

ANALISIS GEOMORFOLÓGICO, SUBCUENCA RÍO BLANCO, CORDILLERA CENTRAL-LIMA



INAIGEM, 2021

Contenido

1. INTRODUCCIÓN	3
2. ÁREA DE ESTUDIO	3
3. METODOLOGÍA	4
4. DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA	6
4.1. MONTAÑAS	8
4.1.1. Ambiente Glaciar – Formas acumulativas	8
a) Glaciares	8
b) Morrenas	10
c) Till Indiferenciado	14
d) Llanuras de origen lacustre	14
4.1.2. Ambiente Glaciar - Formas Erosivas	15
a) Superficies de Abrasión	15
b) Superficies de Sobre - Excavación	17
4.1.3. Ambiente Peri-glaciar – Formas Acumulativas	18
a) Laderas de Gelifractos	18
b) Glaciares Rocosos	19
4.1.4. Ambiente Periglaciar - Formas Erosivas	20
a) Crestas Supra-Glaciares	20
4.2. LADERAS EROSIVAS	21
4.2.1. Superficies de Erosión	21
c) Laderas Degradadas	21
4.3. FORMAS AGRADACIONALES	22
4.3.1. Laderas Deslizadas	22
4.3.2. Conos de Deyección	23
4.3.3. Conos Fluvio-Glaciares y Aluvionales de Fondo de Valle	23
5. CONCLUSIONES	24
6. RECOMENDACIONES	25
7. BIBLIOGRAFÍA	26

1. INTRODUCCIÓN

Dotados de una gran capacidad morfogenética, los glaciares además de su trabajo de transporte, realizan significativas labores de erosión y acumulación, producto de las cuales se origina una morfología muy original y bien diferenciada (gran parte de la cual no puede ser observada sino hasta que se produce la desaparición de los propios cursos de hielo que la han generado) (Muñoz, 1995). Estos procesos se observan en casi la totalidad de la subcuenca Río Blanco, lo que evidencia la gran actividad glaciar del pasado.

En este documento se presenta la caracterización de la geomorfología actual en la subcuenca Río Blanco- Provincia de Huarochirí, Departamento de Lima. La intensa actividad geodinámica evidenciada en la cuenca, se debe a la gran actividad glaciar y peri-glaciar ocurrida durante el Pleistoceno y Holoceno, sumando a ello los procesos de intemperismo, sismicidad, erosión, acumulación, entre otros.

La dinámica glaciar y sobre todo la peri-glaciar, no sólo se observa en la parte alta de la cuenca (glaciar Shullcón y Laguna La Rinconada), sino también en la parte media, ya que en el pasado, cuando el clima era más frío, el relieve de casi toda la subcuenca Río Blanco estuvo influenciada por la dinámica glaciar, sumando a este proceso los movimientos gravitacionales, como deslizamientos, caídas de roca y flujos de detritos, que también son fenómenos muy importantes en el modelado del relieve, así como los procesos erosivos o degradacionales que afectan las laderas, sobre todo de la parte baja de la subcuenca, cerca de la desembocadura del Río Blanco con el río Rímac.

A continuación, se describen las geoformas identificadas en la subcuenca, incluyendo su representación cartográfica en un mapa geomorfológico a escala de 1:25,000. Esta información sirve como fundamento en estudios físicos, ambientales y glaciológicos, contribuyendo a una mejor comprensión y gestión del territorio que orienten acciones de adaptación y desarrollo sostenible en el ámbito de la subcuenca del río Blanco, y también a generar nuevas perspectivas de la investigación a futuro.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La subcuenca hidrográfica de Río Blanco cuenta con una superficie aproximada de 233.11 km², y se localiza en la Cordillera Central de los Andes, (11°50'S - 76°09'), sus aguas provienen de la represa de Yuracmayo, que a su vez es alimentada por el glaciar Shullcón y los procesos de escurrimiento e

infiltración que ocurren en las laderas que la conforman. El río Rímac recibe los aportes de la subcuenca por su margen izquierda, muy cerca a la localidad de San Mateo, y recorre alrededor de 100km hasta desembocar al Océano Pacífico atravesando la ciudad de Lima (**Figura 1**).

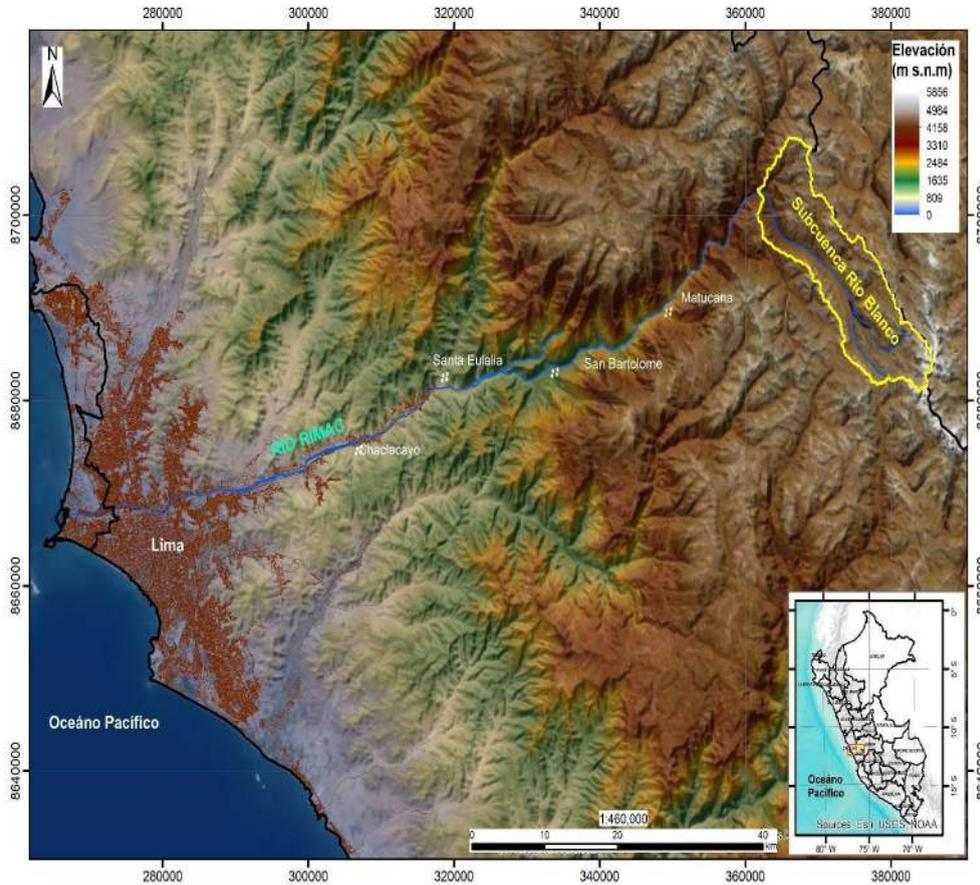


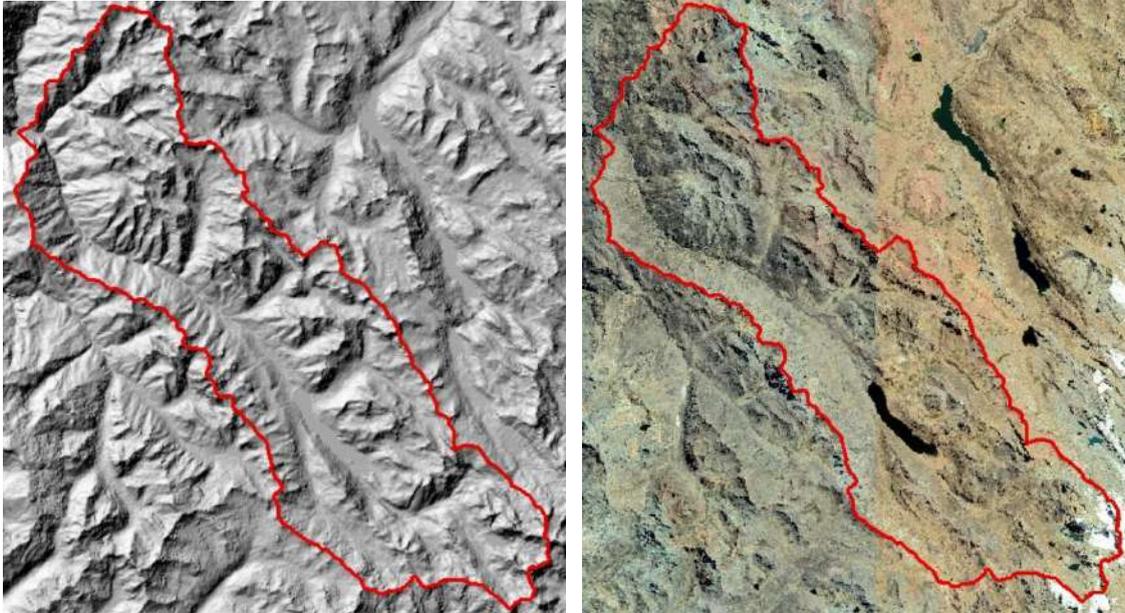
Figura 1: Mapa de ubicación de la subcuenca Río Blanco

3. METODOLOGÍA

La elaboración del Mapa Geomorfológico, se realizó con la técnica convencional de fotointerpretación, utilizando primeramente una imagen de *Google Earth* con resolución de 5 m, un modelo de elevación digital (DEM) *Alos Palsar* de 12.5 m (**Figuras 2 y 3**). Sobre esta base de información digital se reconocieron y cartografiaron las unidades geomorfológicas, tomando como base bibliográfica de referencia, diversos libros sobre Cartografía Geomorfológica y Geomorfología General (Peña, 1997; Trombotto, 2014; IGME, 2004; Muñoz, 1995; Gutiérrez Elorza, 2008) que han permitido definir la clasificación de las unidades geomorfológicas.

Complementariamente se realizó visitas de campo focalizadas al interior de la subcuenca del Río Blanco sobre todo en el área glaciar y periglacial con el propósito de verificar la exactitud temática de la clasificación realizada en gabinete siendo cuatro sectores los priorizados: Aicaranga, Rinconada,

Shullcón, y Yuracmayo, los cuales se distribuyen alrededor de los 4,300 a 5,000 msnm (**Figura 4**). En esta etapa, se obtuvieron también imágenes aéreas mediante la tecnología RPAS en las áreas de inspección focalizada correspondientes a las áreas peri-glaciares de los sectores antes mencionados con el fin de mejorar la precisión cartográfica (**Figura 5 y 6**).



Figuras 2 y 3: Límite de la subcuenca Río Blanco. A la izquierda el mapa de sombras, obtenido del DEM Alos Palsar de 12.5 m de resolución y a la derecha una imagen de Google Earth de 5 m.

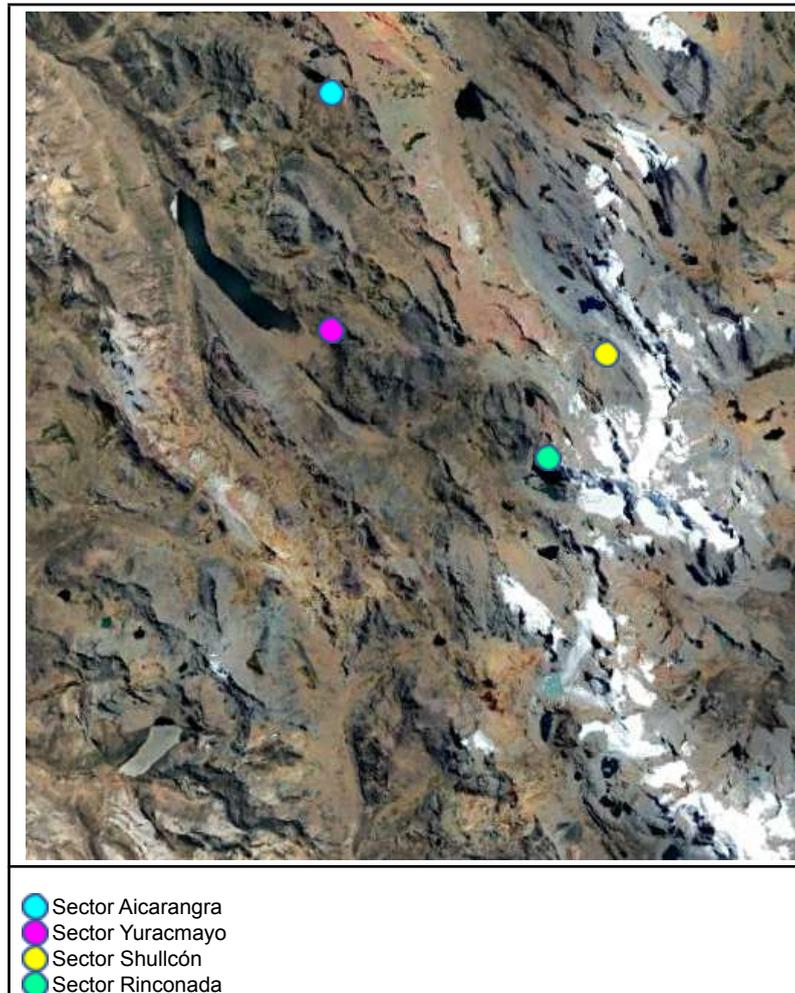
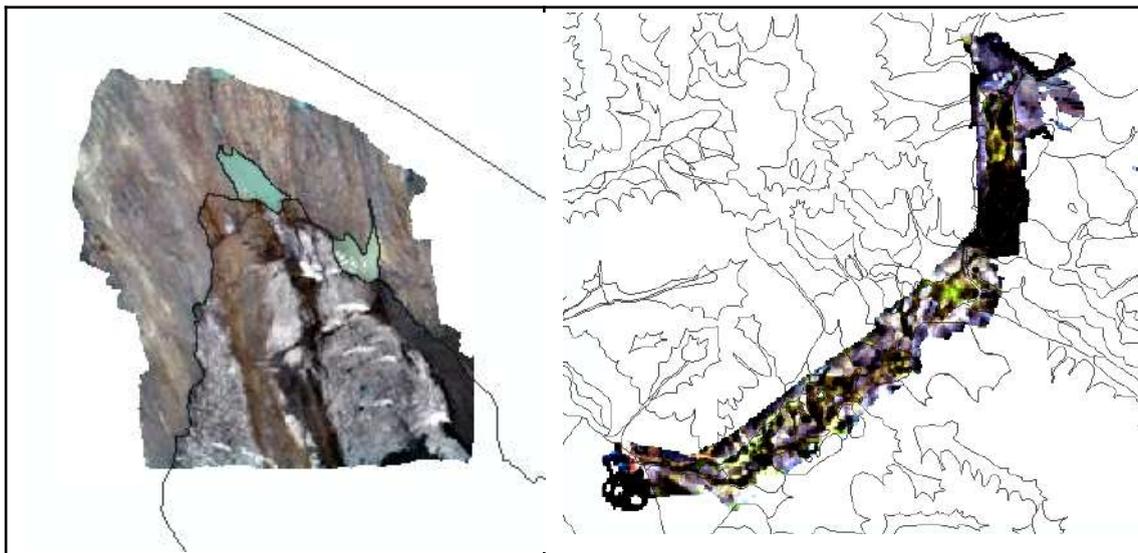


Figura 4. Sectores con verificación de campo en la subcuenca del río Blanco.



Figuras 5 y 6: Orthophotos obtenidas mediante la tecnología RPAS en el ámbito de la cuenca Río Blanco, con resolución de 0.1 m. A la izquierda frente del glaciar Shullcón y a la derecha actualización del mapa geomorfológico en el sector Aicarangra.

4. DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Se analiza y explica el origen de las distintas formas del relieve en la subcuenca Río Blanco. Para ello, primeramente, se hace una evaluación macro de los accidentes geográficos y cambios abruptos del relieve, llegando a establecer 2 zonas de análisis: 1) Una montañosa, que domina la mayor parte de la cuenca, y donde predominan los procesos acumulativos y erosivos resultantes de la dinámica glacial y peri-glacial actual y del pasado (**Foto 1**) y 2) Una zona de laderas erosivas, que no presentan la acción modeladora glacial y que se encuentra hacia la parte baja de la cuenca, cerca a la desembocadura con el río Rímac (**Foto 2**). En esta zona, predominan los procesos denudativos que consecuentemente generan gran cantidad de movimientos de masa. En ambas zonas, se observan también procesos gravitacionales, es decir gran cantidad de movimientos en masa como caída de rocas y detritos, flujos de detritos y deslizamientos.

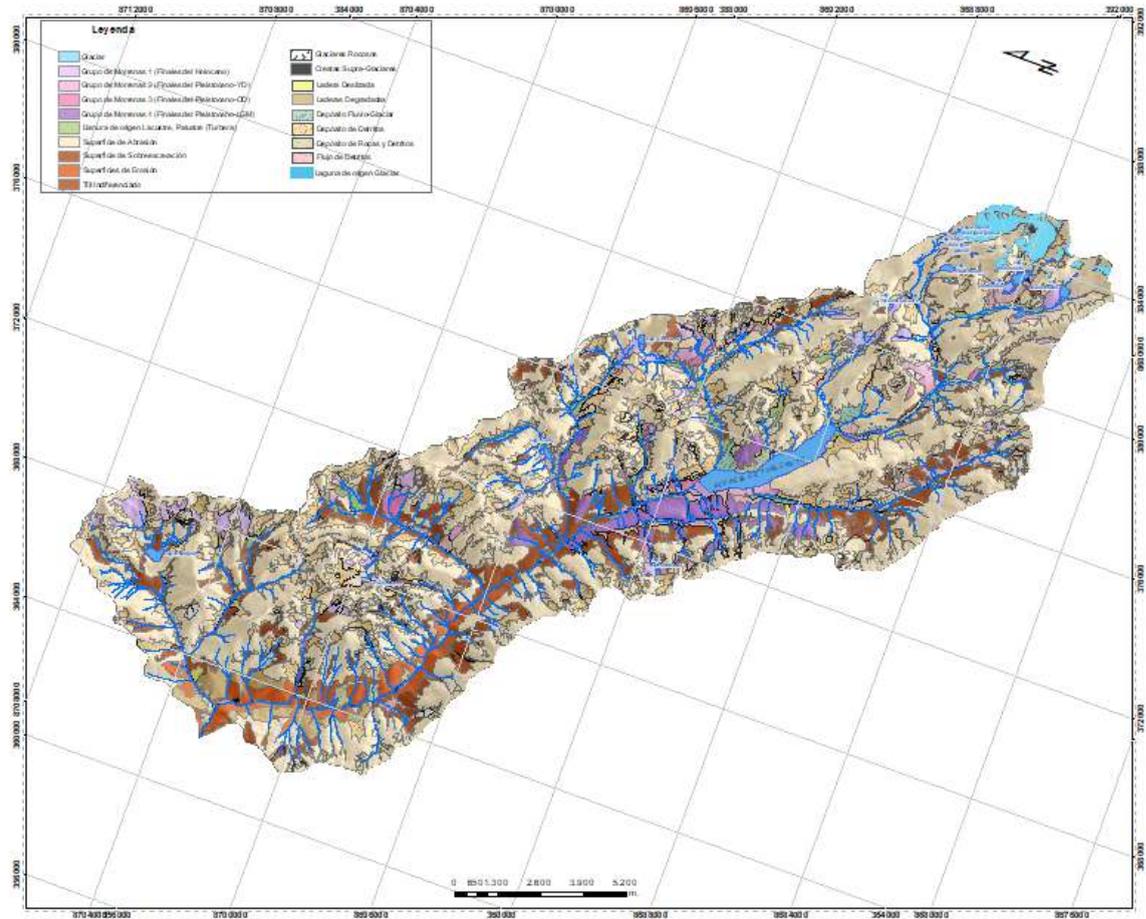
Los procesos geomorfológicos y las unidades resultantes, son resumidas en el **Cuadro 1**. La **Figura 7**, muestra la distribución de las unidades geomorfológicas en la subcuenca Río Blanco. El mapa geomorfológico de la zona de trabajo se adjunta a este documento en una escala aproximada de 1:25000.

Cuadro 1. Unidades Geomorfológicas definidas

ZONA	PROCESOS	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	SUPERFICIE %
Montañosas	Glaciares	Acumulativas Glaciares Morrenas Till Indiferenciado Llanuras de origen lacustre Erosivas Superficies de Abrasión Superficies de Sobre-Excavación	73
	Peri-glaciares	Acumulativas Laderas de Gelifractos Glaciares Rocosos Erosivas Crestas Supra-Glaciares	0.22
Laderas Erosivas	Denudativos o Erosivos	Laderas Degradadas Superficies de Erosión	4.3

Gravitacionales o Agradacionales	Laderas Deslizadas Conos de Deyección Conos Fluvio-Glaciares Depósito de Detritos Depósito de Rocas y Detritos	22
----------------------------------	--	----

Figura 7: Mapa Geomorfológico de la subcuenca Río Blanco



Fuente : Elaboración propia.

4.1. MONTAÑAS

Es la zona dominante en la subcuenca Río Blanco, muestra evidencias erosivas y acumulativas de actividad glaciaria y peri-glaciaria actual y pasada. Profundos valles glaciares y altas montañas configuran el paisaje dominante en esta zona.

En esta zona se diferencian los ambientes glaciares (relacionados íntimamente a la dinámica glaciaria actual y pasada) y los ambientes peri-glaciares (relacionados a los ciclos de congelamiento y descongelamiento), al interior de cada clase se diferencia entre las formas acumulativas o sedimentarias y erosivas (**Cuadro 1**).

4.1.1. Ambiente Glaciario – Formas acumulativas

a) Glaciares

Un glaciar es una masa de hielo que se forma por la acumulación de la nieve en regiones de altas latitudes y altitudes, con el paso del tiempo, los cristales de hielo que conforman la nieve se acumulan y compactan, perdiendo porosidad e incrementando su recristalización, la cual da origen al hielo glaciario, que es una densa masa que desciende por las laderas de las montañas impulsada por su propio peso, es decir su movimiento es principalmente gravitacional.

Este movimiento puede originar distintas estructuras internas y externas de deformación, como es la **estratificación glaciaria** marcada por la alternancia de capas de hielo, **los pliegues o bandeamientos** que resultan de la variación de velocidad de desplazamiento del flujo que genera deformaciones plásticas, **las grietas o crevasses** que son las estructuras más abundantes de los glaciares y obedecen a esfuerzos tensionales (Menzies, 1995), **los seracs** que son sistemas de grietas entrecruzadas, **la rimaya** que es la grieta que separa el hielo del basamento rocoso en la cabecera del glaciar y las **fallas de gravedad y deslizamiento** que se desarrollan en zonas de gran pendiente debido a la relativa rigidez y al movimiento del flujo valle abajo.

En la subcuenca del Río Blanco, los glaciares representan el 1.15% del área total. Se emplazan en las vertientes occidentales del nevado Shullcón, cuyo frente glaciario aporta a dos subcuencas (**Fotos 3 y 4**).



Foto 3: Glaciares en la cabecera del valle Río Blanco.



Foto 4: Superficie del glaciar Shullcón.

b) Morrenas

Las morrenas son depósitos glaciáricos sedimentarios, constituidos por bloques de roca, detritos y sedimentos heterogéneos, que en conjunto configuran el *Till*, estas formas, se originaron por la dinámica glaciaria en las laderas de las montañas y en los fondos de valle, y registran la existencia de antiguos avances glaciares.

Las morrenas quedan después que un glaciar se ha retirado, y dan evidencia paleo-climática de su extensión pasada. Las morrenas pueden tener partes congeladas y existir en ambientes de permafrost. De existir en pendientes, pueden mostrar evidencia de reptación (Trombotto et al., 2014).

Existen tres tipos de morrenas: las morrenas externas, internas y de fondo, conforme se describe a continuación (Muñoz, 1995).

- Las morrenas externas están compuestas en su mayor parte por fragmentos procedentes de la dinámica de vertientes, se acumula en los márgenes de la lengua, constituyendo así, las morrenas laterales, que son acumulaciones lineales pegadas a las laderas de valles. Se identifican arcos morrénicos frontales que se localizan en la terminación o el frente glaciario, suelen tener una forma semicircular o en «arco» y también morrenas laterales constan de una vertiente interna relativamente escarpada y una externa de pendiente más suave.

En la zona de estudio, se observan gran cantidad de morrenas externas, aunque en la mayor parte de los casos, muy desmanteladas y erosionadas. Los valles transversales a Río Blanco como Copa, Pucullo y Cultay, conservan desde sus cabeceras una serie de morrenas dispuestas de manera escalonada a lo largo de todo el valle. Este emplazamiento está relacionado a las distintas glaciaciones experimentadas en el pasado (**Foto 5**).



Foto 5: Frente morrénico a la salida del valle Pucullo, en su desembocadura con el Río Blanco. Fotografía de Google Street View

Con frecuencia, no existe un sólo arco morrénico, sino varios que pueden estar más o menos separados entre sí, y formar surcos intramorrénicos, que a veces acogen lagunas o turberas (**Figura 8**).



Figura 8: Surcos intramorrénicos en las morrenas más cercanas al frente glaciar actual en el nevado Shullcón.

- La unión de la carga lateral de dos lenguas glaciares da lugar a la aparición de una franja detrítica en el interior de la corriente de hielo a la que se da el nombre de morrena media (**Figura 9**).



Figura 9: Posible morrena media formada durante el Último Máximo Glaciar (~25ka) en el Valle Río Blanco.

- Las morrenas internas están compuestas por materiales detríticos que son transportados dentro de la masa de hielo en movimiento. En su mayor parte dichos materiales son de procedencia externa y han sido recibidos por el glaciar en su área de alimentación, donde se han visto recubiertos por capas de nieve, quedando asimilados en los volúmenes helados.
- Las morrenas de fondo, comprenden la carga sólida que los glaciares arrastran en su base, es decir se localizan en el contacto del flujo de hielo con el fondo de su lecho”

Las morrenas internas y de fondo, quedan expuestas luego del derretimiento de los glaciares y configuran un paisaje sumamente complejo. En la zona de estudio, no se identificaron este tipo de morrenas

En cuanto a la clasificación cronológica relativa de las morrenas en la subcuenca Río Blanco, se han identificado al menos cuatro generaciones de morrenas, estos avances fueron relacionados a dataciones cosmogénicas realizadas en otros sectores de los Andes, ya que la disposición del emplazamiento de estos depósitos coincide geomorfológicamente con los observados en el valle Río Blanco. A continuación se describen los principales hallazgos:

- El grupo más antiguo (morrenas M1), son coherentes con un LGM (*Last Glaciar Máximun*) temprano ~32-24 ka, que ha sido propuesto en diversos trabajos para los Andes Centrales (Shakun et al., 2015; Smith et al., 2005) y otras montañas del mundo (Clark et al., 2009; Hughes et al., 2013). Se encuentran fundamentalmente en las paredes de la margen izquierda del valle río Blanco, cerca de la laguna Yuracmayo y recogía lenguas glaciares que también descendían del valle Yanavisca

(Figuras 10). Se observan también este grupo de morrenas, descendiendo por las vertientes orientales de los cerros Lipina, Jurao y Muquie, aunque con menor recorrido.

- Las morrenas M2, tienen edades ~20-12 ka, engloban el evento boreal frío H1 y la gran transgresión Tauca, que generó un paleo-lago de 52.000 km² y 120 m de profundidad en el centro de la cuenca de Uyuni en el altiplano boliviano (Blard et al., 2009; Blard et al., 2011). Se interpreta el emplazamiento de estas morrenas en los valles Río Blanco, Cutay y Aicarangra.
- El grupo de morrenas M3 (~14-8 ka), comprende el enfriamiento boreal durante el YD (*Younger Dryas*), la transgresión Coipasa y la mayor abundancia de los últimos 30 ka de plancton de agua dulce en el lago Titicaca (Fritz et al., 2007). Se localizan fundamentalmente y muy aglomeradas en las vertientes occidentales de los cerros Aicarangra y Antagrande.
- Finalmente, las morrenas M4, (~0.4 ka), emplazadas muy cerca al frente glaciario actual (**Foto 6**), sugieren el avance de la PEH (Pequeña Edad de Hielo), que fue el último periodo frío globalmente reconocido. En los Andes Centrales, este periodo tuvo lugar entre los años ~1500 y 1850-1890, según indican los isótopos de oxígeno en testigos de hielo del glaciar Quelcaya (Thompson et al., 1986) y dataciones cosmogénicas ¹⁰Be en la cordillera Vilcabamba (Licciardi, 2009). Estas morrenas se emplazan bajo condiciones especiales, entre los 4800 y 5000 m.s.n.m.



Figura 10: Emplazamiento de la morrena M1 en la margen izquierda del valle Río Blanco



Foto 6: cuerpo de una morrena de la Pequeña Edad de Hielo en la cabecera del valle Río Blanco.

c) Till Indiferenciado

El término *till* es la carga glacial cuando aún está siendo transportada o cuando su deposición ha sido relativamente reciente y se mantienen sus características originarias y la palabra *tillita* para referirse a dicha carga cuando muestran ya algún grado de diagénesis (Muñoz, 1995).

Esta unidad, está constituida por morrenas externas desmanteladas, deformadas y erosionadas, que quedan expuestas, en casi toda la zona de estudio, existen grandes áreas cubiertas por depósitos glaciáricos, que no se pueden relacionar a las fases glaciares que mencionamos antes, ya que su distribución y emplazamiento es muy complejo, por lo que se vio la necesidad de cartografiarlos de manera particular como Till indiferenciado.

d) Llanuras de origen lacustre

Estas geoformas, son planicies originadas por el desagüe de lagunas de origen glacial, las cuales a su vez se originaron por el derretimiento de hielo durante el retroceso de los glaciares. Son ecosistemas semi-acuáticos cenagosos, caracterizados por presentar una acumulación de materia orgánica y material

resultante de procesos sedimentarios en aguas estancadas y lagunas (Göttlich, 1990 en Trombotto et al., 2014).

En los valles glaciares y peri-glaciares, se encuentran humedales denominados vegas o mallines, que representan también ecosistemas similares a las turberas. Los mallines pueden encontrarse cercanos a los glaciares o en ambientes de tundra andina con condiciones criogénicas (con hielo) o de congelamiento invernal similares a las turberas (Trombotto et al., 2014).

Estas geoformas, por lo general se encuentran dispuestas en cubetas escalonadas a lo largo de los valles glaciares de Río Blanco, Copa, Pucullo, Cutay, Aicarangra y Quiullacocha (**Fotos 7 y 8**) y evidencian la existencia de paleo-lagunas originadas por el derretimiento de las masas glaciares del pasado.



Foto 7: Paleo-laguna ubicada cerca de la cabecera del valle Aicarangra



Foto 8: Llanuras lacustrinas en el valle río Blanco, muy cerca de la laguna Yuracmayo

4.1.2. Ambiente Glaciar - Formas Erosivas

a) Superficies de Abrasión

La abrasión glaciar es la acción de desgaste o pulido realizada por el paso del hielo sobre su base rocosa; aunque puede ser efectuada directamente por la masa glaciar, sólo alcanza verdadera trascendencia cuando ésta va cargada en su fondo de partículas sólidas previamente accionadas por el propio flujo helado o recibida por éste desde el exterior. Como consecuencia de ella tanto el fondo como los márgenes (si existen) del lecho de los glaciares resultan significativamente pulidos, adquiriendo una superficie externa limpia y lisa con perfiles suavemente convexos (roca aborregada), sobre la que el paso de fragmentos o bloques particularmente duros puede haber marcado «estrías» de anchura milimétrica o abierto acanaladuras de varios decímetros de amplitud y profundidad, cuya capacidad para la excavación e incisión es prácticamente nula (Muñoz, 1995).

En la subcuenca río Blanco, ocupa casi el 50% del área cartografiada, prácticamente todos los relieves de la zona de estudio, desde la cima de las montañas hasta laderas y en algunos casos fondos de valle (**Fotos 9 y 10**) (**Figura 11**). Esto indica que, en el pasado, durante la máxima expansión de los glaciares en la subcuenca de río Blanco casi la totalidad de esta zona se encontraba cubierta por masas de hielo.



Foto 9: Superficies de abrasión glaciar (Rocas con textura aborregada) en el valle de Quiullacocho



Foto 10: Laguna Rinconada de origen glaciar. Se aprecian superficies de abrasión glaciar en las paredes y fondo de valle (Umbral rocoso)



Figura 11: Vista inclinada del valle de Quiullacocha, donde se observa las grandes superficies erosionadas por acción de la abrasión glaciar

b) Superficies de Sobre - Excavación

La sobre-excavación, por su parte, es la acción de movilización y desalojo de fragmentos de medio o gran calibre que las corrientes glaciares realizan sobre su lecho, tendiendo a profundizarlo en la medida que la naturaleza y el estado del afloramiento y los caracteres del flujo lo permitan. Este proceso, a diferencia de la acción erosiva fluvial, no tiende a atenuar las irregularidades del perfil longitudinal de los lechos ni a anular las rupturas de pendiente que en él pueden existir; su actividad, por el contrario, lleva a un incremento del vigor de los accidentes y a una creciente puesta en relieve de las diferencias de resistencia del material afectado. (Muñoz, 1995).

En los sectores donde la mayor delezabilidad (estructural o adquirida) de dicho material, se hace posible un mayor y más eficaz desalojo de fragmentos, generando profundas cubetas, mientras que en los sectores donde la masividad de los afloramientos dificulta la movilización de clastos o bloques su labor es mínima, haciendo que dichos sectores adquieran el carácter de

umbrales o cerrojos entre las citadas cubetas. Esta organización topográfica en cubetas escalonadas, cerradas por resaltes rocosos (que tras la retirada de los hielos suelen acoger conjuntos de lagos, lagunas o turberas) se ha utilizado como criterio para determinar el límite del glaciario en las fases frías del Pleistoceno (Muñoz, 1995).

En la zona de estudio, se observan muy pocas áreas de sobre-excavación. Esto debido a la poca resistencia de afloramientos de rocas sedimentarias y volcánicas, que son más susceptibles a la erosión glacial y generan relieves poco abruptos (**Foto 11 y 12**).



Foto 11: paredes con evidencias de sobre - excavación glacial en el valle de río Blanco, muy cerca de la laguna Yuracmayo.



Foto 12: Bordes de sobre - excavación glacial en la margen derecha del valle Yanavisca. Fotografía de Google Street View

4.1.3. Ambiente Peri-glacial – Formas Acumulativas

a) Laderas de Gelifractos

El proceso de “gelifracción”, consiste en la desintegración mecánica de la roca como resultado de la presión del agua congelada en los poros y fracturas. La gelifracción puede ser el proceso erosivo dominante en regiones de alta montaña, particularmente en áreas con ciclos frecuentes de congelamiento y descongelamiento, y de tipos de rocas frágiles o previamente fracturadas (Trombotto et al., 2014). A medida que la roca se fragmenta, los escombros caen por las laderas por acción de la gravedad y se acumulan en zonas de menor pendiente, forman de esta manera las laderas, vertientes, taludes de gelifractos o depósitos de detritos.

Estos depósitos se observan ampliamente en toda la zona de estudio (**Foto 13**), particularmente en montañas que ya no presentan masas de hielo, pero que en el pasado estuvieron cubiertas por glaciares como los cerros Uña de Gato y Yurcomachay.



Foto 13: Taludes de gelifractos en la margen derecha del río Blanco

b) Glaciares Rocosos

Un glaciar de escombros, también denominado glaciar rocoso o litoglaciar, es una masa de fragmentos o bloques de roca y material fino que yace en una pendiente y contiene hielo intersticial o partes con hielo macizo y presenta evidencias de movimiento pasado o presente . El glaciar de escombros es una forma criogénica de permafrost de montaña, sobresaturada en hielo que, si es activa, se mueve pendiente abajo por gravedad, reptación y deformación del permafrost (Trombotto et al., 2014).

En la subcuenca Río Blanco, se pueden observar algunos glaciares rocosos (**Figuras 12, 13, 14 y 15**), que probablemente sean inactivos.





Image © 2020 CNES / Airbus
© 2020 Google
Image Landsat / Copernicus



Image © 2020 CNES / Airbus
© 2020 Google
Image Landsat / Copernicus





Figuras 12, 13, 14 y 15: algunos ejemplos de glaciares rocosos encontrados en la subcuenca río Blanco

4.1.4. Ambiente Periglacial - Formas Erosivas

a) Crestas Supra-Glaciares

Constituida por los picos y crestas montañosas más elevadas (Horns y relictos de antiguos Nunataks) afectadas por los procesos de congelamiento y deshielo (no por procesos glaciares). Debido a la naturaleza de los macizos rocosos, pueden ser menor o mayormente susceptibles a su erosión y su fragmentación. Dependiendo del tipo de roca, este fenómeno deja las crestas montañosas a manera de pináculos dentados.

En la cabecera del Valle río Blanco se observan pequeñas áreas afectadas por este fenómeno (**Foto 14**).



Foto 14: Crestas supra-glaciares en la cabecera de la subcuenca río Blanco

4.2. LADERAS EROSIVAS

Corresponde a la zona baja de la subcuenca Río Blanco, hasta la confluencia con el río Rímac. Estas unidades, no muestran evidencias de ocupación ni erosión glaciaria. Son las paredes laterales del valle (**Foto 15**) y presentan fundamentalmente dos tipos de relieves claramente diferenciables.

4.2.1. Superficies de Erosión

Son desniveles topográficos marcados por una intensa erosión fluvial y fluvio-glaciaria. Esta unidad corresponde, sobre todo a las paredes internas del valle del río Blanco que son afectadas permanentemente por la dinámica de laderas, además los fenómenos geodinámicos, como caídas de roca y detritos, flujos detríticos y deslizamientos, configuran relieves sumamente escarpados propios de esta unidad.

c) Laderas Degradadas

Esta unidad geomorfológica, corresponde a superficies onduladas, sin grandes accidentes geográficos que provoquen desniveles abruptos, presentan erosión superficial. Se observan en menor proporción por encima de las superficies de erosión.



**Foto 15: Laderas erosivas en el valle Río Blanco (vista al norte).
Fotografía de Google Street View.**

4.3. FORMAS AGRADACIONALES

Son unidades o formas sedimentarias que rellenan formas preexistentes del relieve y resultan de la erosión de afloramientos rocosos o la removilización de depósitos sedimentarios antiguos.

En la subcuenca Río Blanco, estas unidades geomorfológicas son sumamente importantes, ya que su identificación, clasificación e interpretación permite la identificación de los peligros geológicos.

4.3.1. Laderas Deslizadas

Esta unidad, está relacionada a los deslizamientos antiguos de tipo rotacional de grandes dimensiones. En la subcuenca de Río Blanco se observaron 2 de estos fenómenos, uno en la margen izquierda del río Copa y otro en la margen izquierda del río Yanavisca (**Figuras 16 y 17**).

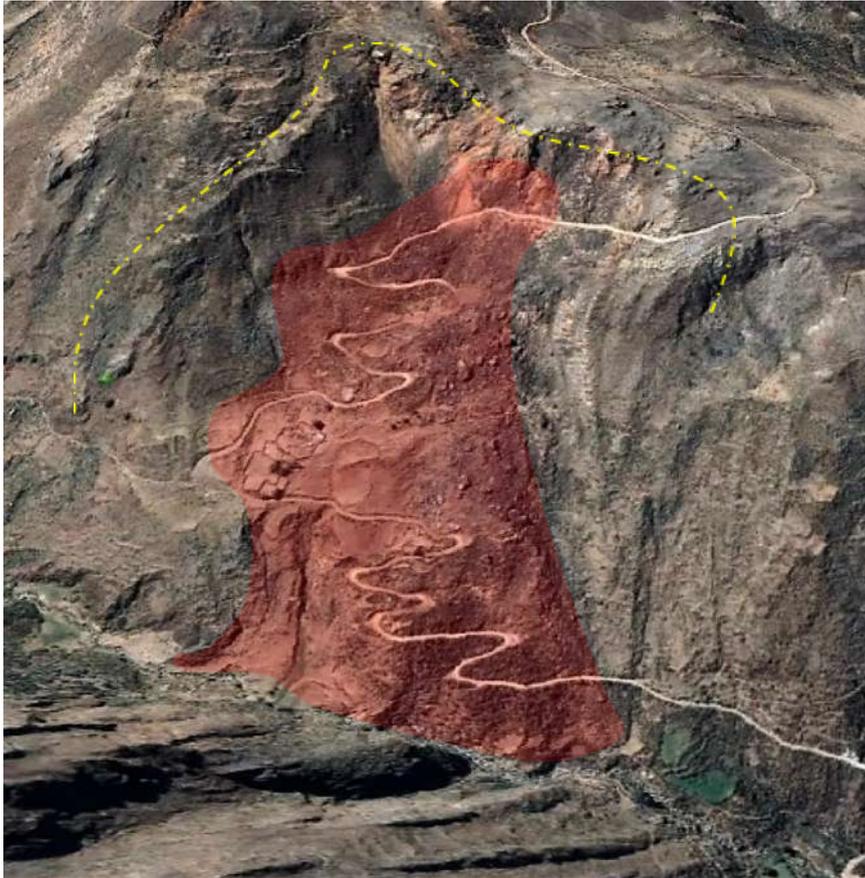


Figura 16: Deslizamiento de grandes dimensiones en la margen izquierda del río Copa

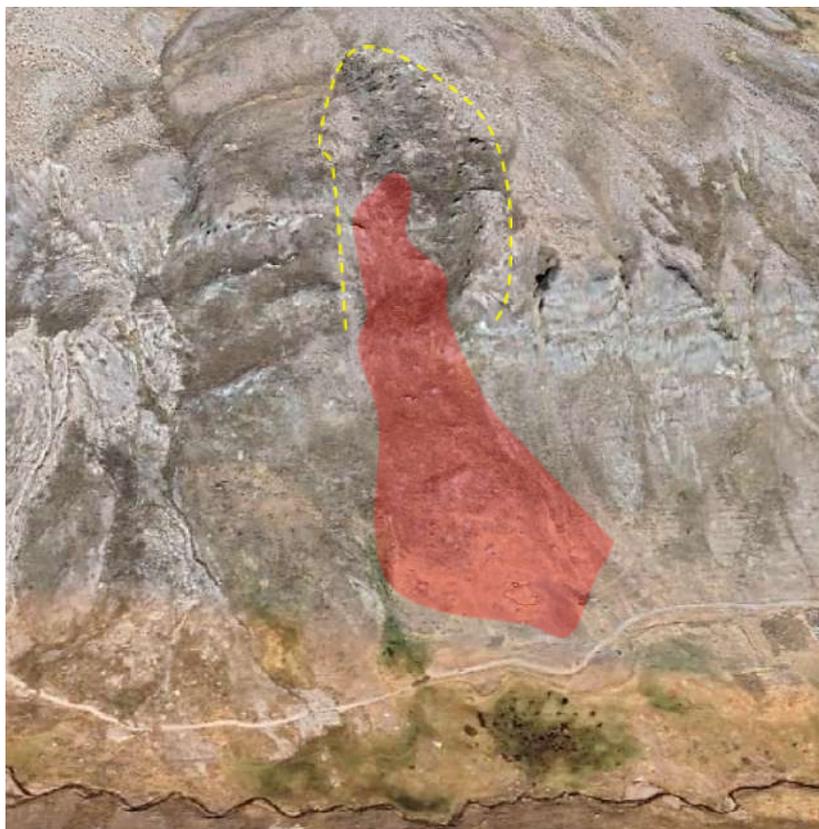


Figura 17: Deslizamiento de grandes dimensiones en la margen izquierda del río Yanavisca

4.3.2. Conos de Deyección

Son los depósitos originados por la dinámica de laderas (no gelifractos), tales como caídas de roca y detritos, en la zona de estudio afloran ampliamente sobre todo en la ladera bajas de la cuenca, desarrolladas sobre las laderas degradadas y superficies de erosión. Muchos de estos fenómenos se encuentran activos y representan un peligro latente.

En cuanto a su forma y emplazamiento, son muy parecidos a los conos formados por gelifracción, pero a diferencia de estos fenómenos, cuyos detonantes son fundamentalmente los procesos de congelamiento y descongelamiento, el origen de estas geoformas, está relacionado principalmente a factores gravitatorios, detonados por sismos o precipitaciones pluviales intensas.

4.3.3. Conos Fluvio-Glaciares y Aluvionales de Fondo de Valle

Son los depósitos originados por el derretimiento continuo y desembalses violentos de la dinámica glaciar actual y pasada en la subcuenca Río Blanco. Estas unidades se rellenan los fondos de los valles, teniendo a muchos casos un amplio recorrido de hasta varios km., y en otros casos un corto recorrido ya que provienen de tributarios de tercer orden que llegan a partir de valles glaciares colgados, con evidencias geomorfológicas de su antigua ocupación y desembalse.

4.3.4. Depósitos de rocas y/o depósitos de detritos.

Tienen apariencia de conos o pequeños abanicos los que no cuentan con un espesor importante ya que corresponden a acumulaciones locales sin mucho transporte. En algunos casos, pueden formarse en las cabeceras de terrazas aluviales dando la apariencia de ser un mismo depósito, se localizan en diferentes sectores de la subcuenca.

5. CONCLUSIONES

- La subcuenca de Río Blanco, presenta dos unidades geomorfológicas:
1) Una zona montañosa donde predominan los procesos acumulativos y erosivos resultantes de la dinámica glaciar y peri-glaciar, que abarca casi el 73% de la zona de estudio, 2) los procesos agradacionales o gravitacionales que representan cerca al 22% que representan formas

sedimentarias que rellenan el relieve y resultan del proceso de erosión o transporte.

- Las evidencias geomorfológicas (recientes y antiguas), indican una escasa actividad aluvional en la subcuenca Río Blanco, incluso en la parte más alta de la cuenca donde la dinámica glaciar es más intensa, existen pocas evidencias de aluviones de gran magnitud.
- Los movimientos en masa más importantes de la subcuenca Río Blanco, son los desprendimientos, deslizamientos de grandes dimensiones y caídas de roca y detritos, sobre todo los de origen peri-glaciar, es decir los originados en las partes altas como consecuencia de las bajas temperaturas y los ciclos de congelamiento y deshielo.
- Las abruptas pendientes en las partes bajas y media de la subcuenca Río Blanco, son condicionantes topográficas para la ocurrencia de caídas y desprendimientos de rocas y detritos detonados por sismos y/o precipitaciones pluviales intensas.
- Existen dos deslizamientos importantes, aunque aparentemente se encuentran estables, es necesario estudiarlos a detalle, ya que podrían ser reactivados por el socavamiento lateral (fluvial y aluvional) de su base y otros procesos erosivos superficiales.
- Las morrenas externas en la zona de montañas, son excelentes geo-indicadores de la antigua expansión de los glaciares y por consiguiente de los cambios climáticos experimentados en la cordillera Central. Por este motivo, se realizó una clasificación cronológica visual de estas unidades, deducidas de su posición geomorfológica y de la comparación con otras morrenas que sí fueron datadas en los Andes.
- Desde el punto de vista de peligros geológicos, las caras internas de las morrenas laterales M4 (es decir morrenas formadas durante la Pequeña Edad de Hielo), son las más susceptibles a colapsar y formar derrumbes que pueden llegar a las lagunas y generar oleajes peligrosos.
- Existen muchos depósitos glaciáricos, que no fueron emparentados con ninguno de los grupos de morrenas (M1, M2, M3 o M4), estos depósitos, fueron desmantelados por la erosión y no guardan una coherencia geomorfológica, por este motivo, se les denominó como Till Indiferenciado.
- Existen grandes áreas rocosas con evidencias de abrasión glaciar, este rasgo es sumamente importante, para reconstruir la antigua expansión de los glaciares.

- Las vertientes de gelifractos, pueden ser denominadas en geología convencional, como depósitos coluviales, sin embargo, su origen está relacionado a los ciclos de congelamiento y deshielo que se presentan en las partes más altas de las montañas. Es por ello, que en este trabajo diferenciamos estos depósitos de los que ocurrieron por desencadenamiento sísmico o pluvial.

6. RECOMENDACIONES

- Este documento fue realizado usando técnicas de fotointerpretación satelital, fotografías de campo, imágenes RPAS y visitas de campo focalizadas en los sectores Aicarangra, glaciar Shullcón y Rinconada de la cabecera de cuenca, por lo que se requiere una inspección detallada de campo, que permita corroborar la cartografía geomorfológica en otros sectores de la cuenca.
- Los modelos de elevación digital, Alos Palsar de 12.5m de resolución facilitó el desarrollo del trabajo a escala 1:25000, igualmente las imágenes RPAS han facilitado la actualización del DEM a mejor resolución, aspecto que se requiere ampliar a otros sectores de la cuenca.
- Elaborar una guía terminológica en geomorfológica glaciar y peri-glaciar para los Andes peruanos. Los términos usados no están estandarizados y formalizados para el país, se basa en una recopilación de diversos textos bibliográficos que fueron presentados en el ítem 3: Metodología.
- Socializar la información con la población y sobre todo con las autoridades locales y regionales, quienes deben implementar las políticas, ordenanzas u otras medidas de ordenamiento territorial, conservación y gestión de cuencas, así como de gestión de riesgos de desastres.
- Implementar estudios de geomorfología a detalle como insumo para la evaluación del peligro de aluvión, modelamiento hidroglaciológico en la Cordillera Huaytapallana, así como estudios de dendrocronología, donde la geomorfología es un parámetro ambiental crítico.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Binnie & Partners, 1970. Los Recursos de Agua para la Gran Lima.
- Blard, P.-H.; Lavé, J.; Farley, K.A.; Fornari, M.; Jiménez, N.; Ramirez, V., 2009. Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1). *Quat. Sci. Rev.* 2009, 28, 3414–3427.
- Blard, P.-H.; Sylvestre, F.; Tripathi, A.K.; Claude, C.; Causse, C.; Coudraing, A.; Condom, T.; Seidel, J.-L.; Vimeux, F.; Moreau, C.; et al., 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: New insights from ^{14}C , U-Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates. *Quat. Sci. Rev.* 2011, 30, 3973–3989.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J. F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., McCabe, A. M., 2009, The Last Glacial Maximum: *Science*, v. 325, p. 710-714.
- Concha, R. (2015). Evaluación geológica y geodinámica del deslizamiento de Tarabamba (Ancash). Informe técnico N° A6698 INGEMMET, 32 p.
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R. L., 2007, Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database, Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Data. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU).
- Gutiérrez Elorza M. 2008. Geomorfología. Universidad de Zaragoza. 920 p.
- Licciardi, J. M., Schaefer, J. M., Taggart, J. R., and Lund, C. D., 2009, Holocene glacier fluctuations in the Peruvian Andes indicate northern climate linkages: *Science*, v. 325, p. 1677–1679.
- Martín-Serrano A., Salazar A., Norzal F., & Suarez A. 2004. Mapa geomorfológico de España. Escala 1:50000, Guía para su Elaboración. Instituto Geológico y Minero de España. 128 p.
- Muñoz J. 1995. Geomorfología General. 346 p.
- Peña J., Pellicer F., Chueca J., Julián A. 1997. Leyenda para mapas geomorfológicos a escala 1:50000 y 1:25000. Universidad de Zaragoza.
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, 2007. movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas. 432 p.
- Shakun, J. D., Clark, P. U., Marcott, S. A., Brook, E. J., Lifton, N. A., Caffee, M., Shakun, W. R., 2015, Cosmogenic dating of Late Pleistocene glaciation, southern tropical Andes, Peru: *Journal of Quaternary Science*, v. 30, p. 841-847.
- Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., Finkel, R. C., 2005b, Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes: *Science*, v. 308 (5722), p. 678-681. Hughes et al., 2013.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E. E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M., 1986, The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap: *Science*, v. 234, p. 361-364.
- Trombotto D., Wainstein P., Arenson L., 2014. Guía terminológica de la geocriología sudamericana. 129 p.
- Úbeda, J.; Vásquez, E.; Concha, R.; Masías, P., Bustamante, M.; et al., (2018). Evidencias de la Tele-conexión enfriamiento boreal/glaciares tropicales al suroeste del nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú). En: XIX Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Lima.