

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**Estudio de la evolución tectónica de la cuenca inter-montañosa de
Huancayo durante el Neógeno Tardío y el Cuaternario**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL EN
INGENIERÍA GEOLÓGICA**

AUTOR

MANUEL ALBERTO FUENTES ESPINOZA

ASESOR

DR. ING. WILLEM VIVEEN

Lima, Julio del 2019

RESUMEN

La cuenca de Huancayo se ubica entre la Cordillera Oriental y la Cordillera Occidental. A lo largo de esta cuenca discurre el río Mantaro hacia el SE y el río Cunas hacia el Este. La cuenca está bordeada por fallas inversas y activas en su flanco oriental y en su flanco sudoccidental. En 1969 se reactivó un segmento de falla cerca del nevado Huaytapallana, y ello ocasionó la muerte de 130 personas. La cuenca se ubica sobre una zona de sutura producida por la acreción del “Terrane de Paracas” con el Complejo del Marañón, o sobre el límite del “Peruvian Forearc sliver” según el modelo de “continental slivers” o fragmentos de continente; además, el último mapa sísmico del IGP (2017) muestra actividad sísmica reciente en la cuenca. Todo esto sugiere que esfuerzos tectónicos compresivos están actuando sobre la cuenca, deformando a los depósitos fluviales de los ríos Cunas y Mantaro, generando pliegues cuya dirección de eje es $N30^{\circ}W$. En esta tesis se analiza un Modelo Digital de Elevación (DEM) combinado con observaciones de campo, medición de elevaciones de terrazas y análisis de marcas de disolución en gravas de caliza. Se observaron pliegues de sedimentos del Plioceno-Cuaternario en el sector suroeste y la ausencia de éstos en el sector centro y sureste de la cuenca. Se obtiene una dirección de máxima compresión tectónica promedio de $N72^{\circ}E$ a partir del análisis de gravas extraídas del pliegue más cercano al límite occidental de la cuenca, de una unidad de abanico aluvial del Plioceno-Cuaternario. No se encontraron marcas de disolución en las gravas del Cuaternario del río Cunas en el centro de la cuenca. El acortamiento en los pliegues estudiados aumenta desde el centro hacia el extremo Oeste de la cuenca. Todos estos resultados sugieren que los esfuerzos compresivos disminuyen desde el borde Oeste hacia el centro de la cuenca y que los esfuerzos compresivos son disipados y/o transformados en esfuerzos de cizalla por una falla de rumbo sinistral inferida, que se desarrolla a lo largo de la zona de sutura del “Terrane de Paracas” o el límite de la “Peruvian Forearc Silver” según el modelo de “Continental slivers”.

DEDICATORIA

Esta tesis va dedicada a mi querida madre Edi, querido padre Carlos y querido hermano Rafael.



TEMA DE TESIS

PARA OPTAR	: Título profesional de Ingeniero Geólogo
TEMA	: Estudio de la evolución tectónica de la cuenca intermontañosa de Huancayo durante el Neógeno Tardío y el Cuaternario
ÁREA	: Sedimentología y Estratigrafía
ASESOR	: Dr. Ing. Willem Viveen
ALUMNO(S)	: Manuel Alberto Fuentes Espinoza – 20111234
FECHA	: Febrero del 2019
MÁXIMO	: 100 páginas

DESCRIPCIÓN Y OBJETIVOS:

Descripción del proyecto:

La cuenca inter-montañosa de Huancayo se encuentra bordeada por fallas activas en sus márgenes sudoccidental y oriental, que se encuentran asociadas a actividad sísmica reciente. En 1969 se reactivó un segmento de la falla del Huaytapallana en el borde oriental de la cuenca y ello causó la muerte de 130 personas e importantes daños materiales. La cuenca de Huancayo se ubica en el límite de dos "continental slivers", que son fragmentos de la placa continental según estudios de tectónica reciente. Su ubicación en el borde de dos "continental slivers" podría influir en el estado de las fallas de la cuenca (activas), la dirección de fallamiento y el estado de esfuerzos en las unidades litológicas que componen la cuenca. La observación de fotografías aéreas y modelos digitales de elevación muestra que se han formado pliegues en el sector sudoeste de la cuenca y no en su contraparte sudoriental. Además, en las fotografías aéreas se observan escalones de terrazas fluviales a lo largo del cauce del río Cunas, que cortan perpendicularmente a dichos pliegues. Se realizarán dos viajes de campo para estudiar a los estratos que se deforman en estos pliegues con más detalle, se levantarán columnas estratigráficas de estos estratos, la distribución y caracterización sedimentológica/estratigráfica de las terrazas fluviales y se muestrearán gravas para obtener la dirección compresiva máxima en el sector sudoccidental de la cuenca de Huancayo a partir de marcas de disolución en la superficie de las gravas.

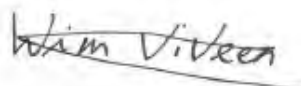
Objetivo general:

Entender mejor la deformación tectónica Cuaternaria de la cuenca intermontañosa de Huancayo.

Objetivos específicos:

- a) Hacer un análisis de un modelo digital de elevación (DEM) en software GIS para calcular la deformación de los pliegues de la zona de estudio.
- b) Caracterizar con más detalle la estratigrafía de la zona de estudios, levantando columnas estratigráficas y haciendo mediciones de las orientaciones del rumbo y buzamiento de los estratos en campo.
- c) Trazar secciones transversales de las elevaciones de las terrazas fluviales a través del cauce del río Cunas en campo.
- d) Obtener la dirección de compresión máxima de la cuenca a partir del análisis de gravas con huecos de disolución.
- e) Integrar la información de los datos de campo, la cartografía geológica y los modelos digitales de elevación (DEM) en un modelo de deformación tectónica para explicar donde se concentra la deformación en la cuenca de Huancayo durante el Cuaternario.

Firmado 8-3-2019



Dr. Ing. Willem Viveen
Asesor de tesis

ÍNDICE GENERAL

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Contexto estratigráfico-tectónico de la cuenca de Huancayo	7
1.1.1	Unidades Estratigráficas	7
1.1.2	Contexto Estructural	11
1.2	Hipótesis.....	14
1.3	Objetivos	14
2	METODOLOGÍA.....	16
2.1	Análisis de pliegues.....	17
2.1.1	Estratigrafía en la zona de estudios.....	17
2.1.2	Dirección preliminar de compresión tectónica a partir de los ejes de pliegues .18	
2.1.3	Análisis de geomorfológico-digital de pliegues en un Modelo Digital de Elevación (DEM).....	19
2.1.3.1	Análisis digital de los pliegues en el DEM	20
2.1.3.2	Evaluación de Elevaciones del área de trabajo	21
2.2	Terrazas fluviales como indicadores de actividad tectónica.....	25
2.3	Reconstrucción de la dirección de máxima compresión tectónica a partir del estudio de marcas en gravas.....	29
2.3.1	Diferentes tipos de marcas en gravas.....	29
2.3.2	Análisis de marcas producidas por tectonismo.....	30
2.3.3	Identificación y muestreo de gravas de caliza en dos afloramientos de la zona de estudio.....	31
2.3.4	Selección de gravas válidas para análisis de paleo-esfuerzos.....	33
2.3.5	Medición de la dirección de esfuerzo compresivo máximo.....	35
3	RESULTADOS	37
3.1	Análisis de pliegues.....	37
3.1.1	Estratigrafía en la zona de estudios.....	37
3.1.1.1	Pliegue A.....	37
3.1.1.2	Pliegue B.....	39
3.1.1.3	Pliegue C	42
3.1.2	Dirección preliminar de compresión tectónica a base de medidas estructurales en el campo.....	45
3.1.3	Acortamiento de los pliegues a partir del análisis del DEM.....	45
3.2	Terrazas Fluviales de la cuenca de Huancayo.....	48

3.2.1	Estratigrafía en el valle del río Cunas	48
3.2.2	Distribución de Terrazas del río Cunas.....	51
3.3	Dirección de compresión a partir de las marcas de disolución	54
4	DISCUSIÓN.....	58
5	CONCLUSIONES.....	63
6	AGRADECIMIENTOS.....	65
7	BIBLIOGRAFÍA.....	66



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1 A) Zona de estudios en el departamento de Junín. B) Zona de estudios vista desde Google Earth. Se indican la ciudad de Huancayo, el pueblo de Chupaca, los ríos Cunas y Mantaro. Las flechas blancas indican la dirección del flujo de las aguas de los dos ríos. Con motivos visuales, se subdivide la cuenca en los siguientes cuatro sectores indicados con círculos: sector Noreste (NE), Sureste (SE), Noroeste (NW) y Suroeste (SW).	3
Figura 1-2 Mapa sísmico enfocado en la zona de estudios (Recortado del mapa sísmico del Perú elaborado por H. Tavera, 2017, IGP)	4
Figura 1-3 Posición de la cuenca de Huancayo con respecto a los continental “slivers”. Se indica la dirección de movimiento de la “Peruvian Sliver” hacia el SE con respecto al cratón sudamericano con una tasa de 4-5 mm/año y la dirección de acortamiento de la zona subandina hacia el NE, con una tasa de 2-3 mm/año; modificado de Villegas-Lanza et al. (2016).	6
Figura 1-4 Mapa geológico del sector suroeste de la cuenca de Huancayo, modificado a partir del cuadrángulo 25-m de la Carta Geológica Nacional del INGEMMET (INGEMMET, 2002). Coordenadas WGS84 18S	8
Figura 1-5 Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Huancayo. Las relaciones cronológicas son relativas, y sólo se muestra la datación realizada sobre las cenizas volcánicas de la formación Mataula (tomado de Wise, 2007).	9
Figura 1-6 Mapa estructural de la cuenca de Huancayo. Las líneas con dientes representan las fallas inversas; y los ejes de pliegues están representados con líneas con dos flechas transversales en sentidos opuestos. Se muestra la zona de estudios con el rectángulo rojo. Modificada de Dorbath et al., 1990	13
Figura 1-7 Sección estructural que muestra las fallas inversas a ambos lados de la cuenca; así como también corrimiento de rocas del grupo Pucará sobre el grupo Jauja (Tomado de Wise, 2007)	14
Figura 2-1 Pliegues observados en imagen satelital de Digital Globe (2015). Se muestra la ubicación de afloramientos estudiados (ver Sección 3.1.1)	18
Figura 2-2 Modelo Digital de Elevación (DEM) con indicación de la zona de estudio	20
Figura 2-3 Área de estudios. Se observan tres pliegues	21
Figura 2-4 Componentes de un pliegue y descripción geométrica a partir de términos matemáticos (Modificado de Fossen, 2010)	22
Figura 2-5 Esquema que muestra el acortamiento a partir de la longitud inicial y post-deformación. Modificada de Homza y Wallace (1995)	23
Figura 2-6 A) Imagen satelital donde se puede apreciar el pliegue B) Curvas de nivel cada 30 m obtenidas a partir del DEM. Escala de colores ajustada a la extensión mostrada en pantalla para lograr un mejor contraste.	24
Figura 2-7 Secciones transversales a través de los tres pliegues.	25
Figura 2-8 Tipos y partes de terrazas; nótese los ciclos de agradación e incisión del río con el paso del tiempo. Modificado de Burbank y Anderson (2001).	26
Figura 2-9 Ubicación de los cinco transectos recorridos para la medición de elevaciones de las terrazas del río Cunas	28
Figura 2-10 Ubicación de las zonas de muestreo de gravas y su relación espacial con los pliegues y los transectos recorridos a través de los escalones de terrazas	32

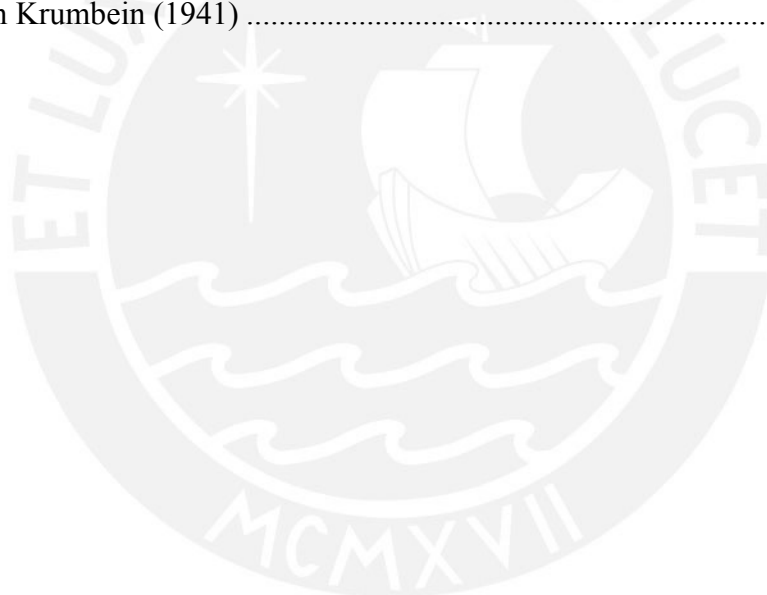
Figura 2-11 Anotaciones hechas en campo sobre la superficie de cada clasto en su posición in-situ antes de extraerlo. Nótese las marcas de disolución visibles en la superficie expuesta de esta grava.....	33
Figura 2-12 A) Muestra de la zona M2. Nótese que se tienen indentaciones perpendiculares a la superficie donde se encuentra la marca, marcas concentradas en polos opuestos y estrías que divergen de las marcas. B) Interpretación del eje de divergencia que contendría al esfuerzo principal.....	34
Figura 2-13 Reorientación del clasto de la zona 2 sobre masa de plastilina A) Canto orientado con respecto a la vertical. B) Clasto orientado con respecto al norte magnético.....	35
Figura 2-14 A) Muestra reorientada según su posición in-situ utilizando los símbolos y medidas tomadas en campo. B) Medición de la dirección (azimut) del eje de compresión. Nótese el uso de porciones de plastilina roja sobre el clasto para ayuda visual al momento de la medición.....	36
Figura 3-1 Afloramientos en la parte superior del pliegue: A) Foto tomada por Willem Viveen en el 2016. Unidades que afloran en la parte inferior expuesta del flanco oriental del pliegue: Lutitas, limos intercalados con arenas y gravas con clasto tamaño pebble y sin imbricación aparente. B) Arenas y limos sobreyacidos por las gravas pequeñas. C) Gravatas gruesas y pequeñas, nótese la picota para la escala.	38
Figura 3-2 Columna estratigráfica de los estratos en la parte superior del pliegue A	39
Figura 3-3 Afloramientos en el tramo sur del pliegue. La procedencia de cada foto se indica en la figura 2-1. A) Fotografía tomada por Willem Viveen el 2016: Afloramiento que expone secuencia semicompleta de las unidades descritas anteriormente. B) Lutita con varvas. C) Limos rojos intercalados con arenas D) Afloramiento que contiene lutitas blancas/rosadas con cuñas formadas en ambiente periglacial y E) Depósitos fluviales depositados por río Mantaro ancestral	41
Figura 3-4 Columna estratigráfica generada para el tramo sur del pliegue B.	42
Figura 3-5 A). Se muestra al pliegue C, que tiene una altura aproximada de 60 m desde la carretera. Nótese la flecha que indica la extensión de la columna sedimentaria levantada. B) Afloramientos del tramo inferior de la columna estratigráfica. C) Afloramientos del ramo superior de la columna estratigráfica levantada.....	43
Figura 3-6 Columna sedimentaria de afloramientos en pliegue C.....	44
Figura 3-7 Perfiles de los pliegues estudiados. Nótese que la escala vertical es diferente a la escala horizontal.....	46
Figura 3-8 Sedimentos del río Cunas depositados sobre gravas de abanico aluvial sin deformación. Foto tomada de Viveen et al. (2019)	48
Figura 3-9 Columna estratigráfica de terraza encajada sobre unidad de abanico aluvial no-plegada	49
Figura 3-10 Gravatas horizontales (no plegadas) encajadas sobre unidades deformadas del pliegue C	49
Figura 3-11 Columna estratigráfica de sedimentos del río Cunas encajada sobre unidades plegadas.....	50
Figura 3-12 Gravatas clasto-soportadas depositadas disconformemente sobre unidad lacustre	50
Figura 3-13 Columna estratigráfica de terraza encajada disconformemente sobre unidad lacustre	51
Figura 3-14 Transectos recorridos en campo. La letra T al costado de cada transecto indica el número de terrazas observadas en el respectivo transecto.....	51

Figura 3-15 Perfiles de los cinco transectos. Exageración vertical x2. L.I. indica la llanura de inundación, mientras que T1, T2, etc. indica las terrazas de cada localidad observada, y sólo válidas para el transecto en el que se muestran.....	53
Figura 3-16 Posición de las zonas de muestreo en las columnas estratigráficas de afloramientos del pliegue C (muestras M2 – borde occidental de la cuenca) y de afloramientos cerca a zona de confluencia del río Cunas con el río Mantaro (muestras M1 – sector central de la cuenca).....	54
Figura 3-17 Diagrama de rosas con la dirección de esfuerzo compresivo promedio en la zona M2 (N72°E) denotado con la flecha negra y un intervalo del 95% de confianza para esta dirección promedio	57
Figura 4-1 Mapa de elevaciones del tramo sur de la cuenca de Huancayo. Nótese las fallas activas a ambos flancos de la cuenca, extraídos de la carta geológica (INGEMMET, 2002) y de Dorbath et al. (1990) asociados a focos sísmicos tomados del mapa sísmico del IGP (2017). También se presenta el límite entre las dos continental slivers, extraído de Villegas-Lanza et al. (2016).	62



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1 Descripción, características e interpretación de las facies presentes en la cuenca de Huancayo. Obtenidas de Miall (2006) y Blair y McPherson (2009).	17
Tabla 2-2 Características del DEM usado (modificado de ASTER GDEM Validation Team, 2011)	19
Tabla 2-3 Características de las marcas formadas por presión de disolución.....	34
Tabla 2-4 Escenarios que contribuyen a considerar un clasto como no válido para el análisis de marcas de disolución producidas por compresión tectónica	35
Tabla 3-1 Orientaciones de los estratos medidos en campo	45
Tabla 3-2 Acortamiento horizontal y contracción tectónica medida en los tres pliegues estudiados.....	46
Tabla 3-3 Características generales de las muestras extraídas.....	55
Tabla 3-4 Relación de gravas muestreadas y gravas analizadas.....	56
Tabla 3-5 Resultados del análisis de compresión a partir de marcas de disolución en las 21 gravas válidas. Las formas de los sedimentos se clasifican según la clasificación de Zingg (1935), citado en Krumbein (1941)	56



1 INTRODUCCIÓN

El modelo de las placas tectónicas explica la destrucción y creación de la corteza terrestre (Morgan, 1968). Según esta teoría, la litósfera está compuesta por 13 placas mayores y otras placas más pequeñas (Grotzinger y Jordan, 2014). Los bordes de las placas pueden ser de los siguientes tres tipos: convergentes, divergentes y transformantes (Grotzinger y Jordan, 2014).

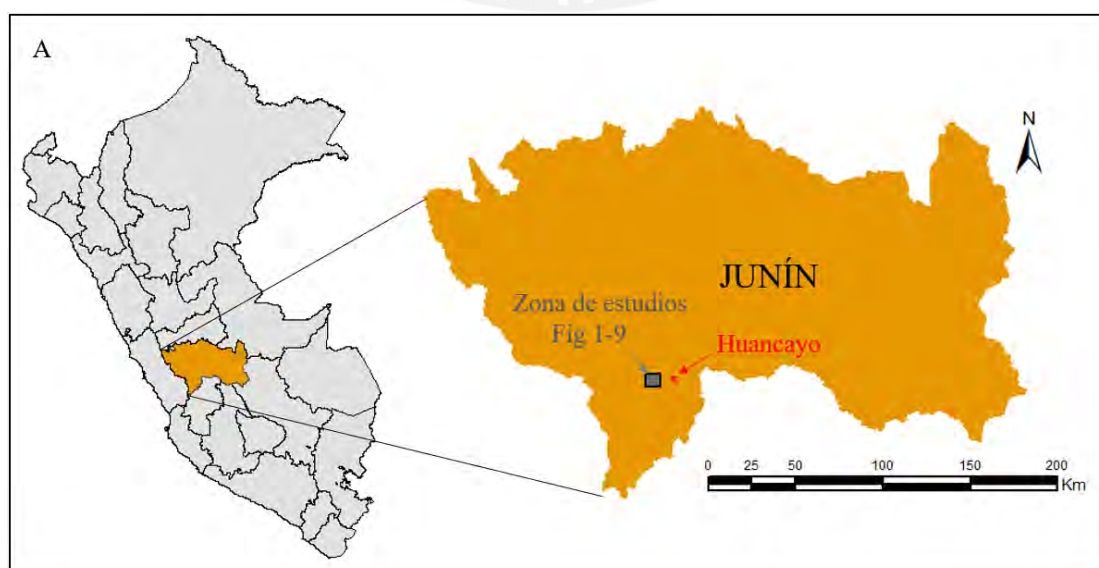
El continente sudamericano está conformada por bloques continentales y micro-continentales que se acretaron al cratón continental debido a la interacción y movimiento de las placas tectónicas (e.g. Cardona *et al.*, 2010). El “Terrane de Paracas” colisionó con el margen occidental del antiguo supercontinente de Gondwana en el Ordovícico, generándose una zona de suturas representada por ofiolitas en la Cordillera del Este, en el borde occidental del Complejo del Marañón (Castroviejo *et al.*, 2009; Castroviejo *et al.*, 2010; Ramos, 2010; Chew *et al.*, 2016).

Los Andes son el producto de una orogenia que está relacionada a un borde convergente constituido por la Placa de Nazca que está siendo subducida por debajo de la Placa Sudamericana desde el Triásico Tardío/Jurásico Temprano (James, 1971). Durante este periodo, la subducción ocurrió debajo de una configuración paleo-geográfica compuesta por una cuenca de tras-arco y el arco volcánico que se formó al Oeste de la plataforma continental del Paleozoico (James, 1971; Scherrenberg *et al.*, 2012). En este contexto de subducción, la Placa Sudamericana viene experimentando un estado de compresión tectónica desde el Albiano en los Andes peruanos (Myers, 1975 y Cobbing *et al.*, 1981; citados en Mégard, 1984). La configuración paleo-geográfica antes mencionada existió hasta el Santoniano, cuando se inició el levantamiento de los Andes (Mégard, 1984). La orogenia de los Andes se inició en este estado compresivo a partir de pulsos compresivos denominados “fases tectónicas” (Mégard *et al.*, 1984). Se definieron tres principales fases tectónicas para la evolución de los Andes, que son las siguientes: “fase Peruana”, “fase Incaica” y “fase

Quechua” (Steinmann, 1929, citado en Sempere, 2004). La fase Peruana ocurrió en el Cretácico Tardío (Mégard *et al.*, 1984); la fase Incaica es de edad Eoceno Medio a Tardío (Noble *et al.*, 1979). La fase Quechua fue posteriormente subdividida en Quechua 1 (hace aprox. 18 Ma, Mioceno Temprano), Quechua 2 (hace aproximadamente 9 Ma) y Quechua 3 (entre hace 6 a 4.5 Ma) por Mckee y Noble (1982) y Mégard *et al.* (1984).

Los Andes peruanos están compuestos por las siguientes unidades morfoestructurales: Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental, y Zona Subandina (Jaillard *et al.*, 2000). El contacto entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental está cubierto por cuencas cenozoicas con orientación NW/SE (Marocco *et al.*, 1995; Dorbath *et al.*, 1990). Dichas cuencas reciben el nombre de cuencas intermontañas, y se empezaron a formar en el Oligoceno Tardío debido a una reactivación tectónica en las partes de los Andes donde actualmente se encuentran estas cuencas (Marocco *et al.*, 1995). Las cuencas probablemente hayan experimentado cambios en los regímenes tectónicos durante su evolución, incluyendo esfuerzos extensivos, transpresionales y compresivos (Marocco *et al.*, 1995).

En la presente tesis se investiga el sector Suroeste de la cuenca de Huancayo en más detalle. La cuenca se sitúa en el departamento de Junín, y contiene a la ciudad de Huancayo, pueblos menores y dos ríos principales; el río Mantaro y el río Cunas (ver Figura 1-1).



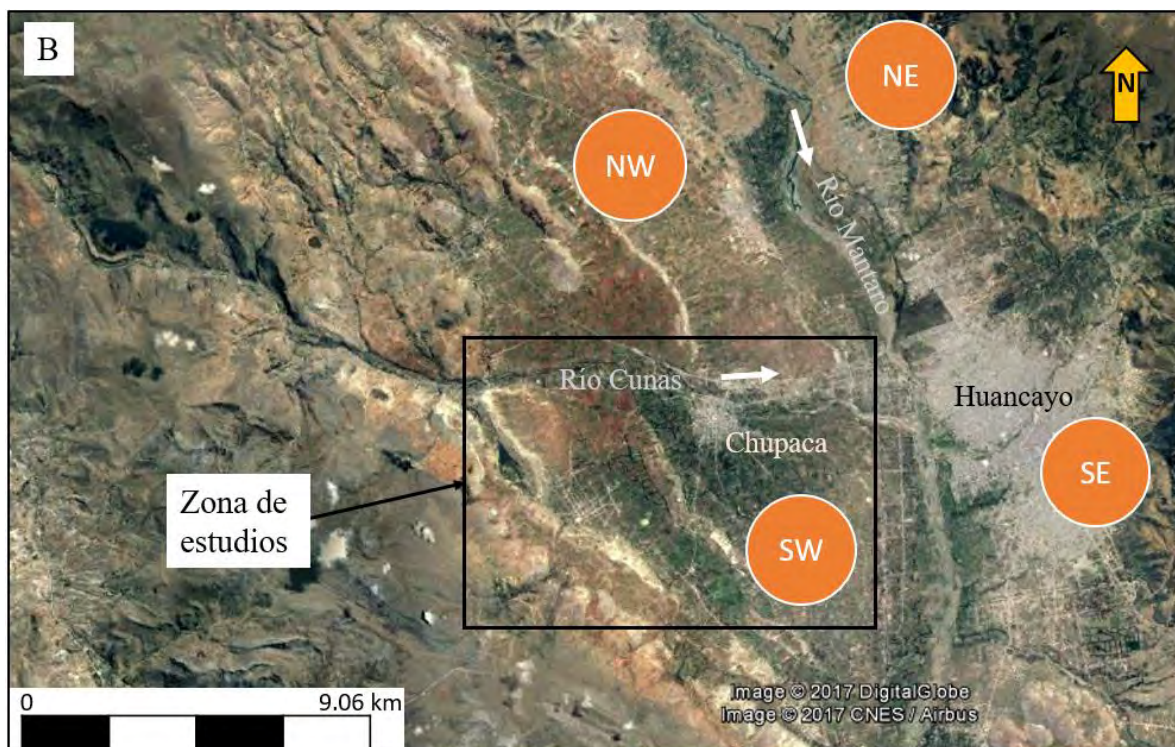


Figura 1-1 A) Zona de estudios en el departamento de Junín. B) Zona de estudios vista desde Google Earth. Se indican la ciudad de Huancayo, el pueblo de Chupaca, los ríos Cunas y Mantaro. Las flechas blancas indican la dirección del flujo de las aguas de los dos ríos. Con motivos visuales, se subdivide la cuenca en los siguientes cuatro sectores indicados con círculos: sector Noreste (NE), Sureste (SE), Noroeste (NW) y Suroeste (SW).

La cuenca de Huancayo se ubica entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, sobre la zona de sutura del “Terrane de Paracas” con el Complejo del Marañón (Marocco *et al.*, 1995; Castroviejo *et al.*, 2009; Castroviejo *et al.*, 2010; Ramos, 2010; Chew *et al.*, 2016). Se encuentra bordeada en su margen sudoccidental por la zona de fracturas de Altos del Mantaro, y en su margen oriental por la zona de fracturas del Huaytapallana, siendo ambas zonas de fallas activas (Dorbath *et al.*, 1990; Wise, 2007).

La zona de fracturas del Huaytapallana ha experimentado varios eventos sísmicos superficiales con magnitudes aproximadas de 6 en la escala Mw de magnitud de momento (IGP, 2017); mientras que la zona de fracturas de los Altos del Mantaro experimentó eventos sísmicos de profundidad intermedia y menos frecuentes (IGP, 2017; ver Figura 1-2).

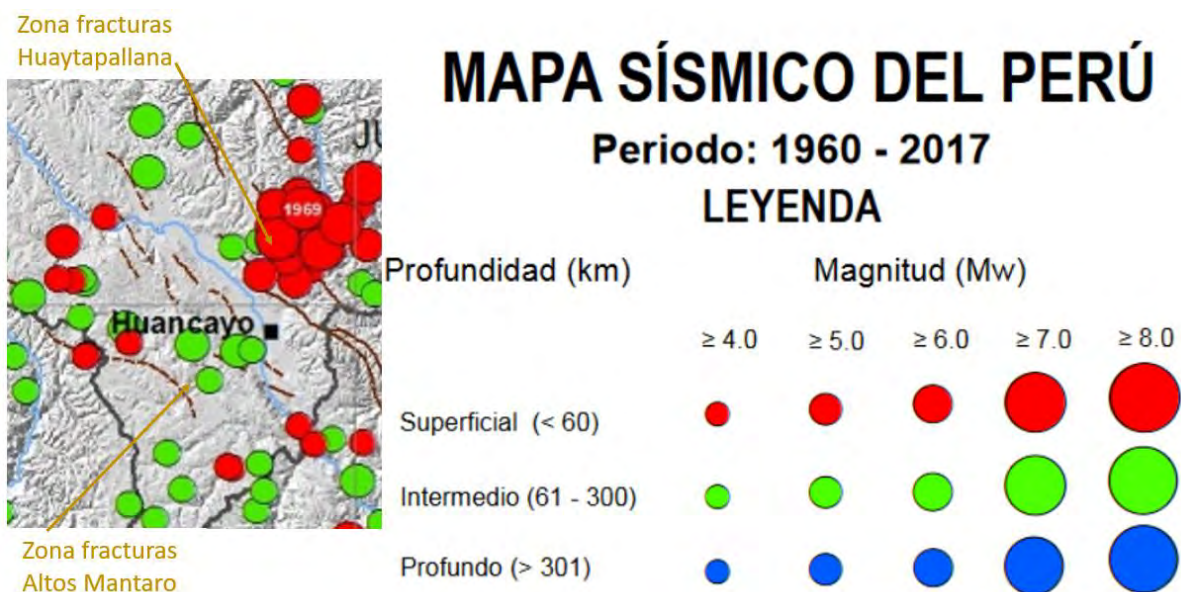


Figura 1-2 Mapa sísmico enfocado en la zona de estudios (Recortado del mapa sísmico del Perú elaborado por H. Tavera, 2017, IGP)

En 1969, ocurrieron dos terremotos, uno en julio y el otro en octubre (Dorbath *et al.*, 1990; Suárez *et al.*, 1983). Estos generaron que dos segmentos de la Zona de Fracturas del Huaytapallana, espaciados unos 4 km, fueran reactivados y ocasionaron la muerte de 130 personas e importantes daños materiales (Dorbath *et al.*, 1990). El segmento norteño tiene una longitud aproximada de 9.5 km, mientras que el segmento sureño es de 4 km (Dorbath *et al.*, 1990).

A partir del modelamiento de la data sísmica producida por estos terremotos (ondas P), Suárez *et al.* (1983) determinaron una dirección compresiva de N77°E y una profundidad de foco de 6 km para el terremoto de julio, y una dirección de compresión de N 52.6°E y una profundidad de foco de 5 km para el de octubre. Philip y Mégard (1977) determinaron una dirección media de acortamiento superficial de N65°E a partir del análisis de estructuras superficiales subparalelas al segmento de falla (fracturas abiertas y pliegues) y oblicuas (Riedel shears, Riedel shears conjugados y pliegues) del segmento sureño reactivado; mientras que Blanc (1984, citado en Dorbath *et al.*, 1990) determinó una dirección de

esfuerzo compresivo máximo de N75°E haciendo análisis del vector de desplazamiento en el mismo segmento de falla.

El trabajo de tesis de Cabrera Nuñez (1982) se enfocó en la misma área de estudio y estudió la geología del Cuaternario además de un análisis neotectónico. Cabrera Nuñez (1982) identificó tres niveles de terrazas fluviales en el sector SW de la cuenca de Huancayo, y les asignó a todas ellas una edad del Cuaternario; las llamó de más reciente a más antigua como sigue: Tf1, Tf2 y Tf3. A través del análisis de estrías en cantos de las gravas de Tf3, Cabrera Nuñez (1982) identificó que el sector SW de la cuenca de Huancayo tiene un eje de compresión con dirección entre N-S y ENE-WSW, con promedio de NNE-SSW. Así mismo, a partir de la medición de estrías en las fallas del borde sudoccidental de la cuenca, identificó un eje de compresión entre N-S y NE-SW. Cabrera Nuñez (1982) interpretó sus estos hallazgos como una etapa de compresión posterior a la deposición de las terrazas Tf3 y anterior a la deposición de la terraza Tf2 que ocurrió en el Pleistoceno Medio. Cabrera Nuñez (1982) y Blanc (1982) identificaron que la deformación compresiva se concentra en el borde sudoccidental de la cuenca, y que ésta se disipa hacia el centro de la misma.

Un enfoque reciente basado en métodos indirectos a partir de mediciones de GPS sugiere que la placa sudamericana está compuesta por “continental slivers” (fragmentos de continentes) (Nocquet et al., 2014; Villegas-Lanza *et al.*, 2016). Estos fragmentos de continente se generaron debido a una división del deslizamiento en un régimen de convergencia oblicua que ocasiona que bloques continentales se desprendan de la placa cabalgante (McCaffrey, 2013). Según el modelo de “continental slivers”, la deformación en los Andes Centrales y del Norte (Norte de Perú y Ecuador) está controlada por el movimiento de dos “continental slivers”, que son la “Inca Sliver” y la “North Andean Sliver” (Nocquet et al., 2014). A través de mediciones de GPS, Villegas-Lanza *et al.*, (2016) modifican la extensión de la “Inca Sliver” y la redefinen como la “Peruvian Forearc Sliver” (PS), cuya extensión abarca desde la

fosa oceánica hasta el límite entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental y tiene un movimiento relativo hacia el sureste con respecto a la zona estable de Sudamérica (cratón sudamericano). Por otro lado, parte de la Cordillera Oriental y la zona sub-andina tienen una dirección de acortamiento hacia el Noreste con respecto a Sudamérica estable (Villegas-Lanza *et al.*, 2016). Según la teoría de los “continental slivers”, la cuenca de Huancayo se ubica en el límite entre la “Peruvian Forearc Sliver” y la Cordillera Oriental (ver Figura 1-3).

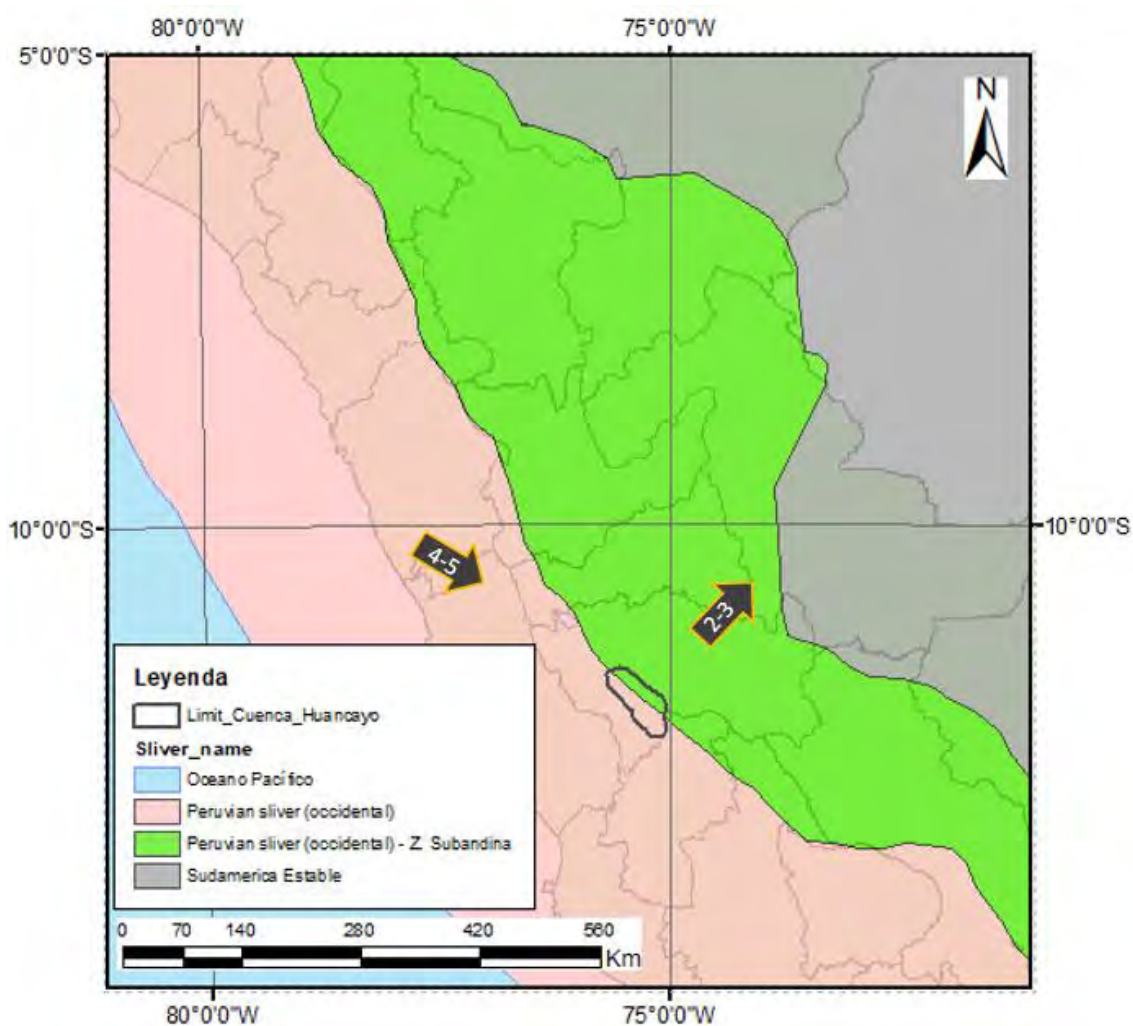


Figura 1-3 Posición de la cuenca de Huancayo con respecto a los continental “slivers”. Se indica la dirección de movimiento de la “Peruvian Sliver” hacia el SE con respecto al cratón sudamericano con una tasa de 4-5 mm/año y la dirección de acortamiento de la zona sub-andina hacia el NE, con una tasa de 2-3 mm/año; modificado de Villegas-Lanza *et al.* (2016).

La cuenca de Huancayo está entonces bordeada por fallas activas en su márgenes oriental y sudoccidental. Dichas fallas tienen actividad sísmica asociada registrada desde 1969, y en la cuenca se encuentran estratos fluviales cuaternarios deformados (Wise, 2007). Además, la

cuenca se ubica sobre la zona de sutura del “Terrane de Paracas” o, según la teoría de “continental slivers”, en el límite del “Peruvian Forearc Sliver” con la Cordillera Oriental. Es posible que exista una relación entre estos factores que deforman a la cuenca de Huancayo. Sin embargo, la estructura de la cuenca de Huancayo no se conoce bien por la falta de perfiles sísmicos, que suelen ser la herramienta más utilizada para reconstruir la geometría de una cuenca (e.g. Eude *et al.*, 2015). Para aclarar las relaciones entre la deformación a escala temporal larga (geológica) y a escala temporal corta (geodésica), esta tesis se enfoca a investigar la deformación de la cuenca durante una escala temporal intermedia, el Cuaternario. Se combinarán datos estructurales, estratigráficos y geomorfológicos para contestar las preguntas ¿cuál es el estado actual de deformación tectónica de la cuenca de Huancayo?, y ¿cómo se deforma esta cuenca?

1.1 Contexto estratigráfico-tectónico de la cuenca de Huancayo

1.1.1 Unidades Estratigráficas

La cuenca está bordeada por la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. La primera está formada por unidades marinas plegadas y corridas del Mesozoico, cubiertas disconformemente por rocas volcánicas del Terciario (Dorbath *et al.*, 1990). La segunda está compuesta por rocas falladas y plegadas del Paleozoico (Chew *et al.*, 2007). Las rocas de la Cordillera Occidental que bordean la cuenca hacia el Suroeste son calizas del grupo Pucará (Triásico-Jurásico); mientras que, hacia el Este, las rocas de la Cordillera Oriental que la bordean son filitas, esquistos y gneiss del complejo metamórfico (Paleozoico Temprano), areniscas limolíticas del Grupo Cabanillas (Devónico), areniscas rojas intercaladas con conglomerados del Grupo Mitu (Permo-Triásico) y rocas carbonatadas del Grupo Pucará de edad Triásico-Jurásico (Chew *et al.*, 2007; Wise, 2007; INGEMMET, 2002; ver Figura 1-4). Estas mismas litologías constituyen el basamento de la cuenca; mayormente las unidades

carbonatas del Grupo Pucará en el sector Oeste de la cuenca y las unidades devónicas y el complejo metamórfico en su sector Este (Wise, 2007; INGEMMET, 2002).

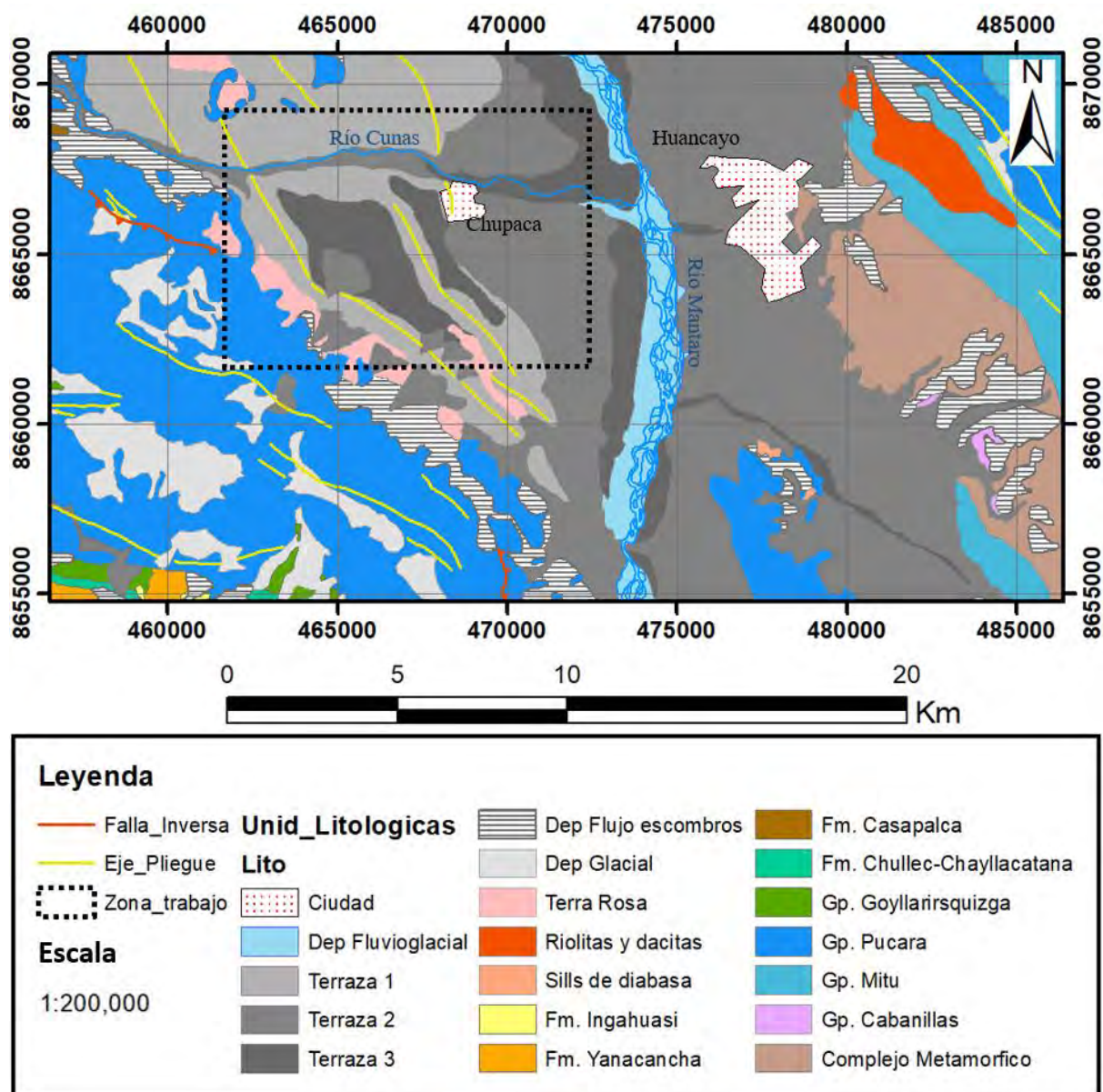


Figura 1-4 Mapa geológico del sector suroeste de la cuenca de Huancayo, modificado a partir del cuadrángulo 25-m de la Carta Geológica Nacional del INGEMMET (INGEMMET, 2002). Coordenadas WGS84 18S

Las unidades de relleno de cuenca van desde el Mioceno Superior hasta depósitos fluviales recientes (Wise, 2007; ver Figura 1-5). La primera unidad de la cuenca se depositó disconformemente sobre las rocas de las Cordilleras Oriental y Occidental antes mencionadas (Wise, 2007).

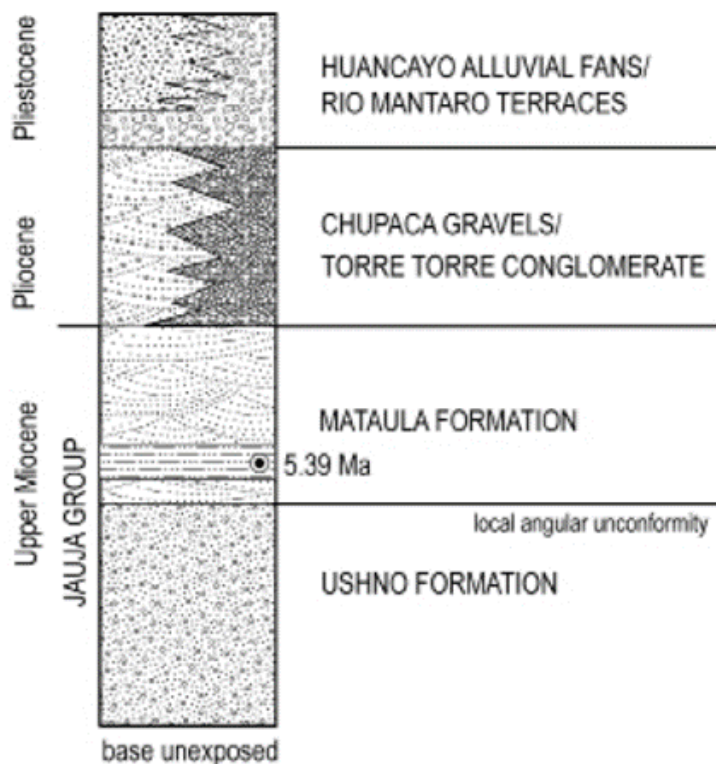


Figura 1-5 Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Huancayo. Las relaciones cronológicas son relativas, y sólo se muestra la datación realizada sobre las cenizas volcánicas de la formación Mataula (tomado de Wise, 2007).

Desde el Mioceno Superior y probablemente hasta parte del Plioceno, la cuenca albergó un gran lago que esporádicamente recibía sedimentos de abanicos aluviales. Las rocas que provienen de esta época de cuenca de drenaje interno reciben el nombre de Grupo Jauja (Wise, 2007). Blanc (1984, citado en Wise, 2007) subdividió este grupo en las formaciones Ushno y Mataula (Figura 1-5). La formación Ushno está compuesta por conglomerados de clastos de tamaño “pebble” y “cobble” con pocas intercalaciones de areniscas y tiene un color amarillento de intemperismo (Wise, 2007). Esta formación sobreyace disconformemente a las rocas del basamento de la cuenca; pero es más antigua y está sobreyacida por la formación Mataula del Mioceno Superior (Wise, 2007). Blanc (1984, citado en Wise, 2007) identificó también que la mayoría de los clastos de esta formación tienen composición calcárea, puesto

que las montañas hacia el Oeste de la cuenca (área de fuente) están compuestas por caliza del grupo Pucará (Wise, 2007; ver Figura 1-4).

La formación Mataula sobreyace conformemente a la formación Ushno; aunque localmente la sobreyacería disconformemente (Wise, 2007). Esta formación en su parte inferior presenta unidades lacustres de color blanco a gris por efecto del intemperismo, y está compuesta por sedimentos de tamaño limo y arena fina; dentro de esta unidad lacustre se tiene presencia de cenizas volcánicas mezcladas con los clastos de arenisca fina (Wise, 2007). Sobre estas cenizas, Wise (2007) hizo una datación de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un grano de biotita, y obtuvo una edad meseta de 5.39 ± 0.05 Ma. Por otro lado, en su parte superior está compuesta por estratos tabulares, aunque localmente plegados, de arenisca con estratificación cruzada intercalada con conglomerados de clastos de tamaño “pebble” a “cobble”, con una coloración de intemperismo de tono amarillento a blanquecino (Wise, 2007). Las unidades antes mencionadas cubren aproximadamente el 50% de la cuenca de Huancayo; el 50% restante es cubierto por unidades desde el Plioceno Superior hasta depósitos cuaternarios (Wise, 2007). En este periodo de tiempo hubo deposición de dos unidades de abanico aluvial y dos unidades fluviales (Wise, 2007).

Una de las unidades de abanico aluvial son los Conglomerados Torre Torre. Esta unidad consta de conglomerados clasto soportados intercalados con arenisca de grano grueso (Wise, 2007). Estos conglomerados afloran en el borde oriental de la cuenca, sobreyaciendo a las unidades del basamento Paleozoico-Mesozoico (Wise, 2007). Los Conglomerados Torre Torre se caracterizan por tener un color marrón-rojizo debido al intemperismo; tienen clastos subangulares de los grupos Mitu y del complejo metamórfico; además, presentan una inclinación de 10° hacia la cuenca (Wise, 2007).

La otra unidad de abanico aluvial está conformada por los Abanicos aluviales de Huancayo. Esta unidad no se encuentra deformada, y recibe dicho nombre debido a que la ciudad de Huancayo se construyó sobre uno de estos abanicos aluviales; se ubican en el borde oriental de la cuenca (Wise, 2007). Estos abanicos están compuestos por clastos metamórficos (gneiss y esquistos) y canales de arenisca de grano medio a grueso abandonados (Wise, 2007). La concentración de los clastos de gneiss aumenta en las zonas distales del abanico, lo que indica una inclusión relativamente reciente de estos clastos en el abanico (Wise, 2007).

Las dos unidades restantes que rellenan la cuenca son depósitos fluviales. La más antigua de estas serían las Gravas de Chupaca, que constan de areniscas de grano grueso muy pobremente cementadas, intercaladas con estratos gruesos de conglomerados matriz y clasto soportadas (Wise, 2007). El máximo grosor observado de estas unidades es de 187 m (Wise, 2007); también se identificaron canales de hasta 2 m de grosor de areniscas y conglomerados con estratificación cruzada (Wise, 2007). Se interpretó que estas gravas fueron depositadas por el río Mantaro ancestral (Wise, 2007). La mayoría de los clastos de esta unidad son “cobble” sub-redondeados de caliza del Grupo Pucará; los clastos restantes (aprox. 5%) tienen un origen félsico y porfírico (Wise, 2007). Estas unidades están plegadas, por lo que serían más antiguas que el abanico aluvial de Huancayo (Wise, 2007).

Finalmente, se tienen aquellos depósitos dejados por el actual río Mantaro (Wise, 2007). El encajamiento de estos depósitos fluviales (ver sección 2.2) dio origen a las terrazas fluviales que se pueden observar a lo largo del curso de este río. Blanc (1984, citado en Wise, 2007) identificó tres terrazas en este río y no observó deformación en ninguna de estas.

1.1.2 Contexto Estructural

La cuenca ha experimentado tres eventos de compresión tectónica desde el Mioceno (Wise, 2007). La primera deformó a los estratos lacustres de la Fm. Ushno de edad desconocida, por

lo que Wise (2007) concluyó que fue anterior a la “fase Quechua 3”. El segundo corresponde a la “fase Quechua 3” que deformó a la formación Mataula (Wise, 2007). A partir de dataciones radiométricas se tiene que esta “fase Quechua 3” ocurrió hace 5.4 Ma hasta 4.8 Ma en los Andes Centrales (Wise, 2007), y según Soulas (1977, citado en Mégard, 1984), tuvo una dirección de acortamiento E-W. El tercer evento compresivo ocurrió posteriormente a la fase Quechua 3 y deformó a las gravas de Chupaca (Wise, 2007), que fueron interpretadas como depósitos del río Mantaro ancestral por Wise (2007), y son visibles desde imágenes satelitales (ver Figura 1-1B).

Previo a la “fase Quechua 3”, la cuenca era de drenaje interno (deposición de unidades lacustres y aluviales), mientras que luego de esta fase la cuenca tuvo una configuración de drenaje externo con deposición de unidades fluviales (Wise, 2007).

La zona de fracturas del Huaytapallana está constituida por un sistema de fallas inversas y activas, y tiene una longitud de 30 km, un rumbo NW/SE y un buzamiento de aproximadamente 50° hacia el noreste (Dorbath *et al.*, 1990). Por otro lado, la zona de fracturas de Altos Mantaro consiste en una serie discontinua de sistema de fallas inversas con rumbo NW/SE y buzando hacia el suroeste (Mégard, 1978 y Blanc, 1984; citados en Dorbath *et al.*, 1990). La caracterización estructural de la cuenca de Huancayo se muestra en la Figura 1-6 debajo, tomada de Dorbath *et al.* (1990).

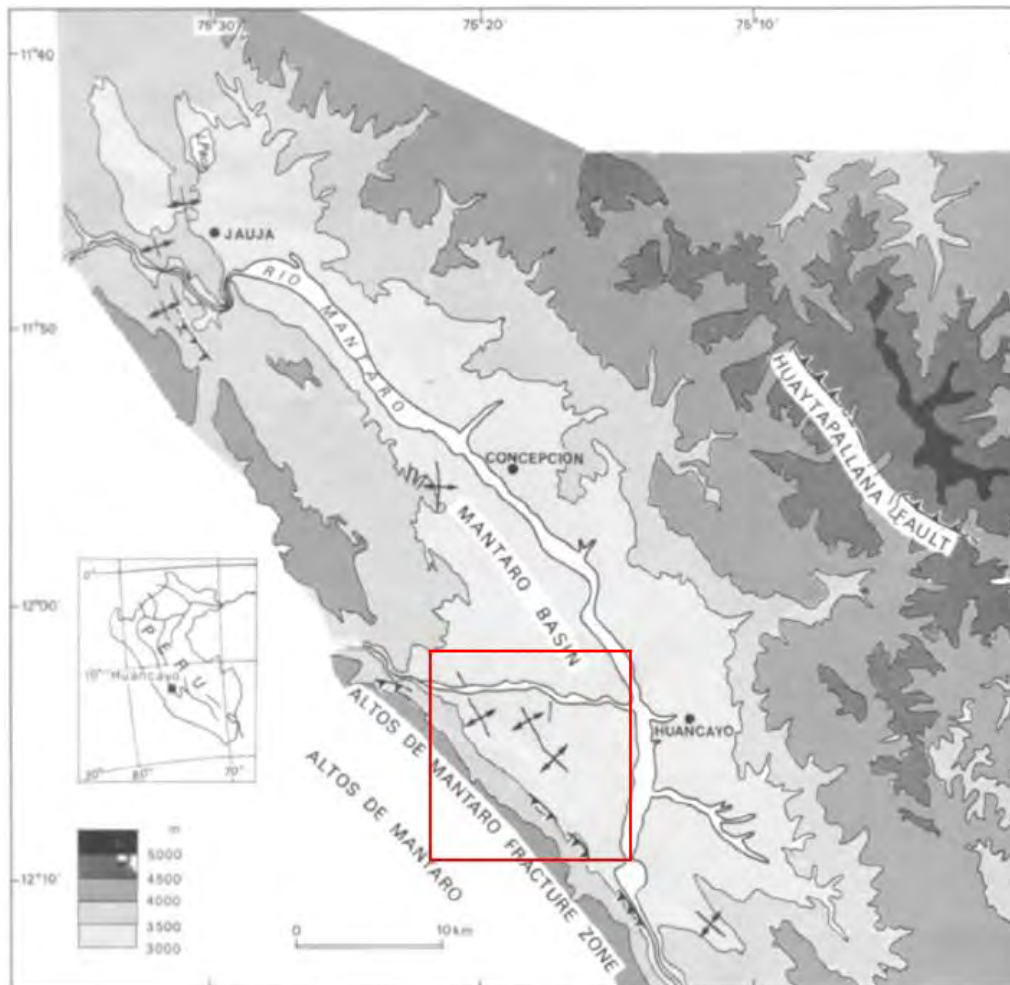


Figura 1-6 Mapa estructural de la cuenca de Huancayo. Las líneas con dientes representan las fallas inversas; y los ejes de pliegues están representados con líneas con dos flechas transversales en sentidos opuestos. Se muestra la zona de estudios con el rectángulo rojo. Modificada de Dorbath *et al.*, 1990

El borde noreste de la cuenca no presenta zona de fracturas, ni tampoco presenta evidencia alguna de deformación (Dorbath *et al.*, 1990; ver Figura 1-6).

En el sector suroeste de la cuenca se encuentran unos pliegues de gran amplitud, cuyos ejes tienen una dirección de N135°E a N150°E (Mégard, 1978; citado en Dorbath *et al.*, 1990). Según Wise (2007), estos pliegues se desarrollaron en las gravas de Chupaca.

Además, en el margen occidental de la cuenca hay un corrimiento de rocas carbonatadas del grupo Pucará del Jurásico-Triásico sobre las unidades Cenozoicas del Grupo Jauja de relleno de cuenca (Wise, 2007; ver Figura 1-7).

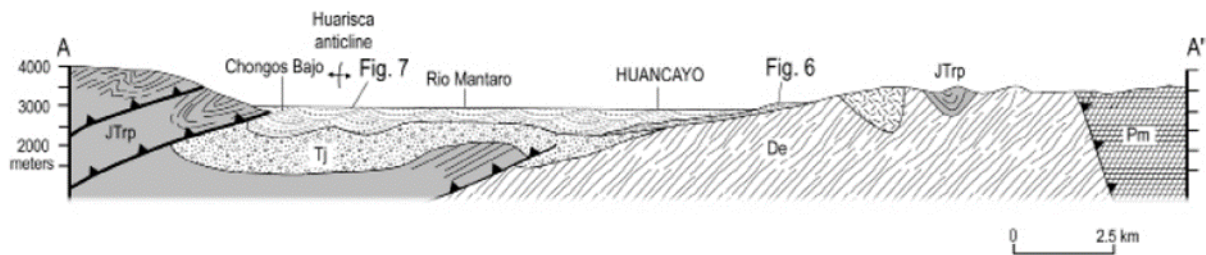


Figura 1-7 Sección estructural que muestra las fallas inversas a ambos lados de la cuenca; así como también corrimiento de rocas del grupo Pucará sobre el grupo Jauja (Tomado de Wise, 2007)

1.2 Hipótesis

La posición de la cuenca con respecto al “Peruvian Forearc Sliver” junto con las evidencias de actividad sísmica cercanas a las fallas que bordean la cuenca de Huancayo indicarían la presencia de una compresión tectónica reciente que sería responsable del plegamiento de los sedimentos de las terrazas fluviales de los ríos Mantaro y Cunas y que seguiría aproximadamente una dirección perpendicular a los ejes de pliegue existentes en la zona. La presencia de pliegues ubicados únicamente en el sector Suroeste de la cuenca además de una falla inversa grande que desplaza rocas Mesozoicas sobre el relleno Cenozoico de la cuenca sugiere que la deformación se concentre en el borde occidental de la cuenca.

1.3 Objetivos

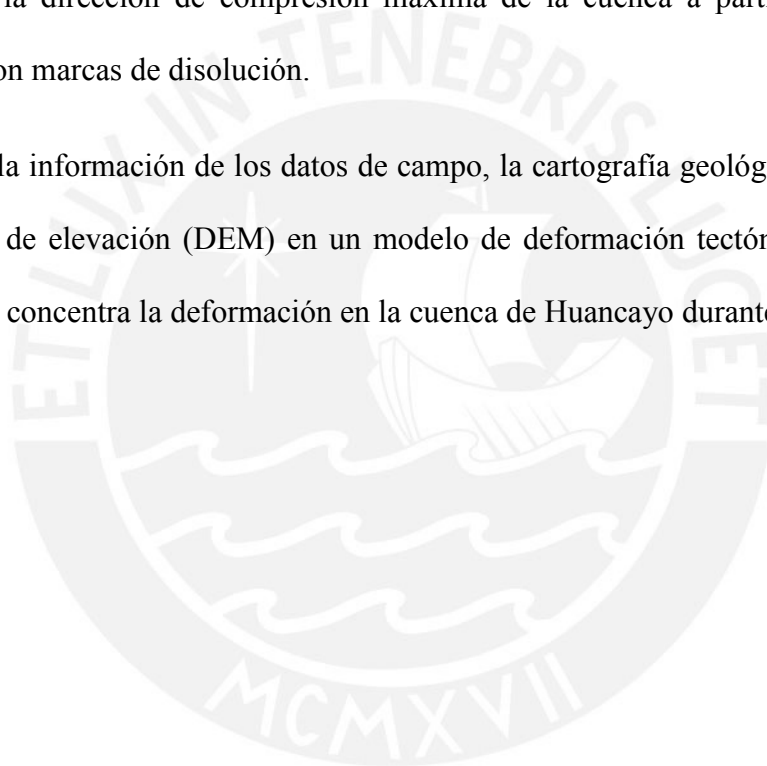
Objetivo General:

Caracterizar la deformación tectónica Cuaternaria de la cuenca inter-montañosa de Huancayo.

Objetivos Específicos:

- a) Hacer un análisis de un modelo digital de elevación (DEM) en software GIS para calcular la deformación de los pliegues de la zona de estudio.

- b) Caracterizar con más detalle la estratigrafía de la zona de estudios levantando columnas estratigráficas.
- c) Entender el componente estructural de los estratos plegados a través de la medición en campo de las orientaciones del rumbo y buzamiento.
- d) Trazar secciones transversales de las elevaciones de las terrazas fluviales a través del cauce del río Cunas en campo.
- e) Obtener la dirección de compresión máxima de la cuenca a partir del análisis de gravas con marcas de disolución.
- f) Integrar la información de los datos de campo, la cartografía geológica y los modelos digitales de elevación (DEM) en un modelo de deformación tectónica para explicar dónde se concentra la deformación en la cuenca de Huancayo durante el Cuaternario.



2 METODOLOGÍA

La metodología abarca el análisis integral de la geomorfología tectónica, trabajo de campo para recolectar datos (geomorfológicos y geológicos) y la obtención de los paleo-esfuerzos a partir de gravas con marcas de disolución.

La geomorfología tectónica estudia la interacción de procesos tectónicos, que construyen o generan topografía (a través de levantamiento de la corteza), y los procesos superficiales erosivos que suelen modelar la topografía (Burbank y Anderson, 2001). Estos dos procesos compiten mutuamente y generan como resultado la topografía (Burbank y Anderson, 2001; Whittaker, 2012). Los estudios geomorfológicos abarcan, entre otros, análisis de paisajes transitorios y de marcadores geomorfológicos (características paisajísticas que registran la deformación). Estos marcadores presentan una geometría definida, y cualquier desviación de su forma original permitirá evaluar la cantidad de deformación (Burbank y Anderson, 2001).

Con respecto al análisis geomorfológico tectónico se hizo lo siguiente:

- a) Geomorfología tectónica digital: análisis de pliegues de un DEM (Modelo Digital de Elevación) en software GIS.
- b) Análisis de escalones de terrazas fluviales a partir de datos recolectados en campo siguiendo transectos rectos aproximadamente perpendiculares al cauce del río Cunas con el fin de determinar la distribución de terrazas y posibles zonas donde se concentra el levantamiento tectónico en la cuenca.

Con respecto al trabajo de campo para reconocimiento de unidades/estructuras y recopilación de datos y muestras, se hizo lo siguiente:

- c) Trabajo de campo de reconocimiento general de la zona de estudio, levantamiento de columnas estratigráficas, descripción de afloramientos y reconstrucción de ambientes depositarios.

- d) Muestreo de gravas para obtener la dirección de compresión máxima en la cuenca a partir de marcas de disolución.

2.1 Análisis de pliegues

2.1.1 Estratigrafía en la zona de estudios

Se levantó columnas estratigráficas a partir de los afloramientos observados en campo (ver Figura 2-1). Se observaron unidades lacustres, aluviales y fluviales; y para su interpretación se comparó las características observadas en campo con las descripciones e interpretaciones de litofacies de Miall (2006) y Blair y McPherson (2009), resumidos en la Tabla 2-1.

Tabla 2-1 Descripción, características e interpretación de las facies presentes en la cuenca de Huancayo. Obtenidas de Miall (2006) y Blair y McPherson (2009).

Código de litofacies Miall (2006)	Descripción de litofacies	Estructuras Sedimentarias	Interpretación	Autor
Gmg	Grava matriz-soportada	Gradación inversa a normal	Flujo de escombro pseudo-plástico (baja resistencia, viscoso)	Miall (2006)
Gcm	Grava masiva clasto-soportada	-	Flujo de escombros pseudo-plástico (carga de fondo por inercia, flujo turbulento)	Miall (2006)
Gh	Grava clasto-soportada ligeramente estratificada	Estratificación horizontal, imbricación	Bancos longitudinales de ríos, depósitos tipo "lag", depósitos tipo "sieve"	Miall (2006)
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada-planar	Bancos transversales	Miall (2006)
Fl	Arenas, limos, arcillas	Laminación fina	Llanura de inundación	Miall (2006)
Fsm	Limos, arcillas	Masiva	Llanura de inundación distal, lacustre	Miall (2006)
Fr	Limos, arcillas	Masiva, restos de raíces	Paleosuelo	Miall (2006)
-	Grava clasto-soportada	Imbricación, "couplets" deposicionales caracterizados por gravas clasto-soportadas en la base sobreyacidas por gravas más pequeñas y arena en la parte superior.	Depósito tipo cárcava	Blair y McPherson (2009)

También se realizaron mediciones en campo del buzamiento, dirección de buzamiento y rumbo de estratos a ambos lados del pliegue utilizando una brújula con clinómetro para estimar la orientación del eje de los pliegues.

2.1.2 Dirección preliminar de compresión tectónica a partir de los ejes de pliegues

Se obtuvo una dirección preliminar de la compresión tectónica a partir de la dirección de los ejes de los pliegues en la cuenca. Los ejes de pliegue tienen una tendencia a ser perpendiculares a la dirección de compresión máxima (*e.g.* Amrouch *et al.*, 2010).

Los tres pliegues estudiados (A, B y C) tienen ejes semi-paralelos (ver Figura 2-1 y Figura 2-3). Se obtuvo una dirección de los ejes de pliegue de N30°W a partir del análisis de imágenes satelitales (Digital Globe, 2015; ver Figura 2-1).

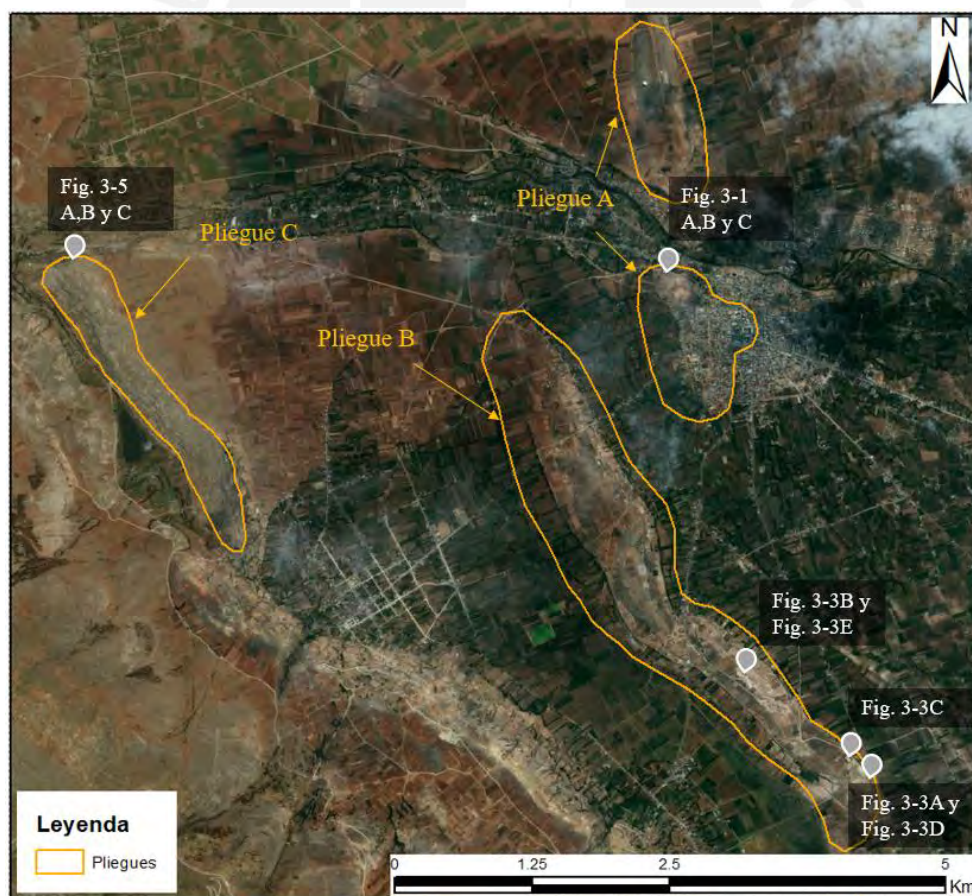


Figura 2-1 Pliegues observados en imagen satelital de Digital Globe (2015). Se muestra la ubicación de afloramientos estudiados (ver Sección 3.1.1)

2.1.3 Análisis de geomorfológico-digital de pliegues en un Modelo Digital de Elevación (DEM)

El análisis geomorfológico digital comprende la integración de los siguientes tres elementos: geomorfología, análisis digital de terreno (DTA) a partir de DEMs y geología estructural (Jordan y Csillag, 2001, 2003, citados en Jordan *et al.*, 2005).

Los análisis geomorfológicos digitales actualmente se llevan a cabo en software de Sistema de Información Geográfica (GIS). Estos GIS son plataformas que permiten manejar, analizar y mostrar cualquier tipo de data geográficamente referenciada, como es el caso de los DEM, que son modelos que brindan información topográfica de la zona en estudio (Jordan *et al.*, 2005; Pérez-Peña, 2009). Para esta tesis se ha utilizado el software ArcGIS 10 de la compañía ESRI.

El DEM usado en esta tesis tiene las características de precisión y tamaño de píxel que se muestran en la Tabla 2-2 a continuación. Este DEM se obtuvo a partir del conjunto de datos ASTER GDEM versión 002, que es un producto de la NASA y el “Ministry of Economy, Trade and Industry” (METI) de Japón, quienes pusieron a disposición del público la base de datos que tiene cobertura global de las áreas continentales entre 83° N y 83° S (NASA/METI/Japan Space Systems y US/Japan ASTER Science Team, 2009).

Tabla 2-2 Características del DEM usado (modificado de ASTER GDEM Validation Team, 2011)

Característica	Descripción
Formato (tipo de archivo)	GeoTIFF (raster)
Tamaño de Píxel	30 m
Precisión Media de elevación de cada píxel	-0.2 m
Precisión de elevación a nivel de confianza de 95%	17 m
Raíz del error cuadrático medio de la elevación	8.68 m
Resolución Horizontal	72 m

Los “raster” son modelos que constan de un espacio definido por un arreglo de celdas regularmente distribuidas en filas y columnas, donde cada celda posee coordenadas y un valor atributo, que en el caso del GDEM se trata de la elevación (NASA, 2017; ESRI, 2017).

2.1.3.1 *Análisis digital de los pliegues en el DEM*

Un análisis de las elevaciones del DEM muestra tres estructuras con morfología de pliegues (A, B y C) en el sector suroeste de la cuenca; mientras que estos no se observan en el sector sureste de la cuenca (ver Figura 2-2, Figura 2-3). Se sabe que en el sector Este, los depósitos de relleno de cuenca recientes no presentan estructuras tectónicas como fallas o pliegues hasta el borde oriental de la cuenca, donde se encuentra la zona de fracturas del Huaytapallana (Blanc, 1982).

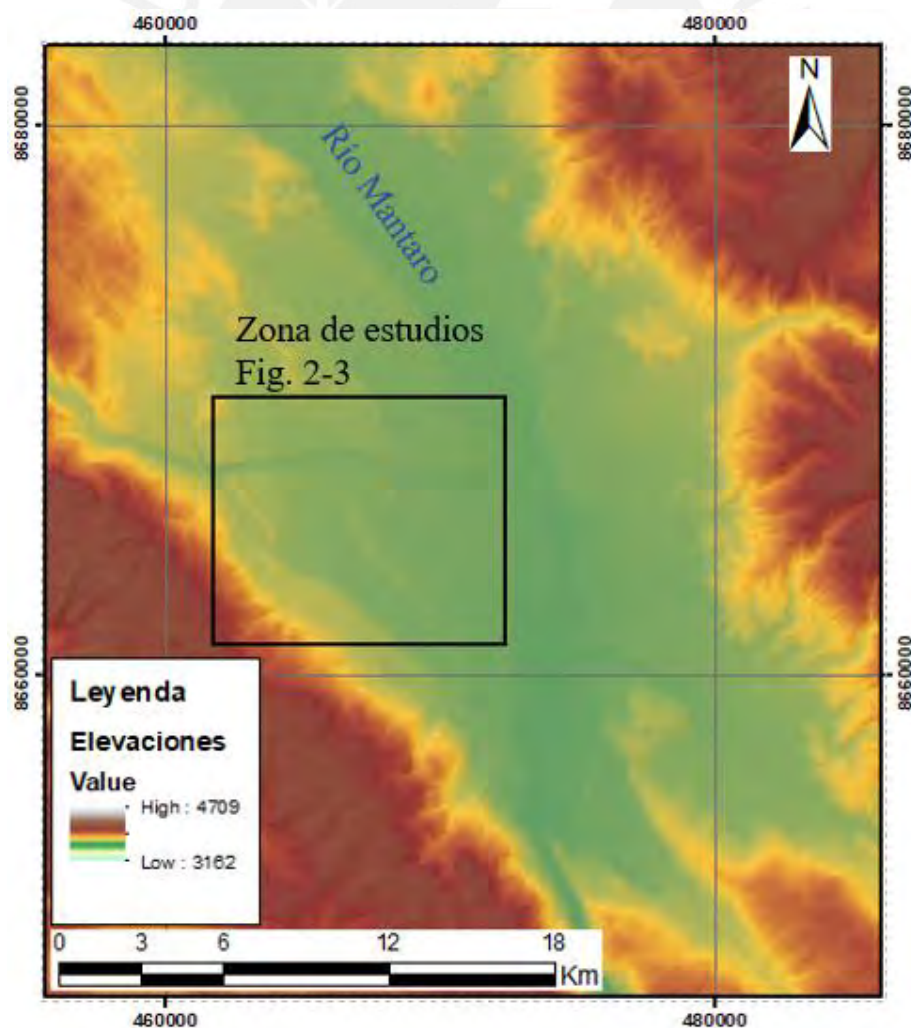


Figura 2-2 Modelo Digital de Elevación (DEM) con indicación de la zona de estudio

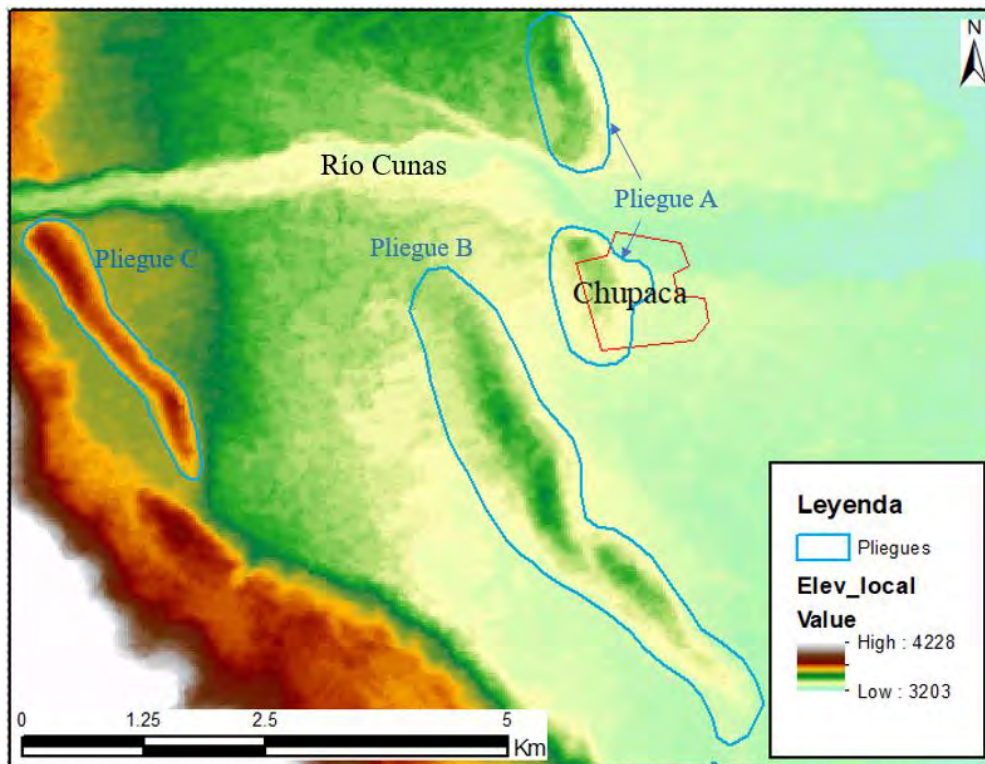


Figura 2-3 Área de estudios. Se observan tres pliegues

La siguiente etapa consiste en realizar una evaluación de elevaciones y medición de distancias en tres posibles pliegues con una forma anticlinal bien definida.

2.1.3.2 *Evaluación de Elevaciones del área de trabajo*

Los pliegues son estratos deformados con diferentes geometrías y mecanismos de formación (Twiss y Moores, 2007; Fossen, 2010). Su forma geométrica queda descrita a partir de componentes visibles en secciones transversales a sus planos axiales. Estos componentes son, de modo general, dos flancos con direcciones (usualmente) diferentes que se juntan en una charnela (Fossen, 2010; ver Figura 2-4). Los pliegues también son descritos a partir de notación matemática como longitud de onda, amplitud, punto de inflexión, y otros derivados de estos (Fossen, 2010; ver Figura 2-4). La forma geométrica de un pliegue se relaciona con su mecanismo de formación a través de modelos cinemáticos, que pueden tomar o no tomar en cuenta las propiedades físicas de los estratos que componen los pliegues (Twiss y Moores, 2007).

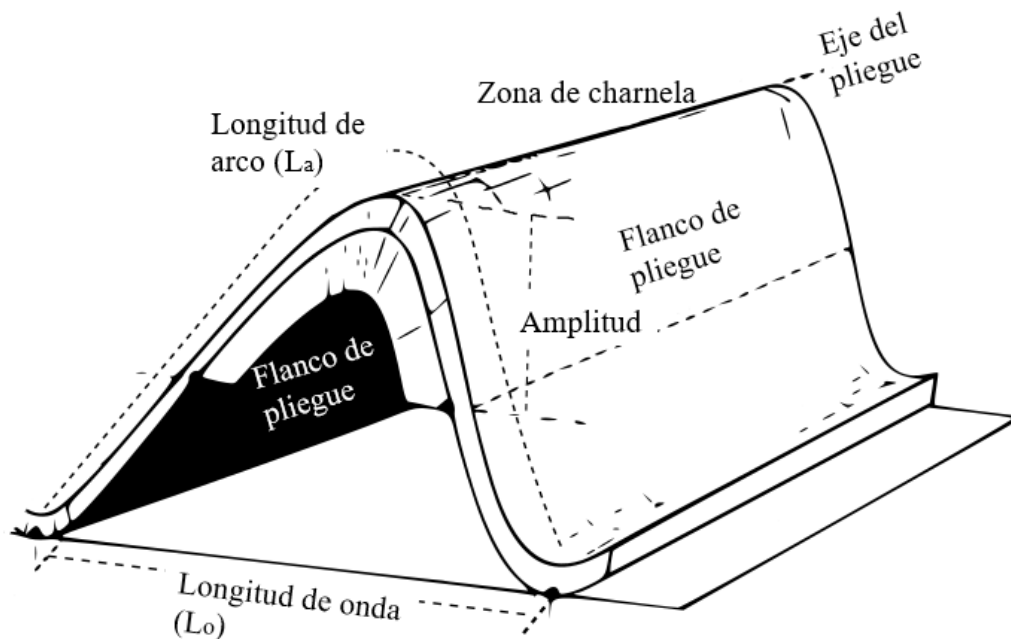


Figura 2-4 Componentes de un pliegue y descripción geométrica a partir de términos matemáticos (Modificado de Fossen, 2010)

La carta geológica (INGEMMET, 2002; ver Figura 1-4) muestra que los pliegues se han formado en estratos aluviales Cuaternarios, compuestos por areniscas y bancos gruesos de gravas (Wise, 2007). En campo se observó que los flancos de dichos pliegues son relativamente simétricos y que la relación longitud de onda - amplitud del pliegue es grande. En base a estas observaciones se asume que son pliegues relativamente jóvenes en su primera etapa de formación. Se utilizará un modelo cinemático de plegamiento por “buckling” o pandeamiento para calcular el acortamiento de los pliegues de la cuenca. Este mecanismo de pandeamiento en los pliegues ocurre por un acortamiento paralelo a los estratos, cuando existe una marcada diferencia entre sus viscosidades (Fossen, 2010). El buckling genera pliegues de despegue, que son pliegues verticales y simétricos durante sus primeras etapas de desarrollo, y tienen una relación de longitud de onda/amplitud grande (Fossen, 2010; Mitra, 2003). El nivel de despegue sobre el cual se desarrollan estos pliegues separa litologías con características diferentes. Los estratos encima del nivel de despegue son más gruesos y competentes que las unidades inferiores, que son más dúctiles e incompetentes (Mitra, 2003; Fossen, 2010).

Se calculará el acortamiento horizontal, asumiendo que se cumple el principio de conservación de longitud-línea, lo que implica que las unidades competentes, al plegarse, conservan su longitud (Hossack, 1979; Homza y Wallace, 1995; ver Figura 2-5). Además, se asume que las gravas observadas están actuando como estratos competentes sobre un estrato más débil comprendido por arenas y arcillas lacustres de la formación Mataula (Wise, 2007; ver columna estratigráfica de la Figura 1-5), que no aflora en superficie. Se calcula el acortamiento horizontal (S) a partir de la longitud de arco (L_a) y la componente horizontal del estrato plegado (L_1); ver ecuación 1 (Hossack, 1979; Homza y Wallace, 1995). La contracción tectónica (ϵ) se calcula como la relación entre el acortamiento horizontal (S) con respecto a la componente horizontal del estrato plegado (L_1); ver ecuación 2 (Hossack, 1979; Homza y Wallace, 1995).

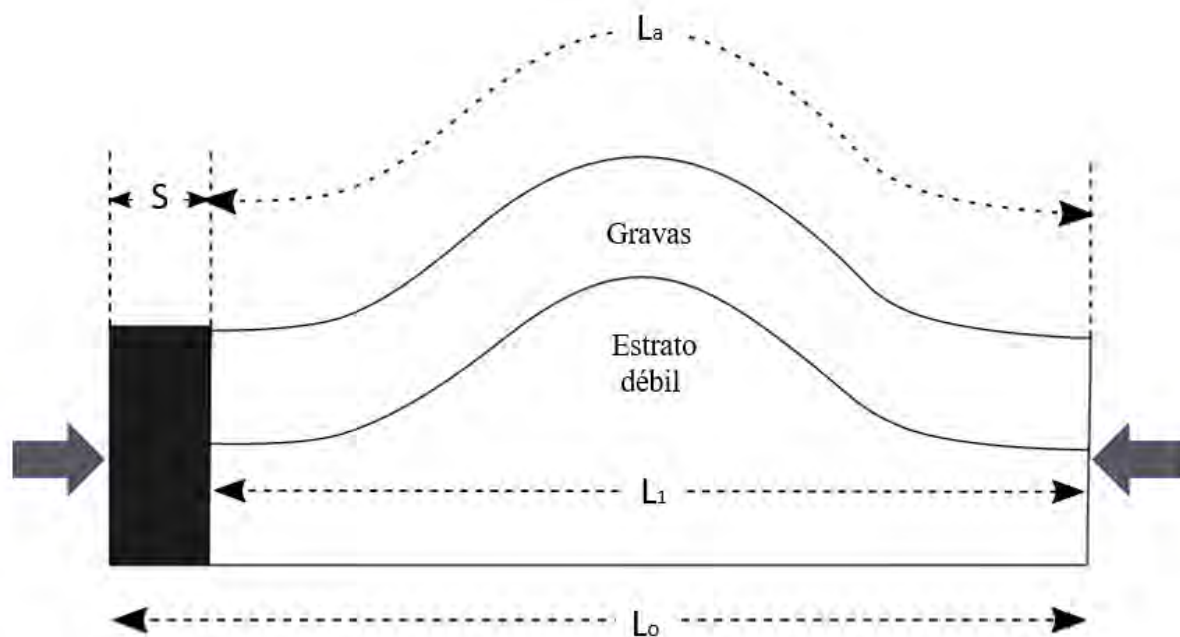


Figura 2-5 Esquema que muestra el acortamiento a partir de la longitud inicial y post-deformación. Modificada de Homza y Wallace (1995)

$$S = L_a - L_1 \quad (1)$$

$$\epsilon = \frac{L_a - L_1}{L_1} \quad (2)$$

Para hallar dichas longitudes se hicieron secciones transversales perpendiculares al eje del pliegue en el DEM utilizando el software ArcGIS 10. Con el fin de determinar desde donde y hasta donde trazar cada sección, se utilizó análisis visual de imágenes satelitales de Digital Globe (2015) acompañada de análisis de curvas topográficas de nivel obtenidas a partir del DEM (Figura 2-6). Luego, en ArcGIS se trazaron líneas entre el inicio de cada flanco del pliegue que representarían la longitud de onda del pliegue / componente horizontal del estrato plegado (L_1 en las ecuaciones 1 y 2) y se midió dicha longitud horizontal. Después, se utilizó la herramienta “Add Surface Information” de la extensión 3D Analyst de ArcGIS 10 para calcular la longitud de un perfil topográfico. Esta longitud del perfil topográfico se aproxima a la longitud de arco del pliegue (L_a).

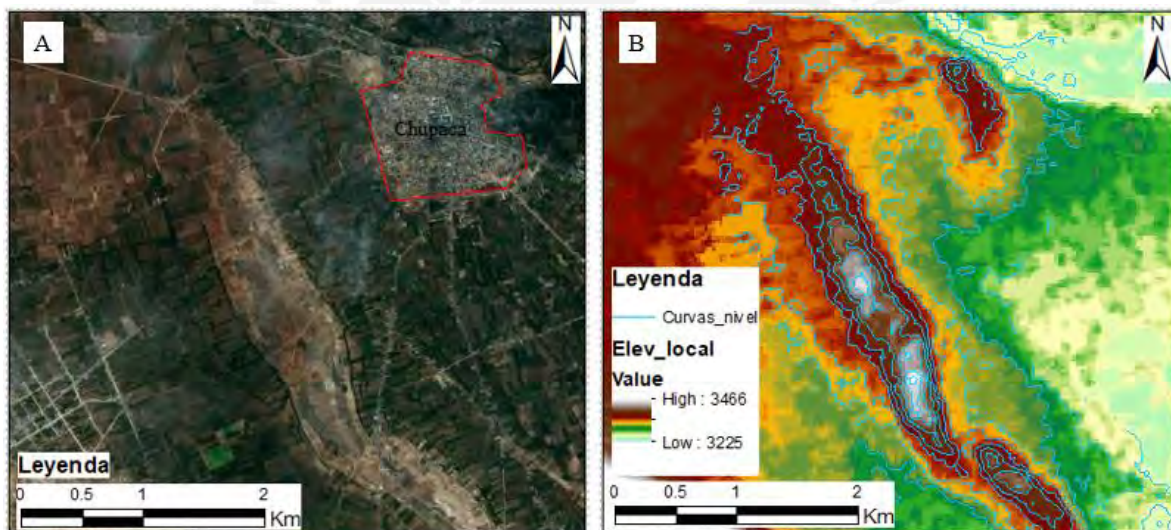


Figura 2-6 A) Imagen satelital donde se puede apreciar el pliegue B) Curvas de nivel cada 30 m obtenidas a partir del DEM. Escala de colores ajustada a la extensión mostrada en pantalla para lograr un mejor contraste.

Se hicieron nueve secciones transversales en total, tres secciones por cada pliegue (Figura 2-7):

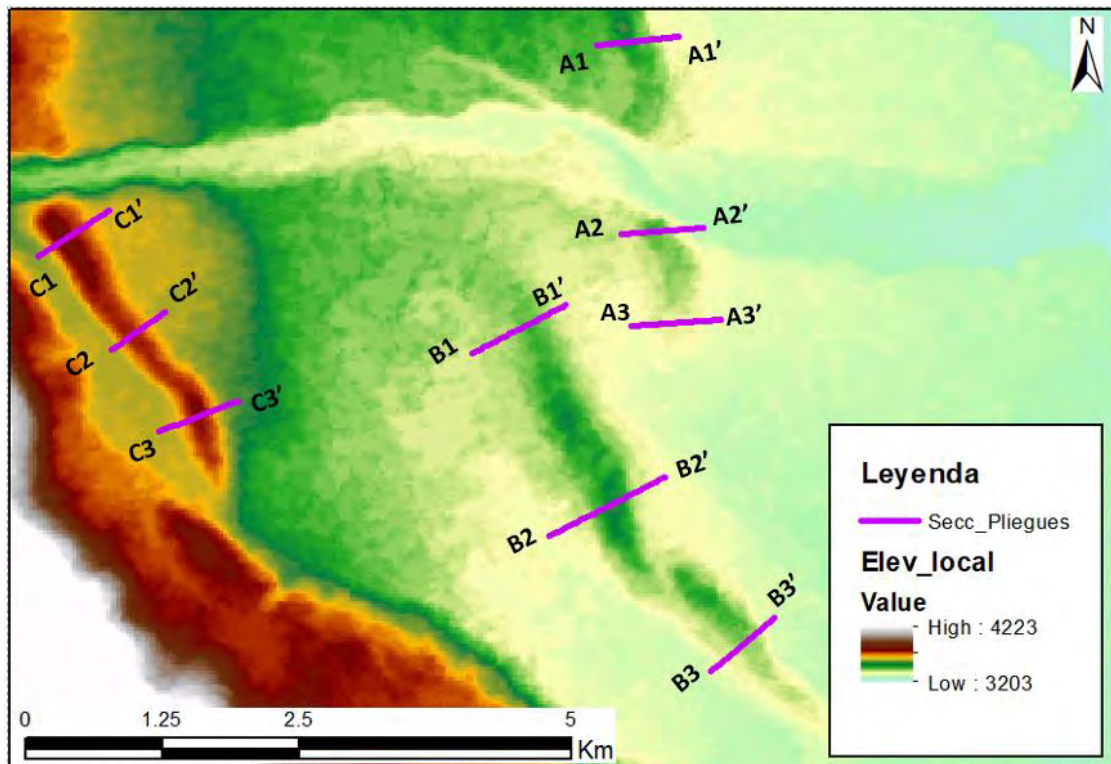


Figura 2-7 Secciones transversales a través de los tres pliegues.

2.2 Terrazas fluviales como indicadores de actividad tectónica

Las terrazas fluviales son marcadores geomorfológicos que se componen de sedimentos del canal y la llanura de inundación del río ancestral cuyas posiciones se encuentran más elevadas al lecho del río actual (Burbank y Anderson, 2001; Viveen *et al.*, 2013). La superficie plana de las terrazas fluviales se llama plataforma, y la cuesta empinada que separa dos plataformas o una plataforma y la actual llanura de inundación se llama escarpe de terraza (Goudie, 2004; ver Figura 2-8).

Existen las siguientes dos clases de terrazas fluviales: terrazas de agradación y terrazas de degradación (Burbank y Anderson, 2001; ver Figura 2-8). Las terrazas agradacionales se forman cuando el río cambia de un estado de agradación (deposición de sedimentos) a un estado de erosión, dejando la superficie de los sedimentos erosionados como una terraza (Burbank y Anderson, 2001). Las terrazas degradacionales se forman en los siguientes tres casos: cuando el río alcanza un estado de equilibrio y éste empieza a biselar lateralmente al

relleno del valle se forman terrazas parejas a ambos lados del río; si el río está erosionando sedimentos previamente depositados y cambiando su curso lateralmente al hacerlo, se forman terrazas disparejas a ambos lados del río; y cuando el río erosiona sobre roca madre, se forman las terrazas denominadas “strath” (Burbank y Anderson, 2001). La erosión por parte del río se produce cuando el efecto erosivo de la descarga del río supera al efecto resistivo de la carga de sedimentos en el flujo del agua, caracterizado por la cantidad y tamaño de los sedimentos transportados (Burbank y Anderson, 2001; Viveen *et al.*, 2013). Esta interacción de descarga/carga de sedimentos del río está controlada mayormente por efectos climáticos (Burbank y Anderson, 2001; Viveen *et al.*, 2013). La incisión del río se genera también cuando factores hidráulicos y morfológicos producen ajustes que modifican al perfil longitudinal del río de vuelta a un estado de equilibrio (Leopold y Bull, 1979). Dichos cambios del nivel de base se generan por cambios eustáticos del nivel del mar o levantamiento tectónico (Pazzaglia, 2013).

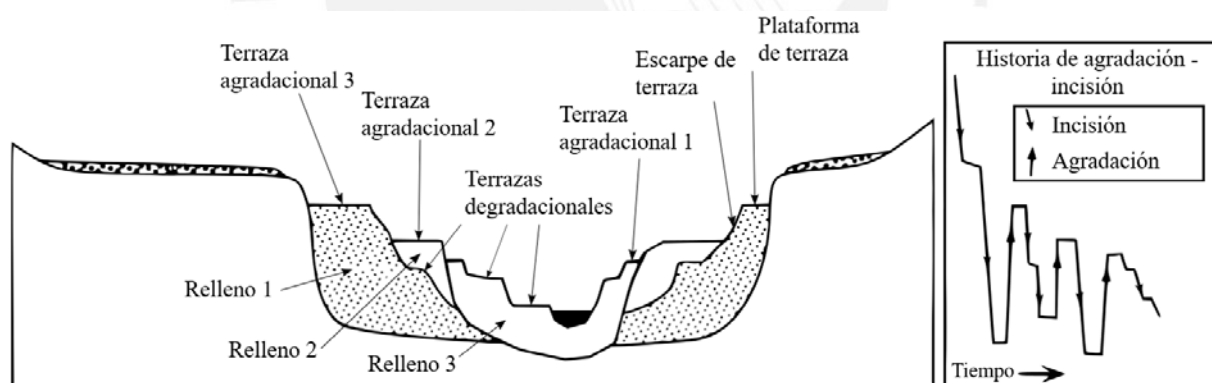


Figura 2-8 Tipos y partes de terrazas; nótese los ciclos de agradación e incisión del río con el paso del tiempo. Modificado de Burbank y Anderson (2001).

La acumulación de estas terrazas en escalones representa periodos de levantamiento tectónico regional (Bridgland y Westaway, 2008). En el caso de un levantamiento tectónico no uniforme; por ejemplo, donde el levantamiento está controlado por plegamiento, se ha observado que el número de terrazas aumenta hacia la zona con mayor levantamiento (Cunha *et al.*, 2005), y/o que las correlaciones entre terrazas no son paralelas al río, sino que su espaciamiento vertical es cada vez mayor donde aumenta el levantamiento (Geach *et al.*,

2015). Por ese motivo, el estudio de terrazas fluviales puede ayudar a entender si el levantamiento de la cuenca de Huancayo inducido por la compresión tectónica, aumenta hacia el oeste como sugiere la presencia de los posibles pliegues anteriormente mencionados.

El valle del río Cunas corta perpendicularmente a la cuenca de Huancayo y a sus pliegues. Por eso se prevé que podría existir una herencia tectónica diferencial en sus escalones de terrazas fluviales. Ante ello se analizaron imágenes satelitales de la zona a escala 1:5000 con un estereoscopio para determinar donde hubo zonas con terrazas bien desarrolladas en la cuenca del río Cunas. Una vez identificadas, se procedió a levantar secciones transversales a lo largo de transectos rectos aproximadamente perpendiculares al cauce del río Cunas. Luego en campo, la altura de las terrazas observadas a lo largo de cada transecto fue registrada usando un GPS Garmin Map 64S. Se recorrieron cinco transectos aproximadamente rectos en campo (Figura 2-9) para obtener perfiles que muestren la distribución de terrazas y la diferencia en la distribución de estas entre los distintos transectos obtenidos.

Para medir las elevaciones de las terrazas fluviales se usó el barómetro del GPS. Para ello, se calibró el GPS cada mañana en un punto de elevación conocida en la zona. Se notó que el barómetro perdía su calibración a partir de la una de la tarde, probablemente debido a fuertes cambios de presión atmosférica en la zona. Por esa razón solamente se tomaron medidas de altura durante las mañanas. Recorrer un transecto entero desde el río hasta la terraza más alta tomó una hora como máximo. Se asume que, durante este intervalo de tiempo, la descalibración del GPS fue mínima.

En cada uno de los transectos recorridos (Figura 2-9), se asignó un nivel de terraza local a cada plataforma observada, siendo T1 el primer nivel de terraza que se encuentra contiguo a la llanura de inundación. De modo similar, a las plataformas con elevaciones superiores se les asignó niveles de terraza T2, T3, y así sucesivamente hasta el nivel de terraza más elevado

alejándose del cauce del río. Se tomó la medida de las coordenadas geográficas y elevación en un punto de control por cada nivel de terraza en su transecto respectivo. Para la terraza T_i , el punto de control corresponde al borde su plataforma, contiguo al escarpe de terraza que la separa de la terraza anterior $T(i-1)$ o el escape que la separa de la llanura de inundación en el caso de T_1 , según cada transecto. La medida de elevación de la llanura de inundación del río se hizo en el punto medio entre el borde del río y el escarpe de terraza.

Las coordenadas geográficas registradas permitieron obtener la separación horizontal entre dos niveles de terrazas contiguas. Los perfiles de terrazas fueron dibujados en papel milimetrado a escala, utilizando información de la separación entre niveles de terrazas, la elevación de cada una de ellas y asumiendo que las terrazas son horizontales; es decir, no tienen inclinación. Posteriormente, los perfiles de terrazas fueron digitalizados.

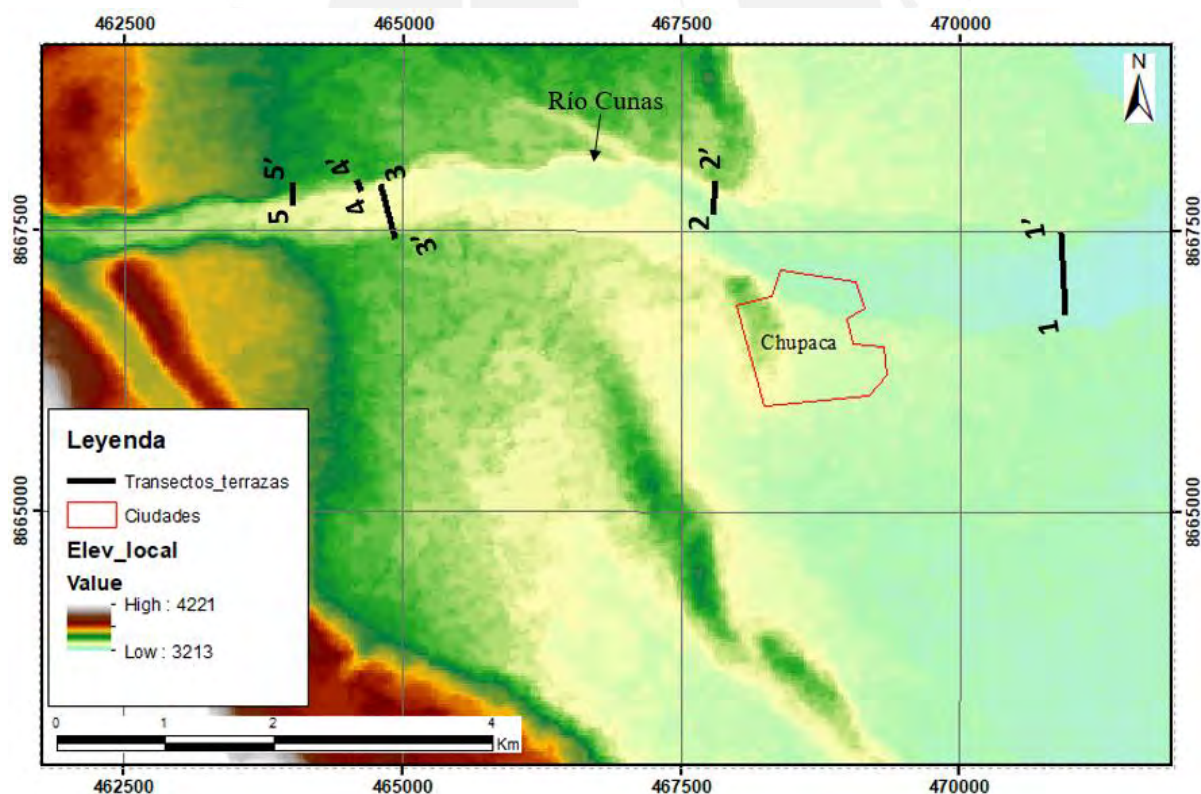


Figura 2-9 Ubicación de los cinco transectos recorridos para la medición de elevaciones de las terrazas del río Cunas

Para distinguir los sedimentos de las propias terrazas del relleno más antiguo por debajo de las terrazas, se levantaron columnas estratigráficas. Se tomó nota de características tales como tamaño de clasto, presencia de estructuras sedimentarias, composición litológica de los estratos, composición de la matriz en conglomerados, etc. Las columnas levantadas en campo se digitalizaron utilizando una plantilla modificada del formato que usa Nichols (2009). Al mismo momento, el trabajo de campo fue utilizado para determinar las características de los pliegues y buscar otros indicios de deformación como fallas.

2.3 Reconstrucción de la dirección de máxima compresión tectónica a partir del estudio de marcas en gravas

Existen diversos métodos para determinar el tensor de paleo-esfuerzos de un área específica a partir de observaciones realizadas en campo. Las gravas de tamaño pebble y cobble, en ciertos contextos presentan características superficiales tales como estrías y hendiduras que han sido utilizados por diversos autores como indicadores de la dirección de máxima compresión tectónica, denotada por σ_1 (e.g. Campredon *et al.*, 1977; Sanz de Galdeano, 1980; Estevez *et al.*, 1982, mencionados en Ruano, 2003).

2.3.1 Diferentes tipos de marcas en gravas

➤ Estrías

Las estrías se producen por el desplazamiento de materiales rígidos en la matriz sobre la superficie de la grava. El mecanismo actuante que genera estas estructuras es la abrasión (Ruano, 2003).

➤ Hendiduras por disolución por la carga sedimentaria supra-yacente

En general, se requiere de una presión mínima de 10 MPa para que se generen hendiduras por disolución por presión en una grava calcárea (McEwen, 1978). Esta presión se

alcanza por debajo de una cubierta sedimentaria de 300-400 m con densidad aproximada de 2.5-2.6 g/cm³ (Ruano y Galindo-Zaldívar, 2004).

➤ Hendiduras de disolución por efecto tectónico

Estas marcas se forman por disolución por presión en los puntos de contacto entre clastos (Sorby, 1983; mencionado en Ruano, 2003). Se forman a partir de presiones mayores a 10 MPa en gravas calcáreas (McEwen, 1978). Experimentos foto-elásticos demuestran que los esfuerzos compresivos aumentan hacia los contactos entre clastos, lo que facilitaría la disolución por presión (Ramsay y Lisle, 2000). Adicionalmente, sedimentos siliciclásticos presentes en la matriz del conglomerado pueden generar hendiduras de disolución por presión en las gravas (Estévez *et al.*, 1982).

Las marcas de disolución producidas por tectonismo se encuentran concentradas en polos opuestos del canto (Estévez *et al.*, 1976 y Campredon *et al.*, 1977; citados en Ruano, 2003).

➤ Marcas producidas por procesos abrasivos durante el transporte del clasto

Durante el transporte del clasto en la carga de fondo o “bedload”, las gravas experimentan impacto con otros clastos, generándose unas cavidades por impacto en su superficie (*e.g.* Novák-Szabó *et al.*, 2018; Todd, 1989). Estas cavidades se diferencian de las marcas de disolución en que presentan bordes más filudos, sumado a una apariencia “fresca” o más reciente. Así mismo, estas cavidades heredadas suelen estar concentradas en un hemisferio del clasto y ausente en el otro, o dispersas muy irregular o aleatoriamente.

2.3.2 Análisis de marcas producidas por tectonismo

El paleo-esfuerzo que se reconstruye en esta tesis es la dirección de compresión máxima que actuó durante la evolución de la cuenca de Huancayo. Para determinar la dirección del

máximo esfuerzo compresivo, se utilizará un enfoque basado en los principios propuestos por Estévez *et al.* (1976) y Campredon *et al.*, (1977), citados en Ruano (2003), que proponen que el eje definido por las marcas de disolución concentradas en polos opuestos del canto es paralelo al eje de esfuerzo compresivo máximo. Esto se combina con el enfoque teórico de Schrader (1988), que simplifica las superficies de los cantos a esferas, y propone que las estrías en los cantos divergen de dos zonas en polos opuestos con excavación perpendicular a su superficie, por el que pasa un “eje de divergencia” imaginario. Este eje coincidiría con la dirección de compresión máxima.

2.3.3 Identificación y muestreo de gravas de caliza en dos afloramientos de la zona de estudio

Se muestreó un total de 97 gravas para el análisis de marcas de disolución. Las muestras se extrajeron de dos zonas denotadas como M1 y M2 (Figura 2-10). Se espera que las muestras de M2 presenten marcas de disolución más desarrolladas por estar más cerca del borde de la cuenca y por ser clastos del pliegue C, mientras que las muestras de M1 se encuentran en la parte central de la cuenca, en estratos horizontales sin deformación aparente.

Se trató de que las gravas muestreadas sean aquellas con forma lo más esférica y redondeada posible para que se ajusten mejor al enfoque teórico de Schrader (1988); sin embargo, la mayoría de gravas muestreadas tuvieron forma irregular.

Primero se buscaron aquellas gravas con cavidades en su superficie expuesta. Sobre estas gravas, in-situ y antes de extraerlas, se anotaron unos símbolos (ver Figura 2-11) sobre su superficie libre, para reorientarlas posteriormente en gabinete. Estos símbolos son los siguientes:

- Una línea horizontal. Se midió el rumbo de esta línea para reposicionar el clasto con respecto al norte magnético.

- Una flecha sobre una parte de su superficie semi-aplanada que indique su dirección de máxima pendiente. Esta permite reorientar el clasto con respecto a la vertical.
- Una flecha que indique la dirección aproximada del norte magnético sobre la parte más cenital del clasto. Este tercer símbolo sirvió para verificar la orientación cardinal del clasto.

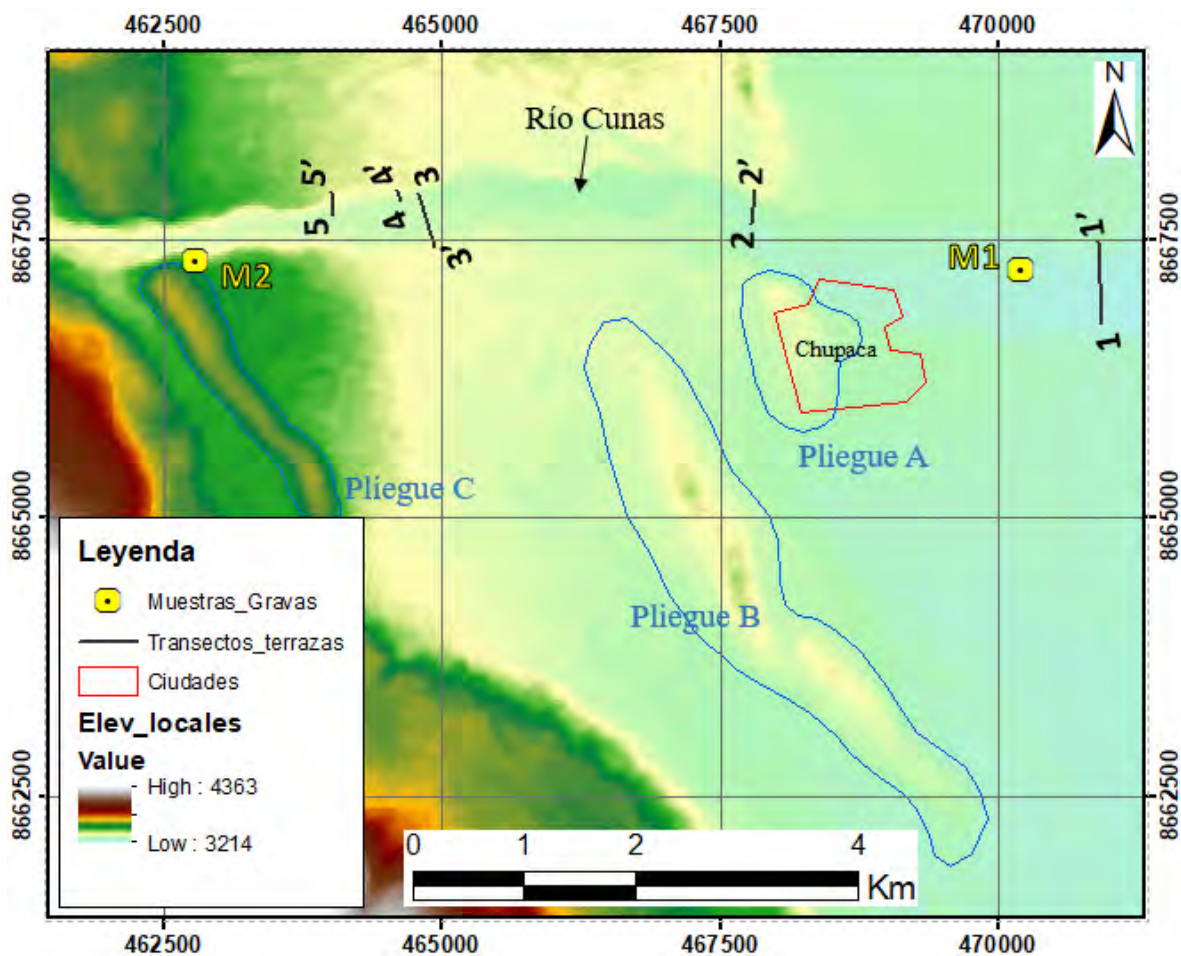


Figura 2-10 Ubicación de las zonas de muestreo de gravas y su relación espacial con los pliegues y los transectos recorridos a través de los escalones de terrazas

Las mediciones del rumbo de la línea horizontal, de la flecha de máxima pendiente y la flecha que indica la dirección del norte, fueron llevadas a cabo utilizando una brújula de campo con clinómetro. Se tomó nota de las mediciones y se asignó un código a cada muestra. Después, se extrajo el clasto.

Flecha que indica dirección aproximada del norte magnético

Línea con dirección de rumbo conocida (permite reorientar al clasto respecto a las direcciones cardinales)



Flecha sobre porción de superficie semi-plana que indica su dirección de máxima pendiente (permite repositionar clasto respecto a la vertical)

Marcas de disolución con estrías que divergen

Figura 2-11 Anotaciones hechas en campo sobre la superficie de cada clasto en su posición in-situ antes de extraerlo. Nótese las marcas de disolución visibles en la superficie expuesta de esta grava

2.3.4 Selección de gravas válidas para análisis de paleo-esfuerzos

En gabinete, se seleccionaron sólo los clastos cuyas marcas superficiales tengan un claro carácter tectónico, pues algunas de las gravas muestreadas presentaron marcas formadas por otros procesos, como es el caso de las marcas de abrasión producidas durante el transporte de carga de fondo. No se encontraron marcas producidas por carga sedimentaria supra-yacente.

El criterio usado para determinar si las cavidades se formaron por disolución por presión resulta de comparar el patrón de distribución de las marcas observadas con las descripciones de Estévez *et al.* (1976) y Campredon *et al.*, (1977); citados en Ruano (2003), y descripciones del enfoque teórico de Schrader (1988); ver la Tabla 2-3. Si se cumplen por lo menos las dos condiciones necesarias de la Tabla 2-3, se podrá trazar un eje imaginario entre las dos zonas de marcas de disolución en polos opuestos del canto, que tendría la misma dirección que la dirección compresiva máxima (Estévez *et al.*, 1976 y Campredon *et al.*, 1977, citados en

Ruano, 2003). En adelante, se denominará a este eje como eje de compresión y a las zonas donde se concentran las marcas de disolución como zonas de disolución (Figura 2-12).

Tabla 2-3 Características de las marcas formadas por presión de disolución

Característica de la marca	Autor	Condición Necesaria	Condición Adicional
Potenciales marcas de disolución ubicados en dos polos opuestos	Estévez et al (1976) y Campredon et al., (1977), citados en Ruano (2003)	X	
Marcas indentan perpendicularmente en la superficie del clasto	Schrader (1988)	X	
Estrías divergen de potenciales marcas de disolución	Schrader (1988)		X

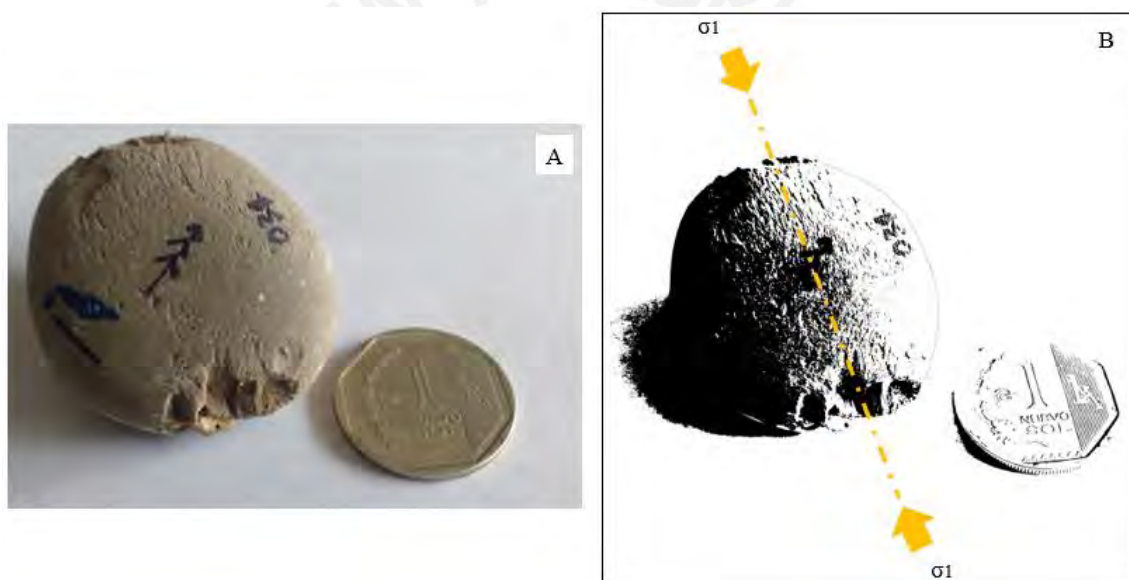


Figura 2-12 A) Muestra de la zona M2. Nótese que se tienen indentaciones perpendiculares a la superficie donde se encuentra la marca, marcas concentradas en polos opuestos y estrías que divergen de las marcas. B) Interpretación del eje de divergencia que contendría al esfuerzo principal.

Las gravas cuyas marcas superficiales no cumplen con los criterios de la Tabla 2-3 no fueron medidas. La naturaleza o patrón de distribución de estas marcas imposibilitan o dificultan la determinación del eje compresivo (ver Tabla 2-4). Algunas gravas muestreadas no presentaron marcas producidas por compresión tectónica, sino por procesos abrasivos durante el transporte del clasto. Otras presentan marcas que pueden haber sido formadas por tectonismo, pero están distribuidas de tal modo que la localización del eje compresivo no es directa, y está sujeta a interpretaciones bastante discrepantes.

Tabla 2-4 Escenarios que contribuyen a considerar un clasto como no válido para el análisis de marcas de disolución producidas por compresión tectónica

Característica superficial	Carácter Tectónico
Marcas de transporte, formadas por abrasión por impacto con otros clastos llevadas en la carga de fondo.	Origen no tectónico .
Cavidades concentradas en un solo hemisferio.	Posible carácter tectónico . NO define eje compresivo
Sólo cavidades excavadas oblicuamente sobre la superficie del clasto.	Posible carácter tectónico . NO define eje compresivo
Eje que conecta dos zonas de cavidades está lejos del centroide (aproximado).	Posible carácter tectónico . NO define eje compresivo
Dispersión irregular/aleatoria de marcas. No se puede establecer un único eje compresivo,	Posible carácter tectónico . NO define eje compresivo

2.3.5 Medición de la dirección de esfuerzo compresivo máximo

Luego de seleccionados los clastos con las características superficiales adecuadas, se los reorientó según su posición original. Para ello se utilizó una base de plastilina fácilmente moldeable como soporte (Figura 2-13).

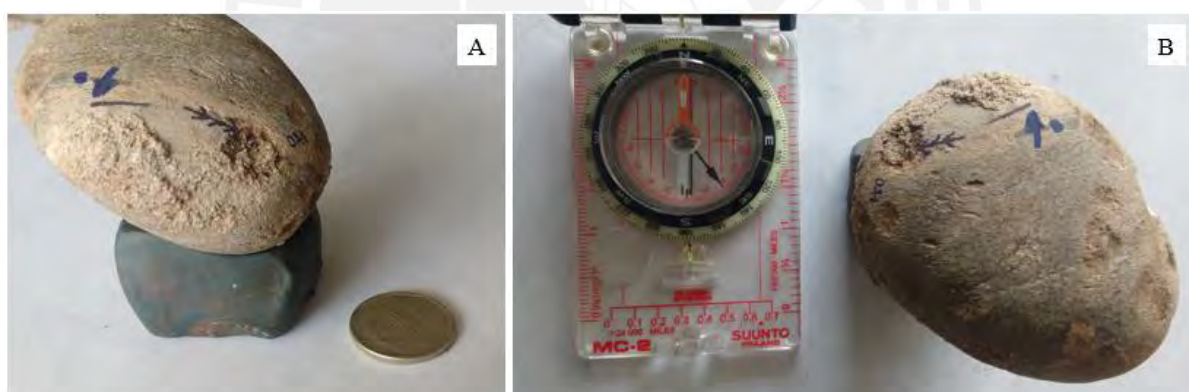


Figura 2-13 Reorientación del clasto de la zona 2 sobre masa de plastilina A) Canto orientado con respecto a la vertical. B) Clasto orientado con respecto al norte magnético.

Se reorientó a cada clasto según su posición original in-situ, y se midió la dirección de su eje de compresión usando la brújula. Con motivo de ayuda visual al momento de la medición, se utilizó trozos de plastilina colocados sobre los centros de las zonas de disolución en polos opuestos de la grava (Figura 2-14).

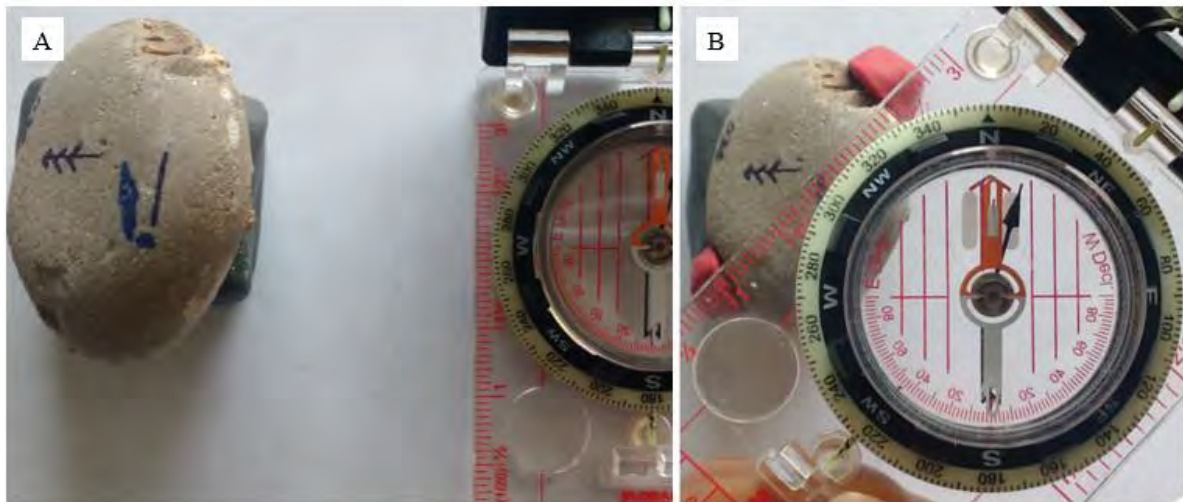


Figura 2-14 A) Muestra reorientada según su posición in-situ utilizando los símbolos y medidas tomadas en campo. B) Medición de la dirección (azimut) del eje de compresión. Nótese el uso de porciones de plastilina roja sobre el clasto para ayuda visual al momento de la medición.

Dado que los ejes medidos se tomaron a partir de los centros de las zonas de disolución en polos opuestos por cada clasto, la dirección medida corresponde a la dirección de compresión promedio registrada en cada clasto. Finalmente, las direcciones de compresión promedio medidas se plotearon en un diagrama de rosas utilizando el software GEORient (Holcombe, 2003).

3 RESULTADOS

3.1 Análisis de pliegues

3.1.1 Estratigrafía en la zona de estudios

3.1.1.1 *Pliegue A*

La unidad más antigua expuesta en la base del pliegue consiste de arcillas, limos y arenas (litofacies Fsm y Fl; ver Tabla 2-1 y Figura 3-1A). En los 10m superiores de este pliegue afloran las siguientes unidades: en la base de la secuencia se encuentran limos rojos intercalados con arenas finas (ver Figura 3-1B), que corresponden a la litofacies Fl (ver Tabla 2-1). Sobreyaciendo a los sedimentos finos se encuentran gravas matriz-soportadas de tamaño de clasto tamaño “pebble” (litofacies Ggm; ver Tabla 2-1 y Figura 3-1C). En la parte superior de la secuencia afloran gravas matriz soportadas de tamaño de clasto “cobble” (litofacies Ggm; Tabla 2-1 y Figura 3-1C).





Figura 3-1 Afloramientos en la parte superior del pliegue: A) Foto tomada por Willem Viveen en el 2016. Unidades que afloran en la parte inferior expuesta del flanco oriental del pliegue: Lutitas, limos intercalados con arenas y gravas con clasto tamaño pebble y sin imbricación aparente. B) Arenas y limos sobreyacidos por las gravas pequeñas. C) Gravas gruesas y pequeñas, nótese la picota para la escala.

Se levantó una columna estratigráfica para los 10m superiores de la charnela del pliegue (Figura 3-2). Se interpreta que los sedimentos más jóvenes de este pliegue se depositaron en un ambiente de abanico aluvial. Las unidades más antiguas corresponden a un ambiente lacustre (Figura 3-1 A, no se muestra en la columna sedimentaria levantada de la Figura 3-2).

SCALE (m)	LITHOLOGY	LIMESTONES			TEXTURE Grain size and other notes (structures, paleocurrents, fossils, color)	CODIGO LITOFACIES de Miall (2006)/ LITOFACIES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT INTERPRETACION
		MUD	SAND	GRAVEL			
		-clay -silt -vf	-m -vc -c	-gran -peb -cob -boul			
9.5				Tamaño clasto: pebble-cobble Matriz-soportada Color matriz: Gris Clastos subredondeados	Gmg	Abanico Aluvial s2a	
7.5			Arcilla roja Restos de raices	Fr	Paleosuelo		
6.5				Tamaño clasto: pebble-cobble Matriz soportada	Gmg	Abanico Aluvial s1a	
5.5				Tamaño clasto: pebble Color matriz: Gris Matriz soportada Clastos subredondeados Canales con estratificación cruzada	Gmg		
1.5				Arenas parduzcas de grano fino intercaladas con limos rojos	Fl	Llanura de inundación	
0							

Figura 3-2 Columna estratigráfica de los estratos en la parte superior del pliegue A

3.1.1.2 Pliegue B

Se estudiaron afloramientos más alejados del cauce del río Cunas que en los otros dos pliegues (Figura 2-1). Se observaron en orden cronológico relativo de más antigua a más joven las siguientes unidades: arenas grises de tamaño de grano fino intercaladas con limos rojos (litofacies Fl y Fsm; ver Tabla 2-1 y Figura 3-3A), gravas clasto-soportadas de tamaño de clasto pebble sin imbricación aparente (litofacies Gcm; ver Tabla 2-1; Figura 3-3A); lutitas beige con varvas (litofacies Fsm; ver Tabla 2-1, Figura 3-3A y Figura 3-3B); limolita intercalada con arenas finas (litofacies Fl y Fsm; ver Tabla 2-1, Figura 3-3A y Figura 3-3B); banco delgado de gravas clasto-soportadas con clasto tamaño pebble (litofacies Gh; ver Tabla 2-1 y Figura 3-3A); lutita blanca/rosada con cuñas de hielo (litofacies Fsm; ver Tabla 2-1 y Figura 3-3D); nivel de paleosuelo (litofacies Fr; ver Tabla 2-1 y Figura 3-3C); y gravas con estratificación cruzada planar (litofacies Gp; ver Tabla 2-1 y Figura 3-3D).

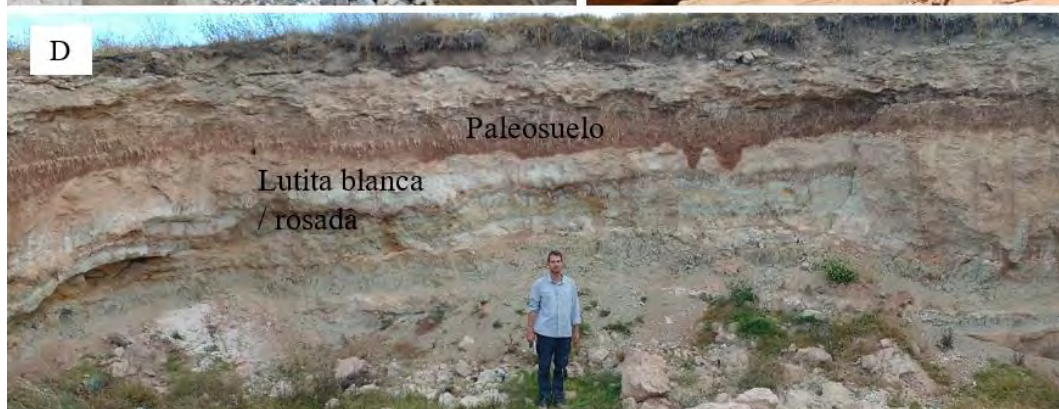
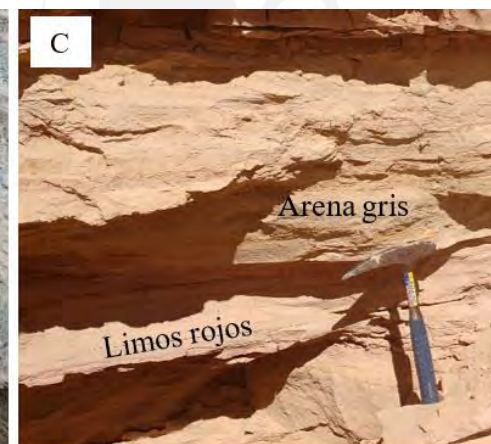
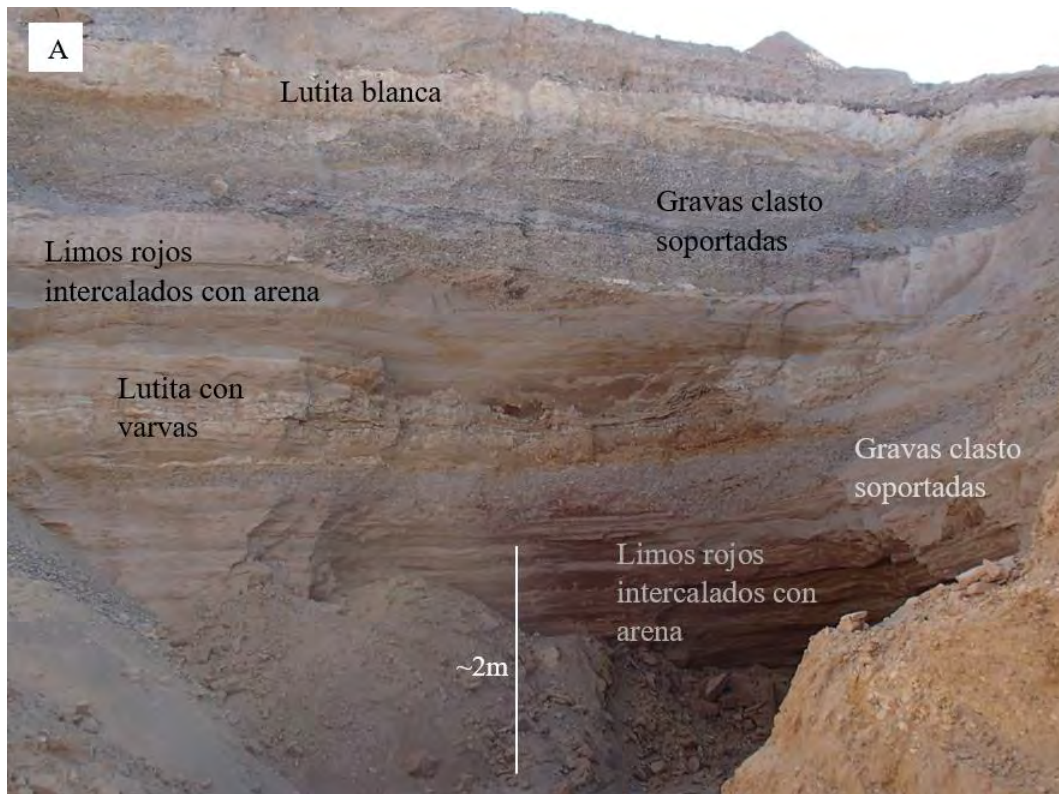




Figura 3-3 Afloramientos en el tramo sur del pliegue. La procedencia de cada foto se indica en la figura 2-1. A) Fotografía tomada por Willem Viveen el 2016: Afloramiento que expone secuencia semicompleta de las unidades descritas anteriormente. B) Lutita con varvas. C) Limos rojos intercalados con arenas D) Afloramiento que contiene lutitas blancas/rosadas con cuñas formadas en ambiente periglacial y E) Depósitos fluviales depositados por río Mantaro ancestral

Se levantó una columna estratigráfica a partir de los afloramientos observados en el pliegue B (Figura 3-4). Se interpreta que los afloramientos más antiguos en esta zona fueron depositados en un ambiente lacustre que se intercalaba con ambientes fluviales. El paleosuelo muestra una época importante de estabilidad paisajística sin inundaciones que fue posteriormente incidida por el río Mantaro ancestral.

SCALE (m)	LITHOLOGY	LIMESTONES			TEXTURE Grain size and other notes (structures, paleocurrents, fossils, color)	LITHOFACIES CODE Miall (2006)/ LITHOFACIES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT INTERPRETATION		
		MUD		SAND				GRAVEL	
		clay silt	vf m c	fine med co					grain peb cob boul
11									
8.5				Clasto tamaño pebble subredondeado Color matriz: Gris Estratificación cruzada-planar Canales de arena	Gp	Fluvial (Rio Mantaro ancestral)			
8				Arcillas rojas con restos de raíces	Fr	Paleosuelo			
7				Lutita blanca / rosada, cuñas de hielo	Fsm	Lacustre			
6.5				Matriz gris / clasto soport.	Gh Base erosiva	Fluvial			
4				Limos rojos intercalados con arena marrón/gris tamaño fino	Fl / Fsm	Fluvial ó Lacustre			
3				Lutita / limolita Color beige Varvas	Fsm	Lacustre			
2				Clasto tamaño pebble Clasto soportado	Gcm	Fluvial			
0				Limos rojos intercalados con arena marrón/gris tamaño fino	Fl / Fsm	Fluvial ó Lacustre			

Figura 3-4 Columna estratigráfica generada para el tramo sur del pliegue B.

3.1.1.3 Pliegue C

Se estudiaron afloramientos de la parte intermedia del pliegue (Figura 3-5A). Las unidades observadas son, de más antiguas a más jóvenes, las siguientes: banco masivo de gravas matriz-soportadas (litofacies Gmg; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5B), paleosuelo rojo 1c (litofacies Fr; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5B), paquetes de gravas clasto-soportadas con imbricación hacia el Este (depósitos tipo cárcavas; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5B), paquete masivo de gravas tamaño pebble matriz soportadas (litofacies Gmg; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5C), paleosuelo rojo 2c (litofacies Fr; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5C) y paquete masivo de

gravas matriz soportadas con imbricación de algunos clastos hacia el Este (litofacies Gmg; ver Tabla 2-1 y Figura 3-5C).

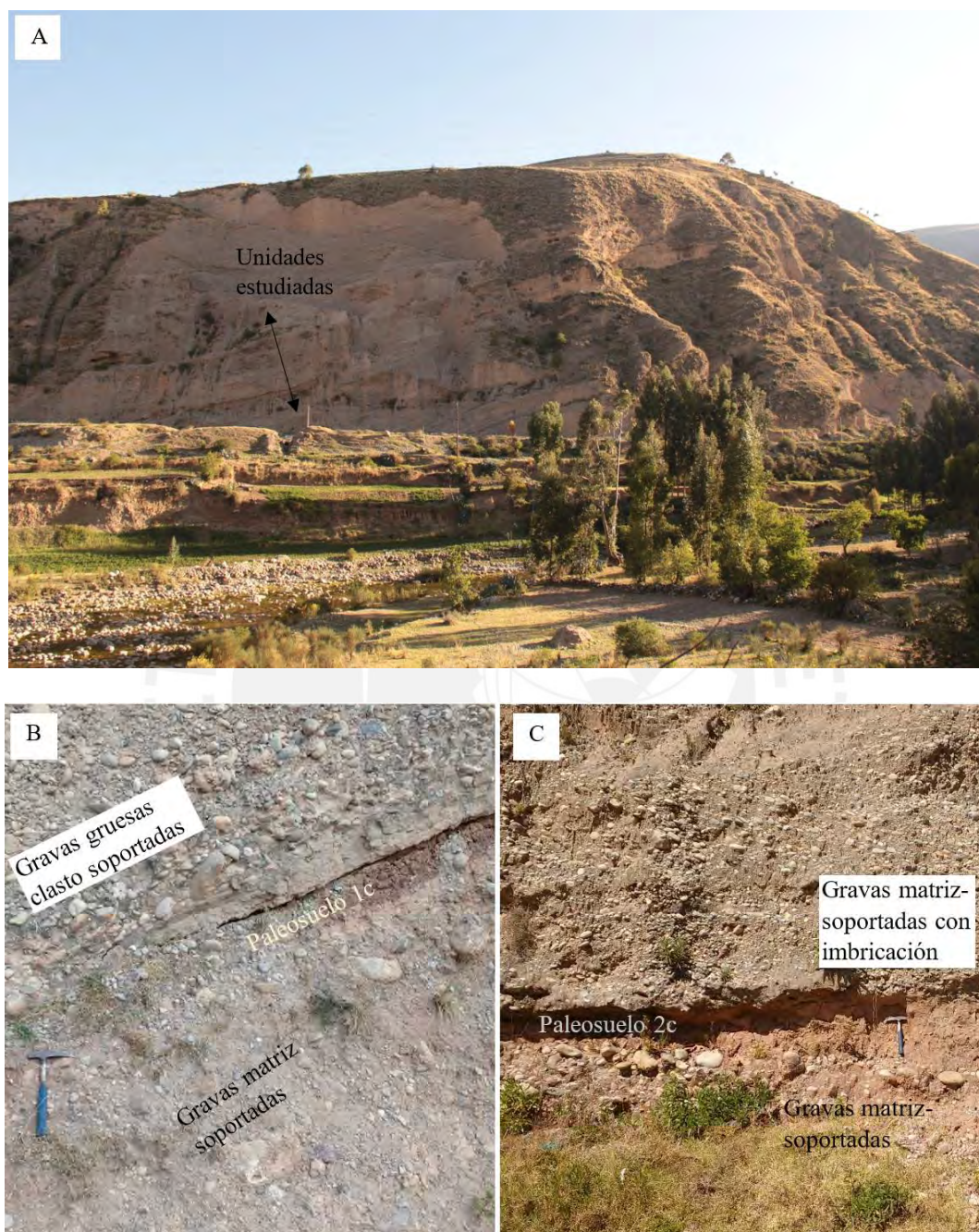


Figura 3-5 A). Se muestra al pliegue C, que tiene una altura aproximada de 60 m desde la carretera. Nótese la flecha que indica la extensión de la columna sedimentaria levantada. B) Afloramientos del tramo inferior de la columna estratigráfica. C) Afloramientos del ramo superior de la columna estratigráfica levantada.

Se levantó una columna sedimentaria a partir de los estratos en el flanco oriental del pliegue (Figura 3-6). Se interpreta que estos sedimentos se depositaron en un ambiente de abanico

aluvial, se observan tres secuencias denotadas como s1c, s2c y s3c separadas por dos niveles de paleosuelo.

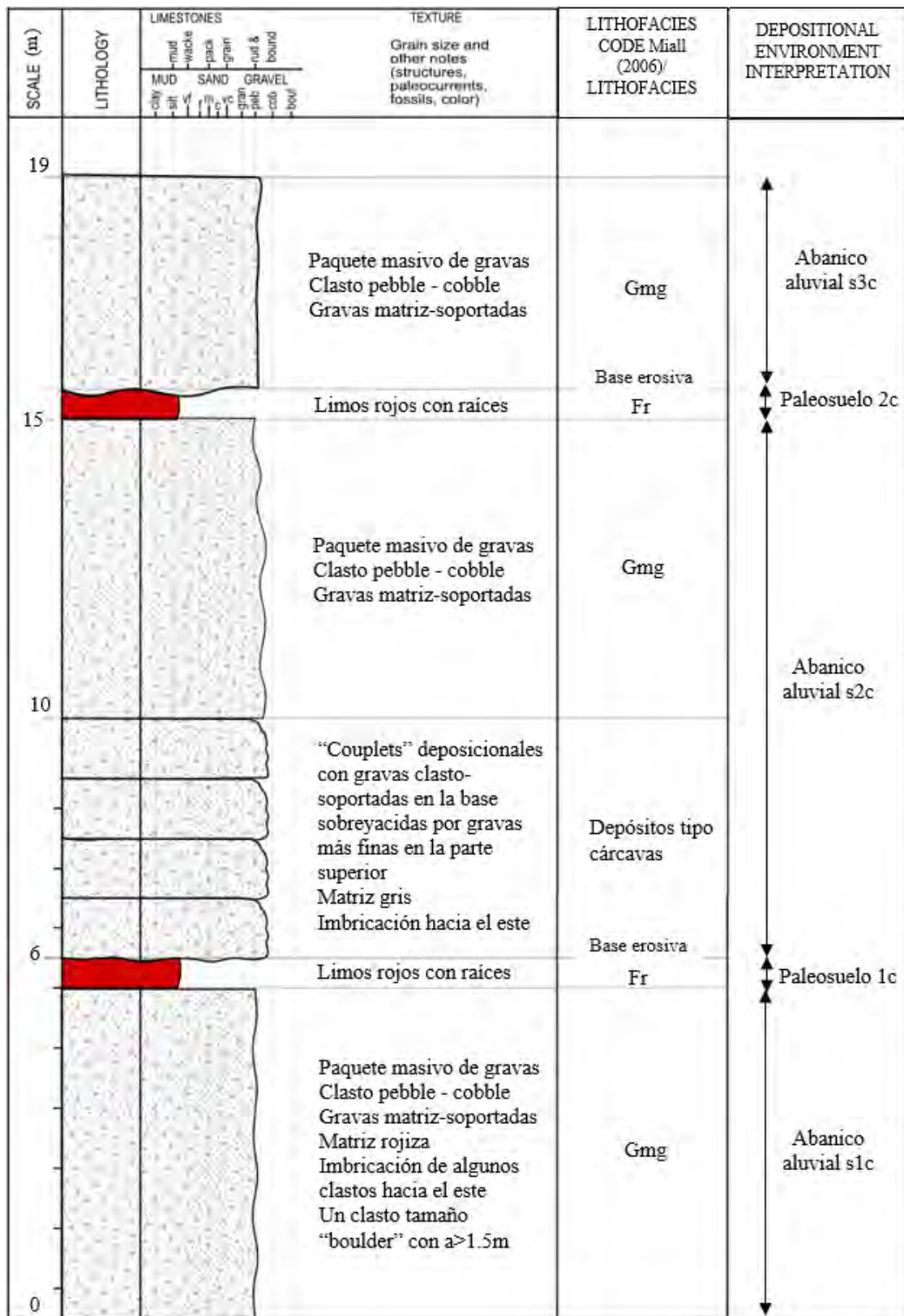


Figura 3-6 Columna sedimentaria de afloramientos en pliegue C

3.1.2 Dirección preliminar de compresión tectónica a base de medidas estructurales en el campo

Los datos de la orientación de los estratos medidos en campo se muestran en la Tabla 3-2. A partir de las orientaciones de los estratos se obtiene una dirección aproximada de N18°W para los tres ejes. Los datos obtenidos en campo guardan cierta correlación con la dirección del eje de pliegue obtenida de las imágenes satelitales. Se puede afirmar que los ejes de los tres pliegues tienen una dirección entre N18°W a N30°W.

Tabla 3-1 Orientaciones de los estratos medidos en campo

Pliegue	WGS84_X	WGS84_Y	Unidad	Buzamiento (°)	Dirección Buzamiento	Rumbo
A	467991.13	8667148.36	Areniscas Finas Rojas	12	274	184
A	468067.35	8667115.27	Areniscas Finas Rojas	16	62	332
A	468089.11	8667126.35	Areniscas Finas Rojas	11	115	25
A	467968.97	8667148.26	Areniscas Finas Rojas	16	253	163
B	469606.44	8662726.85	Lutita rosada	17	29	299
B	468724.32	8663356.24	Lutita rosada	11	246	156
B	469715.62	8662516.58	Lutita rosada	27	67	337
B	468724.33	8663345.18	Arenisca gris	18	232	142
B	468735.22	8663345.19	Arenisca gris	13	219	129
B	467738.23	8664455.68	Limos rojos	17	84	354
B	467743.63	8664460.78	Limos rojos	24	52	322
C	462744.89	8667352.38	Gravas (abanico aluvial 2)	15	97	7
C	463071.36	8667385.96	Gravas (abanico aluvial 2)	14	84	354
C	462411.66	8667309.55	Gravas (abanico aluvial 2)	35	295	165
C	462625.97	8667361.94	Gravas (abanico aluvial 2)	25	106	16

3.1.3 Acortamiento de los pliegues a partir del análisis del DEM

Utilizando la herramienta “Add Surface Information” de la extensión “3D Analyst” de ArcGIS 10, se generaron nueve perfiles topográficos a partir del DEM a lo largo de las líneas mostradas en la Figura 2-7. Estos perfiles topográficos ofrecen información de la componente horizontal del estrato plegado (L_1) y longitud de arco de cada pliegue (L_a); ver Figura 3-7.

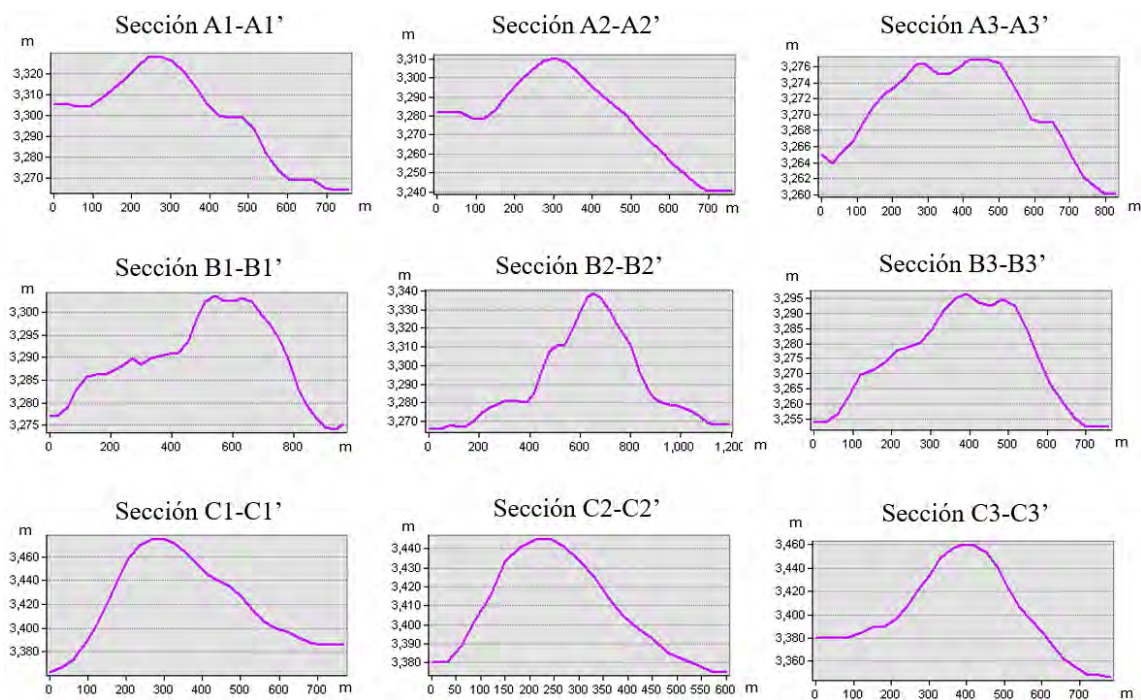


Figura 3-7 Perfiles de los pliegues estudiados. Nótese que la escala vertical es diferente a la escala horizontal

Los resultados de compresión obtenidos se resumen en la Tabla 3-2 debajo.

Tabla 3-2 Acortamiento horizontal y contracción tectónica medida en los tres pliegues estudiados

Sección	L1 (m)	La (m)	Acortamiento Horizontal - S (m)	Contracción tectónica - ϵ (%)
A1-A1'	755.70	764.95	9.25	1.21
A2-A2'	762.17	772.21	10.04	1.04
A3-A3'	827.74	828.76	1.02	0.32
Tasa acortamiento promedio (%)				0.86
Desv. Estándar				0.47
B1-B1'	964.44	967.75	3.30	0.34
B2-B2'	1192.74	1209.47	16.73	1.38
B3-B3'	757.66	765.88	8.22	1.07
Tasa acortamiento promedio (%)				0.93
Desv. Estándar				0.54
C1-C1'	769.51	807.67	38.16	4.72
C2-C2'	600.81	622.23	21.42	3.44
C3-C3'	781.34	817.06	35.71	4.37
Tasa acortamiento promedio (%)				4.18
Desv. Estándar				0.66

Como se puede apreciar de la Tabla 3-2 mostrada arriba, el pliegue A se acorta en un 0.86%; el pliegue B, en un 0.93%; y el pliegue C, en un 4.18%. Los pliegues A y B han experimentado menos acortamiento que el pliegue C, que se encuentra más próximo al borde occidental de la cuenca.



3.2 Terrazas Fluviales de la cuenca de Huancayo

3.2.1 Estratigrafía en el valle del río Cunas

En el valle del río Cunas se han observado tres situaciones donde afloran bancos del río Cunas encajando sobre unidades estratigráficas más antiguas, dando origen a las terrazas del río Cunas. Las terrazas se han encajado sobre unidades de abanico aluvial sin deformación aparente, sobre unidades de abanico aluvial deformadas, y disconformemente sobre unidades lacustres.

Entre los pliegues C y B afloran estratos horizontales de gravas matriz soportadas (litofacies Gmg; ver Tabla 2-1 y Figura 3-8) que son sobreyacidas por gravas clasto soportadas con tamaño de clasto mayor a “cobble” cuyos clastos presentan imbricación hacia el Este (litofacies Gh; ver Tabla 2-1 y Figura 3-8)



Figura 3-8 Sedimentos del río Cunas depositados sobre gravas de abanico aluvial sin deformación. Foto tomada de Viveen et al. (2019)

Se levantó una columna estratigráfica a partir de este afloramiento (Figura 3-9).

SCALE (m)	LITHOLOGY	LIMESTONES						TEXTURE Grain size and other notes (structures, paleocurrents, fossils, color)	LITHOFACIES CODE Miall (2006)/ LITHOFACIES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT INTERPRETATION
		MUD		SAND		GRAVEL				
		clay silt	mud wacke	fine m. c.	medium vc	grain pebb	gravel & cob bound			
8								Gh	Río Cunas	
4								Gmg / Depósito tipo cárcavas	Abanico aluvial	
0										

Figura 3-9 Columna estratigráfica de terraza encajada sobre unidad de abanico aluvial no-plegada

En el pliegue C se observó un banco de gravas clasto-soportadas (litofacies Gh; ver Tabla 2-1) no plegadas encajadas sobre unidades de abanico aluvial deformadas del pliegue C (ver Figura 3-10). Se levantó una columna estratigráfica a partir de estas unidades (Figura 3-11).



Figura 3-10 Gravas horizontales (no plegadas) encajadas sobre unidades deformadas del pliegue C

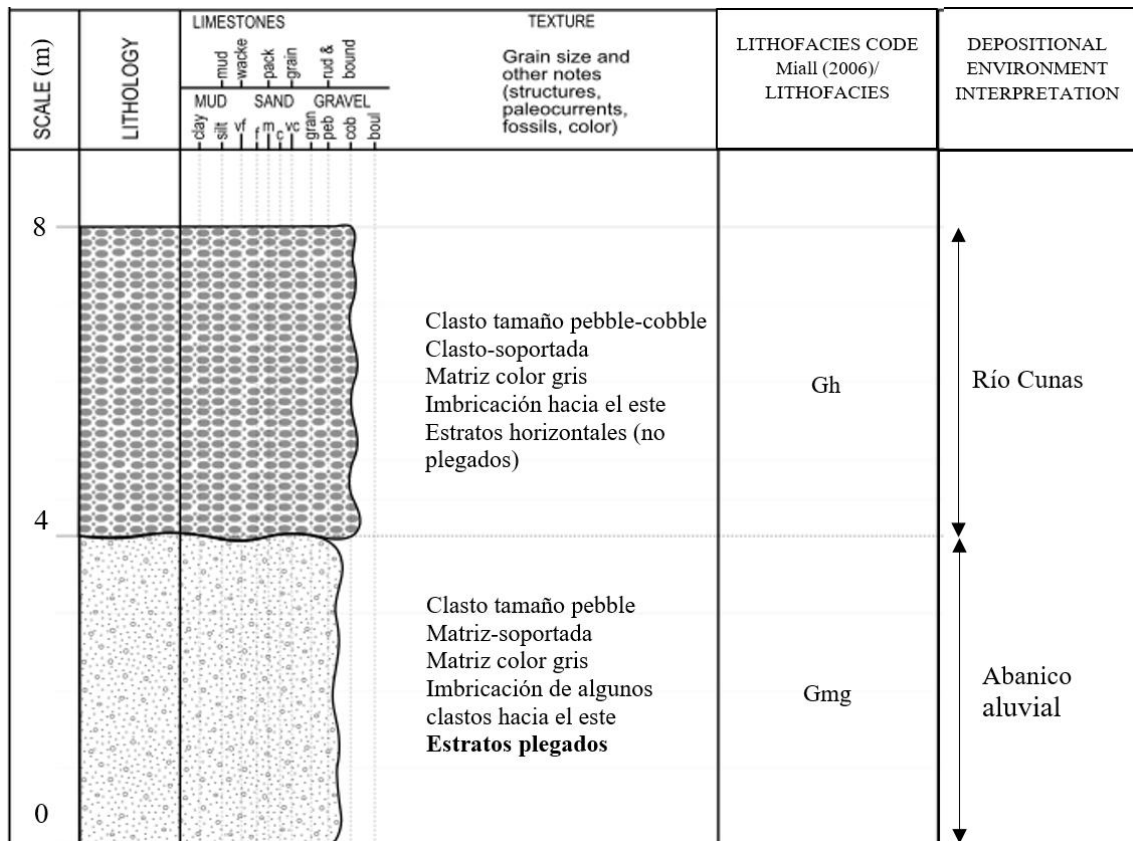


Figura 3-11 Columna estratigráfica de sedimentos del río Cunas encajada sobre unidades plegadas

Se observó también el encajamiento de gravas clasto-soportadas (litofacies Gh; ver Tabla 2-1) con imbricación hacia el este depositada erosivamente sobre una unidad lacustre (litofacies Fsm; ver Tabla 2-1 y Figura 3-12).



Figura 3-12 Gravas clasto-soportadas depositadas disconformemente sobre unidad lacustre

Se levantó una columna estratigráfica para estas unidades (Figura 3-13).

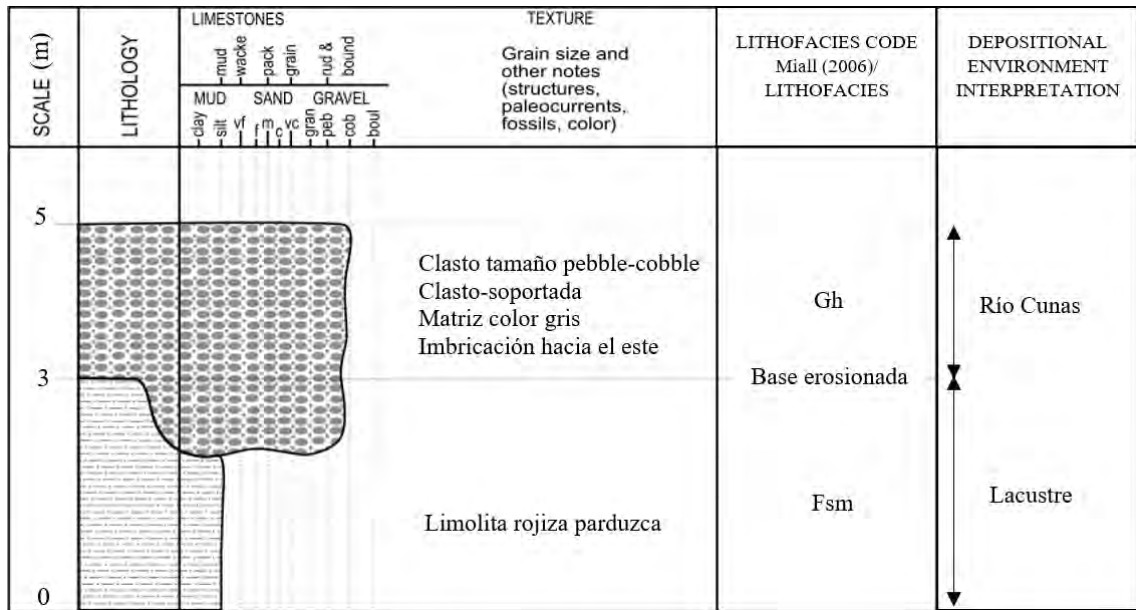


Figura 3-13 Columna estratigráfica de terraza encajada disconformemente sobre unidad lacustre

3.2.2 Distribución de Terrazas del río Cunas

Se presenta la ubicación y número de terrazas en cada transecto (Figura 3-14).

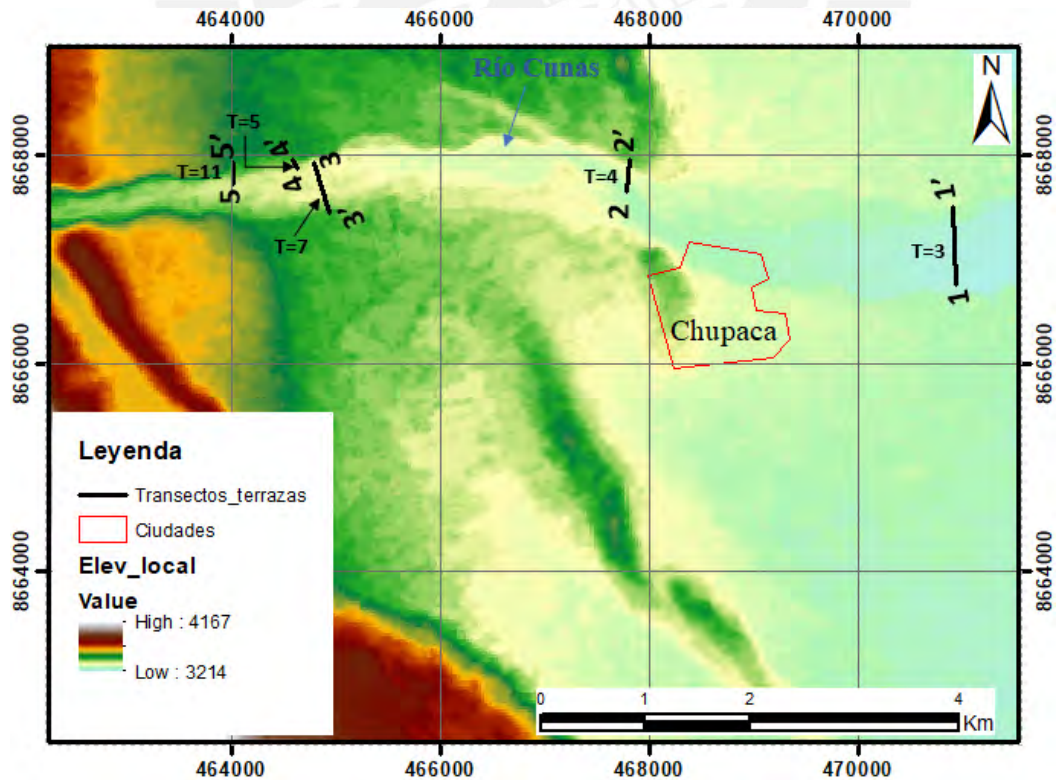


Figura 3-14 Transectos recorridos en campo. La letra T al costado de cada transecto indica el número de terrazas observadas en el respectivo transecto.

En los transectos recorridos se observaron escalones de terrazas. El número de terrazas por transecto aumenta de 3 terrazas en la parte central de la cuenca hasta 11 terrazas hacia el borde occidental de la cuenca (ver Figura 3-14 y Figura 3-15). La altura de las terrazas superiores queda constante alrededor de 35 m encima del nivel de referencia (llanura de inundación del río Cunas).



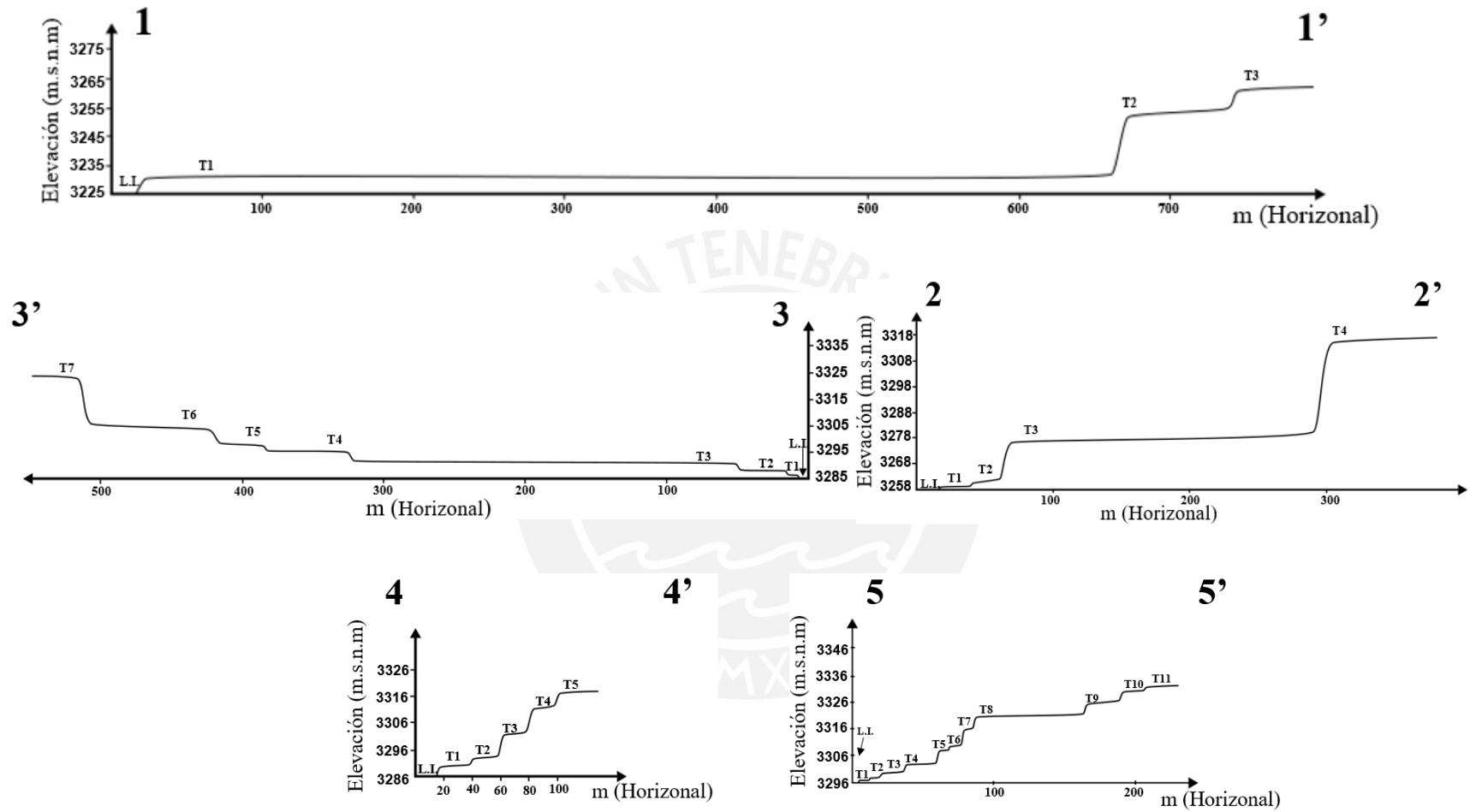


Figura 3-15 Perfiles de los cinco transectos. Exageración vertical x2. L.I. indica la llanura de inundación, mientras que T1, T2, etc. indica las terrazas de cada localidad observada, y sólo válidas para el transecto en el que se muestran.

3.3 Dirección de compresión a partir de las marcas de disolución

Las muestras para análisis de marcas de disolución se extrajeron de dos zonas, M1 y M2 (ver Figura 2-10). Las muestras de M1 se extrajeron de la base de un banco depositado por el río Cunas (litofacies Gh; ver Tabla 2-1 y columna de la derecha de la Figura 3-16); y las muestras de M2 se extrajeron de las unidades de abanico aluvial inferiores (litofacies Gmg; ver Tabla 2-1) representadas en la columna de la izquierda de la Figura 3-16.

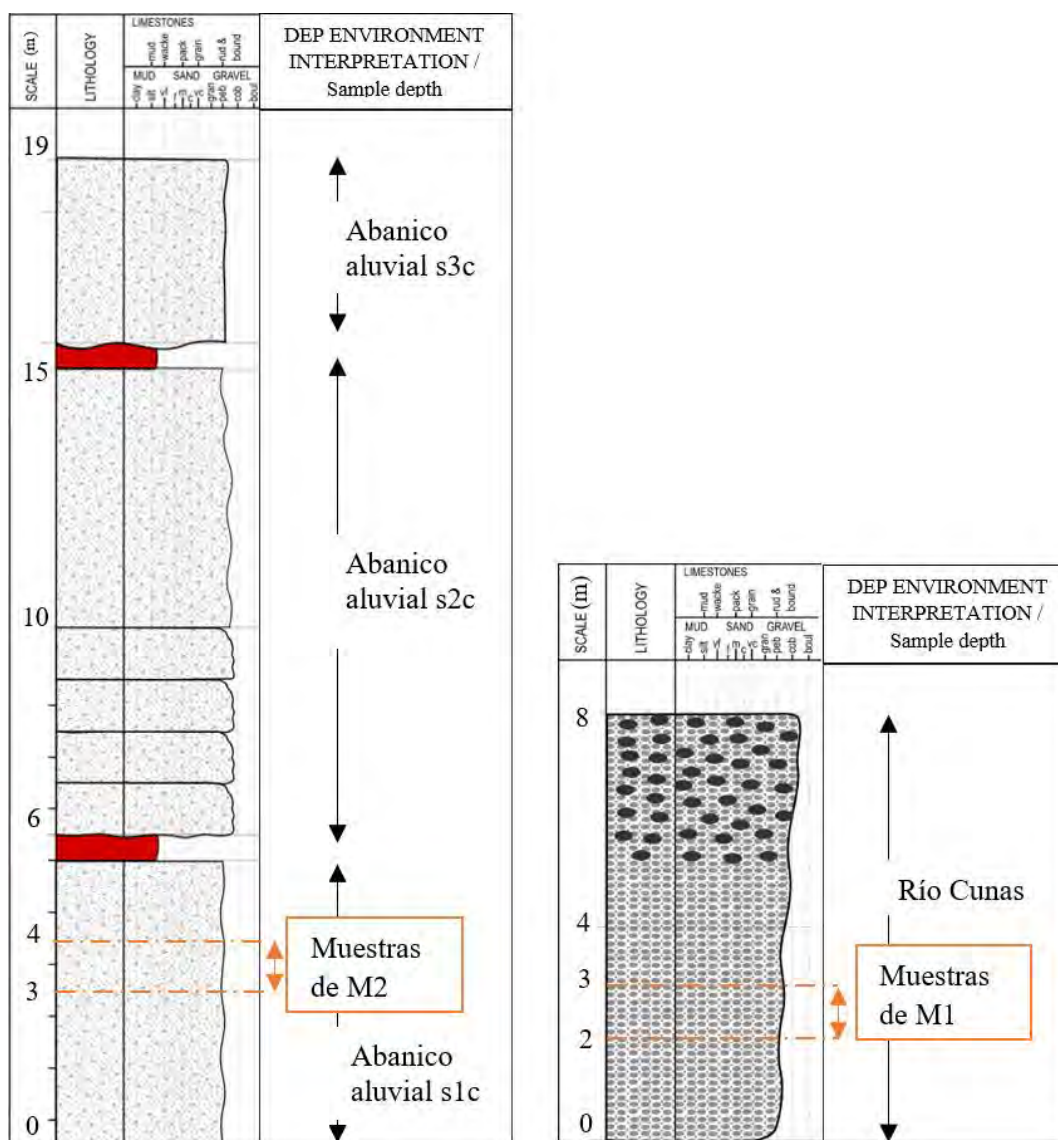


Figura 3-16 Posición de las zonas de muestreo en las columnas estratigráficas de afloramientos del pliegue C (muestras M2 – borde occidental de la cuenca) y de afloramientos cerca a zona de confluencia del río Cunas con el río Mantaro (muestras M1 – sector central de la cuenca)

Las muestras se extrajeron de una unidad de abanico aluvial y un banco depositado por el río Cunas (Tabla 3-3).

Tabla 3-3 Características generales de las muestras extraídas

Afloramiento	Unidad estratigráfica	Características litológicas
Zona M1 (cerca al río Mantaro – parte central de la cuenca)	Sedimentos del río Cunas	Gravas de caliza clasto-soportadas. Los clastos presentan imbricación hacia el Este. Muestras tienen clasto tamaño pebble-cobble. La matriz contiene sedimentos finos y gruesos. Los sedimentos finos tienen tamaño limo, mientras que los sedimentos gruesos tienen tamaño arena y hasta gránulo
Zona M2 (borde occidental de la cuenca)	Abanico aluvial	Gravas de caliza matriz-soportadas. Algunos clastos presentan imbricación hacia el Este. Muestras tienen tamaño pebble-cobble. La matriz contiene sedimentos finos y gruesos. Los sedimentos finos tienen tamaño limo, mientras que los sedimentos gruesos tienen tamaño arena y hasta gránulo

Se extrajeron un total de 97 gravas de las dos zonas de muestreo. Se midieron los ejes de compresión promedio sólo en aquellas gravas que cumplen los criterios presentados en la sección 2.3. En la zona M1, se extrajo un total de 52 gravas, de las cuales ninguna fue válida para el análisis de paleo-esfuerzos. Por otro lado, en la zona M2 se extrajeron 45 gravas de las cuales 21 cumplieron las condiciones para obtener una dirección de esfuerzo compresivo máximo (Tabla 3-4); se midió la dirección media de compresión registrada, la forma y textura superficial de cada una de las 21 gravas válidas (Tabla 3-5). Las direcciones medias de compresión obtenidas a partir de las 21 gravas de la zona M2 se presentan dentro de intervalos de dirección en un diagrama de rosas, cuyos ejes contienen marcas que indican el número de muestras en cada intervalo (Figura 3-17). Se obtuvo una dirección compresiva promedio de paleo-esfuerzo de N72°E, con error estándar de 23°. A partir del número de muestras empleadas para el análisis, el valor promedio de la dirección y el error estándar se obtiene un intervalo de confianza al 95% de [N61°E-N83°E] para la dirección promedio de esfuerzo compresivo en la zona M2. Este rango

indica que la dirección de compresión tectónica en la cuenca tiene una tendencia de NE-E (Figura 3-17).

Tabla 3-4 Relación de gravas muestreadas y gravas analizadas

Afloramiento	Gravas muestreadas	Gravas válidas para análisis	Observaciones
Zona M1	52	0	Cavidades producidas por procesos no-tectónicos y/o dificultad de inferencia del eje compresivo promedio
Zona M2	45	21	Para las gravas válidas: Marcas de disolución bien desarrolladas + presencia de estrías en algunos casos

Tabla 3-5 Resultados del análisis de compresión a partir de marcas de disolución en las 21 gravas válidas. Las formas de los sedimentos se clasifican según la clasificación de Zingg (1935), citado en Krumbein (1941)

Muestra	Dirección de compresión máxima (azimut)	Litología del sedimento	Forma (según Zingg, 1935; citado en Krumbein, 1941)	Textura Superficial
17001	86	Caliza	Esférica	Subredondeado
17002	38	Caliza	Esférica	Subredondeado
17004	68	Caliza	Prolatada	Subredondeado
17006	61	Caliza	Esférica	Subanguloso
17007	56	Caliza	Discoidal	Subanguloso
17010	85	Caliza	Discoidal	Redondeado
17016	113	Caliza	Prolatada	Redondeado
18034	44	Caliza	Discoidal	Subredondeado
18037	52	Caliza	Triaxial	Subanguloso
18039	109	Caliza	Discoidal	Subanguloso
18041	90	Caliza	Discoidal	Subanguloso
18045	101	Caliza	Triaxial	Redondeado
18046	87	Caliza	Esférica	Subredondeado
18049	65	Caliza	Esférica	Subredondeado
18050	79	Caliza	Prolatada	Subredondeado
18057	56	Caliza	Discoidal	Subredondeado
18058	102	Caliza	Triaxial	Subanguloso
18059	41	Caliza	Triaxial	Subredondeado
18060	43	Caliza	Discoidal	Subredondeado
18061	59	Caliza	Discoidal	Redondeado
18062	68	Caliza	Discoidal	Subanguloso

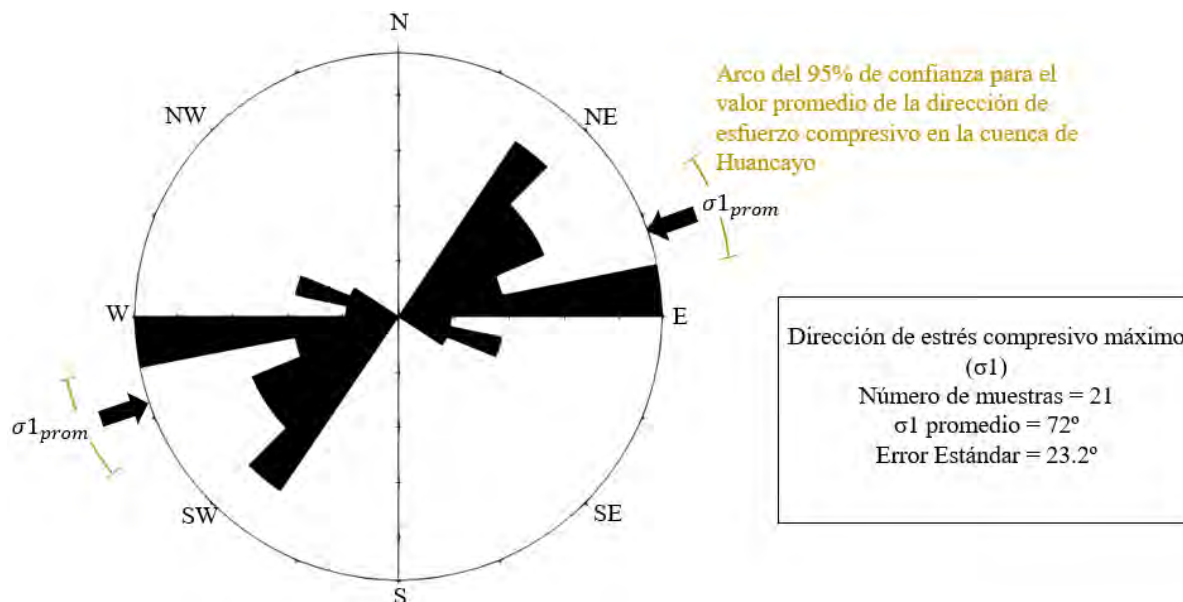


Figura 3-17 Diagrama de rosas con la dirección de esfuerzo compresivo promedio en la zona M2 (N72°E) denotado con la flecha negra y un intervalo del 95% de confianza para esta dirección promedio

El principal inconveniente con el uso de esta metodología está relacionado al tiempo de muestreo de los cantos. En los afloramientos visitados se notó que son pocas las gravas que presentan marcas superficiales que podrían ser formadas por disolución por presión. Por esa razón, se recolectaron todas las gravas de composición calcárea que presentaron marcas en su superficie para su análisis en gabinete, y sólo se pudo obtener 21 gravas válidas de un total de 97 muestreadas.

4 DISCUSIÓN

Las gravas observadas en los pliegues A y C fueron interpretadas por Wise (2007) como depósitos del río Mantaro ancestral. Sin embargo, observaciones de campo demuestran que estas gravas se depositaron como unidades de abanico aluvial y unidades fluviales del río Cunas. Los depósitos del río Cunas están conformados por gravas clasto-soportadas de tamaño de clasto cobble con imbricación hacia el Este, que se encajaron sobre las unidades aluviales y sobre unidades lacustres de la parte distal de abanico. Se asigna una edad Plioceno Tardío para las gravas de abanico aluvial observadas en los pliegues A y C al comparar las columnas estratigráficas elaboradas en este trabajo de tesis con la columna estratigráfica de Wise (2007); y una edad Cuaternaria para los sedimentos de los ríos Mantaro y Cunas al comparar las columnas estratigráficas de esta tesis con las columnas estratigráficas y descripciones de Cabrera Nuñez (1982) y Wise (2007).

Se observan escalones de terrazas a lo largo del valle del río Cunas, que podrían indicar un levantamiento tectónico regional actuante en la zona. Además, se ha observado que el número de terrazas no permanece constante a lo largo del río Cunas, sino que aumenta desde el centro de la cuenca – cerca de la confluencia del río Cunas con el río Mantaro – hacia el borde occidental de la cuenca. Una explicación para esta distribución en el número de terrazas a lo largo del río Cunas sería un levantamiento tectónico diferencial actuante en el sector suroeste de la cuenca, de modo que el levantamiento tectónico aumenta desde la parte central de la cuenca hacia el borde occidental de la cuenca, igual como ha sido demostrado por ejemplo en Portugal (Cunha *et al.*, 2005) y España (Geach *et al.*, 2015); sin embargo, hay otros indicios que señalan que esto no sea necesariamente así: la elevación de la terraza más antigua (la más alta) con respecto a la llanura de inundación es de 35 ± 5 m en los cinco transectos recorridos; no se observa un aumento

consistente de esta elevación desde el centro hacia el borde de la cuenca. Esta afirmación contradice el argumento de la elevación tectónica en la cuenca. El aumento del número de terrazas hacia el oeste de la cuenca podría explicarse por cambios climáticos que controlan la relación de carga de sedimentos / descarga del río (Burbank y Anderson, 2001). La intensidad de la descarga del río Cunas es menor río-arriba, hacia el borde occidental de la cuenca y aumenta río-abajo, hacia la parte central de la cuenca. Una variación en el caudal generado por cambios climáticos tendrá mayor efecto sobre la erosión río-arriba; lo que podría explicar el aumento de terrazas hacia el borde oeste de la cuenca. Río-abajo, variaciones en el caudal por cambios climáticos no alterarán significativamente a la erosión que ejerce el río, pues en esta parte el río tiene de por sí un caudal elevado. El perfil longitudinal de un río que no ha sido modificado por efectos tectónicos tiene una forma cóncava hacia arriba suave, pudiendo esta forma ser modificada ante variaciones en el tipo de roca o en la tasa de levantamiento tectónico (Burbank y Anderson, 2001). En el caso del río Cunas, la presencia de un mayor número de terrazas fluviales aguas arriba puede explicarse porque el perfil longitudinal del río Cunas está en desequilibrio, debido a que la tasa de erosión es inferior a la tasa de levantamiento tectónico, produciéndose una mayor erosión aguas arriba (Mudd *et al.*, 2014). Un reciente estudio de Viveen *et al.* (2019) descarta la influencia de un control tectónico local para la preservación de los niveles de terraza observados en la cuenca de Huancayo, y demuestra que en lugar de ello, la formación de los niveles de terraza estuvo controlada por cambios climáticos. Según estos autores, la corta edad de las terrazas (Holoceno tardío) todavía no permite el registro de una deformación progresiva en los sedimentos.

El pliegue C es el más occidental de los tres estudiados y ha experimentado mayor compresión tectónica que los otros dos pliegues. El pliegue B se ha comprimido más que el pliegue A, y este

último experimentó la menor cantidad de compresión tectónica y se ubica en la parte central de la cuenca. Ello indica que la compresión tectónica aumenta desde el centro hacia el borde occidental de la cuenca, como también lo notaron Cabrera Nuñez (1982) y Blanc (1982). Se conoce el estado de compresión y acortamiento superficial en el borde oriental de la cuenca, en los alrededores de la zona de fracturas del Huaytapallana, a partir de los estudios de Philip y Mégard (1977) y Blanc (1984; citado en Dorbath *et al.*, 1990) sobre un segmento de falla de la zona de fracturas del Huaytapallana reactivado en 1969, donde la dirección de acortamiento superficial es de N65°E (Philip y Mégard, 1977) y la dirección de esfuerzo compresivo es de N75°E (Blanc, 1984; citado en Dorbath *et al.*, 1990). En el sector suroeste, Cabrera Nuñez (1982) obtuvo una dirección de compresión promedio de NNE-SSW a partir del análisis de estrías en cantos de las terrazas que asignó como Tf3 y de estrías en planos de fallas en arenas y limos. En esta tesis se halló la dirección de compresión promedio en el sector suroeste de la cuenca, cerca de la zona de fracturas de Altos del Mantaro (borde occidental), a partir del análisis de gravas con marcas de disolución extraídas de dos zonas (M1 y M2). Las gravas muestreadas de la zona occidental M2 (unidad de abanico aluvial del pliegue C) registraron una dirección de esfuerzo compresivo de N61°E-N83°E con un promedio de N72°E. La dirección de esfuerzo compresivo promedio obtenida está ligeramente orientada más hacia el Este que aquella obtenida por Cabrera Nuñez (1982) para la misma zona de estudio, pero es similar a aquella encontrada en el borde oriental de la cuenca por Blanc (1984; citado en Dorbath *et al.*, 1990). El desarrollo de marcas de disolución en la zona M2 indica que las gravas de esta zona han experimentado una compresión superior a los 10 MPa posterior a su deposición en el Plioceno Superior. Es posible que estas marcas se hayan desarrollado simultáneamente con el plegamiento de los estratos del Pliegue C, que según Cabrera Nuñez (1982) ocurrió en el Pleistoceno Medio. Por otro lado,

aquellas extraídas de la zona central de la cuenca (zona M1) no registraron evidencias claras de disolución por compresión tectónica; una razón puede ser porque en esta zona el esfuerzo de compresión no fue lo suficientemente grande para generar estas marcas ($\sigma_1 < 10$ MPa en gravas de M1); otra razón puede ser porque la corta edad de los sedimentos (Holoceno tardío; ver Viveen *et al.*, 2019) no ha permitido aún la formación de huellas por disolución. La ausencia de pliegues en este sector, sin embargo, es un argumento más para favorecer la primera hipótesis. Esto indicaría que desde el Plioceno Superior hasta el Cuaternario no ha habido suficiente intensidad de esfuerzo compresivo en la parte central de la cuenca para que se desarrollen marcas de disolución por presión en las gravas calcáreas de esta zona. La ausencia de pliegues en el sector sureste de la cuenca sumada con la disminución de la compresión tectónica desde el borde oeste hacia el centro de la cuenca sugiere que la deformación tectónica se disipa en la parte central de la cuenca, por donde corre el río Mantaro. Combinando los hallazgos, se propone que el esfuerzo compresivo actuante tanto en el borde Suroeste como el borde Este se disipa en la zona central de la cuenca. Es posible que exista una falla de cizalla en el centro de la cuenca que disipe los esfuerzos compresivos localmente. Esta falla de cizalla se trataría de una estructura de carácter regional, con longitud kilométrica paralela a las Cordilleras Oriental y Occidental y en medio de estas, y coincide con la zona de sutura producida durante la acreción del “Terrane de Paracas” con el Complejo del Maraón (Castroviejo *et al.*, 2009; Castroviejo *et al.*, 2010; Ramos, 2010; Chew *et al.*, 2016), o con el límite de la “Peruvian Forearc Sliver” definida por Villegas-Lanza *et al.* (2016). Bajo la dirección de los esfuerzos actuantes a ambos lados de la cuenca, la intensidad de los esfuerzos compresivos disminuye hasta disiparse o ser transformados en esfuerzos de cizalla mediante la falla de rumbo sinistral; la zona circundante de la falla sería una zona de influencia que comprende a la zona central y oriental de la cuenca y se trataría de la

sutura producida por la acreción del “Terrane de Paracas” con un ancho de unos cuantos kilómetros (Figura 4-1); sin embargo, más información es necesaria para confirmar esta hipótesis.

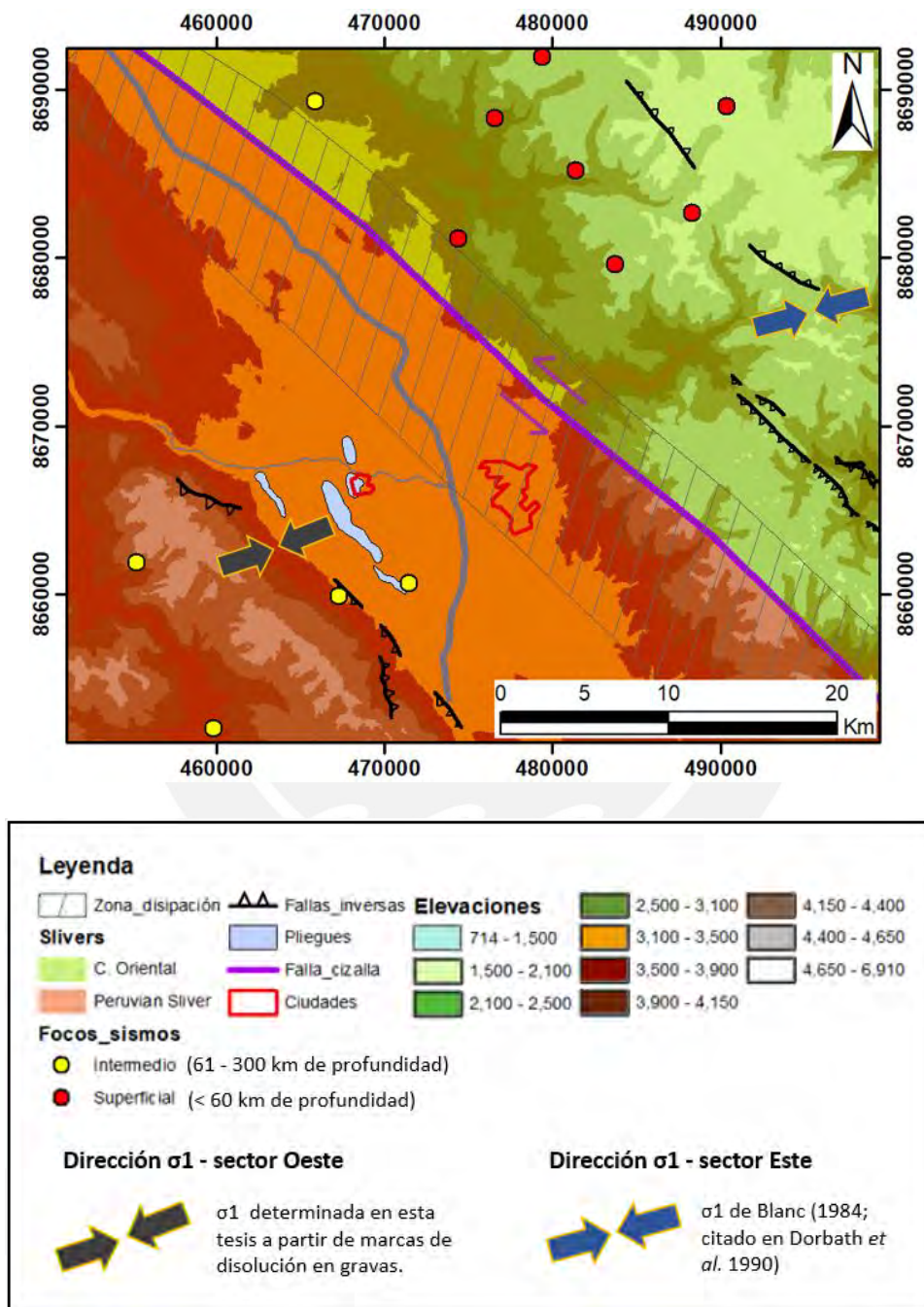


Figura 4-1 Mapa de elevaciones del tramo sur de la cuenca de Huancayo. Nótese las fallas activas a ambos flancos de la cuenca, extraídos de la carta geológica (INGEMMET, 2002) y de Dorbath et al. (1990) asociados a focos sísmicos tomados del mapa sísmico del IGP (2017). También se presenta el límite entre las dos continental slivers, extraído de Villegas-Lanza et al. (2016).

5 CONCLUSIONES

En los afloramientos visitados se observaron principalmente unidades lacustres, unidades de abanico aluvial y depósitos del río Cunas. Los estratos que componen los pliegues analizados se depositaron inicialmente como sedimentos lacustres intercalados con depósitos de abanicos aluviales. Se observa que las unidades más jóvenes son depósitos del río Cunas que incidieron sobre los sedimentos lacustres y aluviales. Se observaron hasta tres secuencias de abanicos aluviales, separadas por paleosuelos. En todos los afloramientos visitados se muestra un nivel de paleosuelo; excepto en el pliegue C, que expone dos unidades de paleosuelo. Se identifican los sedimentos fluviales del río Cunas como terrazas en los siguientes tres casos: encajando sobre unidades de abanico aluvial sin deformación aparente, encajando sobre estratos aluviales deformados y encajando sobre unidades lacustres. Al comparar las características sedimentarias de estas unidades con las descripciones y columnas sedimentarias de Wise (2007) y de Cabrera Nuñez (1982), se asigna una edad Plioceno Superior para las unidades de abanico aluvial y una edad Cuaternaria para los sedimentos del río Cunas, que ahora se encuentran encajando sobre sedimentos más antiguos como terrazas fluviales.

El aumento del número de terrazas del río Cunas desde el centro hacia el Oeste de la cuenca no se generó por un levantamiento tectónico diferencial, sino que estuvo controlado por cambios climáticos.

El estado de compresión tectónica varía a través de la cuenca de Huancayo. El borde Este de la cuenca experimenta esfuerzos compresivos que reactivaron a la zona de fracturas del Huaytapallana en 1969 y fue estudiado por Philip y Mégard (1977) y Blanc (1984; citado en Dorbath *et al.*, 1990). Desde el borde Oeste hacia el centro de la cuenca, la compresión tectónica disminuye. Esto está evidenciado porque (1) los pliegues registran un mayor acortamiento hacia

el borde occidental de la cuenca; (2) las gravas muestreadas en el pliegue más occidental presentan marcas de disolución bien desarrolladas que indican una dirección de compresión tectónica promedio de N72°E desde el Plioceno-Cuaternario; (3) las gravas muestreadas en el centro de la cuenca no registran marcas de disolución claras; y (4) los sedimentos del Plioceno-Cuaternario en el sector centro y sureste de la cuenca no han sido plegados.

Se infiere que una falla de cizalla sinistral de carácter regional ubicada paralela y entre las Cordilleras Oriental y Occidental se desarrolla a lo largo de la zona de sutura producida durante la acreción del “Terrane de Paracas”, o a lo largo del límite de la “Peruvian Forearc Sliver” según el modelo de “Continental Slivers”. Los esfuerzos compresivos se disipan y/o transforman a esfuerzos de cizalla en una zona de influencia de esta falla de cizalla inferida, que se trata de la sutura producida durante la acreción del “Terrane de Paracas” y comprende a la zona central y oriental de la cuenca de Huancayo.

6 AGRADECIMIENTOS

Quedo muy agradecido con mi asesor, el Dr. Ing. Willem Viveen, por la supervisión, asesoría y consejo brindado durante todo el desarrollo de la tesis y cuyas invaluables sugerencias y comentarios ayudaron a mejorar la calidad de su contenido. Del mismo modo, deseo extender mi agradecimiento al Dr. Jean Francois Vallance y al Dr. Carlos Benavente Escóbar, ambos docentes del Departamento de Ciencias e Ingeniería en la especialidad de Ingeniería Geológica, por sus valiosos comentarios y sugerencias para mejorar la memoria de esta tesis. Así mismo, quiero agradecer al profesor Leonardo Zevallos Valdivia y a la profesora Maria del Rosario Gonzalez Moradas por su importante apoyo brindado durante las visitas al campo realizadas. Finalmente, quiero agradecer al Vicerrectorado de Investigación por haberme otorgado el premio PADET (Programa de Apoyo al Desarrollo de Tesis de Licenciatura), cuyos fondos fueron destinados para cubrir los gastos relacionados con las dos visitas de campo realizadas para el desarrollo de esta tesis.

7 **BIBLIOGRAFÍA**

Amrouch, K., Robion, P., Callot, J.-P., Lacombe, O., Daniel, J., -M., Bellahsen, N. and Faure, J., -L., 2010, Constraints on deformation mechanisms during folding provided by rock physical properties: a case study at Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA): *Geophysical Journal International*, v. 182, p. 1105-1123. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04673.x

ASTER GDEM Validation Team, 2011, ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validations Results, METI & NASA, 27 p.

Blair, T., C. and McPherson, J., G., 2009, Processes and Forms of Alluvial Fans. In Parsons, A., J and Abrahams, A., D. *Geomorphology of Desert Environments* (2nd ed.), p. 413-467. doi: 10.1007/978-1-4020-5719-9 14.

Blanc, J.L., 1982, Informe sobre los estudios de neotectónica de la cuenca de Huancayo y de la zona de Satipo – San Ramón: Informe del Instituto Geofísico del Perú.

Bridgland, D. and Westaway, R., 2008, Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon: *Geomorphology*, v. 98, p. 285-315. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.12.032

Burbank, D. and Anderson, R., 2001, *Tectonic Geomorphology*: Malden, Blackwell Publishing, 274 p.

Cabrera Nuñez, J., 1982, *Estratigrafía y neotectónica del S.W. de la cuenca de Huancayo*: Tesis Ingeniero Geólogo, Arequipa, Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, 140 p.

Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Mišković, A. and Ibañez-Mejía, M., 2010, Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic

perspectives: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 92-104. doi: doi:10.1016/j.jsames.2009.07.011

Castroviejo, R., Feliciano Rodrigues, J., Acosta, J., Pereira, E., Romero, D., Quispe, J. y Antonio Espí, J., 2009, Geología de las ultramafitas pre-andinas de Tapo y Acobamba, Tarma, Cordillera Oriental del Perú: *Geogaceta*, Sociedad Geológica de España v. 46, p. 7-10.

Castroviejo, R., Macharé, J., Castro, P., Pereira, E., Rodrigues, J.F., Tassinari, C.G., Willner, A. and Acosta, J., 2010, Significado de las ofiolitas neoproterozoicas de la Cordillera Oriental del Perú (9°30'-11°30'): XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Especial n. 9, p. 51-53.

Chew, D.M., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A. and Mišković, A., 2007, U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 697-711. doi: 10.1130/B26080.1

Chew, D.M., Pedemonte, G. and Corbett, E., 2016, Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru: *Gondwana Research*, v. 35, p. 59-78. doi: 10.1016/j.gr.2016.03.016

Cunha, P.P., Martins, A.A., Daveau, S. and Friend, P.F., 2005, Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão – Central Portugal (Atlantic Iberian border): *Geomorphology*, v. 64, p. 271-298. doi: 10.1016/j.geomorph.2004.07.004

Digital Globe, September 1st, 2015, Vivid-Peru [Imagen Satelital], World View-3, 16 bands VNIR-SWIR. Scale (ca 1:40,000).

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J. and Sebrier, M., 1990, Seismicity of the Huancayo Basin (central Perú) and the Huaytapallana Fault: *Journal of South American Earth Sciences*, v.3, p. 21-29.

ESRI, 2017, June 29th, GIS Dictionary, Retrieved from <https://support.esri.com/en/other-resources/gis-dictionary>

Estévez, A., Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1982, Evidencia de una fase compresiva de edad tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas: *Estudios geol.*, v. 38, p. 55-60.

Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P. and Soula, J., 2015, Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: *Tectonics*, v. 34. doi: 10.1002/2014TC003641.

Fossen, H., 2010, *Structural Geology*: New York, Cambridge University Press, 463 p.

Geach, M.R., Viveen, W., Mather, A.E., Telfer, M.W., Fletcher, W.J., Stokes, M. and Peyron, O., 2015, An integrated field and modelling study of controls on late Quaternary fluvial landscape development (Tabernas, SE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 1907-1926. doi: 10.1002/esp.3768.

Goudie, A.S. (Ed.), 2004, *Encyclopedia of Geomorphology*: London, New York, Routledge Ltd, 1156 p.

Grotzinger, J. and Jordan, T.H., 2014, *Understanding Earth* (7th ed.): New York, W.H. Freeman and Company, 672 p.

Holcombe, R., 2003, GEOrient v. 9.5.1, <http://www.holcombe.net.au/software/georient.html>

Homza, T.X. and Wallace, W.K., 1995, Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 575-588.

Hossack, J.R., 1979, The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review: *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 705-711. doi: 10.1144/gsjgs.136.6.0705.

Instituto Geofísico del Perú (IGP) (Tavera, H.), 2017, Mapa Sísmico del Perú, Perú [Mapa Geológico] (Escala 1:2'250,000). Obtenido de https://scts.igp.gob.pe/sites/scts.igp.gob.pe/files/mapas/mapa-sismico/2017/Mapa_sismico_2017_B1.pdf

Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) (Quispesivana, L. y Navarro, P.), 2002, Mapa Geológico del Cuadrángulo de Huancayo, Perú [Mapa Geológico] (Escala 1:100 000). Obtenido de <http://geocatminapp.ingemmet.gob.pe/complementos/descargas/Mapas/Geologia100/Franjas/imagenes/geo25m.jpg>

Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. and Dumont, J.F., 2000, Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress*, p. 481-559.

James, D.E., 1971, Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3325-3346. doi: 10.1130/0016-7606(1971)82[3325:PTMFTE]2.0.CO;2.

Jordan, G., Meijninger, B., M., L., van Hinsbergen, D., J., J., Meulenkamp, J., E. and van Dijk, P., M., 2005, Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 7. doi: 10.1016/j.jag.2005.03.003.

Krumbein, W.C., 1941, Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.11, n. 2, p. 64-72.

Leopold, L.B. and Bull, W.B., 1979, Base level, aggradation, and grade: *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 123, p. 168-202.

Marocco, R., Lavenu, A. and Baudino, R., 1995, Intermontane late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: sedimentologic and tectonic characteristics, in Tankard, A., J., Suárez, S., R. and Welsink, H., J. (Eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir N° 62*, p. 597-613.

McCaffrey, R., 2013, Crustal Block Rotations and Plate Coupling, in Stein, S. and Freymueller, J.T. (Eds.), *Plate Boundary Zones: AGU, Geodynamics Series 30*, p. 101-122. doi: 10.1029/GD030p0101.

McEwen, T.J., 1978, Diffusional Mass Transfer Processes in Pitted Pebble Conglomerates: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 405-415. doi: 10.1007/BF00383300.

McKee, E.H. and Noble, D.C., 1982, Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 657-662.

Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru: *Journal of the Geological Society*, v. 141, p. 893-900. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.

Mégard, F., Noble, D.C., McKee, E.H and Bellon, H., 1984, Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1108-1117. doi: 10.1130/0016-7606(1984)95<1108:MPONCD>2.0.CO;2.

Miall, A., D., 2006, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology* (4th printing). doi: 10.1007/978-3-662-03237-4.

Mitra. S., 2003, A unified kinematic model for the evolution of detachment folds: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1659-1673. doi: 10.1016/S0191-8141(02)00198-0.

Morgan, W.J., 1968, Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 1959-1982.

Mudd, S.M., Attal, M., Milodowski, D.T., Grieve, S.W.D. and Valters, D.A., 2014, A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis: *Journal of Geophysical Research*, v. 119, p. 138-152. doi: 10.1002/2013JF002981

NASA, 2017, September 19th, GeoTIFF, Retrieved from <https://earthdata.nasa.gov/user-resources/standards-and-references/geotiff>

NASA/METI/Japan Space Systems and US/Japan ASTER Science Team (2009), ASTER Global Digital Elevation Model version 2 (GDEM 2), <https://lpdaac.usgs.gov/node/1079>, accessed on July 1st, 2018.

Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*, Second Edition: West Sussex, Wiley-Blackwell, A John Wiley & sons, Ltd., Publication, 419 p.

Noble, D.C., McKee, E.H. and Mégard, F., 1979, Early Tertiary “Incaic” tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru: *Geological Society of America Bulletin*, Part 1, v. 90, p. 903-907.

Nocquet, J-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña-Mendoza, J.M., Martinez, W., Tavera, H. and Yepes, H., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes: *Nature Geoscience*, v. 7., p. 287-291. doi: 10.1038/NGEO2099.

Novák-Szabó, T., Sipos, A., A., Shaw, S., Bertoni, D., Pozzebon, A., Grottoli, E., Sarti, G., Ciavola, P., Domokos, G. and Jerolmack, D., J., 2018, Universal characteristics of particle shape evolution by bed-load chipping: *Science Advances*, v. 4, eaao4946. doi: 10.1126/sciadv.aao4946.

Pazzaglia, F.J., 2013, *Fluvial Terraces*, in Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*: San Diego, CA, Academic Press, p. 379-412. doi: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7.

Pérez-Peña, J., V., 2009, *GIS-Based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation*: PhD Thesis, Granada, Universidad de Granada, 139 p.

Philip, H. and Mégard, F., 1977, Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (central Peru): *Tectonophysics*, v. 38, p. 259-278.

Ramos, V.A., 2010, The Grenville-age basement of the Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 77-91. doi: 10.1016/j.jsames.2009.09.004

Ramsay, J.G. and Lisle, R., 2000, *The techniques of Modern Structural Geology: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology*, vol. 3: London, Elsevier Academic Press, 1061 p.

Ruano, P., 2003, *Estructuras tectónicas recientes en la transversal central de las cordilleras Béticas*: Tesis Doctoral, Granada, Universidad de Granada, 446 p.

Ruano, P. and Galindo-Zaldívar, J., 2004, Striated and pitted pebbles as paleostress markers: an example from the central transect of the Betic Cordillera (SE Spain): *Tectonophysics*, v. 379, p. 183-198. doi: 10.1016/j.tecto.2003.11.001.

Scherrenberg, A.F., Jacay, J., Holcombe, R.J. and Rosenbaum, G., 2012, Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 38, p. 147-158. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.006>

Schrader, F., 1988, Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 41-52.

Sempere, T., 2004, Las “fases tectónicas” en los Andes Centrales: Esplendor y decadencia de un paradigma geológico: *Publicación Especial SGP*, nº 5, p. 203-216.

Suárez, G., Molnar, P. and Clark-Burchfiel, B., 1983, Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 403-428.

Todd, S.P., 1989, Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin: *Sedimentology*, v. 36, p. 513-530.

Twiss, R.J. and Moores, E.M., 2007, *Structural Geology* 2nd edition: New York, W.H. Freeman and Company, 736 p.

Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J. and Nocquet, J.-M., 2016, Active Tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121. doi: 10.1002/2016JB013080.

Viveen, W., Schoorl, J., M., Veldkamp, A., Van Balen, R., T., Vidal-Romani, J., R., 2013, Fluvial terraces of the northwest Iberian lower Miño River: *Journal of Maps*, v. 9, p. 513-522. doi: 10.1080/17445647.2013.821096.

Viveen, W., Zevallos-Valdivia, L. and Sanjurjo-Sanchez, J., 2019, The influence of centennial-scale variations in the South American summer monsoon and base-level fall on the Holocene fluvial systems in the Peruvian Andes: *Global and Planetary Change*, v. 176, p. 1-22. doi: 10.1016/j.gloplacha.2019.03.001.

Whittaker, A.C, 2012, How do landscapes record tectonics and climate, *Lithosphere*, v. 4, p. 160-164.

Wise, J., M., 2007, Tectono-Stratigraphic History of the Huancayo Intermontane Basin, Central Perú: *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 102, p. 63-78.