ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN TIYUYACU EN LA ZONA DE COSTA AZUL, CANTÓN TENA, PROVINCIA DE NAPO

TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

OPCIÓN: ARTÍCULO ACADÉMICO

SAMANTHA JULISSA AÑAZCO ABAD

samy_199309@hotmail.com

DIRECTOR: PhD. CRISTIAN FERNANDO VALLEJO CRUZ

cristian.vallejov@epn.edu.ec

Quito, noviembre 2019

DECLARACIÓN

Yo, Samantha Julissa Añazco Abad, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondiente a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Samantha Julissa Añazco Abad

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Samantha Julissa Añazco Abad, bajo mi supervisión.

PhD. Cristian Vallejo

DIRECTOR

DEDICATORIA

A mis padres, motor que me impulsa a diario

A mis abuelitos, los que están y los que ya no, ejemplo de integridad y sencillez

AGRADECIMIENTOS

Mi gratitud imperecedera a mis padres y hermanos, por el cariño y enseñanzas, son lo más valioso y entrañable de mi vida. Cuando me siento desfallecer, ustedes me impulsan.

A Rosmary, ñaña querida, que vela por mí siempre.

Al PhD. Cristian Vallejo por su guianza y apoyo en el presente trabajo de investigación. A la PhD. Carolina Bernal y a la PhD. Ana Cabero por sus observaciones que contribuyeron a mejorar la investigación.

A mis amigas Piñitas (Eve, Noe, Nohe, Dani, Eka, Gaby), por enseñarme que la amistad no aminora con la distancia ni el tiempo.

A Eve, mi mejor amiga desde hace muchos años, gracias por estar en los malos y buenos momentos.

A mis amigas y amigos de la Universidad, Mafer, Dianita, Pao, Juan Andrés, Vale, Vero, Jhos, que han hecho llevadero este camino de estudios y que aparte de compañeros, han llegado a ser verdaderos amigos. A Guido M. por su apoyo sincero, pláticas y cafecito.

A Juan Diego, mi compañero quetzal.

CONTENIDO

DECLARACIÓN II
CERTIFICACIÓNIII
DEDICATORIAIV
AGRADECIMIENTOSV
CONTENIDOVI
ÍNDICE DE FIGURAS VIII
LISTA DE ANEXOSX
RESUMENXI
ABSTRACTXII
INTRODUCCIÓNXIII
OBJETIVOSXIV
OBJETIVO GENERALXIV
OBJETIVOS ESPECÍFICOSXIV
CAPÍTULO 1: REFERENCIAL TEÓRICO 1
1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO 1
1.2 MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO 1
1.2.1 Cuenca Oriente
1.2.2 Formación Tiyuyacu4
1.3 SEDIMENTOS CLÁSTICOS TERRÍGENOS Y ROCAS SILICICLÁSTICAS 6
1.3.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias6
1.3.2 Características de las rocas siliciclásticas7
1.3.2.1 Textura sedimentaria7
1.3.2.2 Tamaño de Grano 8
1.3.2.3 Forma de grano 8
1.3.2.4 Fábrica
1.3.2.5 Estructuras sedimentarias10
1.4 FACIES SEDIMENTARIAS13
1.4.1 Facies y Litofacies13
Ambiente sedimentario14
Análisis, asociación y sucesión de Facies15
1.4.2 Asociación de Facies16
1.4.3 Sucesión de Facies17
1.5 AMBIENTE SEDIMENTARIO ANÁLOGO A LA ZONA DE ESTUDIO17
1.5.1 Abanicos aluviales17

1.5.2 Mega abanicos y abanicos fluviales	18					
1.5.3 Ríos trenzados	19					
1.6 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS	20					
1.7 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	21					
CAPÍTULO 2: ASPECTOS METODOLÓGICOS	23					
2.1 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO	23					
2.2 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	24					
2.3 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS2						
2.4 MAPAS DE ESPESORES Y CORRELACIÓN DE POZOS	27					
CAPÍTULO 3: RESULTADOS	28					
3.1 ANÁLISIS Y DEFINICIÓN DE LITOFACIES	28					
3.1.1 Litofacies del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu	29					
3.1.1.1 Conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar surco (Gcp y Gct)	r o en 29					
3.1.1.2 Conglomerados matriz soportados con estratificación cruzada en su	rco					
(Gmt)	30					
3.1.1.3 Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco (St)	34					
3.1.1.4 Areniscas finas y limolitas (Fm y Sm)	34					
3.1.1.5 Paleosuelos (Fr)	35					
3.1.2 Asociación de litofacies	35					
3.2 ANALISIS MORFOMETRICO	38					
3.2.1 Interpretación del Análisis Morfométrico	42					
3.3 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS	46					
3.3.1 Interpretación del análisis de minerales pesados	47					
3.4 CORRELACIÓN DE POZOS Y MAPAS DE ESPESORES	49					
CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN	51					
4.1 Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu	51					
4.1.1 Sedimentología y Estratigrafía del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu	51					
4.1.2 Proveniencia del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu	55					
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	57					
5.1 CONCLUSIONES	57					
5.2 RECOMENDACIONES	58					
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59					
ANEXOS	67					

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Mapa de ubicación del área de estudio 2
Figura 2 Corte de los Andes Ecuatoriano Latitud 2° (Modificado de Jaillard et al., 2002a; Ruiz, 2002). CTF: Falla Chimbo Toachi PF: Falla Pujilí-Pallatanga; PeF: Falla Peltetec; SF: Falla Subandina; SAF: Frente Subandino; Pi: Piñón; Ma: Macuchi; Pa: Pallatanga
Figura 3 Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente. Modificada de Canfield et al. (1982); Christophoul (1999); Rivadeneira et al. (1999); Ruiz (2002)
Figura 4 Clasificación de las Rocas Sedimentarias. Modificado de Boggs (2009) 7
Figura 5 Escala de tamaño de grano para sedimentos y rocas sedimentarias. Tomado de INGEMMET,2015
Figura 6 Relación entre Redondez, Forma, Esfericidad y Textura Superficial. Modificado de Barret, 1980
Figura 7 Fábrica de granos en sedimentos: empaquetamiento, contactos y orientación de los granos, relaciones grano-matriz. Modificado de Tucker (2001)10
Figura 8 A) Canal relleno de grava, tomado de Boggs (2009). B) Estratificación gradada normal, tomado de Boggs (2006). C) Estratificación masiva y cruzada en arenisca fluvial, tomada de Tucker (2003). D) Estratificación cruzada planar, tomada de Boggs (2009). E) Estratificación cruzada en surco, tomada de Boggs (2009). F) Ripples asimétricos, tomado de Tucker (2001)13
Figura 9 Relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca sedimentaria teórica. Modificado de Shelley, 197614
Figura 10 Ambiente sedimentarios continentales, costeros y marinos. Modificado de Harraz, 2012
Figura 11 Relación entre facies, asociación de facies, sucesión de facies y ambientes deposicionales. Modificado de James y Dalrympe, 201016
Figura 12 Relación entre facies, asociaciones de facies y procesos sedimentarios. Tomado de Arche, 201017
Figura 13 Características sedimentológicas y morfológicas de un abanico fluvial. Modificado de Moscariello (2017)19
Figura 14 Depósitos de ríos trenzados. Tomado de Tucker (2001)20
Figura 15 Minerales pesados y su proveniencia. Modificado de Pettijohn et al., 1972.
Figura 16 Una partícula irregular orientada I y S prescribe el área proyectada más pequeña, y L es perpendicular a ambas. Tomado de Blott y Pye (2008)22
Figura 17 Afloramientos representativos de la Formación Tiyuyacu en la zona de estudio
Figura 18 Diagrama ternario de la forma de los clastos de Sneed y Folk (1958). Modificado de Cann et al., (2014)24

Figura. 19 Comparación visual para estimar la redondez. Modificado de Powers Figura 20 A) Laboratorio de Sedimentología B) Trituradora de mandíbulas C) Tamizado en fracciones 250 um y 45 um D) Tratamiento con ácido E) Separación de minerales pesados F) Montaje de láminas de minerales pesados E) Estudio óptico e Figura 21 Pozos exploratorios utilizados para correlación y mapas de espesores.....27 Figura 22 Columna estratigráfica de la zona de estudio. Facies: Conglomerados con estratificación cruzada en surco (Gct), Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gcp), Conglomerados matriz soportados (Gmt), Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada (St), Areniscas finas (Sm), Limolitas (Fm), Paleosuelos (Fr) ...28 Figura 23 A) Imbricación de clastos de cuarzo en la litofacie Gct B) Gradación normal Figura 24 Litofacies Gct, Gcp v St del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu ...30 Figura 25 Litofacies Gct, Gcp, Gmt y St determinadas para el Miembro Superior de la Figura 26 Litofacies Gct, Gcp, Gmt determinadas para el Miembro Superior de la Figura 27 Litofacies Gct, St, Sm, Fm y Fr determinadas para el Miembro Superior de Figura 28 Tabla resumen de las descripciones, interpretaciones y elementos arquitecturales para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu en la zona Figura 29 Diagrama esquemático del ambiente de depósito del Miembro Superior de Figura 30 Litologías dominantes en los clastos a) Cuarzo lechoso b) Chert marrón c) Figura 31 Fotografías de clastos de los conglomerados del miembro Superior de la Formación Tiyuyacu. a) y b) Chert con cuarzo micro y criptocristalino, c), d), e) y f) Figura 33. Tipos de forma para los clastos de los conglomerados de la zona estudiada a partir del diagrama ternario de Sneed y Folk (1958).....40 Figura 34 Diagrama de Sneed y Folk (1958) aplicado a las diferentes litologías dominantes entre los clastos estudiados41 Figura 35. Esfericidad de Máxima Proyección vs Índice Oblato-Prolato. Relación de Dobkins y Folk, (1970) graficada con los datos del estudio......44 Figura 36. Índice de planitud vs Esfericidad de máxima proyección. Relación de Stratten (1974) graficada con los datos del estudio......44 Figura 37. Esfericidad de máxima proyección vs Redondez Relación de Dobkins y Folk, (1970) graficada con los datos del estudio......45 Figura 38 Diagrama de ocurrencia de minerales pesados de la Formación Tiyuyacu (Miembros Inferior y Superior). Muestras de este trabajo y Ruiz (2002).46 Figura 39 Morfología de zircones del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu ...47

Figura 40 a) Diagrama ternario de la abundancia relativa de granate, estaurolita, sillimanita, andalucita, cianita (GSSAK), epidota, cloritoide, clinozoisita, zoisita (ECCZ) y zircón, turmalina y rutilo (ZTR) para varias formaciones de la Cuenca Oriente que evidencia distintas fuentes. Modificado de Ruiz, (2002) (incluye las muestras analizadas en el presente estudio). b) Diagrama ternario de la abundancia relativa de GSSAK, ECCZ y ZTR para las muestras analizadas de la Formación Tiyuyacu (Miembro Inferior y Superior)48
Figura 41 Correlación de varios pozos con el tope y base de la Formación Tiyuyacu 49
Figura 42. Mapa de espesores de la formación Tiyuyacu a partir de los datos de 30 pozos
Figura 43 Sección que muestra los elementos arquitecturales de ríos trenzados presentes en la zona de estudio para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu52
Figura 44 Parámetros morfométricos para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu y para el río Tambo en Australia (Goede, 1972)
Figura 45 Sección transversal de un abanico fluvial con sus principales depósitos y áreas. Modificado de Moscariello, 201754
Figura 46 Esquema de la depositación del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu54
Figura 47Acortamiento del Paleoceno-Eoceno, avance del cinturón de empuje y subsidencia flexural continua (Formación Tiyuyacu). Tomado de Gutiérrez, et al. (2019)
Figura 48 Cherts del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu
Figura 49 A) Sección delgada de chert de radiolarios bien preservados correspondiente a la zona de sutura Bentong-Raub (Indochina) (Jasin, 2013) B) Sección delgada de un chert del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu con radiolarios poco preservados56

LISTA DE ANEXOS

Anexo I Descripción macroscópica y microscópica de clastos de los conglomerados	de
la Formacion Tiyuyacu	.07
Anexo II Tabla de clastos utilizados para el análisis morfométrico	.71
Anexo III Abundancia relativa de minerales pesados de las muestras de la Formación Tiyuyacu	n .76
Anexo IV Tabla de resultados del análisis morfométrico a los clastos estudiados	.77

RESUMEN

La Formación Tiyuyacu de edad eocénica forma parte del registro estratigráfico del Paleógeno. A partir de criterios sedimentológicos y estratigráficos ha sido dividida en dos Miembros: Superior e Inferior. En la zona de Costa Azul, vía Tena-Puyo, aflora el Miembro Superior.

A través del presente estudio se realizó la descripción y análisis de litofacies de 3 afloramientos representativos, análisis morfométrico de 220 clastos de los conglomerados, estudio de minerales pesados de 4 muestras de matriz arenosa de los conglomerados y un mapa de espesores a partir de datos de subsuperficie de la Formación.

Se determinaron 5 litofacies en la zona de estudio: Conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar y/o en surco (Gcp y Gct), Conglomerados matriz soportados con estratificación en surco (Gmt), Areniscas conglomeráticas con estratificación en surco (St), Areniscas finogranulares y limolitas masivas (Sm y Fsm) y Paleosuelos (Fr). A través de la asociación de litofacies se determinó elemento de tipo barras de gravas (GB), barras de arena (SB) y depósitos finos de canales de inundación (FF-CH). El ambiente de depósito consiste en ríos trenzados de baja sinuosidad con gran contenido de gravas. El análisis morfométrico a través de los distintos índices calculados sugiere un origen fluvial para los clastos analizados, en concordancia con las litofacies determinadas.

El sistema de ríos trenzados puede estar relacionado con un sistema de mega abanico fluvial.

El análisis de minerales pesados sugiere una proveniencia relacionada con la exhumación de niveles profundos metamórficos de la Cordillera Oriental y con el reciclaje de relleno sedimentario más antiguo de la Cuenca.

Palabras clave: Tiyuyacu, Cuenca Oriente, Paleógeno, Conglomerados, Abanico fluvial

ABSTRACT

The Tiyuyacu Formation of Eocene age is part of the Paleogene stratigraphic record. Based on sedimentological and stratigraphic data, it has been divided into two Members: Upper and Lower. The Upper Member emerges in the Costa Azul area, via Tena-Puyo. This study consisted on the description and analysis of lithofacies of 3 representative outcrops, morphometric analysis of 220 clasts of the conglomerates, study of heavy minerals of 4 samples of sandy matrix of the conglomerates and a thickness map from subsurface data of the Formation.

Five lithofacies were determined in the study area: Orthoconglomerates with planar cross-bedding and / or tabular cross-bedding (Gcp and Gct), Paraconglomerates with tabular cross-bedding (Gmt), Conglomerate sandstones with tabular cross-bedding (St), Fine-grained Sandstones and massive siltstones (Sm and Fsm) and Paleosols (Fr). The association of lithofacies was used to determine elements such as gravel bars (GB), sand bars (SB) and fine flood channel deposits (FF-CH). The deposit environment consists of low-winding braided rivers with high gravel content. Morphometric analysis through the different calculated indices suggests a fluvial origin for the analyzed clasts, in accordance with the determined lithofacies.

The braided river system may be linked to a fluvial mega-fan system.

Analysis of heavy minerals suggests an origin related to the exhumation of deep metamorphic levels from the Eastern Cordillera and the recycling of some of the oldest sedimentary fill in the Basin.

Keywords: Tiyuyacu Formation, Oriente Basin, Conglomerates, Fluvial fan, Paleogene

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN TIYUYACU EN LA ZONA DE COSTA AZUL, CANTÓN TENA, PROVINCIA DE NAPO

INTRODUCCIÓN

En los años 20 del siglo XX, se inició la exploración petrolera en la zona Subandina del Ecuador, a nivel geográfico y geológico, estructurándose así la primera estratigrafía de la zona (Wasson y Sinclair, 1927). A partir del auge petrolero en la década del 70, nuevas y más profundas investigaciones fueron realizadas para caracterizar geológicamente a la Cuenca Oriente, centrándose en las secuencias sedimentarias cretácicas por albergar los principales reservorios petrolíferos. Sin embargo, el estudio detallado de las Formaciones del Paleógeno y Neógeno ha sido escaso. La Formación Tiyuyacu nombrada por P. Hess en 1939 (Tschopp, 1953) y de edad eocénica (Christophoul et al., 2002), aflora principalmente al sur del Levantamiento Napo, al este del Levantamiento de Cutucú, en el campo petrolero Bermejo y al norte de la zona subandina.

Estudios previos han descrito a esta formación: Tschopp (1953); Baldock (1982); Almeida (1992); Marocco et al. (1996); Valdez Pardo (1997); Christophoul et al. (2002), sin embargo, la definición del ambiente de depósito no es suficientemente clara. Valdez Pardo (1997) y Christophoul et al. (2002) definen el ambiente sedimentario para el Miembro Inferior de la Formación Tiyuyacu como depósitos de planicie de inundación y barras de un sistema meándrico y para el Miembro Superior es relleno de canales de ríos trenzados. No obstante, muy pocos de estos trabajos incluyen la caracterización detallada de afloramientos de campo, en los cuales se pueda observar de manera directa y tridimensional la distribución de los diferentes tipos de roca y geometrías de la Formación Tiyuyacu. La presente investigación pretende mejorar la comprensión del origen y evolución de la Formación Tiyuyacu centrándose en la caracterización sedimentológica y estratigráfica de la misma, incluyendo análisis de minerales pesados y un análisis morfométrico de los clastos dominantes, además de la caracterización de las litofacies en afloramientos representativos de la zona de Costa Azul, en la vía Tena-Puyo, abarcando un área aproximada de 5 km².

El desarrollo de esta investigación aportará al conocimiento geológico y científico de la Cuenca Oriente en base a la caracterización sedimentaria de la Formación Tiyuyacu, lo que beneficia a la Industria Petrolera y conlleva a un mejor manejo de los recursos hidrocarburíferos. Además, servirá como fuente de información para estudios

posteriores relacionados con la estratigrafía, análisis morfométrico de clastos y análisis de minerales pesados en las Formaciones del oriente ecuatoriano.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Realizar la caracterización sedimentológica y estratigráfica de la Formación Tiyuyacu a partir de los afloramientos localizados en la zona de Costa Azul en la vía Tena- Puyo mediante análisis de litofacies, morfometría y datos de subsuperficie para determinar el ambiente sedimentario y proponer un modelo evolutivo.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Elaborar columnas estratigráficas de la Formación Tiyuyacu en la zona de Costa Azul, cantón Tena, provincia de Napo.
- Identificar las litofacies presentes a través de criterios sedimentológicos.
- Determinar la proveniencia de los conglomerados característicos de la Formación en base a análisis de minerales pesados.
- Estudiar las características sedimentológicas de los clastos de los conglomerados a través de un análisis morfométrico de los mismos.

CAPÍTULO 1: REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo tiene como área de estudio el sector de Costa Azul, ubicado a 12 km al sur del cantón Tena, provincia de Napo en el Oriente Ecuatoriano. La zona de estudio comprende afloramientos bien expuestos de la Formación Tiyuyacu abarcando un área aproximada de 5 km² (Fig. 1). La principal vía de acceso a la zona es la ruta Panamericana E45 que conecta los cantones de Tena y Puyo.

1.2 MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

Ecuador está situado en el margen norandino de Sudamérica y se separa de los Andes centrales por un cambio distintivo en el ángulo de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, el cual es conocido como deflexión de Huancabamba (Gansser, 1973). La geología del Ecuador está en esencia compuesta de zonas morfotectónicas paralelas con dirección SO-NE, las cuales se encuentran separadas por zonas de sutura, límites de terrenos o sistemas de fallas principales (Fig.2). De oeste a este, el sistema geodinámico comprende: Cuencas de antearco del Paleoceno al Mioceno que yacen sobre el Terreno Piñón (Feininger y Bristow, 1980; Égüez, 1986; Jaillard et al., 1995 y 1997), la Cordillera Occidental compuesta de secuencia de arcos de isla de edad eocénica (Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2006) y un plateau oceánico cretácico conocido como Terreno Pallatanga (Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2006), la Región Interandina que es una depresión central rellena con volcanosedimentos y rocas volcánicas que datan desde el Mioceno tardío (Ego et al., 1996; Winkler et al., 2005), la Cordillera Real que comprende rocas metamórficas e intrusiones del Paleozoico al Mesozoico ampliamente deformadas (Litherland et al., 1994) y una cuenca de antepaís de trasarco activa denominada Cuenca Oriente (Jordan, 1995; Baby et al., 2004).



Figura 1 Mapa de ubicación del área de estudio



Figura 2 Corte de los Andes Ecuatoriano Latitud 2° (Modificado de Jaillard et al., 2002a; Ruiz, 2002). CTF: Falla Chimbo Toachi PF: Falla Pujilí-Pallatanga; PeF: Falla Peltetec; SF: Falla Subandina; SAF: Frente Subandino; Pi: Piñón; Ma: Macuchi; Pa: Pallatanga

1.2.1 Cuenca Oriente

La Cuenca Oriente ecuatoriana (Dashwood & Abbotts, 1990) forma parte del sistema antepaís Marañón (Perú)-Oriente-Putumayo (Colombia), desarrollada entre los cratones precámbricos Brasileño - Guyanés al este y la cordillera andina al oeste. La cuenca preserva un relleno sedimentario, que varía en edad desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Fig. 3), sobre el basamento cratónico Precámbrico (White et al.,1995; Tschopp, 1953).





1.2.2 Formación Tiyuyacu

La Formación Tiyuyacu forma parte del registro estratigráfico del Paleógeno de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. La litología comprende principalmente conglomerados con clastos redondeados y subangulares, areniscas finas a gruesas y conglomeráticas con intercalaciones de lutitas rojas, grises y verdes (Tschopp, 1953). Su distribución geográfica es muy similar a la subyacente Formación Tena al este de la cuenca (Dashwood y Abbotts, 1990), sin embargo, se encuentra ausente al oeste de la falla de Cosanga (segmento de falla del límite del Bloque Norandino (Yepes et al., 2016) que representa el límite oriental de la Cuenca Oriente (Vallejo et al., 2019)). Puede ser correlacionada en Perú con las Formaciones Pozo y Rentema (Jaillard et al., 2000) y en Colombia con la Formación Pepino, la cual es considerada roca reservorio de la cuenca de Putumayo. Esta Formación sobreyace con un contacto transicional a disconforme (Christophoul et al., 2002) a la Formación Tena (Mastrichtiano-Paleoceno), la cual está compuesta de limolitas rojas intercaladas con areniscas limosas de carácter fluvial (Tschopp, 1953; Dashwood y Abbotts, 1990). Contactos erosivos entre estas dos formaciones se han observado en campo y en líneas sísmicas (Tschopp, 1953; Campbell, 1970; Christophoul et al., 2002). Christophoul et al., (2002) propuso que el Miembro Inferior de la Formación Tiyuyacu puede haber sido totalmente erosionado en la parte suroeste de la Cuenca.

Depósitos marino-someros de la Formación Orteguaza (Oligoceno) yacen en conformidad con la Formación Tiyuyacu y alcanzan un espesor de hasta 250 m (Christophoul et al., 2002; Roddaz et al., 2011), representando un período de acumulación limitada de sedimentos.

A partir de criterios sedimentológicos y sísmicos, los estudios de Valdez Pardo (1997), Rivadeneira y Baby (1999) y Christophoul (2002) han subdividido a esta Formación en dos Miembros: Superior e Inferior, siendo la característica más notoria la composición litológica de los clastos dominantes. El Miembro Inferior está formado por conglomerados compuestos principalmente de cherts rojizos y capas de areniscas gruesas y finas. El Miembro Superior presenta una litología similar, sin embargo, los clastos dominantes en los conglomerados son de cuarzo lechoso. Ambos miembros yacen en disconformidad y su contacto ha sido observado en campo y en líneas sísmicas. Christophoul (2002) propuso que el Miembro inferior fue erosionado por completo en la zona suroccidental de la cuenca. Se ha hecho estimaciones del espesor del Miembro Inferior a partir de observaciones de campo, sin embargo, ha sido muy difícil debido a la ausencia de afloramientos representativos bien preservados; en cuanto al Miembro Superior no se han realizado estimaciones claras. Christophoul (2002) también definió los ambientes sedimentarios para ambos Miembros, siendo el inferior canales de ríos meándricos y el superior de ríos trenzados.

En la zona estudiada, en los conglomerados encontrados los clastos dominantes son cuarzo lechoso, característica principal que permite distinguir al Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu, por lo tanto, el presente estudio se enfocará en este Miembro.

1.3 SEDIMENTOS CLÁSTICOS TERRÍGENOS Y ROCAS SILICICLÁSTICAS

1.3.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias cubren alrededor del 70% de la superficie terrestre. Tienen especial importancia debido a que sus texturas, estructuras, composición y contenido fósil revelan la naturaleza de ambientes superficiales pasados y formas de vida en la Tierra. Además, pueden contener minerales y combustibles fósiles de interés económico.

Son el producto de una sucesión compleja de procesos geológicos que inician con la formación de la roca fuente a través de intrusiones, metamorfismo, vulcanismo y levantamiento tectónico. Posteriormente, los procesos de carácter físico, químico y biológico juegan roles determinantes en el producto sedimentario final. La meteorización causa la desintegración química y física de las rocas fuente, conduciendo a la concentración de residuos de partículas resistentes (muchos silicatos y fragmentos de roca) y formación de minerales secundarios, tales como arcillas u óxidos de hierro, los cuales son a su vez depositados por agentes como viento, agua, glaciar, etc. (Boggs, 2009).

A partir de la abundancia relativa de componentes, se reconocen tres tipos fundamentales de rocas sedimentarias: rocas siliciclásticas (terrígenos), rocas químicas/bioquímicas y rocas carbonáceas, las cuales a su vez puede ser subdivididas en grupos más pequeños en base al tamaño de grano o composición mineral (Fig. 4).

Para el presente estudio, las rocas siliclásticas serán la base de este, por lo que es necesario conocer sus propiedades y características, detalladas a continuación.

Composición		Nombre del grupo	Tamaño de la partícula	Constituyentes Principales	TIPOS DE ROCAS
< 15% Residuos Carbonáceos	< 50% granos siliciclásticos terrigenos	o rocas silicilásticas	> 2 mm	Fragmentos de roca	Conglomerados y Brechas
			1/16 - 2 mm	Silicatos y fragmentos de roca	Areniscas
			< 1/16 mm	Minerales silicatados	Lutitas
	 > 50% Constituyentes químicos/bioquímicos 		Rocas Químicas/ Bioquímicas Variable	Minerales y granos carbonatados, fragmentos esqueletales	Rocas Carbonatadas
		uímicas/ as		Minerales de evaporita (sulfatos, cloruros)	Evaporitas
		Rocas Qi Bioquímica		Calcedonia, ópalo, restos silíceos	Rocas silíceas
				Minerales ferruginosos	Formaciones con Hierro
				Minerales fosfáticos	Fosforitas
> 15% Residuos Carbonáceos		onáceas	Variable	Constituyentes bioquímicos, químicos, siliciclásticos. Residuos carbonáceos	Lutitas con petróleo Carbones impuros
		Rocas Carb		Residuos Carbonáceos	Carbones húmicos Carbones cannel Hidrocarburos sólidos (bitumen)

Figura 4 Clasificación de las Rocas Sedimentarias. Modificado de Boggs (2009).

1.3.2 Características de las rocas siliciclásticas

Las rocas siliciclásticas comprenden un diverso grupo que abarca desde rocas finogranulares como las lodolitas a rocas de grano muy grueso como los conglomerados y brechas. Los sedimentos que las componen principalmente son granos (clastos) derivados de rocas preexistentes (ígneas, metamórficas y sedimentarias).

Dos características importantes de los sedimentos siliciclásticos son sus estructuras sedimentarias y texturas. Muchas son producidas por procesos deposicionales, sin embargo, otras tienen origen diagenético o post-deposicional (Tucker, 2001).

1.3.2.1 Textura sedimentaria

La textura sedimentaria es un atributo fundamental de las rocas siliciclásticas, y junto con otras propiedades de las rocas, ayuda a caracterizarlas, distinguirlas de otras y permitir su correlación. Además, esta característica afecta las propiedades derivadas de las rocas como porosidad, permeabilidad, conductividad eléctrica, entre otras, de vital interés para geólogos del petróleo, hidrogeólogos y geofísicos. Esta característica agrupa tres propiedades esenciales de las rocas sedimentarias: el tamaño de grano, la forma de los granos (forma, redondez y esfericidad) y la fábrica (empaquetamiento de los granos y orientación) (Boggs, 2009).

1.3.2.2 Tamaño de Grano

Es un elemento básico en la descripción de rocas sedimentarias. Las partículas siliciclásticas naturales varían abismalmente en tamaño. A causa de este amplio rango, las escalas más útiles para expresar el tamaño de las partículas son logarítmicas o geométricas, que tienen un radio ajustado a elementos sucesivos de las series.

La escala más usada por sedimentólogos es la Udden-Wentworth, (Wentworth, 1922), la cual ha sido modificada y ampliada por Blair y McPherson (1999) para dar más detalle a los granos más grandes (Tucker, 2001) (Fig. 5).

Durante el estudio de rocas en el campo se pueden realizar primeras aproximaciones del tamaño de los clastos utilizando la lupa o una cinta métrica. Sin embargo, para estudios más precisos existen algunos métodos de laboratorio disponibles.





1.3.2.3 Forma de grano

Engloba todos los aspectos de la morfología externa de las partículas, incluyendo la forma, esfericidad y redondez. La *forma* se refiere a la morfología o configuración generales de las partículas. La mayoría de las medidas de forma consideran la forma tridimensional de los granos, la cual es medida por radios que involucran los ejes: largo(L), intermedio (I) y corto (S) (Tucker, 2001). La morfología resultante en los clastos depende de la mineralogía del grano, la roca fuente, el grado de meteorización y

abrasión durante el transporte y los procesos de diagénesis. La **esfericidad** es la medida de cuánto se aproxima la forma de un grano a una esfera. La **redondez** está relacionada con la curvatura de las esquinas de un grano y se distinguen usualmente seis clases que van desde muy angular a muy redondeado (Tucker, 2001). La textura superficial se refiere a las características de microrelieve, tales como agujeros o raspones que aparecen en la superficie de las partículas clásticas que han experimentado transporte (Boggs, 2009) (Fig. 6).

La morfología de un grano depende de muchos factores; en un inicio la mineralogía, la naturaleza de la roca fuente y el grado de meteorización, luego el grado de abrasión durante el transporte, así como la disolución durante la diagénesis.



Figura 6 Relación entre Redondez, Forma, Esfericidad y Textura Superficial. Modificado de Barret, 1980.

1.3.2.4 Fábrica

La fábrica se relaciona con las características texturales de los agregados de granos. Este término se refiere a la orientación y empaquetamiento, así como a la naturaleza de los contactos entre granos (Fig. 7). La **orientación preferencial** es una fábrica primaria de la roca (si no ha sido deformada) y es producida por la interacción del agente deposicional (viento, agua, hielo) con el sedimento. La orientación puede ser usada como un indicador de paleocorriente, en particular si las estructuras sedimentarias no están bien desarrolladas (Tucker, 2001). El **empaquetamiento de los granos** del sedimento es función del tamaño, forma y sorteo de cada clasto y de los procesos físicos y químicos postdeposicionales que conducen a la compactación; además, afecta la porosidad y la permeabilidad (Boggs, 2009).





1.3.2.5 Estructuras sedimentarias

Son características a mayor escala de las rocas sedimentarias y se forman por procesos físicos antes, durante y después de la sedimentación, mientras otras resultan de procesos orgánicos y químicos (Tucker, 2001). Tienen diversos usos como ayudar en la interpretación del ambiente sedimentario, en términos de procesos, profundidad del agua, fuerza del viento, etc., también para determinar la dirección de las sucesiones de rocas en un área plegada compleja y para determinar los patrones de paleocorrientes y paleogeografía.

Se clasifican en cuatro grupos principales: erosionales, depositacionales, postdepositacionales/diagenéticas y biogénicas. A continuación, se detallan las principales estructuras sedimentarias asociadas al presente estudio.

Estructuras erosionales

Este tipo de estructuras se han formado principalmente por la erosión causada por flujos acuosos cargados de sedimentos antes de la depositación, también se producen por objetos que golpean la superficie del sedimento (Tucker, 2001).

Las estructuras más comunes de este grupo son los *flute, groove* y *tool marks*, así como las estructuras de socavamiento y los canales.

Canales

Son estructuras con forma de V o U en sección transversal, que cortan los estratos y laminaciones formadas con anterioridad (Fig. 8). Se forman por la erosión causada principalmente por corrientes, aunque también en algunos casos por movimientos en masa. Los canales pueden estar rellenos de sedimentos cuya textura es diferente a las capas que truncan. Su dimensión abarca desde pocos centímetros a muchos metros (Boggs, 2006).

Están presentes en sedimentos de diversos ambientes, incluyendo fluvial, deltaico, mareal y de abanicos submarinos. La orientación del canal usualmente indica la tendencia de la paleopendiente, de importancia en reconstrucciones paleogeográficas (Tucker, 2003).

Estructuras depositacionales

Estas estructuras sedimentarias ocurren principalmente en la parte superior y al interior de las capas. Entre las más representativas constan la estratificación, laminación, ripples, entre otras (Tucker, 2003).

• Estratificación y laminación

Un rasgo característico de las rocas sedimentarias es su estratificación o laminación, la cual se produce a partir de cambios en el patrón de sedimentación, ya sea por cambios de composición o del tamaño de grano en los sedimentos (Tucker, 2001).

La estratificación se presenta en estratos mayores a 1 cm, mientras que la laminación ocurre en capas mucho más finas, de espesor en milímetros (Tucker, 2001).

• Estratificación y laminación gradada

Las capas con estratificación o laminación gradada se caracterizan por cambios verticales graduales y distintivos en el tamaño de grano. Se presenta de dos formas:

La gradación normal se muestra como partículas más gruesas en la base a partículas más finas al tope (Fig. 8). Puede resultar de cualquier proceso (corrientes turbidíticas, actividad de tormenta en plataformas, sedimentación periódica en deltas, últimas fases de una inundación, sedimentación de cenizas posterior a una erupción) que produce una suspensión de sedimentos de distintas dimensiones que luego pueden acumularse de acuerdo con el tamaño (Boggs, 2009).

La *gradación inversa*, al contrario de la normal presenta los granos más finos en la base y los más gruesos en la parte superior del estrato. Es poco común y puede originarse a partir de una mayor fuerza del flujo durante la sedimentación, y además por dispersión de los granos y efectos de flotabilidad. Puede encontrarse en depósitos laminados de playas, capas con estratificación cruzada depositadas por avalanchas y flujos granulares y en depósitos por flujo de escombros (Tucker, 2003).

• Estratificación masiva

Este término es usado para describir capas que parecen ser homogéneas y que carecen de estructuras internas (Boggs, 2006). Puede generarse en ausencia de transporte de tracción, ya sea por algún tipo de flujo por gravedad de sedimento o por depositación

rápida del material en suspensión. Por ejemplo, las turbiditas depositadas a partir de flujos altamente concentrados pueden ser masivas, particularmente en la base. Los depósitos por flujos de escombros y algunas areniscas fluviales también puede presentar esta estratificación (Fig. 8) (Boggs, 2009). También pueden tener origen secundario, ya sea por bioturbación, licuefacción de sedimentos, recristalización o desecación (Tucker, 2001).

• Estratificación cruzada

Es una estructura sedimentaria interna muy común en rocas constituidas de granos capaces de ser transportados por tracción. Consiste en varios planos de estratificación inclinados relacionados con la dirección del flujo de la corriente con el ángulo de apoyo del sedimento (Boggs, 2009). La estratificación cruzada se forma principalmente por la migración de riples y dunas en el agua o el aire. También se puede formar en el relleno de surcos y canales, en la depositación en las barras de punto de ríos meándricos y por la depositación en la superficie inclinada de playas y barras marinas (Boggs, 2006). Esta estructura requiere de observaciones cuidadosas en el campo, ya que es muy útil en interpretaciones sedimentológicas incluyendo el análisis de paleocorrientes (Tucker, 2003). Se puede clasificar en dos tipos principales:

Estratificación cruzada planar

Consiste en unidades de estratificación cruzada que son anchas en dimensiones laterales con respecto al espesor establecido y que tienen superficies de delimitación esencialmente planas (Fig. 8). Se generan estratos tabulares que tienen una relación tangencial con la superficie basal (Boggs, 2009).

Se forma por la migración de ripples y dunas de cresta recta a gran escala; por lo tanto, se forma durante condiciones de régimen de flujo más bajo (Boggs, 2006).

Estratificación cruzada en surco

Consta de unidades de estratificación cruzada en las que uno o ambos límites inter- set son curvos (Fig. 8). Las unidades tienen forma de artesa que consisten en estratos alargados y curvados que comúnmente tienen una relación tangencial con la base del conjunto (Boggs, 2006).

Este tipo de estratificación puede originarse por la migración de pequeños riples de corriente que producen sets de estratificación cruzada a pequeña escala o también por la migración de dunas o ripples con forma de artesa a gran escala (Boggs, 2009).

Ripples

Se encuentran entre las estructuras sedimentarias más comunes en los ambientes sedimentarios modernos (Fig. 8), donde se forman tanto en sedimentos siliciclásticos como en carbonatos, tanto por agua como por viento (Boggs, 2009).

A partir de estudios experimentales se ha establecido que se originan debido al transporte de tracción de materiales granulares bajo flujo de corriente unidireccional o flujo oscilatorio. Son más comunes en sedimentos del tamaño de arena, pero pueden ocurrir en sedimentos más finos y gruesos (Boggs, 2009).



Figura 8 A) Canal relleno de grava, tomado de Boggs (2009). B) Estratificación gradada normal, tomado de Boggs (2006). C) Estratificación masiva y cruzada en arenisca fluvial, tomada de Tucker (2003). D) Estratificación cruzada planar, tomada de Boggs (2009). E) Estratificación cruzada en surco, tomada de Boggs (2009). F) Ripples asimétricos, tomado de Tucker (2001).

1.4 FACIES SEDIMENTARIAS

1.4.1 Facies y Litofacies

El concepto de *Facies* es muy importante en Sedimentología; ya desde el siglo XVIII con los primeros estudios sedimentológicos de rocas antiguas, se determinó que había características similares en cuanto a composición, contenido de fósiles y geometría que permitía agruparlas en grupos.

Gressly, en 1838, dio una primera definición de *Facies*, como el "conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permite diferenciarla de las adyacentes". El término *Facies*, ha sido definido de diversas formas, sin embargo, ahora es usado para aplicarse a un cuerpo de roca más que a un conjunto abstracto de características (James & Dalrymple, 2010).

En 1976, Shelley define *Facies* al conjunto de rocas sedimentarias que puede definirse y separarse de otros por su litología, geometría, estructuras sedimentarias, contenido de fósiles y distribución de paleocorrientes. La Figura 9 muestra cómo se relacionan las facies, los medios sedimentarios, los procesos y el tiempo.



Figura 9 Relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca sedimentaria teórica. Modificado de Shelley, 1976.

Dentro de la clasificación descriptiva, las facies pueden clasificarse por criterios paleontológicos (Biofacies) o litológicos (Litofacies).

Una *litofacies* es definida como una capa de roca (sedimentos) con características específicas. Puede ser una sola o un grupo de ellas. Idealmente, ésta debe tener un carácter distintivo, formándose bajo ciertas condiciones de sedimentación, reflejando procesos particulares, set de condiciones o ambientes (Reading, 1996). Tiene propiedades sedimentarias observables y diferenciables, tales como geometría, color, composición, textura y estructuras sedimentarias.

Una *biofacies* es una capa o capas de rocas identificables a partir de criterios paleontológicos, ya sea a través de cuerpos fósiles o trazas.

Ambiente sedimentario

Un medio o ambiente sedimentario se define como una parte de la superficie terrestre con características propias físicas, químicas y biológicas donde se acumulan sedimentos (Shelley, 1976) (Fig. 10). Puede ser un lugar de erosión, depósito o sedimentación. En este contexto operan los procesos sedimentarios responsables del transporte y depósito (Arche, 2010).

Los principales ambientes de depósito continentales son los sistemas fluviales y glaciares, los lagos y los desiertos. La mayoría de los entornos costeros son los deltas, lagunas, llanuras de marea, sabkhas, playas y barreras, y ambientes marinos son las plataformas poco profundas y sitios batiales abisales de sedimentación pelágica, hemipelágica y turbidítica (Boggs, 2006). Muchos de estos sedimentos poseen características distintivas, usados para reconocer sus equivalentes en el registro geológico.

Las facies pueden agruparse en asociaciones de litofacies que se interpretan en términos de ambientes de depósito en base a los procesos dominantes que han sido identificados en el análisis de facies (Tucker, 2001).



Figura 10 Ambiente sedimentarios continentales, costeros y marinos. Modificado de Harraz, 2012

Análisis, asociación y sucesión de Facies

El término *facies* no es solo un medio de describir y agrupar rocas, sino que constituye la base del análisis de facies, un enfoque científico para la interpretación de los estratos (Anderton,1985; Reading,1996; Walker y James, 1992).

La identificación de ambientes sedimentarios antiguos a través del análisis de facies puede ser muy simple, sin embargo, en ocasiones adquiere un carácter complejo. El

análisis se torna más complicado cuando los sedimentos son producto de procesos que ocurren en una gran variedad de ambientes. Por ejemplo, la estratificación cruzada se puede formar en areniscas durante su depositación en desiertos, ríos, deltas, lagos, playas, entre otros; por tanto, una litofacies de "arenisca con estratificación cruzada" no es indicadora de un solo ambiente deposicional.

El análisis de facies es usado para el estudio riguroso de las rocas sedimentarias, el cual se basa en la interpretación de los atributos de facies, asociaciones y sucesiones de facies (Fig. 11), en términos de los procesos responsables para su génesis, seguido por la deducción del ambiente sedimentario en que el proceso inferido puede haber ocurrido (James & Dalrymple, 2010). La clave es analizar las facies en conjunto, a través de dos enfoques: asociaciones de facies y sucesiones de facies.





1.4.2 Asociación de Facies

"Cada facies es el elemento inicial de toda interpretación sedimentológica y se agrupan en *asociaciones de facies,* que tienen una génesis común, es decir, se interpretan como el producto de un medio o proceso sedimentario concreto y definido" (Arche, 2010). Collinson (1969) definió a las asociaciones de facies como "grupos de facies relacionadas genéticamente unas con otras que tienen significancia dentro de un ambiente sedimentario específico" (Fig. 12). Existen muchas reconstrucciones ambientales detalladas y estudios de cada ambiente deposicional.





1.4.3 Sucesión de Facies

Otro enfoque es la sucesión de facies, que se define como la sucesión vertical de facies caracterizada por un cambio progresivo en uno o más parámetros tales como el tamaño de grano, estructuras sedimentarias, espesor de las capas o composición faunística (James y Dalrymple, 2010).

Las relaciones espaciales y temporales entre facies como se observan en la actualidad y se registran en las rocas sedimentarias fueron reconocidas en la Ley de Walther (1894), que menciona que si una facies es encontrada sobre otra, sin un cambio brusco en una sucesión estratigráfica, esas dos facies se habrían depositado adyacentes en el tiempo (Nichols G., 2009).

Las sucesiones de facies ocurren cuando hay una repetición de una serie de procesos como respuesta a cambios regulares en las condiciones. Por ejemplo, una facies de wackestone bioclástico está siempre cubierta por una facies de packstone bioclástico y ésta a su vez por una de grainstone bioclástico; estas tres facies pueden considerarse como una sucesión de facies (Nichols G., 2009).

1.5 AMBIENTE SEDIMENTARIO ANÁLOGO A LA ZONA DE ESTUDIO

1.5.1 Abanicos aluviales

Son sistemas de depósito de sedimentos que se acumulan en la base más llana de un frente montañoso o también al interior de una zona montañosa, donde se amplía el relieve y disminuye el torrente (Gómez Villar, 1996). Su forma se aproxima a un segmento de un cono, comúnmente con canales que irradian desde el ápice. Los aspectos morfológicos más característicos además de su forma semicónica son su perfil

radial cóncavo y su perfil transversal convexo. Pueden variar en longitud radial, raramente sobrepasan los 10 km, generalmente su extensión radial varía de cientos de metros a pocos kilómetros y presentan pendientes pronunciadas de 1.5 a 25° (Blair y McPherson, 1994).

Son comunes en las regiones montañosas desérticas, sin embargo, pueden ocurrir en cualquier ambiente climático: ártico, alpino, templado húmedo e incluso en ambientes tropicales. Independientemente de su distribución en el registro de roca preservado, las sucesiones de abanicos aluviales se reconocen como un archivo importante que registra los controles de depósito que operan a corto y largo plazo (Franke et al. 2015).

Factores como la litología, la clase de superficie y pendientes, la cobertura vegetal de la cuenca de drenaje (suministro de materiales terrígenos), pendiente longitudinal, el régimen climático, la geometría de la cuenca de depositación y la tectónica inciden en la morfología del abanico aluvial (Arche, 2010).

Los depósitos de flujos de detritos y flujos hiperconcentrados típicos de estos depósitos están caracterizados por sorteo pobre. Los sedimentos consisten en gravas finas a gruesas, angulares a pobremente redondeadas de carácter matriz soportadas a clasto soportadas (Moscariello, 2017).

1.5.2 Mega abanicos y abanicos fluviales

Al contrario de los abanicos aluviales, los abanicos fluviales (o mega abanicos fluviales) se desarrollan en áreas mucho más grandes formándose a través de la acumulación de sedimentos por sistemas fluviales distributivos, conocidos con el acrónimo DFS (*Distributive Fluvial Systems*) (Fig. 13). Las cuencas hidrográficas principales y los ríos confinados dentro de las cadenas montañosas producen un patrón radial de dispersión de escorrentía cuando alcanzan llanuras abiertas más allá del frente topográfico, acumulando sedimentos que tienen forma de abanico por avulsión nodal o fraccionamiento de flujo en cinturones de canales trenzados o de alta sinuosidad (Moscariello, 2017). La dispersión de sedimentos en los abanicos fluviales genera superficies de gradiente extremadamente bajo (generalmente, 0.18 sobre los sectores de abanico medio a distal) (Horton & DeCelles, 2001).

Los grandes abanicos fluviales son probablemente las formas deposicionales a mesoescala más comunes reconocibles en las cuencas sedimentarias continentales modernas, especialmente en las cuencas de antepaís e intracratónicas, las cuencas intraorogénicas restringidas y los rifts continentales (Weissmann, et al., 2011).

18

Los canales con frecuencia presentan una disminución progresiva del abanico hacia abajo en ancho y profundidad, así como transiciones frecuentes de patrones trenzados sobre los dominios proximales a patrones meándricos en zonas distales (Nichols & Hirst, 1998).

Los mega abanicos fluviales cubren áreas que van desde 100 a 700 km y se forman más típicamente en frentes montañosos (Wilkinson, 2013). Su evolución estratigráfica puede ser muy dependiente de variables como el flujo de sedimentos, el tamaño de los drenajes y la tasa de subsidencia, factores que son controlados por procesos climáticos, tectónicos y geomorfológicos (Heller et al., 1988; Slingerland, 1998; Horton y DeCelles, 2001).



Figura 13 Características sedimentológicas y morfológicas de un abanico fluvial. Modificado de Moscariello (2017).

1.5.3 Ríos trenzados

Son ríos que poseen una alta proporción de sedimentos transportados, ya sea por rodadura o saltación a lo largo del lecho del canal. Cuando la carga sedimentaria se deposita como barras arenosas o de gravas en el canal, el flujo se divide para darle al río su forma trenzada característica (Nichols, 2009). Poseen varios o muchos canales separados por barras temporales o islas.

En un río trenzado dominado por gravas, los depósitos de barras consistirán comúnmente de clastos grandes con estratificación cruzada, y raramente granos en un solo conjunto (Boggs, 2006) (Figura 14).



Figura 14 Depósitos de ríos trenzados. Tomado de Tucker (2001)

1.6 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS

Los minerales pesados corresponden a una fracción muy pequeña, inferior al 1%, presente en rocas detríticas y cuya densidad es mayor a 2.85 g/cm³ (Nichols, 2009). Estos minerales son poco comunes y para su estudio se los concentra separándolos con un líquido denso (bromoformo, politungstato de sodio). Entre los más comunes están circón, turmalina, rutilo, apatito, granate y otros minerales accesorios ígneos y metamórficos.

Folk (1980) sintetizó que el estudio de minerales pesados es función de cinco variables complejas: la estabilidad diferencial de la roca fuente, la litología del área fuente, su erosión y meteorización, las condiciones hidrodinámicas y los cambios pre y post deposicionales.

El estudio de minerales pesados es una de las técnicas más sensibles y más ampliamente usadas para determinar la proveniencia de sedimentos (Fig. 15). Mange y Maurer (1992) sostienen que también se utiliza con otros propósitos:

- Trazar el transporte de sedimentos, complementando el análisis de paleocorrientes.
- Delinear provincias petrológicas sedimentarias.
- Correlacionar varios cuerpos arenosos.
- Localizar depósitos de potencial económico.

El análisis de minerales pesados en las secuencias de cuenca de antepaís puede ser valioso para limitar las historias estructurales tanto de la cuenca como de las zonas de influencia tectónicas (Mange & Maurer, 1992).

Asociación	Área fuente			
Apatito, biotita, brokita, hornblenda,				
monzonita, rutilo, titanita, turmalina,	Rocas ígneas ácidas			
zircón				
Casiterita, fluorita, granate, monacita	Pegmatitas graníticas			
Augita, cromita, diópsido, hipersteno,	Rocas ígneas básicas			
ilmenita, magnetita, olivino				
Andalucita, corindón, granate,				
flogopita, estaurolita, topacio,	Rocas metamórficas			
wollastonita, zoisita, sillimanita,				
cloritoide, pumpellyita				
Barita, leucoxeno, rutilo, turmalina,	Rocas sedimentarias			
zircón (fragmentos redondeados)				

Figura 15 Minerales pesados y su proveniencia. Modificado de Pettijohn et al., 1972.

1.7 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

La morfología de una partícula se refiere a la suma de las características superficiales de los granos sedimentarios (Dumitriu et al., 2011). La meteorización, erosión y transporte pueden dejar huellas distintivas en las partículas, en forma de fracturas, superficies desgastadas y texturas superficiales particulares (Benn, 2010).

El análisis morfométrico ofrece, junto con el análisis granulométrico y petrográfico, información relevante sobre el origen de la fuente del sedimento, el medio de transporte y el proceso de sedimentación (Hurst et al., 2010; Dumitriu et al., 2011).

Los métodos y esquemas utilizados para obtener datos primarios de la forma de los granos han sido objeto de diversas discusiones. La adopción de un método consistente garantizaría la adecuada comparación entre los resultados de clasificación de formas de diferentes experimentos y una mejor interpretación del ambiente de depositación (Oakey, et al., 2005). Distintos métodos y estudios descriptivos para el tamaño y la forma de las partículas intentan cuantificar, lo más preciso posible, la influencia de las condiciones dinámicas y la composición petrográfica de partículas que se transportaron en ciertos entornos y su apariencia en un momento determinado (Dumitriu et al., 2011).

Se pueden definir tres tipos de características generales: la forma o las dimensiones relativas de la partícula; la redondez, o la suavidad general del contorno y la textura de la partícula, o características superficiales a pequeña escala (Benn, 2010).

Los parámetros del tamaño de gravas de más fácil medición y uso frecuente son las longitudes de los tres ejes representativos: *a* (longitud del eje mayor / máximo), *b* (longitud del eje medio) y *c* (longitud del eje menor) (Fig.16). Estas longitudes son equivalentes a las longitudes laterales de una caja rectangular-sólida que limita una partícula.



Figura 16 Una partícula irregular orientada I y S prescribe el área proyectada más pequeña, y L es perpendicular a ambas. Tomado de Blott y Pye (2008).
CAPÍTULO 2: ASPECTOS METODOLÓGICOS

2.1 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

A través de cuatro campañas de campo a la zona de estudio se recolectaron 10 muestras de rocas, 220 clastos y se tomaron fotografías que facilitaron la descripción posterior.

Se realizó un estudio sedimentológico y estratigráfico de tres afloramientos representativos de la formación Tiyuyacu (Fig. 17), presentes en la vía Tena-Puyo en el sector Costa Azul, parroquia Puerto Napo, cantón Tena. El área estudiada corresponde a alrededor de 3.5 km de carretera y se analizaron 50 m para la columna estratigráfica. La descripción de litofacies se efectuó a través de hojas de registro sedimentológico, reconociéndose 5 litofacies distintivas en la zona estudiada. Para la nomenclatura de las Facies se ha utilizado el sistema de siglas de Miall (1996, 2006).



Figura 17 Afloramientos representativos de la Formación Tiyuyacu en la zona de estudio

2.2 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Se recolectó un total de 220 clastos no meteorizados de los conglomerados de la Formación Tiyuyacu en distintos afloramientos procurando abarcar varios rangos de tamaño y litologías. Para precisar las litologías dominantes se elaboró cuatro láminas delgadas de los clastos en el Laboratorio de Láminas Delgadas de la Escuela Politécnica Nacional. Las medidas morfométricas de los ejes largo (L), intermedio (I) y corto (S) se realizaron con un calibrador vernier digital. Sneed y Folk (1958) clasifican las formas de las gravas utilizando un diagrama triangular (Fig. 18), en el que grafican distintas relaciones entre los ejes de las partículas y proponen diez campos de distintas morfologías. La forma de los clastos se obtuvo a través de este diagrama, para lo cual se ploteó las medidas de los ejes principales de cada grano en una hoja de Excel adecuada para esta gráfica elaborada por la Universidad de Loughborough (Graham y Midgley, 2000).



Figura 18 Diagrama ternario de la forma de los clastos de Sneed y Folk (1958). Modificado de Cann et al., (2014)

La esfericidad se calculó con la fórmula de la Esfericidad de Máxima Proyección de Sneed y Folk (1958), MPS=(S²/LI)^{1/3}, donde L, S e I son las medidas de los ejes principales de cada partícula. Este parámetro refleja el mejor comportamiento de las

partículas durante el transporte en un medio fluido. El índice o coeficiente de planitud se calculó con la fórmula FR=S/I definida por Blott y Pye (2008). Para el índice de elongación se usó la fórmula ER=I/L (Sames, 1966, Lutig, 1962). Dobkins y Folk (1970) propusieron el índice Oblato-Prolato (OPI) que es la medida de un clasto en una escala de disco a lámina y a barra, su rango varía de $-\infty$ a + ∞ , y se calculó con la fórmula OPI= [{(L-I) /(L-S) - 0.5} /SL]. La redondez de los clastos fue estimada usando los cuadros comparativos de Powers (1953) (Fig. 19) y fotografías de los 220 clastos, además, se

verificó los valores a partir de la fórmula de redondez de Wadell (1932): $\frac{\sum Dr}{Di}$, donde Dr es el diámetro de curvatura de cualquier esquina, n es el número de esquinas y Di del círculo más grande inscrito en la partícula. Para la medida de los valores a usarse en la fórmula de Wadell (1932) se usó el software Image J, de libre acceso. El procesamiento de datos y los cálculos se realizaron en Excel, aplicando las fórmulas de cada índice, junto con la media y el error respectivo a través de la desviación estándar.



Figura. 19 Comparación visual para estimar la redondez. Modificado de Powers (1953).

2.3 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS

Con la finalidad de determinar la procedencia de las rocas que conforman la Formación Tiyuyacu se recolectaron 4 muestras de 1 kg de matriz de conglomerados en dos afloramientos de la zona. La preparación de las muestras, la separación y montaje de minerales pesados se realizó en los laboratorios de Sedimentología y Geoquímica de la Escuela Politécnica Nacional. El proceso completo se detalla a continuación (Figura 20):

1.- Se recolectó muestras frescas y se las almacenó en fundas plásticas herméticas y etiquetadas.

2.- Se trituró las muestras en una trituradora de mandíbulas para obtener tamaños de grano inferiores a 2 mm y se guardó nuevamente en fundas plásticas.

3.- Posteriormente, se tamizó en húmedo las muestras para obtener fracciones de 45 μm y 250 μm respectivamente, las cuales se colocaron en envases de aluminio.

4.- La fracción de 45 μm fue tratada con ácido clorhídrico y acético al 10% para disolver carbonatos y eliminar materia orgánica. Para finalizar, se neutralizó con agua destilada y se secó en un horno industrial debidamente cerrada para evitar contaminación.

5.- Utilizando politungstato de sodio $[Na_6(H_2W_{12}O_{40})]$, cuya densidad debe superar los 2.8 g/cm³, se procedió a separar los minerales pesados en una fracción de 10 g utilizando un embudo de decantación y papel filtro. A continuación, se secó lo obtenido para el montaje en lámina.

6.- El montaje de los minerales pesados fue realizado con piperina de índice de refracción 1.68 utilizando portaobjetos y cubreobjetos en cada muestra.

7.- La identificación de los minerales pesados en lámina se realizó en un microscopio petrográfico Olympus BX51 en el Laboratorio de Microscopía de la Escuela Politécnica Nacional. El estudio óptico tomó como base el libro de Mange y Maurer (1992), se consideró para el conteo 300 granos detríticos no opacos.

8.- Después del análisis, los datos se tabularon y las cantidades de los minerales pesados individuales se expresaron en porcentajes relativos, para determinar el espectro de minerales pesados y proporcionar una base para decidir sobre el tratamiento de datos adicional.



Figura 20 A) Laboratorio de Sedimentología B) Trituradora de mandíbulas C) Tamizado en fracciones 250 um y 45 um D) Tratamiento con ácido E) Separación de minerales pesados F) Montaje de láminas de minerales pesados E) Estudio óptico e identificación

2.4 MAPAS DE ESPESORES Y CORRELACIÓN DE POZOS

La información referente a los registros eléctricos de varios pozos exploratorios de la Cuenca Oriente fue solicitada a la Secretaría de Hidrocarburos, a través del convenio que existe con la Escuela Politécnica Nacional. Se obtuvo datos correspondientes a 44 pozos, sin embargo, no todos contaban con la sección de la Formación Tiyuyacu en su registro, por lo tanto, se utilizó 30 pozos.

Se utilizó el software Geographix, a través de la herramienta *LMKR GVERSE Geomodeling* para realizar la correlación y elaborar un mapa de espesor de la Formación Tiyuyacu con los datos de 30 pozos exploratorios de la Cuenca Oriente (Figura 21). Para esto se usó los límites tope y base (espesor neto) de la Formación Tiyuyacu y a través de una interpolación de isócoras se elaboró el mapa. La finalidad fue visualizar cómo varía regionalmente esta Formación en cuanto a espesores y dónde es más potente, y relacionar esas características con los otros análisis realizados.



Figura 21 Pozos exploratorios utilizados para correlación y mapas de espesores

CAPÍTULO 3: RESULTADOS



3.1 ANÁLISIS Y DEFINICIÓN DE LITOFACIES

Figura 22 Columna estratigráfica de la zona de estudio. Facies: Conglomerados con estratificación cruzada en surco (Gct), Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gcp), Conglomerados matriz soportados (Gmt), Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada (St), Areniscas finas (Sm), Limolitas (Fm), Paleosuelos (Fr) A partir de las características determinadas en las campañas de campo por medio de la descripción petrográfica de muestras de roca del área de estudio y la distinción propuesta por Christophoul et al. (2004) para diferenciar el Miembro Superior e Inferior de la Formación Tiyuyacu se concluyó que los afloramientos revisados corresponden al Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu cuyos conglomerados contienen más del 90% de clastos de cuarzo lechoso.

Se identificaron 5 litofacies principales en la zona estudiada que constan en la columna estratigráfica de la Figura 22.

3.1.1 Litofacies del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

3.1.1.1 Conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar o en surco (Gcp y Gct)

Descripción: Consisten en capas de conglomerados clasto soportados café claro cuyo espesor varía de 0.3 a 2 m. Presentan estratificación cruzada en surco y planar (Figura 24 y 26). Los conglomerados son polimícticos formados por granos del tamaño de gránulos a gravas (2-128mm) subredondeados a bien redondeados de cuarzo lechoso (~90%), cherts pardo rojizos (~4%), cuarzoarenitas (~3%) y rocas metamórficas (~3%) como cuarcitas y metacuarzoarenitas. Presentan localmente gradación normal (a conglomerados matriz soportados o areniscas conglomeráticas) e imbricación de los clastos (Figura 23). Su matriz es arenosa de grano grueso. Se cortan lateral y verticalmente, se muestran como canales.

Interpretación:

Bajo condiciones de alto estrés de cizalla solo los clastos más gruesos son depositados, formándose los conglomerados clasto soportados. Los granos más finos y arena se van agregando a velocidades de flujo más lentas. La imbricación de los clastos se produce al depositarse por corrientes de tracción, comúnmente preservada en conglomerados clasto soportados y puede ser indicador de paleocorriente (Miall, 1996). Los conglomerados con estratificación cruzada representan depósitos de arrastre de fondo en un río trenzado que preserva depósitos de relleno de canal y de barra (Leleu y Hartley, 2009; Bluck, 1982). Las unidades con estratificación cruzada plana en conglomerados son indicadoras de formas progradacionales en barras fluviales que son ricas en clastos en la base y disminuyen progresivamente en tamaño de grano (Steel y Thompson, 1983; Leleu y Hartley, 2009; Smith, 1990). Las capas con estratificación cruzada en surco se interpretan como formas en un canal que representan dunas semilunares (Smith, 1990) o dunas intermedias asociadas a depósitos de barras (Lunt et

al. 2004). Las tendencias de gradación normal observadas en los sets probablemente reflejen fluctuaciones en el estado del flujo sobre la cresta de la barra (Collinson, 1996).



Figura 23 A) Imbricación de clastos de cuarzo en la litofacie Gct B) Gradación normal 3.1.1.2 Conglomerados matriz soportados con estratificación cruzada en surco (Gmt)

Descripción: Se presentan como capas de hasta 0.7 m con estratificación cruzada en surco. Los conglomerados presentan composición petrográfica polimíctica similar a la litofacie anterior, con aproximadamente 90% granos de cuarzo lechoso de tamaño de gránulos a guijarros. La matriz es arenosa formada casi en su totalidad por cuarzo. El sorteo es pobre y no hay imbricación de granos. El contacto con las capas adyacentes es brusco, pero no erosional (Figura 25 y 26).

Interpretación:

Leleu y Hartley (2009) sostienen que los conglomerados matriz soportados han sido depositados por inundaciones laminadas. Los clastos grandes se mueven como arrastre de fondo mientras que el material de grano más fino se deposita por suspensión (Blair y McPherson, 1994). Para Miall (1996), esta litofacie se forma cuando los flujos ocupan pasivamente la topografía aluvial preexistente; ocuparán canales y asumirán una forma canalizada. Los flujos son lobulados en vista en planta y, debido a que tienen fuerza interna, desarrollan márgenes lobulados y convexos. Se conserva cuando los flujos detienen el movimiento hacia adelante como resultado del desarrollo de fricción interna debido a la pérdida de agua.



Figura 24 Litofacies Gct, Gcp y St del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu



Figura 25 Litofacies Gct, Gcp, Gmt y St determinadas para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu



Figura 26 Litofacies Gct, Gcp, Gmt determinadas para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu



Figura 27 Litofacies Gct, St, Sm, Fm y Fr determinadas para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

3.1.1.3 Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada en surco (St)

Descripción: Forman estratos grises y pardos cuya potencia alcanza los 3 m. La estratificación cruzada en surco y la gradación normal están presentes (Figura 24, 25 y 27). El tamaño de grano varía de 1 mm a 2.5 mm, su textura es psamítica. Los clastos de mayor tamaño corresponden a cuarzo lechoso; la selección de los granos es pobre a media.

Interpretación:

Las areniscas conglomeráticas representan depósitos de arrastre de fondo en un sistema de ríos trenzados (Miall, 1977). Las formas comprenden barras y relleno de canales. Los *cosets* con estraficación cruzada en surco están organizados en relleno de canales sucesivos (Ramos y Sopeña, 1983), pero también representan partes de depósitos de barras. Lentes de areniscas conglomeráticas en forma de alas son características intrínsecas de sistemas fluviales trenzados y ocurren particularmente en confluencia de canales (Ardies et al. 2002). Las areniscas con estratificación cruzada en surco se desarrollan por la migración de dunas 3D (Miall, 1996).

3.1.1.4 Areniscas finas y limolitas (Fm y Sm)

Descripción: Están como estratos centimétricos de colores gris a pardo que sobreyacen a la litofacie de las areniscas conglomeráticas. La composición es similar con dominio de cuarzo, textura psamítica para las areniscas y no muestran estructuras sedimentarias remarcables. Tanto las areniscas como las limolitas son de grano fino y selección media a buena. Se agruparon como una sola litofacie debido a que están estrechamente intercaladas (Figura 27).

Interpretación: La estructura masiva es una característica principal que ocurre en ausencia de transporte de tracción y resulta de la depositación muy rápida por suspensión o dispersión de sedimentos altamente concentrados (Boggs, 2006). Las areniscas masivas son depósitos resultantes de flujos gravitacionales, la estructura masiva ocurre en canales pequeños como resultado del colapso de bancos de sedimentos. También se puede producir por modificación postdeposicionales como bioturbación y deshidratación (Miall, 1996).

Miall (1977) propuso la litofacies de limolitas masivas para las unidades que ocurren dentro de sedimentos trenzados arenosos y de gravas donde ellas representan

34

depósitos de piscinas permanentes en etapas tempranas de abandono de canales. También representan las facies más distales de llanuras de inundación.

Estos niveles arenosos finos podrían ser también interpretados como depósitos tractivos de desborde que posteriormente ha sido expuestos y desarrollado colonización por parte de flora y fauna (Ramos et al., 1986), dando lugar a la generación de suelos, al menos incipientes.

3.1.1.5 Paleosuelos (Fr)

Descripción: Son capas arcillosas de hasta 0.5 cm de espesor de tonalidades grises oxidándose en gran parte adoptando colores rojizos. Se encuentran en forma masiva, sin estructuras sedimentarias. Presentan trazas de raíces y grietas, están sobre la litofacies de limolitas y areniscas finas, y se preserva más al tope de la secuencia (Figura 27).

Interpretación:

Son comunes en planicies de inundación con vegetación, representa el desarrollo de suelo en un clima húmedo. Estructuras primarias suelen ser oscurecidas o destruidas por emplazamiento de raíces o bioturbación, lo que les da una apariencia moteada (Miall, 1996). La apariencia moteada indica sedimento oxigenado (PiPujol y Buurman, 1997) y está relacionado con las transformaciones químicas y bioquímicas asociadas con las raíces vivas (Buurman, 1980; Retallack, 2001).

Código	Descripción	Interpretación	Elemento arquitectural (Miall, 1996,2006)
Gcp, Gct	Conglomerados polimícticos (cuarzo, chert, cuarzoarenita, clastos metamórficos) clasto soportados con estratificación cruzada planar y en surco. Matriz arenosa gruesa, gradación normal e imbricación local	Representan depósitos de carga de fondo de un sistema de ríos trenzados que comprenden barras y relleno de canales. Están presentes en abanicos aluviales como depósitos de flujo.	Barras de gravas (GB)
Gmt	Conglomerados polimícticos (similar Gcp, Gct) matriz soportados con estratificación cruzada en surco. Matriz arenosa gruesa, gradación normal a St.	Depositados por flujos laminares, conglomerados pobres en clastos. Se encuentran en depósitos de abanicos fluviales.	

3.1.2 Asociación de litofacies

St	Areniscas conglomeráticas ricas en cuarzo con estratificación cruzada en surco	Se interpretan como depósitos de carga de fondo en ríos trenzados que comprenden relleno de canales, barras y dunas a escala más pequeña. Presentes en abanicos fluviales dominados por ríos o también llamados abanicos fluviales.	Barras de arena (SB)
Sm, Fm	Areniscas finas y limolitas masivas	Depósitos de etapas tempranas de abandono de canal en ríos trenzados, asociados a facies distales de planicies de inundación.	Relleno de canales abandonados (FF, CH)
Fr	Paleosuelos, arcillosos con raíces y grietas	Suelos incipientes asociados a planicies de inundación.	,

Figura 28 Tabla resumen de las descripciones, interpretaciones y elementos arquitecturales para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu en la zona estudiada

Interpretación

La sección estudiada a través de las cinco litofacies se agrupó en distintos elementos arquitecturales que comprenden un sistema de ríos trenzados de baja sinuosidad con abundancia en gravas.

Las litofacies conglomeráticas (Gmt, Gct y Gcp) representan depósitos de barras de gravas (GB). Este elemento se presenta como capas multiepisódicas que pueden alcanzar cientos de metros de espesor. Las superficies de erosión son comunes. La litofacies Gt representa rellenos de socavación (Miall, 2006). Suelen ir intercalados con elementos SB (Barras de arena).

La litofacies de areniscas conglomeráticas (St) está interpretado como barras de arena (SB). Representan dunas 3D que ocupan las secciones más profundas de los canales activos donde la carga del lecho es predominantemente arena (Miall, 1996). Forman lentes o lóbulos de arena con estratificación cruzada en surco o planar que pueden alcanzar decenas de metros de espesor (Miall, 2006).

El apilamiento vertical de diferentes tipos de formas de lecho (elementos GB y SB) indica cambios a largo o corto plazo en el régimen de flujo. Los cambios a corto plazo ocurren durante los cambios de etapa (inundaciones repentinas, fluctuaciones estacionales). Los cambios a largo plazo reflejan la agradación y la reducción de la profundidad del agua durante largos períodos de tiempo (Bluck, 1982).

Las litofacies más finogranulares (Sm, Fsm y Fr) se agruparon como material de relleno de canales abandonados (FF, CH). Forman capas de poco espesor y comprenden una pequeña área del sistema fluvial trenzado. En el área de estudio encontramos este elemento preservado al tope de la secuencia.

La asociación de estos elementos GB, SB y FF(CH) definen un ambiente de depósito de ríos trenzados de baja sinuosidad con una alta carga sedimentaria (Figura 29).



Figura 29 Diagrama esquemático del ambiente de depósito del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu.

3.2 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Se determinó las litologías dominantes en los clastos analizados (Fig. 30), siendo 75% cuarzo (lechoso, hialino),10% cuarzoarenitas grises y marrones, 9% cuarcitas de tonalidad gris oscuro y marrón y 6% cherts de color marrón y rojizo. Sus tamaños varían de gránulos a gravas.



Figura 30 Litologías dominantes en los clastos a) Cuarzo lechoso b) Chert marrón c) Cuarzoarenita marrón d) Cuarcita gris oscuro (Ver Anexo II).

Muchas cuarzoarenitas muestran un ligero metamorfismo, debido a alta compactación, contactos cóncavo convexos entre granos y extinción ondulante para el cuarzo (observados en lámina delgada), por lo que se las denominó meta-cuarzoarenitas (Fig. 31).



Figura 31 Fotografías de clastos de los conglomerados del miembro Superior de la Formación Tiyuyacu. a) y b) Chert con cuarzo micro y criptocristalino, c), d), e) y f) Meta-cuarzoarenitas (Ver Anexo I).



• Forma



Esta medida cuantifica la relación entre las tres dimensiones perpendiculares de un clasto. Sneed y Folk (1958) propusieron un diagrama ternario con diez clases de forma para los granos en base a sus tres ejes fundamentales: mayor, medio y menor. Se plotearon los 220 clastos en el diagrama (Fig. 32) y se obtuvo los siguientes resultados (Ver Anexo IV):

Forma	N° Clastos	Porcentaje %
СОМРАСТО	18	8.18
COMPACTO-PLANAR	28	12.73
COMPACTO-LAMINAR	41	18.64
COMPACTO-ELONGADO	31	14.09
PLANAR	15	6.82
LAMINAR	38	17.27
ELONGADO	39	17.73
MUY PLANAR	1	0.45
MUY LAMINAR	6	2.73
MUY ELONGADO	3	1.36
minim Frag		
0 1 2	0 1 2	Cardo,
Compacto-laminar	Elongado Cuarcita	
L: <u>3.68 cm I: 2.61 cm</u> S: 1.95 cm	L: 5.63 cm I: 2.54 cm S	: 1.92 cm
Laminar Chert L: 3.26 cm I: 1.98 cm S: 1.46cm	Compacto-elongado Cuarzo L:3.82 cm l: 2.55 cm S: 2.32 cm	

Figura 33. Tipos de forma para los clastos de los conglomerados de la zona estudiada a partir del diagrama ternario de Sneed y Folk (1958)

Entre las formas más abundantes de los clastos estudiados están compacta-laminar (18.64%), elongada (17.73), laminar (17.27%) y compacto elongada (14.09%). Para cada litología las formas principales son (Figura 34): laminar para los cherts, elongada

para las cuarcitas, compacta-laminar para los cuarzos y elongada para las cuarzoarenitas y meta cuarzoarenitas.



Figura 34 Diagrama de Sneed y Folk (1958) aplicado a las diferentes litologías dominantes entre los clastos estudiados

• Esfericidad (MPS)

Esta es una medida de equidimensionalidad, es decir, la relación entre las intersecciones de las partículas entre sí, o de otro modo, la aproximación de un grano a una esfera. En el presente estudio se utilizó la Esfericidad de Proyección Máxima (MPS) definida por Sneed y Folk (1958) con la fórmula MPS=(S²/LI)^{1/3}. Los valores obtenidos para el área analizada están en el rango de 0.31 a 0.93, con una media de 0.71±0.1. Los valores más altos de esfericidad corresponden a cuarzos y los bajos a cherts (Ver Anexo IV).

• Índice de Planitud (FR)

El índice de planitud de una partícula es la medida del radio del eje corto (S) al eje intermedio (I), calculado con la fórmula S/I (Blott & Pye, 2008). Los coeficientes de planitud para los clastos estudiados están en el rango de 0.21 a 0.89, con una media de 0.72±0.15. Los resultados más bajos se hallaron en cherts y los más altos en cuarzos (Ver Anexo IV).

• Índice de Elongación (ER)

Definido como el radio del eje intermedio al largo, con la fórmula I/L (Sames, 1966, Lutig, 1962). Los resultados varían de 0.40 a 0.88, con una media de 0.73±0.15 (Ver Anexo IV).

• Índice oblato-prolato (OPI)

Esta medida expresa la cercanía del eje intermedio al eje largo o al eje corto. Matemáticamente expresado como: $OPI= [\{(L-I) / (L-S) - 0.5\} / SL] (Dobkins y Folk, 1970).$ Para los clastos del miembro superior de la Formación Tiyuyacu estudiados en el presente estudio los valores están en el rango de -11 a 19.8, con una media de 1.09 ±5.47 (Ver Anexo IV).

Redondez

Es la medida de la curvatura de las esquinas y aristas de una partícula, los resultados oscilan entre 0.21 a 0.92 con una media de 0.55 ± 0.13 . Los clastos más redondeados corresponden a cuarzos y los menos redondeados a cherts (Ver Anexo IV).

3.2.1 Interpretación del Análisis Morfométrico

Muchos autores han demostrado la utilidad de la morfometría de los clastos en interpretaciones paleoambientales (Dobkins y Folk, 1970; Lutig, 1962; Sames, 1966; Okoro et al., 2012). Es conocido que: la redondez de una partícula clástica resume su historia abrasional; la esfericidad refleja las condiciones de depositación al momento de acumulación (Pettijohn,1975) y la forma refleja el grado e intensidad del proceso de sorteo selectivo y puede ser usada para diferenciar ambientes deposicionales (Dobkins y Folk, 1970; Shepard, 1963; Griffiths, 1967).

Dobkins y Folk (1970) determinaron en sus investigaciones que las formas de los clastos diagnósticas de los ambientes dominados por ríos son compactas, compactaslaminares y compactas elongadas, mientras que para ambientes de playa las formas más usuales son planares, muy planares y muy laminares. En los resultados obtenidos las formas compactas, compactas laminares y compactas elongadas representan el 40,91% del total de clastos, siendo las más numerosas, sugieren un ambiente de depositación fluvial (Figura 26). El índice de esfericidad de máxima proyección para clastos de origen marino son de valores bajos, inferiores a 0.4, en contraste con los que tienen origen fluvial que tienen valores más altos (Dobkins y Folk, 1970; Sneed y Folk, 1958; Humbert, 1968; Illenberger y Reddering, 1993). El promedio obtenido para los clastos estudiados es de 0.71±0.1 que concuerda también con un ambiente fluvial. Los valores altos de esfericidad indican que el grado en que los granos se interceptan (comportamiento hidráulico de los sedimentos) entre sí durante el transporte en el fluido fue alto (Okon y Akombi, 2019).

El rango de Humbert (1968) considera que de 0.6 a 0.9 en el índice de elongación es característico de clastos de ríos. El valor medio para el presente estudio es 0.73±0.15, confirmando el origen relacionado a ríos.

El índice Oblato-Prolato, cuya media obtenida es 1.09 ± 5.47 , cae dentro del límite empírico (> -1.5) propuesto por Dobkins y Folk (1970) para granos presentes en procesos fluviales. Stratten (1974) obtuvo en sus estudios que los clastos fluviales presentan índices de planitud mayores a 0.45, que está en concordancia con el valor obtenido en este estudio de 0.72±0.15.

Powers (1953) estimó que para ambientes fluviales la redondez era inferior a 0.35 (35%) y para ambientes litorales mayor. La redondez para los clastos estudiados tiene una media de 0.55 ± 0.13, que a pesar de esta referencia de Powers (1953) y en concordancia con los resultados obtenidos de los otros parámetros morfométricos puede significar una distancia de transporte mayor o flujos con una alta carga de sedimentos. La distancia a la que viaja un grano también afecta su grado de redondez. Se ha observado que el cambio más rápido en la morfología del grano ocurre dentro de los primeros 10 km (Lindholm, 1987), pero el medio a través del cual se transporta el grano y el modo de transporte es crítico para su forma final.

La gráfica MPSI vs OPI y la FI vs MPSI (Figuras 35, 36 y 37) han sido usadas para representar visualmente en qué campo (Fluvial o Marino) se encuentran los clastos estudiados, y el resultado claramente muestra que el ambiente fluvial es el que domina.



Figura 35. Esfericidad de Máxima Proyección vs Índice Oblato-Prolato. Relación de Dobkins y Folk, (1970) graficada con los datos del estudio.



Figura 36. Índice de planitud vs Esfericidad de máxima proyección. Relación de Stratten (1974) graficada con los datos del estudio



Figura 37. Esfericidad de máxima proyección vs Redondez Relación de Dobkins y Folk, (1970) graficada con los datos del estudio.

3.3 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS

Se procesaron y estudiaron las cuatro muestras obtenidas en campo, sin embargo, para el presente análisis no se consideró la muestra SA-010 debido a que dentro del conteo los minerales pesados no opacos fueron insuficientes (Ver Anexo II). Además, se consideró dos muestras del Miembro Superior y dos del Miembro Inferior analizadas por Ruiz, (2002).





Los resultados obtenidos en los análisis muestran el predominio de minerales metamórficos y minerales estables (Fig. 38). El índice ZTR definido por Hubert, 1962 sirve para determinar cuantitativamente la madurez mineralógica en las asociaciones de minerales pesados, y se calcula sumando los porcentajes de zircón, turmalina y rutilo y dividiendo para los minerales no opacos. Para las muestras del miembro inferior el índice ZTR varía de 16% a 83%, mientras que en el miembro superior este índice oscila entre 40% y 88%. El incremento en el índice ZTR sugiere un aumento en la edad geológica de los sedimentos debido a la disolución progresiva de minerales inestables (Mange y Maurer, 1992). Los zircones de las muestras analizadas tienen formas redondeadas y también otras perfectamente euhedrales, con tonalidades rosadas, azules y presentan zonación (Fig. 39).



Figura 39 Morfología de zircones del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu El miembro Inferior de la Formación Tiyuyacu se caracteriza por la presencia de cloritoide (promedio 38%) y apatito (promedio 6%). El cloritoide es producto del metamorfismo regional de grado bajo a intermedio en sedimentos pelíticos (Mange y Maurer, 1992). El apatito tiene un origen amplio, está presente en rocas ígneas, vetas hidrotermales, rocas metamorfizadas de contacto y regionales e incluso puede ser autigénico.

El miembro superior es rico en branti (promedio 16 %), granate (promedio 11%), sillimanita (promedio 7%) y cianita (promedio 6%). El branti, que abarca los óxidos de titanio: brookita, anatasa y titanita, ocurren comúnmente junto a minerales estables del grupo ZTR y su presencia puede estar correlacionada con corteza continental poco profunda en el área fuente (Vallejo, 2007). El granate, es común en rocas metamórficas de grado medio-alto, en rocas ígneas plutónicas, en pegmatitas y en variedades ultramáficas (Mange y Maurer, 1992). La sillimanita y cianita, característicos de rocas metamórficas ocurren dentro del metamorfismo regional de grado medio-alto a partir de rocas pelíticas (Mange y Maurer, 1992).

3.3.1 Interpretación del análisis de minerales pesados

Ruiz, (2002) identificó para la parte basal del miembro inferior de la Formación Tiyuyacu una fuente volcánica debido a la presencia de apatito, cemento tobáceo y zircones idiomórficos. Además, debido al porcentaje significativo del índice ZTR se evidencia un cambio de aporte de corteza continental somera a un metamorfismo de grado medio por la presencia de cloritoide.

El miembro superior de Tiyuyacu, con alto índice ZTR y zircones redondeados evidencia rocas sedimentarias retrabajadas y asociación granítica en las áreas fuente. El

enriquecimiento en granate, cianita y sillimanita son indicadores de un cambio de fuente a rocas metamórficas de grado medio a alto. Este cambio de fuente en ambos miembros sugiere la exhumación de niveles metamórficos profundos durante la depositación de los mismos.

En los siguientes diagramas ternarios de la figura 40 se ploteó las muestras estudiadas, además de otras correspondientes a distintas formaciones de la Cuenca Oriente tomadas del trabajo de Ruiz, (2002), donde se evidencia distintos aportes para cada una. Se consideró tres polos: ZTR (zircón, turmalina, rutilo), que sugiere fuentes gnéisicas de bajo grado, graníticas o dioríticas, ECCZ (epidota, clinozoisita, cloritoide, zoisita) presente en metamorfismo de grado medio y GSSAK (granate, sillimanita, estaurolita, andalucita, cianita) que corresponde a un grado metamórfico más alto.



Figura 40 a) Diagrama ternario de la abundancia relativa de granate, estaurolita, sillimanita, andalucita, cianita (GSSAK), epidota, cloritoide, clinozoisita, zoisita (ECCZ) y zircón, turmalina y rutilo (ZTR) para varias formaciones de la Cuenca Oriente que evidencia distintas fuentes. Modificado de Ruiz, (2002) (incluye las muestras analizadas en el presente estudio). b) Diagrama ternario de la abundancia relativa de GSSAK, ECCZ y ZTR para las muestras analizadas de la Formación Tiyuyacu (Miembro Inferior y Superior).

3.4 CORRELACIÓN DE POZOS Y MAPAS DE ESPESORES

La correlación de pozos se realizó primero para determinar los topes y bases de la formación Tiyuyacu (información proporcionada en informes adjuntos a los registros de pozos) y además para visualizar de mejor manera la variación de los espesores de la formación en distintas partes de la Cuenca. No se contó con la información de topes de cada miembro, por lo que se abarcó a la Formación en espesor neto.

En la figura 41 se observa que los espesores varían desde cientos de metros a apenas unos cuantos, lo que concuerda con la erosión del Miembro Inferior de la Formación Tiyuyacu durante el eoceno medio-superior (Christophoul, 2004) que ocasionó que no se preserve en muchas partes de la Cuenca.

El mapa de espesores (Figura 42) para la Formación Tiyuyacu muestra que estos varían en un rango de 200 a 1600 m. Hay dos depocentros notorios, al noreste (más complejo y potente) y otro al sur de la Cuenca. La zona del Subandino muestra los espesores más reducidos. De acuerdo con el mapa y tomando como puntos de control a los pozos marcados la Formación Tiyuyacu está presente en un área que supera los 250 km².



Figura 41 Correlación de varios pozos con el tope y base de la Formación Tiyuyacu



Figura 42. Mapa de espesores de la formación Tiyuyacu a partir de los datos de 30 pozos

CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN

4.1 Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

4.1.1 Sedimentología y Estratigrafía del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

En las secciones estudiadas aflora el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu, el cual se identificó en base a criterios sedimentológicos: dominio de clastos de cuarzo lechoso en los conglomerados (~90%) (Christophoul et al., 2004; Marocco et al., 1996; Baby et al., 1999).

Este Miembro consiste en una sucesión de conglomerados, areniscas conglomeráticas, areniscas finogranulares, limolitas y capas de paleosuelos. Los conglomerados están formados por clastos subredondeados a redondeados de cuarzo lechoso (~90%), cherts pardo rojizos (~4%), cuarzoarenitas grises (~3%) y cuarcitas y metacuarzoarenitas grises (~3%). La superficie de los clastos es lisa y las formas predominantes, obtenidas en el análisis morfométrico son compactas-laminares, elongadas y laminares (Sneed y Folk, 1958). Las estructuras sedimentarias presentes en la zona de estudio son estratificación cruzada planar, en surco, estratificación gradada normal, grietas de desecación, bioturbación por raíces, canales, imbricación. Una edad de tipo 39 Ar/⁴⁰Ar en un nivel de toba cerca de la base del Miembro Superior (Campo Bermejo, al norte de la Cuenca), dio 46 ± 0,4 Ma, que corresponde al Eoceno Medio (Christophoul et al., 2002).

El ambiente de depósito propuesto por varios autores para el Miembro Superior es de un sistema de ríos trenzados de baja sinuosidad con abundante material gravoso (Valdez Pardo, 1997; Gutiérrez et al., 2019; Christophoul et al., 2002, Christophoul et al., 2004). Litofacies de tipo Gt, Gp, St, Sp, Sh, Fl, se han identificado y asociado en elementos LA, DA, FF, GB y SB (Christophoul et al., 2002, Christophoul et al., 2004). El ambiente de ríos trenzados se ha confirmado en la zona de estudio a través de litofacies de tipo Gt, Gp, St, Sm, Fsm y Fr que se han agrupado respectivamente en elementos tipo barras de gravas (GB), barras de arenas (SB), canales abandonados (FF-CH) y/o depósitos de desborde (Figura 43).



Figura 43 Sección que muestra los elementos arquitecturales de ríos trenzados presentes en la zona de estudio para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

Este carácter fluvial se confirma en el análisis morfométrico de los clastos de conglomerados analizados a través de los índices de esfericidad de máxima proyección, de planitud, de elongación y el índice Oblato-Prolato que sugieren un origen fluvial para los granos. La figura 44 compara parámetros como la forma de los clastos, redondez y esfericidad de máxima proyección de la zona estudiada con los datos del río Tambo, que es un río trenzado de Australia, siendo muy similares en ambos casos.

Parámetros morfométricos	Tiyuyacu Superior	Río Tambo, Australia (río trenzado)
Formas de los clastos	Compacto laminar, elongada, laminar	Compacto laminar, elongada, laminar
Redondez	0.55	0.45
Esfericidad de máxima proyección	0.71	0.67

Figura 44 Parámetros morfométricos para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu y para el río Tambo en Australia (Goede, 1972).

El ambiente de depositación de ríos trenzados es adecuado, sin embargo, como parte del presente estudio, se propone que estos ríos se desarrollaron en un contexto macro de un mega abanico fluvial (Horton y DeCelles, 2001; Moscariello, 2017; Wilkinson, 2013). Los atributos generales de los abanicos fluviales incluyen: variedad de procesos deposicionales dentro del espectro fluvial clásico, generalmente vinculados a distintos

cinturones de canales y zonas de desborde; cambios comunes en el gradiente y el patrón del canal aguas abajo y lateralmente; cambios progresivos en la textura de los sedimentos, la forma y la clasificación de los clastos; cambios radiales y laterales en asociaciones de facies y falta de confinamiento topográfico lateral (Moscariello, 2017). Pueden representar los más grandes volúmenes de depósitos fluviales en el registro estratigráfico antiguo (Moscariello, 2005; Hartley et al. 2010; Weissmann et al. 2011). Estructuras sedimentarias de depositación por tracción como la estratificación cruzada y los ripples forman facies significativas en las unidades de relleno de canales de grano grueso en sucesiones de abanicos fluviales (Moscariello, 2017).

Los ríos que formaron el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu se deduce que fueron muy grandes y con gran carga sedimentaria en base a la potencia de los depósitos (hasta 440 m según Christophoul et al., 2004) y la extensión de los mismos. En el mapa de espesores de la Figura 42 se observa que este Miembro está presente hasta en 250 km de la Cuenca, lugares como el campo Bermejo al norte, Costa Azul cerca de Puerto Napo al centro y la Cordillera Shaime al sur registran afloramientos (Christophoul et al., 2004, Valdez Pardo, 1997). Otras características que soportarían esta interpretación son las litofacies descritas que se encuentran también en un sistema fluvial asociado a un abanico fluvial y los índices de redondez más altos de lo normal que sugieren grandes distancias de transporte y flujos saturados en sedimentos gruesos (Flujos hiperconcentrados). Cambios laterales y verticales en las asociaciones de facies abandonados (FF-CH). Ávila (2012) determinó geometrías y estructuras con forma de abanico a partir de un estudio de la sísmica de varios puntos de la Cuenca para la Formación Tiyuyacu.

Los sistemas de abanicos fluviales en sus zonas medias y distales, se caracterizan por sucesiones de depósitos finogranulares de planicies de inundación/canales abandonados intercalados con areniscas de relleno de canales. Presencia de paleosuelos pueden ayudar a descifrar las tasas de avulsión y patrones de canales activos. En la sección transversal de un abanico fluvial de la figura 45 se muestran las distintas zonas proximales, medias y distales y los depósitos relacionados. Para el Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu en el área estudiada correspondería a una zona media con depósitos de relleno de canales de gravas y arenas y presencia de paleosuelos.



Figura 45 Sección transversal de un abanico fluvial con sus principales depósitos y áreas. Modificado de Moscariello, 2017.

Edades U-Pb puntualizan la contribución de la Cordillera Oriental deformada y la formación de una barrera topográfica que ocasionó una carga flexural significativa (Gutiérrez et al., 2019), que se tradujo en mayor espacio para la acumulación de sedimentos en la Cuenca Oriente y que pudo haber facilitado la formación del mega abanico fluvial (Figura 46).



Figura 46 Esquema de la depositación del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu.

4.1.2 Proveniencia del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

Para el Miembro Superior depositado durante el Eoceno, edades U-Pb sugieren una proveniencia a partir de la exhumación de niveles profundos andinos y del reciclaje de relleno más antiguo de la Cuenca (Gutiérrez et al.,2019). Contribuciones graníticas del Triásico y fuentes andinas se relacionan con una ausencia de material del Cretácico Tardío que se podría esperar de la parte andina más occidental (Gutiérrez et al.,2019).

Dentro del análisis de minerales pesados realizado un alto índice ZTR y la presencia de zircones redondeados confirman este origen granítico y de retrabajamiento de rocas sedimentarias. Además, es notorio el enriquecimiento en minerales metamórficos de grado medio-alto como granate, cianita y sillimanita, que indicarían exhumación de niveles metamórficos profundos.

Esta interpretación es consistente con una exhumación rápida de la Cordillera Oriental de 56 a 46 Ma (Christophoul et al., 2002; Ruiz, 2002; Spikings and Simpson, 2014; Spikings et al., 2010). El reciclaje de material sedimentario más antiguo o "canibalización de depósitos de la cuenca *preforeland*" (Gutiérrez, et al., 2019) se confirma con los clastos muy similares petrográficamente a los de la Formación Hollín encontrados en los conglomerados del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu (cuarzoarenitas grises) (Figura 47).



Figura 47Acortamiento del Paleoceno-Eoceno, avance del cinturón de empuje y subsidencia flexural continua (Formación Tiyuyacu). Tomado de Gutiérrez, et al. (2019).

Respecto a los fragmentos silicificados (cherts) presentes en un porcentaje inferior al 4% en los conglomerados del Miembro Superior, petrográficamente (láminas delgadas, muestras de mano), estos clastos de tonalidad pardo-rojiza (Figura 48) son cherts biogenéticos formados por restos de radiolarios, espículas de esponjas, restos de materia orgánico y materia arcillosa (Figura 49). Muchos cherts biogenéticos se presentan en capas estratificadas compuestas principalmente por restos de organismos

ricos en sílice, que se alteran en algún grado por disolución y/o recristalización (Boggs, 2006).



Figura 48 Cherts del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu

El presente estudio no logró dilucidar su proveniencia, sin embargo, el análisis morfométrico sugiere distancias de transporte inferiores y por lo tanto una fuente más cercana con respecto a los otros clastos presentes, debido a los bajos valores de redondez para los granos analizados.



Figura 49 A) Sección delgada de chert de radiolarios bien preservados correspondiente a la zona de sutura Bentong-Raub (Indochina) (Jasin, 2013) B) Sección delgada de un chert del Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu con radiolarios poco preservados.
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

- El Miembro Superior de la Formación Tiyuyacu consiste en una sucesión de conglomerados clasto y matriz soportados, areniscas conglomeráticas, areniscas finogranulares, limolitas y capas de paleosuelos. La composición de los clastos de los conglomerados son cuarzo lechoso (~90%), cherts pardo rojizos (~4%), cuarzoarenitas grises (~3%) y cuarcitas y metacuarzoarenitas grises (~3%). La superficie de los clastos es lisa y van de subredondeados a redondeados.
- Las litofacies descritas para el área de estudio son 5: Conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar o en surco (Gct y Gcp), Conglomerados matriz soportados con estratificación cruzada en surco (Gmt), Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada (St), Areniscas finogranulares y Limolitas (Sm y Fsm) y Paleosuelos (Fr). De la asociación de dichas litofacies se determinaron como elementos barras de gravas (GB), barras de arenas (SB) y depósitos de canales abandonados o de desborde (FF-CH). Esto determina un ambiente de depósito de ríos trenzados de baja sinuosidad con abundante carga sedimentaria gruesa.
- El análisis morfométrico sostiene un origen fluvial para los clastos estudiados, a través de los índices de elongación, planitud, Oblato-Prolato y esfericidad de proyección máxima. Es necesario enfatizar que dicho análisis no se puede utilizar como único recurso para determinar un ambiente de depósito, debe apoyarse en otras metodologías.
- El sistema de ríos trenzados determinado como paleoambiente del Miembro Superior puede estar relacionado con la formación de un mega abanico fluvial durante el Eoceno.
- La proveniencia del Miembro Superior está relacionada con la exhumación de niveles profundos metamórficos de la Cordillera Oriental y con el reciclaje de relleno sedimentario más antiguo de la Cuenca. La evidencia consiste en edades U-Pb (Gutiérrez et al., 2019), análisis de minerales pesados y clastos de cuarzoarenitas similares a los de la Formación Hollín.

5.2 RECOMENDACIONES

- Al quedar aún interrogantes con respecto a la relación entre ambos miembros, es conveniente efectuar un estudio a detalle en afloramientos del Miembro Superior e Inferior de Tiyuyacu en toda la extensión de la Cuenca, para así tener una mejor perspectiva del paleoambiente y su evolución.
- Los afloramientos utilizados en el presente estudio son didácticos para la enseñanza de Sedimentología, puesto que se visualizan litologías típicas y estructuras sedimentarias muy claras, lo cual puede ser utilizado para visitas técnicas para aprendizaje dentro de la carrera.
- El análisis morfométrico y de minerales pesados sería conveniente realizarlos en diversos afloramientos de la Formación Tiyuyacu en la Cuenca Oriente, para determinar variaciones debido al transporte.
- Elaborar un modelo 3D de la formación Tiyuyacu para cada Miembro, usando información de registros y sísmica de un número confiable de pozos con la finalidad de determinar la geometría y variación de espesores de cada Miembro.
- Un reconocimiento especial para el departamento de Geología de la EPN con el trabajo de investigación que llevan ya que de esta manera aportan al conocimiento de la geología de la Cuenca y brindan a los estudiantes que participan en esta tarea la oportunidad de adquirir nuevos conocimientos y experiencias en el transcurso de la investigación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, T. (1992). *Estudio regional de la Formación Tiyuyacu*, 125. Universidad Central del Ecuador.
- Anderton, R. (1985). Clastic facies models and facies analysis. In G. Society, Special Publications (Vol. 18, pp. 31-47). London. doi:https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1985.018.01.03
- Arche, A. (2010). Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones científicas.
- Ardies, G. W., Dalrymple, R. W., & Zaitlin, B. A. (2002). Controls on the Geometry of Incised Valleys in the Basal Quartz Unit (Lower Cretaceous), Western Canada Sedimentary Basin . *Journal of Sedimentary Research*, 602-618.
- Ávila, M. (2012). Caracterización de las Formaciones Tiyuyacu y Orteguaza en un área de la Cuenca Oriente para la prevención de riesgos en la perforación. Quito: Tesis de Grado, UCE.
- Baby, P., Christophoul, F., Rosero, J., Galárraga, M., Valdez, A., Marocco, R., & Rivadeneira, M. (1999). *Deformación y ciclos tectono-sedimentarios en la Cuenca Oriente, versión 1.0.* Quito: Convenio Orstom-Petroproducción.
- Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragan, R. (2004). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. En *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (1era ed., pág. 295).
 Quito, Ecuador: Convenio IFEA-IRD-Petroecuador.
- Baldock, J. (1982). *Geología del Ecuador: Boletín de Explicación del Mapa geológico de la Républica del Ecuador.* Dirección General de Geología y Minas, Quito.
- Barret, P. (1980). La forma de las partículas de roca, una revisión crítica. Sedimentology, 27(3), 291-303. doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01179.x
- Benn, D. (2010). Particle morphology of sediments.
- Blair, T., & McPherson, J. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on their morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 450-489.
- Blair, T., & McPherson, J. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particle. *Journal of Sedimentary Research*, 6-19.
- Blott, S., & Pye, K. (2008). Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 31–63.
- Bluck, B. (1982). Texture of gravel bars in braided rivers. In R. Hey, J. Bathurst, & C. Thorne, *Gravel-Bed Rivers* (pp. 339-355). United Kingdom: John Wiley.
- Boggs, S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks* (Second ed.). New York, USA: Cambridge University Press.

- Boggs, S. J. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (Fourth ed.). New Jersey, U.S.A.: Pearson: Prentice Hall.
- Buurman, P. (1980). Palaeosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology*, 593-606.
- Canfield, R., Bonilla, G., & Robbins, R. (1982). Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. AAPG Bulletin, 66(8), 1076-1090.
- Cann, J., Lower, C., & Jago, J. (2014). Provenance and sediment characteristics of contemporary gravel deposits at Sellicks Beach, eastern shore of Gulf St Vincent, South Australia. Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia, 819-836. doi:http://dx.doi.org/10.1080/08120099.2014.941400
- Christophoul, F. (1999). Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence : exemples du Bassin subandin d'Equateur. Université de Toulouse.
- Christophoul, F., Baby, P., & Dávila, C. (2002). Stratigrapahic response to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, *345*, 281-298.
- Christophoul, F., Burgos, J., Baby, P., Soula, J., Rosero, M., & Rivadeneira, M. (2004).
 Dinámica de la Cuenca de Antepaís Oriente desde el Paleógeno. En P. Baby,
 R. Barragán, & M. Rivadeneira, *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (págs. 93-113).
- Collinson, J. (1969). The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout grit; a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology, 39*(1), 194-221. doi:10.1306/74D71C17-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Collinson, J. (1996). Alluvial sediments. In H. Reading, *Sedimentary Environments:* processes, facies and stratigraphy (pp. 37-82). Oxford: Blackwell Science.
- Dashwood, M., & Abbotts, I. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *In Brooks, Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication*(50), 89-150.
- Dobkins, J., & Folk, R. (1970). Shape Development on Tahiti-Nui. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1167-1203.
- Dumitriu, D., Niculita, M., & Condorachi, D. (2011). Downstream Variation in the Pebble Morphometry of the Trotuş River, Eastern Carpathians (Romania). *Forum geografic. Studii şi cercetări de geografie şi protecția mediului*, 78-90.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Égüez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, *259*, 101-116.
- Égüez, A. (1986). Evolution cénozoique de la cordilliére septentrionale d'Équateur (0°15'LS a 1°10' LS) les minéralisations associées. Paris: Université Pierre et Marie Curie.
- Feininger, T., & Bristow, C. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau, 69*, 849-874.

- Feo-codecido, G. (1955). Heavy Mineral Techniques and their Application to Venezuelan Stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 984-1000.
- Folk, R. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill.
- Franke, D., Hornung , J., & Hinderer, M. (2015). A combined study of radar facies, lithofacies and three-dimensional architecture of an alpine alluvial fan. *Sedimentology*, 57-86.
- Gansser, A. (1973). Fact and theories on the Andes. J. Geol. Soc. London, 93-131.
- Goede, A. (1972). Pebble Morphometry of the Tambo River, Eastern Victoria. Australia: University of Tasmania.
- Gómez Villar, A. (1996). Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología*, 77-124.
- Graham, D., & Midgley, N. (2000). *Tri-plot: Ternary diagram plotting software*. Retrieved from University of Loughborough: https://www.lboro.ac.uk/microsites/research/phys-geog/tri-plot/index.html
- Gressly, A. (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois.
- Griffiths, J. (1967). Scientific Method in the Analysis of Sediments. New York: McGraw-Hill.
- Gutiérrez, G., Horton, B., Vallejo, C., Jackson, L., & George, S. (2019). Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In B. Horton, & A. Folguera, *Andean Tectonics* (pp. 237-267). Elsevier.
- Harraz, H. (2012). Introduction to Sedimentary Ore Deposits.
- Hartley, A., Weissmann, G., Nichols, G., & Warwick, G. (2010). Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*, 167-183.
- Harvey, A., Mather, A., & Stokes, M. (2005). Alluvial fans: geomorphology, sedimentology,dynamics introduction. A review of alluvial-fan research. In *Alluvial Fans* (p. 7). Londres: The Geological Society of London.
- Heller, P., Angevine, C., & Winslow, N. (1988). Two-phase stratigraphic model of foreland basin sequences. *Geology*, 501-504.
- Horton, B., & DeCelles, P. (2001). Modern and ancient megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 43-63.
- Hubert, J. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 440-450.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and tertiary terrane accretion in the Cordillera occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics, 345*, 29-48.
- Humbert, F. (1968). Selection and Wear of Pebbles on Gravel Beaches. 144. These Univ. Groningen.

Hurst, S., Johnson , E., Martinez, Z., & Cunningham, D. (2010). The lithology of Ogallala Gravels and Hunter Gatherer Procurement Strategies along the Southern High Plains Eastern Escarpment of Texas, USA. *Geoarchaeology: An International Journal*, 96-121.

Illenberger, W. (1992). Pebble shape (and size!) . Journal of Sedimentary Research.

- Illenberger, W., & Reddering, J. (1993). An evaluation of shape indices as paleoenvironmental indicators using quartzites and metavolcanics clasts in Upper Cretaceous to Paleogene beach, river and submarine fan conglomerates. *Sedimentology*, 1019-1020.
- INGEMMET. (2015). *Guías para la elaboración de mapas y boletines de la Carta Geológica Nacional.* Lima: Ministerio de Energía y Minas.
- Jaillard, E., & Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, *259*, 41-53.
- Jaillard, E., Benitez, S., & Mascle, G. (1997). Les deformations paleogenes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'evolution geodynamique. *Bull. Soc. France, 168*(4), 403-412.
- Jaillard, E., Caron, M., Dhont, A., Ordóñez, M., Andrade, R., Bengston, P., . . . Zambrano, I. (1995). *Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador.* Quito: Orstom-Petroproducción.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., & Wörner, G. (2002). Andean geodynamics: main issues and contributions from the 4th ISAG. *Tectonophysics*, 1-15.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz, E., Lavenu, A., Baby, P., & Francois, J. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In U. M. Cordani (Ed.), *Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress* (pp. 481-559). Rio de Janeiro.
- James, N., & Dalrymple, R. (2010). *Facies Models 4.* Canada: Geological Association of Canada.
- Jasin, B. (2013). Chert blocks in Bentong-Raub Suture Zone: A heritage of Palaeo-Tethys. *Bulletin of the Geological Society of Malasya*, 85-91.
- Jordan, T. (1995). Retroarc foreland and related basins. In C. Busby, & R. Ingersoll (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 331-362). Blackwell Science.
- Leleu, S., & Hartley, A. (2009). Large-Scale Alluvial Architecture and Correlation in a Triassic Pebbly Braided River System, Lower Wolfville Formation (Fundy Basin, Nova Scotia, Canada). *Journal of Sedimentary Research*, 265-286.
- Lindholm, R. (1987). A Practical Approach to Sedimentology. Springer Netherlands.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador.* Nottingham: British Geological Survey.
- Lunt, I., Bridge, J., & Tye, R. (2004). A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology*, 377-414.

- Lutig, G. (1962). The shape of pebbles in continental fluviatile and marine facies. International Association of Scientific Hydrology, 253-258.
- Mange, M., & Maurer, H. (1992). *Heavy Minerals in Colour.* Chapman & Hall.
- Marocco, R., Valdez Pardo, A., & Rivadeneira, M. (1996). Sedimentología de las formaciones de edad eocena y oligocena de la Cuenca Oriente. Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN, Quito.
- Miall, A. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 1-62.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits.* Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Miall, A. (2006). Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial. *AAPG Bulletin*, 39-50.
- Middleton, G. (1978). Sedimentologists: Amanz Gressly (1814–1865). (Springer, Ed.) Sedimentology.
- Moscariello, A. (2005). Relevance of Fluvial Fans Depositional Environments in the Ancient Sedimentary Record for Hydrocarbon Exploration and Production. Shell E&P Internal Report.
- Moscariello, A. (2017). Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geoenergy exploration and development. *Geological Society - Special Publications*, 440, 215-243.
- Nichols, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy (Second ed.). United Kingdom.
- Nichols, G., & Hirst, J. (1998). Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain: contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 879–889.
- Nwajide, C., & Hoque, M. (1982). Pebble Morphometry as an aid in environmental diagnosis: an example from the Middle Benue. *Nigerian Journal of Mining and Geology*.
- Oakey, R., Green, M., Carling, P., Lee, M., Sear, D., & Warburton, J. (2005). Grain Shape Analysis—A new method for determining representative particle shapes for population of natural grains. *Journal of Sedimentary Research*, 1065-1073.
- Okon, E., & Akombi, R. (2019). Paleoenvironmental Analysis and Its Significance in Sedimentology: Case Study of the Conglomerate Facies of the Awi Formation, Calabar Flank, Southeast Nigeria. In M. Rafatullah, *Advances and Trends in Physical Science Research.*
- Okoro, A., Okogbue, C., Nwajide, C., & Onuigbo, E. (2012). Provenance and paleogeographiy of the Nkporo Formation (Late Campanian–Early Maastrichtian) in the Afikpo Sub-Basin, Southeastern Nigeria. *European Journal* of Scientific Research, 346-364.

Pettijohn, F. (1975). Sedimentary Rocks. New York: Harper and Row.

Pettijohn, F., Potter, P., & Siever, R. (1972). Sand and Sandstones. New York: Springer-Verlag.

- PiPujol, M., & Buurman, P. (1997). Dynamics of iron and calcium carbonate redistribution and palaeohydrology in middle Eocene alluvial paleosols of the southeast Ebro Basin margin (Catalonia, northeast Spain). *Palaeogeography,Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87-107.
- Powers, M. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23(2), 117-119.
- Ramos, A., & Sopeña, A. (1983). Gravel bars in low sinuosity streams. In J. Collinson,& J. Lewin, *Modern and Ancient Fluvial Systems* (pp. 301-312). Oxford.
- Ramos, A., Sopeña, A., & Pérez-Arlucera, A. (1986). Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 862-875.
- Reading, H. (1996). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science eds.
- Reading, H., & Levell, B. (1996). Controls on the sedimentary rock record. In H. Reading, *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.*
- Reguant, S. (1971). Los conceptos de Facies en Estratigrafía. *Acta Geológica Hispánica*, 97-101.
- Reineck, H., & Singh, I. (1980). Depositional Sedimentary Environments with References to Terrigenous Clastics (2nd Revised and Updated Edition). *Springler-Verlag New York*.
- Retallack, G. (2001). Soils of the Past; an Introduction to Paleopedology. Oxford: Blackwell Science.
- Rivadeneira, M., & Baby, P. (1999). La Cuenca Oriente: estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. Convenio ORSTOM-Petroproducción, Quito.
- Roddaz, M., Hermosa, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., . . . Espurt, N. (2011). Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian Foreland Basin system. *Amazonia: Landscape and Species Evolution*, 61-88.
- Rodríguez, A., & Prieto, P. (2005). High and medium Chama River basin deposit analysis. *Ciencia e Ingeniería*.
- Ruiz, G. (2002). Exhumation of the northern sub-Andean zone of Ecuador and its source regions: a combined thermochronological and heavy mineral approach. doi:https://doi.org/10.3929/ethz-a-004489528
- Sames, C. (1966). Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 126-142.
- Shelley, R. (1976). An Introduction to Sedimentology. London: Academic Press.
- Shepard, F. (1963). Submarine Geology. New York: Harper y Row.
- Slingerland, R., & Smith, N. (1998). Necessary Conditions for a Meandering River Avulsion. *Geology*, 1-17.

- Smith, S. (1990). The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England:. *Sedimentology*, 199-219.
- Sneed, E., & Folk, R. (1958). Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study of particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 114-150.
- Spikings, R., & Simpson, G. (2014). Rock uplift and exhumation of continental margins by the collision, accretion, and subduction of buoyant and topographically prominent oceanic crust. *Tectonics*, 635-655.
- Spikings, R., Crowhurst, P., Winkler, W., & Villagomez, D. (2010). Syn- and postaccretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *J. S. Am. Earth Sci.*, 121-133.
- Steel, R., & Thompson, D. (1983). Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group,North Staffordshire, England. Sedimentology, 341-367.
- Stratten, T. (1974). Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in southern Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 59-64.
- Tschopp, H. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin, 37*, 2303-2347.
- Tucker, M. (2001). Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks (Third ed.). Blackwell Science.
- Tucker, M. (2003). *Sedimentary Rocks in the field* (Third ed.). United Kingdom: John Wiley & Sons Ltd,.
- Valdez Pardo, A. (1997). Reinterpretación sedimentológica, estratigráfica de la Formación Tiyuyacu y su relación con la tectónica del Terciario Inferior. Universidad Central del Ecuador.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). doi:https://doi.org/10.3929/ethz-a-005416411
- Vallejo, C., Spikings, R., Horton, B., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. (2019). Late Cretaceous to Miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. En *Andean Tectonics* (págs. 209-236). Elsevier.
- Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., & Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean plateau and the NW south American plate: caribbean plateau-south American plate collision. *Terra Nova*(18), 264-269. doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00688.x
- Wadell, H. (1932). Volume, Shape and Roundness of Rock Particles. *The Journal of Geology*, 443-451. doi:http://dx.doi.org/10.1086/623964
- Walker, R., & James, N. (1992). *Facies Models: Response to Sea Level Change* (3rd ed.).

Walther, J. (1894). Einleitung in die geologie als Historische wissenchaft.

- Wasson, T., & Sinclair, J. (1927). Geological Explorations East of the Andes in Ecuador. *AAPG Bulletin*, *11*(12).
- Weissmann, G., Hartley, A., Nichols, G., Scuderi, L., Olson, M., Buehler, H., & Massengil, L. (2011). Alluvial facies distributions in continental sedimentary basins – distributive fluvial systems. In S. K. Davidson, C. P. North, & S. Leleu, *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and Their Subsequent Interpretation* (pp. 327-355). SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Wentworth, C. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal* of *Geology*, *30*, 377-392.
- White, H., Skopec, R., Ramírez, F., Rodas, J., & Bonilla, G. (1995). Reservoir characteristics of the Hollin and Napo formations, western Oriente Basin, Ecuador. *62*, 573-596.
- Wilkinson, M. (2013). New Mesoscale Fluvial Landscapes Seismic Geomorphology and Exploration. Houston, United States.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Égüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences, 19*, 5-19. doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.006
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, I., & Algodón, F. (2016). Una nueva visión de la geodinámica del Ecuador: implicación en la definición de la fuente sismógena y la evaluación del riesgo sísmico. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279. doi:https://doi.org/10.1002/2015TC003941

ANEXOS

Anexo I Descripción macroscópica y microscópica de clastos de los conglomerados de la Formación Tiyuyacu

CÓDIGO DE MUESTRA:	SAM	-004-B2
1. Descripción Macros	cópica	
Color:	Marrón	A.
Textura:	Cristalina	
Minerales x20:	Cuarzo	
Observaciones:	Roca muy consolidada, redondeada, con pátinas de óxidos.	
2. Descripción Microso	cópica	
Textura:		
Granoblástica, psamítica		
	polarización normal x2.5	polarización cruzada x2.5
	Componentes:	
98%	Cuarzo	Cristales irregulares, baja birrefringencia, contactos cóncavo-convexos, suturados. Extinción ondulante.
2%	Otros	Turmalina, opacos
3. Nombre de la roca		
	Metacuarzoarenita	

CÓDIGO DE MUESTRA:

SAM-004-B42

1. Descripción Macroscópica

Color:	Gris claro	
Textura:	Psamítica, grano medio	
Minerales x20:	Cuarzo, óxidos	
Observaciones:	Vetas de cuarzo, muy consolidada, subredondeada, con oxidaciones, sorteo bueno.	0 1 2

2. Descripción Microscópica

Textura:		
Granoblástica, psamítica		
	polarización normal x2.5	polarización cruzada x2.5
	Componentes:	
94%	Cuarzo	Cristales irregulares, incoloros, baja birrefringencia, contactos cóncavo- convexos, suturados extinción ondulante, vetas de cuarzo recristalizando
1%	Opacos	Diseminados
5%	Otros	Turmalina, micas (biotita, moscovita), zircón. Biotitas se están alterando a clorita.
3. Nombre de la roca		
	Metacuarzoarenita	

CÓDIGO DE MUESTRA:

SAM-004-B50

1. Descripción Macroscópica

Color:	Marrón	
Textura:	Microcristalina	
Minerales x20:	Sílice	
Observaciones:	Bordes subredondeados, forma aplanada.	0 1 2

2. Descripción Microscópica

Textura:		
Microcristalina		
	polarización normal x2.5	polarización cruzada x2.5
	Componentes:	
100%	Cuarzo microcristalino, calcedonia	Cristales microcristalinos irregulares, diseminados, baja birrefringencia, calcedonia fibrosa en masa criptocristalina.
3. Nombre de la roca		
	Chert	

CÓDIGO DE MUESTRA:	SAM-0	04-A59
1. Descripción Macroso	cópica	
Color:	Marrón	
Textura:	Microcristalina	
Minerales x20:	Sílice	
Observaciones:	Forma aplanada, subredondeada. Fractura concoidea	
2. Descripción Microsc	ópica	
Textura:		
Microcristalina		
	polarización normal x2.5	polarización cruzada x2.5
	Componentes:	
100%	Cuarzo microcristalino	Cristales incoloros, baja birrefringencia, forma irregular en masa criptocristalina de cuarzo. Pueden corresponder a radiolarios recristalizados.
3. Nombre de la roca		
	Chert	

N°	CODMUESTRA	Partícula	Formación	Litología	Ubicación
1	SAM-008	A1	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
2	SAM-008	A2	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
3	SAM-008	A3	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
4	SAM-008	A4	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
5	SAM-008	A5	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
6	SAM-008	A6	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
7	SAM-008	A7	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
8	SAM-008	A8	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
9	SAM-008	A9	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
10	SAM-008	A10	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 1
11	SAM-008	A11	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 1
12	SAM-008	A12	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
13	SAM-008	A13	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 1
14	SAM-008	A14	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
15	SAM-008	A15	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
16	SAM-008	A16	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
17	SAM-008	A17	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
18	SAM-008	A18	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
19	SAM-008	A19	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
20	SAM-008	A20	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
21	SAM-008	A21	Tiyuyacu	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1
22	SAM-008	A22	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
23	SAM-008	A23	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
24	SAM-008	A24	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
25	SAM-008	A25	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
26	SAM-008	A26	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
27	SAM-008	A27	Tiyuyacu	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1
28	SAM-008	A28	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
29	SAM-008	A29	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
30	SAM-008	A30	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
31	SAM-008	A31	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
32	SAM-008	A32	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
33	SAM-008	A33	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
34	SAM-008	A34	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
35	SAM-008	A35	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
36	SAM-008	A36	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
37	SAM-008	A37	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
38	SAM-008	A38	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
39	SAM-008	A39	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
40	SAM-008	A40	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
41	SAM-008	A41	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
42	SAM-008	A42	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
43	SAM-008	A43	Tiyuyacu	Arenisca	Afloramiento 1
44	SAM-008	A44	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
45	SAM-008	A45	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1

Anexo II Tabla de clastos utilizados para el análisis morfométrico

46	SAM-008	A46	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 1
47	SAM-008	A47	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
48	SAM-008	A48	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
49	SAM-008	A49	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
50	SAM-008	A50	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
51	SAM-008	A51	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
52	SAM-008	A52	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
53	SAM-008	A53	Tiyuyacu	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1
54	SAM-008	A54	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
55	SAM-008	A55	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
56	SAM-008	A56	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
57	SAM-008	A57	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
58	SAM-008	A58	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
59	SAM-008	A59	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
60	SAM-008	A60	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
61	SAM-008	A61	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
62	SAM-008	A62	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
63	SAM-008	A63	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
64	SAM-008	A64	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
65	SAM-008	A65	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
66	SAM-008	A66	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
67	SAM-008	A67	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
68	SAM-008	A68	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
69	SAM-008	A69	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
70	SAM-008	A70	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
71	SAM-008	A71	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
72	SAM-008	A72	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
73	SAM-008	A73	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
74	SAM-008	A74	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
75	SAM-008	A75	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 1
76	SAM-008	A76	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
77	SAM-008	A77	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
78	SAM-008	A78	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 1
79	SAM-008	A79	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
80	SAM-008	A80	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
81	SAM-008	A81	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
82	SAM-008	A82	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
83	SAM-008	A83	Tiyuyacu	Arenisca	Afloramiento 1
84	SAM-008	A84	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 1
85	SAM-008	A85	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
86	SAM-008	A86	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 1
87	SAM-008	A87	Tiyuyacu Ti	Cuarzo	Atloramiento 1
88	SAM-008	A88	Tiyuyacu	Cuarzo	Atloramiento 1
89	SAM-008	A89	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
90	SAM-008	A90	Tiyuyacu	Arenisca	Afloramiento 1
91	SAM-008	A91	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
92	SAM-008	A92	liyuyacu	Chert	Afloramiento 1

93	SAM-008	A93	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
94	SAM-008	A94	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 1
95	SAM-008	A95	Tiyuyacu	Arenisca	Afloramiento 1
96	SAM-008	A96	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
97	SAM-008	A97	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
98	SAM-008	A98	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 1
99	SAM-008	A99	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
100	SAM-008	A100	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 1
101	SAM-004	B1	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
102	SAM-004	B2	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 3
103	SAM-004	B3	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
104	SAM-004	B4	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
105	SAM-004	B5	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
106	SAM-004	B6	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
107	SAM-004	B7	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
108	SAM-004	B8	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
109	SAM-004	B9	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
110	SAM-004	B10	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
111	SAM-004	B11	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
112	SAM-004	B12	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
113	SAM-004	B13	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
114	SAM-004	B14	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
115	SAM-004	B15	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
116	SAM-004	B16	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
117	SAM-004	B17	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
118	SAM-004	B18	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
119	SAM-004	B19	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
120	SAM-004	B20	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
121	SAM-004	B21	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
122	SAM-004	B22	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
123	SAM-004	B23	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
124	SAM-004	B24	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
125	SAM-004	B25	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
126	SAM-004	B26	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
127	SAM-004	B27	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
128	SAM-004	B28	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
129	SAM-004	B29	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
130	SAM-004	B30	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
131	SAM-004	B31	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
132	SAM-004	B32	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
133	SAM-004	B33	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
134	SAM-004	B34	Tiyuyacu	Cuarzo	Atloramiento 3
135	SAM-004	B35	Tiyuyacu	Cuarzo	Atloramiento 3
136	SAM-004	B36	Tiyuyacu	Cuarzo	Atloramiento 3
137	SAM-004	B37	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
138	SAM-004	B38	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
139	SAM-004	в39	Tiyuyacu	Cuarzo	Atioramiento 3

140	SAM-004	B40	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
141	SAM-004	B41	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
142	SAM-004	B42	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
143	SAM-004	B43	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
144	SAM-004	B44	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
145	SAM-004	B45	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
146	SAM-004	B46	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
147	SAM-004	B47	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
148	SAM-004	B48	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
149	SAM-004	B49	Tiyuyacu	Cuarzo lechoso	Afloramiento 3
150	SAM-004	B50	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 3
151	SAM-004	B51	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 3
152	SAM-004	B52	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
153	SAM-004	B53	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 3
154	SAM-004	B54	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
155	SAM-004	B55	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
156	SAM-004	B56	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
157	SAM-004	B57	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
158	SAM-004	B58	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
159	SAM-004	B59	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 3
160	SAM-004	B60	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 3
161	SAM-004	B61	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
162	SAM-004	B62	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
163	SAM-004	B63	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
164	SAM-004	B64	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
165	SAM-004	B65	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
166	SAM-004	B66	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
167	SAM-004	B67	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
168	SAM-004	B68	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
169	SAM-004	B69	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 3
170	SAM-004	B70	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 3
171	SAM-004	B71	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
172	SAM-004	B72	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
173	SAM-004	B73	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
174	SAM-004	B/4	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
1/5	SAM-004	B75	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
1/6	SAM-004	B76	Tiyuyacu		Afloramiento 3
177	SAM-004	B//	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
1/8	SAM-004	B78	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
1/9	SAM-004	B/9	Tiyuyacu		Afloramiento 3
180	SAM-004	B80	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 3
101	SAIVI-004	DOI	Tivuyacu	Cuarzo	Alloramiento 3
102	SAIVI-004	D02	Thuncou	Cuarzo	Alloramiento 3
103	SAIVI-004	D03	Tivuvacu	Cuarzo	Afloramiento 2
104	SAM-004	BQ5	Tiyuyacu	Cuarzo	Alloramiento 2
100	SAM 004	Bee	Tivuvacu	Cuarzo	Afloramionto 2
001	3AIVI-004	DOO	nyuyacu	Guaizo	Anoramiento 3

187	SAM-004	B87	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
188	SAM-004	B88	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
189	SAM-004	B89	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
190	SAM-004	B90	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 3
191	SAM-005	C1	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 2
192	SAM-005	C2	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
193	SAM-005	C3	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
194	SAM-005	C4	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
195	SAM-005	C5	Tiyuyacu	Meta-cuarzoarenita	Afloramiento 2
196	SAM-005	C6	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 2
197	SAM-005	C7	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
198	SAM-005	C8	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 2
199	SAM-005	C9	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
200	SAM-005	C10	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 2
201	SAM-005	C11	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
202	SAM-005	C12	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
203	SAM-005	C13	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
204	SAM-005	C14	Tiyuyacu	Cuarzoarenita	Afloramiento 2
205	SAM-005	C15	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
206	SAM-005	C16	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
207	SAM-005	C17	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
208	SAM-005	C18	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
209	SAM-005	C19	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 2
210	SAM-005	C20	Tiyuyacu	Chert	Afloramiento 2
211	SAM-005	C21	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
212	SAM-005	C22	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
213	SAM-005	C23	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
214	SAM-005	C24	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
215	SAM-005	C25	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
216	SAM-005	C26	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
217	SAM-005	C27	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
218	SAM-005	C28	Tiyuyacu	Cuarcita	Afloramiento 2
219	SAM-005	C29	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2
220	SAM-005	C30	Tiyuyacu	Cuarzo	Afloramiento 2

Formación	Tiyuya	dnS no	Tiyuya	icu Sup	Tiyuya	cu Sup	Tiyuya	icu Sup	Tiyuya	acu Sup	Tiyuyac	dnS na	Tiyuy	acu Inf	Tiyuya	acu Inf
Código	-SA-	600	SA	-010	-SA-	011	SA.	-012)66*	GR44	*98G	R81	966*	3R52	966*	R36
Zircón	51	26%	0	%0	35	66%	51	26%	52	21%	32	28%	ი	%9	83	78%
Monacita	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	4	4%
Turmalina	28	14%	٢	7%	10	19%	52	26%	105	42%	52	46%	8	6%	0	0%
Rutilo	10	5%	5	33%	12	23%	10	5%	17	7%	16	14%	5	4%	9	6%
Branti	20	35%	5	33%	14	26%	4	2%	17	7%	6	8%	0	%0	ω	7%
Apatito	10	5%	0	%0	З	%9	4	2%	1	%0	0	%0	11	8%	4	4%
Granate	10	5%	0	%0	7	13%	69	35%	0	%0	1	1%	٢	1%	0	0%
Epidota	9	3%	0	%0	~	2%	e	2%	0	%0	ო	3%	0	%0	0	%0
Zoisita+clinozoisita	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0
Pumpellyita	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Cloritoide	3	2%	0	%0	٢	2%	٢	1%	0	%0	0	%0	105	76%	0	0%
Estaurolita	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0
Sillimanita	7	4%	0	%0	10	19%	2	1%	30	12%	0	%0	0	%0	0	%0
Cianita	3	2%	0	%0	8	15%	2	1%	28	11%	0	%0	0	%0	2	2%
Tremolita	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Hornblenda	2	1%	0	%0	٢	2%	2	1%	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Piroxeno	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Espinela	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Otros	0	%0	4	27%	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	%0	0	0%
Total	200	100	15	100	102	100	200	100	250	100	113	100	139	100	107	100

Anexo III Abundancia relativa de minerales pesados de las muestras de la Formación Tiyuyacu

Anexo IV Tabla de resultados del análisis morfométrico a los clastos estudiados

Partícula	Litología	Ubicación	L	I	S	Esfericidad de máxima proyección MPS Sneed y Folk (1958)	Índice de Planitud FR (Blott y Pye, 2008)	FR	Índice de Elongación ER (Sames, 1962; Lutig, 1962)	ER	Índice Oblato Prolato OPI (Dobkins y Folk, 1970)	Redondez (Powers, 1953)	Redondez
A43	Arenisca	Afloramiento 1	5.56	3.40	2.84	0.75	0.84	No plano	0.61	Ligeramente elongado	5.76	0.61	Redondeado
A83	Arenisca	Afloramiento 1	2.58	2.21	1.06	0.58	0.48	Moderadamente plano	0.86	No elongado	-6.25	0.45	Subredondeado
A90	Arenisca	Afloramiento 1	1.66	1.23	0.86	0.71	0.70	Ligeramente plano	0.74	Ligeramente elongado	0.72	0.55	Redondeado
A95	Arenisca	Afloramiento 1	3.12	2.86	1.81	0.72	0.63	Ligeramente plano	0.92	No elongado	-5.20	0.65	Redondeado
A59	Chert	Afloramiento 1	5.06	3.68	2.43	0.68	0.66	Ligeramente plano	0.73	Ligeramente elongado	0.51	0.29	Subangular
A62	Chert	Afloramiento 1	3.81	2.80	2.02	0.73	0.72	Ligeramente plano	0.73	Ligeramente elongado	1.21	0.36	Subredondeado
A63	Chert	Afloramiento 1	4.07	3.70	2.48	0.74	0.67	Ligeramente plano	0.91	No elongado	-4.39	0.38	Subredondeado
A81	Chert	Afloramiento 1	4.27	3.90	2.31	0.68	0.59	Moderadamente plano	0.91	No elongado	-5.75	0.21	Angular
A82	Chert	Afloramiento 1	2.62	1.66	1.35	0.75	0.81	No plano	0.63	Ligeramente elongado	4.97	0.67	Redondeado
A84	Chert	Afloramiento 1	3.94	1.58	1.38	0.67	0.87	No plano	0.40	Moderadamente elongado	12.04	0.4	Subredondeado
A92	Chert	Afloramiento 1	2.98	1.91	1.48	0.73	0.77	Ligeramente plano	0.64	Ligeramente elongado	4.30	0.69	Redondeado
B50	Chert	Afloramiento 3	4.97	3.51	2.20	0.65	0.63	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	0.61	0.43	Subredondeado
B51	Chert	Afloramiento 3	3.26	1.98	1.46	0.69	0.74	Ligeramente plano	0.61	Ligeramente elongado	4.71	0.65	Redondeado
B53	Chert	Afloramiento 3	3.35	2.61	1.31	0.58	0.50	Moderadamente plano	0.78	Ligeramente elongado	-3.51	0.37	Subredondeado
B69	Chert	Afloramiento 3	3.71	2.98	1.79	0.66	0.60	Ligeramente plano	0.80	No elongado	-2.48	0.46	Subredondeado

C20	Chert	Afloramiento 2	2.31	2.12	1.24	0.68	0.58	Moderadamente plano	0.92	No elongado	-6.01	0.41	Subredondeado
A22	Chert	Afloramiento 1	6.02	4.31	0.90	0.31	0.21	Muy plano	0.72	Ligeramente elongado	-11.10	0.42	Subredondeado
A36	Chert	Afloramiento 1	2.78	1.67	0.95	0.58	0.57	Moderadamente plano	0.60	Ligeramente elongado	3.12	0.62	Redondeado
A28	Cuarcita	Afloramiento 1	2.65	2.61	1.78	0.77	0.68	Ligeramente plano	0.98	No elongado	-6.76	0.39	Subredondeado
A3	Cuarcita	Afloramiento 1	3.31	2.42	1.34	0.61	0.55	Moderadamente plano	0.73	Ligeramente elongado	-1.19	0.38	Subredondeado
A58	Cuarcita	Afloramiento 1	9.67	2.58	2.17	0.57	0.84	No plano	0.27	Muy elongado	19.85	0.68	Redondeado
A74	Cuarcita	Afloramiento 1	2.83	1.84	1.74	0.83	0.95	No plano	0.65	Ligeramente elongado	6.64	0.54	Redondeado
A94	Cuarcita	Afloramiento 1	2.37	1.62	1.49	0.83	0.92	No plano	0.68	Ligeramente elongado	5.60	0.59	Redondeado
B42	Cuarcita	Afloramiento 3	7.27	6.99	3.94	0.67	0.56	Moderadamente plano	0.96	No elongado	-7.67	0.37	Subredondeado
B43	Cuarcita	Afloramiento 3	5.65	2.66	2.22	0.69	0.83	No plano	0.47	Moderadamente elongado	9.46	0.52	Redondeado
B44	Cuarcita	Afloramiento 3	7.87	4.92	3.58	0.69	0.73	Ligeramente plano	0.63	Ligeramente elongado	4.13	0.53	Redondeado
B47	Cuarcita	Afloramiento 3	3.41	2.68	1.25	0.56	0.47	Moderadamente plano	0.79	Ligeramente elongado	-4.42	0.28	Subangular
B48	Cuarcita	Afloramiento 3	6.22	4.18	1.83	0.51	0.44	Moderadamente plano	0.67	Ligeramente elongado	-1.20	0.66	Redondeado
B52	Cuarcita	Afloramiento 3	4.52	2.46	1.34	0.54	0.54	Moderadamente plano	0.54	Moderadamente elongado	4.99	0.48	Subredondeado
B57	Cuarcita	Afloramiento 3	4.04	2.54	2.22	0.78	0.87	No plano	0.63	Ligeramente elongado	5.90	0.65	Redondeado
B60	Cuarcita	Afloramiento 3	6.47	3.01	2.97	0.77	0.99	No plano	0.47	Moderadamente elongado	10.64	0.75	Muy redondeado
C1	Cuarcita	Afloramiento 2	5.21	3.82	2.52	0.68	0.66	Ligeramente plano	0.73	Ligeramente elongado	0.35	0.45	Subredondeado
C10	Cuarcita	Afloramiento 2	2.59	1.43	1.15	0.71	0.80	No plano	0.55	Moderadamente elongado	6.88	0.67	Redondeado
C19	Cuarcita	Afloramiento 2	3.50	1.73	1.40	0.69	0.81	No plano	0.49	Moderadamente elongado	8.57	0.45	Subredondeado
C28	Cuarcita	Afloramiento 2	2.37	1.39	1.07	0.70	0.77	Ligeramente plano	0.59	Moderadamente elongado	5.62	0.62	Redondeado
A49	Cuarcita	Afloramiento 1	3.95	2.76	1.90	0.69	0.69	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	1.67	0.36	Subredondeado
B76	Cuarcita finogranular	Afloramiento 3	4.16	2.86	2.06	0.71	0.72	Ligeramente plano	0.69	Ligeramente elongado	2.40	0.46	Subredondeado
A1	Cuarzo	Afloramiento 1	6.60	4.99	3.72	0.75	0.75	Ligeramente plano	0.76	Ligeramente elongado	1.05	0.48	Subredondeado

A100	Cuarzo	Afloramiento 1	1.76	1.03	1.02	0.83	0.99	No plano	0.59	Moderadamente elongado	8.39	0.65	Redondeado
A12	Cuarzo	Afloramiento 1	4.17	3.36	1.18	0.46	0.35	Muy plano	0.81	No elongado	-8.10	0.39	Subredondeado
A14	Cuarzo	Afloramiento 1	2.90	2.58	1.77	0.75	0.69	Ligeramente plano	0.89	No elongado	-3.55	0.81	Muy redondeado
A15	Cuarzo	Afloramiento 1	3.37	3.02	1.29	0.55	0.43	Moderadamente plano	0.90	No elongado	-8.67	0.5	Redondeado
A16	Cuarzo	Afloramiento 1	2.88	2.47	1.99	0.82	0.81	No plano	0.86	No elongado	-0.57	0.63	Redondeado
A17	Cuarzo	Afloramiento 1	3.44	2.92	2.40	0.83	0.82	No plano	0.85	No elongado	0.00	0.48	Subredondeado
A18	Cuarzo	Afloramiento 1	4.03	2.27	1.83	0.72	0.81	No plano	0.56	Moderadamente elongado	6.61	0.69	Redondeado
A19	Cuarzo	Afloramiento 1	3.50	1.90	1.72	0.76	0.91	No plano	0.54	Moderadamente elongado	8.12	0.73	Muy redondeado
A2	Cuarzo	Afloramiento 1	5.04	2.19	1.82	0.67	0.83	No plano	0.43	Moderadamente elongado	10.66	0.45	Subredondeado
A20	Cuarzo	Afloramiento 1	3.74	3.21	2.22	0.74	0.69	Ligeramente plano	0.86	No elongado	-2.55	0.53	Redondeado
A23	Cuarzo	Afloramiento 1	3.49	3.05	2.56	0.85	0.84	No plano	0.87	No elongado	-0.37	0.36	Subredondeado
A24	Cuarzo	Afloramiento 1	3.91	2.67	2.22	0.78	0.83	No plano	0.68	Ligeramente elongado	4.12	0.52	Redondeado
A25	Cuarzo	Afloramiento 1	3.34	2.72	1.52	0.63	0.56	Moderadamente plano	0.81	No elongado	-3.50	0.37	Subredondeado
A26	Cuarzo	Afloramiento 1	3.30	3.06	2.09	0.76	0.68	Ligeramente plano	0.93	No elongado	-4.76	0.68	Redondeado
A29	Cuarzo	Afloramiento 1	2.29	1.93	1.68	0.86	0.87	No plano	0.84	No elongado	1.23	0.59	Redondeado
A30	Cuarzo	Afloramiento 1	3.31	2.38	1.90	0.77	0.80	Ligeramente plano	0.72	Ligeramente elongado	2.78	0.56	Redondeado
A31	Cuarzo	Afloramiento 1	1.97	1.89	1.19	0.72	0.63	Ligeramente plano	0.96	No elongado	-6.58	0.26	Subangular
A32	Cuarzo	Afloramiento 1	3.34	1.61	1.52	0.75	0.94	No plano	0.48	Moderadamente elongado	9.90	0.42	Subredondeado
A33	Cuarzo	Afloramiento 1	2.22	1.96	1.59	0.83	0.81	No plano	0.88	No elongado	-1.22	0.81	Muy redondeado
A34	Cuarzo	Afloramiento 1	3.61	1.95	1.72	0.75	0.88	No plano	0.54	Moderadamente elongado	7.94	0.4	Subredondeado
A35	Cuarzo	Afloramiento 1	2.37	1.92	1.04	0.62	0.54	Moderadamente plano	0.81	No elongado	-3.68	0.54	Redondeado
A37	Cuarzo	Afloramiento 1	3.98	2.43	2.16	0.78	0.89	No plano	0.61	Ligeramente elongado	6.48	0.44	Subredondeado
A38	Cuarzo	Afloramiento 1	4.03	2.99	2.41	0.78	0.81	No plano	0.74	Ligeramente elongado	2.37	0.37	Subredondeado

A39	Cuarzo	Afloramiento 1	1.94	1.75	1.35	0.81	0.77	Ligeramente plano	0.90	No elongado	-2.56	0.74	Muy redondeado
A4	Cuarzo	Afloramiento 1	6.47	2.72	2.57	0.72	0.94	No plano	0.42	Moderadamente elongado	11.62	0.38	Subredondeado
A40	Cuarzo	Afloramiento 1	3.45	3.29	3.04	0.93	0.92	No plano	0.95	No elongado	-1.25	0.34	Subangular
A41	Cuarzo	Afloramiento 1	3.95	2.75	1.83	0.68	0.67	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	1.43	0.67	Redondeado
A42	Cuarzo	Afloramiento 1	4.27	3.06	2.66	0.82	0.87	No plano	0.72	Ligeramente elongado	4.04	0.39	Subredondeado
A44	Cuarzo	Afloramiento 1	3.76	3.02	2.46	0.81	0.81	No plano	0.80	No elongado	1.06	0.43	Subredondeado
A45	Cuarzo	Afloramiento 1	3.55	2.60	1.75	0.69	0.67	Ligeramente plano	0.73	Ligeramente elongado	0.56	0.5	Redondeado
A47	Cuarzo	Afloramiento 1	4.49	2.05	1.94	0.74	0.95	No plano	0.46	Moderadamente elongado	10.57	0.55	Redondeado
A48	Cuarzo	Afloramiento 1	3.83	2.82	2.33	0.80	0.83	No plano	0.74	Ligeramente elongado	2.85	0.56	Redondeado
A5	Cuarzo	Afloramiento 1	5.64	4.17	3.62	0.82	0.87	No plano	0.74	Ligeramente elongado	3.55	0.62	Redondeado
A50	Cuarzo	Afloramiento 1	2.14	1.94	0.89	0.58	0.46	Moderadamente plano	0.91	No elongado	-8.18	0.51	Redondeado
A51	Cuarzo	Afloramiento 1	3.47	2.43	2.24	0.84	0.92	No plano	0.70	Ligeramente elongado	5.35	0.41	Subredondeado
A52	Cuarzo	Afloramiento 1	3.00	2.93	1.29	0.57	0.44	Moderadamente plano	0.98	No elongado	-10.68	0.47	Subredondeado
A54	Cuarzo	Afloramiento 1	3.59	2.68	1.91	0.72	0.71	Ligeramente plano	0.75	Ligeramente elongado	0.78	0.63	Redondeado
A55	Cuarzo	Afloramiento 1	3.15	2.21	1.56	0.70	0.71	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	1.84	0.84	Muy redondeado
A56	Cuarzo	Afloramiento 1	4.16	2.98	1.90	0.66	0.64	Ligeramente plano	0.72	Ligeramente elongado	0.48	0.37	Subredondeado
A57	Cuarzo	Afloramiento 1	2.62	2.22	1.76	0.81	0.79	Ligeramente plano	0.85	No elongado	-0.52	0.41	Subredondeado
A6	Cuarzo	Afloramiento 1	4.68	2.82	1.90	0.65	0.67	Ligeramente plano	0.60	Ligeramente elongado	4.16	0.31	Subangular
A60	Cuarzo	Afloramiento 1	6.61	3.45	2.41	0.63	0.70	Ligeramente plano	0.52	Moderadamente elongado	6.92	0.65	Redondeado
A61	Cuarzo	Afloramiento 1	5.40	3.06	2.82	0.78	0.92	No plano	0.57	Moderadamente elongado	7.79	0.5	Redondeado
A64	Cuarzo	Afloramiento 1	5.39	2.79	2.16	0.68	0.77	Ligeramente plano	0.52	Moderadamente elongado	7.61	0.62	Redondeado
A65	Cuarzo	Afloramiento 1	3.38	2.98	1.75	0.67	0.59	Moderadamente plano	0.88	No elongado	-4.92	0.58	Redondeado
A66	Cuarzo	Afloramiento	4.03	3.27	3.16	0.91	0.97	No plano	0.81	No elongado	4.76	0.54	Redondeado

A67	Cuarzo	Afloramiento 1	3.43	3.16	2.77	0.89	0.88	No plano	0.92	No elongado	-1.13	0.39	Subredondeado
A68	Cuarzo	Afloramiento 1	3.68	2.61	1.95	0.73	0.75	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	2.24	0.63	Redondeado
A69	Cuarzo	Afloramiento 1	3.17	2.84	2.07	0.78	0.73	Ligeramente plano	0.90	No elongado	-3.06	0.57	Redondeado
A7	Cuarzo	Afloramiento 1	4.81	4.03	3.86	0.92	0.96	No plano	0.84	No elongado	4.00	0.48	Subredondeado
A70	Cuarzo	Afloramiento 1	3.76	3.21	2.10	0.71	0.65	Ligeramente plano	0.85	No elongado	-3.02	0.92	Muy redondeado
A71	Cuarzo	Afloramiento 1	2.90	2.37	1.65	0.73	0.70	Ligeramente plano	0.82	No elongado	-1.34	0.69	Redondeado
A72	Cuarzo	Afloramiento 1	3.76	3.09	1.53	0.59	0.50	Moderadamente plano	0.82	No elongado	-4.90	0.41	Subredondeado
A73	Cuarzo	Afloramiento 1	2.97	2.15	1.56	0.73	0.73	Ligeramente plano	0.72	Ligeramente elongado	1.55	0.39	Subredondeado
A76	Cuarzo	Afloramiento 1	2.94	2.69	2.17	0.84	0.81	No plano	0.91	No elongado	-2.38	0.68	Redondeado
A77	Cuarzo	Afloramiento 1	2.67	2.55	1.20	0.60	0.47	Moderadamente plano	0.96	No elongado	-9.31	0.51	Redondeado
A79	Cuarzo	Afloramiento 1	2.85	2.68	2.14	0.84	0.80	Ligeramente plano	0.94	No elongado	-3.47	0.52	Redondeado
A8	Cuarzo	Afloramiento 1	4.77	3.21	1.43	0.51	0.45	Moderadamente plano	0.67	Ligeramente elongado	-1.10	0.64	Redondeado
A80	Cuarzo	Afloramiento 1	3.37	2.37	1.72	0.72	0.73	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	2.08	0.41	Subredondeado
A85	Cuarzo	Afloramiento 1	2.86	1.65	1.47	0.77	0.89	No plano	0.58	Moderadamente elongado	7.21	0.53	Redondeado
A87	Cuarzo	Afloramiento 1	2.32	2.14	1.93	0.91	0.90	No plano	0.92	No elongado	-0.46	0.35	Subredondeado
A88	Cuarzo	Afloramiento 1	3.67	3.15	2.22	0.75	0.70	Ligeramente plano	0.86	No elongado	-2.34	0.43	Subredondeado
A89	Cuarzo	Afloramiento 1	2.73	1.16	0.99	0.68	0.85	No plano	0.42	Moderadamente elongado	11.09	0.36	Subredondeado
A9	Cuarzo	Afloramiento 1	4.37	3.73	2.97	0.81	0.80	Ligeramente plano	0.85	No elongado	-0.63	0.68	Redondeado
A91	Cuarzo	Afloramiento 1	3.65	3.22	2.43	0.79	0.75	Ligeramente plano	0.88	No elongado	-2.22	0.62	Redondeado
A93	Cuarzo	Afloramiento 1	4.11	2.92	1.82	0.65	0.62	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	0.44	0.47	Subredondeado
A96	Cuarzo	Afloramiento 1	3.93	2.32	1.87	0.73	0.81	No plano	0.59	Moderadamente elongado	5.92	0.45	Subredondeado
A97	Cuarzo	Afloramiento 1	2.64	1.69	1.50	0.80	0.89	No plano	0.64	Ligeramente elongado	5.87	0.69	Redondeado
A99	Cuarzo	Afloramiento 1	3.82	2.55	2.32	0.82	0.91	No plano	0.67	Ligeramente elongado	5.71	0.68	Redondeado

B1	Cuarzo	Afloramiento 3	4.55	2.90	1.52	0.56	0.52	Moderadamente	0.64	Ligeramente elongado	1.33	0.57	Redondeado
B10	Cuarzo	Afloramiento 3	3.35	2.53	1.86	0.74	0.74	Ligeramente	0.76	Ligeramente elongado	0.91	0.65	Redondeado
B11	Cuarzo	Afloramiento 3	4.94	3.93	2.47	0.68	0.63	Ligeramente plano	0.80	Ligeramente elongado	-1.82	0.66	Redondeado
B12	Cuarzo	Afloramiento 3	3.79	2.97	2.34	0.79	0.79	Ligeramente plano	0.78	Ligeramente elongado	1.06	0.55	Redondeado
B13	Cuarzo	Afloramiento 3	4.93	4.23	2.62	0.69	0.62	Ligeramente plano	0.86	No elongado	-3.71	0.68	Redondeado
B14	Cuarzo	Afloramiento 3	2.51	1.76	1.70	0.87	0.97	No plano	0.70	Ligeramente elongado	6.29	0.51	Redondeado
B15	Cuarzo	Afloramiento 3	2.77	2.37	1.85	0.80	0.78	Ligeramente plano	0.86	No elongado	-0.98	0.55	Redondeado
B16	Cuarzo	Afloramiento 3	4.55	3.41	2.92	0.82	0.86	No plano	0.75	Ligeramente elongado	3.11	0.43	Subredondeado
B17	Cuarzo	Afloramiento 3	4.87	3.42	2.30	0.68	0.67	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	1.36	0.42	Subredondeado
B18	Cuarzo	Afloramiento 3	4.50	2.73	2.27	0.75	0.83	No plano	0.61	Ligeramente elongado	5.82	0.68	Redondeado
B19	Cuarzo	Afloramiento 3	3.58	3.40	2.66	0.83	0.78	Ligeramente plano	0.95	No elongado	-4.10	0.61	Redondeado
B20	Cuarzo	Afloramiento 3	4.52	3.02	2.59	0.79	0.86	No plano	0.67	Ligeramente elongado	4.84	0.49	Redondeado
B21	Cuarzo	Afloramiento 3	5.02	3.54	2.40	0.69	0.68	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	1.36	0.7	Redondeado
B22	Cuarzo	Afloramiento 3	3.08	2.54	1.47	0.65	0.58	Moderadamente plano	0.82	No elongado	-3.45	0.61	Redondeado
B23	Cuarzo	Afloramiento 3	4.58	2.82	2.78	0.84	0.99	No plano	0.62	Ligeramente elongado	7.87	0.38	Subredondeado
B24	Cuarzo	Afloramiento 3	3.23	2.75	1.83	0.72	0.67	Ligeramente plano	0.85	No elongado	-2.77	0.51	Redondeado
B25	Cuarzo	Afloramiento 3	3.46	2.47	1.74	0.71	0.70	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	1.50	0.65	Redondeado
B26	Cuarzo	Afloramiento 3	2.33	2.23	1.44	0.74	0.65	Ligeramente plano	0.96	No elongado	-6.27	0.52	Redondeado
B27	Cuarzo	Afloramiento 3	1.89	1.76	1.36	0.82	0.77	Ligeramente plano	0.93	No elongado	-3.54	0.56	Redondeado
B28	Cuarzo	Afloramiento 3	1.75	1.70	1.32	0.84	0.78	Ligeramente plano	0.97	No elongado	-5.09	0.68	Redondeado
B29	Cuarzo	Afloramiento 3	5.34	3.18	2.54	0.72	0.80	Ligeramente plano	0.60	Moderadamente elongado	5.71	0.75	Muy redondeado
B3	Cuarzo	Afloramiento 3	5.36	4.71	2.36	0.60	0.50	Moderadamente plano	0.88	No elongado	-6.44	0.36	Subredondeado
B30	Cuarzo	Afloramiento 3	4.90	3.06	2.57	0.76	0.84	No plano	0.62	Ligeramente elongado	5.52	0.54	Redondeado

B31	Cuarzo	Afloramiento 3	4.21	3.07	2.50	0.78	0.81	No plano	0.73	Ligeramente elongado	2.81	0.46	Subredondeado
B32	Cuarzo	Afloramiento 3	3.91	2.33	1.45	0.61	0.62	Ligeramente plano	0.60	Moderadamente elongado	3.84	0.77	Muy redondeado
B33	Cuarzo	Afloramiento 3	3.41	2.53	1.70	0.69	0.67	Ligeramente plano	0.74	Ligeramente elongado	0.29	0.81	Muy redondeado
B34	Cuarzo	Afloramiento 3	3.21	2.41	2.07	0.82	0.86	No plano	0.75	Ligeramente elongado	3.13	0.67	Redondeado
B35	Cuarzo	Afloramiento 3	1.86	1.66	1.27	0.81	0.77	Ligeramente plano	0.89	No elongado	-2.36	0.69	Redondeado
B36	Cuarzo	Afloramiento 3	3.19	2.64	2.08	0.80	0.79	Ligeramente plano	0.83	No elongado	-0.07	0.87	Muy redondeado
B37	Cuarzo	Afloramiento 3	3.68	1.98	1.33	0.62	0.67	Ligeramente plano	0.54	Moderadamente elongado	6.18	0.54	Redondeado
B38	Cuarzo	Afloramiento 3	2.70	2.11	1.48	0.73	0.70	Ligeramente plano	0.78	Ligeramente elongado	-0.30	0.55	Redondeado
B39	Cuarzo	Afloramiento 3	2.22	2.00	1.44	0.78	0.72	Ligeramente plano	0.90	No elongado	-3.36	0.62	Redondeado
B4	Cuarzo	Afloramiento 3	3.82	2.03	1.70	0.72	0.84	No plano	0.53	Moderadamente elongado	7.74	0.83	Muy redondeado
B40	Cuarzo	Afloramiento 3	2.23	1.79	1.20	0.71	0.67	Ligeramente plano	0.80	No elongado	-1.35	0.59	Redondeado
B41	Cuarzo	Afloramiento 3	2.01	1.14	1.05	0.78	0.92	No plano	0.57	Moderadamente elongado	7.78	0.63	Redondeado
B45	Cuarzo	Afloramiento 3	5.50	5.08	2.73	0.64	0.54	Moderadamente plano	0.92	No elongado	-7.02	0.46	Subredondeado
B46	Cuarzo	Afloramiento 3	4.49	3.54	2.07	0.65	0.58	Moderadamente plano	0.79	Ligeramente elongado	-2.33	0.68	Redondeado
B5	Cuarzo	Afloramiento 3	5.19	3.38	3.25	0.84	0.96	No plano	0.65	Ligeramente elongado	6.91	0.69	Redondeado
B54	Cuarzo	Afloramiento 3	4.70	3.33	3.31	0.89	0.99	No plano	0.71	Ligeramente elongado	6.90	0.47	Subredondeado
B55	Cuarzo	Afloramiento 3	3.76	3.73	2.19	0.70	0.59	Moderadamente plano	0.99	No elongado	-8.26	0.67	Redondeado
B56	Cuarzo	Afloramiento 3	4.48	3.23	2.56	0.77	0.79	Ligeramente plano	0.72	Ligeramente elongado	2.64	0.6	Redondeado
B58	Cuarzo	Afloramiento 3	3.70	2.40	2.18	0.81	0.91	No plano	0.65	Ligeramente elongado	6.03	0.69	Redondeado
B6	Cuarzo	Afloramiento 3	3.57	3.14	2.15	0.74	0.68	Ligeramente plano	0.88	No elongado	-3.27	0.47	Subredondeado
B61	Cuarzo	Afloramiento 3	4.02	3.08	2.08	0.70	0.68	Ligeramente plano	0.77	Ligeramente elongado	-0.30	0.63	Redondeado
B62	Cuarzo	Afloramiento 3	3.31	2.61	2.07	0.79	0.79	Ligeramente plano	0.79	Ligeramente elongado	1.03	0.52	Redondeado
B63	Cuarzo	Afloramiento 3	3.30	2.59	1.91	0.75	0.74	Ligeramente plano	0.78	Ligeramente elongado	0.19	0.65	Redondeado

B64	Cuarzo	Afloramiento 3	4.45	2.18	2.16	0.78	0.99	No plano	0.49	Moderadamente elongado	10.12	0.41	Subredondeado
B65	Cuarzo	Afloramiento 3	3.02	2.85	1.23	0.56	0.43	Moderadamente plano	0.94	No elongado	-9.94	0.66	Redondeado
B66	Cuarzo	Afloramiento 3	2.78	2.58	1.77	0.76	0.69	Ligeramente plano	0.93	No elongado	-4.74	0.43	Subredondeado
B67	Cuarzo	Afloramiento 3	3.11	2.64	1.12	0.53	0.42	Moderadamente plano	0.85	No elongado	-7.33	0.55	Redondeado
B68	Cuarzo	Afloramiento 3	8.16	4.27	3.70	0.73	0.87	No plano	0.52	Moderadamente elongado	8.21	0.67	Redondeado
B7	Cuarzo	Afloramiento 3	5.57	4.05	2.88	0.72	0.71	Ligeramente plano	0.73	Ligeramente elongado	1.26	0.68	Redondeado
B71	Cuarzo	Afloramiento 3	7.58	4.90	4.33	0.80	0.88	No plano	0.65	Ligeramente elongado	5.68	0.53	Redondeado
B72	Cuarzo	Afloramiento 3	5.60	4.22	2.43	0.63	0.58	Moderadamente plano	0.75	Ligeramente elongado	-1.49	0.69	Redondeado
B73	Cuarzo	Afloramiento 3	8.64	3.76	3.63	0.74	0.97	No plano	0.44	Moderadamente elongado	11.28	0.47	Subredondeado
B74	Cuarzo	Afloramiento 3	6.81	4.91	2.31	0.54	0.47	Moderadamente plano	0.72	Ligeramente elongado	-2.29	0.48	Subredondeado
B75	Cuarzo	Afloramiento 3	6.68	5.14	3.11	0.66	0.61	Ligeramente plano	0.77	Ligeramente elongado	-1.47	0.55	Redondeado
B77	Cuarzo	Afloramiento 3	3.12	3.06	1.65	0.66	0.54	Moderadamente plano	0.98	No elongado	-8.68	0.64	Redondeado
B78	Cuarzo	Afloramiento 3	6.17	2.86	1.74	0.56	0.61	Ligeramente plano	0.46	Moderadamente elongado	8.76	0.77	Muy redondeado
B79	Cuarzo	Afloramiento 3	4.86	4.72	3.25	0.77	0.69	Ligeramente plano	0.97	No elongado	-6.18	0.48	Subredondeado
B8	Cuarzo	Afloramiento 3	4.97	3.73	2.26	0.65	0.61	Ligeramente plano	0.75	Ligeramente elongado	-0.93	0.62	Redondeado
B81	Cuarzo	Afloramiento 3	4.66	3.16	2.56	0.76	0.81	No plano	0.68	Ligeramente elongado	3.90	0.56	Redondeado
B82	Cuarzo	Afloramiento 3	3.05	2.52	1.71	0.72	0.68	Ligeramente plano	0.83	No elongado	-1.86	0.63	Redondeado
B83	Cuarzo	Afloramiento 3	4.01	2.79	1.66	0.63	0.59	Moderadamente plano	0.70	Ligeramente elongado	0.46	0.61	Redondeado
B84	Cuarzo	Afloramiento 3	3.70	2.43	1.87	0.73	0.77	Ligeramente plano	0.66	Ligeramente elongado	3.84	0.84	Muy redondeado
B85	Cuarzo	Afloramiento 3	3.48	3.16	1.80	0.67	0.57	Moderadamente plano	0.91	No elongado	-5.98	0.58	Redondeado
B86	Cuarzo	Afloramiento 3	3.57	2.64	1.78	0.70	0.67	Ligeramente plano	0.74	Ligeramente elongado	0.39	0.62	Redondeado
B87	Cuarzo	Afloramiento 3	1.76	1.70	1.27	0.81	0.75	Ligeramente plano	0.97	No elongado	-5.23	0.52	Redondeado
B88	Cuarzo	Afloramiento 3	4.09	2.37	2.11	0.77	0.89	No plano	0.58	Moderadamente elongado	7.15	0.61	Redondeado

B89	Cuarzo	Afloramiento 3	2.92	2.03	1.27	0.65	0.63	Ligeramente plano	0.70	Ligeramente elongado	0.91	0.65	Redondeado
B9	Cuarzo	Afloramiento 3	4.22	3.68	2.81	0.80	0.76	Ligeramente plano	0.87	No elongado	-1.76	0.85	Muy redondeado
B90	Cuarzo	Afloramiento 3	3.39	2.77	1.11	0.51	0.40	Moderadamente plano	0.82	No elongado	-6.97	0.39	Subredondeado
C11	Cuarzo	Afloramiento 2	3.58	1.64	1.22	0.63	0.74	Ligeramente plano	0.46	Moderadamente elongado	9.45	0.42	Subredondeado
C12	Cuarzo	Afloramiento 2	3.74	2.45	1.75	0.69	0.71	Ligeramente plano	0.66	Ligeramente elongado	3.17	0.51	Redondeado
C13	Cuarzo	Afloramiento 2	3.01	2.43	1.85	0.78	0.76	Ligeramente plano	0.81	No elongado	0.00	0.67	Redondeado
C15	Cuarzo	Afloramiento 2	4.14	2.53	1.97	0.72	0.78	Ligeramente plano	0.61	Ligeramente elongado	5.08	0.64	Redondeado
C16	Cuarzo	Afloramiento 2	3.42	2.59	1.30	0.58	0.50	Moderadamente plano	0.76	Ligeramente elongado	-2.85	0.62	Redondeado
C17	Cuarzo	Afloramiento 2	3.98	2.50	1.69	0.66	0.68	Ligeramente plano	0.63	Ligeramente elongado	3.45	0.43	Subredondeado
C18	Cuarzo	Afloramiento 2	2.41	2.03	1.47	0.76	0.72	Ligeramente plano	0.84	No elongado	-1.57	0.58	Redondeado
C2	Cuarzo	Afloramiento 2	3.81	1.85	1.82	0.78	0.98	No plano	0.49	Moderadamente elongado	10.15	0.46	Subredondeado
C21	Cuarzo	Afloramiento 2	2.09	1.76	1.25	0.75	0.71	Ligeramente plano	0.84	No elongado	-1.79	0.5	Redondeado
C22	Cuarzo	Afloramiento 2	2.82	2.13	2.00	0.87	0.94	No plano	0.76	Ligeramente elongado	4.81	0.48	Subredondeado
C23	Cuarzo	Afloramiento 2	2.88	1.59	1.16	0.66	0.73	Ligeramente plano	0.55	Moderadamente elongado	6.21	0.68	Redondeado
C24	Cuarzo	Afloramiento 2	2.04	1.87	0.88	0.59	0.47	Moderadamente plano	0.92	No elongado	-8.19	0.57	Redondeado
C25	Cuarzo	Afloramiento 2	2.43	2.17	1.25	0.67	0.58	Moderadamente plano	0.89	No elongado	-5.44	0.64	Redondeado
C26	Cuarzo	Afloramiento 2	2.06	1.96	1.26	0.73	0.64	Ligeramente plano	0.95	No elongado	-6.13	0.62	Redondeado
C27	Cuarzo	Afloramiento 2	2.70	1.40	1.08	0.68	0.77	Ligeramente plano	0.52	Moderadamente elongado	7.56	0.66	Redondeado
C29	Cuarzo	Afloramiento 2	1.99	1.93	1.06	0.66	0.55	Moderadamente plano	0.97	No elongado	-8.18	0.67	Redondeado
C3	Cuarzo	Afloramiento 2	3.79	2.08	1.88	0.77	0.90	No plano	0.55	Moderadamente elongado	7.97	0.62	Redondeado
C30	Cuarzo	Afloramiento 2	2.19	1.90	1.15	0.68	0.61	Ligeramente plano	0.87	No elongado	-4.21	0.66	Redondeado
C4	Cuarzo	Afloramiento 2	4.03	3.66	2.28	0.71	0.62	Ligeramente plano	0.91	No elongado	-5.10	0.37	Subredondeado
C7	Cuarzo	Afloramiento 2	2.93	2.53	1.67	0.72	0.66	Ligeramente plano	0.86	No elongado	-3.20	0.44	Subredondeado

C9	Cuarzo	Afloramiento 2	2.54	2.35	1.78	0.81	0.76	Ligeramente plano	0.93	No elongado	-3.57	0.65	Redondeado
B49	Cuarzo lechoso	Afloramiento 3	6.15	5.75	4.50	0.83	0.78	Ligeramente plano	0.93	No elongado	-3.52	0.69	Redondeado
A46	Cuarzoarenita	Afloramiento 1	4.08	3.48	2.37	0.73	0.68	Ligeramente plano	0.85	No elongado	-2.57	0.53	Redondeado
A75	Cuarzoarenita	Afloramiento 1	5.67	3.61	2.20	0.62	0.61	Ligeramente plano	0.64	Ligeramente elongado	2.41	0.44	Subredondeado
A78	Cuarzoarenita	Afloramiento 1	4.20	2.06	1.63	0.67	0.79	Ligeramente plano	0.49	Moderadamente elongado	8.57	0.47	Subredondeado
A86	Cuarzoarenita	Afloramiento 1	1.99	1.86	0.92	0.61	0.49	Moderadamente plano	0.93	No elongado	-8.19	0.65	Redondeado
A98	Cuarzoarenita	Afloramiento 1	3.18	1.81	0.99	0.55	0.55	Moderadamente plano	0.57	Moderadamente elongado	4.03	0.46	Subredondeado
B59	Cuarzoarenita	Afloramiento 3	5.56	4.88	2.21	0.56	0.45	Moderadamente plano	0.88	No elongado	-7.47	0.64	Redondeado
C14	Cuarzoarenita	Afloramiento 2	5.11	3.02	1.66	0.56	0.55	Moderadamente plano	0.59	Moderadamente elongado	3.26	0.44	Subredondeado
C6	Cuarzoarenita	Afloramiento 2	3.42	1.63	1.48	0.73	0.91	No plano	0.48	Moderadamente elongado	9.77	0.64	Redondeado
C8	Cuarzoarenita	Afloramiento 2	3.05	2.59	1.32	0.60	0.51	Moderadamente plano	0.85	No elongado	-5.41	0.66	Redondeado
A21	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1	3.12	2.60	2.16	0.83	0.83	No plano	0.83	No elongado	0.60	0.52	Redondeado
A27	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1	3.30	1.66	0.95	0.55	0.57	Moderadamente plano	0.50	Moderadamente elongado	6.87	0.44	Subredondeado
A53	Cuarzo-arenita	Afloramiento 1	3.94	2.69	2.45	0.83	0.91	No plano	0.68	Ligeramente elongado	5.45	0.54	Redondeado
A10	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 1	5.63	2.54	1.92	0.64	0.76	Ligeramente plano	0.45	Moderadamente elongado	9.76	0.51	Redondeado
A11	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 1	3.49	1.81	1.21	0.61	0.67	Ligeramente plano	0.52	Moderadamente elongado	6.83	0.55	Redondeado
A13	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 1	5.29	2.58	2.20	0.71	0.85	No plano	0.49	Moderadamente elongado	9.07	0.38	Subredondeado
B2	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 3	6.55	3.64	2.89	0.70	0.79	Ligeramente plano	0.56	Moderadamente elongado	6.69	0.42	Subredondeado
B70	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 3	5.38	3.08	1.05	0.41	0.34	Muy plano	0.57	Moderadamente elongado	1.60	0.67	Redondeado
B80	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 3	5.78	3.57	1.67	0.51	0.47	Moderadamente plano	0.62	Ligeramente elongado	1.31	0.63	Redondeado
C5	Meta- cuarzoarenita	Afloramiento 2	4.70	3.33	2.39	0.71	0.72	Ligeramente plano	0.71	Ligeramente elongado	1.83	0.57	Redondeado
		Media	3.88	2.76	1.95	0.71		0.72		0.73	1.09		0.55
		Error	1.35	0.89	0.68	0.10		0.15		0.15	5.47		0.13