus dominios tanto occidental como oriental, fue afectada por movimientos dextrales durante el Cretácico superior y Paleoceno (Jaillard et al., 1999), debidos a un régimen de cizalla dextral este-oeste observado en el complejo metamórfico del oro (Aspden et al., 1995).

En el Maastrichtiano se presentan potentes conglomerados gruesos con clastos de cuarzo y rocas metamórficas, pertenecientes a la Formación Monte Grande (Iddings y Olsson, 1928). Estas muestran el final de toda la sedimentación en las series occidentales de la cuenca y evidencian que esta cuenca se cerró tectónicamente en el Maastrichtiano inferior (Bengtson y Jaillard, 1997; Jaillard et al., 1999).

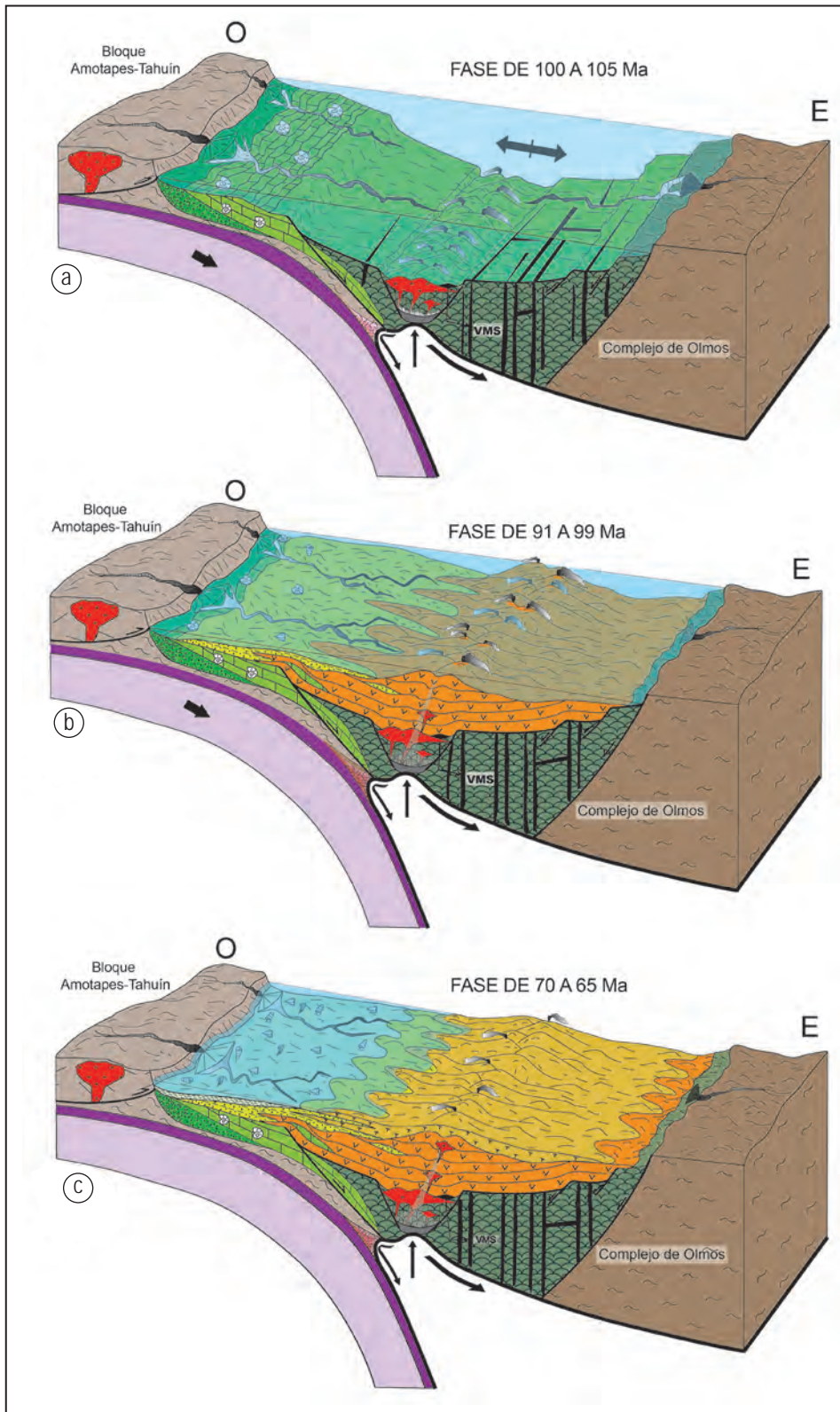


Figura 6.13 a) Esquema paleogeográfico de la fase de 100 a 105. Levantamiento por colisión de bloque Amotape, inicio de la sedimentación con primeros pulsos magmáticos; b) Fase de 91 a 99 Ma. Inestabilidad tectónica con la sedimentación de una potente serie turbidítica continua al magmatismo; c) Fase de 70 a 65 Ma. Cierre de la cuenca e inicio de la deformación (modificada de Winter, 2008, Jaimes, 2012).

CAPÍTULO VII

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las exploraciones de yacimientos minerales en la cuenca Lancones (dominio oriental) han motivado a muchas compañías mineras a invertir tiempo y dinero en la realización de trabajos de exploración a escala regional y local. Debido a esto, surge la necesidad de realizar la actualización de los mapas geológicos a escala 1:50 000 e integrarlos dentro de la Cuenca Lancones, basados en nuevas relaciones estratigráficas, dataciones radiométricas existentes, análisis PIMA, datos geoquímicos y geofísicos. Esto facilitará la elaboración de un mapa metalogenético que sirva como guía en la ubicación de targets. Asimismo, permitirá orientar adecuadamente las exploraciones mineras y, sobre todo, reevaluar zonas que anteriormente no eran consideradas como favorables para la ocurrencia de algunos metales.

En la cuenca Lancones se han identificado diversos tipos de depósitos metálicos asociados a diferentes eventos magmáticos a través del tiempo (figura 7.1). Tal es el caso de sulfuro masivo volcanogénico (VMS) de Cu-Zn-Au asociados al vulcanismo submarino de edad Cretácico inferior-superior (100.2 – 90.3 Ma). Así también, sistemas hidrotermales de pórfidos de Cu-Mo y vetas epitermales de Au-Ag asociadas a intrusiones con alteración y mineralización de edad Cretácico superior-Paleógeno (78.6 – 70.84 Ma) (figuras 7.2 y 7.3).

Regionalmente, los depósitos VMS se ubican en una franja de orientación NE-SO (figura 7.2). Algunos VMS se encuentran

emplazados en rocas volcánicas bimodales del Albiano (Formación San Lorenzo: 104.8-100.2 Ma; Winter, 2008), con su principal yacimiento de clase mundial Tambogrande y afloramientos de jaspe ferruginoso. Por otro lado, los VMS El Papayo, Potrobayo y Cerro Colorado se encuentran ubicados dentro de rocas volcánicas transicionales a calco-alcalinas de edad Cenomaniana-Turoniano inferior (volcánico La Bocana: 99.8-91.4 Ma; Winter, 2008).

Los depósitos de tipo pórfido de edad Cretácico superior al Paleógeno dan origen al cinturón magmático hidrotermal de orientación NE-SO (figura 7.2). Las ocurrencias porfíricas se encuentran relacionadas con cuerpos intrusivos de composición ácida a intermedia con débiles a moderadas manifestaciones superficiales de Cu-Mo-Au en Chancadora (78.60 Ma; Winter, 2008), Horquetas (70.80 Ma; Winter, 2008), Cascajo Blanco y Curi-Lagartos (45.60 Ma; Winter, 2008). Las ocurrencias de este tipo de depósitos se extienden hacia el Ecuador a lo largo de intrusiones de rumbo N40°E, con las ocurrencias de Linderos, Río Playas, El Huato, Tangula, entre otros (Ríos, 2004).

Los sistemas epitermales se encuentran emplazados en rocas volcánicas de la Formación La Bocana y Lancones, asociados a sistemas de pórfidos cupríferos, próximos a intrusiones subvolcánicas y domos de composición dacítica (figura 7.3). Tal es el caso de la ocurrencia de Pilares, Alumbre, Naranjo, entre otras (figura 7.2).

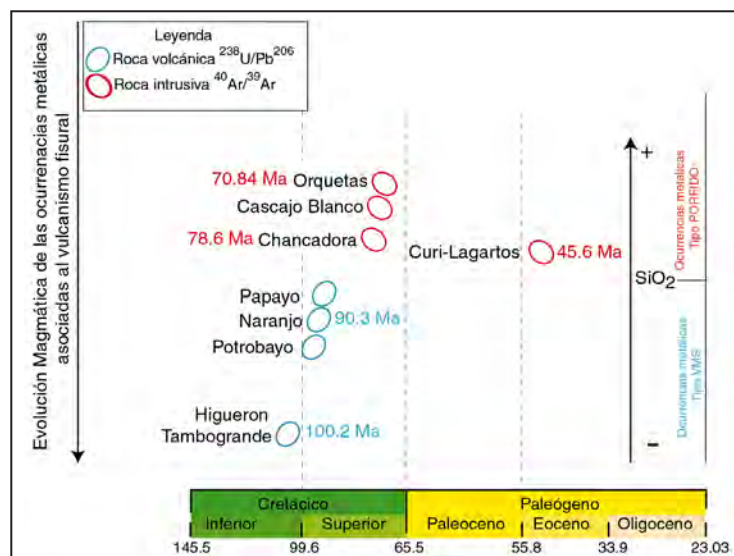


Figura 7.1 Evolución geocronológica de los eventos magmáticos relacionados con la mineralización.

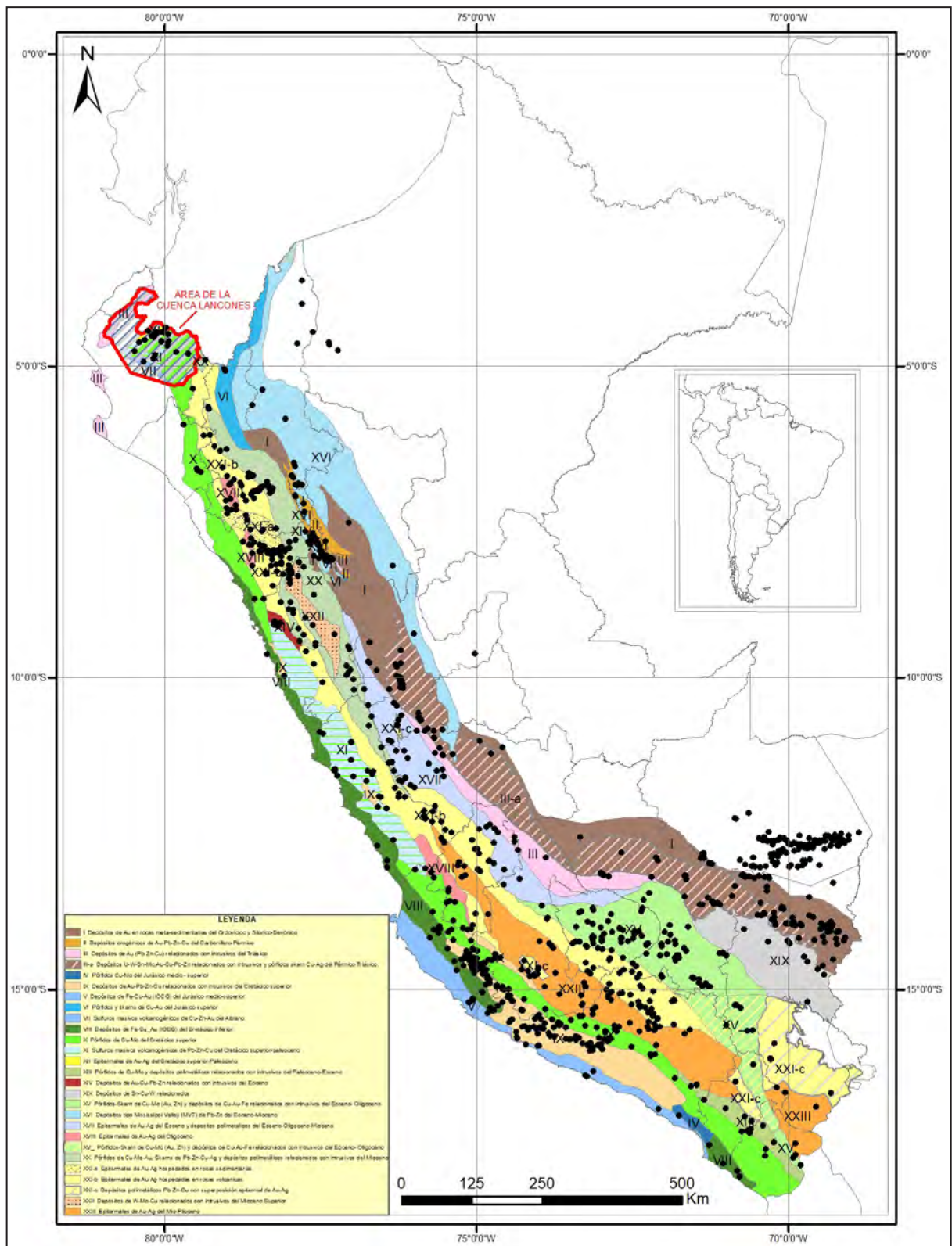


Figura 7.2 Mapa metalogénico del Perú mostrando el área de la cuenca Lancones y las principales ocurrencias metálicas.

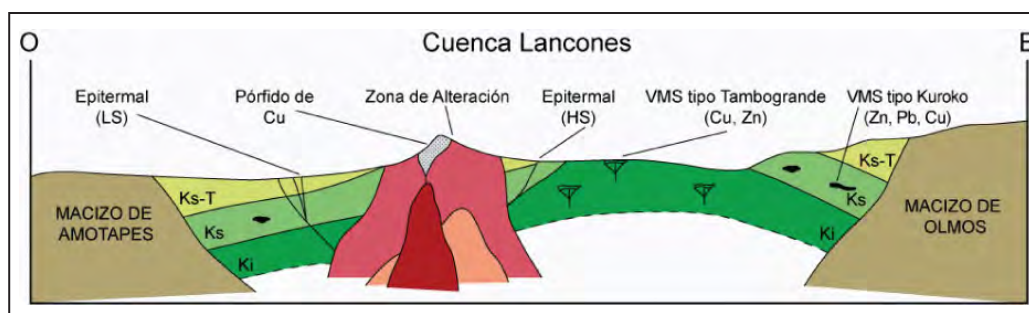


Figura 7.3 Ubicación de las franjas metalogénicas con los principales tipos de ocurrencias minerales en la cuenca Lancones (modificado de Ríos, 2004).

7.1 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL CRETÁCICO INFERIOR

La provincia de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au se encuentra en el límite sur del área de estudio y se extiende con una orientación NE-SO en la parte central del área de esta franja (figura 7.2). La estratigrafía está constituida por

secuencias volcánicas de las formaciones San Lorenzo, Ereo, La Bocana medio-superior, Tambogrande e intrusivos de las superunidades Las Lomas y Noque (figura 7.4). El yacimiento de Tambogrande (TG1, TG2, B5) es el principal ejemplo de un cuerpo mineralizado del tipo VMS, mientras que los demás prospectos (La Saucha, La Copa, El Carmen y Peña Blanca) todavía se encuentran en estudio.

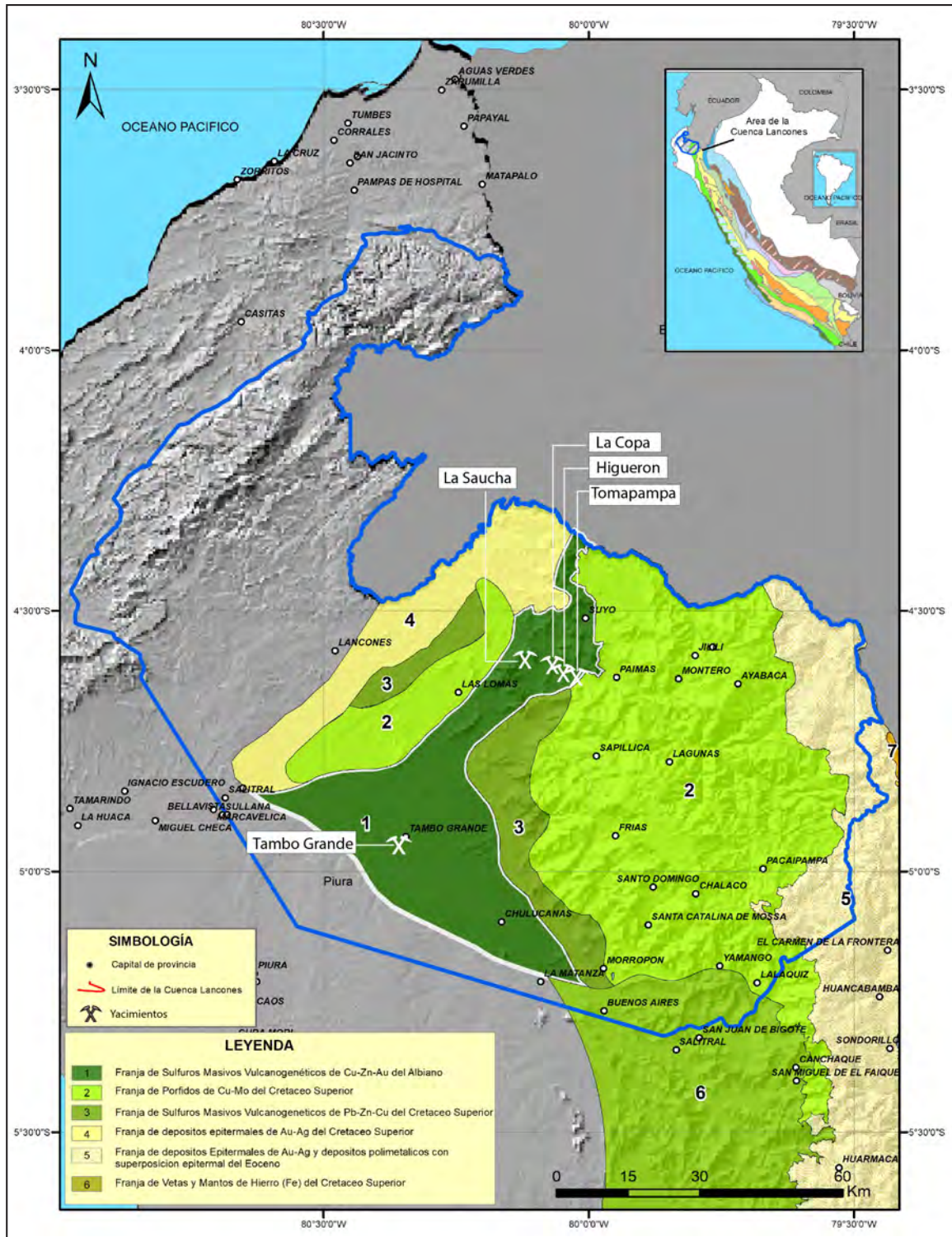


Figura 7.4 Mapa metalogénico de la franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au del Cretácico inferior, con los principales indicios del tipo VMS y alteraciones hidrotermales.

7.2 DEPÓSITO TAMBOGRANDE (TG1, TG2, B5)

Ubicado bajo el mismo poblado de Tambogrande (figura 7.6). Raimondi (1878) fue el primero en describirlo como un cuerpo de limonita. Posteriormente, Ventura (1904) lo define como un cuerpo de hematita. Por otro lado, se le calificó como un depósito volcánico exhalativo submarino del tipo Kuroko (Injoque, 1978 y Tumialán, 2003), luego como un VMS de tipo chipre (Injoque y Aranda, 2005), y finalmente se le definió como un VMS de (Cu-Zn) tipo Tambogrande con contenidos de Au y Ag superiores al promedio de otros VMS (Tegart et al., 2000; Serrano, 2003; Ríos, 2004; Winter et al., 2004 y Winter, 2008), con su único afloramiento superficial de composición silíceo ferruginoso a manera de gossan asociado de 550 m x 200 m (figura 7.5), denominado TG-1 por Manhattan Minerals Corporation.

Marco geológico. Conformado por secuencias bimodales de composiciones basálticas y dacíticas que hospedan a los sulfuros masivos de Tambogrande, al menos una secuencia de flujos andesíticos es conocido en el depósito TG3, con diques riolíticos antiguos que cortan el cuerpo de sulfuro masivo del TG1 (figura 7.7). Los basaltos son las rocas más abundantes que corresponden a secuencias de la Formación San Lorenzo. Un complejo de domos dacíticos que también incluye rocas de composiciones básicas a intermedias se asocian con los depósitos de los sulfuros masivos. Los domos dacíticos sirven como basamento para el emplazamiento de los sulfuros (figura 7.7), así mismo, lavas de diferentes composiciones se intercalan con los sulfuros masivos, siendo estas lavas predominantemente masivas y de grano fino.

Litológicamente, la mineralización (Cu-Zn) se encuentra controlada por un complejo de lavas y domos de composiciones dacíticas que se asocian con rocas máficas a intermedias (Winter et al., 2004) con afinidad toleíticas e influencia mantélica formada

dentro de un ambiente distensivo. Los principales depósitos de sulfuros masivos encontrados son el TG1, TG2 y el último descubrimiento es el B5.

TG1: El basamento se encuentra conformado por rocas de composición basáltica de color gris oscuro, masivo y afanítico; además presenta flujos porfiríticos, brechas hialoclásticas y cantidades menores de tufos de lapilli (figura 7.7). Generalmente, todas estas rocas presentan una textura amigdalares y se hallan rellenas con clorita. Los flujos dacíticos y brechas se sostienen sobre las rocas basálticas en el lado este del graben. Estos basaltos probablemente representen el fondo marino. Superficialmente ocurre baritina con altas leyes de Au y sílice ferruginosa exhalativa (figura 7.5).

TG3: Localmente, está constituido por dacitas masivas y flujos de brechas en los flancos de los domos dacíticos (Tegart, 2000). El domo dacítico se emplaza sobre el horst de basalto (basamento secundario del graben). Los depósitos de sulfuros están limitados lateralmente por rocas dacíticas fragmentadas. Los flujos de andesitas y rocas vulcanoclásticas se superponen a los depósitos de sulfuros. Al sur de TG3, el espesor de las andesitas y el flujo de avalanchas (debris flow) parece haber enterrado y erosionado rápidamente a los depósitos de sulfuros. Posteriormente, una espesa secuencia de basaltos y flujos de brechas cubre secuencias antiguas. Los basaltos son una mezcla de flujos masivos amigdalares y flujos de brechas generalmente gris oscuras afaníticas, y moderadamente magnéticos. Químicamente están clasificados como rocas de composición toleíticas a subcalcinas (Tegart et al., 2000; Winter, 2004; Ríos, 2004; Winter, 2008).

B5: Fue uno de los últimos descubrimientos (Tegart et al., 2000), localizados a 12 km al sur de TG1 (figura 39). Está constituido por basaltos afíricos con márgenes de autobrecha.

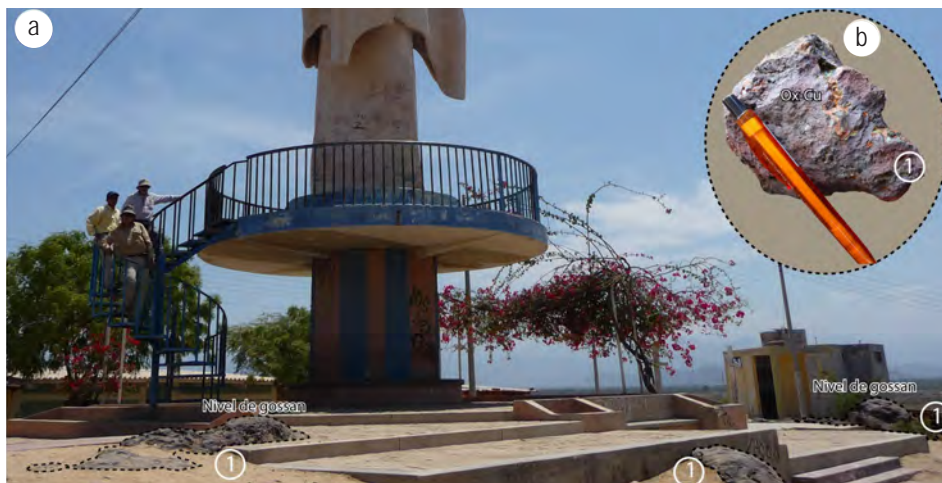


Figura 7.5 a) Afloramientos de gossan (1) en el cerro de Tambogrande, sobre el que se asientan las construcciones; b) óxidos con impregnación de cobre nativo obtenidos de los mismos afloramientos.

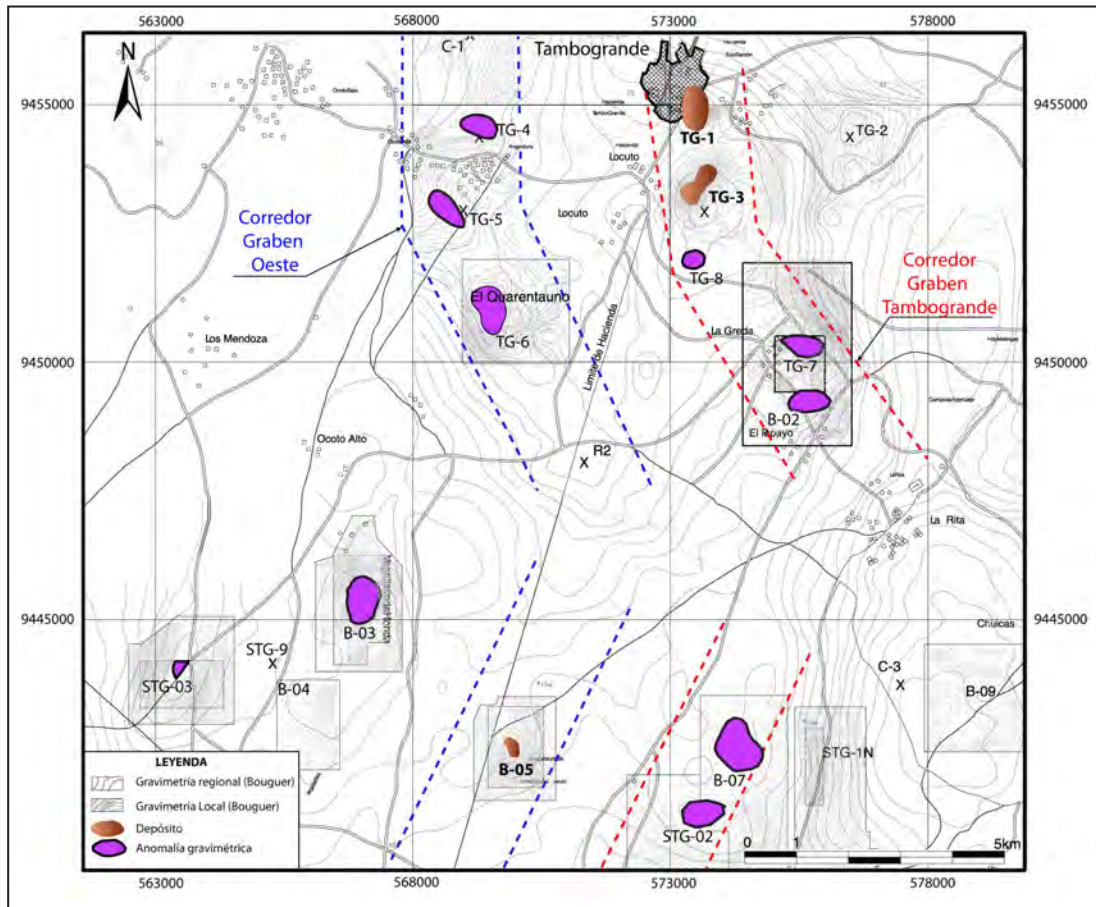


Figura 7.6 Mapa de ubicación del depósito de Tambogrande (TG-1, TG-3 y B-05) y de las principales anomalías gravimétricas (Tegart et al., 2000).

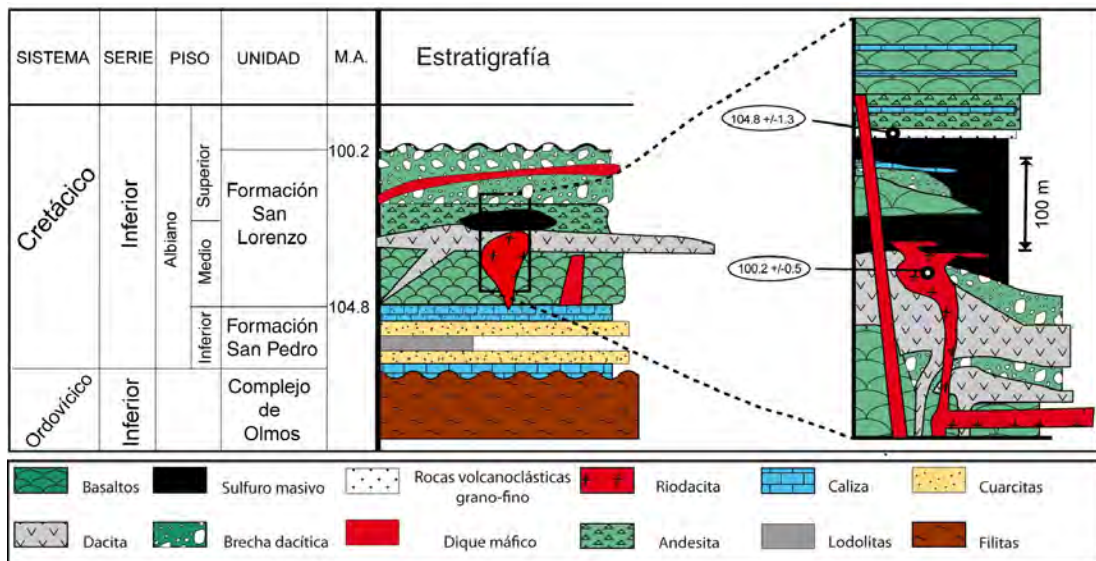


Figura 7.7 Columna estratigráfica de la Formación San Lorenzo del Albiano superior y ubicación del yacimiento de Tambogrande (tomada de Winter et al., 2004).

Control Estructural. En superficie es difícil precisar la evolución estructural de este depósito, ya que este yacimiento se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios. Sin embargo, Winter et al. (2004) establecen una evolución del ambiente de los sulfuros masivos en los depósitos TG1 y TG3 (figura 7.8), basados en las facies volcánicas asociadas a características geomorfológicas y datos de perforaciones. A partir de estos se realizó un modelo del control estructural y ambiente del depósito de Tambogrande. El basamento se encuentra constituido por basaltos y dacitas que se han emplazado a partir de fallas profundas a lo largo del eje del rift (figura 7.8a). Esto ha representado el inicio de la actividad volcánica félsica. La roca caja de los depósitos de sulfuros masivos incluye bloques de composición basáltica en dacitas masivas. El contacto entre el basalto y las dacitas masivas es de alto ángulo, lo que sugiere que el emplazamiento de las lavas dacíticas se encuentra controlada por fallas de alto ángulo que habrían afectado a los bloques basálticos durante la etapa inicial del rifting (figura 7.8b). Posteriormente, una serie de avalanchas de escombros (debris) y depósitos de talud dominados por dacitas que, con menor proporción incluyen localmente rocas basálticas, se depositaron en los márgenes de los domos dacíticos, tal como fue identificado en el depósito TG1 (Winter, 2004). La fragmentación de las lavas fue el resultado de una combinación autoclástica primaria y la brechificación por colapso de un domo o flujo masivo dacítico; además, se origina una brechificación secundaria durante la etapa inicial de la actividad hidrotermal. La formación de

depósitos de avalanchas de escombros (debris) se produjo con las subsecuentes erupciones volcánicas (figura 7.8c). Se inicia la formación de los sulfuros masivos entre los hiatus intravolcánicos, depositándose directamente sobre rocas volcánicas félsicas. El contacto de los volcánicos dacíticos con los sulfuros masivos es definido como horizonte T1 (figura 7.8c). La etapa 2 está marcada por el rejuvenecimiento del vulcanismo dacítico y continúa la depositación de los sulfuros masivos (figura 7.8d). El horizonte T2 está mejor definido en el depósito TG3, donde los domos dacíticos se emplazaron sobre los lentes de sulfuros masivos (figura 7.8d). Además, esta etapa está marcada por numerosas erupciones de pequeños volúmenes de basaltos y menor proporción de dacitas. Al noroeste se presentan diques máficos a lo largo del TG1 (figura 7.8e), los que alimentan a la cuenca con flujos de lavas. También, flujos de lavas dacíticas erupcionan a lo largo del margen de los depósitos de los sulfuros masivos, donde se depositan secuencias de material vulcanoclástico re trabajado (especialmente sobre el depósito TG1). El horizonte 3 (figura 7.8e) está definido como la base de las secuencias volcanoclásticas. Aquí hay poca evidencia de erupción de dacitas, siendo el final de los depósitos de los sulfuros masivos, aunque la última fase del vulcanismo félsico (riodacítico) intruye a los volcánicos y sulfuros masivos (figura 7.8f), que finalmente son cubiertos por capas resedimentadas de secuencias volcanoclásticas y calizas que cubren localmente las secuencias de los sulfuros masivos (Winter, 2004).

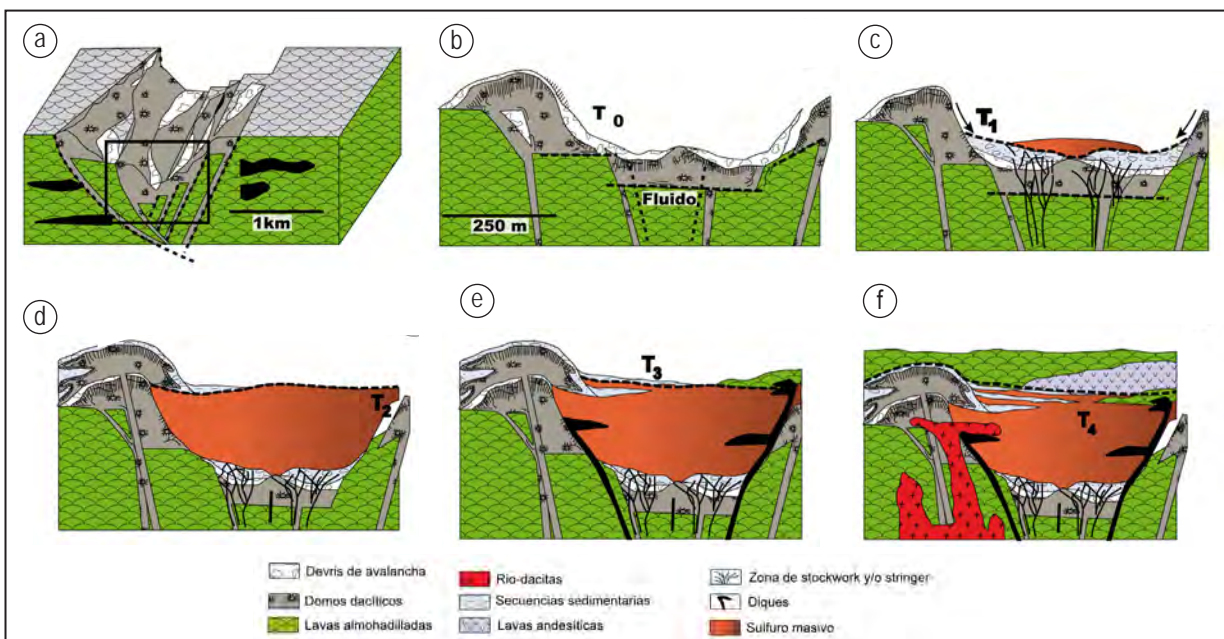


Figura 7.8 a) paleoambiente del depósito VMS de Tambogrande; b) erupción de la primera fase dacítica, crecimiento del domo, inicio de la actividad hidrotermal; c) colapso del domo dacítico, depósitos de avalancha de escombros (debris) sobre el piso dacítico, inicio de la formación de los sulfuros masivos; d) fase posterior del vulcanismo dacítico, posible subsidencia de la cuenca, depositación continua del sulfuro masivo; e) vulcanismo basáltico (diques, sills, flujos), resedimentación de las rocas volcanoclásticas dacíticas; f) cese de la depositación de sulfuros, intrusión posterior de riodacitas, reactivación del vulcanismo basáltico, poca andesita, sedimentación de niveles finos de lodo que incluye rocas volcanoclásticas (Modificados de Winter, 2004).

Alteración. La roca caja del depósito TG1 se encuentra conformada en gran parte por rocas dacíticas alteradas por cuarzo-sericita, donde las rocas suaves corresponden a un dominio sericítico y las rocas duras están predominantemente silicificadas. La intensidad de la alteración (cuarzo-pirita) se encuentra generalmente más avanzada en las cercanías de la zona de *stockwork*, zonas donde la textura original es comúnmente borrada. El reporte de la zona de la roca caja piso muestra silicificación masiva. La alteración es causada por la depletación del Na de los feldespatos en las rocas dacíticas (Winter, 2004). Asimismo, los procesos hidrotermales de piritización y silicificación están indicando que se trata de una exhalación de fluidos finales de un evento de diferenciación magmática. Por otro lado, la variación del Ba indica que el magma se va acidizando (Valdivia y Torres, 1995). En sección delgada esta roca muestra remanentes volcánicos, texturas con fenocristales y fragmentos líticos en masas de granos muy finos de sericita, plagioclasa, cuarzo, \pm clorita. La zona de stringer en la dacita, ubicada debajo de la parte central de la pila de sulfuros, presenta escasos cristales de clorita negra a verde oscura. Esto sugiere que la clorita es rica en hierro, esporádicamente distribuida en las inmediaciones de la roca caja piso en los sulfuros y es probable relacionarla con las soluciones hidrotermales. La periferia de los depósitos de sulfuros muestra una alteración cuarzo-sericita que es sobreimpresa por esporádicas alteraciones cloríticas. Esto es probable en cloritas ricas en magnesio; comúnmente ocurren como bordes alrededor de fragmentos de brechas y probablemente son formadas como resultado del contacto con el agua del mar. La alteración en la roca caja piso en el depósito TG1 es más intensa debajo de las gruesas capas de sulfuros. La alteración de la caja piso en el área del depósito TG3 es idéntica a la del depósito TG1. El último tamaño y distribución de las zonas de alteración en TG3 no es conocido, pero se da en una dirección NE y excede a 800 m de ancho (Tegart, 2000).

Mineralización. El cuerpo mineralizado de Tambogrande se encuentra clásicamente zonado, conformado por un núcleo de pirita masiva con diseminación de covelita, digenita, calcocina, galena y accesoriamente esfalerita, en la parte superior presenta baritina y óxidos de hierro. Existen concentraciones en bandas irregulares de calcopirita y esfalerita-galena. La mineralización se presenta en las zonas de *stockwork*, sulfuros y óxidos.

Zona de *Stockwork*. En los depósitos TG3 y TG1, esta zona se encuentra restringida generalmente a la parte central y a la base de los sulfuros, donde corta diferentes tipos de rocas. La zona del *stockwork* se extiende más allá de los límites del cuerpo de sulfuro masivo (figura 7.8e y 7.8f), lo que indica que los sulfuros se depositaron sobre la parte central del fracturamiento. Se extiende hasta algunos sectores de los bloques fallados del basamento.

En la zona del *stockwork*, la roca hospedante es una dacita que contiene un 80 % de pirita cristalizada de grano fino. Los stringers están generalmente limitados espacialmente y se ubican a pocos metros de la base de los sulfuros masivos; se caracterizan por encontrarse rellenos de calcopirita. El cuarzo es el mineral ganga más común en esta zona, pero también se puede apreciar clorita, calcita y baritina.

Zona de Óxidos. Estos afloramientos se encuentran en la parte norte del área del depósito a lo largo del río Piura, en otras áreas están cubiertos por arenas y conglomerados consolidados. La zona de óxidos es un complejo que aparece generalmente con mezcla de tufos riolíticos, rocas volcanosedimentarias ricas en hierro y baritina. En el depósito TG1, la zona de óxidos cubre en forma continua y se extiende hacia los límites del cuerpo de sulfuros. El contacto óxido-sulfuro es brusco, no se observa pirita en la zona de óxidos; sin embargo, la pirita oxidada es observable solamente en el cuerpo principal del sulfuro. Generalmente, la baritina y/o secuencias félsicas volcanoclásticas son las que separan a los sulfuros de los óxidos de hierro.

Zona de sulfuros. En los depósitos TG3 y TG1, la zona se conforma de 85 % a 99 % de pirita, hasta 15 % de baritina, con un promedio combinado de 5 % de calcopirita y esfalerita y pequeñas cantidades de cuarzo y calcita. El depósito TG1 contiene más de 100 millones de toneladas y el depósito TG3, 110 millones de toneladas de sulfuros masivos.

Se ha calculado las leyes medias de los tres depósitos de sulfuros masivos ubicados en Tambogrande: TG1, TG3 y B5. a) TG1: 64 Mt @ 1.7 % Cu, 1.4 % Zn, 0.79 g/t Au y 31 g/t Ag; b) TG3: 110 Mt @ 0.7 % Cu, 1 % Zn, 0.7 g/t Au y 19 g/t Ag; c) B5: 142 m con leyes de 0.5% Cu, 0.9% Zn, 0.6 g/t Au y 17 g/t Ag, en un intervalo enriquecido de 23 m con leyes de 2% Cu, 3.5% Zn, 1 g/t Au y 56 g/t Ag (Tegart et al., 2000).

7.3 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS Pb-Zn-Cu DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Las ocurrencias minerales de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu se caracterizan por no ser continuas; se encuentran en franjas paralelas a la franja de los depósitos de sulfuros masivos del Cretácico inferior (figura 7.9). La estratigrafía se encuentra constituida por rocas volcánicas de las formaciones San Lorenzo, La Bocana (inferior, medio y superior) y Lancones; además de rocas plutónicas de las superunidades Paltashaco, Las Lomas y Noque. Entre los indicios más conocidos de esta franja se encuentran los prospectos Cerro Colorado, El Papayo, Tejedores y Potrobayo, entre otros. Todos estos emplazados en rocas de la Formación La Bocana de ambiente submarino somero, determinado por las características petrográficas,

geoquímicas y geológicas de estas manifestaciones minerales (Ríos, 2004). El espesor promedio de la Formación La Bocana, a partir de las columnas estratigráficas de los sondeos de perforación diamantina en los prospectos mencionados pueden tener entre los 300 y 450 m. Las perforaciones han permitido localizar varios afloramientos silíceo-ferruginosos como jaspes y, además, horizontes de baritina exhalativa (Ríos, 2004).

Este tipo de depósitos se asocia a las secuencias félsicas (domos de composición dacítica) del vulcanismo bimodal de la Formación La Bocana, correspondiendo con el esquema clásico de los yacimientos del tipo Kuroko. En los domos dacíticos se desarrollan zonas de *stockwork* y/o stringer de piritita. El

ejemplo más notable de este estilo de mineralización se da en algunos sondeos del indicio Cerro Colorado. Las alteraciones hidrotermales también son coincidentes con los esquemas de los depósitos tipo Kuroko (Zn-Pb-Cu), con un centro silíceo, con presencia de clorita rica en hierro, márgenes sericiticos, y hacia la periferia de los cuerpos presentan zonas epidotizadas (Winter, 2004).

En el control estructural, los prospectos Cerro Colorado, El Papayo, Tejedores, Potrobayo, entre otros, son fallas menores NE-SO, E-O y NNE-SSO. A continuación, se describen los prospectos de mayor importancia.

Resultados de los análisis químicos de las muestras alteradas

Muestra	Este	Norte	Au (g/t)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)
1 HQ-001	57494	949355	<0,001	<0,5	52	<5	11	8
2 HQ-007	57621	949469	<0,01	<0,5	345	24	21	22
3 HQ-008	58130	949604	=0,01	<0,5	345	<5	24	98
4 HQ-009	57970	949615	0,07	<0,5	43	5	61	44
5 HQ-010	58004	949587	<0,01	<0,5	<5	6	6	8
6 HQ-015	57423	949028	1,51	0,5	891	21	148	11
7 HQ-015A	57437	949040	0,066	0,5	218	232	132	58
8 HQ-016	57263	949095	0,01	<0,5	70	5	25	0
9 HQ-017	57001	948667	<0,01	4,5	74	8	71	8
10 HQ-017A	57001	948667	<0,01	=0,5	821	24	152	133
11 HQ-018	57004	948608	<0,01	<0,5	64	9	17	41
12 HQ-026	58986	950130	3,00	32	620	7776	2421	95
13 HQ-026A	58986	950130	20,20	24	1630	17343	2628	487
14 HQ-027	58986	950130	74,33	111	632	26562	972	29

7.4 PROSPECTO CERRO COLORADO

Ubicado al NE de Tambogrande, entre las localidades de Totoral y Guaragudos Alto, que comprende el límite de la Cordillera Occidental y las planicies costeras del cuadrante II (figura 7.9).

Marco geológico. El prospecto Cerro Colorado superficialmente está constituido por andesitas basálticas, dacitas y flujos piroclásticos. Algunos horizontes muestran andesitas vacuolares, correspondientes al miembro superior de la Formación La

Bocana (figura 7.10). Sin embargo, datos de perforación evidencian lavas almohadilladas, andesitas basálticas con vacuolas y brechas con desarrollo hialoclástico (Serrano, 2003), pertenecientes a la Formación San Lorenzo.

Control estructural. Estructuralmente, considerada de mayor importancia dentro de esta franja, se trata de una ventana exhalativa emplazada y desarrollada en el marco de un lineamiento fisural volcánico de rumbo NE-SO (Serrano, 2003).

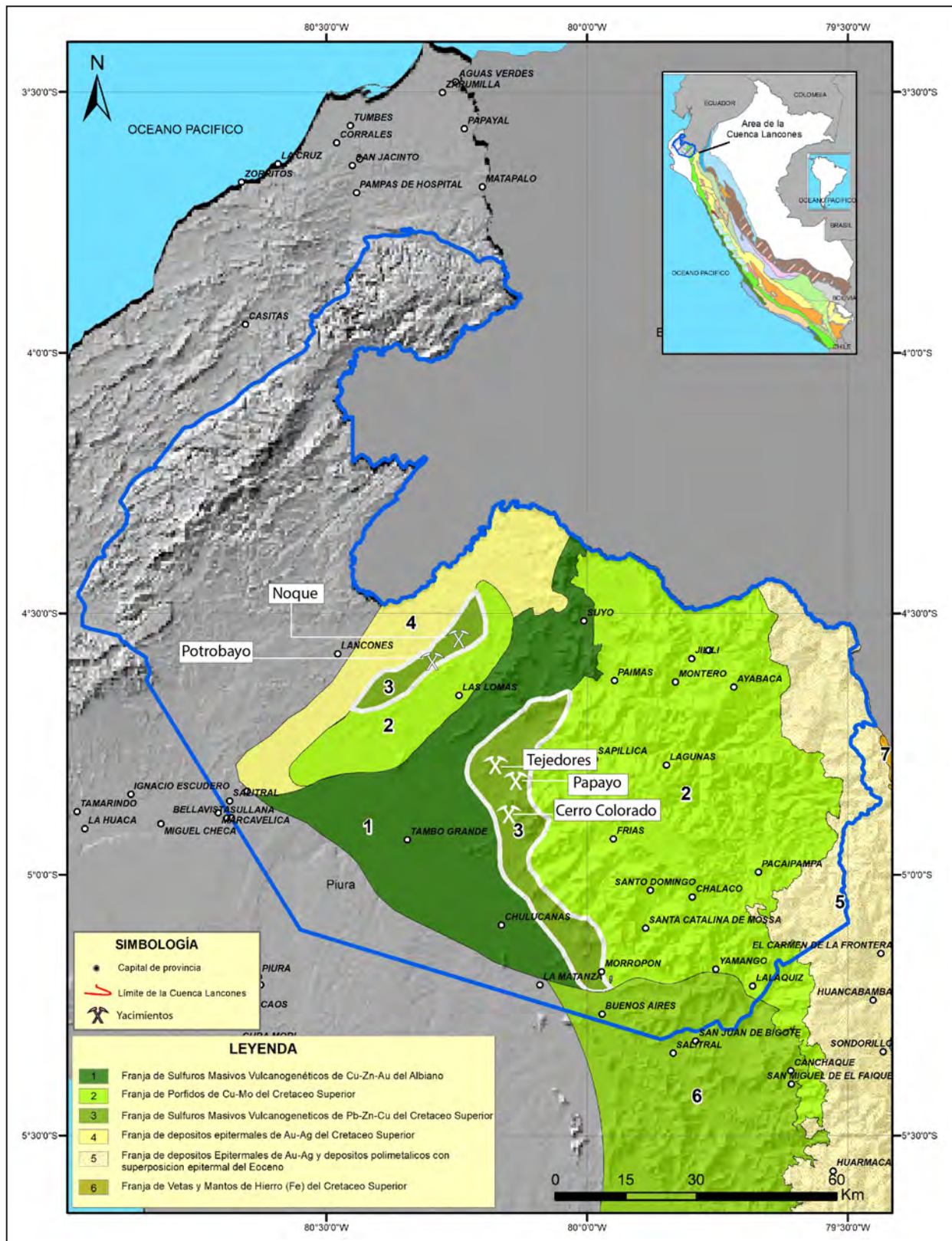


Figura 7.9 Mapa de la franja de sulfuros masivos volcanogénicos Pb - Zn - Cu del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo VMS y alteraciones hidrotermales.

Alteración. La alteración predominante de esta ocurrencia mineral se encuentra dada por procesos hidrotermales, mostrando ensambles mineralógicos asociados a alteraciones cuarzo-sericita y argilización. También se reporta la presencia de baritina sedimentaria (Serrano, 2003).

Mineralización. El feeder central de dicho cuerpo se ubica en Cerro Colorado, constituido por brecha dacítica en matriz de piritita masiva terrosa, sin contenido aparentemente económico de sulfuros, mostrando un desarrollo de *stockwork* interno y un stringer periférico, ambos piritosos.

El feeder de Cerro Colorado se emplaza en una zona de debilidad estructural (Serrano, 2003) conformada por la intersección de dos sistemas de fallas EO y NE-SO. Es a partir de estas zonas débiles que los fluidos hidrotermales aprovechan su ingreso, provocando centros volcánicos y domos que han sido reconocidos a lo largo del prospecto.

Se realizaron varios sondajes en el prospecto, uno de cuales atravesó el feeder o cuerpo central piritoso, con desarrollo de hematita, jarosita con gossan de hierro-baritina (figura 7.10). Los mejores valores geoquímicos no superan los 400 ppm en Cu, 40 ppm en Pb y Zn y 40 ppm de Au. Por otro lado, otros dos sondajes, ubicados al este del cuerpo piritoso, intersectaron débil mineralización de sulfuros masivos con valores que bordean los 2000 ppm de Cu, 600 ppm de Pb, 6000 ppm de Zn y 120 ppm de Au.

Las reservas estimadas con base en sondajes diamantinos han permitido estimar 1.5 millones de TM de piritita. Sin embargo, los sondajes que intersectaron los horizontes con sulfuros masivos sugieren que estos se habrían depositado a los lados de la ventana exhalativa (Serrano, 2003). Este mismo autor considera que los sulfuros masivos se encontrarían a los lados a cierta distancia de las ventanas exhalativas.

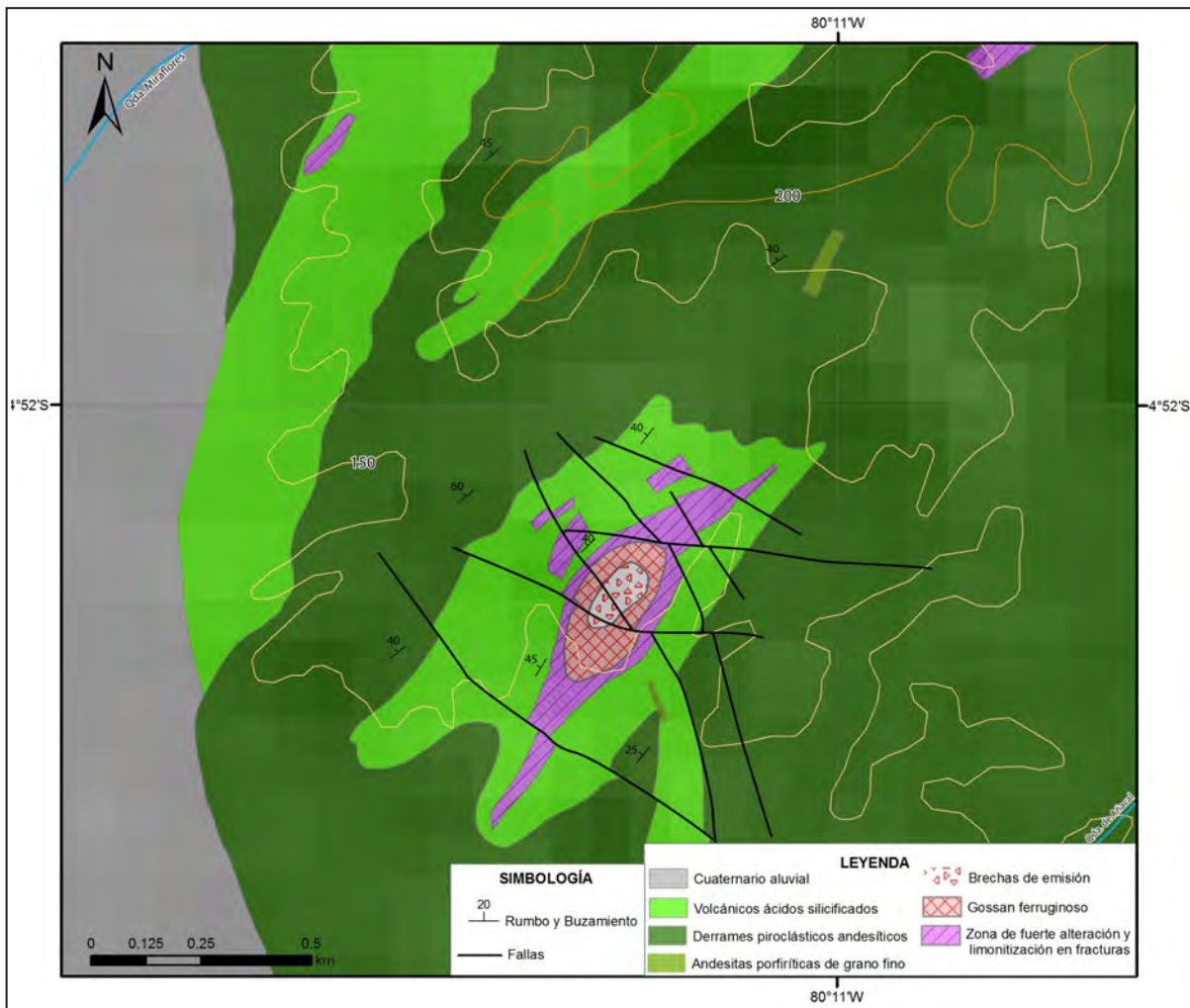


Figura 7.10 Mapa geológico detallado del prospecto Cerro Colorado mostrando la parte central con brechas hidrotermales rodeadas por gossan ferruginoso y una zona de fuerte limonitización periférica (modificado de informe técnico de Vilca y Rodríguez, 1985).

7.5 PROSPECTO EL PAPAYO

El prospecto se encuentra ubicado a 4 km al sur del centro poblado de Carrizalillo y a 6 km al norte del prospecto Cerro Colorado, entre las quebradas El Papayo y Carrizalillo. Se encuentra emplazado en el miembro medio y superior de la Formación La Bocana.

Marco geológico. Compuesto por rocas piroclásticas tufáceas (figura 7.13a y 7.13b) y lavas de composición andesítica a riolítica que se intercalan con areniscas volcánicas, intruidas esporádicamente por pequeños cuerpos subvolcánicos y diques de composición andesítica y basáltica (figura 7.11). Los niveles superiores de esta secuencia tienen una clara relación con ambientes exhalativo-sedimentarios que varían en profundidad a un ambiente volcánico lávico.

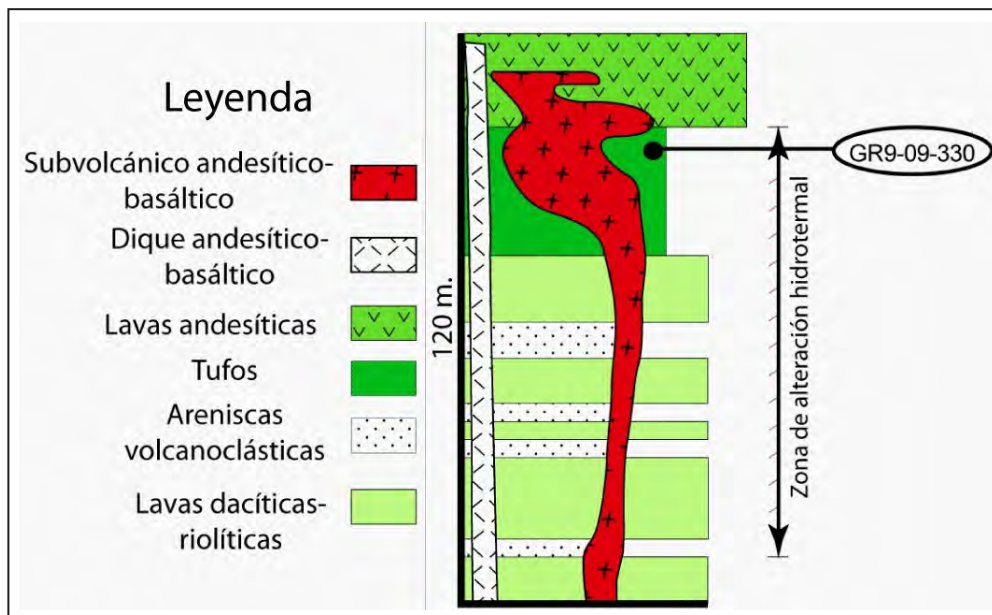


Figura 7.11 Perfil litológico de los miembros medio y superior de La Bocana, en la que se alberga la ocurrencia metálica El Papayo. Ubicación de la muestra estudiada (GR9-09-330) dentro de la secuencia. Características geológicas tomadas de sondajes (BISA, 1997).

Control Estructural. Presenta lineamientos principales NE-SO, fallas normales longitudinales a los pliegues simétricos, así como también fallas normales transversales a los dos sistemas de fallas, los que controlan el emplazamiento de diques andesíticos (figura 7.12). Asimismo, se infiere que estos sistemas de fallas han permitido el transporte y circulación de los fluidos mineralizantes, lo que se asume como el principal control en la mineralización de esta ocurrencia metálica. Por otra parte, el estudio gravimétrico reporta un débil contraste positivo del orden de 0.5 mgals. Esto podría ser la respuesta de un cuerpo profundo muy grande (Serrano, 2003), considerando también como importante el contenido de esfalerita, ya que la densidad de este mineral de 3.9 es inferior respecto a otro mineral propio de este ambiente, tal es el caso de la pirita con 6.7, la calcopirita con 4.2, la galena con 7.5 y la baritina con 4.5.

Alteración. En sección delgada (figura 7.13c), esta roca volcánica presenta una textura tufácea. Se compone de fragmentos líticos subángulosos y subredondeados con tamaños menores a 8 mm, de naturaleza ígnea. Conjuntamente, presenta fragmentos de feldspatos de forma subangulosa a redondeada de tamaños menores a 3.5 mm, los que se encuentran alterados por arcillas, inclusiones de opacos y con cristales de sílice en sus bordes. Estos se encuentran englobados en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada a arcillas, agregado de granos de cuarzo de origen secundario, cloritas y arcillas. Además, muestra fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y/o silicatos), óxidos de hierro y opacos de forma anhedral a redondeados con tamaños menores a 0.5 mm, algunos de los cuales se encuentran oxidados y también se presentan diseminados.

Asimismo, muestra finas venillas irregulares subparalelas de espesores menores de 0.7 mm rellenas por carbonatos y silicatos de Cu y opacos, los cuales se presentan en parte con impregnación de óxidos de hierro, que también se presentan en las paredes de dichas fracturas.

El analizador de mineral portátil infrarrojo (PIMA) identificó un ensamble mineralógico de alteración de clorita-esmectita, con predominancia de clorita, asociado a una alteración hidrotermal propilitica débil (figura 42), además de una argilización moderada local con presencia de esmectita.

Mineralización. En sección pulida (figura 7.13d), presenta cristales euhedrales a subhedrales de pirita con tamaños menores de 0.07 mm; se encuentran diseminados en la ganga, así como inclusiones y relictos en hematita y limolitas que la reemplazan. La calcopirita se encuentra en forma subhedral

y tamaño promedio de 0.02 mm, muestra inclusiones de pirita y esfalerita. Se observa también galena incluida en la ganga. La digenita se encuentra reemplazando a la calcopirita en sus bordes a modo de corona. También, se observa un grano de electrum con tamaño de 0.01 mm en intersticios de la ganga. Todos estos minerales se encuentran como traza excepto la hematita (1 %) y limonita (5 %).

El resultado del análisis mineralógico por difracción de rayos X arroja que la muestra está conformada por dos minerales principales (tabla 1): baritina y clorita, similares a los reportes en Tambogrande, es decir, con alto contenido de $BaSO_4$ (> 80 %) cerca de la superficie (Serrano, 2003). Para el análisis, se utilizó un tubo de Cu en un difractor Shimadzu modelo XRD-6000 con energía de 40 Kv 30 mA.

Tabla 1

Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos X. Muestra GR9-09-330

N°	Mineral	Fórmula	%
1	Baritina	$BaSO_4$	79.21
2	Clorita	$(Mg,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$	20.79

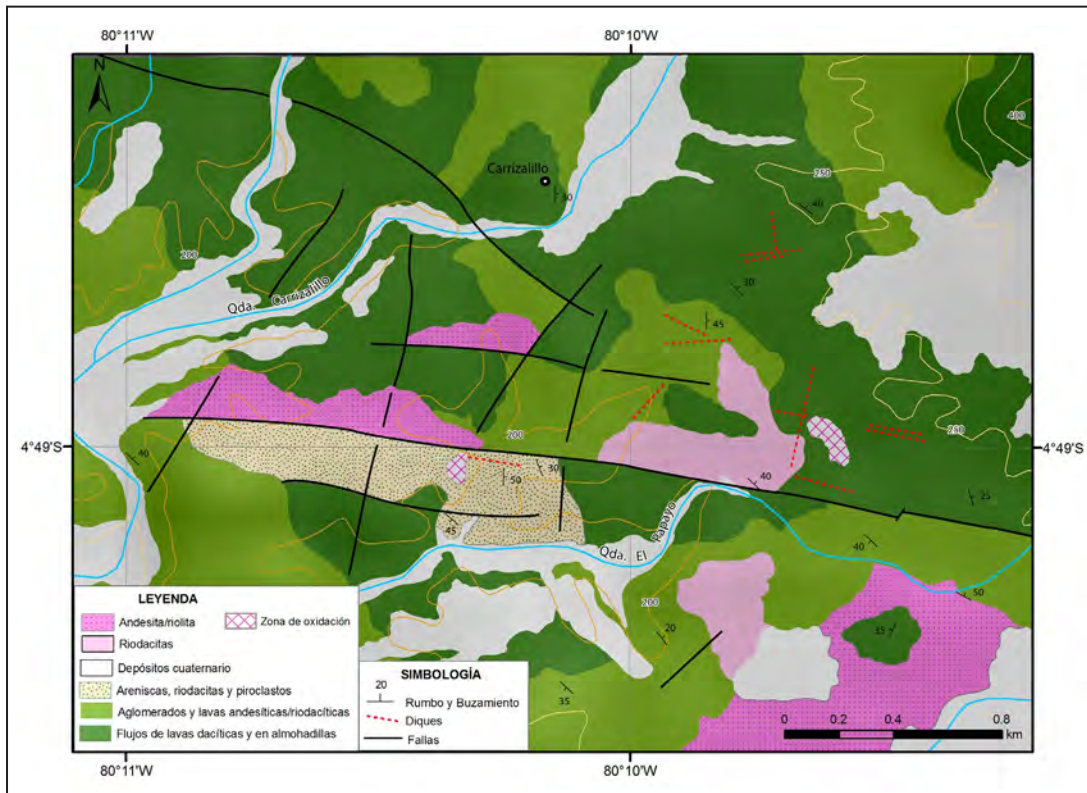


Figura 7.12 Mapa geológico detallado de los prospectos El Papayo y Tejedores donde se observa las zonas anómalas, como zonas de oxidación, rodeados por diques polidireccionales (Informe técnico Ingemmet, Gamarra et al., 1986).



Figura 7.13 a) nivel de gossan en rocas tufáceas, donde se aprecia una superficie muy oxidada, asociada a malaquita, también se observa hematita, calcita y magnetita; b) el tufo presenta minerales, principalmente, de baritina y clorita; c) fotografía en N //s: tufo cristalolítico compuesto por fragmentos líticos, cristales de baritina y feldespato, la cual muestra cristales de sílice en sus bordes y fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y silicatos); d) fotografía en N //s: ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) y grano de electrum (el) en ganga parcialmente impregnada por limonitas (GGs-LIMs).

7.6 PROSPECTO TEJEDORES

Se encuentra ubicado en la localidad del mismo nombre, al oeste del prospecto El Papayo y a 8 km al noroeste de Cerro Colorado, donde también se han realizados seis sondajes diamantinos y tres trincheras de 500 m cada uno (Serrano, 2003).

Marco geológico. La geología de superficie se caracteriza por presentar afloramientos de andesitas, dacitas y flujos piroclásticos de la Formación La Bocana superior (figura 7.13), que se encuentran intruidas por rocas de composición tonalítica y diorítica de la superunidad Las Lomas.

Control estructural. El control estructural del indicio Tejedores está dado por pequeñas fallas de orientación E-O y NNE-SSO. Este último sistema forma pliegues simétricos paralelos y, por ende, zonas de debilidad que permiten la circulación de los fluidos mineralizantes (figura 7.14a y 7.14b).

Alteración. En sección delgada (figura 44c), esta brecha silicificada se encuentra compuesta por moldes de fragmentos alterados por cuarzo, sericita y carbonatos y óxidos de hierro cementados por cuarzo. Gruesas vetillas de cuarzo que atraviesan la muestra son cortadas por vetillas de carbonatos. El cuarzo ocurre como: cuarzo I en agregados anhedrales, cuarzo II se encuentra alterando a la matriz y cuarzo III en agregados anhedrales relleno de gruesas vetillas. Las arcillas se muestran en agregados criptocristalinos, entre intersticios de fragmentos líticos y de la matriz. Así mismo, los carbonatos

alteran moldes de cristales y rellenan intersticios y vetillas, y se encuentran también impregnados de óxidos de hierro, los que a su vez alteran minerales opacos observándose pseudomorfos. La calcedonia también es otro mineral que altera moldes de fragmentos en intersticios de la matriz y rellenan cortas venas. La clorita se presenta en agregados fibrosos relleno de intersticios ligeramente teñidos por óxidos de hierro. El rutilo se observa en moldes limonizados y dispersos en la muestra.

El analizador de mineral portátil infrarrojo (PIMA) identificó un ensamble mineralógico de alteración de cuarzo-illita, con predominio de cuarzo, asociado a una alteración hidrotermal argílica (figura 7.5), además de carbonatación, oxidación, sericitización y cloritización incipiente.

Mineralización. En sección pulida (figura 7.14d), presenta escasos relictos de cristales de pirita impregnados en la ganga con tamaño promedio de 0.007 mm, así como hematita que altera a moldes de cristales, posiblemente de piritas diseminadas. Las hematitas junto a las limonitas se encuentran alterando a moldes de cristales y también ocurre en fracturas y porosidades de la ganga que se impregna por sectores.

El resultado del análisis mineralógico por difracción de rayos X arroja que la muestra está conformada por seis minerales principales (tabla 2): cuarzo, calcita, goetita, caolinita, muscovita y hematita. Para el análisis, se utilizó un tubo de Cu en un difractómetro Shimadzu modelo XRD-6000 con energía de 40 Kv 30 mA.

Tabla 2

Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos X. Muestra GR9-09-329

N°	Mineral	Fórmula	%
1	Cuarzo	SiO ₂	95.83
2	Calcita	CaCO ₃	1.99
3	Goetita	Fe+3O(OH)	0.93
4	Caolinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	0.76
5	Muscovita	(K,Na)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si ₃ .1Al _{0.9})O ₁₀ (OH) ₂	0.26
6	Hematita	Fe ₂ O ₃	0.23

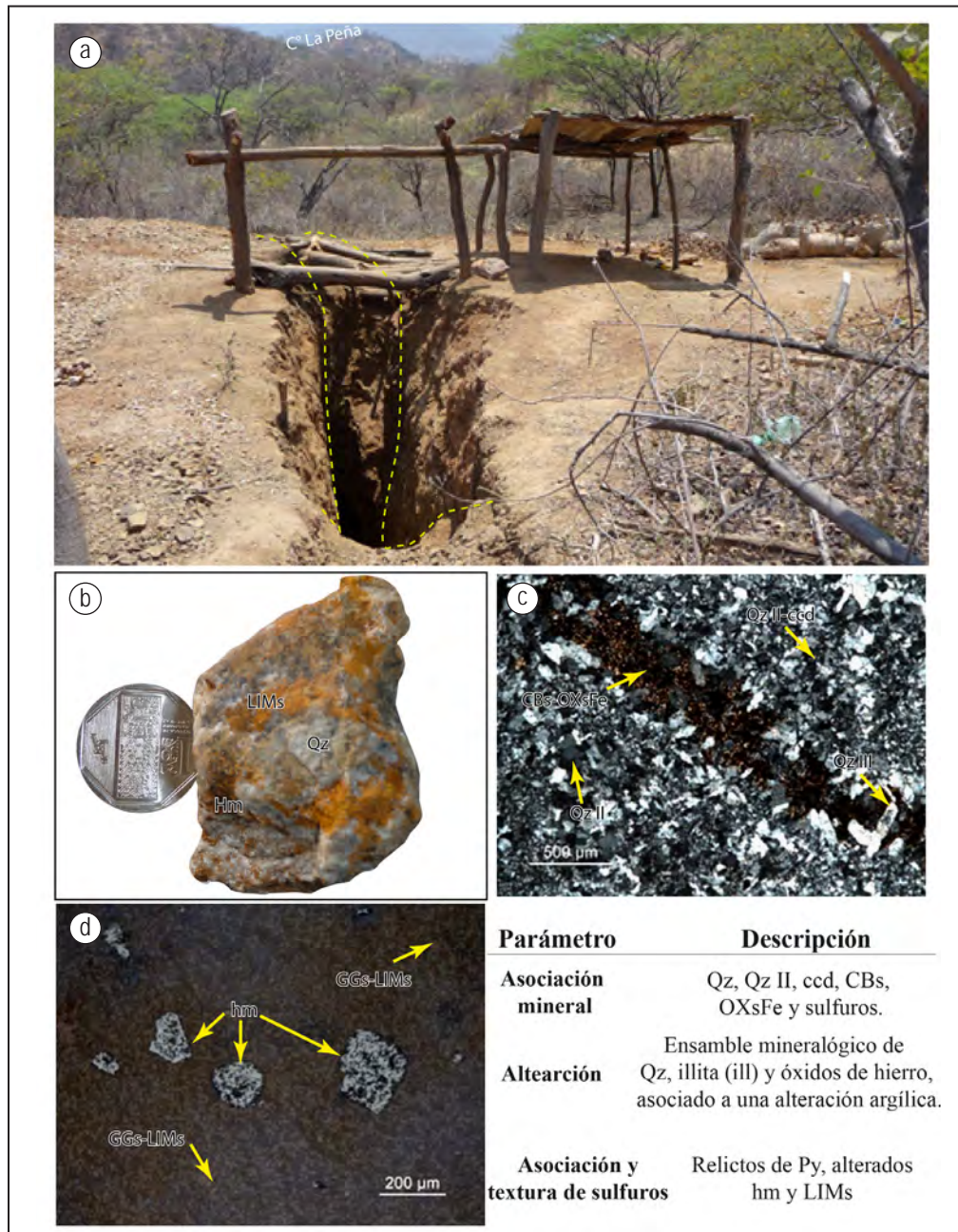


Figura 7.14 a) veta de orientación N80-80N que corta a rocas piroclásticas del miembro superior de La Bocana; b) brecha silicificada que presenta minerales, principalmente, cuarzo (Qz) y óxidos de hierro; c) fotografía en N //s: muestra que la matriz se encuentra intensamente alterada por cuarzo y calcedonia (QzII-ccd), presenta venas de cuarzo (QzIII) y de carbonatos alterados por óxidos de hierro (CBs-OXsFe); d) fotografía en N //s: ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) en matriz, parcialmente impregnados por limolitas (GGs.LIMs).

7.7 FRANJA DE PÓRFIDOS DE Cu-Mo DEL CRETÁCICO SUPERIOR

En la cuenca Lancones se ubican ocurrencias metálicas tipo pórfido de Cu-Mo con emplazamiento de intrusivos, alteración y mineralización de edad Cretácico superior-Paleógeno. Regionalmente, las ocurrencias metálicas tipo pórfidos forman

el denominado cinturón magmático hidrotermal (figura 7.15) de orientación N40E (Ríos, 2004), controlado por fallas NE-SO.

La composición de los indicios porfíricos varían de granito a cuarzo-diorita, la mayoría de los cuales se formó en el Cretácico superior, como los indicios Chancadora, Horquetas y Cascajo Blanco. Otros se formaron durante el Paleógeno-Eoceno, por ejemplo, Curi-Lagartos.

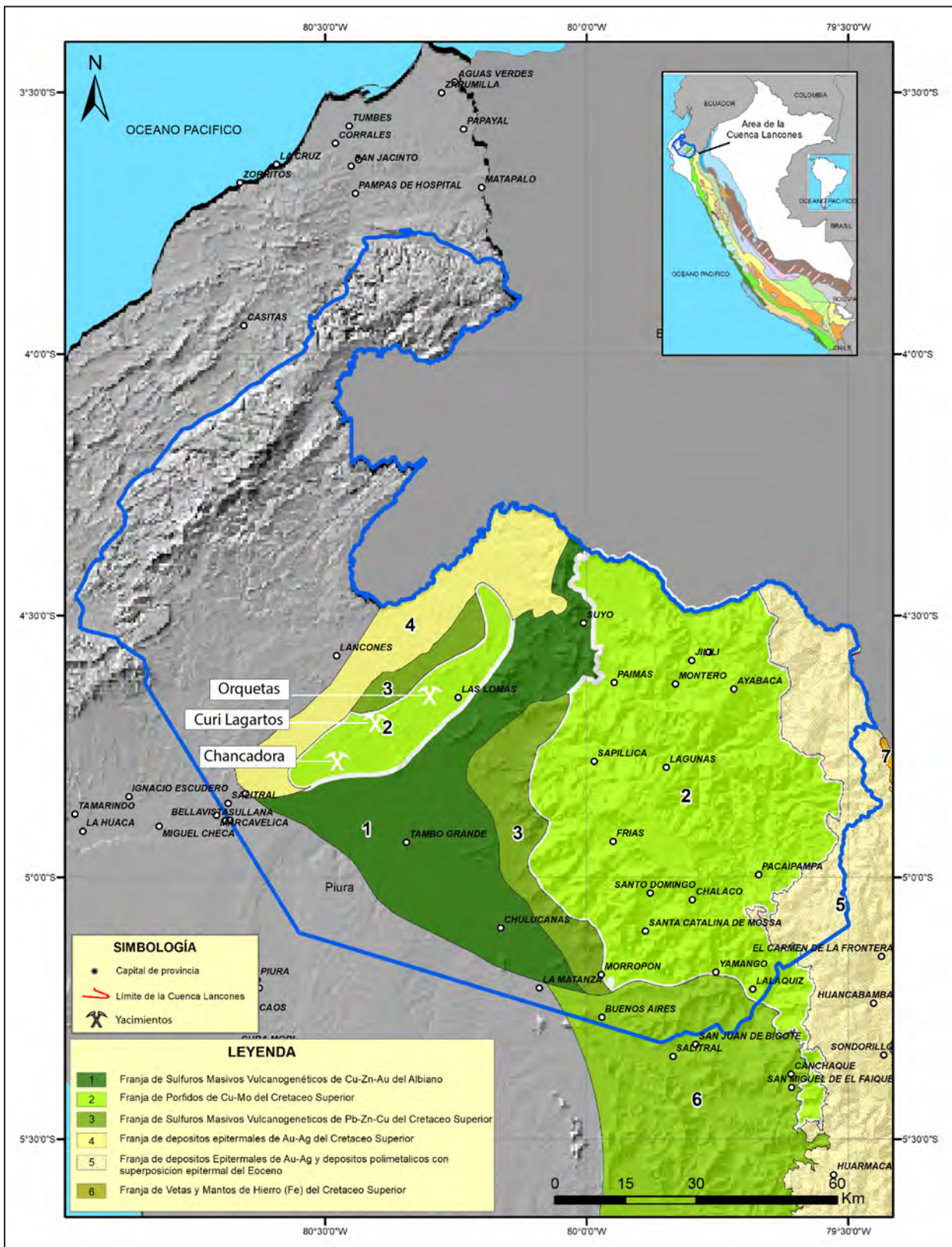


Figura 7.15 Mapa de la franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo pórfido y alteraciones hidrotermales.

Resultados de los análisis químicos de las muestras alteradas

Muestra	Este	Norte	Au (g/t)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)	
1	HQ-002	56638	947999	<0,01	<0,5	152	5	26	28
2	HQ-003	56665	947938	=0,01	<0,5	5	95	9	6
3	HQ-047	57137	948395	<0,01	<0,5	11	16	9	0
4	HQ-048	57138	948379	<0,01	<0,5	52	19	21	0
5	HQ-019	57163	948448	=0,01	<0,5	41	9	27	6
6	HQ-011	57876	948624	<0,01	14	127	13	340	9
7	HQ-012	58006	948590	<0,01	0,5	83	18	17	21

7.8 PROSPECTO CHANCADORA

Se encuentra ubicado al sur del reservorio de Poechos, aproximadamente a 12 km. La ocurrencia metálica Chancadora datada en 78.60 ± 1.9 Ma (Winter, 2008) se encuentra intruyendo a rocas volcánicas del miembro inferior de la Formación La Bocana. El *stock* está conformado por un granito rojo fuertemente tectonizado y cizallamiento en orientación NO-SE cuyas fracturas se encuentran rellenas de limonita y, esporádicamente, con carbonatos de cobre (figura 7.16a). El afloramiento cubre un área de 300 m x 300 m. Análisis geoquímicos muestran anomalías bajas en Cu y Mo (Ríos, 2004).

Petrografía. En muestra de mano (figura 7.16b) y sección delgada (figura 7.16c), el *stock* granítico presenta una textura porfírica constituida por fenocristales de plagioclasa euhedrales y subhedrales maclados y algunos zonados.

Alteración. En sección delgada (figura 7.16c), se observa que las plagioclasas y los feldespatos se encuentran parcialmente alterados a arcillas y óxidos de hierro en agregados micro a criptocristalinos. Los moldes de fenocristales de biotita están rellenos por cloritas fibrosas y óxidos de hierro a través de su clivaje y en cortas fracturas.

Por otra parte, se observa un metamorfismo de contacto en la periferia con cornificación y presencia de clorita, epidota y albita.

El analizador mineral portátil infrarrojo (PIMA) ayudó en la identificación de la asociación mineralógica de la alteración hidrotermal, obteniendo de esta manera predominancia de cuarzo (Qz) y abundante caolín en variedad halloisita. Este ensamble define una alteración argílica (figura 46) u oxidación incipiente.

Mineralización. En sección pulida (figura 7.16d), el *stock* presenta pirita que ocurre como cristales subhedrales con tamaños menores de 0.075 mm y se halla incluida en la matriz. Asimismo, se observa pseudomorfos de goetita-limonitas, los que se presentan en agregados. Posiblemente hayan alterado totalmente a los sulfuros de hierro que ocurren relleno intersticios y fracturas de la roca; así también, se localizan impregnados en la matriz. La calcopirita se encuentra en forma euhedral con tamaños menores de 0.04 mm incluidos en la ganga. La covelita se encuentra como traza reemplazando parcialmente a la pirita.

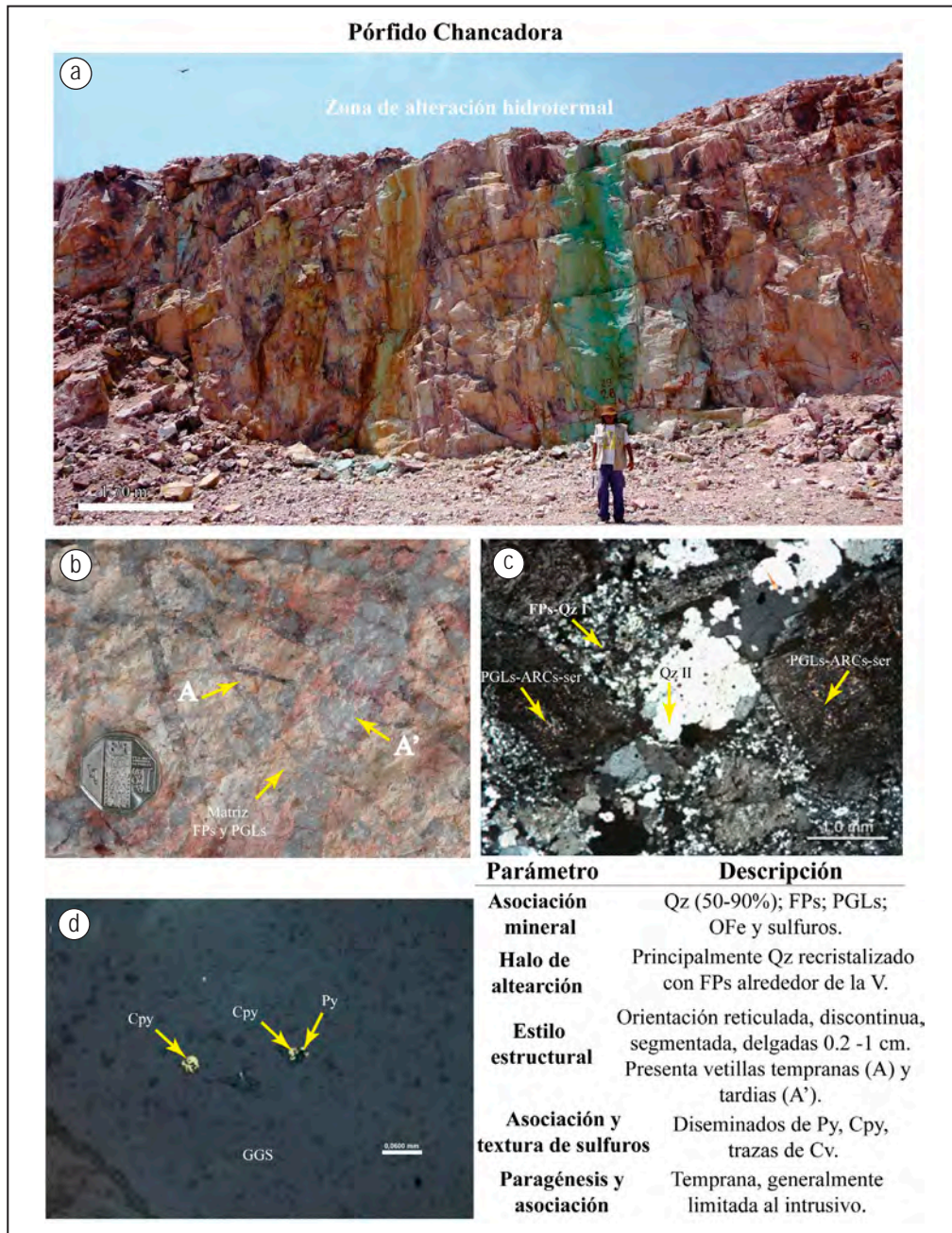


Figura 7.16 a) muestra la zona de alteración argílica, con ensamble cuarzo-halosisita (Qz-hall); b) presenta vetillas tipo A (tempranas) y A' (tardías), ambas rellenas de cuarzo secundario (Qz II); c) fotografía en NXs: fenocristales de plagioclasas alteradas a arcillas-sericita (PGLs-ARCs-ser) en matriz feldespato-cuárcica (FPs-QzI), donde se observa vetillas tipo A; d) fotografía en N/s: granos de pirita (Py) y calcopirita (Cpy) dispersos en la ganga (GGs); Cv: covelita.

7.9 PROSPECTO HORQUETAS

Se encuentra ubicado en la quebrada Salados, a 5 km al noroeste del poblado Las Lomas. Se emplaza en un cuerpo granodiorítico cortado por diques dacíticos (figura 7.17a), que se encuentra cerca al contacto de un subvolcánico andesítico. En conjunto vienen a formar parte de una gran compleja intrusiva de la superunidad Las Lomas. La compañía minera Britania Gold efectuó estudios geofísicos y detectó una anomalía, pero la perforación exploratoria (figura 7.17b) indicó leve diseminación y vetillas de muy esporádicos óxidos, razón por la cual el indicio fue abandonado.

Petrografía. La granodiorita presenta cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasas, con sus bordes subredondeados, maclados, zonados y con microfracturas rellenas por cloritas, epidotas, carbonatos y óxidos de hierro, además de inclusiones de circón y apatito. El cuarzo, con tamaños de hasta 2.46 mm en intersticios. Los cristales de feldespatos potásicos se hallan

en intersticios con tamaño promedio de 0.05 mm. La biotita ocurre en formas euhedrales a subhedrales alteradas por cloritas, esfena y epidotas, siguiendo la dirección de su clivaje y/o por sus bordes. Presenta cristales subhedrales con tamaños de hasta 0.13 mm de anfíboles, se encuentran alterados por cloritas y carbonatos; así mismo, se encuentran reemplazando a piroxenos y minerales opacos. La epidota, los carbonatos, el circón, el apatito y la esfena se hallan como trazas intersticiales.

Alteración. El área de alteración está desarrollada en la granodiorita de la superunidad Las Lomas, cubriendo una extensión aproximada de 1000 x 700 m (Ríos, 2004), consistente en vetillas rellenas de óxidos y una alteración argílica supergénica moderada. Además, presenta unasilificación intensa en los diques (figura 7.15).

Mineralización. Consiste en vetillas rellenas por calcopirita. Los diques dacíticos presentan diseminados de pirita con halos alterados por óxidos de hierro (figura 7.17c).

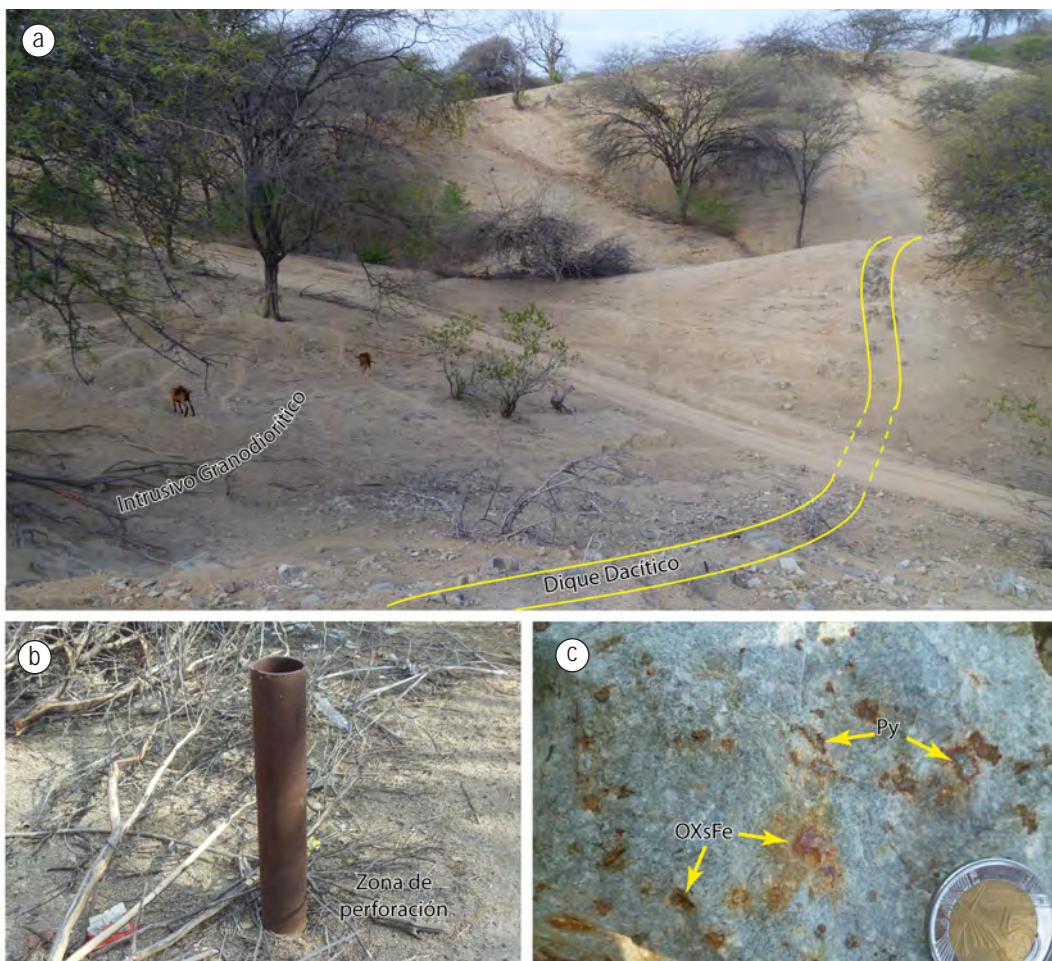


Figura 7.17 a) área de Horquetas donde se observa la mayor parte del cuerpo granodiorítico cubierto por depósitos cuaternarios; b) señales de la etapa de perforación realizada por la compañía minera Britania Gold; c) dique dacítico con diseminados de pirita (Py) con halos de óxidos de hierro (OXsFe).

7.10 PROSPECTO CURI-LAGARTOS

El indicio Curi-Lagartos se encuentra ubicado al suroeste del centro poblado Lagartos (cuadrante IV), desarrollado en la granodiorita de la unidad Lagartos datada en 45.60 ± 5.34 Ma (Winter, 2008). La compañía Billiton y San Ignacio de Morococha como empresa conjunta (joint venture) lo exploraron como un posible pórfido de cobre, realizando dos trincheras de 1000 m de longitud, paralelas y de rumbo NO-SE.

Petrografía. La granodiorita de la unidad Lagartos está compuesta por cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, cuarzo como cristales primarios, anfíboles de formas euhedrales a subhedrales, piroxenos como cristales y agregados subhedrales en intersticios, alterados por cloritas, minerales opacos diseminados en intersticios, epidota y óxidos de hierro.

Alteración. Consiste en una ligera alteración argílica supergénica y márgenes propilíticos, sobreimpuesta por vetillas con óxidos (Ríos, 2004). Sin embargo, en sección delgada presenta cloritización, sericitización, epidotización y carbonatación incipientes.

El analizador mineral portátil infrarrojo (PIMA) identificó alteraciones débiles (figura 7.15) constituidas por algunos núcleos con alteración filica (sílice-sericita), que son rodeados por extensos halos de alteración propilítica (clorita-epidota-haloisita) cortados por venillas con óxidos (Quispe et al., 2007). Las alteraciones descritas afectan a un *stock* granodiorítico y están controladas por una fracturación N 50° E.

Mineralización. Los valores químicos de las muestras de perforación no dieron buenos resultados. En las trincheras indicaban solo rangos de Cu (200 a 908 ppm) y Mo (17 a 117 ppm) algo anómalos (Ríos, 2004).

7.11 PROSPECTO CASCAJO BLANCO

Se encuentra ubicado entre Cabuyal y el Carrizo, al norte del reservorio de San Lorenzo, perteneciente al cuadrante IV.

Corresponde a granito blanco rosado de grano grueso, con abundantes vetillas reticulares de cuarzo hialino. Intruye a rocas volcánicas de los miembros medio y superior de la Formación La Bocana.

Petrografía. En sección delgada, el cuarzo primario y los feldespatos se presentan como minerales esenciales, mientras que los feldespatos potásicos, sericita, cuarzo secundario, hematita y limonitas corresponden a minerales secundarios. La textura de la roca es porfírica en matriz microcristalina silicificada. Los feldespatos están muy sericitizados hacia los bordes y forman coronas de arcillas y hematita, con restos de plagioclasa en moldes de fenocristales, al parecer alterados a feldespatos potásicos. La sericita también se presenta en vetillas asociada a cuarzo secundario y opacos (Ríos, 2004).

Alteración. Presenta alteración potásica y pequeños halos filicos de asociación cuarzo-sericítica y limonitización.

Mineralización. Presenta pirita fina, venillas O_xFe, clastos de sílice II, boxwork de pirita lixiviada. Vetas polimetálicas con O_x Fe 15%, venillas de sílice gris, hematita, especularita. (Rodríguez et al., 2012), se le conoce como indicio Cascajo Blanco (Ríos, 2005).

7.12 FRANJA DE DEPÓSITOS EPITERMALES DE Au-Ag DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Esta franja ubicada en la parte central del área que se muestra en el mapa (figura 7.18) presenta otro estilo de mineralización, representada por sistemas epitermales de alta (AS) y baja sulfuración (BS).

Estos sistemas se emplazan en las secuencias volcánicas de la Formación La Bocana. Solo se ha identificado la presencia de algunas anomalías de oro en los indicios del tipo baja sulfuración (BS) (Ríos, 2005). Los sistemas AS y BS se encuentran asociados a los pórfidos cupríferos, pues coinciden en posición y mantienen el mismo rumbo en su alineación, N40°E (figura 7.2).

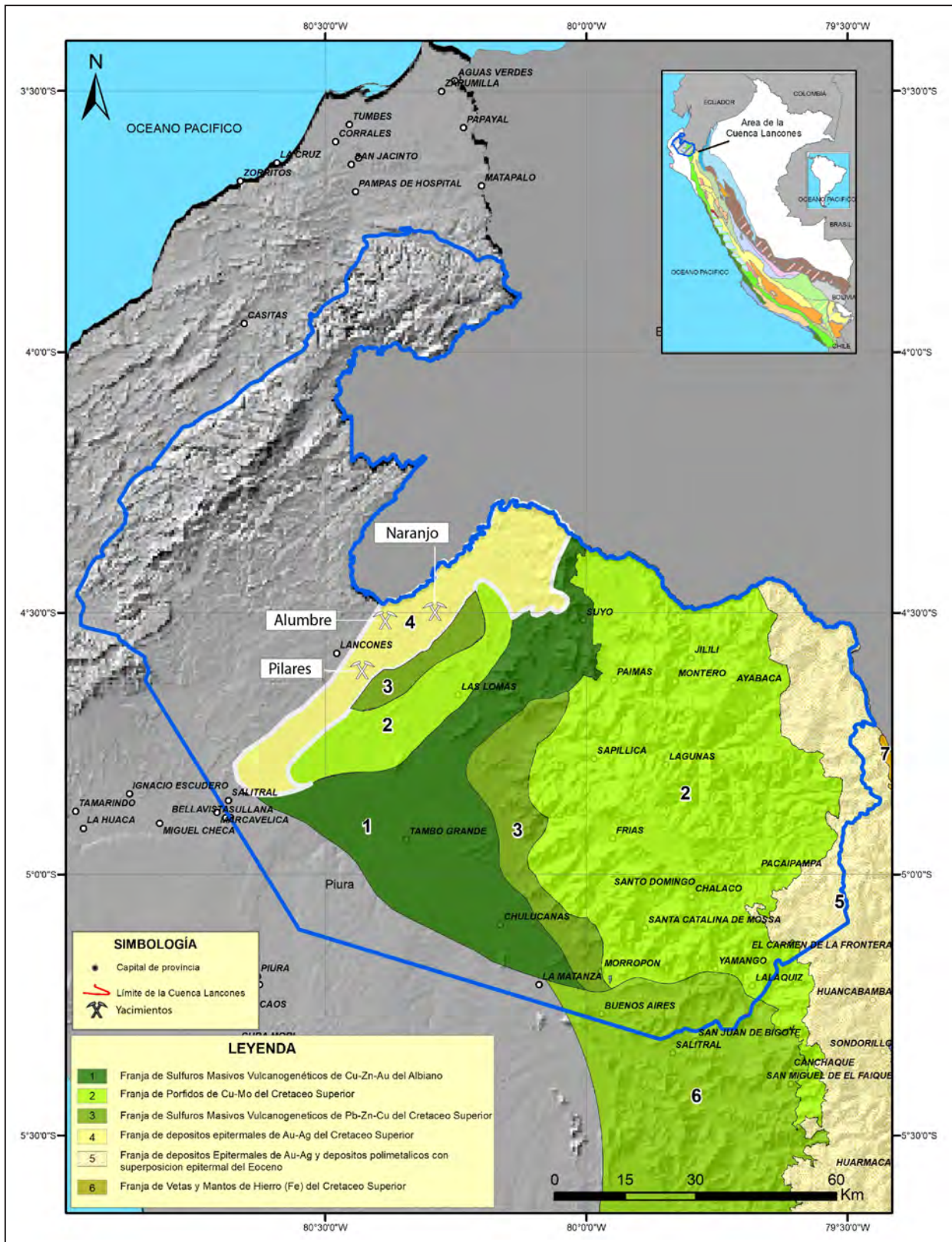


Figura 7.18 Mapa de la franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo epitermal y alteraciones hidrotermales.

Resultados de los análisis químicos de las muestras alteradas

Muestra	Este	Norte	Au (g/t)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)
1 HQ-004	56796	949058	80,5	243	1199	49688	1998	115
2 HQ-005	57585	950073	0,017	0,5	<5	97	10	6
3 HQ-046	57422	950009	<0,01	<0,5	26	27	27	34

Sistemas epitermales del tipo alta sulfuración (AS). Se manifiestan como mineralización de *stockwork* próximos a intrusiones subvolcánicas y/o domos de composición mayormente dacítica o como cuerpos de brechas hidrotermales, donde se observa la presencia de alteración argílica a argílica avanzada, en algunas ocasiones con sílice residual porosa (vuggy silica).

Sistemas del tipo baja sulfuración (BS). Se manifiestan a manera de vetas de cuarzo, con textura crustiforme y una alteración marginal de sericita-adularia. Estas vetas poseen potencias que varían de algunos centímetros hasta 3 m en los afloramientos reconocidos en el terreno (Ríos, 2004). Las manifestaciones más representativas de este segundo tipo de mineralización epitermal las constituyen los indicios de Alumbre, Naranja, Bolsa del Diablo y Chiqueros. Además, dentro de estas franjas se presentan depósitos de *skarn* y vetas.

7.13 PROSPECTO PILARES

Se ubica a 11 km al este del distrito de Lancones. Las estructuras mineralizadas están hospedadas en secuencias piroclásticas de composición riodacítica de la Formación La Bocana.

Marco Geológico. El indicio Pilares está constituido por una traquita porfírica gris-rosada, con pirita diseminada, de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas. La matriz es félsica y está conformada por pequeños cristales de feldespato potásico y cuarzo.

Alteración. Las secuencias volcánicas de composición riodacítica con impregnaciones de óxidos de hierro muestran un ensamble mineralógico de caolinita – montmorillonita – haloisita asociada a una alteración hidrotermal del tipo argílica (figura 7.18). Flujos piroclásticos y lavas andesíticas, estas últimas con textura amígdalar, desarrollan un ensamble mineralógico hidrotermal de nontronita – haloisita asociada a la alteración propilítica. Otras secuencias volcánicas presentan sílice

ferruginoso. En brechas con clastos hasta de 5 m soportados en una matriz de óxidos (Quispe et al., 2007), se encuentran montmorillonita-nontronita-haloisita asociados a una oxidación pervasiva.

Mineralización. La mineralización se desarrolla en estructuras de vetas conformadas por cuarzo y óxidos de hierro que tienen anchos menores de 0.30 m, rumbo de N 50° a 60° E y buzamientos subverticales. Cerca de este sistema de vetas se ha identificado un pórfido dacítico intrusivo silicificado. El análisis químico ha reportado valores favorables (80.5 g/t Au, 243 ppm Ag, 1199 ppm Cu, 49 688 ppm Pb, 1998 ppm Zn y 115 ppm Mo; ver figura 47) (Quispe et al., 2007).

7.14 PROSPECTO EL ALUMBRE

Se ubica a 19 km al noreste del distrito de Lancones. Las rocas que hospedan la mineralización son secuencias piroclásticas, brechas silicificadas de la Formación La Bocana y esporádicos plutones de composición gabroica de la superunidad Las Lomas.

Marco Geológico. Se encuentra constituida por rocas porfíricas alteradas (figura 7.19a y 7.19b) con presencia de vetillas de cuarzo y óxidos a manera de *stockwork*. Cercanos a estas rocas se tiene pórfidos riodacíticos intemperizados, con presencia de feldespato potásico polimorfo (figura 7.19c y 7.19d) y brechas con clastos angulosos silicificados envueltos en una matriz de óxidos de hierro.

Alteración. Las secuencias volcánicas de textura porfírica muestran un ensamble mineralógico de sericita-nontronita-clorita-haloisita asociado a una alteración hidrotermal del tipo filica (figura 7.18). En pórfido riodacítico (fotografía 47c y 47d), ocurren montmorillonita – haloisita asociados a una alteración propilítica (Quispe et al., 2007).

Mineralización. Los análisis químicos arrojan mejores valores de la zona de alteración filica comparados con muestras tomadas del pórfido riodacítico (figura 7.18) (Quispe et al., 2007).

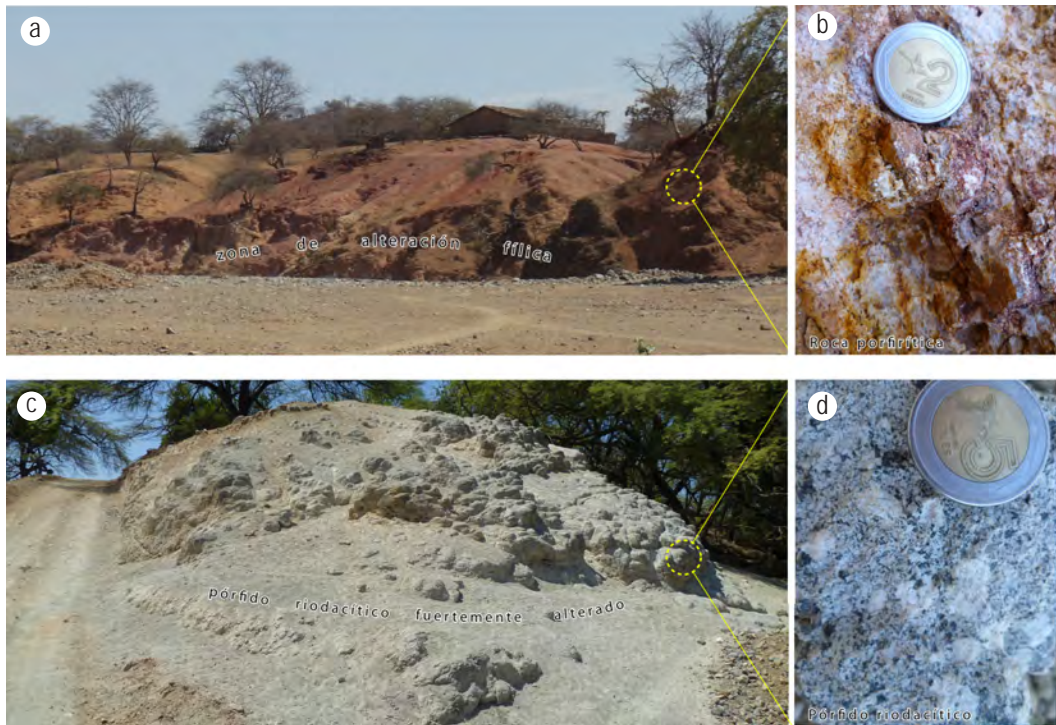


Figura 7.19 a) afloramiento en la quebrada El Alumbre muestra una zona alterada de rocas porfiríticas; b) muestra de mano en la que se observa abundante sericita y óxidos de hierro; c) pórfido riódacítico fuertemente intemperizado; d) muestra de mano del pórfido riódacítico donde se observa que los feldespatos potásicos se encuentran completamente alterados a arcillas.

7.15 PROSPECTO EL NARANJO

El prospecto se ubica entre los centros poblados El Naranjo y Pajaro Bobillo, a 17 km al norte del distrito de Las Lomas.

Marco Geológico. Presenta brechas con clastos silicificados soportados en una matriz de óxidos de hierro (figura 7.20a y b) circundantes. Se tiene secuencias volcánicas de composición dacítica datadas en 90.3 ± 5 Ma (Winter, 2008), correspondientes al miembro superior de la Formación La Bocana. En la quebrada El Naranjo, que cruza toda la zona de alteración hidrotermal y

hacia el sur de esta, aflora un *stock* silíceo que posiblemente origine la zona de alteración. Además se muestran eventuales plutones dioríticos.

Alteración. Las brechas se muestran con una fuerte silicificación y oxidación.

Mineralización. La mineralización se encuentra distribuida en las vetillas y en la matriz, asociada principalmente a minerales de óxidos de hierro (fotografía 48b).



Figura 7.20 a) zona de alteración del indicio El Naranjo, conformada por brechas silicificadas; b) muestra de mano en la que se observa las brechas silicificadas con impregnaciones y vetillas rellenas de óxidos de hierro.

7.16 PROSPECTOS TIPO SKARN

Se ha reportado indistintamente la presencia de mineralizaciones tipo *skarn*, sobre todo en las franjas de sulfuros masivos, formados en las zonas de contacto de cuerpos subvolcánicos de composiciones ácidas a intermedias y *stocks* graníticos de la superunidad Las Lomas con las secuencias carbonatadas del miembro medio de la Formación La Bocana. En algunas zonas presentan valor económico para la pequeña minería, en

donde han sido trabajados mediante socavones (figura 7.21). Además, en gran parte las zonas de alteración por este tipo de mineralización no presentan valor económico, entre los que podemos mencionar: Noque, La Leona, Pampas Quemadas (Rodríguez et al., 2012).

La asociación mineralógica se encuentra caracterizada por la presencia de magnetita y manifestaciones de actinolita, granates, epidota, pirita y carbonatos de cobre (Ríos, 2004).



Figura 7.21 Afloramiento del miembro medio de la Formación La Bocana, donde se muestra la intrusión de un cuerpo dacítico, ocasionando la formación de minerales característicos de yacimientos tipo *skarn*. Vista mirando al norte en el sector de Carrizo, con labores artesanales antiguas.

7.17 PROSPECTOS VETIFORMES

Finalmente, en algunas áreas se reconocieron estructuras vetiformes o filones con débil mineralización polimetálica (Cu-Pb-Zn y baritina), como en los sectores de La Bocana, cerro Palo Blanco, cerro La Leona, El Papayo y Revolcadero. Estos indicios filonianos son abundantes. En ellos viene explotando Au la pequeña minería. Sin embargo, aparentemente es de poco interés económico a gran escala.

Por lo general, las vetas muestran un rumbo poldireccional o concéntrico a cuerpos intrusivos como es el caso de las vetas del cerro Purgatorio, emplazados en secuencias volcánicas de

la Formación La Bocana. De igual manera, en el cerro Peña Blanca se presenta cortando intrusivos graníticos. Las vetas en esta parte tienen una dirección N 15° y un buzamiento de 85° O (figura 7.22a), que se extienden hasta cortar los volcánicos de la Formación San Lorenzo. Presentan minerales de pirita y calcopirita masiva. El espesor de estas vetas puede ser métricas con pequeños clavos milimétricos de Au. En el sector del portillo (figura 7.22b), se tiene vetas N 155 con buzamiento de 82 NE, cortando a secuencias volcánicas andesíticas de la Formación La Bocana. Por otro lado (Rodríguez et al., 2012) indica la presencia e vetas de Au, Cu, Zn, Pb relacionados a intrusivos y a los prospectos Cerro Servilleta, Cuchicorral, Hualatan.



Figura 7.22 a) y b) cuerpo vetiforme de dirección N 15° con pirita masiva cortando a granitos de la superunidad Las Lomas en el sector de la quebrada Convento; c) vetas de dirección N 155 que cortan a secuencias volcánicas andesíticas de la Formación La Bocana en el sector de Portillo.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

- El dominio occidental de la cuenca Lancones se inicia con la llegada de una secuencia conglomerádica de la Formación Gigantal (Aptiano-Albiano), unidad que está restringida principalmente al pie de los cerros Amotape. Posteriormente, se desarrolla una plataforma carbonatada de calizas coquiníferas con niveles de lutitas negras que corresponden a la Formación Pananga (Albiano inferior) y sobre esta una secuencia de calizas negras anóxicas con un fuerte olor fétido a petróleo, característica de la Formación Muerto (Albiano medio a superior).

Dentro de un sistema hidrocarburífero, la Formación Pananga podría comportarse como una roca sello. Sin embargo, en la Formación Muerto –considerada en los diferentes estudios especializados en petróleo como una roca generadora.

La secuencia carbonatada de la Formación Muerto es interrumpida con la llegada de una potente serie turbidítica de más de 3000 m correspondiente al Grupo Copa Sombrero, que se inicia con depósitos de lutitas y calizas en estratos delgados de la Formación Huasimal (Cenomaniano), considerada como una roca sello. Sobre la Formación Huasimal (Cenomaniano), se observa una secuencia de areniscas feldespáticas en estratos gruesos conteniendo nódulos calcáreos, intercalados con delgados niveles de lutitas negras, correspondiente a la Formación Jahuay Negro (Cenomaniano superior-Turoniano), unidad considerada como roca reservorio. Por último, completando el grupo, se tiene una potente serie de lutitas, areniscas con canales conglomerádicos de la Formación Encuentros (Turoniano). Cerrando la cuenca y en discordancia ligeramente angular se deposita una potente secuencia conglomerádica fluvial, que solamente aflora en el oeste y en la parte central de la cuenca Lancones.

En consecuencia, el dominio occidental de la cuenca presenta unidades y estructuras que podían ser favorables para la generación y entrapamiento de petróleo. Sin embargo, la presencia de gabros intruyendo a las unidades

sedimentarias parece haber influido en las pocas reservas encontradas, sobre todo, muy cerca a estos intrusivos que se encuentran casi en la parte central de la cuenca. Estos cuerpos intrusivos probablemente sean los causantes de la migración o el quemado del petróleo.

- El dominio oriental de la cuenca Lancones está caracterizada por la presencia de un conjunto de rocas volcánicas submarinas y volcanosedimentarias que han sido agrupadas en dos grandes secuencias que corresponden a dos fases de evolución -tectónica y sedimentaria. La Formación San Lorenzo del Albiano, en su parte inferior, está compuesta por basaltos y andesitas basálticas con estructuras almohadilladas y un conjunto de diques entre basálticos, andesíticos y hasta dacíticos que se emitieron en aguas marinas relativamente profundas. La parte superior está compuesta por rocas andesíticas y riocácitas de composición toleítica y calco-alcalina, con algunos niveles de sedimentos pelágicos. Winter (2008) sugiere que esta unidad se formó entre 104.8 a 100.2 Ma (dataciones radiométricas U-Pb en circones). El otro evento volcánico está representado por las formaciones Ereó y La Bocana, con edades del Albiano superior-Turoniano, compuestas por andesitas, niveles de ignimbritas y flujos de lavas intercalados con sedimentos volcanoclásticos (dataciones radiométricas de U-Pb). Se calcula que estas rocas se formaron entre 99.8 y 91.4 Ma (Winter, 2008).
- La caracterización petrográfica de las rocas de la Formación San Lorenzo y del volcánico Ereó muestra que predominan minerales de origen metamórfico (actinolita y epidota), lo que evidencia que la cuenca Lancones ha estado sometida a diferentes condiciones de presión y temperatura durante la evolución de la misma.
- El análisis geoquímico permite interpretar que la extensión que se dio entre el bloque de Amotapes y el bloque de Olmos favoreció el emplazamiento de los magmas en esta parte de la corteza. Las superunidades formadas en el arco magmático de Paltashaco se emplazaron dentro de

estructuras extensionales en la corteza media y corteza superior. Posteriormente fueron fácilmente expuestas debido al hecho que la corteza no fue muy espesa (entre 0 a 30 km). Las rocas volcánicas se emplazaron dentro de cuencas subsidentes. Durante este periodo la elevación morfológica del arco fue muy profunda, como se muestra en la secuencia estratigráfica de las formaciones San Lorenzo, Ereo y La Bocana.

Hay muchas características petroquímicas de magmas formados en régimen extensional (lavas de San Lorenzo) que son indicativas de condiciones geológicas favorables para la formación de ocurrencias relacionadas a Cu-Au-Pb-Zn-Ag.

La presencia de rocas máficas y félsicas sugieren un sistema complejo de rocas ígneas con múltiples adiciones de magma durante la formación del arco magmático de Lancones y el arco magmático de Paltashaco. Esto favoreció térmica y sísmicamente a un marco tectónico requerido para la circulación hidrotermal continua y la formación de depósitos de minerales.

Las rocas ígneas con alto contenido de MgO (Formación San Lorenzo) son las más juveniles de todas las rocas del arco magmático de Lancones.

- Estructuralmente, en el dominio oriental, la cuenca Lancones presenta pliegues simétricos de carácter kilométrico de dirección NE-SO que afectan a las unidades sedimentarias cretácicas, y muestra numerosas fallas de rumbo polidireccional. Por otro lado, en el dominio oriental, donde el relleno de la cuenca principalmente está compuesto por rocas volcánicas y escasos afloramientos de rocas sedimentarias, estas últimas están afectadas por pequeños pliegues muy locales. Las fallas en este dominio no son muy visibles. Sin embargo, se distinguen algunas fallas de dirección NO-SE y alineamientos de dirección NE-SO.
- Metalogénicamente, los yacimientos de sulfuro masivo volcanogénico (SMV) más importantes como, por ejemplo, Tambogrande, corresponden a un sistema hidrotermal de larga vida (Winter, 2008). Que se hospeda en rocas de la Formación San Lorenzo y la Formación Ereo, mientras que los pórfidos y los depósitos epitermales con frecuencia se encuentran entre las formaciones Ereo y La Bocana.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, H.; Mamani, M.; Alván, A.; Oviedo, M. & Rodríguez, J. (2010) - Análisis estructural y geoquímica en la solución de problemas cartográficos de rocas volcánicas del Jurásico- ejemplo de la Formación Junerata en el cerro Junerata. Palca-Tacna. (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 746-749.
- Acosta, H.; Mamani, M.; Alván, A.; Rodríguez, J. & Cutipa, M. (2012) - Geología de los cuadrángulos de La Yarada, Tacna y Huayllillas, hojas 37-u, 37-v y 37-x, escala 1: 50,000. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 145, 108 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/107>
- Andamayo, K. (2008) - *Nuevo estilo estructural y probables sistemas petroleros de la Cuenca Lancones*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 129 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12672/764>
- Arculus, R.J.; Lapierre, H. & Jaillard, E. (1999) - Geochemical window into subduction and accretion processes: Rapas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27(6): 547-550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2)
- Aspden, J.A.; Bonilla, W. & Duque, P. (1995) - *The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits*. Nottingham: British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources, 67, 63 p.
- Baldock, J.W. (1982) - *Geología del Ecuador*. Quito: Dirección General de Geología y Minas, 66 p.
- Bellido, F.; Jaimes, F.; Carlotto, V. & Díaz-Martínez, E. (2008) - Los granitoides peraluminicos triásicos de los Cerros de Amotape y del macizo de Illescas (noroeste de Perú): implicaciones para la evolución geodinámica del terreno Amotape (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Bellido, F.; Valverde, P.; Jaimes, F.; Carlotto, V. & Díaz-Martínez, E. (2009) - Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peraluminicos de los cerros de Amotape y de los Macizos de Illescas y Paita (Noroeste de Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 197-213.
- Benavides, V. (1956) - Cretaceous system in northern Peru (Doctoral Thesis, Faculty of Pure Science, Columbia University). *Bulletin American Museum of Natural History*, 108(4): 353-494. <http://hdl.handle.net/2246/1023>
- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107. <https://doi.org/10.5382/SP.07.03>.
- Bengtson, P. & Jaillard, E. (1997) – Stratigraphic revision of the Upper Cretaceous to the Peruvian-Ecuadorian border region: preliminary data. En: Regional European Meeting of Sedimentology, 18, Heidelberg, 1997. *Field trip guide book*. Heidelberg: Ruprecht Karls Universität, GAEA heidelbergensis, 4, p. 71-72.
- Bristow, C.R. & Hoffstetter, R. (1977) - *Lexique stratigraphique international, volume.5: Amérique Latine, fasc. 5a2: Ecuador*. 2a ed. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 410 p.
- Bussell, M.A. & Pitcher, W.S. (1985) - The structural controls of batholith emplacement. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 167-176.
- Caldas, J. & Farfán, C. (1997) - Tectonismo, magmatismo y sedimentación en la Cuenca Lancones. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 249-253.

- Caldas, J.; Palacios, O.; Pecho, V. & Vela, Ch. (1980) - Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. Hojas: 12a -12b - 12c - 13a - 13b - 13c - 14c. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 32, 78 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/151>
- Carlotta V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D.; Cerpa, L.; Mamani, M.; Diaz-Martínez, E.; Navarro, P.; Jaimes, F.; Velarde, K.; Lu, S. & Cueva, E. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Cartensen, A. & Córdova, A. (2000) - El Proyecto Tambo Grande: un nuevo distrito de metales base y metales preciosos, norte del Perú. En: *Perú, Cuarto Simposium Internacional del Oro*, Lima, 2000. Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Comité Aurífero, 2 p.
- Chalco, A. (1955) - Estudio geológico preliminar de la región Sullana-Lancones. *Boletín Técnico Empresa Petrolera Fiscal*, (3): 45-62.
- Chávez, A. & Núñez del Prado, H. (1991) - Evolución vertical de facies de la serie turbidítica cretácea (Grupo Copa Sombrero) en el perfil tipo Huasimal-Encuentros (Cuenca Lancones en el noroeste del Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (82): 5-21.
- Chiaradia, M.; Fontboté, L. & Paladines, A. (2004) - Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1°N-4°S): a lead isotope synthesis. *Economic Geology*, 99(6): 1085-1106. <https://doi.org/10.2113/econgeo.99.6.1085>
- Chiaradia, M.; Merino, D. & Spikings, R.A. (2009) - Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3-4): 505-515. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.012>
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S. (1972) - The coastal batholith of Central Peru. *Journal of the Geological Society London*, 128(5): 421-454. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.128.5.0421>
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. & Taylor, W.P. (1977) - Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology*, 85(5): 625-631. <https://doi.org/10.1086/628342>
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P., et al. (1981). - *The geology of the Western Cordillera of northern Peru*. London: Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 5, 143 p.
- Dalmayrac, B.; Laubacher, G. & Marocco, R. (1988) - Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Especiales*, 12, 313 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/331>
- Egüez, A. & Poma, O. (2001) - La cuenca Alamor- Lancones con el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. En: Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra, *Memorias*. Escuela Politécnica Nacional, p.19-22.
- Fischer, A.G. (1956) - Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el Mesozoico. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (30): 177-190.
- Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Hergt, J.M. & McDermott, F. (1993) - Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21: 175-204. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>
- Iddings, A. & Olsson, A.A. (1928) - Geology of the northwest Peru. *AAPG Bulletin*, 12(1): 1-39. <https://doi.org/10.1306/3D9327D7-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Injoque, J. (1978) - *Estudio de la génesis del yacimiento de Tambogrande y determinación de las sustancias de interés económico*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 160 p.
- Injoque, J. & Aranda, A. (2005) - Metalogenia de la Costa – visión actualizada. En: Arce, J., ed. *Alberto Giesecke Matto*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, 6, p. 149-166.
- Injoque, J.; Martínez, J.; Serrano, M.; Ríos, A.; Torres, J. & Vargas, C. (2000) - Geología de los volcánicos del Cretáceo Medio, Cuenca Lancones, Tambogrande-Las Lomas, Piura. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 231.
- Jaillard, E. (1990) - Evolución de la margen andina en el norte del Perú desde el Aptiano superior hasta el Senoniano. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (81): 3-13.

- Jaillard, E. (1994) - Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: Salfity, J.A., ed. *Cretaceous tectonics of the Andes*. Wiesbaden: Vieweg Publishing, Earth Evolution Sciences Monograph Series, p. 101-167. https://doi.org/10.1007/978-3-322-85472-8_3
- Jaillard, E.; Ordoñez, M.; Berrones, G.; Bengtson, P.; Bonhomme, M.G.; Jimenez, N. & Zambrano, I. (1996) - Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1/2): 131-140. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00033-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00033-8)
- Jaillard, E.; Bengtson, P.; Dhondt, A.V.; Laubacher, G.; Bulot, L.G. & Robert, E. (1997) - Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del noroeste peruano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 327-330.
- Jaillard, E.; Laubacher, G.; Bengtson, P.; Dhondt, A.V.; Philip, J.; Bulot, L.G. & Robert, E. (1998) - Revisión estratigráfica del Cretáceo Superior del noroeste peruano y suroeste ecuatoriano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (88): 101-115.
- Jaillard, E.; Laubacher, G.; Bengtson, P.; Dhondt, A.V. & Bulot L.G. (1999) - Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1): 51-68. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00006-1)
- Jaillard, E.; Héral, G.; Monfret, T.; Díaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenu, A. & Dumont, J. (2000) - Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. En: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D.A., eds. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 481-559.
- Jaimes, F.; Santos, A.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Bellido, F. & Rodríguez, I. (2010) - Nueva metodología en la exploración de yacimientos tipo VMS basados en datos geológicos, geoquímicos, magnetométricos y radiométricos: ejemplo de la Cuenca Lancones. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 551-554.
- Jaimes, F.; Santos, A.; Navarro, J. & Bellido, F. (2012) - Geología del cuadrángulo de Las Lomas (10-c), escala 1:50,000. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 146, 126 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/108>
- James, K.H.; Lorente, M.A. & Pindell, J., eds. (2009) - *The origin and evolution of the Caribbean plate*. London: Geological Society, 858 p., Special Publication, 328.
- Jones, P.R. (1981) - Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca Plate, 9°S latitude. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 423-443. <https://doi.org/10.1130/MEM154-p423>
- Kennan, L. & Pindell, J.L. (2009) - Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. En: James, K.H.; Lorente, M.A. & Pindell, J.L., eds. *The origin and evolution of the Caribbean plate*. London: Geological Society, Special Publication, 328, p. 487-532. <https://doi.org/10.1144/SP328.20>
- Kennerley, J.B. (1973) - *Geology of Loja Province Southern Ecuador*. London: Institute of Geological Sciences, Overseas Division, Report 23, 34 p.
- Kennerley, J.B. (1980) - *Outline of the geology of Ecuador*. London: Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources, 55, 17 p. <https://bit.ly/3dfLluJ>
- Lang, J.R. & Baker, T. (2001) - Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36(6): 477-489. <https://doi.org/10.1007/s001260100184>
- Lebras, M.; Mégard, F.; Dupuy, C. & Dostal, J. (1987) - Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99(4): 569-578. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99%3C569:GATSOP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99%3C569:GATSOP%3E2.0.CO;2)
- Litherland, M.; Aspden, J.A. & Eguez, A. (1993) - The geotectonic evolution of Ecuador in the Phanerozoic. En: Symposium Internacional: Géodynamique Andine, 2, Oxford, 1993. *Resúmenes étendus*. Paris: ORSTOM, p. 215-217. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:38408>

- Litherland, M.; Aspden, J.A. & Jemielita, R.A. (1994) - *The metamorphic belts of Ecuador*. Nottingham: British Geological Survey, Overseas Memoir 11, 147 p.
- Mamani, M.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodríguez, J.; Jaimés, F.; Rodríguez, R. & Chavez, L. (2010) - Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 563-566.
- Mantle, G.W. & Collins W.J. (2008) - Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, 36(1): 87-90. <https://doi.org/10.1130/G24095A.1>
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995) - The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mégard, F. (1984) - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5): 893-900. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893>
- Mitouard, P.; Kissel, C. & Laj, C. (1990) - Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(3-4): 329-339. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90035-V)
- Morche, W. (1997) - Proyecto Totoral, cuenca Lancones, Piura, resultados de trabajo de campo, informe interno. Lima: North Compañía Minera.
- Morris, R.C. & Alemán, A. (1975) - Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero formation in northwest Peru. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (48): 49-64.
- Mourier, T. (1988) - *La transition entre Andes marginales et Andes cordillerales a ophiolites: évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba: 3° à 8° Lat. S; Nord Pérou-Sud Equateur*. Thèse Docteur, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 301 p.
- Mourier, T.; Laj, C.; Mégard, F.; Roperch, P.; Mitouard, P. & Farfan, A. (1988) - An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1-2): 182-192. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90056-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90056-8)
- Myers, J.S. (1974) - Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(3): 474-487.
- Noble, S.R.; Aspden, J.A. & Jemielita, R.A. (1997) - Northern andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7): 789-798. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0789:NACENU>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0789:NACENU>2.3.CO;2)
- Olsson, A.A. (1934) - Contributions to the paleontology of northern Peru: the Cretaceous of the Amotape region. *Bulletins of American Paleontology*, 20(69): 1-104.
- Palacios, O. (1994) - Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada. Seca, Zorritos, Tumbes, Zarumilla. Hojas: 11-a, 11-b, 10-a, 10-b, 9-a, 9-b, 8-b, 8-c, y 7-c. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 54, 190 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/175>
- Pitcher, W.S. (1978) - The anatomy of a batholith. *Journal of the Geological Society London*, 135(2): 157-182. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.2.0157>
- Polliand, M.; Schaltegger, U.; Frank, M. & Fontboté, L. (2005) - Formation of intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during late Cretaceous oblique subduction: field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 94(2): 231-242. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0464-5>
- Quispe, J.; Valencia, M. & Guerra, K. (2007) - *Melalogenia de la Cuenca Lancones*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Geología Económica y Prospección Minera, 51 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2443>
- Raimondi, A. (1878) - *Minerales del Perú ó catálogo razonado de una colección que representa los principales tipos minerales de la República con muestras de huano y restos de aves que lo han producido*. Lima: Imprenta del Estado, 305 p.
- Reyes, L. & Caldas, J. (1987) - Geología de los cuadrángulos de: Las Playas 9-c, La Tina 9-d, Las Lomas 10-c, Ayabaca 10-d, San Antonio 10-e, Chulucanas 11-c, Morropón 11-d, Huancabamba 11-e, Olmos 12-d, Pomahuanca 12-e. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 39, 83 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/159>

- Reyes, L. (1989) - *Evaluación geológica de la cuenca Lancones por hidrocarburos*. Lima: Petroperú, 18 p.
- Ríos, A. (2004) - *Estudios del metalotecto Lancones y su potencial por yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) - (Piura – Perú). Descripción, interpretación y potencial*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 364 p.
- Romeuf, N. (1994). – *Volcanisme jurassique et métamorphisme en Équateur et au Pérou: caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques - implications géodynamiques*. Thèse Docteur, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Aix en Provence, 487 p. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:41663>
- Santos, A.; Jaimes, F.; Navarro, J.; Mamani, M. & Carlotto, V. (2010) - Magmatismo y geoquímica de los granitoides cretácicos - paleógenos y su relación con la mineralización: Cuenca Lancones. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 631-635.
- Santos, A. (2011) - *Magmatismo, geoquímica y su aplicación a la exploración de yacimientos en la cuenca Lancones-Perú*. Tesis profesional, Universidad Nacional de Cajamarca, 130 p.
- Sempere, T.; Carlier, G.; Soler, P.; Fornari, M.; Carlotto, V.; Jacay, J.; Arispe, O.; Néraudeau, D.; Cárdenas, J.; Rosas, S. & Jiménez, N. (2002) - Late Permian-middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345(1-4): 153-181. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00211-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00211-6).
- Séranne, M. (1987) - Evolution tectono- sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 16(3-4): 103-125. <https://bit.ly/3OFY900>
- Serrano, M. (2003) - *Estudio geológico-minero de la hoja de Río Seco (10 C-II) (escala 1:50,000)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 82 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12672/827>
- Shoemaker, R.E. (1982) – Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciana Formation southwestern Ecuador. *Palaeontographica Abt. B*, 180(4-6): 120-132.
- Soler, P. & Bonhomme, M.G. (1990) - Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to present. En: Kay, S.M. & Rapela, C.W., eds. *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 241, p. 173-192. <https://doi.org/10.1130/SPE241-p173>.
- Spikings, R.A.; Winkler, W.; Hughes, R.A. & Handler, R. (2005) - Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unraveling the accretionary and postaccretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4): 195-220. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023>
- Spikings, R.A.; Crowhurst, P.V.; Winkler, W. & Villagómez, D. (2010) - Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3-4): 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.002>
- Steinmann, G. (1929) - *Geologie von Peru*. Heidelberg: Carl Winters, 448 p.
- Stern, R.J. (2002) - Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1012, 38 p. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Swinden, H.S. (1991) - Paleotectonic settings of volcanogenic massive sulphide deposits in the Dunnage Zone, Newfoundland Appalachians. *CIM Bulletin*, 84(946): 59-69.
- Tafur, I. (1954) - *Reconnaissance of Cretaceous between Chira River and Amotape Mountains, northwest Peru*, Informe inédito. Talara: International Petroleum Company, 24 p. Report WP-14. (PeruPetro, IT01156)
- Tegart, P., Allen, G. & Carstensen, A. (2000) - Regional setting, stratigraphy, alteration and mineralization of the Tambo Grande VMS district, Piura department, northern Peru. En: Sherlock, R.L. & Logan, M.A.V., eds. *Volcanogenic massive sulfide deposits of Latin America*. Newfoundland: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2, p. 375-405.
- Valdivia, J. & Torres, A. (1995) - Evolución estratigráfico-estructural en relación con la ocurrencia de mineralización volcanogénica en la cuenca de Lancones- Piura. En: Sociedad Geológica del Perú, *Volumen Jubilar Alberto Benavides*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 327-335.
- Venturo, P. (1904) - Los yacimientos de fierro de Tambo Grande. *Boletín Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, 8: 1-37.

- Wilson, J.J.; Reyes, L. & Garayar, J. (1967) - Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari (Hojas 17-h, 17-i, 18-h, 18-i, 19-h, 19-i). *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 16, 95 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/133>
- Winter, L.S.; Tosdal, R.M.; Franklin, J.M.; Tegart, P. & Carstensen, A. (2002) - Models for the development of the tectonic and depositional setting of giant volcanogenic massive sulphide deposits: Tambogrande, northwest Peru. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 245.
- Winter, L.S.; Tosdal, R.M.; Franklin, J.M. & Tegart, P. (2004) - A reconstructed Cretaceous depositional setting for giant volcanogenic massive sulfide deposits at Tambogrande, northwestern Peru. En: Sillitoe, R.H.; Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 11, p. 319-340.
- Winter, L.S (2008) - *The genesis of 'giant' copper-zinc-gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú: age, tectonic setting, paleomorphology, lithogeochemistry and radiogenic isotopes*. PhD Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 274 p.
- Zuñiga y Rivero, F. & Cruzado, J. (1979) - Biostratigrafía del noroeste peruano. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (60): 219-232.

ANEXOS

Anexo I: Geoquímico

Anexo II: Petrográfico

ANEXO I

Anexo Geoquímico

Tabla 1

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	RI - 2 208.75	STG-3-002	00B5-006 410.80	00B5-05 432.90	00B5-07 463.00	00R2-001 424.6	00TG1-158	99B7-02 544.6	99TG3-006 86.5	99TG3-030 31.75	99-TG3-048 426.35	99TG6-001	99TG7-01 447	99TG7-02 522.3	00TG1-219 69.5
Longitud (x)	-80.3595	-80.428	-80.3704	-80.3696	-80.3703	-80.3595	-80.335	-80.3295	-80.3348	-80.3342	-80.336	-80.374	-80.3164	-80.3185	-80.3342
Latitud (y)	-4.9869	-5.0299	-5.0415	-5.0447	-5.043	-4.9896	-4.9307	-5.0457	-4.9423	-4.9427	-4.944	-4.9659	-4.9718	-4.972	-4.9304
Edad (Ma)	100.6	100.7	100.8	100.9	101	101.1	101.2	101.3	101.4	101.5	101.6	101.7	101.8	101.9	102
Tipo de roca	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto
SiO2	50.04	46.79	46.33	47.93	46.74	48.15	46.99	48.1	48.17	47.88	48.65	49.61	47.9	47.33	45.32
TiO2	1.24	0.89	1.22	1.21	0.83	1.18	0.7	0.85	0.99	0.89	0.96	0.94	0.72	0.63	0.87
Al2O3	17.37	15.31	17.29	17.04	14.32	17.63	17.55	15.2	15.82	15.27	16.9	16.93	16.63	13.86	17.06
Fe2O3	10.09	8.08	10.16	10.64	8.01	10.81	7.85	7.76	10.32	11.55	9.79	9.79	8.89	8.08	10.98
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.1	0.17	0.21	0.16	0.14	0.14	0.11	0.13	0.13	0.15	0.07	0.19	0.12	0.17	0.19
MgO	5.79	8.81	5.79	6.01	10.11	5.48	14.5	7.77	7.32	7.5	10.79	5.7	8.02	9.21	10.99
CaO	6.99	14.17	8.8	9.4	10.77	11	1.59	14.44	8.08	9.6	3.76	8.42	10.44	14.12	3.6
Na2O	4	1.49	3.59	2.73	1.33	2.38	2.31	1.57	4.11	2.28	2.5	3.42	2.83	1.72	1.15
K2O	1.85	1.22	0.74	0.44	0.1	0.71	0.23	0.19	0.52	1.64	0.35	1.67	1.01	1	0.72
P2O5	0.24	0.1	0.24	0.22	0.1	0.23	0.07	0.13	0.18	0.2	0.07	0.24	0.08	0.11	0.06
LOI	1.08	2.35	5.13	3.82	6.98	0.29	8.07	1.61	4.25	2.99	5.98	2.56	1.59	1.79	8.67
Cs															
Ba	620	931	1673	749	688	719	166	158	172	405	68	3842	310	346	292
Sr	270	201	349	387	170	320	122	203	464	345	135	289	237	226	107
Rb	71	29	17	7	3	18	5	6	11	33	7	30	29	26	17
Pb	2	3	2	2	2	2	13	2	2	2	3	4	7	7	2
Ni	20	92	36	22	209	25	108	127	47	50	32	36	70	114	37
Cr	52	378	38	54	476	85	181	604	130	118	32	43	179	444	34
Sc	24	36	30	28	29	29	42	31	37	38	38	26	31	37	44
V	375	265	293	295	191	360	212	299	318	300	309	223	230	256	313
Cu	5	1	146	112	152	35	87	50	125	161	84	16	11	2	114
Zn	42	63	99	94	74	93	74	82	87	125	72	108	61	64	133
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	2.89	1.35	3.36	2.9	0.53	3.6	0.58	1.38	1.04	0.89	0.65	3.65	1.11	1.69	0.25
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hf	2.61	1.96	2.56	2.21	1.94	2.54	1.23	2.26	1.58	1.39	1.69	2.36	1.44	1.28	0.96
Nb	3.32	1.88	3.53	3.09	2.09	3.68	0.83	2.47	1.54	1.22	1.13	4.57	1.12	1.1	0.55
Ta	0.19	0.09	0.17	0.14	0.14	0.15	0.05	0.11	0.07	0.03	0.07	0.17	0.04	0.04	0.03
Zr	74.86	51.35	75.96	66.82	64.76	77.76	34.53	67.5	48.21	37.34	47.93	74.79	32.3	30.23	25.2
La	10.9	5.31	11.05	8.91	3.35	10.37	2.19	5.72	5.1	5.02	2.59	10.04	3.93	3.16	1.33
Ce	23.39	12.22	24	19.86	8.46	22.87	5.35	13.29	11.76	12.41	7.28	21.11	9.23	7.53	3.57
Pr	3.24	1.81	3.37	2.82	1.24	3.16	0.84	2.14	1.76	1.93	1.17	2.86	1.37	1.15	0.59
Nd	15.11	8.63	15.48	12.94	6.21	14.34	4.19	10.34	8.68	9.52	6.04	12.6	6.51	5.38	3.26
Sm	3.84	2.34	4.37	3.7	2.05	3.71	1.43	2.93	2.54	2.61	2.08	3.36	1.97	1.59	1.22
Eu	1.18	0.85	1.35	1.17	0.78	1.26	0.62	0.95	0.89	0.92	0.78	1.03	0.6	0.47	0.5
Gd	3.77	2.36	4.23	3.65	2.45	3.57	1.82	3.11	2.78	2.7	2.74	3.25	2.21	1.69	1.68
Tb	0.5	0.4	0.63	0.54	0.4	0.55	0.33	0.51	0.44	0.41	0.47	0.49	0.34	0.27	0.3
Dy	3.26	2.6	4.01	3.4	2.62	3.43	2.34	3.33	2.85	2.54	3.19	3.14	2.24	1.77	2.1
Ho	0.95	0.55	0.87	0.72	0.58	0.74	0.54	0.73	0.6	0.55	0.7	0.65	0.43	0.36	0.49
Er	3.01	1.68	2.71	2.25	1.86	2.33	1.78	2.31	1.86	1.7	2.23	2.01	1.35	1.16	1.6
Tm	0.39	0.22	0.35	0.3	0.25	0.31	0.24	0.31	0.25	0.22	0.3	0.27	0.18	0.16	0.22
Yb	2.4	1.4	2.25	1.84	1.57	1.98	1.53	1.97	1.57	1.41	1.95	1.72	1.14	1	1.49
Lu	0.36	0.21	0.36	0.3	0.24	0.3	0.26	0.3	0.25	0.22	0.31	0.28	0.2	0.18	0.23
Y	17.77	13.69	20.15	16.82	13.27	18.72	13.71	17.92	14.34	13.14	17.53	15.99	10.55	9.24	11.6
Li	7	6	21	6	15	4	10	9	6	8	8	5	5	7	9
C	35	33	52	47	48	41	41	37	46	48	39	36	38	42	44

Tabla 2

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	CAR1 93	CZ01 135	G01 - 2001 223	MGL1 118	LW - 012	LW - 014	CAR1 115	CAR1 59	LW - 059	LW - 068	LW - 069	LW - 082	00B5-3A 646.65	00TG1-259 87.4	99TG3-005 61.55
Longitud (x)	-80.2877	-80.1665	-80.0516	-80.2331	-80.2036	-80.2036	-80.288	-80.2877	-80.2361	-80.0569	-80.0569	-80.347	-80.3712	-80.3353	-80.3376
Lalitud (y)	-4.8163	-4.7845	-4.6157	-4.8859	-4.681	-4.681	-4.8163	-4.8163	-4.8224	-4.5264	-4.5264	-4.871	-5.0405	-4.9338	-4.9469
Edad (Ma)	102.1	102.2	102.3	102.4	102.5	102.6	102.7	102.8	102.9	103	103.1	103.2	103.3	103.4	103.5
Tipo de roca	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica
SiO2	48.86	49.22	48.76	51.55	49.78	50.07	51.22	48.87	47.44	45.52	48.48	49.48	50.45	49.95	51.61
TiO2	0.77	0.54	0.75	1.79	0.7	0.74	1.08	0.64	1.08	0.58	0.59	0.57	1.04	0.92	0.82
Al2O3	14.75	17.82	14.98	16.71	16.1	19.17	15.93	14.62	15.96	13.94	17.14	16.36	16.09	17.07	14.41
Fe2O3	10.84	8.92	9.32	12.63	8.31	8.35	9.75	9.99	11.62	6.99	7.7	8.39	10.94	9.88	9.38
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.2	0.13	0.13	0.22	0.14	0.17	0.16	0.25	0.29	0.17	0.12	0.16	0.06	0.18	0.15
MgO	10.1	7.62	6.49	5.75	8.57	6.08	6.03	11.47	6.41	6.32	5.97	8.57	8.08	5.58	8.06
CaO	11.28	6.57	9.99	7.28	10.22	9.71	11.45	10.94	11.93	11.57	7.51	13.27	5.02	5.98	8.69
Na2O	2.2	4.6	4.6	2.66	3.29	3.52	3.62	1.93	3.29	4.77	3.46	2	1.98	5.46	2.22
K2O	0.08	0.17	0.08	0.39	0.38	0.8	0.09	0.15	0.41	0.26	2.63	0.14	0.63	0.07	1.63
P2O5	0.18	0.01	0.25	0.38	0.11	0.09	0.06	0.05	0.21	0.17	0.1	0.09	0.1	0.1	0.2
LOI	0.82	4.38	4.84	0.56	2.19	1.34	0.83	1.44	1.6	10.18	6.5	1.33	5.26	3.42	2.67
Cs	0.1	0.2	0.1	0.7	0.2	1.2	0.3	0.3	0.4	1.5	2.5	0	0	0	0
Ba	70.5	85	64	175	286	490	76.5	88	347	111	971	0	497	528	760
Sr	184	289	212	192.5	282	284	255	156.5	246	180.5	321	0	167	181	289
Rb	1.2	3.2	1.6	13	9.8	17	1.4	3.4	5.2	5.6	47.8	0	6	2	30
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	15	15	5	0	2	12	2
Ni	260	50	100	15	145	80	95	255	115	120	35	0	23	17	84
Cr	1510	60	500	60	430	280	360	990	340	260	40	0	211	29	254
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	320	365	525	530	380	310	380	310	300	270	270	0	255	273	239
Cu	240	25	150	40	155	80	80	315	5	65	85	0	159	132	88
Zn	95	80	95	160	50	105	95	80	175	90	65	0	198	169	86
Mo	6	6	6	6	6	4	4	6	6	6	4	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	2	2	2	2	4	3	2	3	4	3	3	0	0	0	0
Th	5	1	7	2	1	2	1	1	2	1	2	0	1.19	0.88	4.33
U	1.5	0.5	2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0	0	0	0
Hf	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1.94	1.53	2.04
Nb	2	1	3	1	1	3	1	1	5	1	1	0	1.64	1.36	3.05
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	48	20	68	50.5	42.5	48.5	58	33	65	39	29	0	62.9	47.03	63.17
La	9.5	2	13.5	5.5	3	7	3.5	5	10	8	7.5	0	3.94	3.46	11
Ce	21	5	29.5	15.5	7	15	10	12	20.5	13	14.5	0	9.42	8.24	23.3
Pr	2.9	0.8	4	2.5	1.2	2.1	1.7	1.7	2.7	1.8	1.7	0	1.41	1.26	3.15
Nd	12	4	16.5	12	6	9	9	7.5	12.5	7.5	8	0	6.78	6.34	13.94
Sm	2.9	1.4	3.8	3.7	2	2.4	2.9	2.1	3.1	2	1.8	0	2.07	2.08	3.5
Eu	0.9	0.5	1.1	1.3	0.7	0.8	0.9	0.7	1	0.7	0.7	0	0.74	0.77	0.96
Gd	3	1.7	3.9	4.3	2.3	2.4	3.2	2.3	3.5	2.2	2	0	2.51	2.56	3.13
Tb	0.5	0.3	0.6	0.7	0.5	0.4	0.6	0.4	0.6	0.4	0.3	0	0.4	0.43	0.45
Dy	2.7	2.1	3.3	4.6	2.9	2.6	3.7	2.4	3.8	2.5	2.2	0	2.69	2.98	2.76
Ho	0.6	0.5	0.8	1.1	0.7	0.6	0.9	0.6	0.9	0.6	0.5	0	0.6	0.66	0.55
Er	1.8	1.4	2.1	2.9	1.8	1.7	2.3	1.6	2.4	1.6	1.3	0	1.9	2.16	1.7
Tm	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.1	0	0.26	0.3	0.23
Yb	1.8	1.4	2.1	2.9	1.9	1.8	2.4	1.5	2.2	1.4	1.2	0	1.69	1.9	1.42
Lu	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.2	0	0.25	0.29	0.23
Y	17	13	20	28	18	16.5	23	15	22.5	14.5	12	0	14.91	16.78	13.3
Li	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	46	44.5	55	30	35	30	34	47.5	41.5	32.5	27	0	36	36	41

Tabla 3

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	99TG3-041	99TG3-043	99TG6-001196.6	LW - 015	LW - 018	STG-3-002 532.6	00B5-07 769.55	00B5-3A 622.75	LTD - 001 108	TLC - 11 - 95 228	LTD - 002 18	00R2-001	G01-2001 26	MGL1 37	TLC - 11 - 95 178
Longitud (x)	-80.3341	-80.3342	-80.3743	-80.2012	-80.2041	-80.428	-80.37	-80.3712	-80.2161	-80.0853	-80.2086	-80.36	-80.0516	-80.2331	-80.08527
Latitud (y)	-4.9401	-4.9396	-4.9659	-4.6881	-4.7077	-5.0299	-5.043	-5.0405	-4.8372	-4.5677	-4.8384	-4.9896	-4.6157	-4.8859	-4.567706
Edad (Ma)	103.6	103.7	103.8	103.9	104	104.1	104.2	104.3	104.4	104.5	104.6	104.7	104.8	100.2	100.3
Tipo de roca	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita basáltica	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita
SiO2	52.96	48.7	52.43	53.4	52.39	51.95	51.9	53.48	53.53	55.06	52.09	57.7	56.44	59.39	56.74
TiO2	1.34	0.83	0.8	0.82	1.04	0.58	0.91	1.01	1.06	0.78	0.97	0.79	0.73	0.97	0.93
Al2O3	15.97	16.84	15.25	18.79	18.65	12.89	15.71	15.73	15.95	15.58	16.35	15.95	14.98	15.47	16.72
Fe2O3	11.1	9.36	7.72	7.8	10.5	8.89	11.44	9.07	10.41	8.74	9.8	7.11	8.73	8	6.74
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.21	0.15	0.13	0.13	0.17	0.11	0.19	0.04	0.21	0.25	0.21	0.14	0.13	0.14	0.17
MgO	4.93	5.71	6.4	3.1	3.49	7.91	9.83	5.6	8.79	5.97	5.39	4.07	2.45	3.79	4.4
CaO	5.26	5.69	8.17	9.61	8.34	11.76	0.77	6.62	0.64	3.85	4.06	7.36	4.4	3.99	3.25
Na2O	5.08	5.03	4.24	4.7	3.37	3.14	0.44	3.55	3.45	2.85	2.31	3.32	4.91	4.85	3.75
K2O	-0.05	0.2	0.34	0.61	0.88	0.61	1.32	0.32	0.2	0.83	2.15	1.51	0.81	0.94	0.89
P2O5	0.3	0.11	0.28	0.12	0.09	0.21	0.13	0.19	0.16	0.1	0.18	0.22	0.18	0.33	0.3
LOI	2.94	7.24	3.53	1.13	1.65	1.21	6.85	4.08	5.18	4.76	4.42	1.22	4.93	1.19	5.68
Cs	0	0	0	0.6	1	0	0	0	1.5	0.4	1.9		0.5	0.9	0.7
Ba	107	190	207	207	769	257	416	505	338	599	1025	1100	366	486	538
Sr	162	214	217	271	273	273	13	268	35	116	103.5	268	212	227	69.7
Rb	-2	5	6	15.2	17.8	11	33	6	3.8	23.2	48	37	28.6	19.6	26.8
Pb	9	6	4	5	5	2	2	2	5	10	10	13	5	5	5
Ni	10	36	59	15	15	57	32	17	35	30	40	24	20	20	5
Cr	8	53	142	80	50	217	155	128	60	100	70	108	20	80	40
Sc	33	40	25	0	0	31	33	34	0	0	0	20	0	0	0
V	244	275	197	380	440	242	205	308	305	365	290	178	310	185	105
Cu	111	7	105	45	250	35	120	166	30	15	5	40	55	175	10
Zn	210	123	66	80	100	36	99	301	250	105	240	103	115	80	90
Mo	0	0	0	6	6	0	0	0	8	8	6	0	6	8	6
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	3	3	0	0	0	3	3	4	0	2	2	3
Th	1.38	0.79	4.35	2	3	3.3	1.1	2.16	1	3	2	5.52	11	5	9
U	0	0	0	0.5	0.5	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0	3	1.5	2.5
Hf	2.15	1.49	2.6	1	1	1.5	1.7	2.17	2	1	2	3.7	4	4	4
Nb	2.27	1.17	4.51	1	2	1.85	1.64	2.46	2	0.5	2	5.66	4	4	4
Ta	0.06	0.03	0.2	0	0	0.09	0.08	0.14	0	0	0	0.24	0	0	0
Zr	67.6	38.62	84.76	40	51	40.85	47.57	71.86	75	36	77.5	136.94	116.5	150	143.5
La	6.28	3.35	12.54	7.5	7.5	16.31	3.55	10.27	9	5.5	9.5	15.12	15.5	14	22
Ce	15.08	7.65	25.84	17	17	29.96	8.31	21.62	15	12	18.5	31.04	35.5	33.5	47.5
Pr	2.28	1.17	3.42	2.4	2.5	3.75	1.22	3.05	2.3	1.6	2.6	4.02	4.9	5	6.3
Nd	11.26	5.85	14.69	11	11.5	15.47	5.97	13.86	10.5	7	11.5	17.09	19.5	22	25.5
Sm	3.43	1.98	3.68	2.9	3.1	3.14	1.86	3.58	3.4	1.8	3	3.98	4.7	5.6	5.7
Eu	1.42	0.59	1.05	1	1	1.01	0.67	1.12	1.2	0.5	1.1	1.1	1.1	1.5	1.6
Gd	4.14	2.51	3.4	2.9	3.3	2.82	2.34	4.21	4.2	1.9	3.5	3.99	4.7	6	5.4
Tb	0.64	0.43	0.49	0.5	0.6	0.34	0.38	0.64	0.8	0.3	0.6	0.57	0.7	1	0.8
Dy	4.22	2.93	3.07	2.9	3.5	2.22	2.52	4.21	5	2.1	4.2	3.65	4.4	6.2	4.8
Ho	0.93	0.65	0.64	0.7	0.8	0.63	0.56	0.94	1.1	0.5	0.9	0.8	1	1.4	1.1
Er	2.92	2.06	2	1.9	2.2	1.94	1.79	2.96	3.3	1.3	2.7	2.55	2.9	4	3.2
Tm	0.39	0.29	0.26	0.3	0.4	0.25	0.25	0.39	0.5	0.2	0.4	0.35	0.5	0.7	0.5
Yb	2.46	1.81	1.73	2	2.4	1.52	1.62	2.49	3.1	1.4	2.5	2.31	3	4	3.4
Lu	0.37	0.3	0.27	0.3	0.4	0.23	0.24	0.38	0.5	0.2	0.4	0.36	0.5	0.7	0.6
Y	22.92	16.11	16.1	18	21	11.5	13.9	23.32	31.5	13	24.5	20.59	26.5	39	29.5
Li	6	6	5	0	0	2	13	15	0	0	0	6	0	0	0
C	25	40	27	18	25.5	41	35	36	23.5	26.5	7	25	33	20.5	5

Tabla 4

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	LW - 017	LW - 058	99B7-02 348	99TG7-02 99.4	99TG6-001 513.5	99TG3-023 132.65	99TG3-038	STG-3-002	CAR1 62	LLED - 001 57	LTD - 002 48	LW - 019	99TG3-041101	RI-2 210.8	LLED - 001 184
Longitud (x)	-80.2041	-80.2361	-80.3295212	-80.31852	-80.374278	-80.334128	-80.337	-80.42801	-80.287702	-80.2029674	-80.2086	-80.185	-80.3341	-80.3595	-80.203
Latitud (y)	-4.70766	-4.82236	-5.04569861	-4.9720166	-4.9659025	-4.9415023	-4.9437	-5.029899	-4.8163031	-4.84349124	-4.8384	-4.7258	-4.9401	-4.9869	-4.8435
Edad (Ma)	100.4	100.5	100.6	100.7	100.8	101	101.1	101.2	101.3	101.4	101.5	101.6	101.7	101.8	102
Tipo de roca	andesita	andesita	andesita	andesita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	riolita
SiO2	59.38	57.41	57.52	60.07	61.05	66.54	65.46	64.84	67.19	65	65.99	65.63	65.35	67.75	69.97
TiO2	0.94	0.99	0.99	0.65	0.77	0.58	0.64	0.72	0.45	0.54	0.46	0.64	0.61	0.45	0.67
Al2O3	16.39	17.21	18.24	15.51	15.53	13.19	14.95	15.97	15.05	14.43	14.59	15.26	14.13	14.86	14.15
Fe2O3	7.97	9.26	6.1	4.88	5.63	4.4	4.65	4.03	4.42	5.13	5.42	5.45	4.19	3.92	3.98
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.1	0.2	0.12	0.06	0.12	0.05	0.1	0.04	0.05	0.27	0.08	0.09	0.06	0.06	0.09
MgO	2.98	2.28	2.26	4.14	2.52	1.78	1.86	1.72	1.37	3.34	2.83	1.26	2.08	1.57	2.47
CaO	3.64	5.58	6.82	6.15	2.36	3.67	3.07	6.25	2.49	0.43	0.77	3.25	3.5	3.33	0.45
Na2O	5.44	4.91	6.31	5.77	5.59	4.55	5.49	5.1	6.39	0.75	5.62	4.61	6.41	5.66	2.43
K2O	0.54	1.31	0.77	0.63	0.89	0.92	0.05	0.41	0.17	5.89	0.67	2.19	0.6	1.21	2.41
P2O5	0.5	0.36	0.32	0.07	0.26	0.13	0.19	0.15	0.1	0.15	0.12	0.19	0.14	0.11	0.26
LOI	2.09	0.6	1.86	1.86	2.32	3.98	3.2	0.49	1.36	3.62	2.32	1.69	3.31	0.73	2.92
Cs	0.7	2.2	0	0	0	0	0	0	0.1	0.9	0.2	0.2	0	0	2.4
Ba	369	711	438	186	1089	1940	41	467	328	3200	469	1095	537	602	512
Sr	330	445	326	167	186	58	173	270	231	42.8	73.8	290	84	228	59.7
Rb	18.8	37.6	20	22	15	20	2	5	3.6	90	14.8	48.4	9	19	46.8
Pb	5	5	2	2	3	2	5	2	5	10	5	5	2	2	10
Ni	20	10	4	29	8	6	2	10	15	20	5	5	14	10	25
Cr	80	70	67	59	57	75	24	144	140	70	60	90	92	142	70
Sc	0	0	15	18	11	14	14	15	0	0	0	0	16	7	
V	160	125	140	142	60	63	63	71	40	10	5	30	77	54	40
Cu	200	15	144	2	51	35	34	9	375	15	5	10	48	40	40
Zn	125	110	60	26	80	61	74	29	30	260	65	45	52	15	75
Mo	6	6	0	0	0	0	0	0	6	10	6	6	0	0	6
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	3	4	0	0	0	0	0	0	2	3	2	3	0	0	3
Th	8	5	8.78	5.67	7.34	4.12	4.71	3.93	15	5	6	6	4.66	17.08	4
U	0.5	1.5	0	0	0	0	0	0	4.5	2.5	2	2	0	0	1.5
Hf	3	3	6.18	4.36	4.57	4.73	5.2	6.4	5	6	6	4	5.11	6.93	5
Nb	4	4	9.47	4.37	4.1	3.71	3.46	4.43	7	5	5	5	3.45	8.22	4
Ta	0	0	0.51	0.31	0.34	0.24	0.18	0.31	0	0	0	0	0.22	0.71	0
Zr	109	100	191.81	125.79	148.17	161.35	165.91	190.35	206	217	209	142	162.54	218.37	159
La	17.5	17	23.7	5.3	18.01	12.9	14.43	5.55	22.5	21	10	16.5	13.13	27.98	16
Ce	41	34	50.94	12.98	37.12	27.6	30.61	14.66	50	43	25	39	28.64	51.51	34.5
Pr	5.7	4.8	6.75	1.94	4.88	3.68	4.08	2.36	6.5	6.1	3.7	5.4	3.83	6.08	4.9
Nd	25.5	21	28.65	9.03	20.93	16.08	17.7	12.54	26	25.5	16	24.5	16.62	24.13	21
Sm	6	5.5	6.84	2.93	5.25	4.3	4.61	4.17	5.7	6.3	4.4	6.3	4.32	4.99	5.6
Eu	1.4	1.8	1.98	0.52	1.58	1.08	1.2	1.29	1.4	1.4	1.2	1.6	1.13	1.34	1.3
Gd	5.5	6.1	6.52	3.22	5.12	4.51	5.06	5.16	5.7	7.1	5.5	6.2	4.75	4.13	6.4
Tb	0.9	1.1	1.01	0.53	0.77	0.74	0.8	0.78	0.9	1.3	1	1.1	0.76	0.52	1.2
Dy	5.1	6.3	6.48	3.7	4.93	4.9	5.38	5.44	5.3	7.8	7.1	6.6	4.98	3.32	7.4
Ho	1.1	1.4	1.4	0.74	1.04	1.04	1.19	1.67	1.2	1.8	1.7	1.5	1.11	0.96	1.6
Er	3.3	4	4.54	2.48	3.32	3.34	3.89	5.51	3.5	5.3	4.9	4.3	3.62	3.14	4.8
Tm	0.5	0.6	0.63	0.37	0.45	0.46	0.55	0.74	0.6	0.8	0.8	0.7	0.51	0.43	0.7
Yb	3.5	3.8	4.1	2.4	2.98	3.02	3.55	4.59	3.8	5.5	5.3	4.7	3.36	2.86	4.5
Lu	0.5	0.6	0.65	0.42	0.49	0.48	0.55	0.71	0.6	0.8	0.8	0.7	0.52	0.45	0.7
Y	32.5	36.5	36.71	19.34	26.57	26.81	30.42	32.08	34.5	49.5	48.5	41.5	28.09	18.66	46
Li	0	0	4	2	5	3	5	-2	0	0	0	0	3	3	0
C	17	17	36	17	10	12	15	18	14	6	2.5	6.5	20	13	8

Tabla 5

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	LTD - 002 240	TCC - 01 - 94 226	LW - 004	LW - 009	LW - 023	LW - 084	LW - 070	00B5-07 530.00	00B5-3A 452.00	00B5-3A 582.90	99TG1-074 60	99TG1-103 156	99TG3-019 365.5	99TG3-025 300	99TG3-041 234
Longitud (x)	-80.2086	-80.1884	-80.3488	-80.1915	-80.3279	-80.3694	-80.047	-80.3703	-80.3712	-80.3712	-80.3348	-80.336	-80.3376	-80.3377	-80.3341
Latitud (y)	-4.8384	-4.872	-4.8731	-4.8808	-4.9448	-4.8745	-4.51	-5.043	-5.0405	-5.0405	-4.929	-4.9315	-4.9482	-4.9488	-4.9401
Edad (Ma)	102.1	102.2	102.3	102.4	102.5	102.6	102.7	102.8	102.9	103	103.1	103.2	103.3	103.4	103.5
Tipo de roca	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita
SiO2	69.19	68.53	73.37	82.9	78.92	72.35	73.01	70.71	68.97	75.43	70.8	71.04	75.86	71.99	71.99
TiO2	0.29	0.26	0.39	0.11	0.19	0.26	0.53	0.34	0.35	0.25	0.31	0.25	0.29	0.3	0.33
Al2O3	14.31	13.64	14.28	9.44	10.8	12.94	13.66	13.34	13.85	11.56	13.51	12.9	12.93	12.62	12.97
Fe2O3	3.05	2.42	1.25	1.35	2.03	4.55	2.04	2.7	3.38	2.41	5.09	2.15	1.57	3.71	2.93
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.13	0.07	0.01	0.01	0.02	0.09	0.01	0.04	0.08	0.02	0.12	0.05	0.02	0.03	0.03
MgO	2	3.63	0.69	0.76	0.18	0.78	0.14	0.49	0.79	0.2	1.58	1.76	0.13	1.11	1.15
CaO	0.59	1.42	1.92	0.13	0.83	0.99	0.55	2.12	1.77	1.13	1.3	2.92	0.76	1.81	1.61
Na2O	4.93	3.65	7.57	0.11	4.29	4.81	5.34	3.29	7.49	6.91	4.7	4.92	6.71	5.47	6.36
K2O	2.08	0.9	0.07	2.94	1.72	2.47	3.11	2.06	0.07	0.27	0.42	0.71	0.62	0.57	0.28
P2O5	0.1	0.09	0.08	0.01	0.03	0.05	0.16	0.1	0.08	0.05	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04
LOI	1.6	4.38	0.74	2.47	0.55	1.13	1.02	3.9	2.14	1.46	1.9	3.56	0.98	2.64	2.27
Cs	0.3	1.6	0.1	0.5	0.2	0.3	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	4130	334	60.5	1020	1155	696	924	769	146	137	342	649	150	483	288
Sr	94	68	74.9	17.3	183	84.9	61.4	122	112	86	136	77	52	59	55
Rb	28.2	21.8	1	85.8	30.2	37.2	44.2	50	3	6	9	13	11	12	5
Pb	5	10	5	20	5	10	5	0	4	2	4	2	2	3	2
Ni	5	5	10	15	10	15	15	6	6	11	-1	-1	-1	-1	3
Cr	80	110	120	180	280	120	70	195	215	332	44	39	65	38	68
Sc	0	0	0	0	0	0	0	8	7	7	18	16	13	8	14
V	25	15	5	90	5	5	10	12	15	6	5	3	8	15	6
Cu	5	5	5	155	10	5	30	54	119	97	8	1	3	3	2
Zn	100	85	20	295	75	90	30	51	76	26	276	104	151	95	127
Mo	6	8	4	10	6	6	6	0	0	0	0	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	2	4	3	4	3	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	10	11	5	11	5	5	9	4.61	7.01	6.63	3.26	3.45	4.17	5.78	3.696
U	3	5.5	1.5	3.5	1.5	1.5	3	0	0	0	0	0	0	0	0
Hf	8	5	7	4	4	6	4	4.62	6.18	6.43	5.46	6.6	4.54	7.08	5.589
Nb	6	16	6	8	5	5	5	7.73	7	3.58	4.04	3.32	7.26	3.98	2.847
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0.42	0.43	0.34	0.28	0.26	0.42	0.31	0.257
Zr	295	224	256	158.5	152	174.5	137	181.67	225.35	236.59	183.13	204.82	168.43	217.38	178.977
La	20.5	25.5	13.5	21.5	13	19	27.5	17.22	16.2	17.19	12.55	10.32	15.44	16.65	10.129
Ce	52	56	35.5	42.5	31.5	41.5	54.5	37.02	36.27	38.53	28.98	24.76	34.74	36.69	23.889
Pr	7.4	7.2	5.6	5.2	4.4	5.4	7.4	4.94	4.97	5.17	4.23	3.64	4.94	4.99	3.49
Nd	30.5	27	26	19.5	20	26	28	21.28	21.22	22.23	19.74	17.16	22.93	21.81	16.308
Sm	7.5	5.7	7.3	4	5.2	6.7	6.4	5.61	5.18	5.51	5.82	5.23	6.72	5.82	4.866
Eu	1.1	1.4	1.4	0.5	1.2	1.7	2	1.24	1.12	0.97	1.82	1.49	1.6	1.21	1.329
Gd	7.7	6.1	7.3	3.5	5.4	7.6	6.7	5.14	5.5	5.82	6.69	6.35	7.21	6.65	6.301
Tb	1.3	1	1.4	0.5	1	1.4	1.1	0.8	0.89	0.9	1.13	1.16	1.17	1.09	1.089
Dy	8	5.8	8.6	3.1	5.8	9.3	6.1	5.34	6.13	5.95	7.76	8.05	7.89	7.42	7.52
Ho	1.9	1.4	2	0.7	1.4	2	1.4	1.19	1.37	1.3	1.77	1.87	1.68	1.67	1.7
Er	5.5	4	5.7	2.2	3.8	6.5	4.1	3.82	4.55	4.19	5.84	6.26	5.45	5.5	5.565
Tm	0.9	0.7	1	0.4	0.6	1	0.6	0.54	0.65	0.57	0.82	0.9	0.77	0.78	0.777
Yb	6	4.3	6.3	2.7	4.1	6.1	4.1	3.53	4.27	3.68	5.46	6.03	5	5.15	5.029
Lu	1	0.7	1	0.4	0.6	1	0.6	0.56	0.65	0.53	0.86	0.95	0.8	0.8	0.775
Y	53.5	37.5	57.5	21.5	35	58.5	33.5	28.29	35.4	33.14	45.45	47.73	41.47	43.27	41.734
Li	0	0	0	0	0	0	0	3	6	3	3	2	-2	3	2
C	3.5	1.5	2.5	0.5	4	1.5	2	6	8	5	4	2	2	5	3

Tabla 6
Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación San Lorenzo (105-100 Ma). Tomadas de Winter (2008)

Código	99-TG3-048 337.5	99TG8-01 398.4	99TG8-01 683	LW - 061	MGL1 42	LW - 060	LW - 016	00TG1-136 80	00TG1-351 112	99TG1-111 83.4	SU-2 2 53.1	LW-001	LW-002	LW-024	LW-021	SU-2 169.2
Longitud (x)	-80.336	-83.0442	-80.3386	-80.2361	-80.2331	-80.2361	-80.202	-80.3351	-80.3358	-80.3353	-80.5562	-80.353	-80.3514	-80.427	-80.3692	-80.5562
Latitud (y)	-4.944	-4.9548	-4.9576	-4.8224	-4.8859	-4.8224	-4.6992	-4.935	-4.9343	-4.9346	-4.9246	-4.7616	-4.7459	-4.8305	-4.7261	-4.9246
Edad (Ma)	103.6	103.7	103.8	95	95	95	95	95	95	95	100.3	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8
Tipo de roca	riolita	riolita	riolita	dique dacítico	dique riolítico	dique riolítico	dique riolítico	dique riolítico	dique riolítico	dique riolítico	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	andesita basáltica
SiO ₂	72.81	78.17	71.04	66.15	70.64	73.01	71.23	68.18	73.31	73.89	48.92	48.68	47.48	49.65	46.24	50.01
TiO ₂	0.24	0.2	0.22	0.46	0.22	0.27	0.29	0.43	0.27	0.24	0.99	0.55	0.64	0.58	0.63	0.86
Al ₂ O ₃	13.25	10.32	11.37	15.63	13.9	13.29	13.75	13.83	12.9	12.78	18.42	19.18	19.8	18	18.04	19.89
Fe ₂ O ₃	2.84	0.92	2.62	3.62	2.39	2.46	3.65	4.01	2.83	2.56	11.95	9.84	10.08	9.47	9.8	10.56
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.02	0.02	0.04	0.11	0.04	0.03	0.05	0.1	0.08	0.06	0.59	0.16	0.16	0.19	0.19	0.16
MgO	0.56	0.15	1.07	1.77	0.72	0.46	1.6	1.15	0.97	0.75	5.57	6.04	4.42	5.47	4.37	3.23
CaO	1.49	0.97	2.44	2.57	1.74	1.71	0.86	2.86	1.15	1.67	7.64	12.41	13.02	13.89	13.89	7.26
Na ₂ O	6.84	5.89	1.58	7.7	4.97	3.95	5.69	3.92	5.18	4.39	3.13	1.84	2.21	1.65	1.32	3.05
K ₂ O	0.24	0.06	2.2	0.12	1.6	3.56	0.81	1.51	0.48	1.18	0.65	0.2	0.18	0.09	0.11	0.74
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.04	0.13	0.05	0.01	0.06	0.08	0.04	0.05	0.03	0.01	0.07	0.06	0.05	0.09
LOI	1.93	1.09	4.42	0.89	2.54	0.65	1.61	3.75	1.79	2.48	2	1.15	2.37	0.63	4.93	2.58
Cs	0	0	0	0.1	1.1	0.6	0.3	0	0	0	0	0.7	0.5	0.2	0.7	0
Ba	176	52	561	93.5	285	1995	306	418	470	1404	292	109.5	135	79.5	55	206
Sr	53	35	38	106	59	160.5	85.9	136	132	113	228	160.5	190	139.5	159	245
Rb	3	-2	45	3.2	50.8	81.8	22.4	36	13	26	13	4.4	3	1.4	1.8	15
Pb	2	2	5	5	5	5	5	4	2	2	2	20	5	5	5	2
Ni	3	6	5	15	5	10	5	3	-1	-1	6	30	20	35	20	3
Cr	33	174	150	60	110	130	110	25	45	37	54	130	60	170	50	58
Sc	16	-5	7	0	0	0	0	10	8	6	47	0	0	0	0	33
V	-2	8	12	90	5	5	55	32	11	13	398	305	365	365	380	345
Cu	1	29	4	50	165	5	135	1	33	1	1	200	200	150	105	1
Zn	98	6	78	1455	30	30	35	84	90	75	80	70	70	110	80	45
Mo	0	0	0	8	6	6	6	0	0	0	0	8	8	6	6	0
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	5	3	3	4	0	0	0	0	4	3	2	4	0
Th	3.214	3.386	4.61	7	12	14	10	8.33	8.96	8.27	0.27	1	1	1	1	0.22
U	0	0	0	2.5	3.5	4.5	2	0	0	0	0	0.5	0.5	0.5	0.5	0
Hf	5.223	4.228	6.27	3	4	5	4	5.69	5.68	4.78	1.42	1	1	1	1	1.38
Nb	3.635	1.591	2.71	3	5	5	2	4.83	3.81	2.55	0.62	1	1	1	1	0.65
Ta	0.251	0.183	0.28	0	0	0	0	0.33	0.31	0.24	0.02	0	0	0	0	0.03
Zr	167.499	127.257	181.58	104	159.5	199.5	124.5	184.18	195.25	151.48	40.04	24	17.5	22	19	37.57
La	11.966	9.586	24.32	16	17.5	21.5	20.5	18.84	19.67	16.51	0.94	2.5	1.5	2.5	1.5	3.05
Ce	27.68	21.818	50.37	26	38	41	41	38.81	40.35	33.41	2.42	5.5	4.5	6.5	4.5	7.99
Pr	3.989	2.994	6.71	3.4	4.9	4.9	4.7	5.01	5.18	4.22	0.44	0.9	0.7	1	0.7	1.34
Nd	18.715	13.102	28.81	13	18.5	17	17.5	20.94	21.45	16.85	2.53	4	4	4.5	3.5	7.23
Sm	5.764	3.741	8.05	2.9	3.9	3.8	3.5	5.13	5.28	4.01	1.17	1.3	1.3	1.5	1.3	2.38
Eu	1.711	0.725	1.66	0.9	0.7	1	0.7	1.25	1.41	0.84	0.55	0.5	0.5	0.6	0.5	0.86
Gd	7.088	3.98	8.59	3.3	4	4.4	3.4	4.99	5.04	3.83	1.71	1.5	1.5	1.8	1.6	2.57
Tb	1.237	0.638	1.38	0.5	0.6	0.8	0.6	0.82	0.83	0.64	0.35	0.3	0.3	0.3	0.3	0.45
Dy	8.685	4.21	9.14	3.2	3.6	4.6	3.5	5.53	5.6	4.34	2.47	1.8	2	2.2	2.1	2.97
Ho	1.897	0.813	1.75	0.7	0.9	1.1	0.9	1.25	1.26	0.98	0.56	0.4	0.5	0.5	0.5	0.64
Er	6.061	2.679	5.66	2.3	2.6	3.2	2.5	4.15	4.15	3.3	1.82	1.2	1.3	1.4	1.3	2
Tm	0.819	0.371	0.77	0.3	0.5	0.5	0.4	0.59	0.6	0.47	0.25	0.2	0.2	0.2	0.2	0.28
Yb	5.323	2.405	4.98	2.3	3.1	3.6	2.7	3.97	4.03	3.26	1.67	1.3	1.4	1.5	1.4	1.79
Lu	0.832	0.4	0.85	0.4	0.5	0.5	0.4	0.64	0.64	0.52	0.26	0.1	0.2	0.2	0.2	0.28
Y	49.5	20.547	48.02	19.5	24.5	29	24	33.17	34.22	26.41	14.25	12	12.5	13.5	13	16.33
Li	2	4	6	0	0	0	0	2	2	-2	6	0	0	0	0	6
C	2	3	5	10.5	0.5	3.5	7	8	4	3	25	34.5	26.5	33.5	32.5	23

Tabla 8

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación La Bocana inferior (100-85 Ma). Winter (2004)

Código	LW - 033	TLC-10-95 44	LW - 037	LW - 047	LW - 078	LW - 051	LW - 066	LW - 086	LW - 043	LW - 038	LW - 010	LW - 026	LW - 034	LW - 035	LW - 040	LW - 041
Longitud (x)	-80.3717	-80.0887	-80.4001	-80.4016	-80.1898	-80.4369	-80.206	-80.1377	-80.3947	-80.398	-80.2084	-80.37	-80.3717	-80.3713	-80.4101	-80.4101
Latitud (y)	-4.7179	-4.5651	-4.6986	-4.6996	-4.6082	-4.7126	-4.6196	-4.5525	-4.684	-4.6923	-4.6222	-4.7219	-4.7179	-4.7183	-4.641	-4.641
Edad (Ma)	91.1	91.2	92	92.1	92.2	92.3	92.4	92.5	92.6	85	85	85	91.4	91.5	91.6	91.7
Tipo de roca	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	dique andesítico basáltico	dique riolítico	dique riolítico	basalto	basalto	basalto	basalto
SiO2	79.88	68.74	75.97	72.39	77.25	72.26	79.09	78.23	75	53.82	71.39	76.97	50.84	49.04	48.4	49.89
TiO2	0.24	0.37	0.32	0.34	0.24	0.23	0.18	0.27	0.06	0.93	0.38	0.26	0.57	0.82	0.68	0.75
Al2O3	10.5	13.18	12.65	14.09	11.47	9.81	10.53	11.32	12.6	14.59	14.78	11.86	17.11	20.6	19.51	19.81
Fe2O3	1.33	3.34	2.01	3.06	1.67	2.94	2.5	1.71	1.18	15.05	1.79	2.7	10.14	8.58	10.46	9.66
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.02	0.06	0.04	0.04	0.02	0.07	0.01	0.02	0.07	0.19	0.03	0.04	0.19	0.14	0.18	0.17
MgO	0.38	3.62	0.6	0.66	0.37	0.91	0.05	0.26	0.31	4.62	0.93	0.53	5.29	4.07	4.24	3.51
CaO	2.79	1.36	2.35	3.54	0.96	5.49	0.49	0.57	2.54	7.97	1.69	1.36	10.8	12.38	10.38	11.51
Na2O	3.4	2.66	4.49	3.79	4.59	0.65	5.92	6.14	3.12	1.92	7.44	5.57	3.36	2.68	3.15	2.06
K2O	0.45	0.96	0.71	1.26	1.54	1.35	0.12	0.05	1.65	0.15	1.04	0.1	0.39	0.33	0.55	0.18
P2O5	0.03	0.11	0.09	0.04	0.04	0.01	0.01	0.04	0.07	0.04	0.09	0.02	0.04	0.12	0.12	0.11
LOI	0.78	4.08	0.79	0.52	1.01	6.77	1.22	0.77	3.55	1.02	0.74	0.77	1.34	1.38	1.99	1.91
Cs	0.5	1	0.4	0.8	0.5	0.9	0.1	0.1	2	0.3	0.2	0.2	2	1.5	1.9	0.1
Ba	325	384	438	899	740	304	76.5	81.5	502	134	726	59	182.5	98	320	124.5
Sr	174.5	32.1	116.5	87.8	190	107	52.9	68.5	74.8	157	81.3	68	223	242	366	240
Rb	9	22.2	12.6	19.4	27.4	25.4	1.8	2.4	53.8	2.2	14.4	1.2	9	6	8.4	3.6
Pb	10	5	15	15	5	5	10	5	5	5	5	5	10	5	5	5
Ni	5	5	5	5	20	10	20	25	5	10	5	10	35	30	25	15
Cr	290	60	160	150	130	220	230	140	100	50	120	170	140	70	50	30
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	30	50	5	15	35	30	5	40	5	655	30	15	365	390	425	475
Cu	25	5	5	90	60	5	25	5	5	125	65	25	180	210	255	195
Zn	35	40	50	60	35	50	65	40	20	155	45	25	110	80	95	95
Mo	10	6	6	6	8	6	10	6	6	4	6	4	2	4	6	6
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	4	3	7	3	1	3	3	3	4	3	3	3	3	3	2	2
Th	3	10	3	3	5	1	1	6	3	1	6	3	1	1	1	1
U	1	3	1	1.5	4	0.5	4.5	2	2	0.5	1.5	1.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Hf	4	4	4	4	4	1	3	3	3	1	4	5	1	1	1	1
Nb	1	3	1	2	3	1	1	1	5	1	3	3	1	1	1	1
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	121.5	137.5	117	131	116	42	99	89.5	52.5	38.5	144.5	142.5	25	18	23.5	26
La	5.5	17.5	6.5	7.5	16.5	6.5	5.5	13.5	7	2	13	8.5	1.5	1	3.5	2
Ce	16.5	40	18.5	20.5	26.5	12	6	22.5	18.5	6	30	23	4.5	3.5	8	5.5
Pr	2.5	5.4	2.9	3.1	3.4	1.8	1.1	2.7	2.7	0.9	4.1	3.6	0.7	0.6	1.2	0.9
Nd	11	21.5	13.5	14.5	15	9	5.5	10	11	5	18.5	17	4	3	5.5	4.5
Sm	3.4	5	4.3	4.4	3.7	2.6	1.9	2.3	3.7	1.9	4.8	5.2	1.4	1.2	1.7	1.7
Eu	0.6	1.3	1	0.9	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.7	1	0.9	0.5	0.5	0.7	0.7
Gd	3.9	5	4.9	5.3	3.6	3.2	2.3	2.4	4.1	2.5	5	6	1.8	1.7	2.1	2
Tb	0.7	0.8	0.9	1	0.6	0.6	0.5	0.4	0.8	0.5	0.9	1.1	0.4	0.3	0.4	0.4
Dy	4.5	4.6	5.9	7	4.1	3.9	3.6	2.3	4.4	3.4	5.8	7.5	2.4	2.3	2.5	2.6
Ho	1.1	1.1	1.4	1.7	0.9	0.8	0.8	0.5	0.8	0.8	1.3	1.8	0.6	0.5	0.6	0.6
Er	3	3	3.8	5.1	3	2.5	2.8	1.5	2.1	2.3	3.8	5	1.6	1.5	1.6	1.7
Tm	0.5	0.5	0.6	0.9	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.6	0.8	0.3	0.2	0.3	0.3
Yb	3	3.3	3.9	5.8	3	2.4	3	1.5	2.1	2.5	4.1	5.5	1.8	1.5	1.7	1.8
Lu	0.5	0.5	0.6	1	0.5	0.4	0.5	0.2	0.3	0.4	0.6	0.9	0.3	0.2	0.3	0.3
Y	29	30	37	47.5	27.5	22.5	23.5	15	27.5	21.5	38	43.5	15.5	14	15.5	16
Li	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	4	5.5	2.5	3.5	4.5	4	4	5	1	41.5	2	6	44.5	25.5	34.5	30

Tabla 9

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación La Bocana inferior (100-85 Ma). Tomadas de Winter (2004)

Código	LW - 052	TG-3	TG-2	TG-3A	GR9-09-301	GR9-09-207
Longitud (x)	-80.4716	-80.1364	-80.2103	-80.1364	-80.2108	-80.2008
Latitud (y)	-4.7372	-4.5522	-4.6267	-4.5522	-4.7765	-4.6714
Edad (Ma)	93	93.1	92.7	92.8	91.9	92
Tipo de roca	andesita basáltica	andesita basáltica	riolita	riolita	dacita	basalto
SiO ₂	48.59	51.02	71.13	67.52	64.44	50.98
TiO ₂	0.45	0.751	0.397	0.339	0.69	0.84
Al ₂ O ₃	13.22	18.44	14.55	14.51	14.8	16.88
Fe ₂ O ₃	5.36	3.136	0.54	0.907	6.51	11.13
FeO	0	4.53	1.4	2.57	0	0
MnO	0.18	0.111	0.074	0.073	0.16	0.24
MgO	2.79	5.522	0.837	0.876	1.53	3.4
CaO	17.31	8.577	1.72	3.33	3.32	11.2
Na ₂ O	2.11	3.052	7.875	3.514	5.51	3.24
K ₂ O	0.31	0.475	0.713	1.739	1.12	0.49
P ₂ O ₅	0.21	0.07	0.068	0.066	0.25	0.11
LOI	9.4	3.82	0.54	4.27	0	0
Cs	0.9	-6	-6	-6	0	0
Ba	235	418.9	502	282.2	0	0
Sr	165.5	304.7	88.6	98.9	0	0
Rb	6.6	9.3	10.1	51.1	0	0
Pb	5	2.1	3.1	2.6	0	0
Ni	65	36.1	12.9	13.8	0	0
Cr	710	134.2	11.7	25.2	0	0
Sc	0	32.8	15.3	10.8	0	0
V	250	264	24.3	34.6	0	0
Cu	50	34.2	3.7	-1.35	0	0
Zn	45	63.6	32.4	43	0	0
Mo	8	-1	-1	-1	0	0
Cd	0	-10	-10	-10	0	0
W	3	51.3	243.1	93.9	0	0
Th	1	1.5	5	4.2	0	0
U	0.5	-1.2	-1.2	-1.2	0	0
Hf	1	-2.87	4	-2.87	0	0
Nb	1	1.1	3.3	2.7	0	0
Ta	0	3	-2.47	-2.47	0	0
Zr	31	49.6	155.5	95.5	0	0
La	5.5	5.07	12.9	7.44	0	0
Ce	5.5	11.2	29.2	17.2	0	0
Pr	1	1.55	3.87	2.24	0	0
Nd	5	7.23	17.4	9.66	0	0
Sm	1.8	2.01	4.7	2.42	0	0
Eu	0.6	0.77	1.15	0.81	0	0
Gd	2.4	2.54	5.59	2.91	0	0
Tb	0.5	0.42	0.95	0.47	0	0
Dy	3.2	2.71	6.05	3	0	0
Ho	0.8	0.58	1.31	0.65	0	0
Er	2.3	1.79	4.08	2.05	0	0
Tm	0.3	0.25	0.6	0.32	0	0
Yb	2.3	1.77	4.05	2.27	0	0
Lu	0.4	0.27	0.64	0.36	0	0
Y	22.5	14.7	34.2	17.2	0	0
Li	0	0	0	0	0	0
C	35.5	35.2	48.8	23.1	0	0

Tabla 10

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la Formación La Bocana superior (92-85 Ma). Tomadas del Proyecto GR: 09

Código	GR9-09-307 A	GR9-09-319	GR9-09-318
Longitud (x)	-80.1974	-80.0872	-80.1763
Latitud (y)	-4.8452	-4.8016	-4.7296
Edad (Ma)	91.1	91.2	91.3
Tipo de roca			
SiO ₂	72.81	59.2	64.88
TiO ₂	0.24	0.67	0.54
Al ₂ O ₃	12.14	16.87	13.6
Fe ₂ O ₃	2.59	5.6	5.11
FeO	0	0	0
MnO	0.04	0.11	0.14
MgO	0.6	2.97	1.07
CaO	1.39	5.54	3.47
Na ₂ O	3.02	4.39	4.51
K ₂ O	4.13	1.24	1.46
P ₂ O ₅	0.05	0.17	0.16

Tabla 11

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la superunidad Las Lomas (105-85 Ma). Tomadas del Proyecto GR:09

Código	GR9-09-124m	GR9-09-128	GR9-09-206	GR9-09-135	GR9-09-307	GR9-09-23
Longitud (x)	-80.1747	-80.1737	-80.3872	-80.1569	-80.2174	-80.3066
Latitud (y)	-4.645	-4.6492	-4.652	-4.6344	-4.9751	-4.6456
Edad (Ma)	80	104	85	80	92	80
Tipo de roca	granodiorita	granodiorita	diorita	diorita		
SiO ₂	61.87	62.45	58.88	54.1	63.14	63.97
TiO ₂	0.62	0.58	0.66	0.88	0.79	0.53
Al ₂ O ₃	15.15	15.47	14.49	16.84	14.51	15.37
Fe ₂ O ₃	6.34	6.21	7.53	8.92	6.27	5.69
FeO	0	0	0	0	0	0
MnO	0.11	0.14	0.13	0.21	0.12	0.12
MgO	1.81	1.57	2.69	3.51	2.82	2.37
CaO	4.6	4.38	5.13	7.6	5.43	5.55
Na ₂ O	4.18	4.15	3.41	3.47	3.51	3.46
K ₂ O	2.48	2.06	1.81	1.22	1.42	1.79
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.13	0.18	0.14	0.14

Tabla 12

Análisis geoquímicos de muestras representativas de la superunidad Noque (105-85 Ma). Tomadas del Proyecto GR:09

Código	GR9-09-300	GR9-09-303	GR9-09-149	GR9-09-304	GR9-09-75	GR9-09-59
Longitud (x)	-80.2288	-80.1982	-80.0152	-80.2159	-80.4722	-80.3372
Latitud (y)	-4.8256	-4.7362	-4.5868	-4.8166	-4.7275	-4.6283
Edad (Ma)		85	45		80	80
Tipo de roca	granodiorita	gabro	granodiorita			
SiO ₂	61.89	48.2	64.71	67.13	48.17	66.33
TiO ₂	0.54	1.04	0.42	0.44	1.02	0.64
Al ₂ O ₃	15.46	17.38	16.45	13.9	19.1	13.45
Fe ₂ O ₃	5.97	10.42	1.03	5.33	9.84	6.07
FeO	0	0	0	0	0	0
MnO	0.14	0.19	0.02	0.08	0.17	0.14
MgO	2.07	5.67	1.56	1.73	3.98	1.61
CaO	5.84	12.2	6.29	4.58	10.49	5.7
Na ₂ O	3.95	2.4	5.34	3.34	3.01	3.43
K ₂ O	0.28	0.21	0.3	1.46	0.55	0.12
P ₂ O ₅	0.14	0.03	0.07	0.12	0.1	0.11

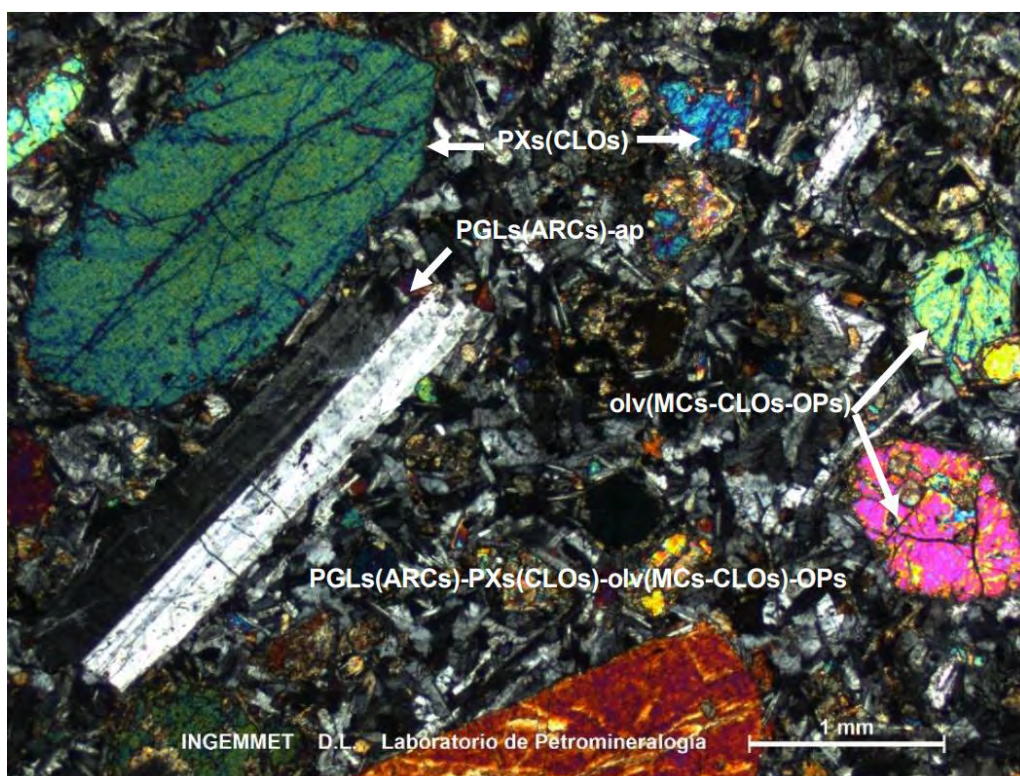
Tabla 13

Análisis geoquímicos de muestras representativas

Superunidad Noque (105-85 Ma). Tomadas de Ríos (2004)				Superunidad Las Lomas (105-85 Ma). Tomadas de Ríos (2004)	
Código	3951-granodiorita Purgatorio	57090-diorita Noque	3952-Gabro Carrizalillo	TG-1	3954-granodiorita Las Lomas
Longitud	-80.3368	-80.2631	-80.3093	-80.22611	-80.3395
Latitud	-4.6339	-4.5607	-4.6083	-4.93444	-4.6928
Edad	80	80	85	92	80
Tipo	diorita	gabro	gabro	diorita	granodiorita
SiO2	58.34	47.89	44.62	59.68	62.47
TiO2	0.59	0.72	0.22	0.846	0.53
Al2O3	17.79	20.91	21.85	16.32	16.01
Fe2O3	7.47	9.34	7.74	4.35	5.66
FeO	0	0	0	1.65	
MnO	0.18	0.18	0.2	0.117	0.12
MgO	2.55	3.95	6.86	3.126	2.33
CaO	7.32	10.49	14.86	6.556	5.52
Na2O	2.57	2.48	0.65	3.87	3.13
K2O	0.63	0.33	0.24	1.109	1.88
P2O5	0.16	0.07	0.02	0.124	0.13
LOI	1.14	2.57	1.75	1.44	1.19
Cs	0.2	0.1	0.3	-6	3.6
Ba	284	269	123	505.5	829
Sr	362	288	200	237	375
Rb	16.2	3.6	4	41.7	60.6
Pb	0	0	0	2.8	0
Ni	5	10	25	22.7	15
Cr	0	0	0	44.1	0
Sc	0	0	0	28.3	0
V	70	255	145	164.7	100
Cu	15	70	20	28.1	30
Zn	0	0	0	75.3	0
Mo	0	0	0	-1	0
Cd	0	0	0	-10	0
W	0	0	0	202.6	0
Th	-1	-1	-1	2.7	5
U	-1	-1	-1	-1.2	1.5
Hf	1	-1	-1	-2.87	3
Nb	0	0	0	3.9	0
Ta	0	0	0	4.5	0
Zr	45.5	32	10.5	106.3	91
La	7.5	3	1.5	9.88	15
Ce	17	7.5	2	23.3	29
Pr	0	0	0	3.18	0
Nd	11	5.5	1.5	14.5	15
Sm	2.5	1.6	0.3	3.79	2.9
Eu	0.8	0.6	0.1	1.06	0.8
Gd	2.5	1.9	0.5	4.57	2.8
Tb	0.4	0.3	0	0.74	0.4
Dy	2.6	2.1	0.6	4.61	2.7
Ho	0.5	0.5	0.1	0.98	0.6
Er	1.7	1.4	0.4	3.04	1.6
Tm	0.2	0.2	0	0.43	0.3
Yb	1.9	1.4	0.4	2.94	1.8
Lu	0	0	0	0.45	0
Y	15	13	3.5	25.7	16
Li	0	0	0	0	0
C	0	0	0	50.1	0

ANEXO II
Anexo Petrográfico

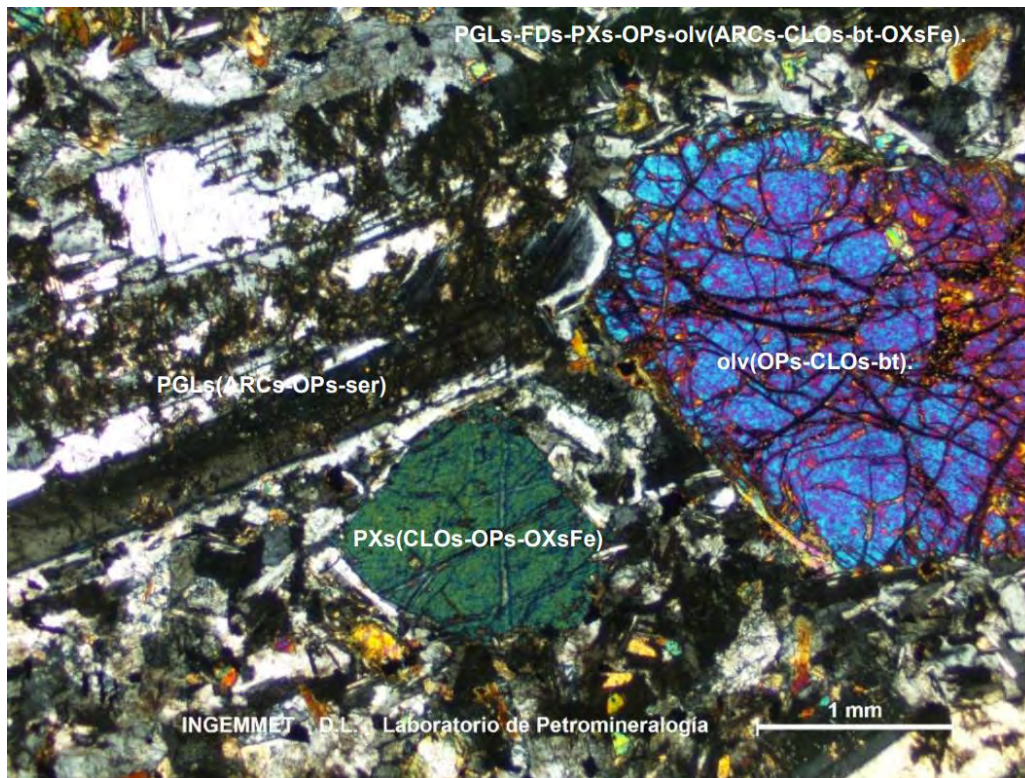
Muestra GR9-12-01, UTM (E 546358, N 9484011). Pórfido gabro. Roca ígnea hipoabisal de textura porfírica constituida por fenocristales de plagioclasas (10%), piroxenos (15%) y olivino (13%) inmersos en una matriz de microcristales de plagioclasas intercrecidas por piroxeno y minerales opacos diseminados en toda la muestra. Las plagioclasas (2,80-4,80 mm) presentan formas subhedrales prismáticas, se encuentran maclados, zonados, alterados a cloritas y arcillas con inclusiones de zircón, apatito y piroxenos, con microfracturas rellenas por minerales opacos y óxidos de hierro. Los piroxenos (2,20-6,00 mm) están constituidos principalmente por clinopiroxenos con formas subhedrales octogonales, presentan maclas de Baveno, microfracturas rellenas por cristales de plagioclasas y se encuentran alterados a minerales opacos y cloritas con inclusiones de moldes de cristales reemplazados por cloritas, óxidos de hierro y biotita. Los cristales de olivino (2,80-3,60 mm) presentan formas subhedrales hexagonales y bordes subredondeados, numerosas microfracturas rellenas por cristales de plagioclasa y se encuentran alterados a cloritas, micas y minerales opacos. La matriz está constituida por plagioclasas ($\leq 0,40$) con formas tabulares maclados con zoneamiento y piroxenos con formas anhedrales y subhedrales alterados a cloritas.



Muestra N° GR9-12-01: Fenocristales de plagioclasas alterados a arcillas con inclusiones de apatito: PGLs(ARCs)-ap, fenocristales de piroxenos alterados a cloritas: PXs(CLOs), cristales de olivino alterados a micas, cloritas y minerales opacos: olv(MCs-CLOs-OPs). Matriz de plagioclasas alteradas por arcillas, piroxenos alterados por cloritas, olivino alterado por micas, cloritas; y minerales opacos: PGLs(ARCs)-PXs(CLOs)-olv(MCs-CLOs)-OPs.

Muestra GR9-12-08, UTM (E 548978, N 9495099). Pórfido gabro. Toca ígnea hipoabisal constituida por fenocristales de piroxenos (20%), olivino (12%) y plagioclasas (10%) inmersos en una matriz de plagioclasas, olivino, piroxenos y minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasas (2,00 - 5,6 mm) presentan formas euhedrales, anhedrales y subhedrales con hábito prismático, tabular, presentan zoneamiento, maclas simples, polisintética y compuesta, inclusiones de piroxenos y alteración a cloritas subradiales, sericita, arcillas y carbonatos. Los fenocristales de piroxenos (1,12 - 3,4 mm) presentan formas euhedrales y subhedrales, corte octogonal, se encuentran alterados a minerales opacos y cloritas las cuales se encuentran en los bordes y relleno algunas microfracturas, presentan maclas de Baveno y Carlsbad con inclusiones de plagioclasas y de

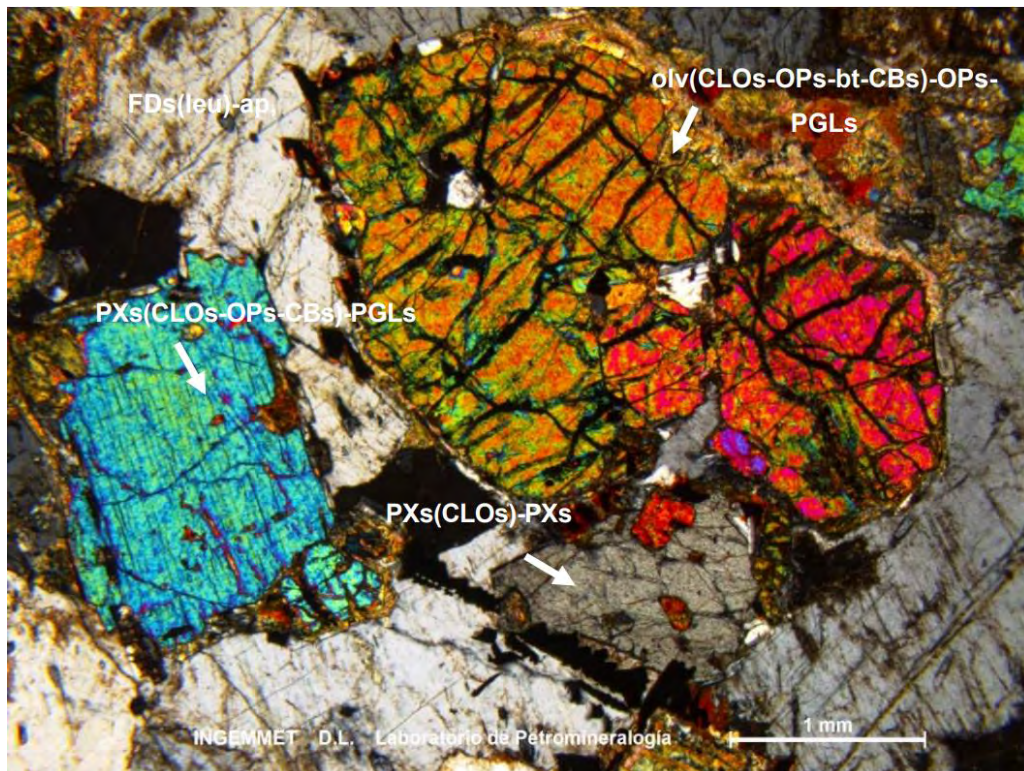
moldes de minerales ferromagnesianos que han sido alterados a clorita, anfíboles y biotita. En menor cantidad presenta minerales opacos ($\leq 0,20$ mm) con formas euhedrales, subhedrales y anhedrales y se encuentran a diseminados en la roca, algunos con alteración a óxidos de hierro, también presenta apatito con formas subhedrales y hábito prismático a manera de inclusiones en cristales de plagioclasas. Como minerales secundarios presenta arcillas, cloritas, micas y anfíboles como alteración de los piroxenos y olivinos, y sericita y carbonatos como alteración de la plagioclasas. La matriz está constituida por plagioclasas con formas tabulares, feldespatoideos con formas anhedrales, piroxenos con formas tabulares y microcristales de olivino.



Muestra N° GR9-12-08: Fenocristales de plagioclasas alterados por arcillas minerales opacos y sericita: PGLs(ARCs-OPs-ser), piroxenos alterados a cloritas, minerales opacos y óxidos de hierro: PXs(CLOs-OPs-OXsFe), olivino alterados a minerales opacos, cloritas y biotita a través de las microfracturas: olv(OPs-CLOs-bt). Matriz de plagioclasas feldespatoideas, piroxenos, minerales opacos, olivino; alterada por arcillas, cloritas, biotita y óxidos de hierro: PGLs-FDs-PXs-OPs-olv(ARCs-CLOs-bt-OXsFe).

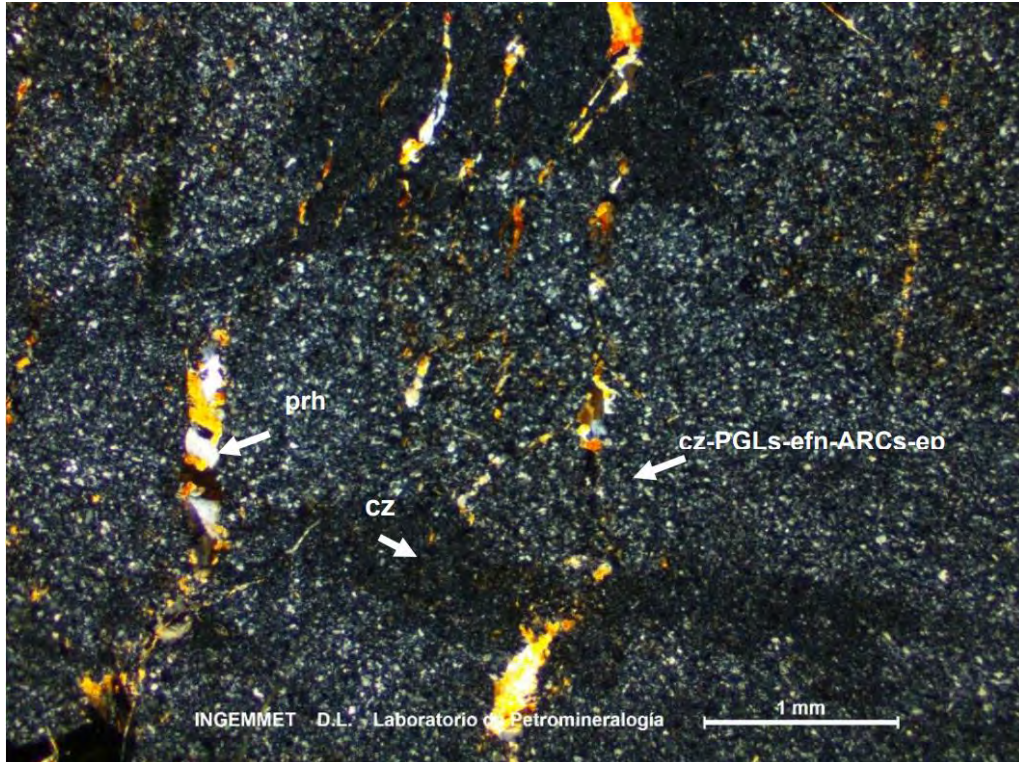
Muestra GR9-12-05, UTM (E 547915, N 9497642). Gabro con feldespatoideos. Roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica constituida por cristales de feldespatoideos (22%), plagioclasas (20%), olivino (13%) y piroxenos (11%). Los feldespatoideos ($\leq 2,60$ mm) corresponden a leucitas con formas anhedrales ocurriendo en los intersticios de las plagioclasas y ferromagnesianos, ocurren como remanentes de plagioclasas alteradas a arcillas y presenta numerosas inclusiones de apatito y moldes de ferromagnesianos reemplazados por arcillas y cloritas. Los fenocristales de plagioclasas (3,00 – 6,00 mm) tienen formas euhedrales a subhedrales con hábito prismático, macla polisintética y zoneamiento, presentan microfracturas e inclusiones de apatito y moldes de ferromagnesianos reemplazados a cloritas, biotita y minerales opacos, se encuentran alterados a arcillas, cloritas y sericita. Los cristales de olivino (2,40 – 5,48 mm) tiene formas euhedrales y subhedrales con corte hexagonal, y se encuentran alterados a cloritas, micas y biotitas con microfracturas rellenas por minerales opacos alterados a óxidos de hierro, algunos cristales de olivino muestran textura ofítica por tener inclusiones de plagioclasas. Los cristales de piroxeno (1,00 – 3,60 mm) tienen formas subhedrales y anhedrales con corte octogonal, se encuentran alterados a minerales opacos y óxidos de hierro y presentan maclas de Baveno, textura subofítica e inclusiones de plagioclasas y moldes de ferromagnesianos. En menor cantidad presenta minerales opacos (0,02 – 1,40 mm) con formas euhedrales, subhedrales y anhedrales ocurriendo a manera de diseminación y como alteración de los

ferromagnesianos, apatito con formas euhedrales y subhedrales prismáticas a manera de inclusiones en cristales de plagioclasas.



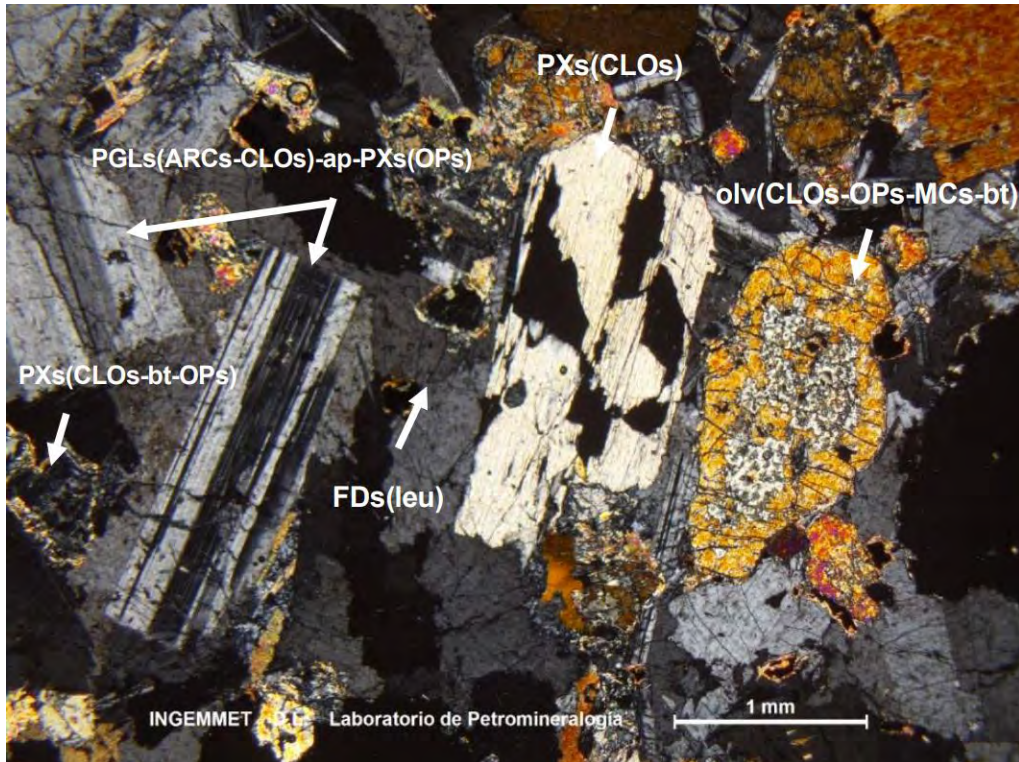
Muestra N° GR9-12-05: Cristales de feldespatoideos (leucita) con inclusiones de apatito: FDs(leu)-ap, piroxenos alterados por cloritas, minerales opacos y carbonatos, con inclusiones de moldes de ferromagnesianos alterados y plagioclasas: PXs(CLOs-OPs-CBs)-PGLs, olivino alterado por cloritas, minerales opacos, biotita y carbonatos, con inclusiones de plagioclasas y minerales opacos diseminados: olv(CLOs-OPs-bt-CBs)-OPs-PGLs.

Muestra GR9-12-07, UTM (E 544904, N 9493995). Chert. Roca formada por cuarzo micro y criptocristalino constituido por microvenillas de prehnita, siendo reemplazada por cuarzo microcristalino (64%) y algunas plagioclasas (8%). Los cristales de cuarzo ($\leq 0,05$ mm) ocurren con dos granulometrías, son de formas anhedrales, algunos con bordes redondeados y subangulosos, se encuentra intercrecidos con escasos cristales de plagioclasas. Los fragmentos de cristales de plagioclasas ($\leq 0,05$ mm) se encuentran maclados (maclas simple, polisintética) y zonados, algunos se encuentran alterados por arcillas y epidota. Como minerales accesorios tiene esfena ($\leq 0,01$ mm) en cristales polinicristalizados de formas anhedrales y se encuentran relleno los espacios intersticiales dejados por los cristales de cuarzo y plagioclasa, y como minerales de alteración epidota, cloritas y micas, también se observan lentes como remanentes, constituidos por cristales de cuarzo criptocristalino y microvenillas de prehnita con formas radiadas.



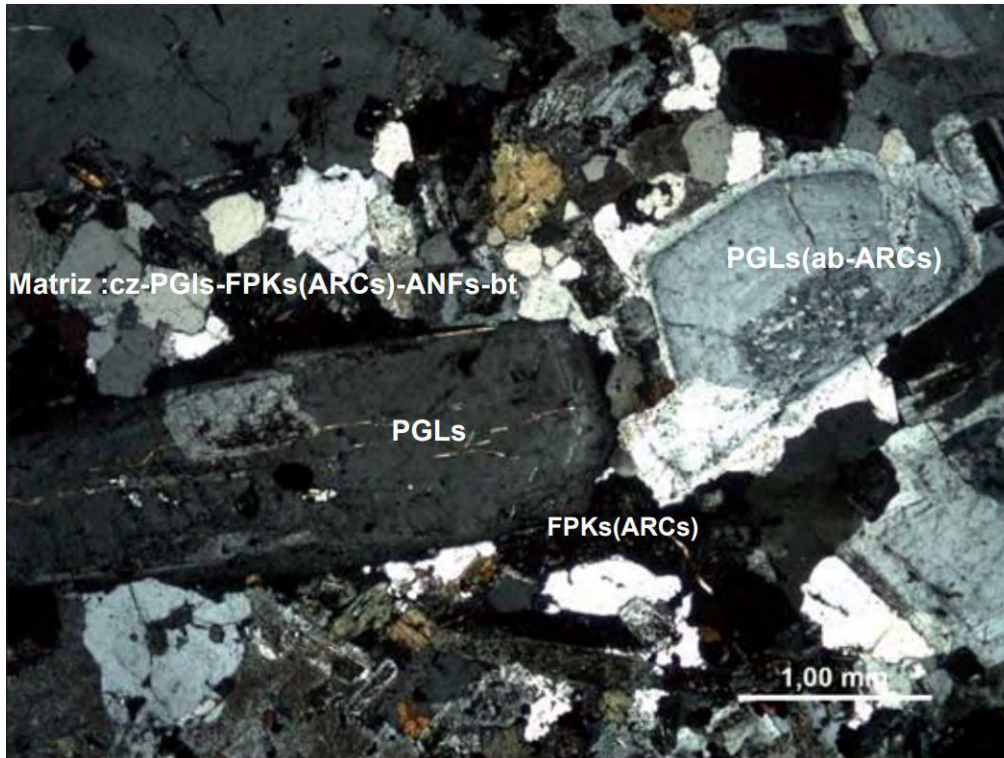
Muestra N° GR9-12-07: Cristales de cuarzo, fragmentos de cristales de plagioclasas algunas alteradas por arcillas y epidota, esfena: cz-PGLs-efn-ARCs-ep; cristales de cuarzo criptocristalino: cz y microvenillas de prehnita: prh.

Muestra GR9-12-03, UTM (E 544680, N 9498294). Diorita feldespatoica. Roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica constituida por cristales de plagioclasas (36%), feldespatoides (15%), piroxenos (20%) y olivinos (10%). Los cristales de plagioclasa (2,00 – 6,00 mm) son del tipo andesina-labradorita, con formas subhedrales prismáticas y anhedrales, maclados y zonados con microfracturas y se encuentran alterados a cloritas, arcillas, carbonatos y minerales opacos con inclusiones de apatito, zircón y piroxenos. Los feldespatoides ($\leq 2,00$) corresponden a leucitas con formas anhedrales ocurriendo entre los intersticios de las plagioclasas y ferromagnesianos y se encuentran como remanentes de plagioclasas alteradas a arcillas con inclusiones de apatito. Los cristales de piroxeno (1,50 – 4,00 mm) tienen formas subhedrales prismáticas con corte octogonal, macla de Carlsbad, se encuentran alterados a cloritas, anfíboles y biotita mientras que en los clivajes están alterados a minerales opacos y algunos piroxenos se presentan como inclusiones en plagioclasas. Los cristales de olivino (10%) tienen formas subhedrales prismáticas con corte hexagonal, presentan microfracturas rellenas por minerales opacos y se encuentran alterados a micas, cloritas, minerales opacos y óxidos de hierro. En menor cantidad presenta cristales de apatito con formas subhedrales tabulares a manera de inclusión en feldespatos, y minerales opacos con formas subhedrales a anhedrales a manera de disseminación en toda la muestra y como alteración de los ferromagnesianos.



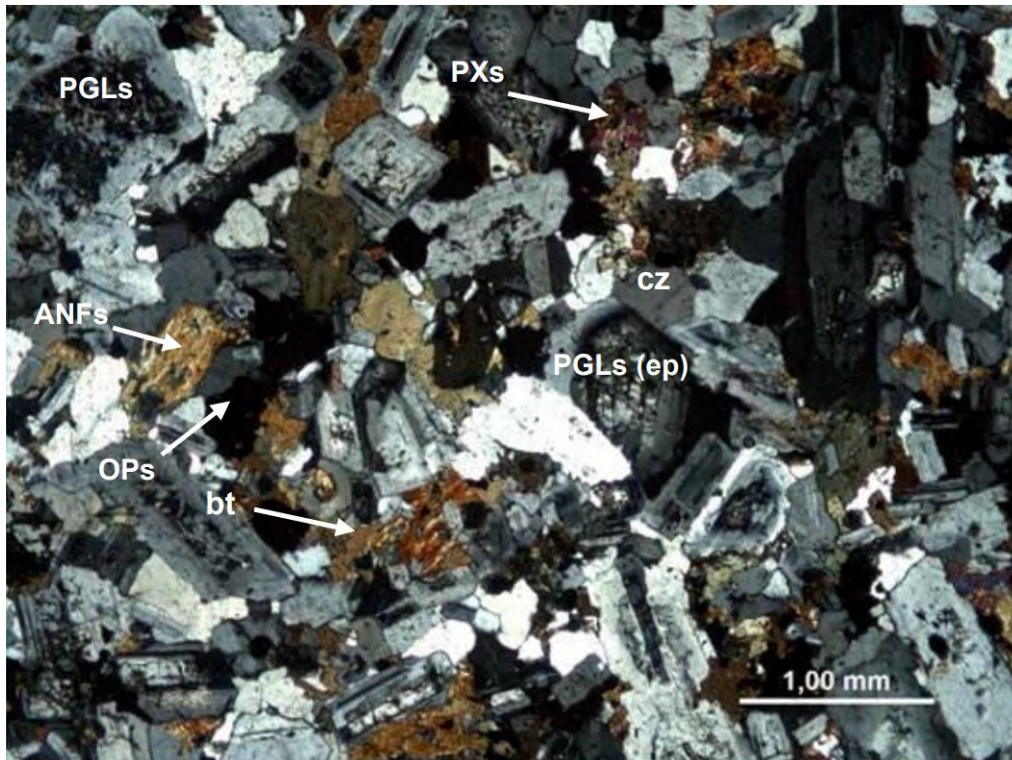
Muestra N° GR9-12-03: Cristales de plagioclasas alteradas por arcillas y cloritas, con inclusiones de apatito y piroxenos alterados a minerales opacos: PGLs(ARCs-CLOs)-ap-PXs(OPs), piroxenos alterados por cloritas, biotita y minerales opacos: PXs(CLOs-bt-OPs), también alterados por cloritas: PXs(CLOs), feldespatoides (leucita): FPKs(ARCs), olivino alterado por cloritas, minerales opacos, micas y biotita: olv(CLOs-OPs-bt).

Muestra GR9-09-337, UTM (E 609683, N 9453422). Metatonalita. Roca ígnea intrusiva constituida por cristales de plagioclasas (64.5%) de formas euhedrales y anhedrales, macladas y zonadas, presentan tamaños menores de 3.8mm, se encuentran ligeramente alteradas por las arcillas, cloritas, sericita+micas, y epidotas, algunos cristales zonados se hallan albitizados en grado débil. Así mismo presenta escasas inclusiones de minerales opacos. Los cristales de cuarzo (20%), de formas subredondeados con tamaños menores de 4mm, presenta extinción ondulante, contiene inclusiones de granos de feldespatos alterados por las arcillas, y ferromagnesianos, los cristales de cuarzo se hallan corroído por ellos, algunos granos se hallan microfracturados, asimismo se observa cristales de cuarzo entre los granos de plagioclasas. Feldespatos potásicos (7%), se observa escasos cristales son de formas anhedrales con tamaños menores de 1.8mm, se presentan alterados por las arcillas (se presentan mayormente en la matriz). La matriz débilmente recristalizada, se encuentra conformada por cuarzo de forma anhedral con tamaños menor de 0.9mm; plagioclasas subhedrales con tamaños menores de 0.5mm débilmente alteradas por las arcillas; biotita subhedral con tamaños menores de 1mm, se encuentran alteradas por las epidotas, y cloritas también a través de su clivaje; minerales opacos, ocurre como cristales de formas subhedrales y anhedrales con tamaños menores de 0.4mm, se presentan incluidos en los ferromagnesianos o en los bordes de ellos; anfíboles, subhedrales y anhedrales con tamaños menores de 1.8mm, se encuentran ligeramente alterado por las cloritas, feldespatos potásicos subhedrales y anhedrales de tamaños menores de 0.4mm, los que se encuentran alterados casi totalmente por las arcillas.



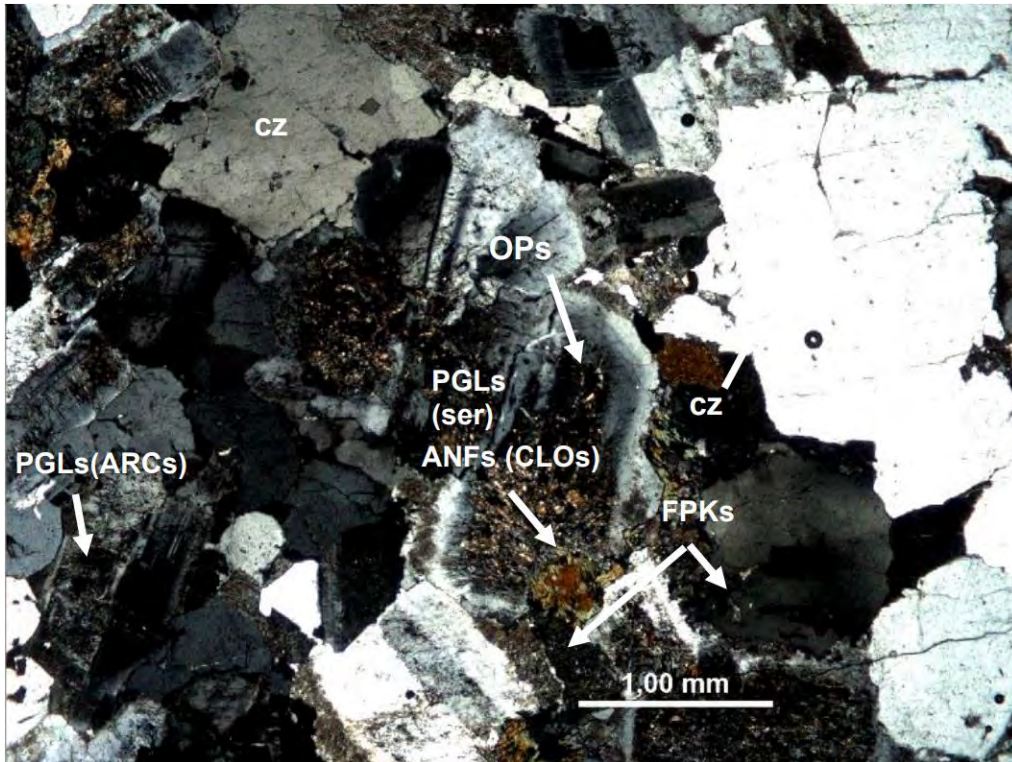
Muestra N° GR9-09-337: Cristales de plagioclasas (PGLs), albitizadas y argilizada (ab-ARCs) cuarzo (cz), feldespatos potásicos alterados por las arcillas en matriz de cuarzo-plagioclasas y feldespatos potásicos argilizados, con biotita bt y anfíboles (ANFs) alteradas incipientemente por las cloritas (CLOs).

Muestra GR9-09-337, UTM (E 605200, N 9458410). Cuarzo diorita. Roca ígnea intrusiva con textura hgranular hipidiomófica, constituida por plagioclasas (68%) macladas y zonadas, de formas euédrales a subédrales con tamaños menores de 2.8mm, algunos cristales se hallan alterados débilmente a muy débilmente por sericita, epidotas, albita. Los anfíboles (12%) de formas subédrales y anédrales con tamaños menores de 2mm, por sectores se hallan reemplazados por la biotita, y minerales opacos los que también se presentan varios granos incluidos en ellos. Cuarzo (10%), se presenta de formas anédrales con tamaños menores de 1.25mm, los cristales presentan extinción ondulante, ellos se hallan relleno intersticios. Biotita (4%), de formas subédrales tienen tamaños menores de 0.43mm, se presentan reemplazando parcialmente por los bordes a los anfíboles, algunos granos de biotita contienen inclusiones de minerales opacos los que también lo reemplazan parcialmente por los bordes. Así mismo la biotita es alterada débilmente por las cloritas a través de su clivaje. Se observan cristales de piroxenos (2%), de formas anédrales con tamaños menores de 0.7mm, los que se encuentran parcialmente alterados por anfíboles produciéndose la uralitización. Zircón, de forma euédral con tamaño menor de 0.16mm, se presenta incluido en biotita-plagioclasas. Opacos, los cristales son de formas anédrales con tamaños menores de 0.4mm, se hallan reemplazando parcialmente a los ferromagnesianos, o incluidos o relleno clivajes de ellos. Se observa cristal de apatito euédral de aspecto tabular con tamaño de 0.25mm, se halla como inclusión en las plagioclasas.



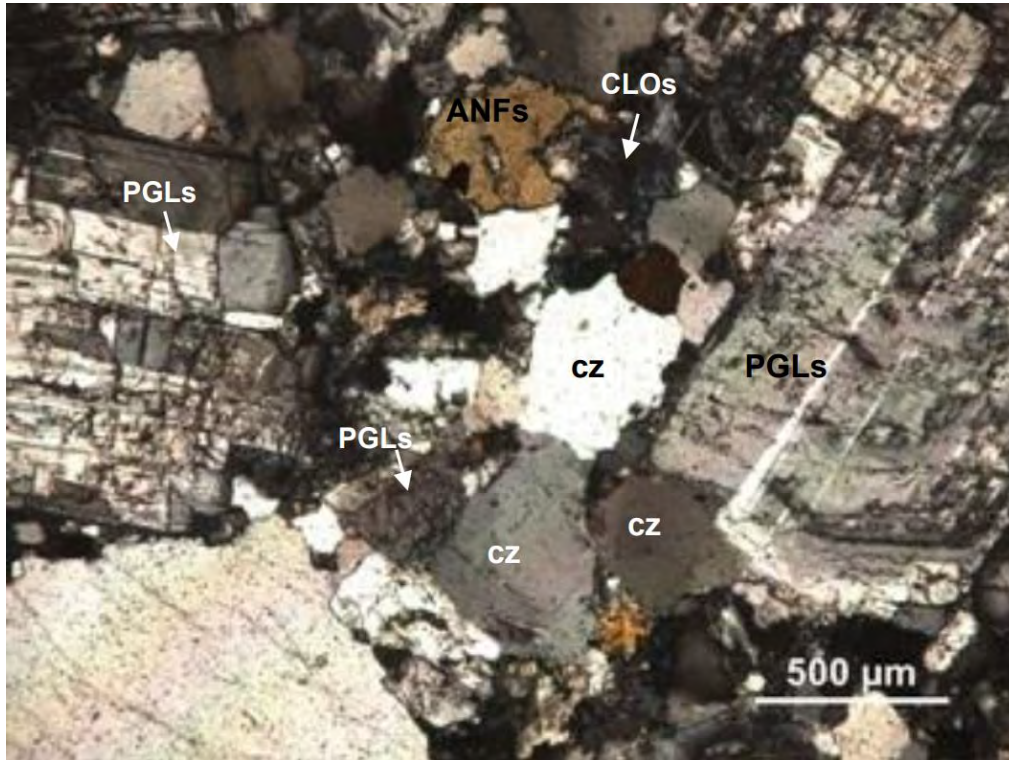
Muestra N° GR9-09-309: Cristales de plagioclasas (PGLs), alterada incipientemente por epidotas-arcillas (ep-ARCs), biotita (bt), anfíboles (ANFs), cuarzo (cz) y minerales opacos (OPs).

Muestra GR9-09-325, UTM (E 606743, N 947008). Granodiorita. Roca ígnea intrusiva compuesta principalmente por plagioclasas (50%) zonadas y macladas, de formas euhedrales a anhedrales con tamaños menores de 3.6mm, se encuentran alteradas parcialmente por las arcillas, sericita, y trazas de carbonatos, algunas veces con inclusiones de minerales opacos o granos de anfíboles. Algunos cristales están reemplazados por los bordes por feldespatos potásicos argilizados. Los cristales de cuarzo (20%) subredondeados presentan extinción ondulante, tienen tamaños menores de 2.7 mm, mayormente se halla corroído por los feldespatos alterados por las arcillas y relleno sus microfracturas, así también los carbonatos rellenan venillas del cuarzo. Se observa cristales de anfíboles (4%) de formas subhedrales con tamaños menores de 1,2mm, se encuentran alterados total o parcialmente por las cloritas, epidotas, por sectores es reemplazado parcialmente por biotita. Los cristales de anfíboles se presentan relleno intersticios. Biotita (1%), se presentan como cristales de formas subhedrales con tamaños menores de 0.6mm, alterados parcialmente por las cloritas, epidotas, están incluidos o relleno intersticio, algunos cristales ocurren con contornos relicticos, de formas subhedrales ahora totalmente alterados por las cloritas, la biotita al parecer ha reemplazado parcialmente a los anfíboles. Feldespatos potásicos, ocurren como cristales de formas anhedrales con tamaños menores de 1.6mm se hallan casi totalmente alterados por las arcillas, los feldespatos se hallan relleno intersticios, por sectores reemplaza por los bordes a las plagioclasas. Esfena, se presenta como cristales de formas subhedrales y anhedrales con tamaños menores de 1.6mm, ocurre en intersticios. Apatito de forma euhedral, con tamaño menor de 0.07mm, ocurre como inclusión en las plagioclasas. Zircón de forma euhedral con tamaño menor de 0.05mm se encuentra incluido en biotita.



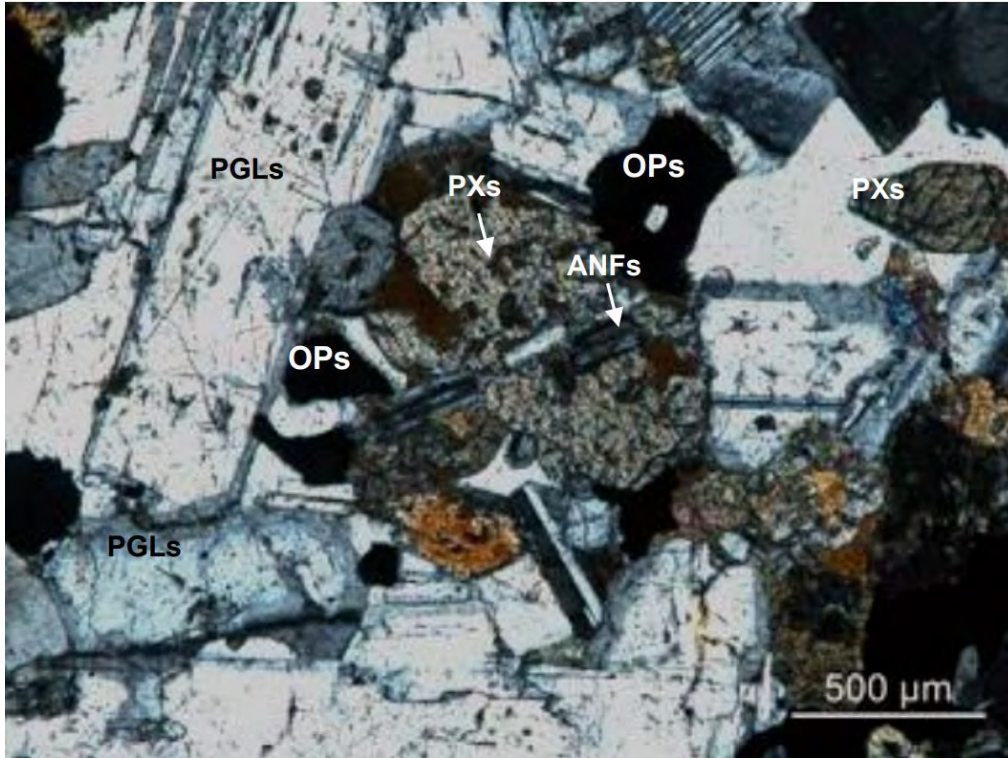
Muestra N° GR9-09-325: Se observa cristales de plagioclasas (PGLs) alterados por las arcillas (ARCs) y sericita, a veces con inclusiones de opacos (OPs), anfíboles (ANFs) alterados por las cloritas (CLOs) y feldespatos potásicos (FPKs).

Muestra GR9-09-300, UTM (E 5885515, N 466356). Tonalita. Roca porfírica en la que se observan fenocristales de plagioclasas, cuarzo y anfíboles en matriz granular de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, moldes de cristales alterados por cloritas, epidotas, esfena y anfíboles. Plagioclasas (68%), fenocristales con formas euédrales a subédrales y bordes subredondeados se encuentran maclados, zonados, con microfracturas rellenas por epidotas y cloritas. Están alterados por albita, sericita, cloritas y epidotas. Presentan inclusiones de apatito. Los tamaños llegan a 3.60 mm. Asimismo se hallan como microcristales con tamaño promedio de 0.03 mm, constituyendo esencialmente la matriz. Cuarzo (20%), ocurre cuarzo primario como fenocristales subredondeados, tamaños hasta de 1.60 mm, con bordes corroídos e inclusiones de plagioclasas. Se presenta también como cristales con tamaños menores de 0.70 mm en intersticios de la matriz. Anfíboles (6%), se presentan como fenocristales de 1.80 mm con inclusiones de plagioclasas y como cristales con formas euédrales y subédrales en intersticios de la matriz. Están alterados por cloritas. Se observan agregados de actinolita alterando moldes, posiblemente de piroxenos. Minerales opacos (1%), cristales euédrales a subédrales con tamaño promedio de 0.20 mm se hallan diseminados y en intersticios de la matriz. Ocurren también en pequeños cristales finamente diseminados en moldes alterados por anfíboles. Algunos se hallan rodeados por epidotas y cloritas. Epidotas, se encuentran en agregados anhédrales alterando moldes de cristales e incipientemente a plagioclasas. Rellenan microfracturas de plagioclasas e intersticios de la matriz. Cloritas, agregados fibrosos se hallan alterando moldes de cristales, a cristales de plagioclasas y relleno intersticios de la matriz.



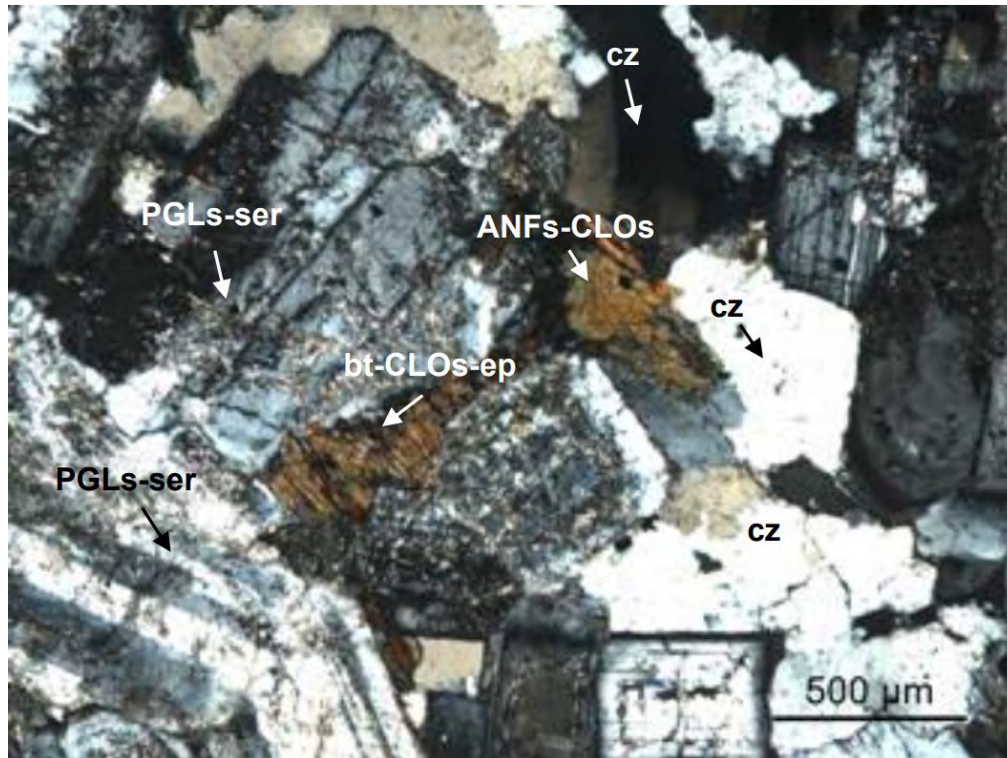
Muestra N° GR9-09-300: Fenocristales de plagioclasas (PGLs) y de cuarzo (cz) en matriz compuesta por cristales de plagioclasas (PGLs), cuarzo(cz), anfíboles (ANFs) así como cloritas (CLOs) intersticiales.

Muestra GR9-09-303, UTM (E 588919, N 9476442). Diorita. Roca granular en la que se observan cristales de plagioclasas, piroxenos, biotita, anfíboles y minerales opacos diseminados. Plagioclasas (62%), cristales con formas euhedrales a subhedrales se presentan maclados, microfracturados, incipientemente alterados por carbonatos, cloritas, sericita, epidotas y con microfracturas rellenas por cloritas, micas y carbonatos. Se observan inclusiones de apatito. Piroxenos (25%), ocurren cristales y agregados euhedrales a subhedrales, algunos redondeados, parcialmente uralitizados y alterados por carbonatos y biotita por sus bordes. Presentan inclusiones de plagioclasas y microfracturas rellenas por cloritas y óxidos de hierro. Biotita (2%), se encuentra relleno intersticios y en bordes de piroxenos a los cuales reemplaza. Está ligeramente alterada por óxidos de hierro. Presenta escasos minerales opacos en su clivaje. Anfíboles (7%), se observa hornblenda y actinolita en intersticios y reemplazando a piroxenos. Están incipientemente alterados por carbonatos. Minerales opacos (3%), se encuentran con formas euhedrales a subhedrales, diseminados, en intersticios y en clivaje de biotita. El rango de tamaños es de 0.01 mm a 0.60 mm. Cloritas en agregados fibrosos, parcialmente dispuestos en forma radial, rellenan microfracturas de plagioclasas y piroxenos, así como intersticios.



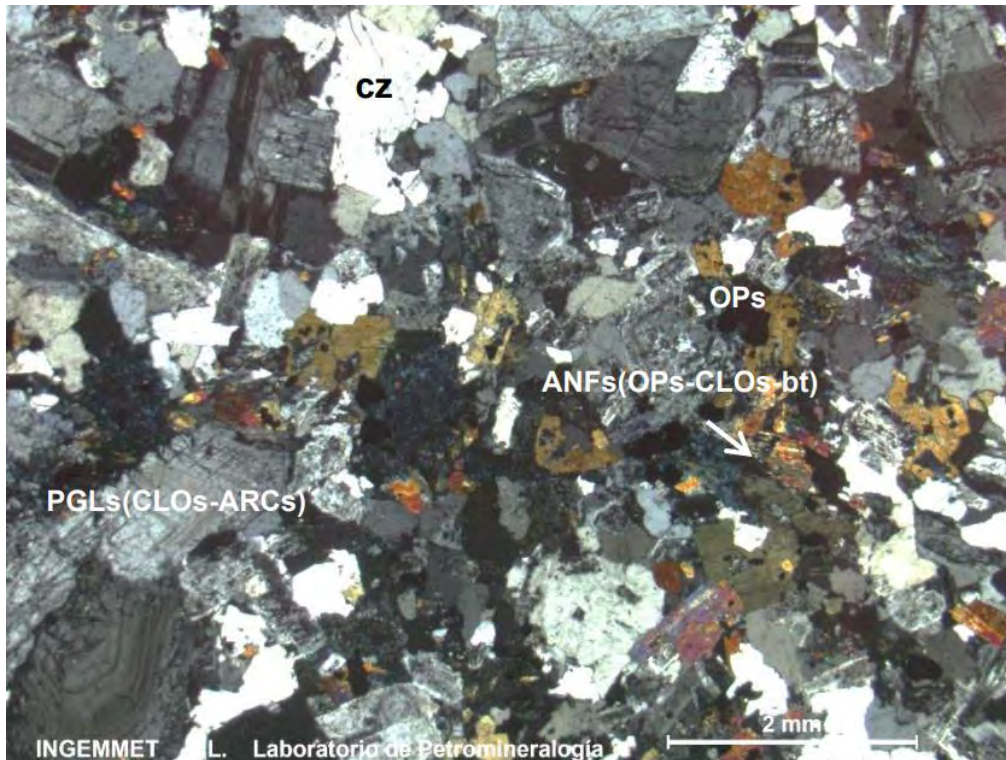
Muestra N° GR9-09-303: Ocurren cristales de plagioclasas (PGLs), cuarzo (cz) y piroxenos. Los piroxenos se encuentran ligeramente reemplazados por anfíboles (ANFs) y contienen inclusiones de plagioclasas. Se observan minerales opacos (OPs) diseminados y en intersticios.

Muestra GR9-09-99A, UTM (E 567444, N 9480822). Tonalita. Roca granular hipidiomórfica compuesta por cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, piroxenos y biotitas. Ocurren minerales opacos diseminados. Plagioclasas (58%), presentan formas euhedrales a subhedrales y bordes subredondeados. Ocurren macladas, zonadas, con microfracturas rellenas por sericita, epidotas y carbonatos así también inclusiones de apatito. Están ligeramente alteradas por sericita y arcillas. Cuarzo (25%), se encuentra cuarzo primario con tamaños hasta de 2.50 mm en intersticios. Se observan inclusiones de plagioclasas, anfíboles, piroxenos y apatito. Biotita (3%), cristales subhedrales se hallan en intersticios. Presentan inclusiones de plagioclasas y zircón. Están alterados por cloritas, minerales opacos, epidotas y óxidos de hierro a través de su clivaje y sus bordes. Anfíboles (3%), se encuentran con formas euhedrales a subhedrales e inclusiones de plagioclasas, biotita y apatito. Se hallan microfracturas rellenas por cloritas. Están alterados por cloritas y epidotas. Piroxenos (5%), se presentan cristales y agregados subhedrales con inclusiones de plagioclasas y alterados incipientemente por cloritas. El tamaño promedio es de 0.30 mm. Minerales opacos (2%), con formas euhedrales a subhedrales se encuentran diseminados, en intersticios y en clivaje de biotita. Algunos se presentan rodeados por epidotas. Zircón, cristales redondeados con tamaños menores de 0.16 mm se presentan como inclusiones en biotita y cuarzo. Esfena, cristales con formas subhedrales y anhedrales ocurren en intersticios. Sus tamaños llegan a 0.25 mm.



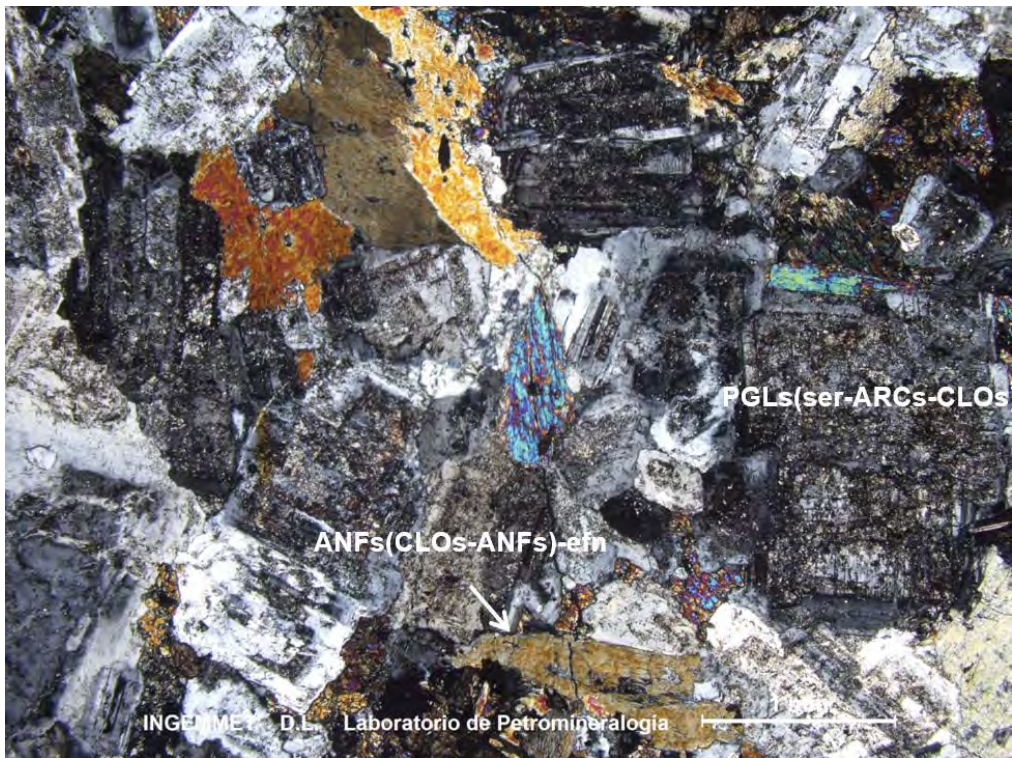
Muestra N° GR9-09-99A: Cristales de plagioclasas alteradas por sericita (PGLs-ser), cuarzo primario (cz), anfíboles cloritizados (ANFs-CLOs) y biotita alterada por cloritas y epidotas (bt-CLOs-ep).

Muestra GR9-11-304, UTM (E 613349, N 9469794). Tonalita. Roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica, compuesta por plagioclasas (53%), cuarzo (15%), feldespato potásico (2%) y anfíboles (12%) con venillas rellenas por epidota tremolita. Los cristales de plagioclasas (0,50 – 4,50 mm) tienen formas subhedrales con hábito prismático, macladas, zonadas y presenta alteración de arcillas, sericita, cloritas y epidota. Los cristales de cuarzo (0,16 – 2,50 mm) presentan formas subhedrales y anhedrales, algunos microfracturados y rellenos por arcillas. Los feldespatos potásicos (0,06 – 0,20 mm) presentan formas anhedrales, ocurren de modo intersticial y se encuentran alterados por arcillas. Los cristales de anfíboles presentan formas subhedrales con hábito prismático y formas anhedrales, con microfracturas y se encuentran alterados por cloritas, epidota, minerales opacos y biotita con impregnación de óxidos de hierro. En menor cantidad también presentan cristales de minerales opacos con formas subhedrales a anhedrales y se encuentran como alteración de los anfíboles y diseminados en la roca; cristales de esfena, formas subhedrales asociados a anfíboles y se presentan reemplazados por minerales opacos; y zircones, con formas subhedrales prismáticas y se encuentran como inclusión en plagioclasas.



Muestra N° GR9-11-304: Cristales de plagioclasas alteradas por cloritas y arcillas: PGLs(ARCs-ser); cuarzo (cz), anfíboles alterados por minerales opacos, cloritas y biotita: ANFs(OPs-CLOs-bt), y minerales opacos diseminados: OPs

Muestra GR9-11-302, UTM (E 616144, N 9473943). Diorita. Roca ígnea intrusiva de te de textura granular hipidiomórfica, presenta cristales de plagioclasas (74%) alterados por sericita, cloritas, arcillas, y epidota; también anfíboles (10%), piroxenos (3%), esfena (1%), apatito y minerales diseminados. Los cristales de plagioclasa (0,20 – 4,60 mm) presentan formas subhedrales con hábito prismático, macladas, zonadas y alterada por sericita, cloritas, arcillas y epidota. En menor cantidad también presenta anfíboles ($\leq 4,00$ mm) con formas anhedrales y subhedrales con hábito prismático y alterados a cloritas, anfíboles y óxido de hierro. Los cristales de piroxeno ($\leq 3,00$ mm) presentan formas anhedrales y microfracturados y están alterados a cloritas, anfíboles y óxido de hierro. Los cristales de esfena ($\leq 0,40$ mm) tienen formas anhedrales y están asociados a los minerales ferromagnesianos. Los minerales opacos ($\leq 0,25$ mm) tiene formas anhedrales y subhedrales y se encuentran diseminados en roca con alteración a óxidos de hierro. La roca presenta alteración a arcillas, anfíboles, cloritas y sericita.



Muestra N° GR9-11-302: Cristales de plagioclasas alteradas por sericita, arcillas y cloritas: PGLs (ser-ARCs-CLOs), anfíboles alterados por cloritas y anfíboles asociados a esfena: ANFs (CLOs-ANFs)-efn.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas

Mapa 1 Mapa geológico de la cuenca Lancones

Figuras

- Figura 2.1 Mapa de ubicación de la cuenca volcanosedimentaria Lancones dentro de un contexto regional (Modificado de Mourier, 1988)
- Figura 2.2 Mapa geomorfológico del noroeste del Perú
- Figura 3.1 Ubicación de la cuenca volcanosedimentaria Lancones en el contexto de los Andes (tomado de Andamayo, 2008)
- Figura 3.2 Mapa geológico simplificado de la cuenca Lancones–Celica, donde se muestra los dominios occidental y oriental (modificado de Jaillard, 1999)
- Figura 3.3 Correlación entre las series cretácicas sedimentarias (dominio occidental) y volcanogénicas (dominio oriental) de la cuenca Lancones (modificada de Jaillard et al., 1999)
- Figura 3.4 Cuadro de correlaciones propuesta de los dominios occidental y oriental de la cuenca Lancones, modificada con base en Jaillard et al., 1999
- Figura 3.5 Columna litoestratigráfica generalizada del dominio occidental de la cuenca Lancones
- Figura 3.6 a) afloramientos de la Formación Gigantal en la quebrada Gramadal; b) conglomerados con clastos redondeados de cuarzo envueltos en matriz de arena cuarzosa; c) Intercalación de conglomerados y niveles de lutitas (UTM 512687/9496463)
- Figura 3.7 Margen derecha del río Puyango en Ecuador cerca de la frontera con Perú, donde se observa troncos de árboles petrificados de 60 cm de diámetro (UTM 598444E/9570631N)
- Figura 3.8 a y b) Calizas fosilíferas de la Formación Pananga. Vista tomada en la quebrada Trapazola (Frontera Perú-Ecuador) UTM: 512687/9496463
- Figura 3.9 a) Afloramiento de calizas en estratos delgados muy deformados. b) Fragmento de caliza con restos de petróleo y c) Detalle de niveles de calizas intercalado con delgados niveles de lutitas calcáreas (frontera Perú-Ecuador, UTM: 560735E, 9555500N)
- Figura 3.10 Anticlinal de Jabonillos, donde muestra en el núcleo lutitas de la Formación Huasimal (Ks-hu) y los flancos de areniscas de la Formación Juhuay Negro (Ks-jn) (UTM 554680/9512493)
- Figura 3.11 Lutitas de la Formación Huasimal con los miembros Venados (Ks-hu/ve), Horquetas (Ks-hu/ho) y Huasimal (Ks-hu/hu) (UTM 555794/9518912)
- Figura 3.12 a, b y c) areniscas de la Formación Huasimal con estructuras convolutas; d) resto de plantas fosilizadas (UTM 556105/9518763)
- Figura 3.13 a) afloramiento de areniscas feldespáticas del Miembro Huasimal; b) icnofacies de *Pylonichnus*; c) resto de plantas fosilizadas (UTM 571846/9529297)
- Figura 3.14 a y b) Es la misma foto que muestra slumps en lutitas de la Formación Huasimal. Vista tomada en el sector de Canovas del cuadrángulo de Quebrada Seca 9b (UTM 532514/9497018)

- Figura 3.15 Miembro Venados de la Formación Huasimal, donde se observa la interdigitación con niveles de tobas volcánicas. Vista mirando al norte en el sector de Dos Horquetas, margen izquierda de la quebrada Jahuay Negro (UTM 555474/9508087)
- Figura 3.16 Columna estratigráfica de la Formación Huasimal levantada en la quebrada Jahuay Negro, desde UTM 556122/9518366 hasta UTM: 555257/9519230
- Figura 3.17 Columna estratigráfica de la Formación Jahuay Negro levantada en la quebrada del mismo nombre desde UTM 556399/9516660 hasta UTM 555461/9513678
- Figura 3.18 a) areniscas feldespáticas de la Formación Jahuay Negro; b) areniscas feldespáticas con nódulos calcáreos; c) areniscas feldespáticas con laminación oblicua (UTM 556338/9516073)
- Figura 3.19 Icnofósiles encontrados en secuencias de la Formación Jahuay Negro. a) Spiroraphe; b) Thalassinoides; c) Chondrites; d) restos de plantas (UTM 554582/9519561)
- Figura 3.20 Columna litoestratigráfica de la Formación Encuentros, levantada en la quebrada Jahuay Negro desde UTM 555461/9513678 hasta UTM 554684/9510701
- Figura 3.21 Miembro Culebras. a) lutitas y areniscas feldespáticas; b) areniscas feldespáticas y conglomerados del sector de la quebrada Huateria (UTM 536602/9507367); c y d) slumps de la quebrada El Salado (UTM 535580/9490773) y la quebrada Jahuay Negro (UTM 555659/9512860)
- Figura 3.22 Miembro Jabonillos. a y b) areniscas con nódulos calcáreos esféricos del sector de El Chaylo (UTM 554768/9528938) y Maíz Quemado (UTM 536602/9507367)
- Figura 3.23 Miembro Checo. a) lutitas y areniscas feldespáticas en estratos delgados cortados por diques clásticos. Vista tomada mirando al norte en el sector Murciélagos (UTM 548007/9509638); b) niveles de areniscas con estructuras en flama del sector de la quebrada Jahuay Negro (UTM 555966/9522849)
- Figura 3.24 Miembro Cabuyal. Areniscas y lutitas en estratos delgados en el sector de la quebrada Pasamayo del cuadrángulo de Qubrada Seca (UTM 540463/9512946)
- Figura 3.25 Miembro Quebrada Seca. Lutitas negras con delgados niveles de calizas. Vista mirando al norte en el sector de ojo de agua de Quebrada Seca (UTM 551117/9519519)
- Figura 3.26 Icnofacies. a) Thalassinoides; b) Skolithos; c) Cosmorhaphe (UTM 554668/9532622) huellas de gusanos (UTM 554076/9525521) (UTM 555966/9522849); d) Skolithos; e) Paleodyction Squamodictyon; f) restos de troncos fósiles
- Figura 3.27 Quebrada Cusco. a) estratos tabulares de areniscas cuarzosas de grano grueso, intercalado con niveles conglomerádicos con clastos de cuarzo y esquistos (UTM 546832/9536129); b) areniscas y conglomerados en estratos tabulares; c) conglomerados con clastos de cuarzo y esquistos en matriz arenosa (UTM 548184/9538151)
- Figura 3.28 a) afloramiento de la Formación Tablones en el cerro Zapayal (UTM 574306/9561123); b y c) secuencia conglomerádica con clastos principalmente de cuarzo, areniscas cuarzosas y calizas en estratos tabulares lenticulares de la quebrada Don Pablo (UTM 573489/9560681)
- Figura 3.29 a) afloramiento de la Formación Pazul en la margen derecha del río Tumbes, sector de Las Vegas del Guineal; b y c) lutitas en estratos delgados y deleznales de la Formación Pazul (UTM 570383, 9559910)
- Figura 3.30 a) conglomerados de la Formación Verdún en la quebrada San Francisco; b) conglomerados con clastos principalmente volcánicos (UTM 542031E/9480715N)
- Figura 3.31 Conglomerados de la Formación Verdún en contacto con limolitas de la Formación Chira, en la quebrada San Francisco (UTM 543187E/9479602N)
- Figura 3.32 Secuencia conglomerádica de la Formación Tambogrande, con un nivel de cenizas blanquesinas. Vista mirando hacia el norte, sector de Inca Roca (UTM 564384E/9465750N)
- Figura 3.33 Secuencia conglomerádica de la Formación Tambogrande. Vista mirando hacia el sur en Quebrada Honda (UTM 555433/9457622N)

- Figura 3.34** Estratigrafía del dominio oriental de la cuenca Lancones (modificado de Jaimes et al., 2012)
- Figura 3.35** Sección estratigráfica de la Formación San Lorenzo en las quebradas Almendros, Puente Quiroz y la quebrada Huasimo del cuadrángulo de Las Lomas 10c (UTM 604605E/9499867N; modificado de Mourier, 1988)
- Figura 3.36** a y b) lavas almohadilladas basálticas; c) brechas de almohadillas fragmentadas; d) lavas almohadilladas cortadas por diques félsicos (UTM 611828/9515680)
- Figura 3.37** Complejo de diques donde muestra diques basálticos cortando andesitas. Vista tomada en la margen derecha del río Mostaza (UTM 612438/9515311)
- Figura 3.38** a y b) Lavas almohadilladas donde muestra la disposición de las almohadillas en sección transversal (UTM 610866/9516382)
- Figura 3.39** Andesitas basálticas porfíricas. Vista mirando al sur, tomada en la quebrada Buitrera, debajo de tobas de la Formación La Bocana (UTM 571944/9475376)
- Figura 3.40** Andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasas (UTM 571944/9475376)
- Figura 3.41** a) andesitas basálticas con estructura columnar; b) estructura columnar vista en corte transversal, donde muestra en detalle caras hexagonales; c) tobas con grandes bloques envueltos en una matriz de ceniza (UTM 590435/9493903)
- Figura 3.42** Pelitas negras intercaladas con niveles delgados de calizas cerca a la localidad de Jahuay Negro (UTM 594154/9498710)
- Figura 3.43** Afloramiento de rocas piroclásticas bien estratificadas de la Formación La Bocana superior, con líticos subredondeados de 30 cm. Vista tomada mirando al oeste, a 600 m de la localidad del Cortezo, específicamente en la quebrada Cortezo (UTM 583950/9496430)
- Figura 3.44** Conglomerados con clastos de areniscas cuarzosas blanquecinas en cerro Huabal (UTM 599920/ 9471268)
- Figura 3.45** Cuadro de correlaciones de los dominios occidental y oriental de la cuenca volcanosedimentaria Lancones
- Figura 4.1** Mapa de unidades plutónicas del Batolito de la Costa, Segmento Piura
- Figura 4.2** Gabro de grano grueso con plagioclasas > 2 mm y anfíboles (UTM 531928/9492383)
- Figura 4.3** Superunidad Paltashaco. a) tonalita con textura granular donde también se observa un dique de composición andesítica, este cuerpo está ubicado al noreste de la ciudad de Ayabaca (UTM 648011/9493301); b) tonalitas con presentación de diques aplíticos, ubicadas al sur del cuadrante, donde abarca los centros poblados de Hualcuy (UTM 653685/9477663)
- Figura 4.4** Superunidad Paltashaco. a) dioritas ubicadas en los alrededores del centro poblado de Mostaza (UTM 648070/9501013); b) detalle de la composición mineralógica de la diorita (principalmente PGLs, Hb y, en menor cantidad, piroxenos)
- Figura 4.5** Unidad Suyo. a) dioritas poco fracturadas, ubicadas al norte del poblado de Cachaco Grande (UTM 611821/9513214); b) diorita principalmente compuesta por plagioclasas (PGLs) y hornblenda (Hb)
- Figura 4.6** Unidad Suyo. a) tonalita intemperizada, ubicada al sureste del poblado de Chirinos (UTM 619793/9506123); b) tonalita compuesta principalmente por plagioclasas (PGLs), cuarzo (Cz) y feldespato potásico (FPKs)
- Figura 5.1** Mapa de las superunidades intrusivas y ubicación de muestras con datos de análisis geoquímicos. La ubicación de las muestras incluye las rocas volcánicas del arco magmático Lancones (mapa geológico).
- Figura 5.2** Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100 % y libres de bases volátiles y con todo el Fe como FeOtotal.
- Figura 5.3** Diagramas binarios del tipo Harker para los contenidos de TiO_2 , Al_2O_3 , CaO y Na_2O versus SiO_2 y MgO versus Ni (nótese la escala logarítmica). Los contenidos de óxidos están recalculados al 100 % y libres de bases volátiles y con todo el Fe como FeOtotal.

- Figura 5.4 a) diagrama para la determinación de la saturación de alúmina; b) diagrama para la determinación del contenido de H₂O en los magmas
- Figura 5.5 Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb y Ce/Y para las rocas ígneas de los cuadrángulos Las Lomas (10c).
- Figura 5.6 a) perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas ígneas del cuadrángulo de Las Lomas (10-c); b) diagrama que muestra la comparación de las concentraciones de elementos traza para las lavas de la Formación Lancones (Winter, 2008), lavas de la Formación Chocolate inferior (Acosta et al., 2010), lavas de la Formación Casma (base de datos Ingemmet) y rocas volcánicas del complejo Yanacocha (Chiaradia et al., 2010). Las concentraciones están normalizadas a los valores del manto primitivo, según McDonough y Sun (1995).
- Figura 5.7 a) diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de las rocas desde un arco normal (rocas subalcalinas) a un campo adakítico; b) muestra procesos Ce vs Ce/Yel en la generación de los magmas; c) relación entre el estado de oxidación de los magmas y el contenido de FeO total y las posibles ocurrencias de metales asociados (Lang & Baker, 2001).
- Figura 5.8 a) diagrama de las razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr versus valores de εNd para las rocas de Lancones (105-95 Ma), Formación Chocolate inferior (205-190 Ma), Complejo Volcánico Yanacocha (13-8 Ma) y el volcán Misti (< 1 Ma); datos tomados de Winter (2008), Chiaradia et al. (2010) y Mamani et al. (2010); b) mapa de ubicación de las muestras con datos de isótopos, donde las líneas verdes limitan el magmatismo del arco de Lancones.
- Figura 5.9 Diagramas de isótopos de Pb versus isótopos de Nd y Sr. La ubicación de los datos utilizados en estos diagramas se ilustra en la figura 10.
- Figura 5.10 Mapa de anomalías de Bouguer, donde muestra valores negativos en cortezas gruesas y valores positivos en cortezas delgadas, como la cuenca Lancones.
- Figura 5.11 a) datos de aeromagnetometría diferenciando la geofísica de la zona de Lancones (tomado de Ríos, 2004); b) Ploteo de valores de anomalías de $Eu/Eu^* = EuN / (SmN * GdN)^{0.5}$ (No son elementos normalizados a los valores del Condrito)
- Figura 6.1 Mapa de dominios tectónicos del noroeste del Perú mostrando el área del cuadrángulo de la cuenca Lancones.
- Figura 6.2 Mapa regional mostrando la deflexión de Huancabamba como transición de los Andes centrales a los Andes septentrionales y la ubicación de las cuencas volcanosedimentarias marinas de edad Cretácica (Lancones, Huarmey y Casma) (modificado de Winter, 2008)
- Figura 6.3 Mapa estructural de la cuenca Lancones
- Figura 6.4 Falla principal inversa con sus componentes normales afectando a las formaciones Huasimal y Jahuay Negro. Vista tomada mirando al oeste en la carretera Lancones Alamor (UTM 553336/9492433).
- Figura 6.5 Falla inversa con vergencia al norte en la quebrada Tamarindo (este de Lancones), donde también se puede observar fallas normales escalonadas (en échelon). Vista tomada mirando al noreste UTM 544549/9493848).
- Figura 6.6 Areniscas de la Formación Jahuay Negro afectadas por fallas normales. Vista tomada en el río Jahuay Negro mirando al norte (UTM 555339/9519212).
- Figura 6.7 Falla normal en la quebrada Tamarindo. Vista tomada mirando al noreste (UTM 544371/9493420)
- Figura 6.8 Fallas inversas de alto y bajo ángulo, que afectan a secuencias sedimentarias de la Formación La Bocana (UTM 602684/9504413)
- Figura 6.9 Esquema estructural mostrando la posición del arco volcánico del Jurásico superior-Neocomiano y la posición del bloque Amotape. (Modificado de Mourier, 1988)
- Figura 6.10 Esquema estructural mostrando la colisión del bloque Amotape y la migración del arco volcánico jurásico a una posición más occidental (arco volcánico Lancones) de edad Cretácica. (Modificado de Mourier, 1988)
- Figura 6.11 Diagrama SiO₂ versus K₂O y Nb/Y versus Zr/TiO₂, mostrando bajos contenidos de K para los magmas de la cuenca Lancones.

- Figura 6.12** Mapa con la distribución espacial de muestras de los arcos magmáticos: Lancones en color verde, Casma en color naranja y Chocolate en color fucsia
- Figura 6.13** a) Esquema paleogeográfico de la fase de 100 a 105. Levantamiento por colisión de bloque Amotape, inicio de la sedimentación con primeros pulsos magmáticos; b) Fase de 91 a 99 Ma. Inestabilidad tectónica con la sedimentación de una potente serie turbidítica continua al magmatismo; c) Fase de 70 a 65 Ma. Cierre de la cuenca e inicio de la deformación (modificada de Winter, 2008, Jaimes, 2012).
- Figura 7.1** Evolución geocronológica de los eventos magmáticos relacionados con la mineralización.
- Figura 7.2** Mapa metalogénico del Perú mostrando el área de la cuenca Lancones y las principales ocurrencias metálicas.
- Figura 7.3** Ubicación de las franjas metalogénicas con los principales tipos de ocurrencias minerales en la cuenca Lancones (modificado de Ríos, 2004).
- Figura 7.4** Mapa metalogénico de la franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au del Cretácico inferior, con los principales indicios del tipo VMS y alteraciones hidrotermales.
- Figura 7.5** a) Afloramientos de gossan (1) en el cerro de Tambogrande, sobre el que se asientan las construcciones; b) óxidos con impregnación de cobre nativo obtenidos de los mismos afloramientos.
- Figura 7.6** Mapa de ubicación del depósito de Tambogrande (TG-1, TG-3 y B-05) y de las principales anomalías gravimétricas (Tegart et al., 2000).
- Figura 7.7** Columna estratigráfica de la Formación San Lorenzo del Albiano superior y ubicación del yacimiento de Tambogrande (tomada de Winter et al., 2004).
- Figura 7.8** a) paleoambiente del depósito VMS de Tambogrande; b) erupción de la primera fase dacítica, crecimiento del domo, inicio de la actividad hidrotermal; c) colapso del domo dacítico, depósitos de avalancha de escombros (debris) sobre el piso dacítico, inicio de la formación de los sulfuros masivos; d) fase posterior del vulcanismo dacítico, posible subsidencia de la cuenca, depositación continua del sulfuro masivo; e) vulcanismo basáltico (diques, sills, flujos), resedimentación de las rocas volcanoclásticas dacíticas; f) cese de la depositación de sulfuros, intrusión posterior de riodacitas, reactivación del vulcanismo basáltico, poca andesita, sedimentación de niveles finos de lodo que incluye rocas volcanoclásticas (Modificados de Winter, 2004).
- Figura 7.9** Mapa de la franja de sulfuros masivos volcanogénicos Pb - Zn - Cu del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo VMS y alteraciones hidrotermales.
- Figura 7.10** Mapa geológico detallado del prospecto Cerro Colorado mostrando la parte central con brechas hidrotermales rodeadas por gossan ferruginoso y una zona de fuerte limonitización periférica (modificado de informe técnico de Vilca y Rodríguez, 1985).
- Figura 7.11** Perfil litológico de los miembros medio y superior de La Bocana, en la que se alberga la ocurrencia metálica El Papayo. Ubicación de la muestra estudiada (GR9-09-330) dentro de la secuencia. Características geológicas tomadas de sondajes (BISA, 1997).
- Figura 7.12** Mapa geológico detallado de los prospectos El Papayo y Tejedores donde se observa las zonas anómalas, como zonas de oxidación, rodeados por diques polidireccionales (Informe técnico Ingemmet, Gamarra et al., 1986).
- Figura 7.13** a) nivel de gossan en rocas tufáceas, donde se aprecia una superficie muy oxidada, asociada a malaquita, también se observa hematita, calcita y magnetita; b) el tufo presenta minerales, principalmente, de baritina y clorita; c) fotografía en N //s: tufo cristalolítico compuesto por fragmentos líticos, cristales de baritina y feldespato, la cual muestra cristales de sílice en sus bordes y fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y silicatos); d) fotografía en N //s: ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) y grano de electrum (el) en ganga parcialmente impregnada por limonitas (GGs-LIMs).
- Figura 7.14** a) veta de orientación N80-80N que corta a rocas piroclásticas del miembro superior de La Bocana; b) brecha silicificada que presenta minerales, principalmente, cuarzo (Qz) y óxidos de hierro; c) fotografía en N //s: muestra que la matriz se encuentra intensamente alterada por cuarzo y calcedonia (QzII-ccd), presenta venas de cuarzo (QzIII) y de carbonatos alterados por óxidos de hierro (CBs-OXsFe); d) fotografía en N //s: ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) en matriz, parcialmente impregnados por limonitas (GGs.LIMs).

- Figura 7.15 Mapa de la franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo pórfido y alteraciones hidrotermales.
- Figura 7.16 a) muestra la zona de alteración argílica, con ensamble cuarzo-halloisita (Qz-hall); b) presenta vetillas tipo A (tempranas) y A' (//), ambas rellenas de cuarzo secundario (Qz II); c) fotografía en NXs: fenocristales de plagioclasas alteradas a arcillas-sericita (PGLs-ARCs-ser) en matriz feldespato-cuárcica (FPs-QzI), donde se observa vetillas tipo A; d) fotografía en N//s: granos de pirita (Py) y calcopirita (Cpy) dispersos en la ganga (GGs); Cv: covelita.
- Figura 7.17 a) área de Horquetas donde se observa la mayor parte del cuerpo granodiorítico cubierto por depósitos cuaternarios; b) señales de la etapa de perforación realizada por la compañía minera Britania Gold; c) dique dacítico con diseminados de pirita (Py) con halos de óxidos de hierro (OXsFe).
- Figura 7.18 Mapa de la franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Cretácico superior, con los principales indicios del tipo epitermal y alteraciones hidrotermales.
- Figura 7.19 a) afloramiento en la quebrada El Alumbre muestra una zona alterada de rocas porfiríticas; b) muestra de mano en la que se observa abundante sericita y óxidos de hierro; c) pórfido riodacítico fuertemente intemperizado; d) muestra de mano del pórfido riodacítico donde se observa que los feldespatos potásicos se encuentran completamente alterados a arcillas.
- Figura 7.20 a) zona de alteración del indicio El Naranjo, conformada por brechas silicificadas; b) muestra de mano en la que se observa las brechas silicificadas con impregnaciones y vetillas rellenas de óxidos de hierro.
- Figura 7.21 Afloramiento del miembro medio de la Formación La Bocana, donde se muestra la intrusión de un cuerpo dacítico, ocasionando la formación de minerales característicos de yacimientos tipo skarn. Vista mirando al norte en el sector de Carrizo, con labores artesanales antiguas.
- Figura 7.22 a) y b) cuerpo vetiforme de dirección N 15° con pirita masiva cortando a granitos de la superunidad Las Lomas en el sector de la quebrada Convento; c) vetas de dirección N 155 que cortan a secuencias volcánicas andesíticas de la Formación La Bocana en el sector de Portillo.

Fotografías

- Fotografía 2.1 Cordillera Occidental, caracterizada por presentar grandes cerros empinados y amplios valles. Vista tomada mirando al este, desde la localidad de Lagunas en el cuadrángulo de Ayabaca (10-d)
- Fotografía 2.2 Planicies se caracteriza por presentar extensas pampas cubiertas de vegetación típica de los bosques secos. Vista tomada desde el cerro Ereó en el cuadrángulo de Las Lomas (10-c)
- Fotografía 2.3 Lomas se caracteriza por presentar extensas pampas cubiertas de vegetación típica de los bosques secos. Vista tomada desde el cerro Ereó en el cuadrángulo de Las Lomas (10-c)
- Fotografía 2.4 Llanura costanera, superficies planas de la margen continental, generalmente cubiertas de arenas eólicas. Vista tomada desde el cerro Illescas en el cuadrángulo de Bayóvar (12-a)
- Fotografía 2.5 Cordillera de la Costa (cerros de Amotapes) presenta cerros elevados muy empinados que se encuentran entre la llanura costanera y las planicies. Vista tomada desde el cerro Canovitas en el cuadrángulo de Quebrada Seca (9-b)
- Fotografía 2.6 Plataforma costanera se caracteriza por presentar superficies suaves ligeramente onduladas. Vista tomada en la quebrada Ciénaga
- Fotografía 2.7 Valles, corresponden a amplias quebradas, generalmente usados como terrenos de cultivos

Tablas

- Tabla 1 Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos X. Muestra GR9-09-330
- Tabla 2 Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos X. Muestra GR9-09-329



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú
Teléfono: 051 - 1- 618 9800
www.gob.pe/ingemmet
comunicacion@ingemmet.gob.pe

ISBN: 978-612-47898-6-1

