

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**EVALUACIÓN DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIÓN
(DEMs) MEDIANTE GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA:
EJEMPLO DE LA CUENCA MOYOBAMBA**

Tesis para obtener el título profesional de ingeniero geólogo

AUTOR:

Raúl Andrés Vidal Villalobos

ASESORES:

Dr. Ing. Willem Viveen

Dra. María del Rosario González Moradas

Lima, Junio, 2022

ABSTRACT

Digital elevation models (DEMs) are used recurrently to obtain geomorphological information with which interpretations are made regarding the tectonic evolution of a region. Most studies evaluating the accuracy of these DEMs focus on comparison with terrestrial GPS datapoints and other vertical and horizontal accuracy references. Nevertheless, few studies have used geomorphological analysis for DEM validation, and none have been carried out in Peru. This study seeks to evaluate the performance of free access DEMs with 1 arc-second (30 m) resolution: SRTM3, ASTER GDEM3, ALOS World 3D 30m (AW3D30), Copernicus DEM, and the 0.4 arc-second (12 m) commercial DEM TanDEM-X. The analyses applied in the present study were channel profile analysis and hypsometry. These were applied in the region of the Moyobamba watershed, a tectonically active piggyback basin, on three different scales: the complete basin, the sub-basins of the tributaries and the individual tributary rivers, separated into steady-state segments when necessary. At the scale of the complete basin channel profile analysis gave solid results regardless of the DEMs. Copernicus DEM has the least amount of error due to its river flow corrections. However, at the level of sub-basins and individual rivers AW3D30 shows less noise in high slope tributaries and shows less variability in the concavity index. ASTER GDEM3 had the worst performance on each scale of analysis. Hypsometry results did not vary significantly between DEMs.

Keywords: Digital elevation model; Tectonic geomorphology; River profiles; Hypsometry; Moyobamba

RESUMEN

Los modelos digitales de elevación (DEMs) son utilizados de forma recurrente como medio para obtener información geomorfológica con la cual se realizan interpretaciones respecto a la actividad tectónica de una región. La mayoría de los estudios que evalúan la precisión de estos DEMs se enfocan en la comparación con puntos GPS y otras referencias de precisión vertical y horizontal. Sin embargo, pocos estudios han usado análisis tectono-geomorfológicos para su validación, y ninguno ha sido realizado en el Perú. En este estudio se busca evaluar el rendimiento de DEMs de acceso libre de 1 arco-segundo (30 m) de resolución: SRTM3, ASTER GDEM3, ALOS World 3D 30m (AW3D30), Copernicus DEM, y el DEM comercial de 0.4 arco-segundos (12 m) TanDEM-X; utilizando análisis de geomorfología tectónica. Los análisis utilizados en el presente estudio fueron el análisis de perfiles fluviales y la hipsometría. Estos fueron aplicados en la región de la cuenca de Moyobamba, una cuenca piggyback tectónicamente activa en tres escalas diferentes: la cuenca completa, las subcuencas de los tributarios y los ríos tributarios individualmente, separados en segmentos en estado estable. Se observó que a escala de la cuenca

completa el análisis de perfiles fluviales ofrece resultados sólidos independientemente de los DEMs. Copernicus DEM posee la menor cantidad de error gracias a las correcciones de flujo de ríos que este posee. Sin embargo, a nivel de subcuencas y ríos individuales AW3D30 muestra menos ruido en los tributarios de pendiente alta y tiene una menor variabilidad de los índices de concavidad. ASTER GDEM3 tuvo el peor desempeño en cada escala de análisis. Los resultados de la hipsometría no varían significativamente entre DEMs.

Palabras clave: Modelo digital de elevación; Geomorfología tectónica; Perfiles fluviales; Hipsometría; Moyobamba



Contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. DEMs analizados	2
1.1.1. SRTM3	2
1.1.2. ASTER GDEM3	3
1.1.3. AW3D30	3
1.1.4. Copernicus DEM	3
1.1.5. TanDEM-X	4
1.2. Evaluación de DEMs	4
1.3. Geomorfología Tectónica basada en DEMs	5
1.4. Problemática	5
1.5. Objetivos	6
1.6. Hipótesis de trabajo	6
1.7. Justificación	7
2. METODOLOGÍA	8
2.1. Análisis de perfiles fluviales	8
2.1.1. Análisis gradiente-área	11
2.1.2. Análisis chi	12
2.1.3. k_{sn} y corrección CRS	14
2.2. Hipsometría	16
3. ZONA DE ESTUDIO	17
3.1. Ubicación	17
3.2. Geología	18
4. RESULTADOS	20
4.1. Análisis de la cuenca tectónica de Moyobamba completa	20
4.2. Análisis por subcuenca	27
4.3. Ubicación de knickpoints	35
4.4. Análisis individual de segmentos estables	39
4.5. Integral hipsométrica	43

5. DISCUSIÓN.....	44
5.1. Evaluación de DEMs mediante geomorfología tectónica.....	44
5.2. Interpretación tectónica de los datos	46
6. CONCLUSIONES.....	49
7. BIBLIOGRAFÍA.....	51
8. ANEXOS	57



Índice de figuras

Figura 1. Diferencia entre DSM y DTM (Polidori & El Hage, 2020).....	2
Figura 2. Efecto del índice de concavidad (en A) y del índice de empinamiento (B) en el perfil de un río en gráficos de elevación-longitud y en gráficos de pendiente-altura (tomado de Kirby & Whipple, 2012).	9
Figura 3. Tipos de knickpoints y su apariencia en perfiles fluviales y gráficos pendiente-área (tomado de Kirby & Whipple, 2012).	11
Figura 4. Gráficos gradiente-área de dos ríos con diferentes índices de empinamiento comparados con su perfil fluvial elevación-distancia. La flecha indica el área límite a partir del cual el río sigue la ley de Flint (modificado de Whipple, 2013).	12
Figura 5. Perfiles elevación-chi de un río con diferentes valores de m/n (arriba; tomado de Schwanghart, 2017). Múltiples gráficos chi-elevación con diferentes valores de m/n para una red de drenaje (abajo). Se observa que el valor de 0.65 obtiene el mejor colapso de las redes de drenaje, a pesar de ello, este perfil muestra una clara concavidad que contrasta con el perfil obtenido con el índice de 0.55, el cual maximiza la linealidad del río principal. (Perron & Royden, 2012).	13
Figura 6. Gráfico chi-elevación mostrando el promedio y desviación estándar de elevación por cada valor de chi del cañón Big Tujunga (Schwanghart, 2021).	14
Figura 7. Comparación de perfiles fluviales corregidos con diferentes métodos, destacando la superioridad de la corrección CRS (Schwanghart & Scherler, 2017).....	15
Figura 8. Forma de curvas hipsométricas para cuencas de diferentes edades (extraído de Pérez-Peña et al., 2009).	16
Figura 9. Ubicación de la cuenca de Moyobamba (bordes en rojo), ríos y subcuencas analizadas (bordes en gris), sobre mapa de elevación (basado en Copernicus DEM).....	17
Figura 10. Mapa geológico (arriba) y perfil estructural (abajo) de la cuenca de Moyobamba (Viveen et al., 2021a).	18
Figura 11. Redes de drenaje de los DEMs, enmarcando el valle del río Mayo donde hubo mayor diferencia en la creación de canales entre los DEMs, sobre el hillshade de Copernicus DEM..	21
Figura 12. Gráficos de análisis de perfiles fluviales: gradiente-área (primera columna), análisis chi (segunda columna) y m/n óptimo (tercera columna).	23
Figura 13. Media del error absoluto (línea sólida) y mediana del error absoluto (línea punteada) de k_{sn} respecto a la red corregida con CRS por cada índice de suavizado.....	25
Figura 14. Diferencia absoluta entre el k_{sn} del perfil corregido con CRS (tomando $K=5$ como referente) y sin corrección.	26
Figura 15. Subcuencas tributarias principales de la cuenca de Moyobamba, mostrando las redes fluviales con el índice k_{sn} para todos los DEMs superpuestas.	27

<i>Figura 16. Media (líneas sólidas) y mediana (líneas punteadas) del error absoluto de k_{sn} respecto a la red corregida con CRS (K=5) por subcuena tributaria.</i>	28
<i>Figura 17. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con gradiente-área.</i>	29
<i>Figura 18. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con análisis chi.</i>	29
<i>Figura 19. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con mnoptimvar.</i>	30
<i>Figura 20. Promedio de k_{sn} de cada subcuena.</i>	31
<i>Figura 21. Desviación estándar de k_{sn} de las subcuencas.</i>	31
<i>Figura 22. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área para todas las subcuencas.</i>	32
<i>Figura 23. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área para las subcuencas no aluviales.</i>	33
<i>Figura 24. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis m/n óptimo y gradiente área.</i>	33
<i>Figura 25. Box plots de los índices de concavidad de las subcuencas mediante el método gradiente-área (arriba) y método integral (abajo), considerándose las cuencas aluviales (izquierda) y descartándose (derecha).</i>	34
<i>Figura 26. Mapa de ubicación de los knickpoints (círculos verdes claro) en la red fluvial sobre el hillshade de Copernicus DEM, destacando las fallas más importantes en la región (modificado de Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998; Viveen et al., 2021a).</i>	35
<i>Figura 27. Perfiles fluviales de ríos con knickpoints en el DEM Copernicus. El perfil celeste representa el perfil bruto con los errores del DEM y el perfil naranja es el iterador propio de knickpointfinder con el cual se determina la presencia de concavidades. Los knickpoints auténticos están demarcados por etiquetas con su ubicación.</i>	36
<i>Figura 28. Gráficos gradiente-área de los ríos con knickpoints. La ubicación de los knickpoints se muestra en las líneas rojas. La recta de ajuste e índices geomorfológicos k_{sn} y θ calculado con el método gradiente-área se muestran en negro para el río completo en negro y en gris para cada segmento, excluyendo los segmentos cortos donde la baja cantidad de bins no permite la representatividad de los resultados.</i>	37
<i>Figura 29. Acercamiento al vacío de información causante de la distorsión del río Naranjillos en todos los DEMs, con foto satelital.</i>	38
<i>Figura 30. Índice de concavidad de los segmentos estables de ríos calculado con gradiente-área.</i>	39
<i>Figura 31. Índice de concavidad de los segmentos estables de ríos calculado con análisis chi.</i>	40
<i>Figura 32. k_{sn} promedio de los segmentos estables de ríos.</i>	40
<i>Figura 33. Desviación estándar de k_{sn} de los segmentos estables de ríos.</i>	41

<i>Figura 34. Gráfico de dispersión de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área en los segmentos estables.</i>	42
<i>Figura 35. Box plots de los índices de concavidad de los segmentos estables mediante el método gradiente-área (izquierda) y método integral (derecha).</i>	42
<i>Figura 36. Integral hipsométrica de las subcuencas.</i>	43
<i>Figura 37. Kurtosis de las subcuencas.</i>	44
<i>Figura 38. Valores de k_{sn} (a) e integral hipsométrica (b) de cada subcuenca, utilizando los valores obtenidos de AW3D30, incluyendo las principales fallas geológicas de la región. (modificado de Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998; Viveen et al., 2021a).</i>	46
<i>Figura 39. Ubicación de knickpoints de los ríos Huasta-Yanacyacu (izquierda) e Indoche (derecha) sobre el mapa geológico (modificado de Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998). Las formaciones son en orden cronológico: Ki-cu (Fm. Cushabatay, areniscas cuarzosas), Ki-e (Fm. Esperanza, areniscas gruesas y lutitas), Ki-ac (Fm. Agua Caliente, areniscas cuarzosas), Kis-ch (Fm. Chonta, calizas microlíticas y bioclásticas), Ks-V (Fm. Vivian, areniscas cuarzosas), Ks-c (Fm. Cachiyacu, lutitas oscuras), P-y (Fm. Yahuarango, areniscas finas), PN-ch (Fm. Chambira, areniscas finas), Nmp-i (Fm. Ipururo, areniscas limosas) y Qh-al (Depósito aluvial).</i>	48

Índice de tablas

<i>Tabla 1. Resultados del ajuste lineal de índices de concavidad entre el análisis gradiente-área con los análisis chi estándar (con y sin outliers) y mnoptimvar. R^2: coeficiente de correlación, m: pendiente, b: intersección con ordenadas.</i>	32
<i>Tabla 2. Resultados de ajuste lineal de índices de concavidad entre los análisis gradiente-área y chi.</i>	41
<i>Tabla 3. Estadísticos de la diferencia absoluta entre el perfil sin suavizar y suavizado de la cuenca completa.</i>	57
<i>Tabla 4. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Huasta-Yanacyacu.</i>	57
<i>Tabla 5. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Serracayacu.</i>	58
<i>Tabla 6. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Naranjos.</i>	58
<i>Tabla 7. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Naranjillos.</i>	59
<i>Tabla 8. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Yuracyacu.</i>	59
<i>Tabla 9. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Tonchima.</i>	60
<i>Tabla 10. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Oshque.</i>	60
<i>Tabla 11. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Indoche.</i>	61
<i>Tabla 12. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Huascayacu.</i>	61
<i>Tabla 13. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Avisado.</i>	62
<i>Tabla 14. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Tioyacu.</i>	62
<i>Tabla 15. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Cachiyacu.</i>	63
<i>Tabla 16. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Huasta-Yanacyacu.</i>	63
<i>Tabla 17. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Serracayacu.</i>	64
<i>Tabla 18. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Naranjos.</i>	64

<i>Tabla 19. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del primer segmento del río Naranjillos.....</i>	<i>64</i>
<i>Tabla 20. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Yuracyacu.....</i>	<i>65</i>
<i>Tabla 21. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del primer segmento del río Tonchima.....</i>	<i>65</i>
<i>Tabla 22. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Oshque.....</i>	<i>65</i>
<i>Tabla 23. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Indoche.....</i>	<i>66</i>



1. INTRODUCCIÓN

Un modelo de elevación digital (DEM) es una herramienta topográfica, la cual consiste en una representación tridimensional de la superficie terrestre. Una de las aplicaciones que posee un DEM en geología en la cual se enfoca el presente estudio es en la extracción de información geomorfológica mediante análisis topográficos, a partir de los cuales se puede extraer información relevante para la interpretación de la evolución tectónica de una zona determinada. (ej. Qureshi et al., 2012; Rabin et al., 2015; Siddiqui et al., 2017; Gérard et al., 2020; Gu et al., 2020). Estos análisis reciben el nombre de geomorfología tectónica, y los aquellos que permiten realizar inferencias sobre la actividad tectónica de una región que fueron evaluados en esta tesis son el análisis de perfiles fluviales y la hipsometría. Su descripción, procedimiento y relación con la tectónica se explica en el capítulo de Metodología.

Existen diferentes métodos para obtener un modelo digital de elevación con mayor o menor resolución, sin embargo, los más utilizados en geomorfología son los DEMs obtenidos por teledetección, es decir, de interferómetros provenientes de sistemas de satélites, gracias a su fácil acceso y cobertura global. Los DEMs de este tipo más utilizados son el SRTM, ASTER GDEM y ALOS World 3D (AW3D30), todos con una resolución de 30 metros y de libre disponibilidad. Versiones de mayor resolución existen, pero se encuentran disponibles a bajo costo, como TanDEM-X con resolución de 12 m. Estudios previos han encontrado que los resultados de los análisis geomorfológicos no son afectados por la resolución de los DEMs (Martínez et al., 2010; Purinton & Bookhagen, 2017).

Un DEM es una definición que involucra dos formas diferentes de modelamiento de la superficie, sea un modelo digital de superficie (DSM), o un modelo digital de terreno (DTM). El primero toma en cuenta la altura real de los puntos que detecta en superficie, lo que significa que el DEM está tomando en cuenta la altura de árboles, vehículos o construcciones. En cambio, un modelo digital de terreno solo toma en cuenta el nivel del terreno y es por ende más útil para análisis topográficos (Polidori & El Hage, 2020) (figura 1). Los DEMs de acceso público usan filtros que sustraen las edificaciones o vegetación, sin embargo, estos se definen teóricamente como DSM, pero se usan en la práctica como DTMs, siendo la vegetación, edificios y otros considerados como fuentes de error (Polidori & El Hage, 2020). Estos y otros errores, también llamados artefactos, forman parte del problema a la hora de utilizar estos archivos para análisis geomorfológicos (Whipple, 2013).

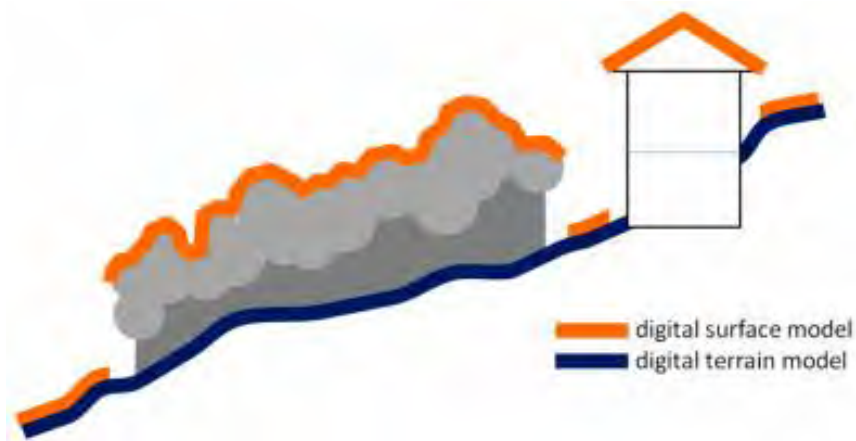


Figura 1. Diferencia entre DSM y DTM (Polidori & El Hage, 2020).

Los errores en un DEM pueden clasificarse en tres grupos: brutos, aleatorios y sistemáticos. Los errores aleatorios son producto del ruido de los DEMs. Los errores brutos son valores anormalmente altos o bajos y los sistemáticos son defectos que afectan al promedio entero de los puntos produciendo un sesgo. En la mayoría de los casos no se aplica un análisis geoestadístico de la variación debido a que este requiere de una malla lo suficientemente densa para evaluar la autocorrelación (Polidori & El Hage, 2020).

1.1. DEMs analizados

1.1.1. SRTM3

SRTM son las siglas de “Shuttle Radar Topography Mission”, un proyecto realizado por la acción conjunta de la NASA, la Agencia Nacional de Inteligencia-Geoespacial y las agencias espaciales de Alemania e Italia, el cual realizó un escaneo global de la superficie mediante interferometría con radar (NASA, 2015). El modelo fue obtenido mediante el Spaceborne Imaging Radar-C (SIRC) modificado con antenas adicionales. La primera versión fue lanzada en el año 2000. Una versión posterior incluyó correcciones para cuerpos de agua y remoción de errores. La última versión, SRTM3, fue publicada en 2013, e incluye data de otros satélites, principalmente de ASTER GDEM2 y GMTED2010 para llenar los vacíos en sus anteriores versiones. SRTM al ser obtenido mediante radar tiene la capacidad de atravesar nubosidad, a diferencia de ASTER GDEM que es un DEM óptico. Un análisis de validación para SRTM 1 determinó que el error cuadrático promedio (RMSE) en Sudamérica es de 12.77 m (Rodríguez et al., 2006). Según Farr et al. (2007) el radar de SRTM no es capaz de penetrar la vegetación densa, por lo que el modelo es una representación del dosel forestal.

1.1.2. ASTER GDEM3

“Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer” fue publicado por el Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI) de Japón en conjunto con la NASA. La primera versión (ASTER GDEM1) fue lanzada en junio del 2009. La segunda versión se obtuvo al añadir stereo-pairs adicionales en el 2011 para aumentar la cobertura, mejorar la resolución y reducir la cantidad de anomalías, aunque la web oficial afirma que estas siguen siendo comunes. Según el informe de validación oficial (Tachikawa et al., 2011), ASTER GDEM2 muestra una notable mejora respecto a su versión anterior. La versión más reciente fue publicada en el 2019 e incluye una reducción de vacíos y anomalías por cuerpos de agua gracias a la toma de más imágenes estereográficas y mejoras en el procesamiento (NASA & METI, 2019). Una validación realizada antes de su lanzamiento en Japón obtuvo un valor promedio de RMSE de 13.75 m (Tachikawa et al., 2015).

1.1.3. AW3D30

Este modelo digital de elevación se obtuvo a partir del Instrumento de Teledetección Pancromática para Mapeo Estéreo (PRISM) a bordo del Satélite de Observación Terrestre Avanzada (ALOS), completado en el año 2016 por la agencia de exploración aeroespacial japonesa en colaboración con la corporación NIT DATA y el Centro de Tecnología de Teledetección en Japón (RESTEC). El satélite ofrece DEMs a diferentes resoluciones, el DEM de 0.15 segundos (AW3D5), con una resolución espacial de 5 metros, se encuentra disponible solo como producto comercial, mientras que el DEM de 1 segundo, con resolución de 30 m es una versión remuestreada de acceso gratuito. La validación global del DEM obtuvo un RMSE de 4.4 m (Tadono et al., 2016).

1.1.4. Copernicus DEM

El Copernicus DEM es una edición de WorldDEM desarrollado por la agencia espacial europea (ESA). WorldDEM está basado en datos obtenidos por la misión TanDEM-X, financiada por el Centro Aeroespacial Alemán (DLR) y la compañía Airbus Defence and Space. Copernicus DEM se encuentra editado para suavizar y corregir el flujo de los ríos más importantes. La toma de elevaciones se desarrolló mediante interferometría de apertura sintética de radar (SAR), realizado por los satélites TerraSAR-X y TanDEM-X (Fahrland et al., 2020). Copernicus DEM está disponible de forma gratuita en resoluciones de 30 y 90 metros, además cuenta con una versión comercial de 10 metros que solo abarca la superficie de Europa (Fahrland et al., 2020). Con la validación global usando como referencia el lidar de IceSAT GLAS obtuvo un RMSE de 1.68 metros (Leister-Taylor et al., 2020).

1.1.5. TanDEM-X

Este DEM fue producto de la misión alemana TanDEM-X, obtenido mediante un interferómetro SAR (Radar de Apertura Sintética) equipado en el satélite TerraSAR-X y en el satélite TanDEM-X posterior, con la intención de producir un DEM global con resolución de 0.4 arco-segundos con un error de elevación absoluto menor a 10 metros, luego de sobrevolar la Tierra al menos 4 veces desde el 2010 hasta el 2014 (Zink et al., 2014; Wessel et al., 2016). Evaluaciones realizadas al DEM usando como referencia puntos cinemáticos GPS a nivel global y benchmarks tomados en Estados Unidos dio como resultado un RMSE de 1.1 m en zonas de baja vegetación y 1.8 en zonas de vegetación densa (Wessel et al., 2018).

1.2. Evaluación de DEMs

Polidori y El Hage (2020) realizaron una compilación de los diferentes métodos de medición de la calidad de un DEM. El artículo separa los diferentes métodos en externos e internos, dependiendo de si se aplican datos georreferenciados en tierra o no respectivamente. Los métodos externos consisten mayormente en una comparación estadística de la diferencia de altitud entre el DEM y data de referencia medida en superficie tales como puntos de control GPS, contornos, perfiles topográficos o DEMs de alta precisión como los obtenidos por lidar. Los errores son analizados en función a parámetros estadísticos clásicos como la media, desviación estándar o más importantemente el RMSE. Si la distribución de errores no es normal, se puede utilizar estadísticos más robustos como la mediana y otros cuantiles. Métodos similares se han aplicado para evaluar la precisión a partir de las gradientes, es decir, la razón de la altura respecto a la distancia entre dos puntos consecutivos.

Los métodos internos utilizan criterios preconcebidos, principalmente de geomorfología, para evaluar el realismo de un DEM. Una mayor precisión con el método externo no siempre implica un mayor realismo geomorfológico (Polidori & El Hage, 2020). Entre los métodos de evaluación interna podemos considerar las siguientes subclases:

a) Control visual:

Este es un método cualitativo basado en la experiencia del observador. Una forma común de evaluar la calidad de un DEM de forma visual es aplicando un hillshade, es decir, un relieve iluminado desde el norte u otra ubicación de la luz desde el cual el usuario puede detectar la presencia de errores brutos o reducción de precisión por remuestreo, es decir, cuando un DEM de menor tamaño de celda es transformado a otro de mayor tamaño. Este método es útil debido a que los errores en un DEM tienen un mayor impacto sobre la gradiente que sobre la elevación, por lo que visualizar el DEM como hillshade resulta más efectivo que visualizarlo como una imagen con gradiente de color (Polidori & El Hage, 2020). Otra forma de control visual que implica a la

geomorfología es generar canales a partir de los DEMs y compararlos con los canales reales a través de imágenes satelitales.

b) Evaluación cuantitativa:

Otro método útil para evaluar el realismo de un DEM es verificando el cumplimiento de leyes geomorfológicas. Dependiendo de la rigidez de estas, los autores clasifican los requerimientos en fuertes y débiles. Un requerimiento geomorfológico fuerte es la ley de que todo río debe fluir hacia abajo, es decir, no puede tener nunca una pendiente ascendente aguas abajo, salvo raras ocasiones como sinkholes que solo ocurren en determinados contextos geológicos. Estas depresiones pueden contabilizarse y servir como medida del grado de error. Los requerimientos débiles aplican para tendencias comunes en la geomorfología, donde cualquier desviación de esta es improbable mas no imposible. Un ejemplo de estos requerimientos débiles es la ley de Horton, según el cual el logaritmo del número de segmentos de una red fluvial decrece linealmente a mayores números de orden usando el método de Strahler. La cuantificación de la precisión en este caso se da por el valor del ajuste lineal R^2 (Polidori & El Hage, 2020).

1.3. Geomorfología Tectónica basada en DEMs

En expediciones in-situ hay complicaciones para identificar lineamientos estructurales de gran escala, como pliegues o fallas de dimensión kilométrica en campo, especialmente si la región a estudiar es de difícil acceso o se encuentra cubierta por vegetación densa. Por ello los modelos digitales de elevación son aplicados de forma recurrente para identificar de forma visual fallas y pliegamientos (Viveen et al., 2021b). Las fallas y pliegues activos en particular pueden ser identificados en los DEMs gracias a la forma en que estos pueden alterar el perfil de los ríos que discurren sobre estas estructuras activas, utilizando para ello parámetros cuantitativos que describen la morfología fluvial (Viveen et al., 2021b). Los errores en los DEMs y su resolución influyen directamente en la información tectónica que se puede obtener a partir de estos, por ello resulta de interés utilizar criterios de geomorfología tectónica para evaluar la calidad de los diferentes tipos de DEMs y determinar cuáles resultan más útiles para el análisis tectónico de la zona a estudiar.

1.4. Problemática

Si bien evaluar la influencia de un DEM en la calidad de la información que se obtiene a partir del análisis de geomorfología tectónica es importante, pocos estudios han comparado el efecto que tiene cada DEM en los datos obtenidos a partir de estos análisis (Purinton & Bookhagen, 2017; Boulton & Stokes, 2018, Liu et al., 2021). Algunos estudios no encuentran influencia del tipo de DEM en la obtención de índices geomorfológicos (Purinton & Bookhagen, 2017), mientras que otras investigaciones han observado que el nivel de ruido, continuidad y precisión

de unos modelos sobre otros pueden ser determinantes al momento de obtener información geomorfológica (Boulton & Stokes, 2018, Liu et al., 2021). En los estudios mencionados los análisis de geomorfología tectónica están acompañados por evaluación externa que determina la precisión en función a puntos GPS. Un problema para superar es la falta de una metodología definida para la evaluación de un DEM respecto a los índices geotectónicos que se obtienen de los análisis de geomorfología tectónica que fueron aplicados a la zona de estudio, tal que en el artículo de Polidori y El Hage (2020) no es mencionado como medio de evaluación interna.

En el caso de Perú, no se han realizado estudios que evalúen el rendimiento de un DEM en base a parámetros de geomorfología tectónicos. González-Moradas y Viveen (2020) realizaron una evaluación externa con puntos de referencia GPS en superficie, y determinaron que TanDEM-X y SRTM muestran el menor error vertical en Perú, seguidos en orden de mejor a peor por AW3D30 y ASTER GDEM2. Sin embargo, como indican Polidori y El Hage (2020), una mayor exactitud vertical no siempre implica un mayor realismo geomorfológico. Un ejemplo claro fue identificado por los autores Boulton y Stokes (2018) en la cuenca del río Dades, donde TanDEM-X tuvo el peor desempeño a pesar de tener la mejor resolución espacial y el menor error estándar entre los DEMs. Asimismo, Purinton y Bookhagen (2017) demostraron que incluso ASTER GDEM, el cual tuvo el peor desempeño en todos los artículos mostrados, puede obtener índices similares a otros DEMs con mejor precisión vertical.

1.5. Objetivos

Objetivo general: Evaluar la calidad de diferentes tipos de DEMs para la obtención de información geomorfológica aplicable a la interpretación tectónica en cuencas de drenaje.

Objetivos específicos:

- Hallar los índices y estadísticas representativas de los análisis de perfiles fluviales en la cuenca de Moyobamba para cada DEM.
- Hallar y comparar los resultados obtenidos por diferentes DEMs del análisis de perfiles fluviales para las principales subcuencas.
- Identificar los knickpoints y determinar los índices de geomorfología tectónica en los segmentos en estado estable de los principales tributarios.
- Extraer curvas y estadísticos de hipsometría de las subcuencas.
- Analizar los resultados obtenidos para realizar una evaluación interna del rendimiento los DEMs.

1.6. Hipótesis de trabajo

A partir de la bibliografía recopilada se puede concluir que AW3D30 tiene el mejor desempeño para análisis de geomorfología tectónica y ASTER GDEM el más bajo, con SRTM obteniendo

resultados intermedios más cercanos a AW3D30 (Purinton & Bookhagen, 2017; Schwanghart & Scherler, 2017; Boulton & Stokes, 2018, Liu et al., 2021). Sin embargo, en los tres estudios donde AW3D30 fue utilizado, este DEM mostró una precisión vertical superior a la de los otros DEMs de 30 metros, sugiriendo cierta correlación entre la precisión y el realismo geomorfológico. Copernicus DEM no ha sido evaluado en este tipo de estudios con anterioridad debido a su reciente lanzamiento, sin embargo, un estudio de Purinton y Bookhagen (2021) determinó que Copernicus muestra la mejor correlación lateral entre píxeles.

La precisión vertical de los DEMs en la zona de estudio fue determinada por González-Moradas y Viveen (2020), siendo SRTM el DEM de 30 metros de resolución más preciso seguido de AW3D30 y ASTER GDEM. Copernicus no fue evaluada en la zona de estudio, pero TanDEM-X sí, y obtuvo una mayor precisión que SRTM. Dado que la data de Copernicus está basada en parte en el mismo satélite, es de esperar que la precisión sea similar. TanDEM-X tiene una resolución superior y por ello una mejor precisión debido al menor suavizado de la superficie, sin embargo, el realismo morfológico puede verse afectado por dicha resolución (Boulton & Stokes, 2018). La hipótesis de trabajo es que el modelo AW3D30 dará los mejores resultados para el análisis de los parámetros de los perfiles fluviales porque esto se ha mostrado en otros estudios fuera del Perú. Sin embargo, por el suavizado del tramo de ríos en Copernicus, se postula que el Copernicus podría igualar o superar a AW3D30 en términos de calidad para estudios tectonogeomorfológicos

1.7. Justificación

El reto de la presente tesis fue definir un método tal que los índices geotécnicos puedan ser usados como un método de validación interna cualitativa y cuantitativa, de modo que futuros estudios donde los DEMs sean aplicados para el análisis de geomorfología tectónica se pueda elegir el modelo a utilizar con mayor fundamento, y permitir la evaluación de la calidad directamente a partir de estos análisis en otras regiones del Perú y del mundo. La metodología se deriva de los estudios anteriormente citados y fue aplicada para complementar el trabajo de González-Moradas y Viveen (2020) para determinar cuáles DEMs son los más útiles para realizar estudios de geomorfología tectónica en el país y así ayudar a futuros estudios que requieran de analizar la respuesta de la superficie a la actividad tectónica, especialmente en zonas de difícil acceso.

2. METODOLOGÍA

En este estudio se busca evaluar la calidad de los modelos digitales de elevación en base a la información que se obtiene de geomorfología tectónica, específicamente los análisis de perfiles fluviales y la hipsometría de cuencas. En esta sección se explica el marco teórico de ambos procesos y el como sus resultados se aplicaron para evaluar la calidad de los DEMs.

2.1. Análisis de perfiles fluviales

La topografía en las zonas de erosión activa se encuentra dominada por la morfología de los ríos. Los que resultan de interés son los ríos gradados o en estado estable (Whipple, 2013), definidos por J.H. Mackin en 1948, “la pendiente de un río gradado es ajustada delicadamente para proveer, con la descarga disponible y características dominantes del canal, solo la velocidad requerida para el transporte de toda la carga suministrada desde arriba” (p. 464). En otras palabras, la pendiente de estos ríos refleja las tazas de erosión de una cadena montañosa, la cual responde a las diferencias locales en elevación tectónica. La realización de que la morfología de un río registraba la actividad tectónica llevó al desarrollo de una subdisciplina dentro de la geomorfología denominada análisis de perfiles fluviales.

John T. Hack, en 1957 propuso que la pendiente de un río gradado sigue la ecuación 1,

$$S = k/L \quad (1)$$

donde S es la pendiente del terreno, L es la longitud del río desde la cabecera y k es el índice de pendiente. Esta ecuación indica que los ríos poseen una morfología que sigue una función logarítmica. Hack resalta que, si bien la mayoría de los ríos no sigue una distribución logarítmica de la elevación, todo río puede ser descompuesto en segmentos que siguen la ecuación 1 (Hack, 1973). El índice de pendiente, según Hack, representa la capacidad de un río para transportar la carga tal que, a un mayor índice de pendiente, el tamaño de los clastos que un río puede transportar se incrementa (Hack, 1973). En 1983, un estudio publicado por Seeber y Gornitz utilizó por primera vez el análisis de perfiles fluviales para analizar los ríos principales en un área de estudio ubicada en los Himalayas, encontrando que las zonas con un alto índice de pendiente coincidían con partes del terreno ubicadas sobre una falla activa indicando una correlación entre este índice y la elevación tectónica. J.J. Flint en 1974 realizó una función más generalizada de la ecuación de Hack, la cual es hasta el día de hoy el modelo más aceptado para la morfología de un río y se le conoce como la ley de Flint (Whipple, 2013):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (2)$$

donde A es el área de drenaje desde la cabecera, k_s es el índice de empinamiento y θ es el índice de concavidad. La forma en la que estos índices afectan la morfología de los ríos se esquematiza en la figura 2.

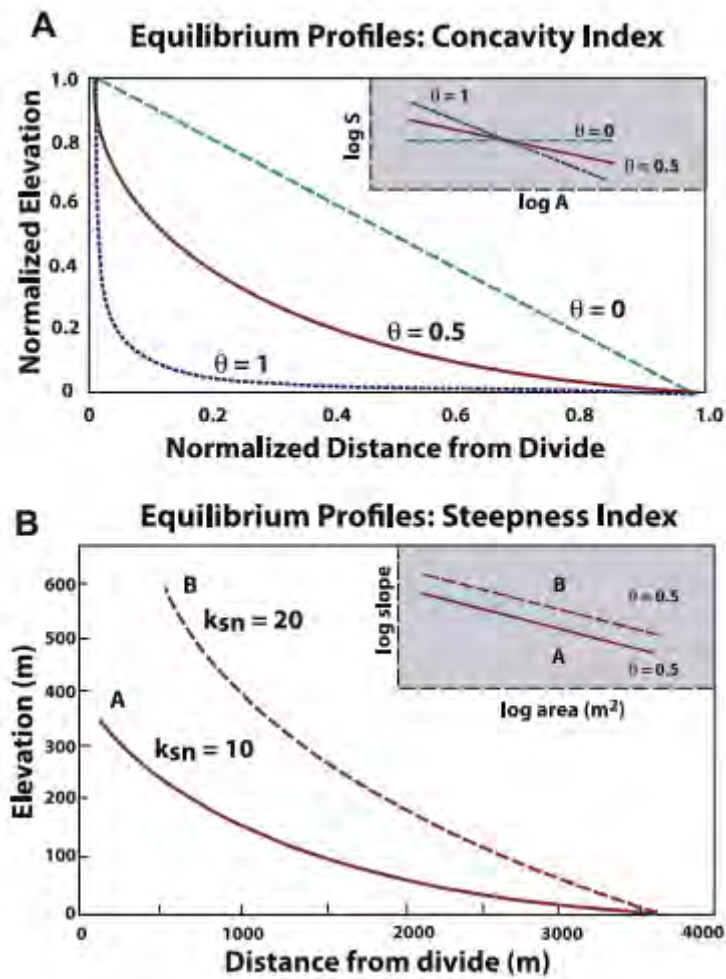


Figura 2. Efecto del índice de concavidad (en A) y del índice de empinamiento (B) en el perfil de un río en gráficos de elevación-longitud y en gráficos de pendiente-altura (tomado de Kirby & Whipple, 2012).

Un conflicto con esta ecuación, que fue motivo de su inaplicabilidad durante mucho tiempo, era la dificultad para obtener el área de drenaje de forma efectiva, razón por la cual la ecuación de Hack, que estaba en función de la distancia, se mantuvo como una opción preferida por ser un dato fácilmente obtenido a partir de mapas topográficos. Esta inconveniencia se resolvió en los últimos años gracias a los DEMs. (introducir variabilidad de theta)

En el análisis de perfiles fluviales, se parte de dos asunciones principales: 1) un estado estable, es decir, que las condiciones tectónicas, climáticas y litológicas permanecen invariables el tiempo suficiente como para que la forma del río se ajuste a dichas condiciones (Kirby & Whipple, 2012); y 2), el río es de lecho rocoso, es decir, que el régimen es principalmente erosivo y no deposicional, pues la deposición de sedimentos en el lecho desvía el comportamiento del río de la ley de Flint (Whipple, 2013). Diversos estudios han encontrado que θ es independiente de las

condiciones tectónicas, climáticas y litológicas, y su valor en ríos que poseen un lecho rocoso suele variar dentro de un rango teórico de 0.4 a 0.6 (Kirby & Whipple, 2012).

La ley de Flint es estrictamente geométrica en su formulación, sin embargo, existen otras funciones que buscan determinar la morfología de un río mediante una aproximación más física, las cuales se conocen como modelos de incisión de poder del arroyo (SPIM), según las cuales, la erosión producida por el río es función del esfuerzo cortante del lecho (Howard & Kerby, 1983), la cual depende de parámetros físicos como los mecanismos de erosión, efectos de modulación de la carga de sedimentos, resistencia al flujo, condiciones climáticas, entre otros (Kirby & Whipple, 2012). A partir de relaciones empíricas se puede obtener una relación entre la erosión, el área de drenaje y la pendiente. Dado que en estado estable la erosión es igual a la elevación tectónica, se obtiene la ecuación 3:

$$S = (U/K)^{1/n} \cdot A^{-m/n} \quad (3)$$

donde U es la elevación tectónica, y los parámetros K, m y n dependen de los parámetros físicos establecidos previamente y cuya naturaleza no forma parte del alcance de esta tesis. Nótese la semejanza entre la ecuación 3 y la ley de Flint (ecuación 2). Esta ecuación permite no solo determinar la relación entre el índice de empinamiento y la elevación tectónica, sino que predice un valor cercano a 0.5 para el índice de concavidad (Kirby & Whipple, 2012).

Los ríos usualmente no se encuentran en estado estable, ya que el perfil responde a variaciones en la elevación tectónica y el clima, sin embargo, son esas distorsiones en el modelo estable las que tienen un alto interés al momento de registrar patrones de elevación en una misma cuenca (Wobus et al., 2006). En un perfil fluvial, estas respuestas se identifican por la presencia de knickpoints (Kirby & Whipple, 2012). Los knickpoints son cambios bruscos puntuales en el perfil de un río que se observan como puntos cóncavos. Se pueden clasificar en dos tipos: los vertical-step y slope-break knickpoints (figura 3). Los vertical-step knickpoints suelen estar anclados en el espacio y tiempo y responden a la presencia de cambios litológicos en el lecho o a la presencia de deslizamientos de tierra. Los slope-break knickpoints por otro lado son los que responden a una transición hacia un nuevo régimen tectónico o climático (Kirby & Whipple, 2012). Estos ríos reciben el nombre de “transitorios”. Aguas arriba de un knickpoint se encuentra el segmento del río que está en estado estable con las antiguas condiciones, aguas abajo el río se encuentra acomodado al nuevo régimen. Frente a una fuerza persistente, como la tectónica, los slope-break knickpoints migran aguas arriba hasta formar un nuevo estado estable, mientras que cambios cíclicos como los climáticos pueden resultar en una migración oscilatoria de arriba hacia abajo o en un estado estable intermedio entre ambas condiciones de equilibrio dependiendo de la duración de los ciclos. Ambos tipos de knickpoint pueden formarse por situaciones similares por lo que no

son mutuamente excluyentes y un knickpoint puede presentar características de ambos estilos (Haviv et al., 2010).

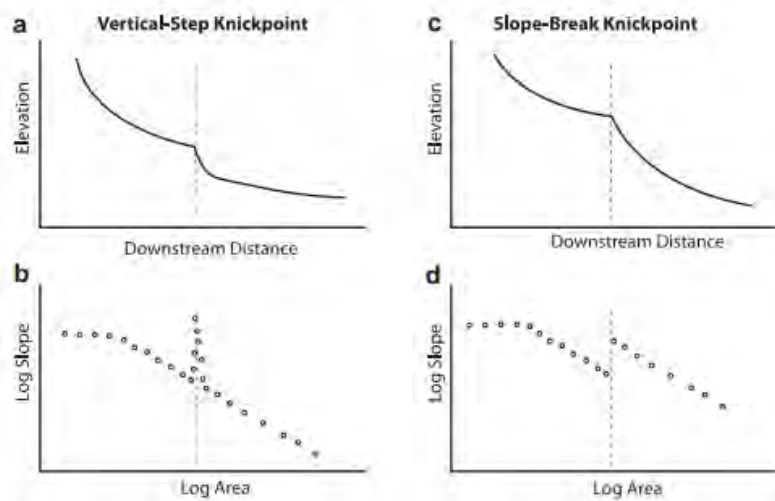


Figura 3. Tipos de knickpoints y su apariencia en perfiles fluviales y gráficos pendiente-área (tomado de Kirby & Whipple, 2012).

2.1.1. Análisis gradiente-área

Los análisis de perfiles fluviales se realizaron utilizando la caja de herramientas de análisis topográfico Topotoolbox (Schwanghart & Scherler, 2014). A partir de los DEMs recortados a la zona de estudio se puede recrear de forma automática las redes de drenaje y se obtiene para cada punto de la red la pendiente (S) y el área río arriba (A).

El análisis gradiente-área es el método clásico para determinar los índices de empinamiento y concavidad. Estos se obtienen luego de plotear la red de drenaje o río en una gráfica de logaritmo de la pendiente versus logaritmo del área (figura 4), donde cada punto representa el promedio de la pendiente y área acumulada río arriba para un tramo de corta longitud. Los índices de empinamiento y concavidad se calculan a partir de la recta de ajuste (Wobus et al., 2006). La desventaja del método es que no ofrece información sobre la calidad del ajuste y por ende no se puede realizar una estimación del error. Los gráficos gradiente-área y los índices se obtuvieron a partir de la función *slopearea* de Topotoolbox (Schwanghart & Scherler, 2014).

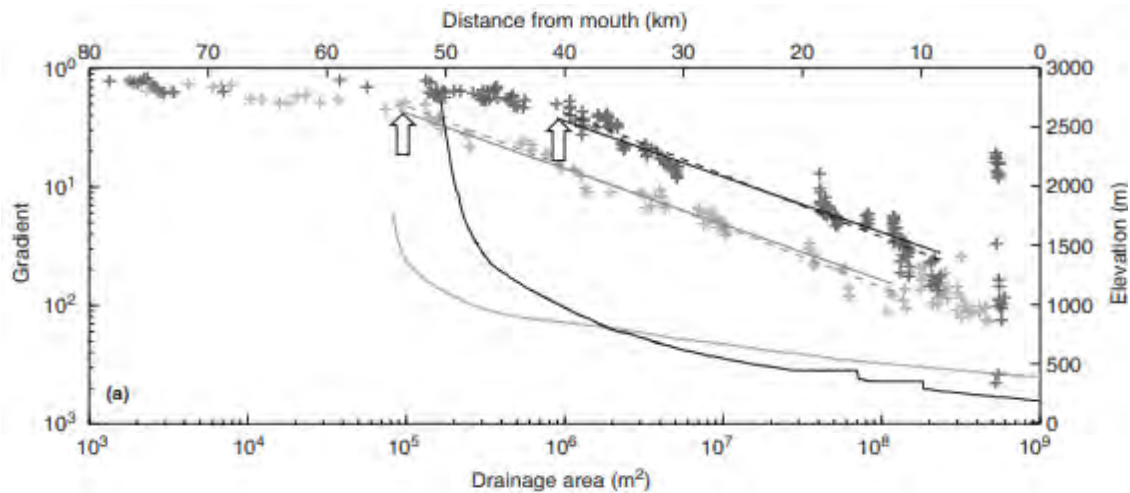


Figura 4. Gráficos gradiente-área de dos ríos con diferentes índices de empinamiento comparados con su perfil fluvial elevación-distancia. La flecha indica el área límite a partir del cual el río sigue la ley de Flint (modificado de Whipple, 2013).

La ley de Flint aplica para puntos ubicados luego de un área límite de entre 0.1 y 5 km² (Wobus et al., 2006), que corresponde a la zona donde el régimen del río es coluvial y su pendiente es constante e independiente del área de drenaje. Antes de realizar el análisis es necesario borrar los tramos ubicados aguas arriba del área límite para retirar la sección coluvial de los ríos. Por defecto, los estudios retiran el primer km², aproximadamente 10 000 píxeles en un DEM con resolución de 30m, debido a que esta sección suele no tener un impacto significativo (Purinton & Bookhagen, 2017; Boulton & Stokes, 2018).

2.1.2. Análisis chi

Otro método para el cálculo de los índices es el método integral o análisis chi (Perron & Royden, 2012). Al integrar ambos lados de la ley de Flint por la distancia se obtiene una relación lineal entre la elevación y k_s denominada como χ (pronunciado chi), del que deriva el nombre del método (ecuación 4). El índice de concavidad se expresa como m/n , al igual que en los modelos de incisión de poder del arroyo (ecuación 3). De acuerdo con Wang y colegas (2017), el análisis chi es superior obteniendo los índices de concavidad y empinamiento que el método de gradiente-área, pero este último es más efectivo para observar cambios de régimen de coluvial a lecho rocoso y aluvial.

$$z(x) = k_s \int_0^x A(x)^{-m/n} = k_s \cdot \chi(x) \quad (4)$$

De acuerdo con la ecuación 4, al graficar la elevación respecto a la función chi se obtiene una recta que parte desde el origen donde k_s es la pendiente. En un río, la forma creada será una recta que coincide con la ecuación si el río está en estado estable y el índice de concavidad utilizado es correcto (Perron & Royden, 2012). El perfil del río tendrá una forma convexa o cóncava si el índice es mayor o menor al real respectivamente (figura 5) (Schwanghart, 2017). El método para

obtener la mejor aproximación del índice de concavidad consiste en hallar el valor que consigue un mayor ajuste lineal, es decir, que maximiza el valor de R^2 . En el caso de una red de drenaje con múltiples tributarios, el índice de concavidad que maximiza el ajuste es aquel que obtiene un mejor colapso de los tributarios en una misma recta (Perron & Royden, 2012), como es mostrado en la figura 5.

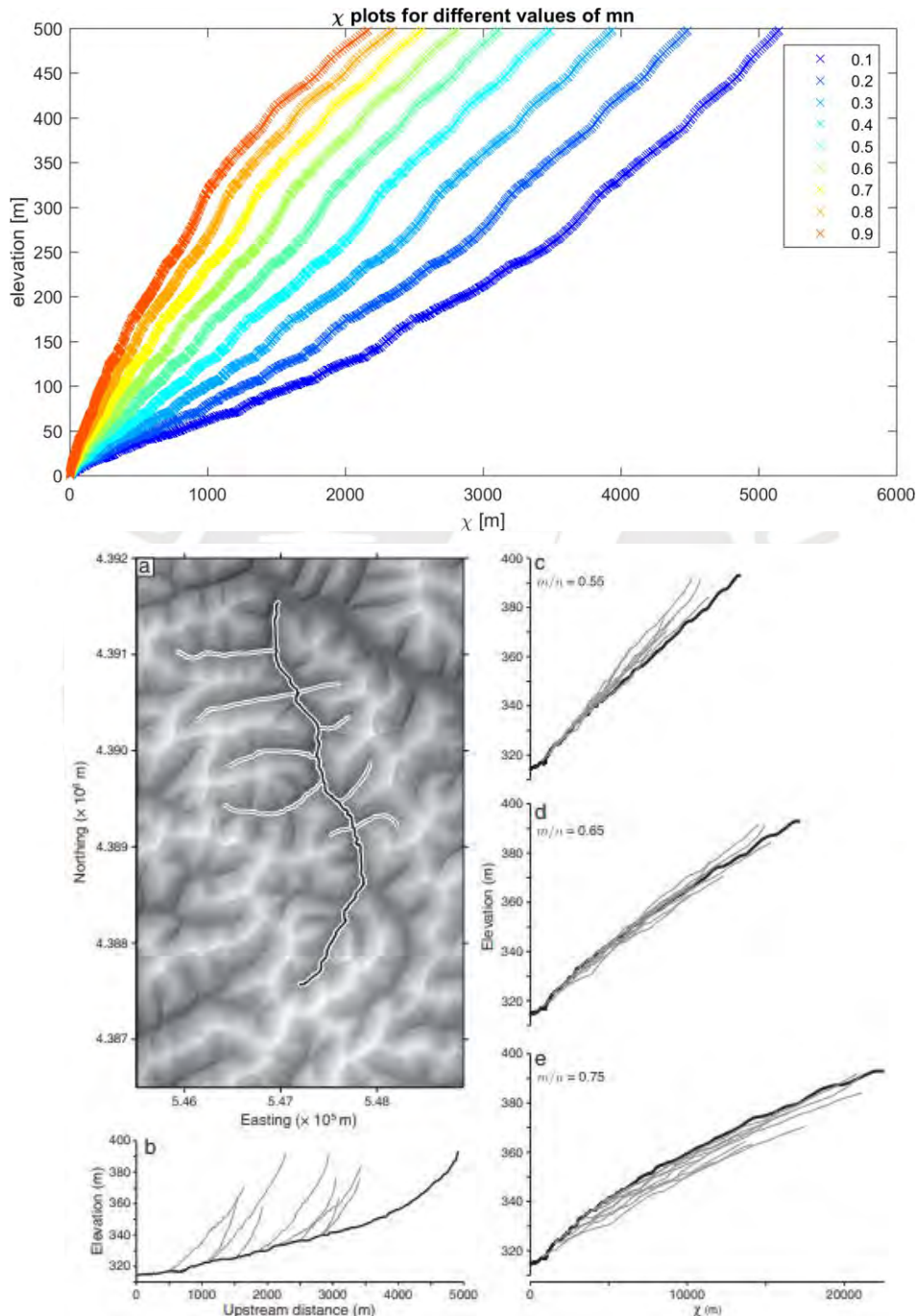


Figura 5. Perfiles elevación-chi de un río con diferentes valores de m/n (arriba; tomado de Schwanghart, 2017). Múltiples gráficos chi-elevación con diferentes valores de m/n para una red de drenaje (abajo). Se observa que el valor de 0.65 obtiene el mejor colapso de las redes de drenaje, a pesar de ello, este perfil muestra una clara concavidad que contrasta con el perfil obtenido con el índice de 0.55, el cual maximiza la linealidad del río principal. (Perron & Royden, 2012).

Los perfiles chi-elevación y los valores correspondientes al índice de concavidad, empinamiento y el coeficiente de correlación lineal se obtienen con la función *chiplot* de Topotoolbox (Schwanghart & Scherler, 2014). Con fines prácticos, en este estudio se utiliza el símbolo θ para referirse al índice de concavidad cuando este se obtuvo por el método gradiente-área, y m/n cuando se obtuvo mediante el análisis chi.

Una tercera aproximación al índice de concavidad usando el análisis chi para redes de drenaje fue propuesto recientemente por Schwanghart (2021) con la función *mnoptimvar*. Este método toma en cuenta el principio de Perron y Royden (2012) según el cual el índice de concavidad es aquel en el cual los tributarios de una cuenca colapsan en una línea en el gráfico chi-elevación. Para ello separa el perfil fluvial en puntos con valores fijos de chi, y el índice de concavidad, al cual bajo este método se le denomina m/n óptimo, es aquel que reduce a un mínimo la dispersión de la elevación por cada valor de chi (figura 6).

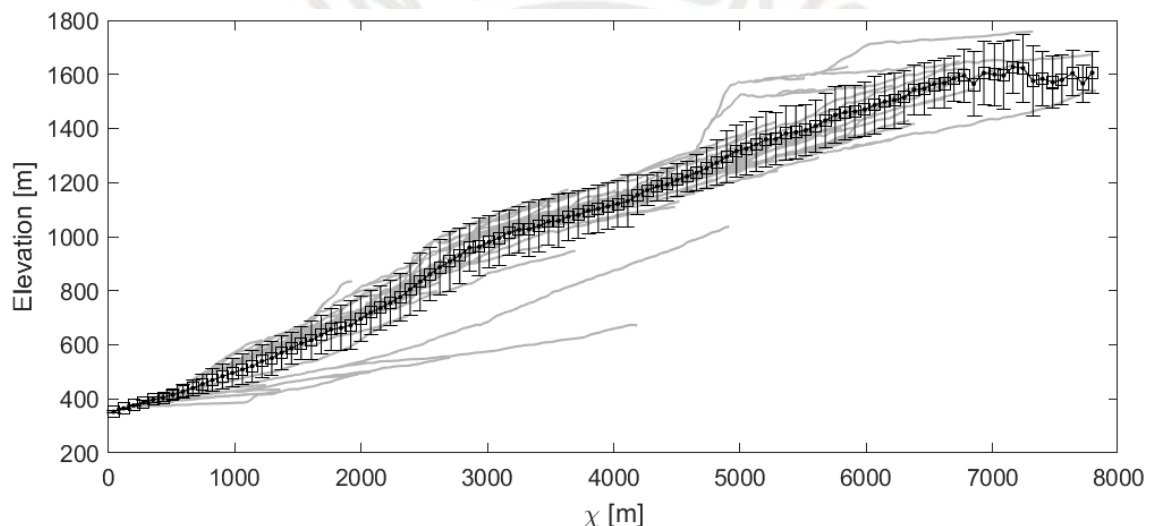


Figura 6. Gráfico chi-elevación mostrando el promedio y desviación estándar de elevación por cada valor de chi del cañón Big Tujunga (Schwanghart, 2021).

La forma de determinar la menor dispersión puede ser definida por el usuario, la cual puede ser el rango intercuartil, varianza, desviación estándar, MAD (mediana de desviación absoluta) y la covarianza (Schwanghart, 2021). La dispersión en esta tesis se mide como la desviación estándar en cada punto, y el colapso de la red en función de la desviación media, mediana y la máxima.

2.1.3. k_{sn} y corrección CRS

Debido a que en ríos de lecho rocoso el índice de concavidad es un parámetro independiente que varía en un rango específico de 0.4 a 0.6, uno de los índices más usados en geomorfología es el índice normalizado de empinamiento (k_{sn}), el cual consiste en determinar un valor de k_s para cada punto de la red (ecuación 5) asumiendo un valor de referencia de θ (Wobus et al., 2006), el cual

puede ser el resultado obtenido para la cuenca completa con cualquiera de los métodos anteriormente descritos, o un valor estándar el cual suele ser 0.45 (Kirby & Whipple, 2012).

$$S(x) = k_{sn} * A(x)^{-\theta_{ref}} \quad (5)$$

Este valor permite observar la variación del índice de empinamiento en una misma cuenca o varias para ubicar aquellas regiones que experimentan una mayor elevación tectónica, ya que el índice de empinamiento es muy sensible a ligeros cambios en el índice de concavidad. Varios estudios comparando los índices geomorfológicos con mediciones directas de la tasa de erosión, como la abundancia relativa del isótopo cosmogénico Berilio 10, han demostrado que existe una relación directa no lineal del k_{sn} con la erosión y por ende con la elevación tectónica (Kirby & Whipple, 2012), he ahí la importancia de definir este valor con precisión.

Debido a que este valor suele ser muy ruidoso por los errores de los DEMs, los mapas de variación de k_{sn} suelen aplicar correcciones para mejorar la visualización, tales como la agregación o el suavizado. Estas técnicas son susceptibles a errores de gran magnitud que pueden causar bultos o depresiones en el perfil fluvial (figura 7). Una técnica de suavizado que evita estos problemas fue propuesta por Schwanghart y Scherler (2017) denominada corrección CRS (Constrained Regularized Smoothing). Esta realiza un suavizado en función de un cuantil (tau) e índice de suavizado (K) elegido por el usuario. El índice K determina la cantidad de puntos en el perfil alrededor del punto a suavizar que se tomarán en cuenta, de modo que a un mayor índice K, más suavizado estará el perfil final. El índice tau determina el percentil de elevación alrededor del cual se toman en cuenta los puntos para promediar. Por ejemplo, un perfil fluvial corregido con un tau de 0.1 toma como referencia los puntos más bajos del perfil original, mientras que un tau de 0.9 tomaría en cuenta los puntos superiores.

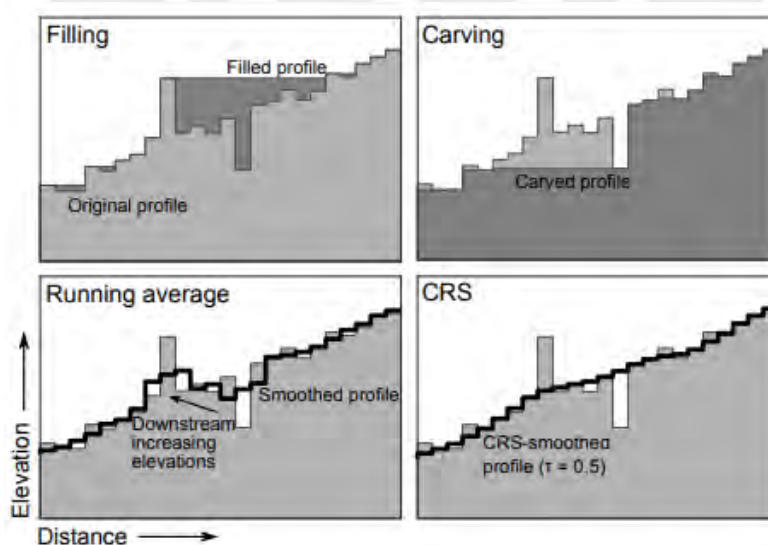


Figura 7. Comparación de perfiles fluviales corregidos con diferentes métodos, destacando la superioridad de la corrección CRS (Schwanghart & Scherler, 2017)

2.2. Hipsometría

De forma complementaria al análisis de perfiles fluviales, otra aproximación geomorfológica que resulta de interés para la interpretación tectónica es la hipsometría. Esta técnica consiste en obtener una curva hipsométrica, la cual se define como el trazo formado por el área relativa de la cuenca sobre una determinada altura respecto a la altura relativa en cada punto (Strahler, 1952). Entre las estadísticas que se obtienen de la curva hipsométrica la más importante es la integral hipsométrica, que es el área por debajo de la curva. Esta se puede utilizar para inferir la edad relativa de una cuenca. Cuanto más joven sea, es decir, menos erosionada, la curva se encontrará más elevada y por ende la integral hipsométrica será mayor que en cuencas con más tiempo de desarrollo (figura 8). Se ha observado que la integral hipsométrica, al igual que el índice de empinamiento normalizado, está correlacionada positivamente con la elevación tectónica (Pérez-Peña et al., 2009).

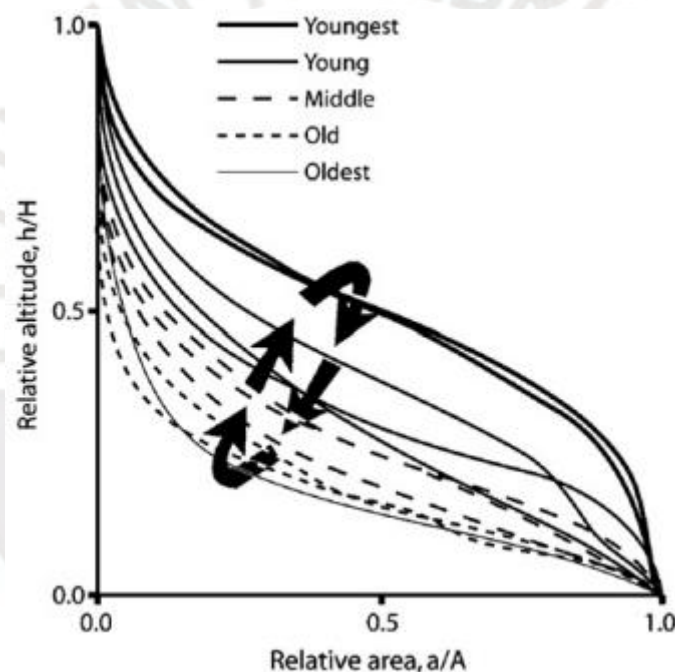


Figura 8. Forma de curvas hipsométricas para cuencas de diferentes edades (extraído de Pérez-Peña et al., 2009).

Para el caso de estudio, se creó las cuencas a partir de la función *drainagebasins* de Topotoolbox para cada DEM. Los polígonos de las cuencas son posteriormente importados a ArcGIS donde las curvas hipsométricas se obtienen aplicando la extensión CalHypso, publicada por Pérez-Peña et al. (2009) en su edición de ArcGIS 10.1, la cual crea la curva por intervalos discretos y calcula el área bajo esta en función a un ajuste polinomial de tercer grado.

3. ZONA DE ESTUDIO

3.1. Ubicación

La zona evaluada se encuentra entre las coordenadas 187,162 a 307,245 m este y 9°288,170 a 9°403,212 m norte en la zona 18S. En su interior se encuentra la cuenca de Moyobamba, ubicada en la selva alta al noreste del Perú (figura 9). Esta cuenca se divide en tres componentes principales, cada una con sus propias subcuencas, de las cuales doce fueron analizadas en el presente estudio para obtener la información geomorfológica. La vertiente occidental está formada por las cuencas de los ríos tributarios de alta pendiente que discurren en el anticlinal de Cerro Blanco, en orden de norte a sur: Serracayacu, Naranjos, Naranjillos, Yuracyacu, Tonchima, Osque e Indoche. En la parte central se encuentra el valle del río Mayo, una llanura extensa con altura de entre 800 y 950 msnm, y cuyo ancho crece en dirección sureste. El río Mayo continúa hacia el noroeste donde nace a partir del río Huasta, el cual surge de la conjunción de los ríos Delta y Yanacyacu, por lo que dicha porción de la cuenca será referida como Huasta-Yanacyacu. En la vertiente oriental se encuentra conformada por las cuencas de los ríos tributarios de baja pendiente que, en orden de norte a sur, son: Cachiyacu, Tioyacu, Avisado y Huascayacu. La región se caracteriza por un clima húmedo y tropical, con abundante vegetación constituida principalmente por selva tropical y cultivos, que representan una importante fuente de error para los DEMs.

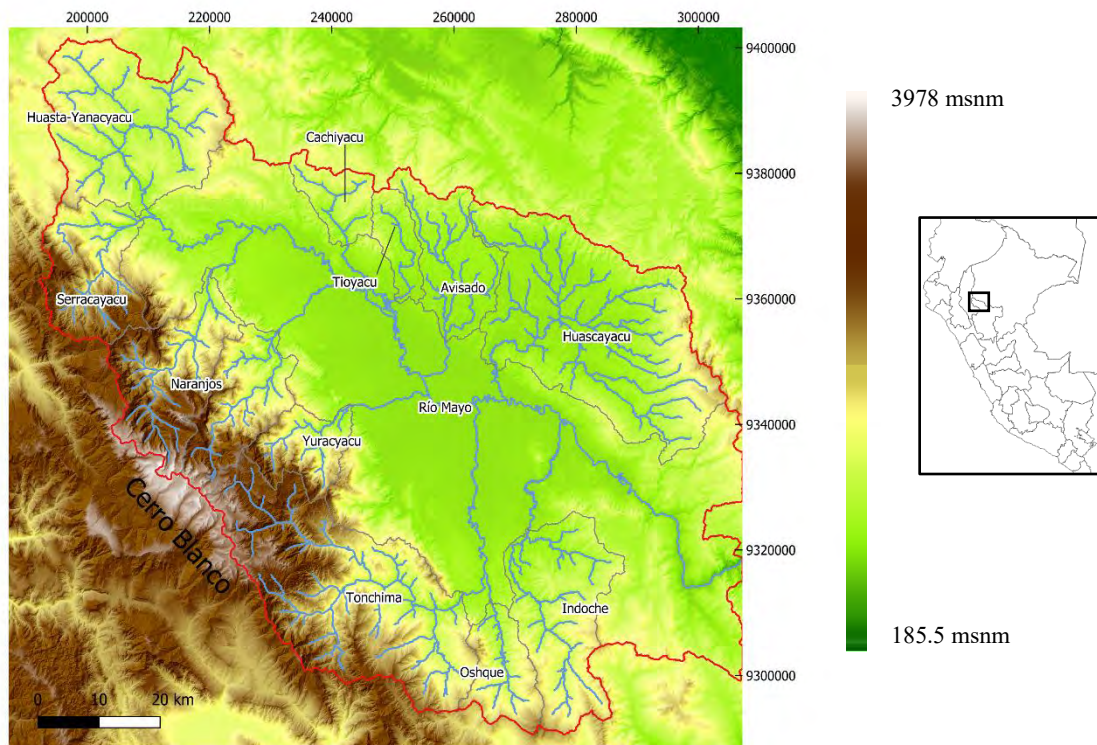


Figura 9. Ubicación de la cuenca de Moyobamba (bordes en rojo), ríos y subcuencas analizadas (bordes en gris), sobre mapa de elevación (basado en Copernicus DEM).

3.2. Geología

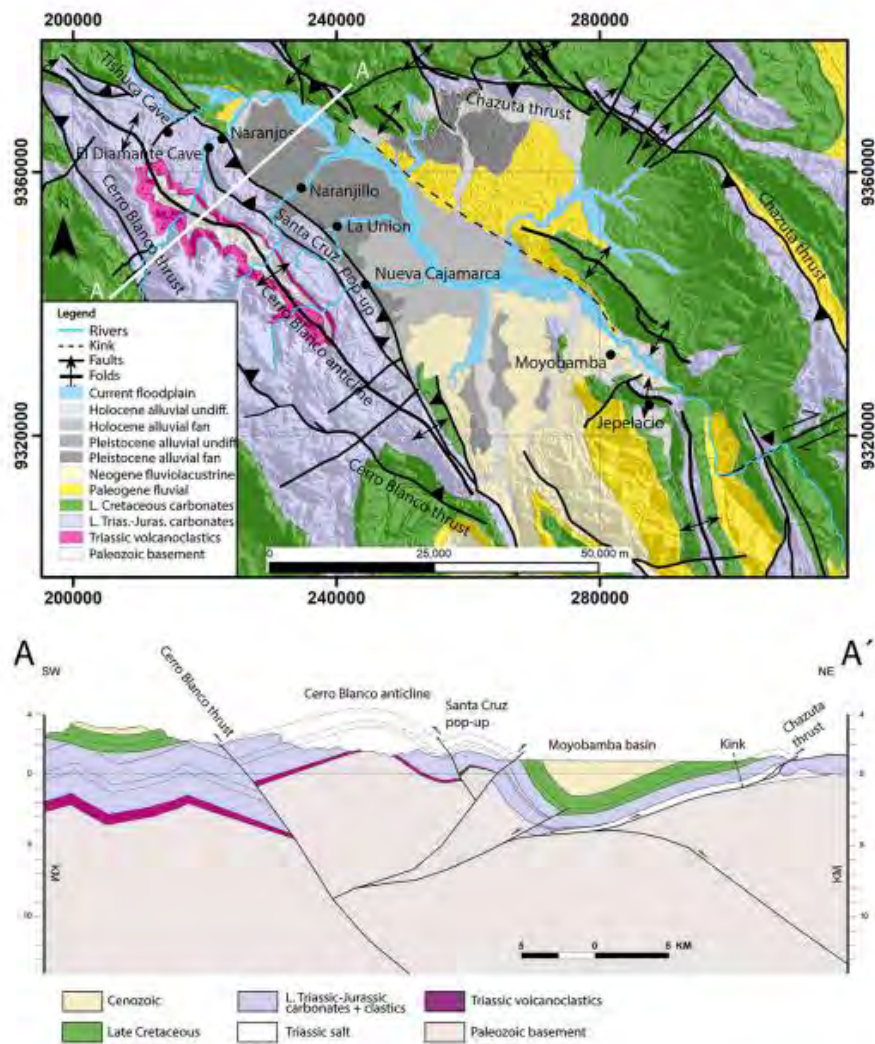


Figura 10. Mapa geológico (arriba) y perfil estructural (abajo) de la cuenca de Moyobamba (Viveen et al., 2021a).

La cuenca de Moyobamba es una cuenca de tipo “piggy-back”, es decir, una cuenca transportada formada en el foreland de una faja plegada y corrida la cual se desliza sobre una falla de corrimiento, en este caso, el corrimiento de Chazuta en el extremo este de la cuenca (figura 10). La zona experimenta levantamiento tectónico a un ritmo de 2.3 a 2.6 milímetros al año por el movimiento inverso de la falla Cerro Blanco al oeste de la cuenca (Viveen et al., 2021a). Por ello la cuenca resulta de interés para el análisis de geomorfología tectónica, ya que es una cuenca tectónicamente activa, con múltiples dominios tectónicos (Viveen et al., 2021a).

La litología de la cuenca de Moyobamba está conformada por unidades del Cretácico y Cenozoico formando un pliegue sinclinal, cubierto en gran parte por sedimentos cuaternarios aluviales. El borde occidental de la cuenca está conformado por un anticlinal activo cuya petrología consiste en unidades del Grupo Mitu y Grupo Pucará; y está deformado lateralmente por las fallas inversas de Cerro Blanco por el oeste y Santa Cruz por el este (Viveen et al., 2021a). Entre Cerro Blanco

y la cuenca de Moyobamba existe el delgado pop-up de Santa Cruz, producido por una falla inversa de buzamiento hacia el este.

De acuerdo con un estudio publicado por Viveen et al. (2021a), la incisión de los ríos en la cuenca de Moyobamba está controlada por dos factores principales: los ciclos climáticos que controlan la carga de sedimentos, el levantamiento tectónico impuesto por las fallas Chazuta y Cerro Blanco. Según el modelo propuesto por dicho estudio, hasta hace 18000 años la cuenca de Moyobamba era una cuenca endorreica (descarga en la misma cuenca) donde las aguas provenientes del río Mayo y sus tributarios desembocaban en un lago de grandes dimensiones. Posteriormente, la acción conjunta de la elevación tectónica y periodos climáticos de alta precipitación causaron el rebalse del lago, resultando en el drenaje hacia la adyacente cuenca del Huallaga y por ende invirtiendo el régimen hacia una cuenca exorreica (descarga hacia el mar), siendo uno de los pocos casos en el mundo de apertura de cuenca inducida por tectónica (Viveen et al., 2021a). Al evaluar el impacto de los factores combinados para determinar cuál controla los patrones de incisión en la cuenca de Moyobamba a partir del análisis de terrazas fluviales, el estudio concluyó que el cambio de régimen endorreico a exorreico solo afecta la porción más distal del río Mayo debido a la juventud de la apertura. A gran escala la elevación tectónica juega el rol principal en los índices de incisión, y a pequeña escala la incisión se encuentra controlada por ciclos climáticos de condiciones áridas (menos carga, más incisión) a condiciones húmedas (más carga, menos incisión).

La integral hipsométrica en todas las subcuencas, sin tomar en cuenta la porción incluida en el valle del Río Mayo, sugiere que el borde oeste de la cuenca es más activo tectónicamente que el este, ya que las integrales son mayores en las subcuencas ubicadas en el anticlinal de Cerro Blanco (Viveen et al., 2021a). Dado que el levantamiento tectónico tiene una correlación con el índice de empinamiento k_{sn} (Whipple, 2013), se espera que este criterio morfológico exhiba una tendencia similar, siendo superior en la vertiente occidental que en la oriental.

4. RESULTADOS

La aplicación del análisis de perfiles fluviales se dividió en tres escalas, a escala de la cuenca completa del río Mayo, a nivel de subcuencas, y a nivel de ríos individuales, ubicando la presencia de knickpoints y posteriormente separándose en segmentos estables. Para analizar las subcuencas y sus ríos se extrajo manualmente el área correspondiente al valle del río Mayo, de tal forma que el régimen de las subcuencas sea preferentemente de lecho rocoso en todo su recorrido. Se obtuvieron los DEMs para las zonas correspondientes y se realizó la proyección geográfica donde fue necesario. El DEM de SRTMv3 de la zona de estudio posee vacíos en las partes altas que no permitió la creación de las redes de drenaje completas. Debido a que por teoría se sabe que ASTER es uno de los DEMs de respaldo utilizados durante las correcciones para llenar los vacíos (NASA, 2015), se usó la herramienta *inpaintnans* (Schwanhart & Scherler, 2017) para usar los datos de ASTER GDEM3 como parche de SRTMv3 y completar la red fluvial.

4.1. Análisis de la cuenca tectónica de Moyobamba completa

En esta escala se analiza el río Mayo y todos sus afluentes. Debido a la abundancia de canales coluviales en la zona de estudio, y a la creación de canales ficticios en zonas planas, se decidió utilizar un límite mínimo de 5 km² para crear las redes de drenaje y de esa forma no considerar las zonas coluviales de los ríos. Las redes de drenaje de los DEMs pueden verse en la figura 11. Puede apreciarse que todos los DEMs recrearon de forma similar la red fluvial de los tributarios tanto de la vertiente occidental como de la vertiente oriental de la cuenca de Moyobamba, pero la red de drenaje se distorsiona en el valle del Río Mayo. Debido a las correcciones realizadas a Copernicus DEM (Leister-Taylor et al., 2020), este recrea perfectamente los meandros del río Mayo.

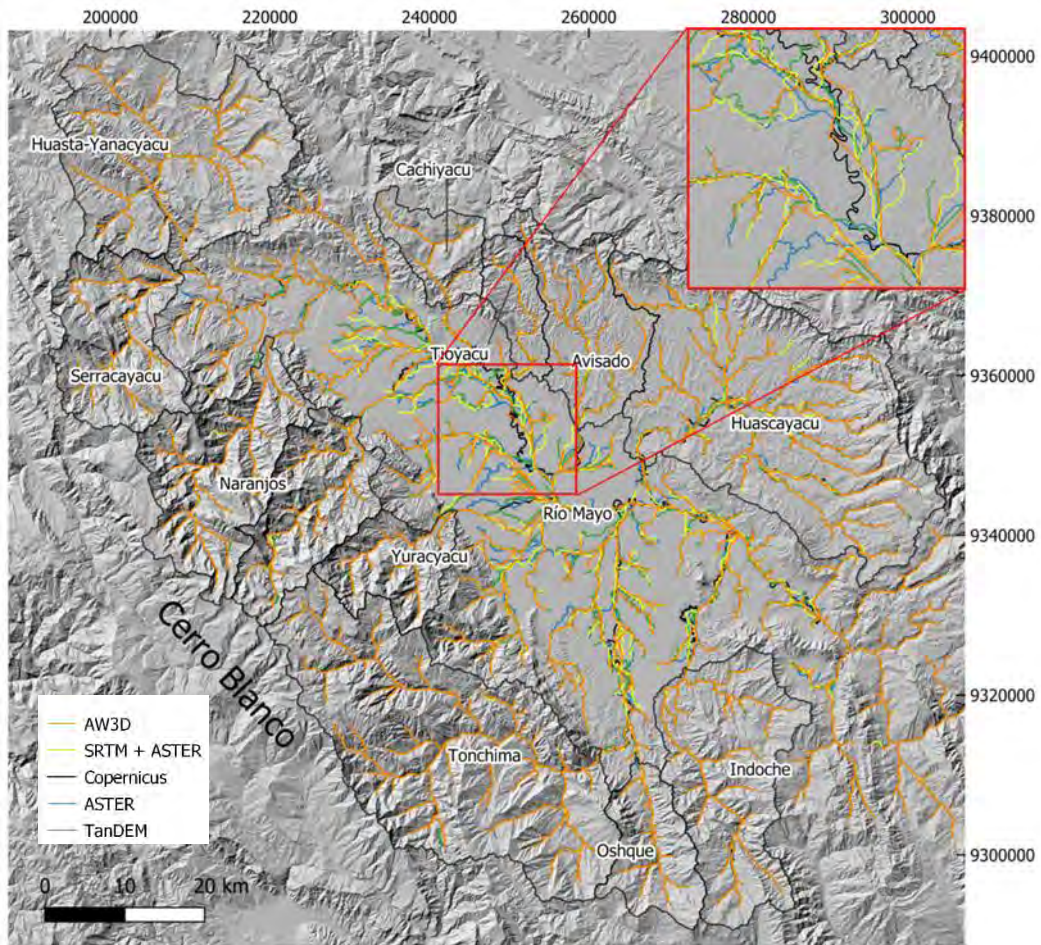


Figura 11. Redes de drenaje de los DEMs, enmarcando el valle del río Mayo donde hubo mayor diferencia en la creación de canales entre los DEMs sobre el hillshade de Copernicus DEM.

En la figura 12 se muestran los resultados obtenidos de los análisis de perfiles fluviales para todos los canales de la cuenca de Moyobamba. Con el método gradiente-área se obtuvo un índice de concavidad similar para todos los DEMs variando de 0.4042 a 0.4718, indicando una robustez del método en esta región, y un índice de empinamiento de 31.82 a 87.88 m^{0.9}. Los valores de theta obtenidos con este método se acercan al valor aplicado regularmente como referencia para calcular el k_{sn} en ríos de lecho rocoso, que es 0.45, indicando que este es un buen índice de concavidad estandarizado para evaluar las diferencias del índice k_{sn} en esta región. Los índices de concavidad y empinamiento más altos corresponden a Copernicus DEM, seguido de ASTER, SRTM3 (+ASTER GDEM3), AW3D30 y TanDEM-X con los resultados más bajos. En todos los DEMs se observa un buen ajuste de la red fluvial en el gráfico gradiente-área hasta aproximadamente los $3 \cdot 10^7$ m², a partir de los cual el ajuste se reduce y la distribución de puntos se vuelve más dispersa hasta los 10⁹ m², área límite a partir de la cual la pendiente crece considerablemente indicando la transición a un régimen aluvial. (Wang et al., 2017).

Los índices de concavidad obtenidos mediante el análisis chi son significativamente más altos, variando de 0.7838 a 0.8928, propios de un régimen aluvial (Wang et al., 2017). Estos valores contrastan fuertemente con los determinados mediante el análisis gradiente-área y se alejan del rango esperado para ríos de lecho rocoso de 0.4 a 0.6. En la figura 13 puede observarse una gran dispersión de la red fluvial en el gráfico chi-elevación, que se refleja en un pobre ajuste lineal, indicando que la cuenca completa del Moyobamba no puede colapsar en una recta.

Mediante el análisis chi utilizando la función *mnoptimvar* (Schwanghart, 2021), los índices de concavidad que se obtienen muestran una variabilidad mucho más alta en comparación a los otros métodos, desde 0.2254 en el caso de AW3D30 hasta 0.5 en TanDEM-X. ASTER y AW3D30 obtuvieron un mejor colapso de los tributarios, es decir, muestran la menor desviación estándar de elevación por cada valor de chi. Sin embargo, son SRTM3, TanDEM-X y Copernicus los que obtienen índices de concavidad que se acercan al valor estimado por el método gradiente-área, en un rango de entre 0.4027 y 0.5; a pesar de tener desviaciones estándar de elevación de más de 1000 metros.



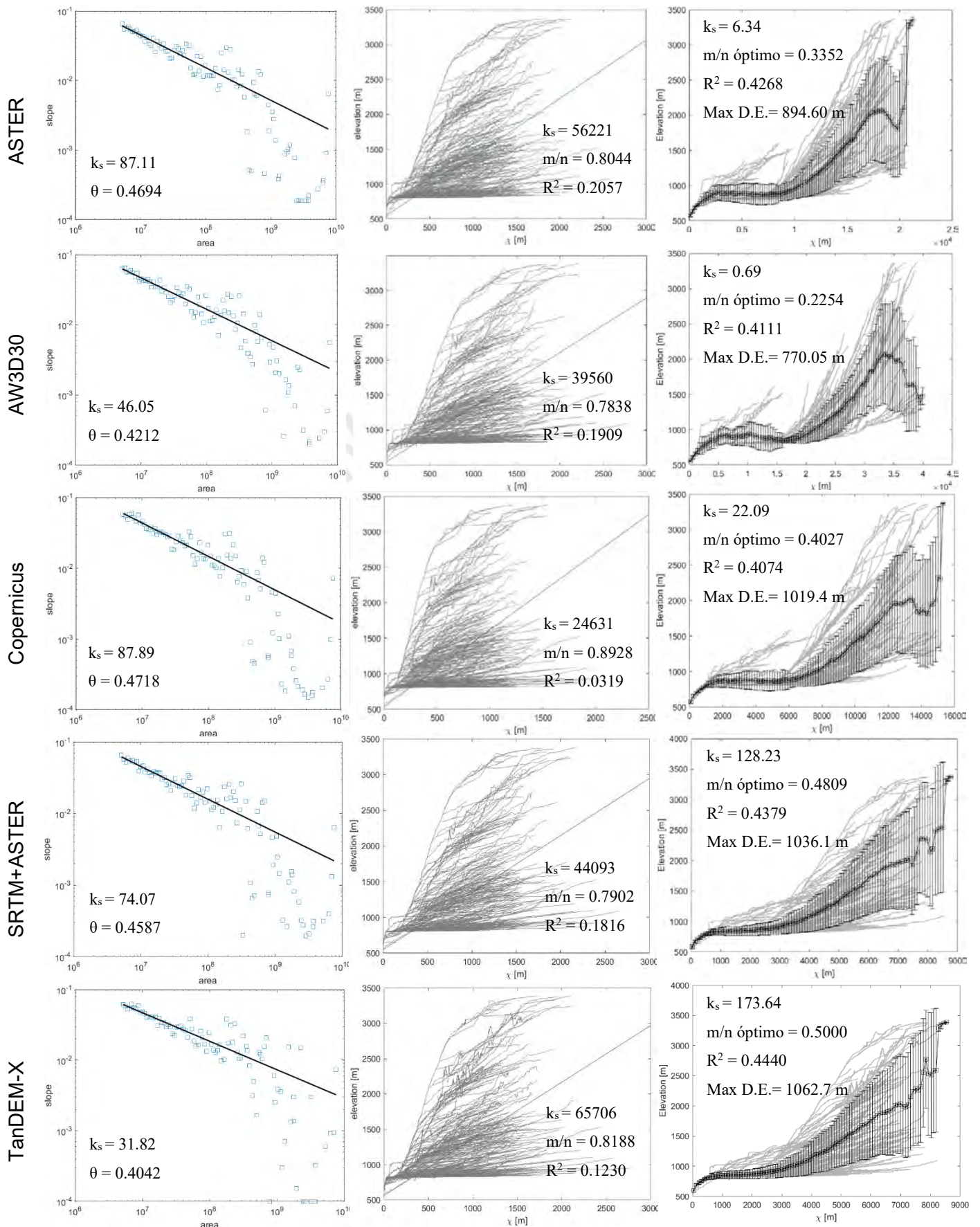


Figura 12. Gráficos de análisis de perfiles fluviales: gradiente-área (primera columna), análisis chi (segunda columna) y m/n óptimo (tercera columna).

Para evaluar la cantidad de ruido en los perfiles fluviales se realizó una comparación entre los valores de k_{sn} obtenidos a partir de un perfil corregido con CRS y del perfil sin corrección. Se utilizó un tau de 0.5 y diferentes índices de suavizado (K) para determinar cuál emplear en las siguientes escalas de análisis. En la figura 13 se muestra la media de la diferencia absoluta (MAE) entre ambos perfiles. Copernicus DEM posee el perfil más suavizado de los DEMs, seguido de SRTM3 y AW3D30. Cabe aclarar que los tramos de la red fluvial de SRTM3 que se crearon a partir de ASTER GDEM3 no representan porciones significativas, siendo solo puentes que permiten completar la red fluvial. Por ello es correcto asumir que el error es propio de SRTM3 y no un promedio entre el error de este y el de ASTER GDEM3. ASTER exhibe la diferencia más alta en todos los índices de suavizado entre los DEMs de 30 m, indicando un mayor nivel de ruido. TanDEM-X posee más ruido que los DEMs de 30 m, con un promedio de diferencia absoluta mayor al doble del de ASTER GDEM3. Esto se atribuye a que una mayor resolución implica un menor suavizado de la superficie en comparación a los otros DEMs. Sin embargo, la mediana de los errores es solo ligeramente mayor, indicando un mayor sesgo hacia valores altos.

Respecto al índice de suavizado, puede observarse en la figura 13 que el error se incrementa con este de forma logarítmica. A un índice muy bajo, la corrección CRS funciona de forma similar al llenado de huecos o extracción de bultos, y valores muy altos pueden llevar a la pérdida de detalle (Schwanghart & Scherler, 2017). El error aumenta de forma más significativa desde $K=2$ hasta 5, a partir del cual el aumento del error es significativamente menor. Se puede afirmar por lo tanto que el índice de suavizado $K=5$ es el más apropiado, tal como observaron Schwanghart y Scherler (2017) de forma visual.

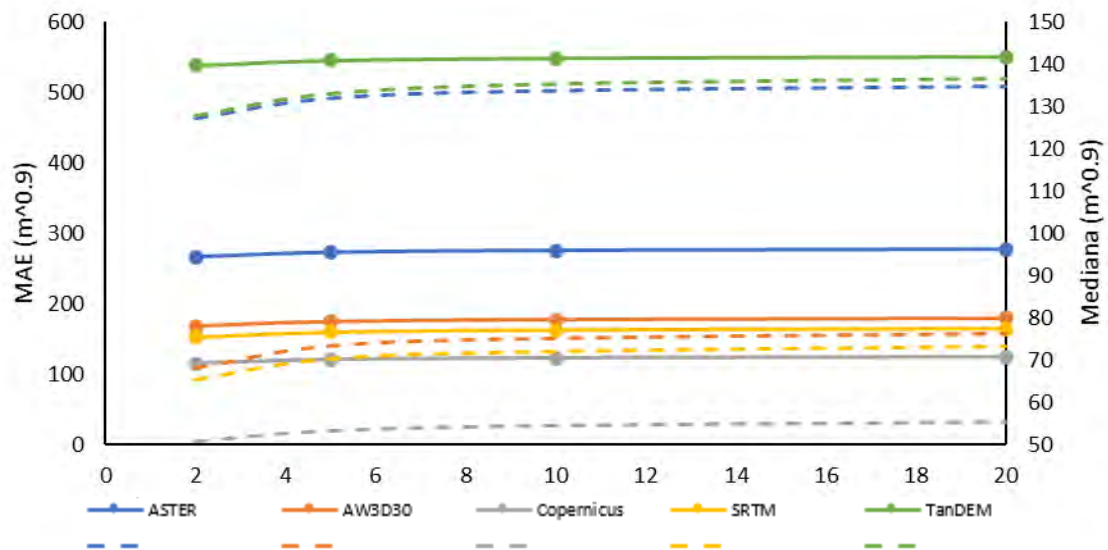


Figura 13. Media del error absoluto (línea sólida) y mediana del error absoluto (línea punteada) de k_{sn} respecto a la red corregida con CRS por cada índice de suavizado.

En la figura 14 se muestran los errores en la distribución de k_{sn} correspondientes a la comparación con la red corregida con CRS, usando un índice de suavizado igual a 5. Los errores se concentran en los ríos principales, especialmente en los ríos Mayo, Naranjos y Tonchima. Esta tendencia se repite en todos los DEMs a excepción de Copernicus DEM, donde el río Mayo no muestra errores durante la mayor parte de su recorrido debido al suavizado original de la fuente. Sin embargo, en la parte final del río, donde este desemboca hacia la cuenca del Huallaga, el error se incrementa, aunque sigue siendo menor en dicho segmento en comparación con los otros DEMs. El menor ruido en Copernicus respecto a los demás DEMs es producto del ajuste del río Mayo exclusivamente, ya que en los tributarios se puede observar que la distribución de errores es similar a la de los otros modelos.

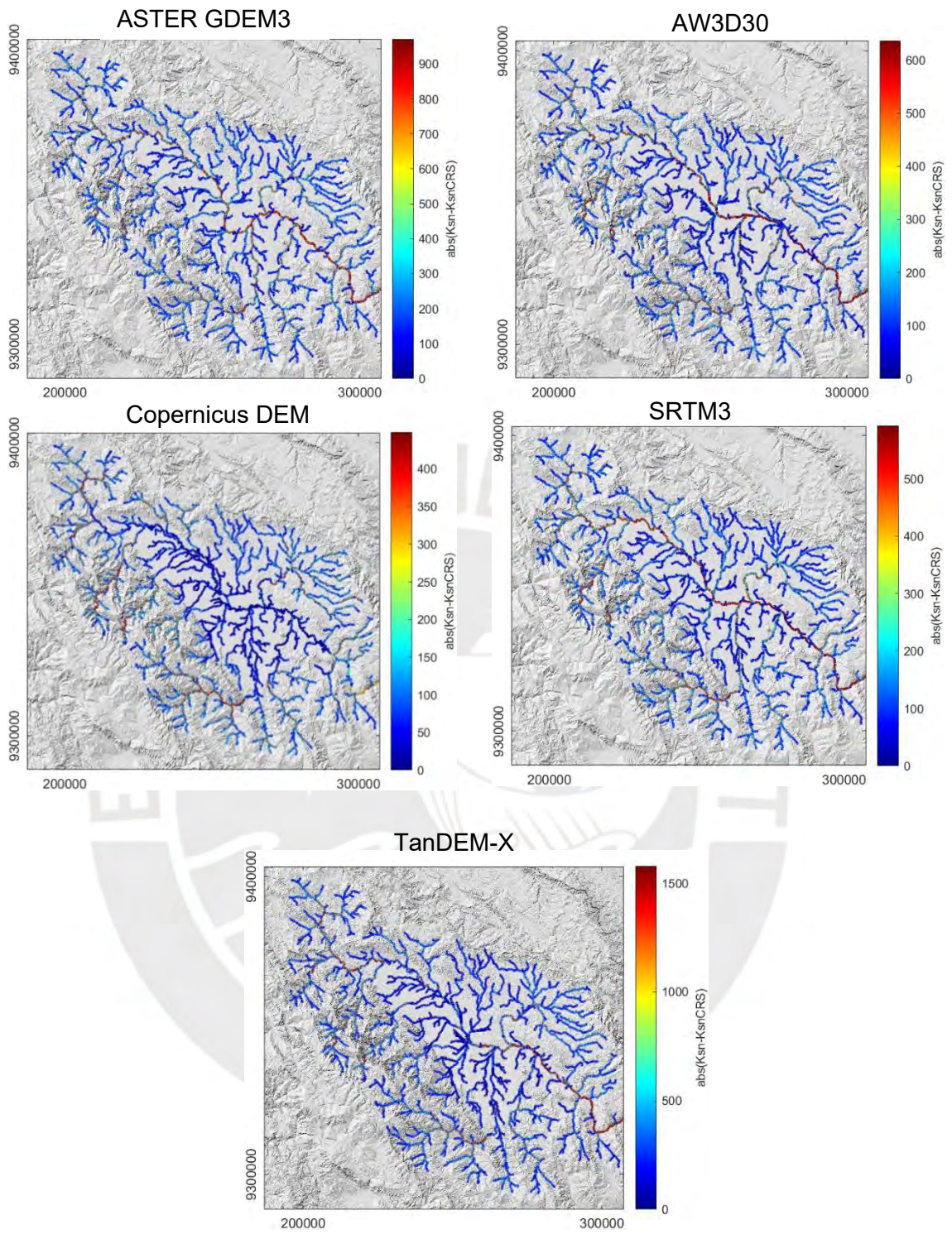


Figura 14. Diferencia absoluta entre el k_{sn} del perfil corregido con CRS (tomando $K=5$ como referente) y sin corrección.

4.2. Análisis por subcuenca

En el análisis de cada subcuenca por separado se extrajo las redes fluviales sin incluir la porción de las subcuencas que se encuentran dentro del valle del Río Mayo, con la intención de que el régimen de los ríos sea preferiblemente de lecho rocoso. Los límites de las cuencas analizadas se ubican en la figura 15, mostrando además los resultados obtenidos del valor de k_{sn} en toda la cuenca.

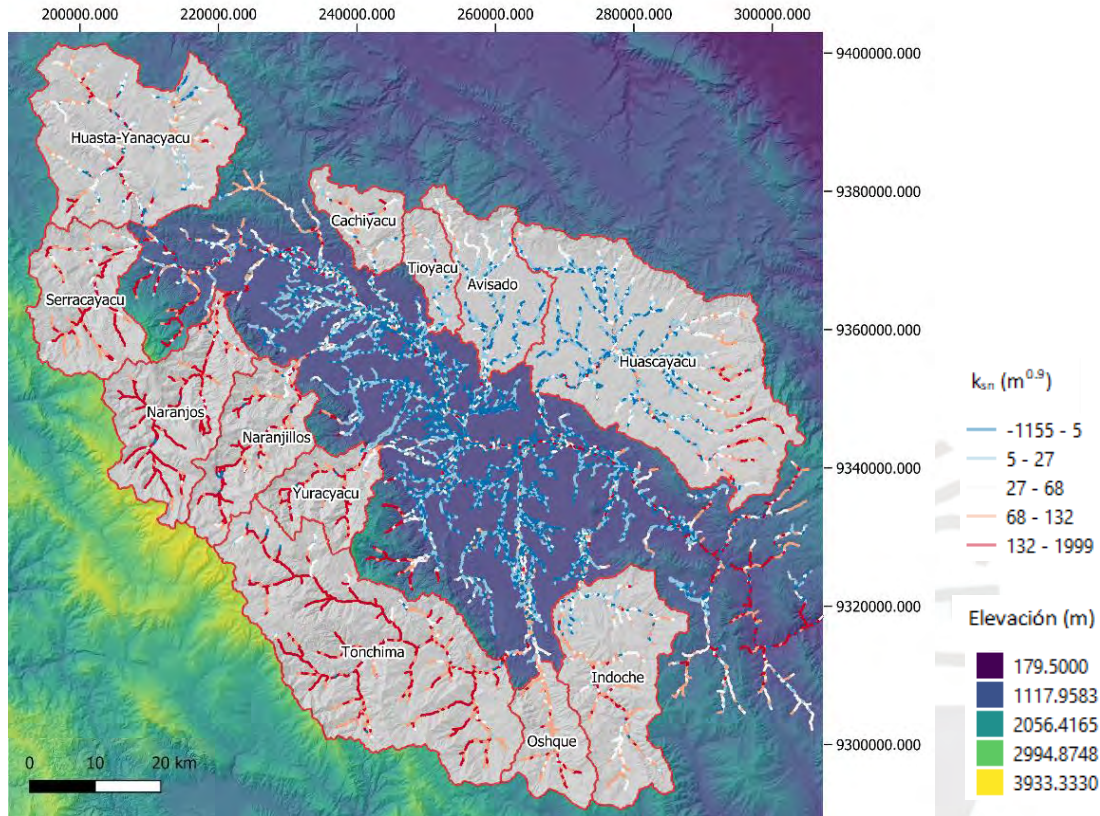


Figura 15. Subcuencas tributarias principales de la cuenca de Moyobamba, mostrando las redes fluviales con el índice k_{sn} para todos los DEMs superpuestas.

A partir de la desviación respecto al perfil fluvial suavizado con CRS (con $K=5$) se puede determinar que para todas las subcuencas ASTER muestra la mayor cantidad de ruido entre los DEMs de 30m (figura 16). AW3D30 muestra un desempeño superior a los demás DEMs en la mayoría de las subcuencas de la vertiente occidental, tanto en promedio como en mediana, mientras que SRTM y Copernicus muestran resultados similares entre sí e intermedios entre ASTER y AW3D30. El nivel de ruido en TanDEM-X es considerablemente superior en promedio en esta vertiente, sin embargo, la mediana se encuentra dentro del rango de los otros DEMs, siendo incluso menor a la de AW3D30 en las subcuencas de Naranjillos y Yuracyacu. En las cuencas de la vertiente oriental y central el error es menor y la diferencia entre los DEMs se reduce, tal que la diferencia en promedio y la mediana de los errores entre modelos no es significativa, a excepción de TanDEM-X, cuya mediana es inferior a la de los demás DEMs.

Se puede observar que en todos los casos la media es superior a la mediana, indicando una distribución sesgada de los errores hacia valores altos. El sesgo es significativamente mayor en TanDEM-X, donde la diferencia promedio es superior a los demás DEMs en la mayoría de las cuencas mientras que la mediana de la diferencia en k_{sn} suele ser la menor

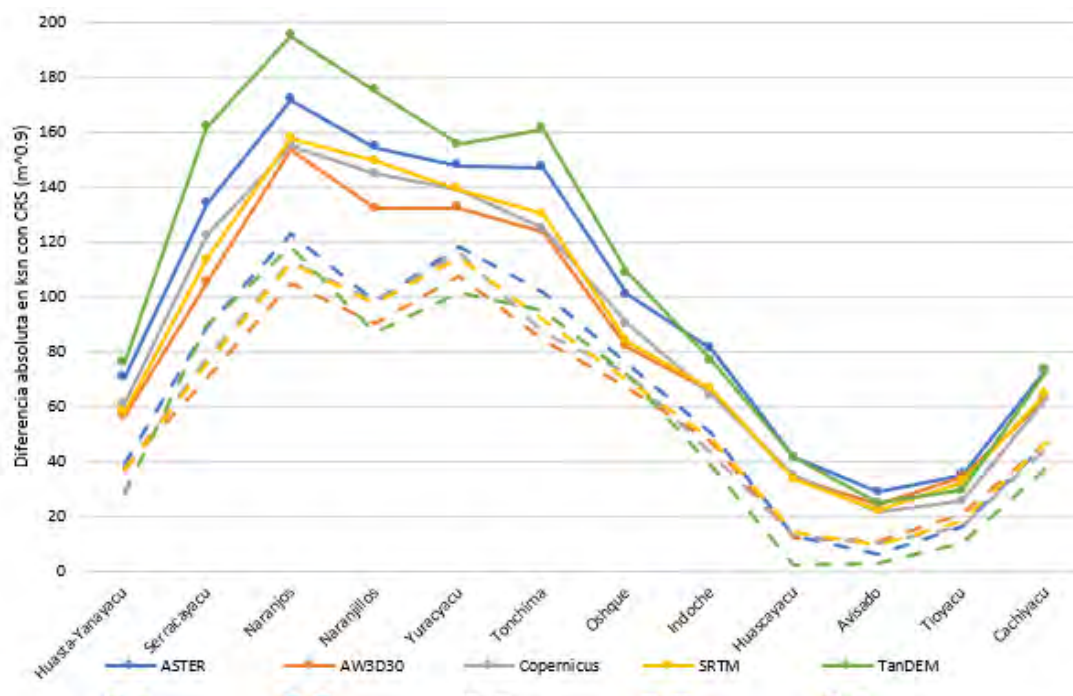


Figura 16. Media (líneas sólidas) y mediana (líneas punteadas) del error absoluto de k_{sn} respecto a la red corregida con CRS ($K=5$) por subcuenca tributaria.

Los índices de concavidad, según el análisis gradiente-área, θ varían desde 0.2157 hasta 0.9207 (figura 17). En el análisis chi este índice es mayor en todas las subcuencas y varía de 0.312 a 2.0625 (figura 18), y exhibe una mayor robustez que el método gradiente-área, ya que la diferencia en el valor de m/n es poco significativa a excepción de la subcuenca de Huascayacu, donde TanDEM-X obtuvo un resultado anómalo. El análisis chi con *mnoptimvar* es el menos robusto, pues los resultados difieren notablemente entre DEMs (figura 19), con valores de m/n que varían desde 0.0945 hasta 0.5176, además de no guardar correlación con los métodos anteriores.

Las subcuencas ubicadas en la vertiente occidental, además de las subcuencas de Huasta-Yanayacu y Cachiyacu, poseen índices de concavidad que van desde 0.2157 a 0.5969 según el análisis gradiente área y de 0.312 a 0.6499 según el análisis chi, un rango similar al esperado en ríos de lecho rocoso; mientras que en las cuencas restantes el índice de concavidad es superior. La diferencia es pequeña para el análisis gradiente-área y mucho más significativa en el caso del análisis chi, donde en las cuencas de los ríos Huascayacu, Avisado y Tioyacu, m/n supera el valor de 1. Ello se debe a que el análisis gradiente área agrupa el perfil fluvial en segmentos donde el espacio entre estos crece exponencialmente, por lo que los primeros kilómetros cuadrados de las

cuencas, donde el régimen es de lecho rocoso, tienen una mayor influencia en la obtención del índice de concavidad que en el análisis chi.

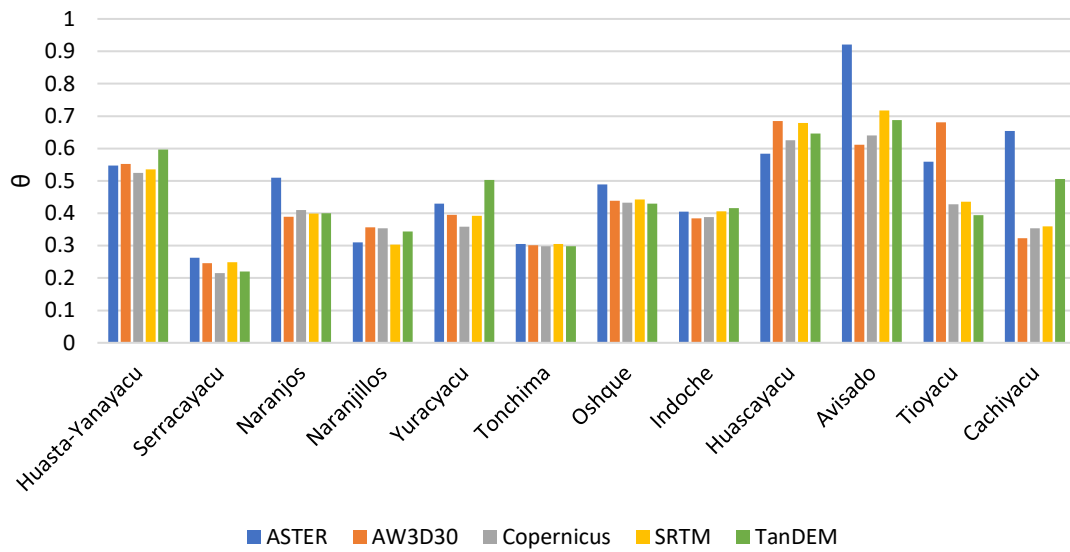


Figura 17. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con gradiente-área.

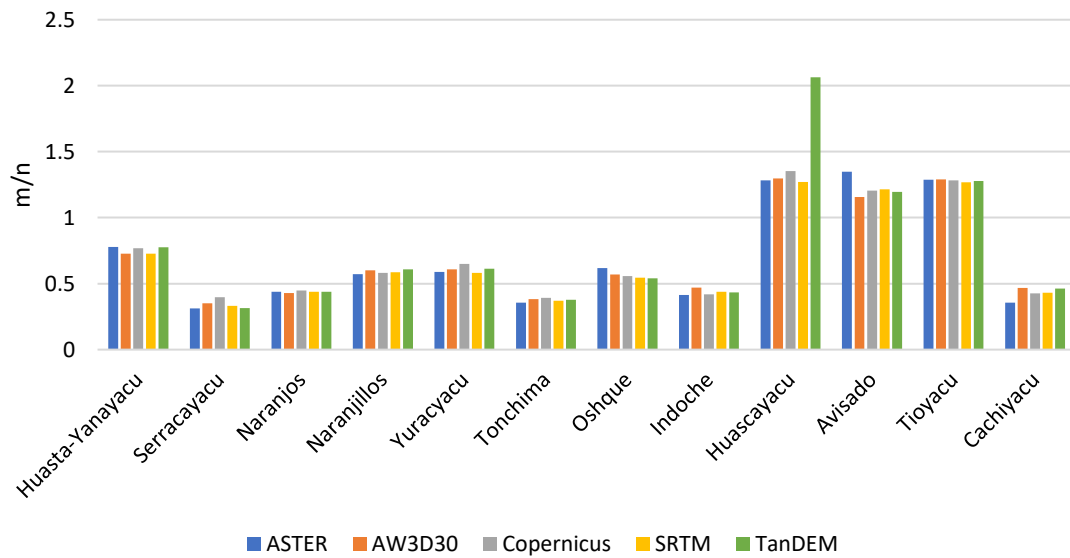


Figura 18. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con análisis chi.

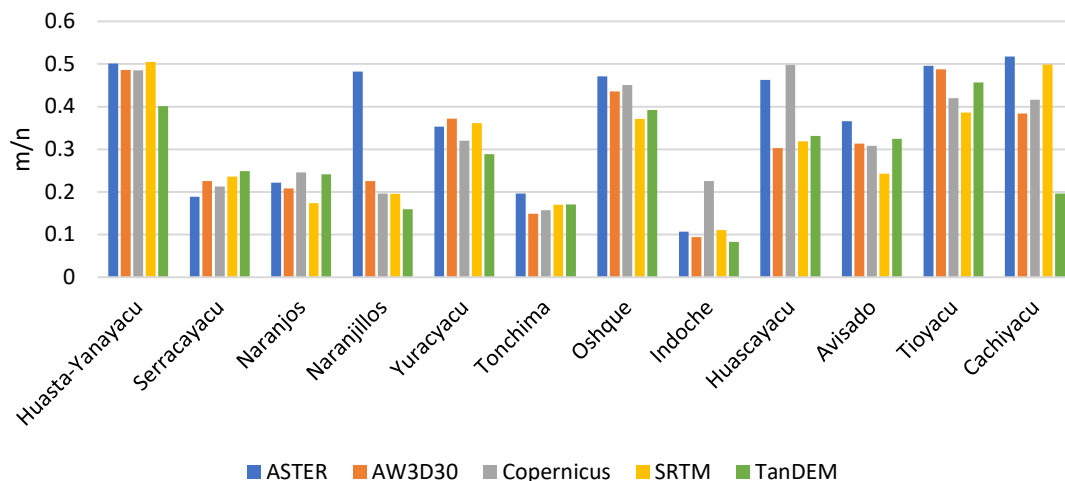


Figura 19. Índice de concavidad de las subcuencas calculado con mnoptimvar.

El promedio del índice k_{sn} en cada subcuenca es similar para todos los DEMs, indicando que es un valor robusto e independiente de la fuente (figura 20). El promedio para cada subcuenca muestra un patrón igual al observado al nivel de error respecto al perfil suavizado, donde las cuencas ubicadas sobre el anticlinal de Cerro Blanco poseen un mayor índice de empinamiento, el cual tiene su punto máximo en el río Naranjos. El índice decrece desde Tonchima hacia el río Avisado, a partir del cual vuelve a crecer hasta el río Cachiyacu, el cual posee índices iguales a los vistos en la cuenca de los ríos Huasta y Yanacyacu. El k_{sn} promedio de TanDEM-X es ligeramente inferior al de los demás DEMs en todas las subcuencas.

La desviación estándar de k_{sn} en TanDEM-X es mayor en todas las subcuencas seguido de ASTER GDEM3, a excepción de Avisado y Tioyacu, en las cuales ASTER y AW3D30 tienen la mayor desviación respectivamente (figura 21). La desviación estándar de k_{sn} sigue el mismo patrón que el valor promedio en todos los DEMs, indicando una relación proporcional.

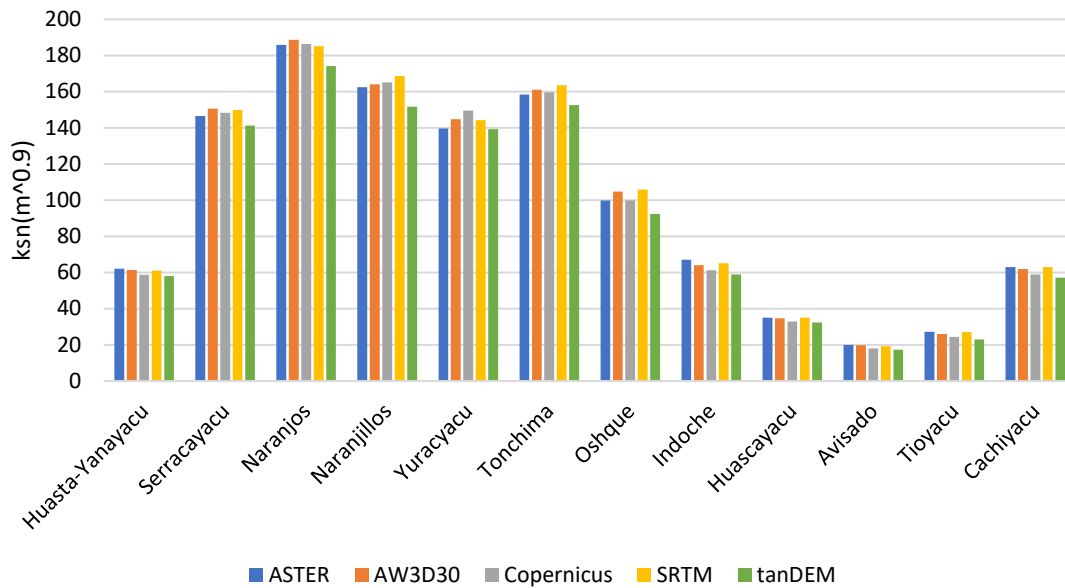


Figura 20. Promedio de k_{sn} de cada subcuencia.

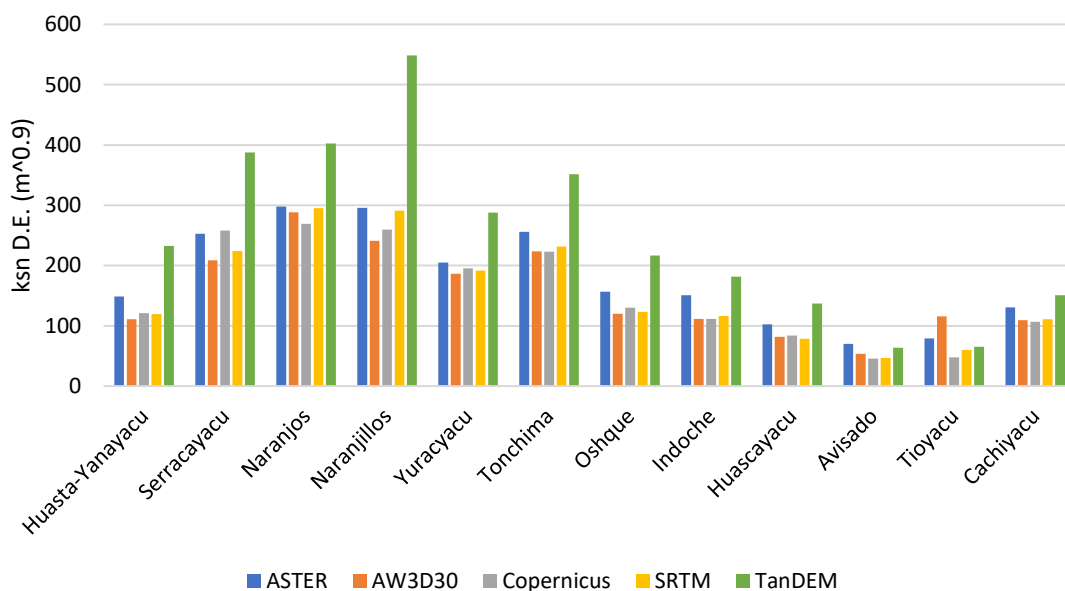


Figura 21. Desviación estándar de k_{sn} de las subcuencias.

Al realizar una regresión lineal del índice de concavidad obtenido con ambos análisis (figura 22 y tabla 1), se puede apreciar que AW3D30 obtuvo la mejor regresión lineal, pero los índices de concavidad obtenidos por el análisis chi son aproximadamente el doble de los obtenidos por el método gradiente-área. Esto se puede entender como producido por los outliers de las cuencas de Huascayacu, Avisado y Tioyacu, los cuales muestran muy elevados índices de concavidad propios de cuencas aluviales. Si estas cuencas no se toman en cuenta, el ajuste es similar a una recta identidad, es decir, pendiente igual a 1 e intersección igual a 0, a excepción de ASTER GDEM3 (figura 23). Sin embargo, el ajuste es intermedio a bajo en la mayoría de DEMs, especialmente en ASTER, donde el coeficiente de correlación entre θ y m/n es un valor muy cercano a 0. El

modelo con el mejor desempeño en este aspecto es AW3D30, con un coeficiente de correlación de 0.73, indicando una correlación intermedia a buena. El índice de concavidad aplicando *mnoptimvar* obtuvo resultados que no guardan relación alguna con los obtenidos mediante el análisis gradiente-área (figura 24).

Tabla 1. Resultados del ajuste lineal de índices de concavidad entre el análisis gradiente-área con los análisis chi estándar (con y sin outliers) y *mnoptimvar*. R²: coeficiente de correlación, m: pendiente, b: intersección con ordenadas.

Método	Análisis chi estándar (completo)			Análisis chi estándar (sin outliers)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)		
	R ²	m	b	R ²	m	b	R ²	m	b
DEM									
ASTER	0.4545	1.4610	0.0319	0.0808	0.3421	0.3436	0.1716	0.3393	0.1947
AW3D30	0.9092	2.2437	0.3077	0.7310	1.1971	0.0607	0.2829	0.4624	0.1002
Copernicus	0.6180	2.2938	0.2545	0.4838	1.0609	0.1223	0.3460	0.5862	0.0823
SRTM	0.6428	1.9973	0.1855	0.5420	1.0640	0.0995	0.0473	0.1960	0.2122
TanDEM-X	0.4262	2.3851	-0.3237	0.5990	0.9543	0.1129	0.1532	0.3120	0.1330

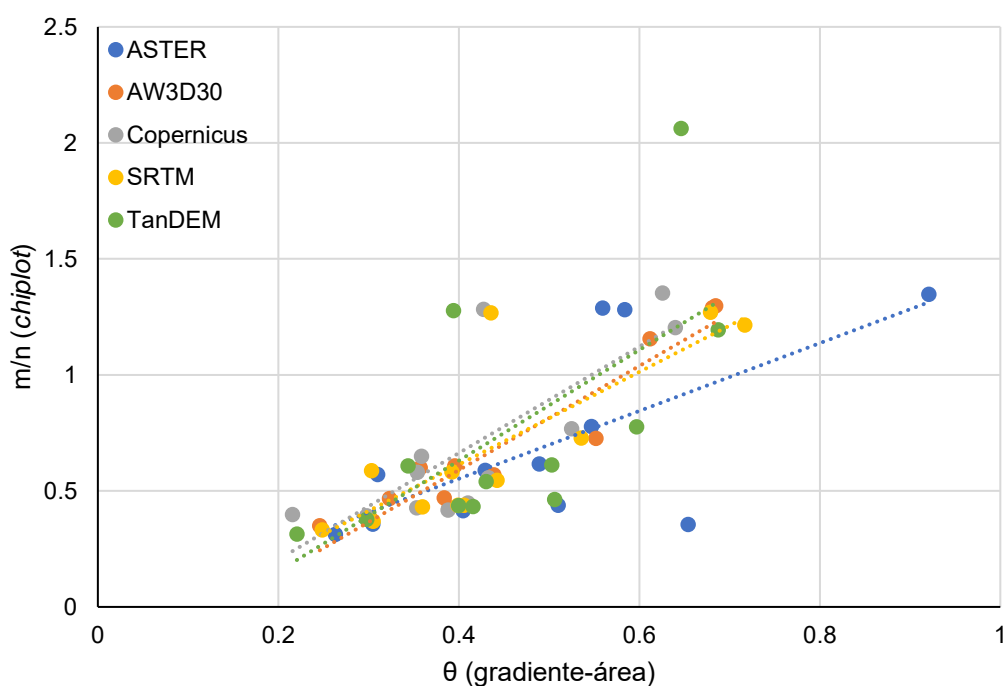


Figura 22. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área para todas las subcuencas.

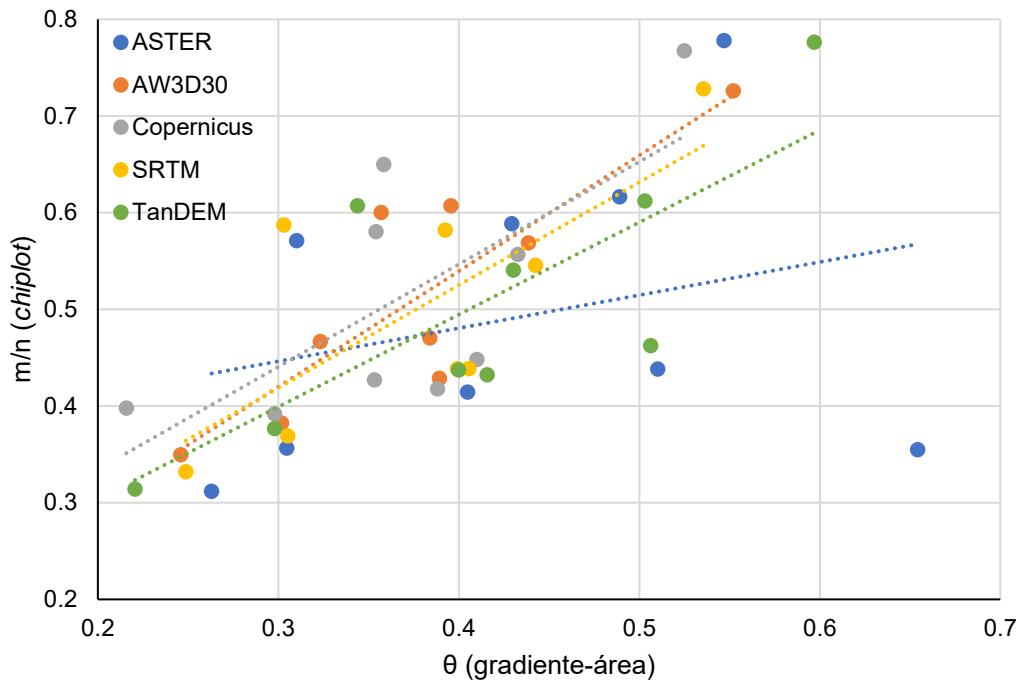


Figura 23. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área para las subcuencas no aluviales.

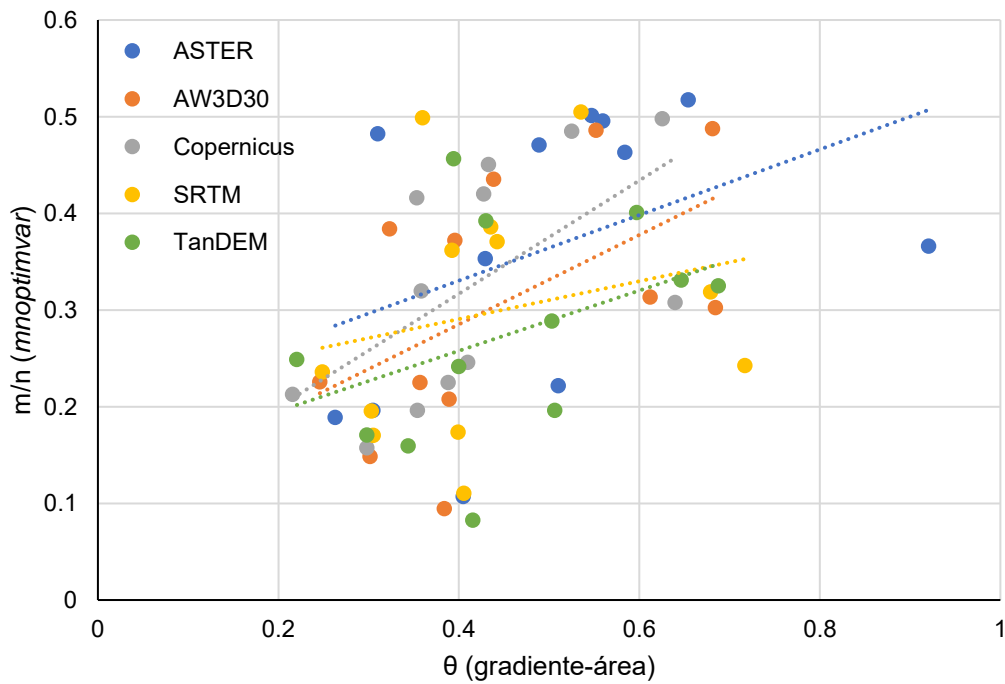


Figura 24. Comparación de resultados para el índice de concavidad de los análisis m/n óptimo y gradiente área.

La variabilidad de los índices de concavidad de los ríos dentro de una misma cuenca es una forma de evaluar la calidad de los DEMs en cuanto a geomorfología tectónica se refiere (Liu et al., 2021) El promedio y mediana de los índices de concavidad obtenidos con el método gradiente-área se distorsiona significativamente en ASTER GDEM3 respecto a los otros modelos digitales de elevación, que muestran valores de theta que se acercan mucho al obtenido con el método gradiente-área de la cuenca completa además del valor estándar para ríos de lecho rocoso (figura 25). Sin embargo, la variabilidad de este valor es significativamente mayor en AW3D30 que en SRTM, TanDEM-X y Copernicus, siendo este último el que muestra la menor variabilidad.

Cuando no se toma en cuenta las cuencas aluviales, el promedio obtenido para theta es muy similar entre modelos y alrededor de 0.37, sin contar a ASTER GDEM3 que aún sin considerar a las cuencas aluviales muestra la mayor variabilidad y un promedio diferente al resto. Copernicus sigue mostrando la menor variabilidad, pero con una diferencia menos significativa. En el análisis chi se obtienen mayores índices de concavidad que para el método gradiente-área en todos los casos. Con este método el promedio y la variabilidad es más uniforme entre los DEMs, pero la última sigue siendo superior en ASTER respecto a los otros DEMs, los cuales no muestran diferencias significativas en cuanto a variabilidad. Si no se consideran las cuencas aluviales, el rango intercuartil en los cinco DEMs encaja casi perfectamente con el rango esperado de valores para ríos de lecho rocoso. Ello se debe a que en estas cuencas los tributarios son muy cortos con relación al río principal, y por ende se obtiene un mejor colapso de la red en la mayoría de los casos.



Figura 25. Box plots de los índices de concavidad de las subcuencas mediante el método gradiente-área (arriba) y método integral (abajo), considerándose las cuencas aluviales (izquierda) y descartándose (derecha).

4.3. Ubicación de knickpoints

En algunos estudios repasados (Boulton & Stokes, 2018; Liu et al., 2021) el enfoque de la evaluación de perfiles fluviales se encuentra en la calidad y ruido de los segmentos estables antes y después de un knickpoint. Tras extraer los ríos principales de cada subcuenca se procedió a identificar la presencia de knickpoints usando la herramienta de Topotoolbox *knickpointfinder* (Stolle et al., 2018), la cual ubica puntos cóncavos en el perfil fluvial. Dado que la herramienta es sensible a errores en los DEMs, se procedió a discriminar visualmente aquellas concavidades que corresponden a knickpoints auténticos de aquellos que son producto de errores en los DEMs. La ubicación de los knickpoints en el mapa de la cuenca se muestra en la figura 26, y los perfiles fluviales se muestran en la figura 27. Se identificaron 7 knickpoints sin diferencia espacial significativa entre los DEMs. TanDEM-X registró la mayor cantidad de knickpoints falsos (19), seguido de AW3D30 y Copernicus (12), SRTM (11) y ASTER GDEM (10), la mayoría en los ríos Naranjos y Tonchima.

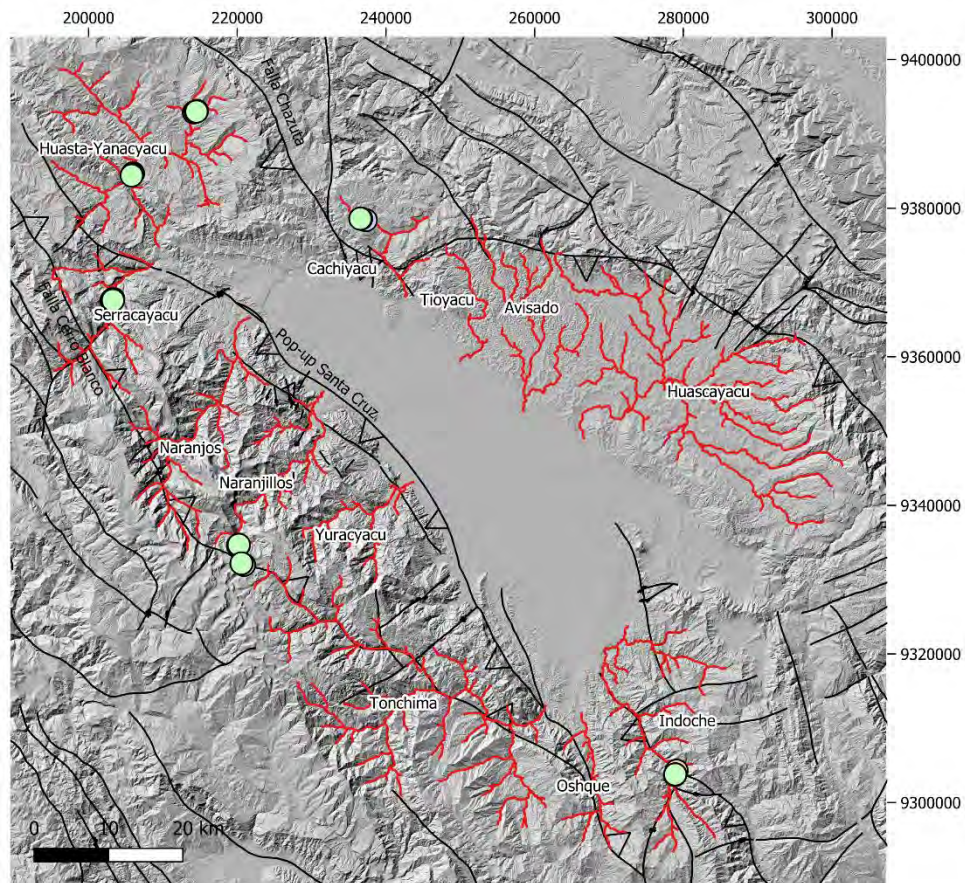


Figura 26. Mapa de ubicación de los knickpoints (círculos verdes claro) en la red fluvial sobre el hillshade de Copernicus DEM, destacando las fallas más importantes en la región (modificado de Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998; Viveen et al., 2021a).

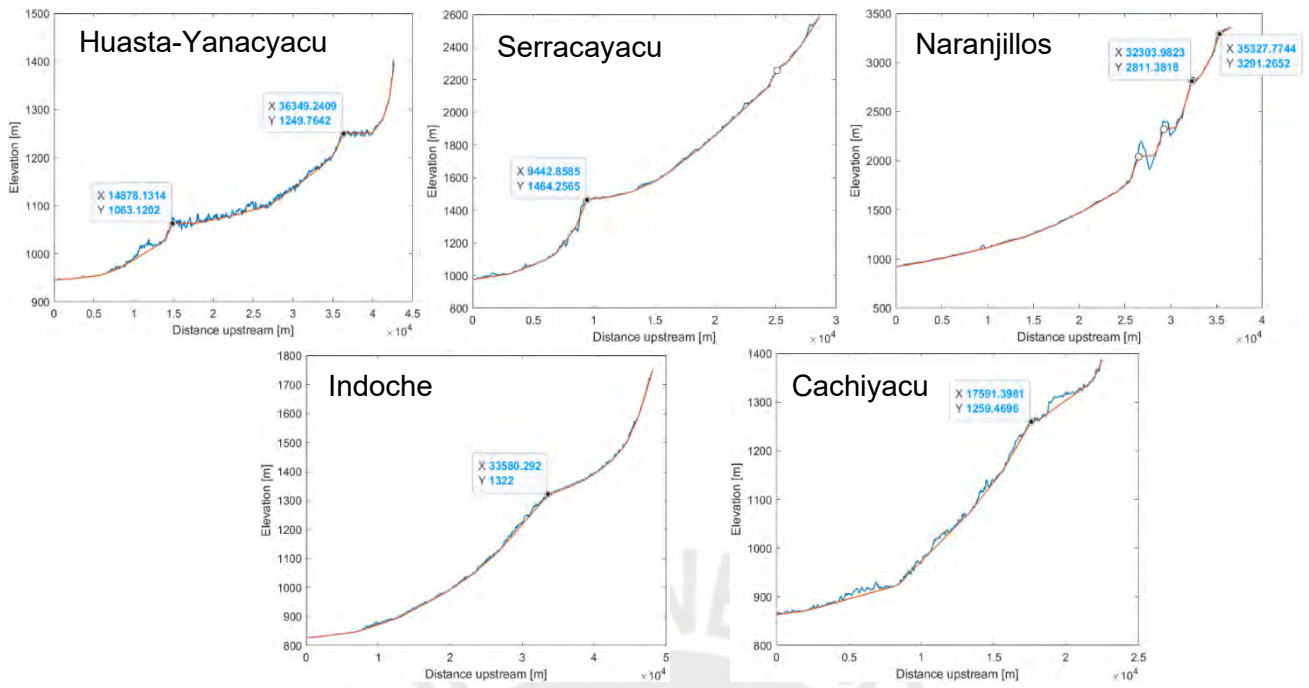


Figura 27. Perfiles fluviales de ríos con knickpoints en el DEM Copernicus. El perfil celeste representa el perfil bruto con los errores del DEM y el perfil naranja es el iterador propio de *knickpointfinder* con el cual se determina la presencia de concavidades. Los knickpoints auténticos están demarcados por etiquetas con su ubicación.



Figura 28. Gráficos gradiente-área de los ríos con knickpoints. La ubicación de los knickpoints se muestra en las líneas rojas. La recta de ajuste e índices geomorfológicos k_{sn} y θ calculado con el método gradiente-área se muestran en negro para el río completo en negro y en gris para cada segmento, excluyendo los segmentos cortos donde la baja cantidad de bins no permite la representatividad de los resultados.

La clasificación de los knickpoints ubicados en los ríos puede observarse a partir de los perfiles fluviales y los gráficos gradiente-área (figura 28). Los vertical-step knickpoints se observan en el gráfico gradiente-área como picos en una tendencia lineal y en el perfil como un escalón a partir del cual, la pendiente continua tal cual estaba aguas arriba del knickpoint. Esto se observa en los perfiles de los ríos Huasta-Yanacyacu y Serracayacu, en sus gráficos gradiente-área correspondientes se pueden ver clusters de pendiente alta en el punto que marca el knickpoint,

pero dada la aleatoriedad de los puntos no se puede observar alguna tendencia lineal de forma clara.

En los ríos Naranjillos e Indoche puede observarse el cambio en la tendencia propia de un slope-break knickpoint. En el río Naranjillos particularmente se observa una clara tendencia lineal en la porción inferior del río en los cuatro DEMs. En el río Indoche, en AW3D30, Copernicus, TanDEM-X y SRTM se puede notar con claridad una tendencia lineal después del knickpoint, la cual a un área acumulada de aproximadamente $2.2 \times 10^8 \text{ m}^2$ se rompe y desciende indicando un cambio de régimen de lecho rocoso a aluvial. En ASTER dicha transición no es observable.

En el río Cachiyacu, el perfil indica la presencia de un slope-break knickpoint, pero la aleatoriedad de los gráficos gradiente-área en todos los DEMs impide ubicar alguna tendencia. Dicha aleatoriedad, así como la de los ríos Huasta-Yanacyacu y Serracayacu es indicativo de un río que no se encuentra en estado estable, pues su morfología no cumple la ley de Flint. En el caso de los ríos Naranjillos e Indoche la ley de Flint se cumple en la mayor parte de su extensión, solo en ASTER no se puede apreciar con claridad la tendencia en segmentos cortos. Cabe notar que Naranjillos muestra un vacío de información en el gráfico gradiente-área aguas abajo del knickpoint menos elevado. Este coincide con bultos en el perfil fluvial que pueden verse en la figura 27 y que el algoritmo reconoce erróneamente como knickpoints. Al visualizar la zona correspondiente en un programa GIS y compararlo con una foto satelital se puede observar que la zona es en efecto un vacío de información rellenado en los cuatro DEMs, a partir de los cuales Topotoolbox produjo canales completamente distintos al real (figura 29).

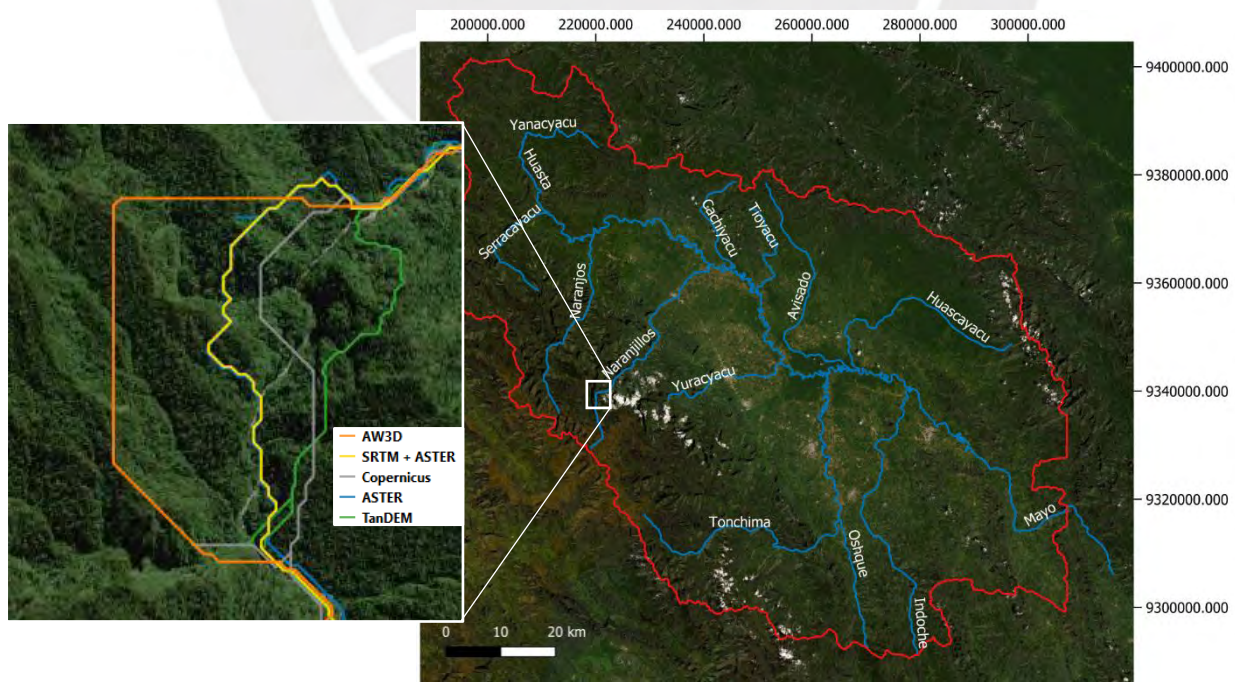


Figura 29. Acercamiento al vacío de información causante de la distorsión del río Naranjillos en todos los DEMs, con foto satelital.

4.4. Análisis individual de segmentos estables

En esta escala se procedió a analizar los ríos y tramos que cumplan las condiciones de estado estable y régimen de lecho rocoso. Para ello, se seleccionó los ríos principales de aquellas subcuencas que mostrasen un índice de concavidad propio de ríos de lecho rocoso, es decir, sin considerar las subcuencas aluviales Huascayacu, Tioyacu y Avisado. En aquellos ríos donde se encontraron knickpoints los perfiles fluviales fueron separados en segmentos río arriba (etiquetados con el número 2) y río abajo de estos (etiquetados con el número 1). Los segmentos evaluados fueron aquellos donde se observó un cumplimiento de la ley de Flint, especialmente donde se observa un colapso adecuado del río en una recta en el análisis chi.

Los segmentos en estado estable muestran índices de concavidad mucho más variables que en el análisis de subcuencas, con valores que varían desde 0.1661 hasta 1.4779 según el método gradiente-área (figura 30), y de 0.3235 a 1.2049 según el análisis chi (figura 31). De forma similar a lo ocurrido en el caso de las subcuencas, el análisis gradiente-área produce mayores diferencias entre modelos para cada segmento en comparación al análisis chi. Este último análisis además provee resultados que están más de acorde con lo esperado para ríos de lecho rocoso, con más segmentos cuyo índice de concavidad se acerca al rango esperado de 0.4 a 0.6.

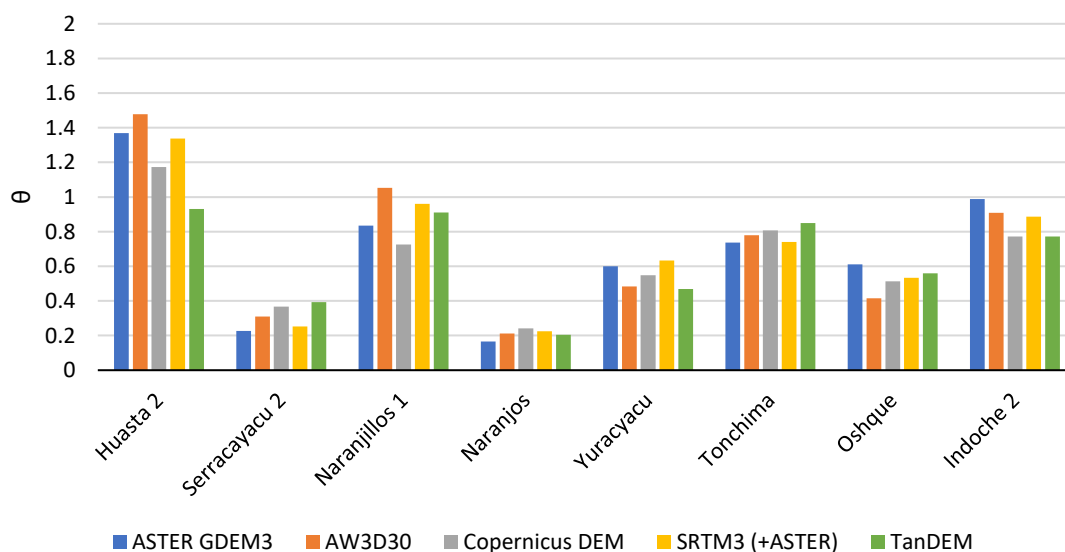


Figura 30. Índice de concavidad de los segmentos estables de ríos calculado con gradiente-área.

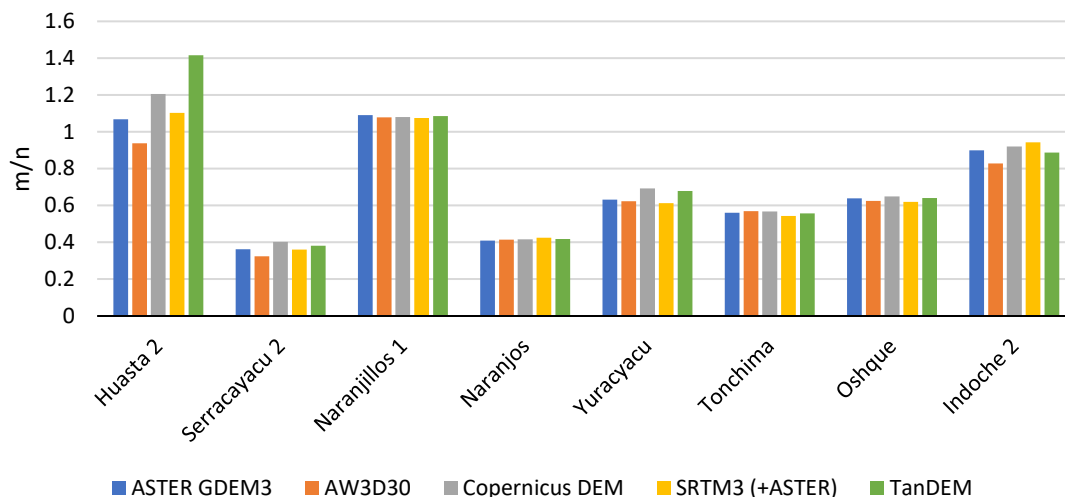


Figura 31. Índice de concavidad de los segmentos estables de ríos calculado con análisis chi.

Los índices k_{sn} promedio de los segmentos no muestran grandes diferencias entre los DEMs (figura 32). El río Oshque y el segundo segmento del río Indoché muestran promedios similares a los de sus cuencas respectivas. El resto de los ríos, a excepción del segundo segmento de Huasta-Yanacyacu, muestran índices de empinamiento normalizado superiores a los de sus cuencas. Al igual que en las subcuencas, la desviación estándar de k_{sn} es proporcional al promedio, siendo mayor en TanDEM-X, seguido de ASTER GDEM3 (figura 33). AW3D30 muestra la menor desviación en promedio, seguido de Copernicus DEM y SRTM3.

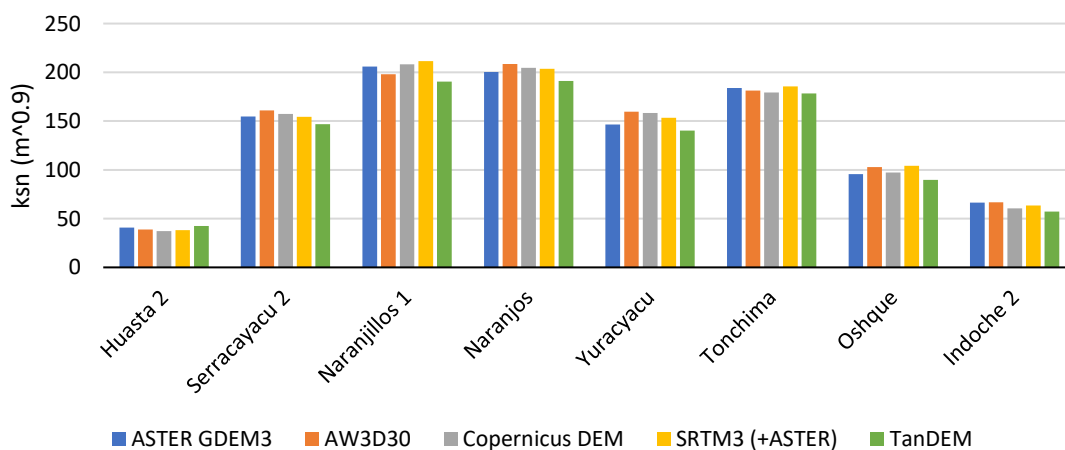


Figura 32. k_{sn} promedio de los segmentos estables de ríos.

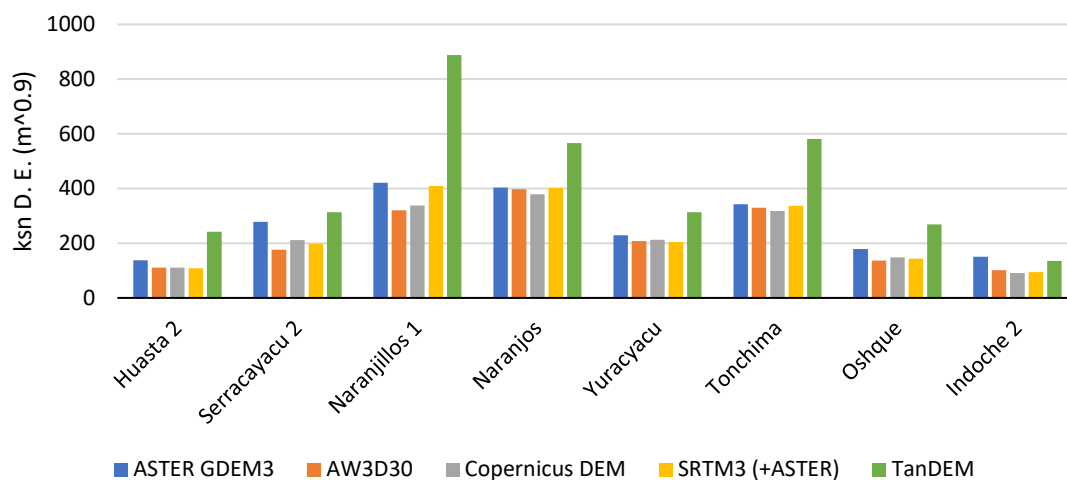


Figura 33. Desviación estándar de k_{sn} de los segmentos estables de ríos.

Respecto a la comparación entre los índices de concavidad obtenidos entre ambos métodos, se observa un sesgo compartido entre los DEMs en el cual el análisis gradiente-área subestima el índice de concavidad de ríos con valores de m/n bajo, y la sobreestima en ríos con índices altos, causando que la pendiente de ajuste sea menor a 1 en todos los casos. El DEM en el que se obtuvo un menor sesgo entre ambos métodos fue TanDEM-X, con una recta de ajuste que indica una mayor coherencia entre los análisis (tabla 2 y figura 34), pero con un menor coeficiente de correlación. La correlación más alta la obtuvo SRTM con 0.92, el cual es el tercero menos sesgado después de Copernicus DEM. A diferencia de lo que ocurre a escala de subcuencas, AW3D30 resultó tener las mediciones más sesgadas.

Tabla 2. Resultados de ajuste lineal de índices de concavidad entre los análisis gradiente-área y chi.

DEM	R2	m	b
ASTER GDEM3	0.87809	0.6305	0.2717
AW3D30	0.8517	0.5085	0.3159
Copernicus DEM	0.8363	0.8568	0.1904
SRTM3 (+ASTER)	0.9198	0.7187	0.2099
TanDEM-X	0.7823	1.0303	0.1026

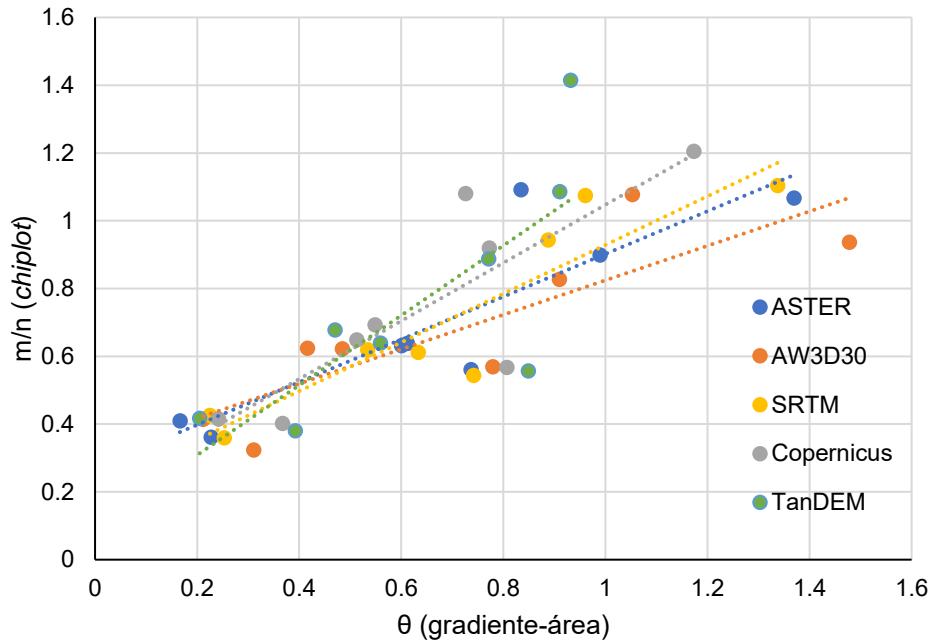


Figura 34. Gráfico de dispersión de resultados para el índice de concavidad de los análisis chi y gradiente área en los segmentos estables.

En los segmentos estables se puede observar que el promedio y la mediana del índice de concavidad es significativamente mayor al obtenido para las subcuencas con ambos métodos, fluctuando en valores entre 0.6 y 0.8 para los cuatro DEMs (figura 35). En el método gradiente-área la mayor variabilidad del índice de concavidad la obtuvo AW3D30, y Copernicus tiene el menor rango intercuartil entre los DEMs. En el análisis chi, por el contrario, AW3D30 es el DEM con la menor variabilidad del índice de concavidad entre segmentos estables.

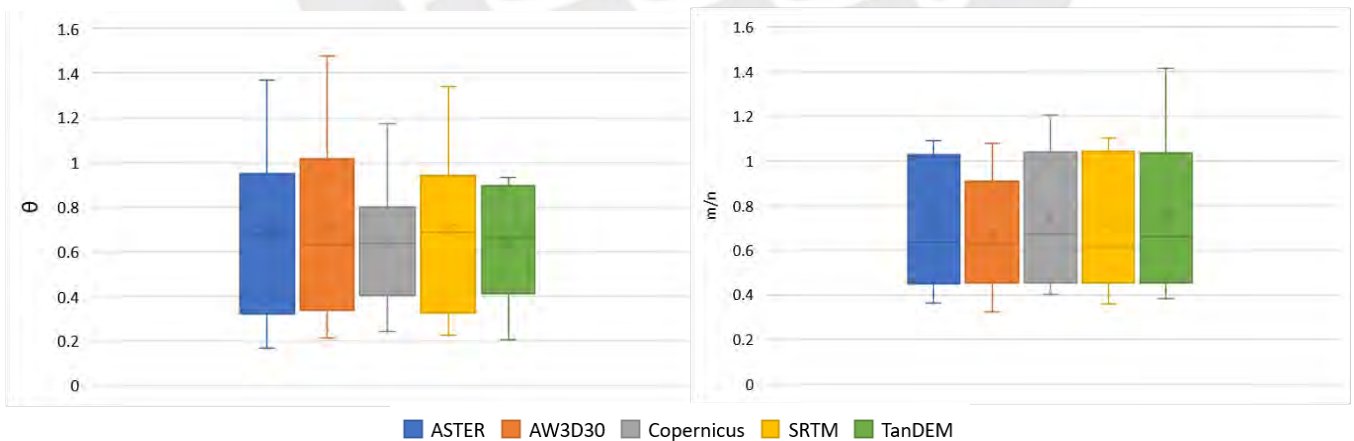


Figura 35. Box plots de los índices de concavidad de los segmentos estables mediante el método gradiente-área (izquierda) y método integral (derecha).

4.5. Integral hipsométrica

El valor de la integral hipsométrica y la kurtosis obtenida de las subcuencas es uniforme entre los DEMs, indicando una alta independencia del modelo (figura 36). La integral varía de 0.165 a 0.495, y sigue un patrón similar al del índice de pendiente normalizado, a excepción de la subcuenca de Cachiyacu, donde la integral es mayor a la del resto de las cuencas en todos los DEMs, con la excepción de ASTER donde es la segunda mayor.

La kurtosis es también un estadístico de interés para la interpretación tectónica de la curva hipsométrica (Pérez-Peña et al., 2009). En este caso, la kurtosis se encuentra mayormente dentro de un rango bien definido entre 2.072 y 2.605, con excepción de las cuencas aluviales de la vertiente oriental Huascayacu, Avisado y Tioyacu (figura 37), por lo que es una buena medida del régimen fluvial de la cuenca, como el índice de concavidad.

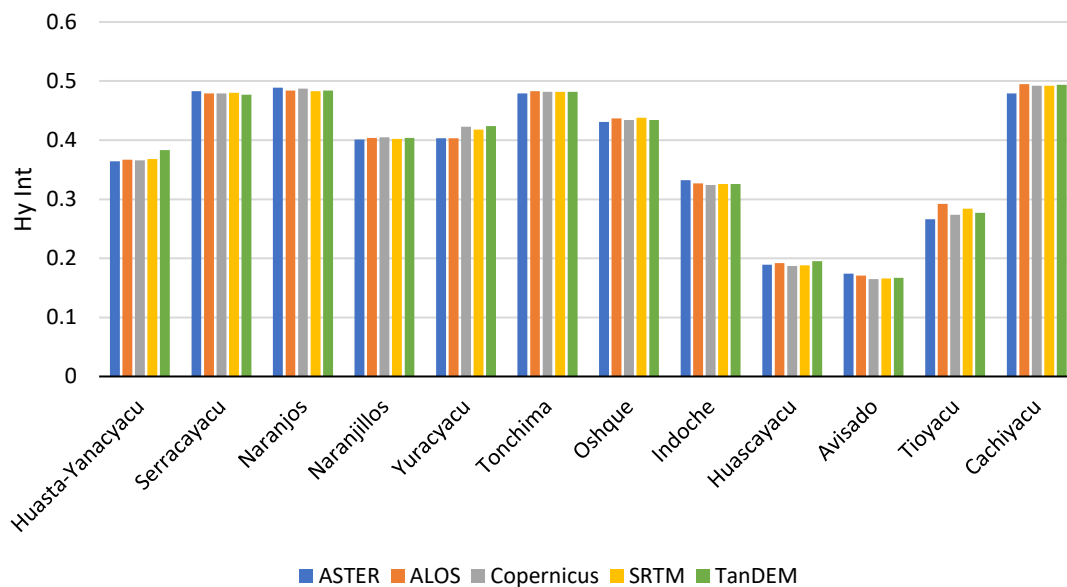


Figura 36. Integral hipsométrica de las subcuencas.

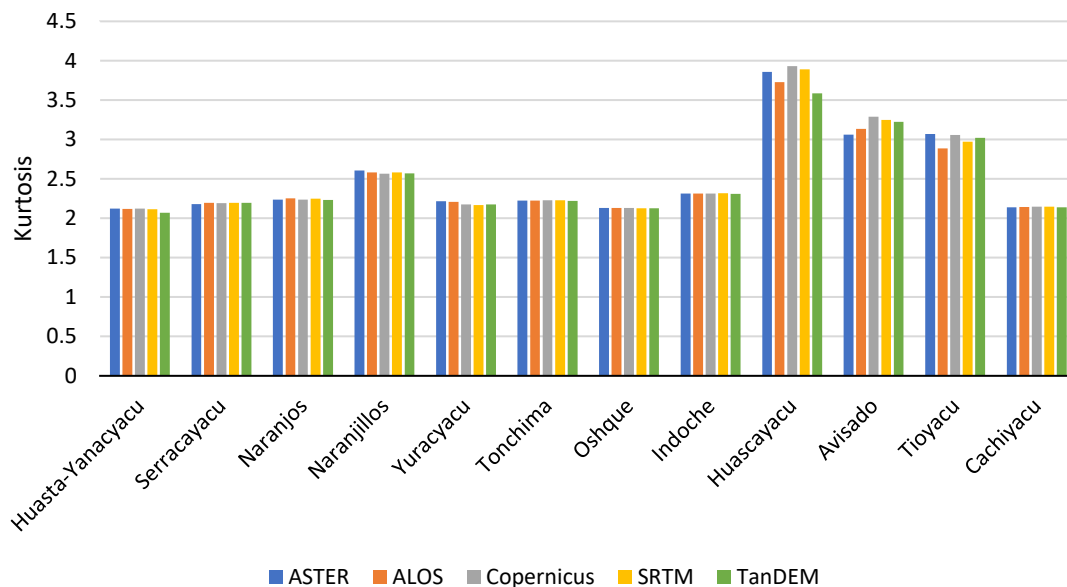


Figura 37. Kurtosis de las subcuencas.

5. DISCUSIÓN

5.1. Evaluación de DEMs mediante geomorfología tectónica

Todos los estudios donde se aplica la geomorfología tectónica como mecanismo de evaluación de DEMs concluyen que ASTER GDEM es el modelo de menor calidad debido a la gran cantidad de ruido que este presenta (Purinton & Bookhagen, 2017; Schwanghart & Scherler, 2017; Boulton & Stokes, 2018; Liu et al., 2021; Purinton & Bookhagen, 2021). En la cuenca de Moyobamba ASTER obtuvo el perfil menos suavizado (figura 16) y una paupérrima correlación entre los índices de concavidad obtenidos por ambos métodos (figura 23), siendo estos los más variables entre cuencas de todos los modelos (figura 25). Además, sus gráficos gradiente-área son más ruidosos que los de los otros modelos, complicando la detección y caracterización de knickpoints a partir de estos gráficos (figura 28). Tal como sugieren los autores, se recomienda realizar correcciones al flujo antes de su aplicación en geomorfología.

La mayoría de las fuentes revisadas (Purinton & Bookhagen, 2017; Schwanghart & Scherler, 2017; Boulton & Stokes, 2018) afirman que AW3D30 es el mejor DEM para la realización de análisis de perfiles fluviales, aunque estos fueron publicados antes del lanzamiento de Copernicus. Según Purinton & Bookhagen (2021), Copernicus tiene la más alta consistencia píxel a píxel entre los DEMs, sin embargo, AW3D30 posee una muy similar distribución de pendientes y una menor variabilidad de ksn, la cual es asociada a un pre-condicionamiento hidrológico no reportado oficialmente en este modelo. En la zona de Moyobamba, AW3D30 y Copernicus suelen tener los mejores resultados para los índices de concavidad a diferentes escalas. A nivel de subcuencas

AW3D30 tiene la más alta coherencia entre m/n y θ , aunque este último índice tiene una menor variabilidad en Copernicus, tanto considerando las cuencas aluviales como descartándose (tabla 1 y figura 25). A escala de segmentos estables, Copernicus tiene resultados significativamente superiores al aplicar el método gradiente-área para estimar el índice de concavidad que AW3D30; sin embargo, este último supera a Copernicus y a los demás DEMs al utilizar el método integral para el mismo propósito (figura 35), a pesar de la pobre correlación y el alto sesgo que hay entre los índices.

Purinton y Bookhagen (2017) al obtener el índice m/n con el análisis chi concluyó que este valor es muy uniforme entre los DEMs y es independiente de la precisión del modelo. Esta observación fue corroborada en el caso de estudio de la tesis, ya que el índice de concavidad del análisis chi en subcuencas y en ríos y segmentos estables es un valor muy robusto que no varía significativamente entre modelos para casi todas las subcuencas y ríos (figuras 18 y 31). El índice k_{sn} y la integral hipsométrica resultaron ser también medidas muy robustas que no varían significativamente entre los DEMs.

La diferencia entre el k_{sn} del perfil bruto y el perfil corregido con CRS a escala de subcuencas (figura 16) sostiene el mismo patrón que se observa en la distribución del k_{sn} promedio (figura 20). Ello complementa las observaciones de muchos estudios anteriores que concluyen que la principal fuente de error en un DEM es la pendiente del terreno, las zonas más escarpadas tienden a ser las peor representadas por los modelos. Schwanghart y Scherler (2017) afirman que el DEM que tiene un perfil más suavizado en terrenos de alta pendiente es AW3D30. Esto se corroboró en la zona de estudio, pues AW3D30 mostró el mejor suavizado de la red fluvial en la mayoría de los ríos de la vertiente occidental de la cuenca de Moyobamba, corroborando su posición.

Debido a la dificultad de los satélites de obtener mediciones precisas en terrenos de alta pendiente, una alternativa que suele presentarse es el de utilizar modelos de mayor resolución como TanDEM-X. Sin embargo, una mayor resolución no siempre implica un mayor realismo geomorfológico, como se muestra en el estudio de Boulton & Stokes (2018), donde TanDEM-X tuvo uno de los peores desempeños. En la cuenca de Moyobamba TanDEM-X tiende a tener la mayor diferencia en promedio respecto a los perfiles fluviales corregidos con CRS, sin embargo, esto es consecuencia de una mayor abundancia de artefactos en la red, errores grandes que sesgan el promedio. Al considerar las subcuencas sin la llanura del valle del Río Mayo, el error de TanDEM-X es similar al de los otros modelos si se observa la mediana (figura 16), superando a los DEMs de 30 metros significativamente en las cuencas orientales.

Los ríos de montaña, como los de la vertiente occidental son el foco de interés en un análisis de perfiles fluviales, y el análisis chi es un método más fiable para determinar el índice de concavidad a nivel de ríos individuales (Perron & Royden, 2012; Wang et al., 2017). Por ello el estudio

concluye que AW3D30 es el DEM que muestra un mejor rendimiento en el análisis de perfiles fluviales, ya que posee una mayor robustez en el cálculo del índice de concavidad mediante el método integral, además de tener los perfiles más suavizados en zonas de alta pendiente. Sin embargo, dado que la superioridad AW3D30 se asocia a correcciones hidrológicas no declaradas (Purinton & Bookhagen, 2021), esta afirmación debe tomarse con precaución. Copernicus DEM posee los mejores resultados utilizando el método gradiente-área a escala de subcuencas y segmentos estables. Si bien SRTM y TanDEM-X no muestran un rendimiento superior a la de los anteriores DEMs en casi ninguna de las evaluaciones, los resultados que se obtienen de ambos modelos son satisfactorios en casi todos los casos. En casi todas las evaluaciones ASTER GDEM3 resultó ser el modelo con el peor rendimiento, por lo que este estudio comparte la posición de Liu et al. (2021) de descartar este DEM para el análisis de perfiles fluviales.

El análisis de perfiles fluviales como medio de evaluación de DEMs ha sido aplicado en pocos estudios y estos se encuentran a menudo como complemento de evaluaciones externas de precisión con puntos GPS. En la zona de estudio González-Moradas & Viveen (2020) determinaron que TanDEM-X posee la mayor precisión, seguido por SRTM3 y AW3D30; aunque cabe aclarar que la dificultad para establecer bases GPS en zonas representativas de la cuenca de Moyobamba implica que estos resultados deben ser tomados con cautela. El presente estudio concluye que una mayor precisión no representa necesariamente un mayor realismo geomorfológico, tal como sugiere el estudio de Polidori & El Hage (2020).

5.2. Interpretación tectónica de los datos

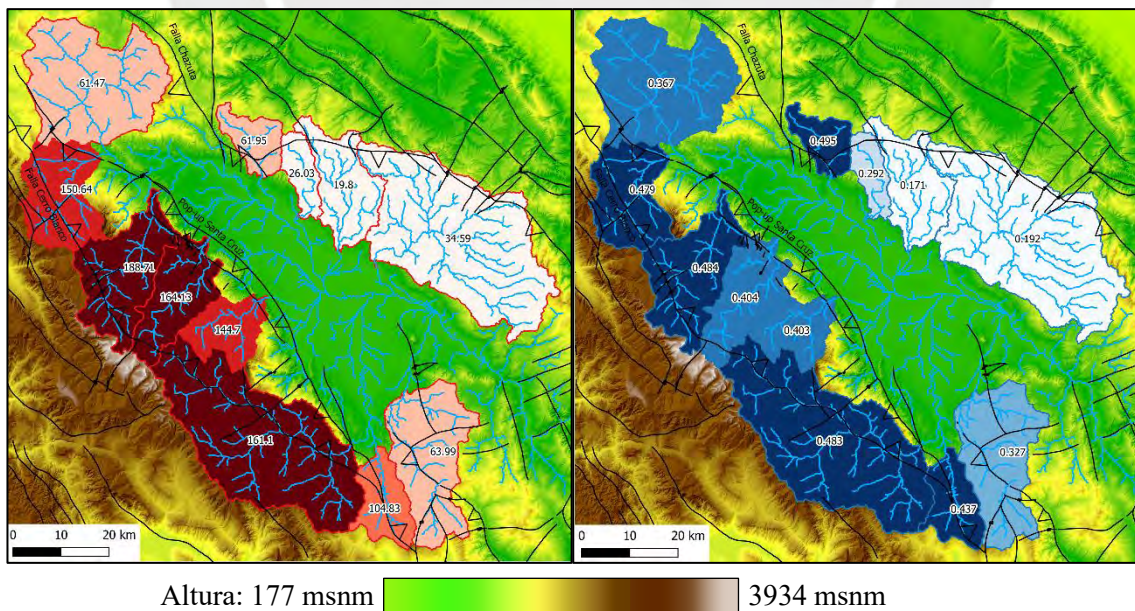


Figura 38. Valores de k_{sn} (izquierda) e integral hipsométrica (derecha) de cada subcuenca, utilizando los valores obtenidos de AW3D30, incluyendo las principales fallas geológicas de la región. (modificado de

Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998; Viveen et al., 2021a).

El k_{sn} se encuentra, por definición de las funciones stream-power (ecuación 3) y mediante estudios empíricos (Kirby & Whipple, 2012), correlacionado matemáticamente con la elevación tectónica. Gracias a los valores de k_{sn} (figura 38) se deduce que la región de la cuenca de Moyobamba que experimenta mayor levantamiento tectónico es la vertiente oriental, en particular las subcuencas que se ubican sobre el anticlinal de Cerro Blanco (Serracayacu, Naranjos, Naranjillos, Yuracyacu y Tonchima), confirmando la posición de Viveen et al. (2021a) según la cual el levantamiento de Cerro Blanco es el principal factor en las tasas de erosión de la cuenca de Moyobamba. La falla Chazuta produce un levantamiento menos significativo, a excepción de la cuenca de Cachiyacu que discurre mayormente en el footwall de la falla.

La integral hipsométrica es una medida de la edad de la cuenca y también se correlaciona con la elevación tectónica (Pérez-Peña et al., 2009), aunque la correlación no es tan estricta ni definida (Farhan et al., 2016). Los valores de la integral hipsométrica son aproximadamente los mismos que los calculados por Viveen et al. (2021a). En dicho estudio las cuencas se separan en cuatro clases según la integral hipsométrica: la clase 4 de 0.001 a 0.268, la clase 3 hasta 0.367, la clase 2 hasta 0.452 y la clase 1 hasta 0.492. Los resultados concuerdan en que hay un crecimiento de la integral hipsométrica en dirección noroeste en las vertientes occidental y oriental, siendo la primera la que posee las cuencas con mayor valor de la integral.

Medidas directas de la incisión en la cuenca de Moyobamba utilizando terrazas fluviales fueron determinadas por Viveen et al. (2021a) en los principales ríos de la vertiente occidental: Naranjos, Naranjillos, Yuracyacu y Soritor. Dado que la longitud de este último río es mucho menor a la de los otros y gran parte de su recorrido se da dentro de la llanura de inundación del Río Mayo, esta subcuenca no fue evaluada en el presente estudio. Los ríos Naranjos, Naranjillos y Yuracyacu poseen tasas de incisión fluvial decreciente, siendo de 2 a 2.3 mm por año en Naranjos, 1.1 a 1.5 en Naranjillos y 0 a 0.5 en Yuracyacu. Esta tendencia decreciente en dirección sureste es observada en el k_{sn} promedio para cada subcuenca, pero con diferencias no tan abismales entre los tres ríos.

El control de los knickpoints es variable en la cuenca. Los knickpoints del río Huasta-Yanacyacu se ubican cerca del límite entre las formaciones Agua Caliente y Chonta, compuestas de areniscas cuarzosas y calizas respectivamente (figura 39), por lo que podría haber un control litológico en estos. Dado que los contactos litológicos fuertes y depósitos aluviales son los principales generadores de vertical step knickpoint, esto coincide con lo observado en el perfil fluvial del río. El knickpoint del río Indoche se encuentra ubicado, según el mapa geológico (Sánchez, 1998c), encima de una falla y depósitos aluviales. Las fallas activas forman contactos geológicos fuertes

que se asocian a knickpoints del tipo vertical step (Haviv et al., 2010; Viveen et al., 2021b). A pesar de ello, tanto el perfil como el gráfico gradiente-área indican que el knickpoint tiene un comportamiento de tipo slope-break, lo que confirma la posición de Haviv et al. (2010) de que los dos tipos de knickpoints no son necesariamente excluyentes.

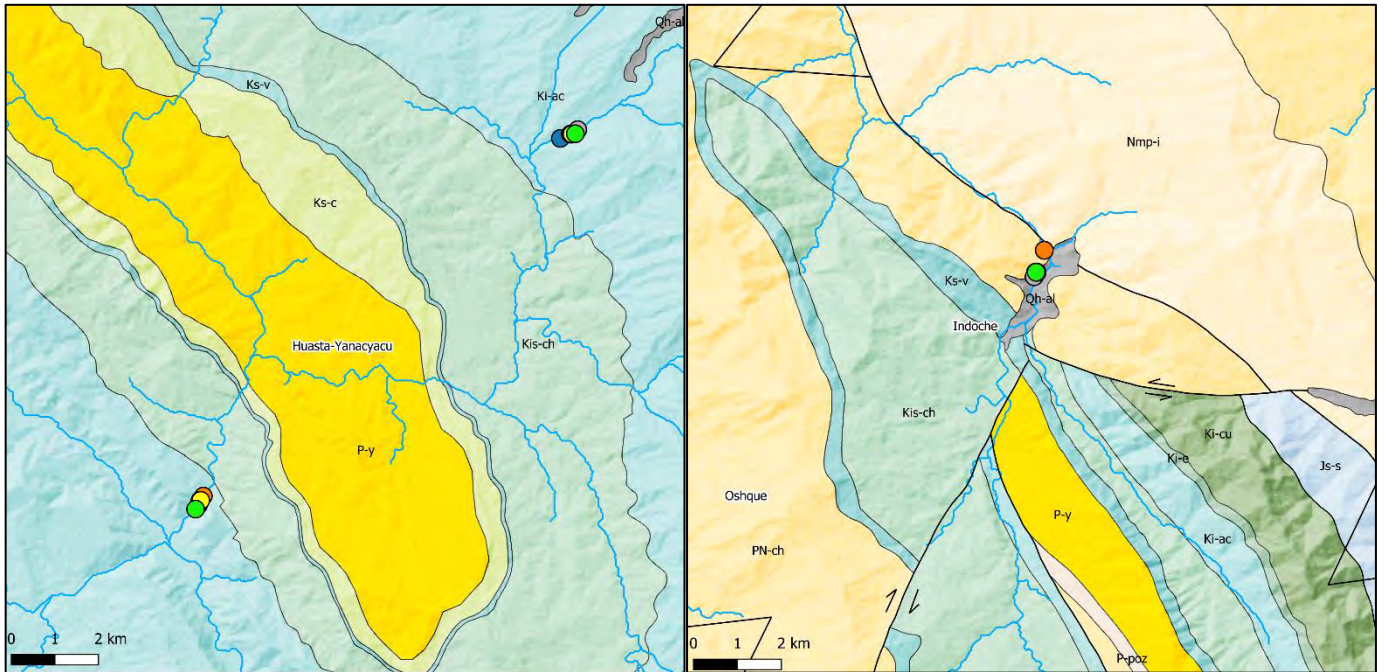


Figura 39. Ubicación de knickpoints de los ríos Huasta-Yanacyacu (izquierda) e Indoche (derecha) sobre el mapa geológico (modificado de Sánchez, 1998a; Sánchez & López, 1998; Sánchez, 1998b; Sánchez, 1998c; Sánchez et al., 1997; Díaz et al., 1998; De La Cruz et al., 1998 y Cerrón et al., 1998). Las formaciones son en orden cronológico: Ki-cu (Fm. Cushabatay, areniscas cuarzosas), Ki-e (Fm. Esperanza, areniscas gruesas y lutitas), Ki-ac (Fm. Agua Caliente, areniscas cuarzosas), Kis-ch (Fm. Chonta, calizas microlíticas y bioclásticas), Ks-V (Fm. Vivian, areniscas cuarzosas), Ks-c (Fm. Cachiyacu, lutitas oscuras), P-y (Fm. Yahuarango, areniscas finas), PN-ch (Fm. Chambira, areniscas finas), Nmp-i (Fm. Ipururo, areniscas limosas) y Qh-al (Depósito aluvial).

Ningún río en la zona central del anticlinal de Cerro Blanco muestra knickpoints, a excepción del Naranjillos (figura 29), lo que sugiere que el desplazamiento en dicha zona se ha mantenido constante por lo menos durante el tiempo suficiente como para permitir que el perfil fluvial de los ríos se acomode a las nuevas condiciones. Los knickpoints de Naranjillos se ubican cerca a la falla inversa de Cerro Blanco, por lo que esta u otras fallas asociadas pueden actuar de contacto geológico fuerte. El slope-break knickpoint del río Indoche es probablemente la respuesta a un aumento en el desplazamiento tectónico hacia el sur de Cerro Blanco, el cual puede asimismo estar asociado al inicio del drenaje hacia la cuenca del Huallaga (Viveen et al., 2021a).

Casi todas las observaciones presentadas anteriormente se pueden obtener independientemente del DEM, ya que el k_{sn} , la integral hipsométrica y la ubicación de los knickpoints son variables

bastante robustas que no cambian significativamente entre DEMs, por lo que permiten realizar interpretaciones geológicas y geodinámicas de forma independiente de la calidad de los DEMs.

6. CONCLUSIONES

El análisis de perfiles fluviales es una técnica de la geomorfología que permite establecer una correlación entre la actividad tectónica y la pendiente de un río de lecho rocoso. Si bien estudios anteriores donde se evaluó la precisión de un DEM acoplaron el análisis de perfiles con una evaluación externa, este no es aplicado como método de evaluación por sí mismo. Tras evaluar el rendimiento de los DEMs aplicando geomorfología tectónica a diferentes escalas de la cuenca de Moyobamba se obtienen las siguientes conclusiones:

A nivel de cuenca completa:

- Todos los DEMs dan resultados satisfactorios en el cálculo del índice de concavidad mediante el análisis gradiente-área y en la identificación de punto de transición de régimen fluvial de lecho rocoso a aluvial.
- El análisis chi óptimo muestra una gran variabilidad entre DEMs y solo obtuvo resultados de m/n satisfactorios en los DEMs de radar: SRTM, TanDEM-X y Copernicus.
- Copernicus DEM tiene el mejor suavizado del índice de empinamiento normalizado gracias a la corrección del flujo del río Mayo.
- TanDEM-X posee la mayor cantidad de errores debido a su alta resolución.

A nivel de subcuencas:

- AW3D30 posee el mejor suavizado en ríos de lecho rocoso, mientras que TanDEM-X muestra mejores resultados en ríos de menor pendiente.
- Copernicus DEM determina mejor el índice de concavidad con el método gradiente-área si se consideran las subcuencas aluviales.
- A nivel de análisis chi se tienen resultados similares del índice de concavidad si no se cuentan las subcuencas aluviales en todos los DEMs. AW3D30 tiene la mejor correlación entre los índices de concavidad m/n y theta.
- ASTER GDEM3 tiene el peor rendimiento en este nivel, en cada categoría.

A escala de knickpoints y segmentos estables:

- ASTER GDEM no permite identificar la clasificación de un knickpoint a partir del gráfico gradiente-área por el ruido en los segmentos estables.
- Las mediciones de índices de concavidad a esta escala son muy variables y erráticas y se alejan del rango esperado en la mayoría de los tramos.

- Copernicus DEM tiene el mejor rendimiento en el cálculo del índice de concavidad mediante el análisis gradiente-área.
- TanDEM-X posee el menor sesgo en la regresión lineal, pero también el peor ajuste.
- AW3D30 tiene la menor variabilidad de m/n y los valores más cercanos al esperado, aunque es el que tiene la más pobre correlación con los resultados obtenidos de theta.

Se concluye que AW3D30 posee el rendimiento más alto para el análisis de perfiles fluviales gracias a correcciones hidrológicas en los ríos de montaña, seguido de Copernicus DEM. SRTM3 y TanDEM-X muestran resultados satisfactorios indicando que son igualmente útiles para el análisis de perfiles fluviales. Se recomienda no utilizar ASTER GDEM3 sin realizar suavizados al perfil que corrijan la gran cantidad de ruido que este DEM posee. A pesar de ello, todos los DEMs rinden de forma eficiente en estudios de interpretación geológica ya que los estadísticos más relevantes como el k_{sn} , m/n y la integral hipsométrica son estadísticos sólidos que no varían significativamente entre modelos.



7. BIBLIOGRAFÍA

- Boulton, S. J., & Stokes, M. (2018). Which DEM is best for analyzing fluvial landscape development in mountainous terrains? *Geomorphology*, 310, 168-187. doi:10.1016/j.geomorph.2018.03.002
- Cerrón Zeballos, F., Chumpitáz Cama, M., & Galloso Carrasco, A. (1998). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Cachiyacu Escala 1:100000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- De La Cruz Wetzell, J., Raymundo Salgado, T., & Lara Moreno, M. (1998). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Cahuapanas Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- De La Cruz, J., Lara Moreno, M., & Raymundo Salgado, T. (1998). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Nueva Cajamarca Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Díaz Huayna, G., Huayhua Rojas, J., Milla Simón, D., Montoya Pérez, A., & Luque Paucara, R. (1998). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Barranquita Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Fahrland, E., Jacob, P., Schrader, H., & Kahabka, H. (2020). *Copernicus DEM Product Handbook*. AIRBUS Defence and Space. Obtenido de https://spacedata.copernicus.eu/documents/20126/0/GEO1988-CopernicusDEM-SPE-002_ProductHandbook_I1.00.pdf/082dd479-f908-bf42-51bf-4c0053129f7c?t=1586526993604
- Farhan, Y., Mousa, R., Dagarah, A., & Shtaya, D. (2016). Regional Hypsometric Analysis of the Jordan Rift Drainage Basins (Jordan) Using Geographic Information System. *Open Journal of Geology*, 6(10), 1312-1343. doi:10.4236/ojg.2016.610096
- Farr, T., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., . . . Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45(RG2004). doi:10.1029/2005RG000183
- Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973. doi:10.1029/WR010i005p00969

- Gérard, B., Audin, L., Robert, X., Gautheron, C., van der Beek, P., Bernet, M., . . . Delgado, F. (2020). Pliocene river capture and incision of the northern Altiplano: Machu Picchu, Peru. *Journal of the Geological Society*, 178(2). doi:10.1144/jgs2020-100
- González-Moradas, M. d., & Viveen, W. (2020). Evaluation of ASTER GDEM2, SRTMv3.0, ALOS AW3D30 and TanDEM-X DEMs for the Peruvian Andes against highly accurate GNSS ground control points and geomorphological-hydrological metrics. *Remote Sensing of Environmen*, 237. doi:10.1016/j.rse.2019.111509
- Gu, Z., Fan, H., & Kun, Y. (2020). GIS and DEM based analysis of incision and drainage reorganization of the Buyuan River basin in the upper Lancang-Mekong of China since the Late Pleistocene. *Journal of Geographical Sciences*, 30(9), 1495-1506. doi:10.1007/s11442-020-1795-7
- Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U.S. Geological Survey. doi:10.3133/pp294B
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Haviv, I., Enzel, Y., Whipple, K., Zilberman, E., Matmon, A., Stone, J., & Fitfield, K. (2010). Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 115(F03028). doi:10.1029/2008JF001187
- Howard, A. D., & Kerby, G. (1983). Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6), 739-752. doi:10.1130/0016-7606(1983)94%3C739:CCIB%3E2.0.CO;2
- Kirby, E., & Whipple, K. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75. doi:10.1016/j.jsg.2012.07.009
- Leister-Taylor, V., Jacob, P., Schrader, H., & Kahabka, H. (2020). *Copernicus DEM Validation Report*. AIRBUS Defence and Space. Obtenido de https://spacedata.copernicus.eu/documents/20126/0/GEO1988-CopernicusDEM-RP-001_ValidationReport_V1.0.pdf/edc88601-897e-82df-5604-b6b60cbeeb57?t=1586527010843
- Liu, Z., Han, L., Yang, Z., Cao, H., Guo, F., Guo, J., & Ji, Y. (2021). Evaluating the Vertical Accuracy of DEM Generated from ZiYuan-3 Stereo Images in Understanding the Tectonic Morphology of the Qianhe Basin, China. *Remote Sensing*, 13(1203). doi:10.3390/rs13061203

- Mackin, J. H. (1948). Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 463-512.
- Martínez, C., Hancock, G. R., Kalma, J. D., Wells, T., & Boland, L. (2008). An assessment of digital elevation models and their ability to capture geomorphic and hydrologic properties at the catchment scale. *International Journal of Remote Sensing*, 31(23), 6239-6257. doi:10.1080/01431160903403060
- NASA & METI. (5 de Agosto de 2019). *NASA and METI Release ASTER Global DEM Version 3*. Obtenido de Land Processes Distributed Active Archive Center: <https://lpdaac.usgs.gov/news/nasa-and-meti-release-aster-global-dem-version-3/>
- NASA. (2015). *The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Collection*. Obtenido de https://lpdaac.usgs.gov/documents/179/SRTM_User_Guide_V3.pdf
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35(6), 1214-1223. doi:10.1016/j.cageo.2008.06.006
- Perron, J. T., & Royden, L. (2012). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6), 570-576. doi:10.1002/esp.3302
- Polidori, L., & El Hage, M. (2020). Digital Elevation Model Quality Assessment Methods: A Critical Review. *Remote Sensing*, 20(21). doi:10.3390/rs12213522
- Purinton, B., & Bookhagen, B. (2017). Validation of Digital Elevation Models (DEMs) & Derived Geomorphic Metrics on the Southern Central Andean Plateau. *Earth Surface Dynamics*, 5, 211-237. doi:10.5194/esurf-5-211-2017
- Purinton, B., & Bookhagen, B. (2021). Beyond Vertical Point Accuracy: Assessing Inter-pixel Consistency in 30 m Global DEMs for the Arid Central Andes. *Frontiers in Earth Science*, 9:758606. doi:10.3389/feart.2021.758606
- Qureshi, J., Mahmood, S. A., Almas, A. S., Rafique, H. M., Ahmad, S. R., & Masood, A. (2012). DEM based . *Pakistan Journal of Science*, 64(2), 108-117.
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P. G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., . . . Mudry, J. (2015). Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss Journal of Geosciences*, 108, 401-424. doi: 10.1007/s00015-015-0200-5

- Rodríguez, E., Morris, C. S., & Belz, J. E. (2006). A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(3), 249-260. doi:0099-1112/06/7203-0249/\$3.00/0
- Sánchez Fernández, A. W. (1998a). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Chachapoyas Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sánchez Fernández, A. W. (1998b). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Jumbilla Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sánchez Fernández, A. W. (1998c). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Moyobamba 1:100000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sánchez Fernández, A. W., & López Aviles, J. C. (1998). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Rioja Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sánchez, J., Lagos, A., Álvarez, D., & Huamán, N. (1997). *Mapa Geológico del Cuadrángulo de Balsapuerto Escala 1:100,000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Schwanghart, W. (25 de Marzo de 2021). *Finding the right mn-ratio using mnoptimvar*. Obtenido de TopoToolbox: <https://topotoolbox.wordpress.com/2021/03/25/finding-the-right-mn-ratio-using-mnoptimvar/>
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1-7. doi:10.5194/esurf-2-1-2014
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2017). Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 821-839. doi:10.5194/esurf-5-821-2017
- Seeber, L., & Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92(4), 335-367. doi:10.1016/0040-1951(83)90201-9
- Siddiqui, S., Castaldini, D., & Soldati, M. (2017). DEM-based drainage network analysis using steepness and Hack SL indices to identify areas of differential uplift in Emilia–Romagna Apennines, northern Italy. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(3), 401-424. doi:10.1007/s12517-016-2795-x
- Stolle, A., Schwanghart, W., Andermann, C., Bernhardt, A., Fort, M., Jansen, J. D., . . . Korup, O. (2018). Protracted river response to medieval earthquakes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1), 331-341. doi:10.1002/esp.4517

- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1142.
- Tachikawa, T., Kabu, M., & Iwasaki, A. (2011). *ASTER GDEM Version 2 Validation Report*. Reporte, ASTER GDEM Validation Team. Obtenido de https://ssl.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Appendix_A_ERSDAC_GDEM2_validation_report.pdf
- Tachikawa, T., Kaku, M., & Iwasaki, A. (2015). *ASTER GDEM Version 3 Validation Report*. Reporte, ASTER GDEM Validation Team. Obtenido de https://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver3Validation/Summary_GDEM3_validation_report_2019.pdf
- Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K., & Iwamoto, H. (2016). Generation of the 30 m-mesh global digital surface model by ALOS PRISM. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. XLI-B4*, págs. 157-162. Prague, Czech Republic: XXIII ISPRS Congress. doi:10.5194/isprsarchives-XLI-B4-157-2016
- Viveen, W., Baby, P., & Hurtado-Enríquez, C. (2021b). Assessing the accuracy of combined DEM-based lineament mapping and the normalised SL-index as a tool for active fault mapping. *Tectonophysics*, 813(228942). doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228942>
- Viveen, W., Sanjurjo-Sánchez, J., Baby, P., & González-Moradas, M. d. (2021a). An assessment of competing factors for fluvial incision: An example of the late Quaternary exorheic Moyobamba basin, Peruvian Subandes. *Global and Planetary Change*, 200. doi:10.1016/j.gloplacha.2021.103476
- Wang, Y., Zhang, H., Zheng, D., Yu, J., Pang, J., & Ma, Y. (2017). Coupling slope-area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis. *Earth Surface Dynamics*, 5, 145-160. doi:10.5194/esurf-5-145-2017
- Wessel, B. (2016). *TanDEM-X Ground Segment - DEM Products Specification Document*. Oberpfaffenhofen, Germany: DLR.
- Wessel, B., Huber, M., Wohlfart, C., Marschalk, U., Kosmann, D., & Roth, A. (2018). Accuracy assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model with GPS data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 139, 171-182. doi:10.1016/j.isprsjprs.2018.02.017

- Whipple, K., DiBiase, R. A., & Crosby, B. T. (2013). Bedrock Rivers. En J. F. Shroder, & E. Wohl (Edits.), *Treatise on Geomorphology* (Vol. 9. Fluvial Geomorphology, págs. 550-573). San Diego, California.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., . . . Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. En S. D. Willet, N. Hovius, M. T. Brandon, & D. M. Fisher (Edits.), *Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series* (pág. 55.74). doi:10.1130/2006.2398(04)
- Zink, M., Bachmann, M., Brautigam, B., Fritz, T., Hajnsek, I., Moreira, A., . . . Krieger, G. (2014). TanDEM-X: The New Global DEM Takes Shape. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 2(2), 8-23. doi:10.1109/MGRS.2014.2318895.



8. ANEXOS

Tabla 3. Estadísticos de la diferencia absoluta entre el perfil sin suavizar y suavizado de la cuenca completa

K	2			5			10			20		
	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
SRTM3	116.03	52.34	418.17	120.83	56.27	428.89	123.07	57.67	435.73	124.59	58.66	439.72
ASTER GDEM3	265.99	127.13	949.82	272.51	131.94	971.42	275.41	133.76	980.45	277.18	134.81	985.64
AW3D30	167.28	68.15	617.80	173.98	73.27	636.65	177.15	75.01	645.87	179.13	76.07	654.05
Copernicus DEM	115.22	50.69	430.84	120.33	53.15	448.94	122.44	54.40	456.21	123.92	55.23	460.85
SRTM3 (+ASTER)	152.32	65.36	580.14	159.24	70.25	592.75	162.40	71.99	599.56	164.48	73.16	605.29
TanDEM-X	538.15	127.83	1559.9	544.67	132.99	1578.5	547.74	135.29	1589.9	549.72	136.53	1599.4

Tabla 4. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Huasta-Yanacyacu

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k _{sn}		CRS		
	k _s	θ	k _s	m/n	R ²	m/n	DE (me- dia)	DE (P ₅₀)	DE (máx.)	k _s	R ²	Media (m ^{0.9})	SD (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
ASTER GDEM3	318.49	0.55	2061.2	0.78	0.68	0.50	60.29	48.21	121.17	137.15	0.75	62.04	148.82	70.34	38.80	253.84
AW3D30	340.56	0.55	834.33	0.73	0.69	0.49	61.25	47.06	162.68	104.85	0.75	61.47	111.11	56.48	37.26	183.60
Copernicus DEM	208.04	0.52	1682.4	0.77	0.57	0.49	64.69	52.44	127.39	103.52	0.68	58.81	121.18	60.69	36.99	211.53
SRTM3	259.20	0.54	844.84	0.73	0.68	0.50	62.32	51.41	164.98	145.37	0.74	61.04	119.17	57.60	36.55	182.72
TanDEM-X	661.40	0.60	18961	0.78	0.60	0.40	59.49	44.98	120.70	20.86	0.73	57.98	232.48	75.55	28.30	279.77

Tabla 5. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Serracayacu.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R ²	m/n	DE (media)	DE (P ₅₀)	DE (máx.)	k_s	R ²	Media (m ^{0.9})	SD (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
ASTER GDEM3	5.70	0.26	13.75	0.31	0.88	0.19	82.45	99.11	194.37	1.43	0.90	146.53	252.63	133.71	88.72	406.16
AW3D30	4.45	0.25	28.48	0.35	0.86	0.23	96.92	114.14	219.57	2.94	0.88	150.64	208.59	105.02	70.33	320.80
Copernicus DEM	2.78	0.22	66.51	0.40	0.83	0.21	102.25	121.90	219.59	2.39	0.89	148.35	257.93	122.01	77.21	375.72
SRTM3	4.56	0.25	20.70	0.33	0.87	0.24	92.94	109.78	204.75	3.54	0.89	149.91	223.88	113.22	75.85	350.40
TanDEM-X	2.83	0.22	14.48	0.31	0.89	0.25	91.61	110.50	194.11	4.41	0.91	141.23	387.52	161.62	89.71	532.48

Tabla 6. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Naranjos.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R ²	m/n	DE (media)	DE (P ₅₀)	DE (máx.)	k_s	R ²	Media (m ^{0.9})	SD (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
ASTER GDEM3	481.00	0.51	151.80	0.44	0.94	0.22	44.79	39.95	177.97	2.63	0.91	185.90	297.79	171.74	123.16	476.06
AW3D30	67.89	0.39	133.29	0.43	0.93	0.21	43.19	37.19	153.93	2.14	0.91	188.71	288.54	153.76	104.99	447.16
Copernicus DEM	92.99	0.41	187.17	0.45	0.93	0.25	43.13	40.87	149.25	4.23	0.91	186.44	269.28	155.12	113.10	445.73
SRTM3	79.17	0.40	156.81	0.44	0.94	0.17	49.04	46.99	204.73	1.10	0.91	185.08	295.01	157.74	112.09	425.23
TanDEM-X	73.52	0.40	142.43	0.44	0.92	0.24	45.91	41.75	144.21	3.70	0.91	174.18	402.32	195.24	118.52	647.66

Tabla 7. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Naranjillos.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	17.00	0.31	1572	0.57	0.83	0.48	96.13	83.07	319.20	319.15	0.85	162.55	295.74	154.34	97.88	494.03
AW3D30	35.26	0.36	2645	0.60	0.82	0.23	26.57	21.37	90.59	2.90	0.85	164.13	240.87	132.12	90.17	422.86
Copernicus DEM	34.40	0.35	1878	0.58	0.80	0.20	27.97	25.13	73.27	1.71	0.82	165.10	259.67	144.72	98.25	473.18
SRTM3	14.88	0.30	2185	0.59	0.83	0.20	26.10	22.37	80.92	1.76	0.85	168.71	291.14	149.25	97.30	467.70
TanDEM-X	27.12	0.34	2778	0.61	0.79	0.16	30.37	26.73	137.50	0.78	0.81	151.72	548.43	175.14	86.84	599.14

Tabla 8. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Yuracyacu.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	109.60	0.43	1720	0.59	0.98	0.35	19.58	18.46	60.30	27.36	0.97	139.61	204.83	147.83	118.00	400.57
AW3D30	66.78	0.40	2473	0.61	0.97	0.37	19.64	17.12	69.94	39.68	0.98	144.70	186.53	132.24	107.73	331.19
Copernicus DEM	39.27	0.36	5205	0.65	0.95	0.32	27.14	20.78	151.28	15.47	0.94	149.48	195.54	139.10	116.12	334.95
SRTM3	57.85	0.39	1569	0.58	0.98	0.36	15.83	15.25	39.94	32.55	0.98	144.22	191.80	138.98	114.13	358.96
TanDEM-X	334.11	0.50	2345	0.61	0.89	0.29	34.57	27.70	141.71	7.39	0.91	139.37	287.73	155.55	101.35	506.07

Tabla 9. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Tonchima.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	12.46	0.30	31.15	0.36	0.90	0.20	103.97	120.43	170.18	1.45	0.90	158.44	256.00	146.92	101.55	442.43
AW3D30	12.26	0.30	51.68	0.38	0.89	0.15	109.66	112.61	184.95	0.59	0.88	161.10	223.58	123.87	84.05	363.71
Copernicus DEM	11.42	0.30	60.38	0.39	0.88	0.16	111.16	119.05	180.55	0.68	0.87	159.57	222.79	124.57	86.98	366.65
SRTM3	13.19	0.31	41.26	0.37	0.90	0.17	108.31	113.13	173.56	0.92	0.89	163.50	231.50	129.93	91.65	376.88
TanDEM-X	10.92	0.30	44.27	0.38	0.90	0.17	108.36	120.21	181.46	0.86	0.89	152.55	351.56	161.01	94.55	509.36

Tabla 10. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Oshque.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	197.51	0.49	1700	0.62	0.97	0.47	20.46	16.27	84.18	124.02	0.98	99.77	156.59	100.60	75.31	284.98
AW3D30	92.12	0.44	801.74	0.57	0.97	0.44	16.51	10.45	59.23	72.90	0.98	104.83	119.96	81.63	66.64	221.10
Copernicus DEM	78.36	0.43	606.66	0.56	0.97	0.45	18.32	12.59	68.43	89.99	0.98	99.84	129.92	90.19	72.02	243.52
SRTM3	99.30	0.44	544.78	0.55	0.97	0.37	16.44	13.45	51.62	23.52	0.98	105.75	123.15	83.54	69.35	216.75
TanDEM-X	72.14	0.43	418.75	0.54	0.97	0.39	18.24	12.49	63.88	29.13	0.97	92.38	216.39	108.81	71.73	327.18

Tabla 11. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Indoche.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	31.76	0.40	37.65	0.41	0.87	0.11	30.92	25.93	85.77	0.12	0.91	66.98	150.94	81.05	50.08	282.50
AW3D30	20.93	0.38	98.44	0.47	0.84	0.09	30.62	27.22	83.39	0.09	0.89	63.99	111.51	65.45	46.82	196.10
Copernicus DEM	21.65	0.39	35.85	0.42	0.86	0.23	32.10	36.55	62.33	1.00	0.89	61.20	111.31	64.03	42.97	191.35
SRTM3	30.27	0.41	56.58	0.44	0.84	0.11	31.19	31.81	85.70	0.13	0.89	65.15	116.09	66.53	48.41	194.87
TanDEM-X	31.83	0.42	44.94	0.43	0.85	0.08	28.90	25.93	62.06	0.07	0.90	58.96	181.50	76.70	37.92	264.04

Tabla 12. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Huascayacu.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	370.82	0.58	4.42E+07	1.28	0.39	0.46	78.55	28.82	408.74	27.43	0.48	35.08	102.51	41.25	12.95	173.07
AW3D30	1941	0.68	6.12E+07	1.30	0.40	0.30	70.82	23.14	373.35	1.37	0.44	34.59	81.83	34.14	12.11	139.03
Copernicus DEM	704.74	0.63	1.49E+08	1.35	0.36	0.50	79.34	33.73	350.08	49.62	0.49	32.83	83.59	34.60	13.09	146.26
SRTM3	1800	0.68	3.81E+07	1.27	0.39	0.32	69.99	24.57	382.91	1.91	0.45	35.02	78.73	33.32	13.96	132.87
TanDEM-X	915.68	0.65	1.17E+13	2.06	0.01	0.33	72.48	29.37	349.90	2.26	0.46	32.28	137.07	41.30	2.01	176.62

Tabla 13. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Avisado.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R ²	m/n	DE (media)	DE (P ₅₀)	DE (máx.)	k_s	R ²	Media (m ^{0.9})	SD (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
ASTER GDEM3	53747	0.92	6.95E+07	1.35	0.51	0.37	19.79	9.27	70.07	3.38	0.64	20.04	70.12	28.79	6.33	119.89
AW3D30	351.66	0.61	3.19E+06	1.16	0.62	0.31	14.34	6.27	60.28	1.42	0.69	19.80	53.40	23.98	11.03	88.36
Copernicus DEM	513.05	0.64	6.73E+06	1.20	0.61	0.31	13.65	5.37	56.21	1.20	0.68	18.03	45.47	21.52	10.46	76.72
SRTM3	1861	0.72	8.18E+06	1.22	0.60	0.24	11.84	6.17	53.57	0.37	0.63	19.20	46.59	22.00	9.34	83.52
TanDEM-X	1034	0.69	5.52E+06	1.20	0.62	0.32	14.42	5.68	57.18	1.57	0.69	17.29	63.82	24.61	2.83	100.74

Tabla 14. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Tioyacu.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R ²	m/n	DE (media)	DE (P ₅₀)	DE (máx.)	k_s	R ²	Media (m ^{0.9})	SD (m ^{0.9})	MAE (m ^{0.9})	P ₅₀ (m ^{0.9})	P ₉₅ (m ^{0.9})
ASTER GDEM3	269.41	0.56	4.81E+07	1.29	0.90	0.50	4.87	3.87	18.92	41.02	0.82	27.28	79.16	35.12	16.48	140.51
AW3D30	1422	0.68	5.28E+07	1.29	0.90	0.49	2.44	1.91	23.41	36.93	0.83	26.02	115.73	33.93	20.71	101.45
Copernicus DEM	21.90	0.43	4.46E+07	1.28	0.91	0.42	1.84	1.42	6.80	10.61	0.82	24.39	47.79	25.35	16.40	82.20
SRTM3	28.68	0.44	3.84E+07	1.27	0.94	0.39	2.44	2.00	9.19	6.38	0.83	27.09	59.81	32.20	17.92	109.97
TanDEM-X	12.64	0.39	3.83E+07	1.28	0.91	0.46	2.07	1.67	7.96	18.96	0.83	23.01	65.44	29.49	9.97	113.40

Tabla 15. Índices y estadísticas del análisis de perfiles fluviales de la cuenca del río Cachiayacu.

DEM	Gradiente - área		Análisis chi (<i>chplot</i>)			Análisis chi (<i>mnoptimvar</i>)						k_{sn}		CRS		
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	m/n	DE (media)	DE (P_{50})	DE (máx.)	k_s	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)	MAE ($m^{0.9}$)	P_{50} ($m^{0.9}$)	P_{95} ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	1668	0.65	11.33	0.36	0.93	0.52	20.61	18.91	50.98	200.86	0.93	63.02	130.30	73.41	46.54	239.28
AW3D30	7.25	0.32	78.80	0.47	0.94	0.38	14.46	14.39	40.56	18.24	0.94	61.95	109.14	63.08	46.74	197.24
Copernicus DEM	10.92	0.35	38.50	0.43	0.94	0.42	16.29	16.12	44.55	31.82	0.94	58.84	106.80	63.09	44.98	194.30
SRTM3	14.05	0.36	43.08	0.43	0.95	0.50	17.47	16.64	45.17	141.72	0.95	63.03	110.78	64.77	47.10	195.86
TanDEM-X	154.51	0.51	66.59	0.46	0.93	0.20	13.15	11.12	44.27	0.59	0.90	57.13	150.80	73.08	37.67	248.19

Tabla 16. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Huasta-Yanacyacu.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	8.19E+08	1.3693	3.47E+06	1.0678	0.9801	40.7256	137.2933
AW3D30	6.21E+09	1.4779	3.32E+05	0.9371	0.9865	38.9787	110.4479
Copernicus DEM	2.10E+07	1.1729	3.60E+07	1.2049	0.9613	37.2887	110.353
SRTM3	4.74E+08	1.3376	6.18E+06	1.1038	0.9857	38.127	108.8158
TanDEM-X	3.72E+05	0.9314	1.38E+09	1.4151	0.8786	42.4124	242.1706

Tabla 17. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Serracayacu.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	3.451	0.2271	31.934	0.3616	0.9889	154.8193	278.5132
AW3D30	13.5254	0.3107	17.234	0.3235	0.9939	160.9604	176.0188
Copernicus DEM	36.0798	0.3668	64.3633	0.402	0.9844	157.2196	211.2966
SRTM3	5.0215	0.2532	31.5708	0.3599	0.9896	154.5254	196.8527
TanDEM-X	52.0246	0.3925	41.7132	0.3808	0.9907	146.9188	313.3484

Tabla 18. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Naranjos.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	1.3692	0.1661	96.307	0.4101	0.9795	200.2193	402.9904
AW3D30	3.0656	0.2115	107.693	0.4143	0.9772	208.400	397.4876
Copernicus DEM	5.5065	0.2417	109.7607	0.4156	0.9767	204.4416	378.797
SRTM3	3.8785	0.225	130.6042	0.4258	0.9826	203.6436	402.4729
TanDEM-X	2.7577	0.2049	105.125	0.4172	0.9748	191.0194	565.9239

Tabla 19. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del primer segmento del río Naranjillos.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	2.63E+05	0.8343	2.63E+07	1.0916	0.9888	205.9961	421.2271
AW3D30	1.25E+07	1.0527	2.04E+07	1.0778	0.99	197.9727	319.7888
Copernicus DEM	3.63E+04	0.726	2.25E+07	1.0807	0.9819	208.2775	337.4879
SRTM3	2.76E+06	0.9606	2.03E+07	1.0746	0.9901	211.3777	408.618
TanDEM-X	9.41E+05	0.9103	2.32E+07	1.0864	0.9726	190.5964	887.8223

Tabla 20. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Yuracyacu.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	2238.9	0.6003	3663.6	0.6323	0.9949	146.6398	228.6535
AW3D30	330.6735	0.4845	3362.5	0.6228	0.9973	159.7132	208.0145
Copernicus DEM	1066.6	0.5482	11508	0.6933	0.9954	158.4326	212.1846
SRTM3	3559.1	0.6331	2694.4	0.6125	0.9971	153.4496	204.9392
TanDEM-X	228.8194	0.4698	8063.7	0.6785	0.9933	140.3752	312.6453

Tabla 21. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del primer segmento del río Tonchima.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	2.81E+04	0.7366	1436.1	0.5613	0.9931	183.9932	342.7096
AW3D30	5.45E+04	0.7792	1665	0.5692	0.9945	181.1967	330.0112
Copernicus DEM	9.12E+04	0.8069	1600.8	0.5677	0.9943	179.4856	317.4693
SRTM3	3.11E+04	0.7414	1057.4	0.544	0.9949	185.5015	336.1018
TanDEM-X	1.68E+05	0.849	1262.9	0.5574	0.9938	178.4063	581.7257

Tabla 22. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del río Oshque.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	1690.3	0.6116	2647.9	0.6384	0.9967	95.4678	179.0947
AW3D30	73.4921	0.4161	2301.2	0.6243	0.9966	102.6843	136.836
Copernicus DEM	360.5905	0.5125	3401.8	0.6491	0.997	97.1871	148.4851
SRTM3	529.6148	0.5342	2182.2	0.6195	0.9969	104.2307	143.4217
TanDEM-X	710.9594	0.559	2669.9	0.6398	0.9975	89.5719	268.6721

Tabla 23. Índices y estadísticas de los análisis de perfiles fluviales del segundo segmento del río Indoche.

DEM	Gradiente-área		Análisis chi (<i>chiplot</i>)			k_{sn}	
	k_s	θ	k_s	m/n	R^2	Media ($m^{0.9}$)	SD ($m^{0.9}$)
ASTER GDEM3	5.65E+05	0.989	1.40E+05	0.8995	0.9888	66.457	150.1239
AW3D30	1.77E+05	0.9097	4.21E+04	0.8275	0.9979	66.8194	101.9777
Copernicus DEM	1.56E+04	0.7725	1.86E+05	0.9199	0.9984	60.4747	90.6801
SRTM3	1.28E+05	0.8875	2.81E+05	0.9437	0.9945	63.3828	94.0463
TanDEM-X	1.51E+04	0.7712	1.01E+05	0.888	0.9982	57.2842	134.8309

