

Redefinición litoestratigráfica de la Formación Chota en la Cuenca Bagua (nororiente de los Andes del Perú) y sus implicancias para el límite Cretácico–Paleógeno

César CHACALTANA¹, Waldir VALDIVIA¹, Luz TEJADA-MEDINA¹, Alessandro BATEZELLI², Daniel SEDORKO³, José REYES⁴, Max LANGER⁵, Mario GAMARRA-CUBA¹ y Abel RAMIREZ-AMPUERO¹

Abstract: *LITHOSTRATIGRAPHIC REDEFINITION OF THE CHOTA FORMATION IN THE BAGUA BASIN (NORTHEASTERN PERUVIAN ANDES) AND ITS IMPLICATIONS FOR THE CRETACEOUS–PALEOGENE BOUNDARY.* A lithostratigraphic redefinition of the Chota Formation in the Bagua Basin, located between approximately 4° and 7° S in northeastern Peru, is proposed based on new geological and paleontological evidence supporting the recognition of two distinct lithostratigraphic units. The proposal is founded on newly documented fossil assemblages that enable the regional identification of a welldefined intraformational stratigraphic discontinuity. This discontinuity separates a lower detrital unit, composed predominantly of sandstones that become conglomeratic toward the top and containing Upper Cretaceous crocodilians and nonavian dinosaurs, from an upper unit consisting of detrital successions dominated by paleosols (Vertisols), calcareous sandstone beds yielding turtles and medium-sized placental mammals (Pyrotheria) of Paleocene–Eocene age, together with mudstones containing charophyte (Charophyta) and ostracod fossils. Although both successions display a characteristic reddishbrown coloration, they differ markedly in their lithological and paleontological attributes and are herein redefined as the Pongo de Rentema Formation and the Quebrada Seca Alta Formation, respectively. Collectively, these units record a stratigraphic interval spanning the Cretaceous–Paleogene (K–Pg) boundary and document major changes in the geological evolution of the Bagua Basin. Accordingly, the Chota Formation is abandoned in this basin, and the Pongo de Rentema and Quebrada Seca Alta formations are formally established as new lithostratigraphic units. Their distinctive lithological and paleontological characteristics allow recognition of two successive geological intervals corresponding to the Upper Cretaceous and the Paleogene.

Resumen: Se propone la redefinición estratigráfica de la Formación Chota en la Cuenca Bagua, ubicada aproximadamente entre los 4° y 7° S, en el nororiente del Perú, sobre la base de nueva evidencia geológica y paleontológica que sustenta el reconocimiento de dos unidades formacionales diferenciadas. La propuesta se fundamenta en nuevos registros fósiles que permiten identificar, a escala regional, una discontinuidad estratigráfica intrayacente claramente definida. Esta discontinuidad separa una unidad litoestratigráfica inferior de naturaleza detrítica constituida predominantemente por areniscas con carácter conglomerádico hacia el tope y caracterizada por la presencia de cocodrilos y dinosaurios no avianos del Cretácico Superior, de una unidad superior, integrada por secuencias detríticas dominadas por paleosuelos (vertisoles), capas de arenisca calcárea con registros de tortugas y mamíferos placentarios (Pyrotheria) de tamaño mediano del Paleoceno-Eoceno, así como arcilitas con fósiles de carófitas (Charophyta) y ostrácodos. Ambas secuencias, de tonalidad bruno rojiza, pero claramente diferenciadas por sus características litológicas y paleontológicas, se redefinen como las formaciones Pongo de Rentema y Quebrada Seca Alta, respectivamente. En conjunto, sus registros documentan un intervalo estratigráfico que comprende el límite Cretácico–Paleógeno (K–Pg), reflejando cambios significativos en la historia geológica de la Cuenca Bagua. En consecuencia, se redefine la Formación Chota para esta cuenca, abandonándose la toponimia Chota en este sector y estableciéndose formalmente las formaciones Pongo de Rentema y Quebrada Seca Alta como nuevas unidades litoestratigráficas. Ambas se distinguen por presentar atributos litológicos y paleontológicos distintivos que permiten reconocer dos intervalos geológicos sucesivos, correspondientes al Cretácico Superior y al Paleógeno.

Key words: Lithostratigraphy. Chota Formation. Cretaceous–Paleogene boundary. Andes. Bagua Basin.

Palabras clave: Litoestratigrafía. Formación Chota. Límite Cretácico–Paleógeno. Andes. Cuenca Bagua.

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470 San Borja, Apartado 889. Lima 41. Perú.

² Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Campinas, São Paulo.

³ Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

⁴ Programa de Pósgraduação em Geociências, Instituto de Geociências- UNICAMP.

⁵ Laboratório de Paleontologia de Ribeirão Preto, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto, Universidade de São Paulo.

Introducción

En los Andes del Perú, las sucesiones de capas rojas aflorantes en la Cordillera Oriental, tanto en el norte como en el centro del país, se distribuyen ampliamente a lo largo de sectores adyacentes al río Marañón. Estas secuencias estratigráficas, fácilmente reconocibles por sus tonalidades rojizas, sobreyacen en discordancia a rocas del Cretácico Superior y presentan una orientación general ONO-ESE. Su disposición espacial responde a controles estructurales asociados con las distintas fases de deformación vinculadas a la evolución del orógeno andino. En el presente estudio, se distinguen dos conjuntos sedimentarios principales cuya configuración es el resultado de una evolución tectónica compleja relacionada con la Flexión de Huancabamba (FH), la Faja Plegada y Corrida del Marañón (FPCM) y la influencia de la Faja Plegada y Corrida del Subandino (FPCS).

La deformación cortical vinculada con la FH, constituyó un importante rasgo estructural de orientación SO-NE durante la evolución de la orogenia andina marcando el cambio de dirección de los Andes centrales y los Andes septentrionales (Mégard, 1984, 1987; Mourier *et al.*, 1988c; Sánchez *et al.*, 2006; Jaimes, 2023). Asimismo, la FPCM, de orientación NO-SE, re-presenta una estructura regional originada por un importante acortamiento cortical que provocó el levantamiento de amplios sectores de la cordillera y generó pliegues y fallas en el nororiente del Perú (Ham y Herrera, 1963; Pardo, 1982; Mégard, 1984; Scherrenberg *et al.*, 2012, 2016). Posteriormente, la propagación de la deformación andina hacia el este, dio lugar al desarrollo de la FPCS, cuya actividad reactivó estructuras preexistentes y produjo nuevos pliegues y fallas que afectaron los depósitos sedimentarios de la Cuenca Bagua, modificando significativamente su geometría actual.

Estos controles estructurales, evidencian la existencia de dos conjuntos sedimentarios que difieren no solo en sus características litoestratigráficas sino también en el contenido de sus registros paleontológicos. Los afloramientos de capas rojas situados al norte de la FH contienen un registro fósil de vertebrados distintivo que ha permitido reconocer y cartografiar una paraconcordancia intrayacente, la cual constituye un fenómeno geológico

de límite de alcance regional (Mendivil, 1973). En contraste, las sucesiones de capas rojas ubicadas al sur de esta estructura carecen, hasta el momento, de evidencias de dicho registro paleontológico y de la discontinuidad estratigráfica asociada.

Las sucesiones de capas rojas localizadas al norte de la FH, se disponen dentro de una amplia estructura sinclinal denominada sinclinal de Bagua. En el presente estudio la identificación de la paraconcordancia intrayacente sustentada por la distribución conjunta de las evidencias litoestratigráficas y paleontológicas, proporciona el fundamento para redefinir esta unidad litoestratigráfica y proponer una nueva nomenclatura.

Los afloramientos estudiados se localizan al este de la provincia de Jaén, en el sector suroriental de la Cuenca Bagua. Se caracterizan por presentar tonalidades rojas a púrpura y por disponerse en discordancia sobre la Formación Celendín, mientras que son cubiertos también en discordancia por las areniscas tobáceas de la Formación Cajaruro. La paraconcordancia intrayacente representa un *hiatus* estratigráfico cuya expresión queda respaldada por el marcado cambio en el contenido paleontológico de las sucesiones que la delimitan. Los estratos inferiores contienen cocodrilos y dinosaurios no avianos, mientras que los superiores registran tortugas y mamíferos placentarios (Pyrotheria). De acuerdo con los principios de la clasificación litoestratigráfica, estas asociaciones fósiles constituyen biocaracterísticas distintivas que pueden emplearse como criterios físicos accesorios para la diferenciación de unidades litoestratigráficas.

Sobre la base de esta evidencia estratigráfica, estructural y paleontológica, el presente trabajo propone la redefinición de la Formación Chota en el nororiente peruano mediante el reconocimiento de dos unidades formacionales diferenciadas, en concordancia con los criterios establecidos por las guías internacionales de nomenclatura estratigráfica.

Métodos

Los métodos empleados comprendieron actividades de gabinete y de campo. La fase de gabinete precampo, incluyó la recopilación, revisión crítica, síntesis y sistematización de la información geológica disponible, con el propósito de integrar los antece-

dentes estratigráficos, estructurales y paleontológicos del área de estudio. Asimismo, se realizó el análisis de imágenes satelitales para identificar los afloramientos con mejores condiciones de exposición y planificar las campañas geológicas.

El trabajo de campo consistió en el reconocimiento geológico de afloramientos expuestos en colinas, cortes de carretera y trochas, procurando realizar recorridos preferentemente perpendiculares al rumbo de las estructuras geológicas. Las actividades desarrolladas tuvieron tres objetivos principales: (i) elaborar la cartografía geológica y estratigráfica a escala 1:50 000 mediante la descripción sistemática de los afloramientos; (ii) levantar columnas estratigráficas a escala 1:100 para documentar las variaciones litológicas y las relaciones estratigráficas; y (iii) efectuar el muestreo de rocas y fósiles para los análisis petrográficos, sedimentológicos y paleontológicos.

Cartografía geológica: La cartografía geológica se realizó sobre mapas topográficos a escala 1:50 000, que sirvieron como base para el levantamiento e interpretación de la información geológica y la elaboración de los mapas geológicos. El trabajo comprendió el registro de puntos de observación geológica (POGs), georreferenciados mediante receptores del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) en coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*). En cada POG se documentaron los contactos entre unidades litoestratigráficas, las características litológicas, las estructuras sedimentarias y las mediciones estructurales (rumbo y buzamiento) utilizadas para definir la geometría de pliegues y fallas. Asimismo, se realizó el registro fotográfico sistemático de los afloramientos y de las principales características geológicas observadas.

Medición de columnas estratigráficas: La medición de columnas estratigráficas se realizó a escala 1:100, lo que permitió documentar de manera detallada la sucesión de litologías, el espesor de los estratos, las estructuras sedimentarias, el contenido paleontológico y otros atributos estratigráficos relevantes. La descripción de campo incluyó la caracterización macroscópica de las rocas, considerando su composición, fraccionometría, textura, color, geometría de los cuerpos sedimentarios y relaciones de contacto, información que sirvió de base para la interpretación de facies sedimentarias y sus asociaciones.

La evaluación estratigráfica comprendió la determinación de la polaridad de los estratos, el reconocimiento de superficies de discontinuidad y la identificación de fenómenos geológicos de límite. Asimismo, se registraron las estructuras sedimentarias inorgánicas con el propósito de interpretar los procesos depositacionales y se documentó el contenido paleontológico para establecer su distribución estratigráfica y su significado bioestratigráfico.

Durante el levantamiento de las columnas se empleó una lupa de mano de 20× para la observación de detalles litológicos y paleontológicos, un receptor GPS para georreferenciar los puntos de medición y muestreo, una cámara fotográfica para el registro sistemático de los afloramientos y una libreta de campo para la descripción de las observaciones y la codificación de las muestras recolectadas.

Muestreo de rocas y fósiles: Se realizó un muestreo sistemático de rocas para su análisis petrográfico y de fósiles para su estudio paleontológico. Todas las muestras fueron identificadas mediante un código de campo único, el cual permitió su trazabilidad durante el procesamiento analítico y su posterior incorporación al repositorio institucional del INGEMMET.

Como parte de la fase de gabinete poscampo, se integró la información obtenida durante el trabajo de campo mediante la elaboración de una base de datos que incluyó las observaciones geológicas, los registros estratigráficos y estructurales, así como la información correspondiente a las muestras recolectadas. Esta base constituyó el insumo para el procesamiento, análisis e interpretación de los datos y la elaboración de la presente publicación.

Para el análisis morfoestructural a diferentes escalas se elaboraron mapas a partir de modelos digitales de elevación (DEM y GDEM) obtenidos de bases de datos de acceso abierto, entre ellas *ASF Data Search*, *Data Basin* y *Open Topography*. Sobre estas imágenes base se integró la información geográfica (centros poblados, red hidrográfica y vías de acceso), las unidades geológicas y las estructuras tectónicas empleando la información disponible en la base de datos del GEOCAT-MIN, complementada con la cartografía geológica de los cuadrángulos estudiados, la ubicación de los afloramientos y los sistemas de fallas y pliegues. Toda esta información fue revisada, contrastada e integrada con

la literatura científica disponible.

Las muestras de vertebrados fósiles fueron preparadas mediante la remoción mecánica controlada de la matriz rocosa utilizando microperforadores y adhesivos especializados, con el fin de exponer y preservar los caracteres taxonómicos necesarios para su identificación taxonómica. En el caso de los análisis micropaleontológicos, se revisaron las colecciones de carófitas fósiles (Charophyta) conservadas en el Área de Paleontología del INGEMMET, las cuales fueron utilizadas como material de comparación para la identificación taxonómica de los ejemplares estudiados.

Como etapa final del trabajo de gabinete, se efectuó la revisión, corrección y edición definitiva de los productos cartográficos y estratigráficos obtenidos. Se elaboraron los mapas geológicos a escala 1:50,000, dos columnas estratigráficas, una a escala 1:1,000 y otra a escala 1:500, así como una base de datos que integra la información geológica, estratigráfica, estructural y paleontológica recopilada durante el estudio.

Posteriormente, toda la información fue incorporada a un Sistema de Información Geográfica (SIG), lo que permitió integrar, almacenar, gestionar, analizar, actualizar y representar espacialmente los datos georreferenciados, facilitando su interpretación y la elaboración de los productos cartográficos finales.

Antecedentes geológicos

Los afloramientos sedimentarios comprendidos en el presente estudio, comúnmente denominados capas rojas, han sido objeto de investigación desde mediados del siglo XX, principalmente con el propósito de establecer su organización estratigráfica y su posición dentro de la evolución geológica del norte del Perú. La primera caracterización formal de estas sucesiones fue realizada por Broggi (1942), quien definió la Formación Chota en los alrededores de la ciudad homónima, en la región Cajamarca. Este autor la describió como una unidad detrítica continental, predominantemente conglomerádica, que yace en discordancia sobre secuencias sedimentarias mesozoicas. Posteriormente, Benavides-Cáceres (1956) amplió su distribución hacia el sureste y reconoció un contacto inferior discordante cuya magnitud aumentaba hacia el oeste, así como un límite superior marcado por una discordancia angular con unidades cenozoicas o, localmente, por contactos tectónicos.

Durante el levantamiento de la Carta Geológica Nacional (Wilson *et al.*, 1967; Reyes, 1980; Wilson, 1984), la Formación Chota fue reinterpretada como una sucesión integrada por areniscas, arcilitas y conglomerados rojos que

Eonotema / Era Sistema / Período	Serie / Época	Piso / Edad	Edad (Ma)	Córdova (1986)	Mourier et al. (1988)	Naeser et al. (1991)	Sánchez et al. (1996)	Baca (2001)	Chacaltana et al., (2011)	Moreno et al. (2020)	Este estudio (2026)
Fanerozoico	Neógeno	Messiniano	5.333								
		Tortoniano	7.246								
		Mioceno (Nm)	11.63							Fm. San Antonio	
		Langhiano	13.82								
		Burdigaliano	15.97								
		Aquitano	20.44								
	Oligoceno (Po)	Chatthiano	23.03								
		Rupeliano	27.82								
			33.9								
		Priaboniano	37.71								
		Baronian	41.2								
		Lutetiano	47.8								
	Paleógeno (Pe)	Ypresiano	56.0								
		Thanetiano	59.2								
		Selandiano	61.6								
		Daniano	66.0								
Mesozoico	Cretácico	Maastrichtiano	72.1 ± 0.2								
		Campaniano	83.6 ± 0.2								
		Santoniano	86.3 ± 0.5								
		Coniaciano	89.8 ± 0.3								
				Capas rojas de Rentema							
				Gc.							
				Oli.							
				Fm. Celendín							

Figura 1. Comparación estratigráfica de las unidades establecidas en la literatura de acuerdo a sus geocrones.
Figure 1. Stratigraphic comparison of the units established in the literature according to their geochrons.

sobreyacen a unidades más antiguas, entre ellas las formaciones Cajamarca y Celendín. Asimismo, se estableció que esta unidad subyace a secuencias cenozoicas, aunque en algunos sectores aparece truncada por sobreescurrecimientos y, en otros, habría sido parcialmente erosionada. Debido a la ausencia de registros fósiles característicos, estos autores asignaron a la Formación Chota una edad comprendida entre el Cretácico Superior y el Paleoceno inferior, sustentándose principalmente en sus relaciones estratigráficas.

Los afloramientos de capas rojas de la cuenca Bagua fueron posteriormente estudiados por Mourier *et al.* (1988a), quienes propusieron un nuevo esquema litoestratigráfico basado en registros paleontológicos procedentes tanto de las secuencias marinas del Cretácico Superior como de las capas rojas suprayacentes. Estos autores reemplazaron la nomenclatura previamente utilizada e introdujeron la Formación Bagua Grande, subdividida en los miembros Fundo El Triunfo, Rentema y Sambimera Inferior, a los que atribuyeron un rango temporal comprendido entre el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior. En el

Miembro Fundo El Triunfo reportaron carófitas fósiles y el hallazgo de vértebras caudales de un titanosaurio (Mourier *et al.*, 1986), evidencias que permitieron asignarle una edad entre el Campaniano medio y el Maastrichtiano. Para el Miembro Sambimera Inferior registraron igualmente carófitas fósiles, cuya distribución estratigráfica indicó una edad comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno Inferior.

Posteriormente, Naeser *et al.* (1991) modificaron este esquema al elevar el rango de los miembros propuestos por Mourier *et al.* (1988a), definiendo las formaciones Fundo El Triunfo y Rentema como unidades independientes, diferenciadas principalmente por sus características fraccionométricas: una unidad inferior de grano fino y otra superior de naturaleza conglomerádica. Asimismo, mantuvieron el reconocimiento de la Formación Sambimera Inferior, suprayacente a ambas unidades. Con el propósito de establecer el marco cronológico de las secuencias continentales de la cuenca y relacionarlo con la evolución tectónica andina, realizaron dataciones por trazas de fisión. Para las unidades correspondientes al

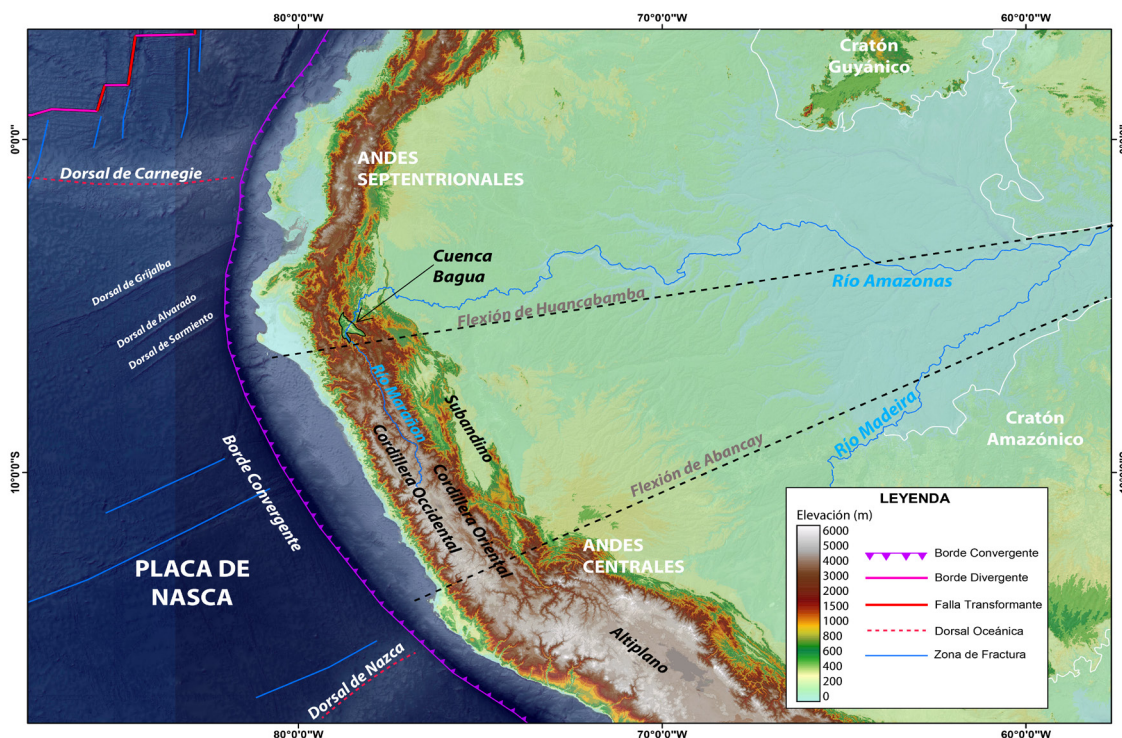


Figura 2. Principales elementos tectónicos en los andes peruanos y su influencia en la cuenca Bagua. **Figure 2.** Main tectonic elements in the Peruvian Andes and their influence on the Bagua basin.

intervalo Cretácico–Paleógeno obtuvieron una edad de 54 Ma para la Formación Rentema, atribuida al Paleoceno Superior–Eoceno Inferior y vinculada a la Fase Tectónica Incaica I, mientras que para la Formación Sambimera determinaron edades entre 31 y 12 Ma, correspondientes al intervalo Eoceno–Mioceno medio.

En conjunto, estos estudios reflejan la evolución de los criterios estratigráficos y de las nomenclaturas aplicadas a las sucesiones continentales de la Cuenca Bagua, evidenciando las diferencias de interpretación propuestas por diversos autores. La síntesis de esta evolución litoestratigráfica se presenta en la Figura 1.

Contexto geológico

En la actualidad, se acepta ampliamente que la orogénesis andina es consecuencia del subcorrimiento de la placa oceánica de Nasca bajo la placa continental de América del Sur, a lo largo del margen occidental del continente (James, 1971; Sempere *et al.*, 2005). Este proceso ha dado lugar al desarrollo de segmentos de subcorrimiento de geometría plana y empinada, cuya distribución controla la deformación cortical y la evolución tectónica de los Andes. En el norte del Perú, estos efectos son particularmente evidentes en el sector comprendido entre los 5° y 9° S, donde la denominada meseta oceánica Inca modifica la geometría de la subducción y condiciona el desarrollo de estructuras tectónicas regionales (Gutscher *et al.*, 2000; Gutscher, 2002). La influencia de estos procesos ha sido documentada mediante estudios estructurales y geofísicos de subsuperficie realizados en áreas adyacentes (Navarro, 2010).

Diversos autores han relacionado esta configuración tectónica con la complejidad estructural de los Andes peruanos, destacando el papel de la geometría del subcorrimiento en la segmentación del orógeno (Hall y Wood, 1985; Petford y Atherton, 1995; Ramos, 1999; Gregory-Wodzicki, 2000; Sempere *et al.*, 2005; Martinod *et al.*, 2010). Como consecuencia, se distinguen tres grandes dominios morfoestructurales:

los Andes Septentrionales, los Andes Centrales y los Andes Meridionales, cada uno con rasgos morfológicos y estructurales particulares (Ganser, 1973; Jordan *et al.*, 1983), definidos por importantes estructuras tectónicas regionales.

Entre estas destacan la Flexión de Huanabamba (FH) y la Flexión de Abancay (FA), dos megaestructuras transandinas que producen un cambio abrupto en la orientación de la cordillera dentro del territorio peruano (Figura 2). La FH marca el límite entre los Andes Centrales del Norte, de orientación NNO–SSE, y los Andes Septentrionales, cuya dirección predominante es NNE–SSO.

La FH constituye uno de los principales controles tectónicos del nororiente peruano y delimita hacia el sur el área de influencia de la Cresta de Carnegie. Esta megaestructura interrumpe la continuidad del orógeno andino y separa dos dominios tectónicos interpretados como geobloques con evolución geológica diferenciada (Krasny y Sadovsky, 1988). La evolución de ambos geobloques condicionó la deformación, preservación y distribución de los depósitos sedimentarios continentales del Cretácico Superior–Cenozoico, incluidas las capas rojas de la Cuenca Bagua.

Las capas rojas de la Cuenca Bagua corresponden principalmente a depósitos clásticos continentales del Cretácico Superior–Cenozoico, acumulados durante el levantamiento progresivo de los Andes del norte del Perú. La cuenca se emplaza entre las cordilleras Occidental y Oriental, limitada al norte por la FH y al sur por la FPCM (Figura 3).

Al norte de la FH se reconoce un geobloque caracterizado por una orientación andina predominantemente N–S, con variaciones locales hacia el NE y límites occidentales asociados a terrenos alóctonos (Feininger y Bristow, 1980; McCourt *et al.*, 1984; Aspden y McCourt, 1986; Aspden *et al.*, 1987; Bourgois *et al.*, 1987; Feininger, 1987; Mourier *et al.*, 1988b, 1988c). En este dominio, las capas rojas conforman el sinclinal de Bagua y contienen abundantes registros de vertebrados fósiles de gran importancia bioestra-

tigráfica. Debido a la continuidad cartográfica de estos depósitos con los afloramientos situados al sur de la FH, fueron tradicionalmente asignados a la Formación Chota, siguiendo la nomenclatura establecida para su localidad tipo.

Al sur de la FH se desarrolla un segundo geobloque con orientación andina predominante NO-SE, característica de la mayor parte del territorio peruano. Este dominio está constituido principalmente por bloques autóct-

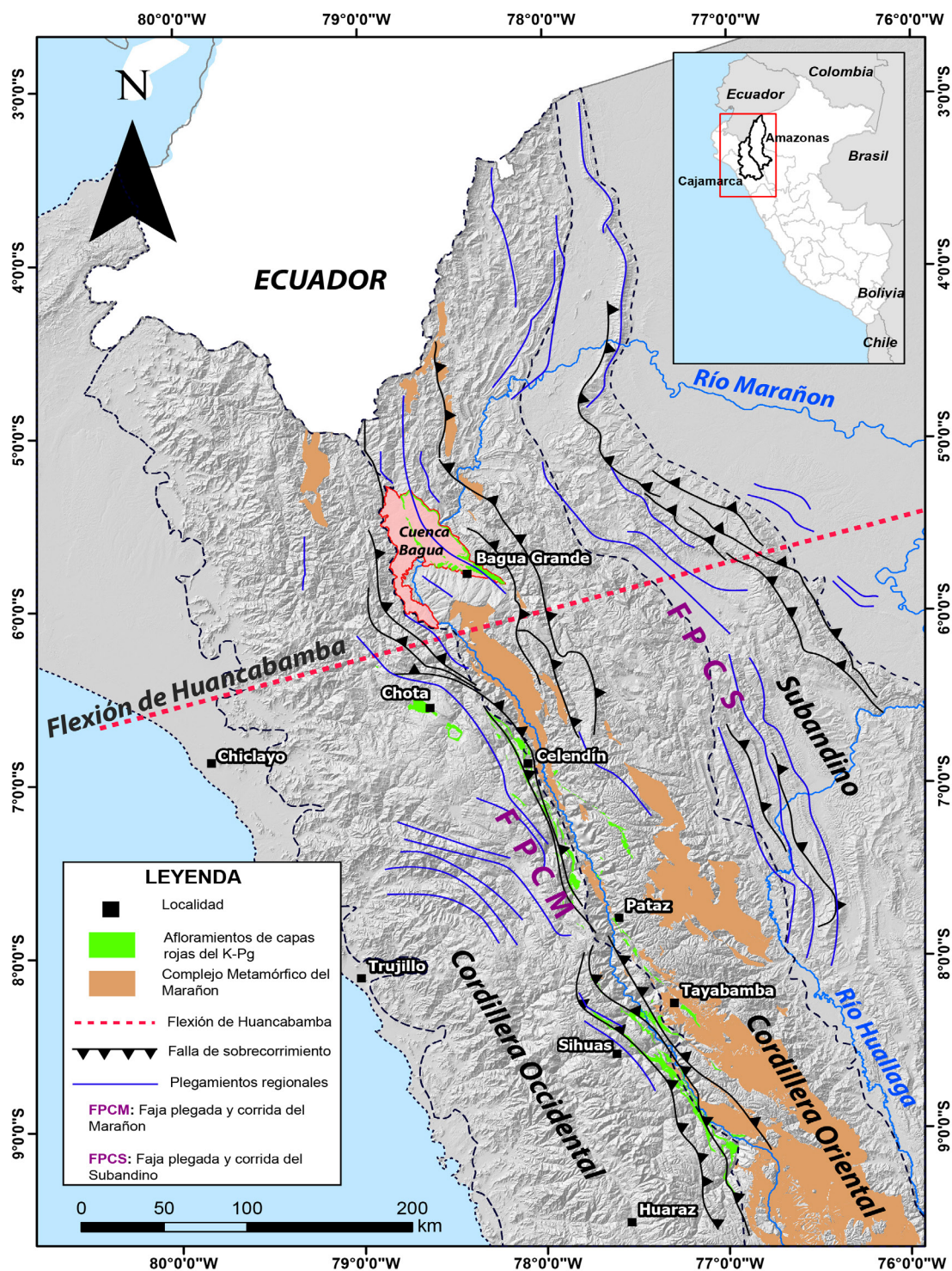


Figura 3. Ubicación del área de Bagua y principales estructuras andinas del nororiente peruano. **Figure 3.** Location of the Bagua area and main Andean structures of northeastern Peru.

tonos (Mégard, 1987; Beck, 1988), organizados en dominios paleogeográficos (Jaillard *et al.*, 1990), cuyo límite meridional corresponde a la FA, aproximadamente a los 13° S (Hall y Wood, 1985; Petford y Atherton, 1995). En esta región aflora el estratotipo de la Formación Chota, cuyas exposiciones se prolongan hacia el noroeste a lo largo del valle del río Marañón. A diferencia de los afloramientos del sinclinal de Bagua, estas sucesiones carecen de registros conocidos de vertebrados fósiles.

Las secuencias mesozoicas de la Cordillera Occidental fueron intensamente deformadas por el desarrollo de los arcos magmáticos cretácicos, responsables del plegamiento y fallamiento asociados al primer estadio tectónico de la FPCM durante las etapas iniciales de la orogénesis andina (Ham y Herrera, 1963; Pardo, 1982; Mégard, 1984; Scherrenberg *et al.*, 2012, 2016). En contraste, la Cordillera Oriental está constituida por una sucesión estratigráfica que abarca desde el Precámbrico hasta el Cenozoico y cuya configuración actual resulta de la inversión tectónica de los sistemas extensionales permicotriásicos iniciada durante el Mioceno

medio (Moreno *et al.*, 2020).

Como resultado de esta evolución, la Cuenca Bagua se configura estructuralmente como un amplio sinclinal de orientación N–S a NO–SE generado por la tectónica compresiva andina. Su núcleo está integrado por sedimentitas paleógenas y neógenas, mientras que los flancos están constituidos por secuencias cretácicas (Figura 4). En conjunto, la sucesión registra una transición progresiva desde ambientes marinos hacia ambientes continentales, reflejando la emersión gradual de la cuenca durante el Cretácico Superior. Las unidades aflorantes pertenecen al Ciclo Andino (Mégard, 1984) e incluyen sucesiones de antepaís depositadas en ambientes marinos y continentales, entre las que destacan las formaciones Cajamarca, Celendín y Chota.

Durante el Cretácico Tardío, el primer estadio tectónico de la FPCM estableció un régimen compresivo que promovió la migración progresiva del frente de deformación hacia el este entre el Eoceno y el Mioceno medio, incorporando progresivamente a la Cuenca Bagua dentro de este contexto tectónico. Posteriormente, entre el Mioceno tardío y el Plioceno, la continuación de

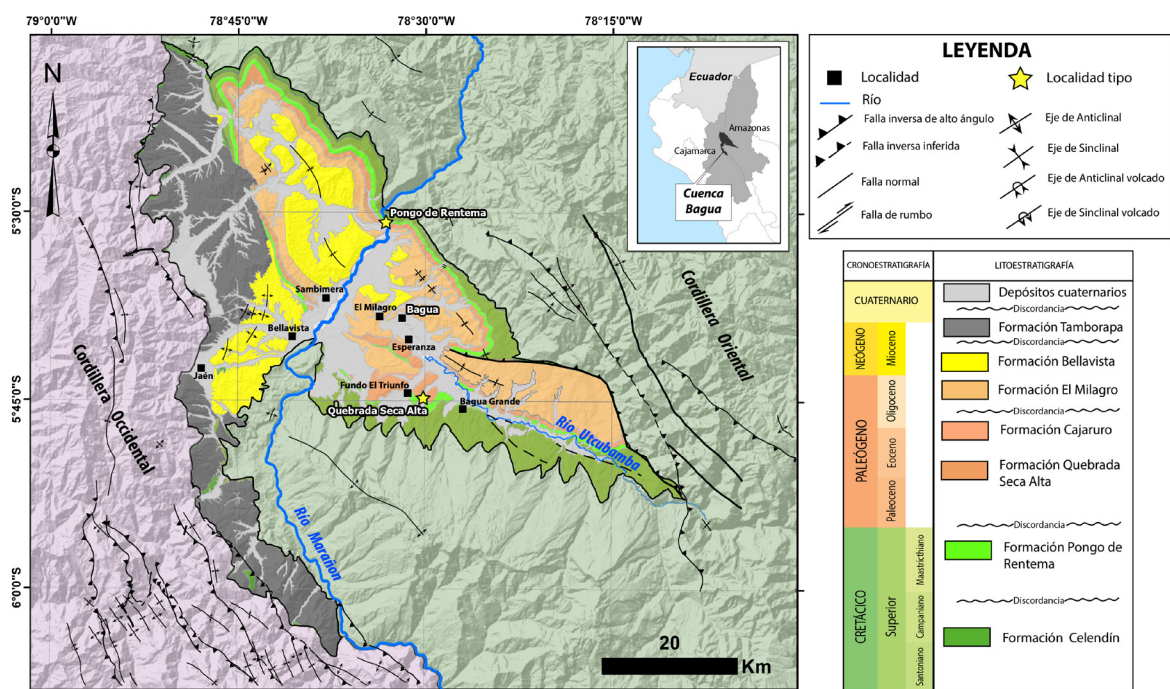


Figura 4. Mapa geológico de la cuenca Bagua y su ubicación en el marco morfoestructural. **Figure 4.** Geological map of the Bagua basin and its location within the morphostructural framework.

esta migración produjo la inversión de los sistemas extensionales pérmicotriásicos y dio origen a los primeros estadios de deformación de la Cordillera Oriental (Eude *et al.*, 2015; Scherrenberg *et al.*, 2016; Moreno *et al.*, 2020).

La Formación Chota

Broggi (1942) definió la Formación Chota en las alturas de la margen derecha del río Chotano en el sector del cañón de Lajas, al oeste de la ciudad de Chota. En la localidad de Lajas reconoció una secuencia compuesta por conglomerados, arcilitas abigarradas y areniscas de grano angular, que descansa en marcada discordancia anguloso sobre las calizas cretácicas. Esta relación estratigráfica evidencia la ocurrencia de, al menos, dos episodios de deformación: uno que afectó a las secuencias carbonatadas del Cretácico y otro posterior que deformó las sucesiones detríticas suprayacentes. Ambos eventos han sido relacionados con la fase tectónica peruana propuesta por Steinmann (1929), desarrollada entre el Cretácico Tardío y el Eoceno, la cual se caracteriza por plegamiento regional, actividad magmática y procesos epirogénicos asociados con la regresión marina del margen occidental sudamericano.

Posteriormente, Benavides-Cáceres (1956) amplió el uso de la denominación Formación Chota a las sucesiones detríticas rojizas expuestas en la sierra norte del Perú. En el sector de Bambamarca, al este de Chota, describió una secuencia con un espesor mínimo de 500 m, caracterizada por una disminución progresiva del tamaño y la proporción de los conglomerados hacia el techo, que sobreyace a las pelitas de la Formación Celendín (Cretácico Superior).

A escala regional, los trabajos realizados durante el levantamiento de la Carta Geológica Nacional permitieron demostrar la continuidad lateral de estos afloramientos, así como definir su distribución y el marco estructural que los controla. Al norte de la zona de estudio, las capas rojas afloran en los cuadrángu-

los de San Ignacio (11-f), Jaén (12-f) y Bagua Grande (13-g), donde constituyen parte del sinclinal de Bagua, de orientación NO-SE. En estos sectores fueron asignadas a la Formación Chota, unidad que se dispone en discordancia sobre la Formación Celendín y es cubierta por la Formación Cajaruro, atribuyéndosele una edad comprendida entre el Campaniano-Maastrichtiano y el Paleoceno-Eoceno. Hacia el sur, en los cuadrángulos de Cutervo (13-f), Chota (14-f) y Celendín (14-g), las capas rojas también fueron cartografiadas como Formación Chota; sin embargo, en esta región descansan en discordancia sobre las formaciones Cajamarca y Celendín y subyacen al Volcánico Llama del Grupo Calipuy (Figura 5).

Petrografía sedimentaria

En la localidad tipo de la Formación Chota, la descripción original de Broggi (1942) señala que los conglomerados corresponden a rocas poco cementadas, compuestas por rodados de cuarcita de hasta 15 cm de eje mayor, con pequeños cuerpos lenticulares de arenisca arcósica intercaladas con arcilitas rojas, blanquecinas y verduzcas de algunas decenas de metros de espesor. Hacia el oeste y más allá del poblado de Chota, predominan las arcilitas sobre los conglomerados, motivo por el cual las correlaciona con los sedimentos lignitíferos de Yanacancha, portadores de flora fósil del Neógeno. Sin embargo, de manera general, describe a la Formación Chota como una secuencia predominantemente conglomerádica, de más de 300 m de espesor, carente de fósiles y dispuesta en discordancia sobre secuencias sedimentarias mesozoicas del Coniaciano, asignándole una edad probable del Neógeno a lo largo de la extensión de sus afloramientos.

Posteriormente, Benavides-Cáceres (1956) amplió la caracterización estratigráfica de la Formación Chota mediante el estudio de seis secciones, sin registrar evidencias paleontológicas. En el sector de Lajas describió una sucesión de aproximadamente 100 m de areniscas cuarzosas de grano grueso, friables, de color amarillento a rojizo y con

estratificación sesgada, en discordancia sobre la Formación Cajamarca. En Bambamarca reconoció una secuencia de al menos 500 m de conglomerados de cuarcita blanca con matriz de arenisca roja,

en discordancia sobre la Formación Celendín. En la sección de Celendín registró 122 m de areniscas y limolitas cuarzosas de color gris blanquecino, poco consolidadas y con escasas intercalaciones

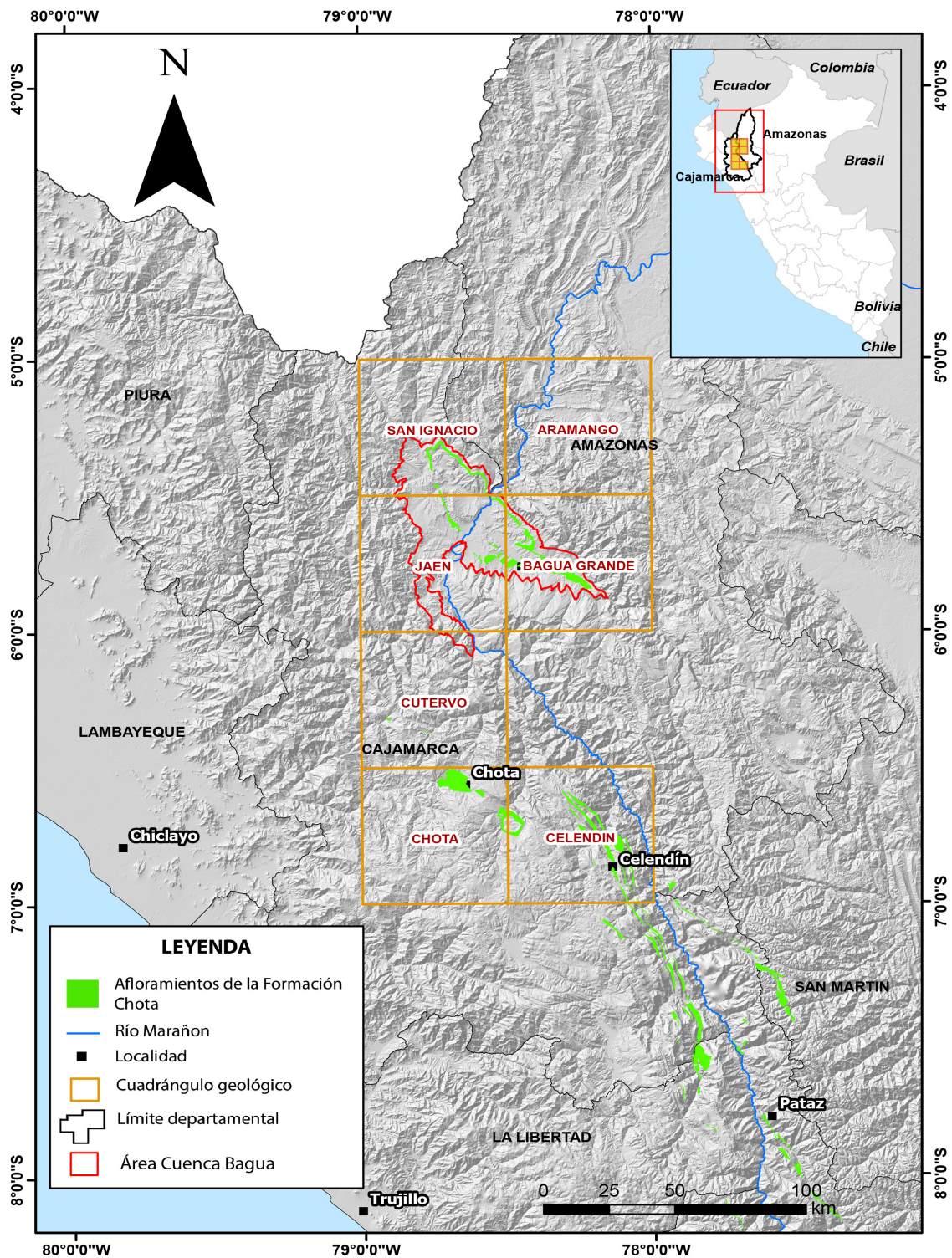


Figura 5. Distribución de los afloramientos de capas rojas del K-Pg en los cuadrángulos geológicos del IN-GEMMET. **Figure 5.** Distribution of K-Pg red bed outcrops in the INGEMMET geological quadrangles.

rojizas, seguidas por 29 m de arcilitas y areniscas rojas; además, identificó un conglomerado de 90 cm de espesor compuesto por rodados de cuarcita, al que asignó tentativamente una edad campaniana. En Santa Clara describió una sucesión de aproximadamente 900 m de arcilitas rojo oscuro, blandas y astilladas, intercaladas con limolitas cuarzosas rojas y un intervalo de 20 m de limolitas cuarzosas calcáreas de color gris verdoso. Finalmente, en Uchupata registró 120 m de arcilitas calcáreas de color rojo intenso con niveles yesíferos e intercalaciones de metasedimentitas, sobrepuestos por 60 m de arcilitas calcáreas de color verde grisáceo con delgadas intercalaciones de limolitas.

Los levantamientos realizados durante la elaboración de la Carta Geológica Nacional permitieron ampliar significativamente el conocimiento de estas sucesiones. En los cuadrángulos de San Ignacio (11-f), Jaén (12-f) y Bagua Grande (13-g), la Formación Chota fue descrita como una unidad integrada por dos conjuntos sedimentarios. El conjunto inferior constituido por arcilitas rojas, margas, areniscas finas y niveles de microconglomerados y yeso de tonalidad rojo brunácea, mientras que el conjunto superior constituido por areniscas y conglomerados rojos en estratos gruesos, con intercalaciones subordinadas de arcilitas en capas delgadas. Ambos conjuntos alcanzan en conjunto un espesor cercano a 500 m y están separados por una ligera discordancia angular (De la Cruz, 1995; Sánchez, 1995; Sánchez *et al.*, 1996; Chacaltana *et al.*, 2011). Más al sur, en los cuadrángulos de Cuzco (13-f), Chota (14-f) y Celendín (14-g), Wilson (1984) describió una sucesión dominada por conglomerados con intercalaciones de niveles tobáceos.

Redefinición de la Formación Chota en el nororiente peruano

La configuración geológica de la cordillera de los Andes en el sector de transición entre los Andes Centrales del Norte y los Andes Septentrionales refleja una evolución tectogenética compleja, caracterizada por el desarrollo de dos dominios estructurales originados durante los principales epi-

sodios compresivos del orógeno andino. El primero corresponde a un sinclinorio dentro del cual las capas rojas constituyen el sinclinal de Bagua, mientras que el segundo comprende los afloramientos que se extienden desde la localidad de Chota hacia el sureste, a lo largo del valle del río Marañón.

La evolución tectónica de ambos dominios controló la configuración de los ambientes sedimentarios y dio lugar a sucesiones con características estratigráficas claramente diferenciadas. En la localidad tipo, la Formación Chota está representada por una secuencia detrítica integrada por arcilitas, areniscas y conglomerados, sin registros paleontológicos conocidos. En contraste, las capas rojas del sinclinal de Bagua presentan una mayor heterogeneidad litológica, con alternancia de facies siliciclásticas y niveles carbonatados, además de un abundante registro fósil que documenta condiciones paleoambientales distintas y una evolución sedimentaria más compleja.

Estas diferencias demuestran que ambos conjuntos no constituyen una misma unidad litoestratigráfica con continuidad lateral, sino sucesiones independientes que comparten únicamente una equivalencia cronológica parcial. En consecuencia, la denominación como Formación Chota debe restringirse a la unidad definida en su localidad tipo y a sus afloramientos correlacionables hacia el sureste y las áreas adyacentes al valle del río Marañón. Estos depósitos representan el desarrollo de cuencas continentales generadas tras la regresión marina, sobre las cuales se emplazó posteriormente la FPCM (Mégard, 1984).

Por su parte, las capas rojas en la Cuenca Bagua constituyen un dominio estructural distinto, asociado a un relicto de alto estructural separado del frente de la FPCM y posteriormente afectado por la reactivación tectónica vinculada a la FH. Estas sucesiones, caracterizadas por tonalidades rojas que gradan verticalmente a púrpura, sobreyacen a la Formación Celendín (Mourier *et al.*, 1988a; Sánchez, 1995) y subyacen a la Formación Cajaruro.

Sobre esta base, se propone redefinir la estratigrafía de las capas rojas del sinclinal de Bagua, retomando y actualizando los planteamientos de Mourier *et al.* (1988a) y Naeser *et al.* (1991), a partir

de nueva evidencia geológica y paleontológica. Esta redefinición reconoce la existencia de dos unidades litoestratigráficas independientes, delimitadas por un *hiatus* estratigráfico regional y caracterizadas por diferencias litológicas, petrográficas, sedimentológicas y paleontológicas que reflejan historias evolutivas distintas.

En consecuencia, se modifica la terminología estratigráfica aplicada a las sucesiones que afloran en la Cuenca Bagua y abarcan el límite Cretácico–Paleógeno. La Formación Chota, utilizada para este sector por Sánchez *et al.* (1996) y Chacaltana *et al.* (2014), es redefinida mediante el reconocimiento de dos formaciones independientes: la Formación Pongo de Rentema, correspondiente al antiguo Miembro Rentema, y la Formación Quebrada Seca Alta, que reemplaza al antiguo Miembro Esperanza. Ambas unidades están separadas por un *hiatus* estratigráfico regional y poseen atributos petrográficos, sedimentológicos y paleontológicos distintivos, los cuales permiten reconstruir con mayor precisión la evolución sedimentaria, paleoambiental y tectónica de la Cuenca Bagua durante el paso del Cretácico al Paleógeno.

La Formación Pongo de Rentema

Mourier *et al.* (1988a) utilizaron la nomenclatura Rentema para designar una subunidad de la Formación Bagua en el sinclinal homónimo, a la que asignaron la categoría de Miembro Rentema. Esta subunidad, junto con los miembros Fundo El Triunfo y Sambimera, integraba la Formación Bagua. Posteriormente, Naeser *et al.* (1991) ampliaron el rango estratigráfico de estas unidades proponiendo el Grupo Bagua, integrado por las formaciones Fundo El Triunfo, Rentema y Sambimera. Más adelante, Chacaltana *et al.* (2014) retomaron la terminología y nomenclatura de Formación Chota, utilizada en los mapas elaborados durante el levantamiento de la Carta Geológica Nacional, y efectuaron una reevaluación de sus características litoestratigráficas. Como resultado, redefinieron la Formación Chota e incorporaron al Miembro Rentema como una de sus subunidades.

En el presente trabajo se mantiene la jerarquía estratigráfica de formación, por constituir la unidad litoestratigráfica fundamental susceptible de ser cartografiada y representada en mapas geológicos. Asimismo, se propone la designación de Pongo de Rentema, como sección tipo de esta unidad, en referencia al accidente geográfico donde sus afloramientos presentan la mayor continuidad, accesibilidad y calidad de exposición.

El Pongo de Rentema se ubica en la provincia de Bagua, región Amazonas, en el nororiente del Perú, aproximadamente a 14 km de la ciudad de Bagua. Corresponde a un estrecho cañón labrado por el río Río Marañón al atravesar la Cordillera de Colán, a una altitud aproximada de 380 m s. n. m., en las coordenadas 5°29' de latitud sur y 78°33' de longitud oeste. El pongo posee una longitud superior a 2 km y alcanza un ancho mínimo cercano a 60 m en su sector más estrecho. En este lugar confluyen los ríos Marañón, Chinchipe y Utcubamba, configurando un destacado accidente geomorfológico que marca la transición entre el dominio andino y la llanura amazónica.

Petrografía sedimentaria

En el registro sedimentario se reconocen dos macrosecuencias detríticas: una inferior, con predominio de arcilitas, y otra superior, compuesta mayormente por areniscas feldespáticas. Ambas presentan, en general, tonalidades rojizas asociadas a procesos de oxidación en condiciones continentales, lo que sugiere una sedimentación desarrollada en sistemas fluviales trenzados (Moreno *et al.*, 2022), con depósitos de canales y llanuras de inundación, afectados localmente por ambientes lacustres e incursiones transgresivas.

La macrosecuencia inferior se inicia con una sucesión predominantemente detrítica constituida por areniscas feldespáticas calcíticas de grano fino a medio, con laminación sesgada, intercaladas con limolitas y arcilitas de tonalidades rojizas y gris verdosas, además de niveles delgados de conglomerados.

dos (Figura 6, fotografías A, B y C). Las areniscas forman estratos delgados a medianos, alternantes con niveles pelíticos y contiene trazas fósiles en varios de sus niveles, evidenciando episodios de colonización del sustrato durante la sedimentación. Hacia niveles superiores aumenta la proporción de arcilitas, acompañadas por intercalaciones de microconglomerados calcáreos bien litificados y areniscas de grano medio con laminación sesgada, paleocanales rellenos de microconglomerados y ondulitas. La alternancia de facies finas y arenosas refleja fluctuaciones periódicas en la energía del medio y en las condiciones de sedimentación, mientras que el predominio de tonalidades rojizas indica un ambiente continental sometido a condiciones oxidantes.

La macrosecuencia superior está constituida principalmente por areniscas feldespáticas rojizas de grano medio a grueso, intercaladas con limolitas y arcilitas rojas, además de niveles locales de conglomerados y microconglomerados (Figura 6, fotografías D, E y F). Las areniscas presentan paleocanales, estratificación sesgada planar y curva, laminación horizontal y ondulitas, estructuras que evidencian procesos de transporte y depositación en corrientes fluviales de alta energía. En conjunto, esta macrosecuencia representa depósitos de sistemas fluviales trenzados desarrollados sobre extensas llanuras aluviales (Moreno *et al.*, 2022).

El contacto entre ambas macrosecuencias está marcado por cambio petrográfico abrupto, interpretado como respuesta a un evento tectónico que modificó las condiciones de aporte sedimentario. Diversos estudios plantean además una evolución progresiva hacia ambientes deltaicos, relacionada con cambios en la subsidencia de la cuenca y con el levantamiento de la Cordillera Occidental y de la FPCM (Janjou *et al.*, 1981; Mourier *et al.*, 1988b, 1988c; Moreno *et al.*, 2020). Estas secuencias sobreyacen en discordancia a la Formación Celendín y subyacen en paraconcordancia a la Formación Quebrada Seca Alta.

Los registros paleontológicos indican una edad correspondiente al Cretácico Superior

(Campaniano–Maastrichtiano) y documentan ecosistemas predominantemente continentales desarrollados en ambientes fluviales, con evidencias de incursiones marinas episódicas. Entre los hallazgos más relevantes se encuentran registros poscraneales y huevos de titanosaurios (Mourier *et al.*, 1986; Vianey-Liaud *et al.*, 1997; Olmedo *et al.*, 2025; Langer *et al.*, 2025), registro de terópodos asignados a *Megaraptor* (Langer *et al.*, 2025), dientes aislados de cocodriliformes (Barker *et al.*, 2025), que fueron atribuidos a un posible *Spinosauridae* (Olmedo *et al.*, 2025), así como caparazones de tortuga y material craneal de cocodriliformes (Langer *et al.*, 2025). Asimismo, en algunos sectores se han registrado niveles con fauna marina, interpretados como evidencias de episodios transgresivos durante el Campaniano Tardío–Maastrichtiano (Jaillard y Arnaud-Vanneau, 1993; Jacay, 2005). En conjunto, la información sedimentológica y paleontológica indica que esta unidad representa depósitos desarrollados principalmente en sistemas fluviales, asociados a llanuras de inundación y afectados de manera ocasional por ambientes lacustres y marinos someros (Jaillard, 1995; Moreno *et al.*, 2022).

La Formación Quebrada Seca Alta

Los límites de la secuencia superior de la Formación Pongo de Rentema, al encontrarse en contacto con la unidad suprayacente, definen una paraconcordancia que marca el límite con la Formación Quebrada Seca Alta. Esta unidad fue denominada Miembro Esperanza (Chacaltana *et al.*, 2014), en referencia a la localidad de Esperanza, al sur de Bagua Chica, donde se reconocieron facies detríticas finas con algunos niveles de fraccionometría más gruesa, portadoras de carófitas y ostrácodos. Sin embargo, más al sur, en la localidad de Quebrada Seca Alta, además de las secuencias de arcilitas con carófitas y ostrácodos, se han cartografiado estratos de areniscas calcáreas que contienen registros fósiles de mamíferos placentarios, los cuales justifican una reinterpretación y su redefinición estratigráfica.

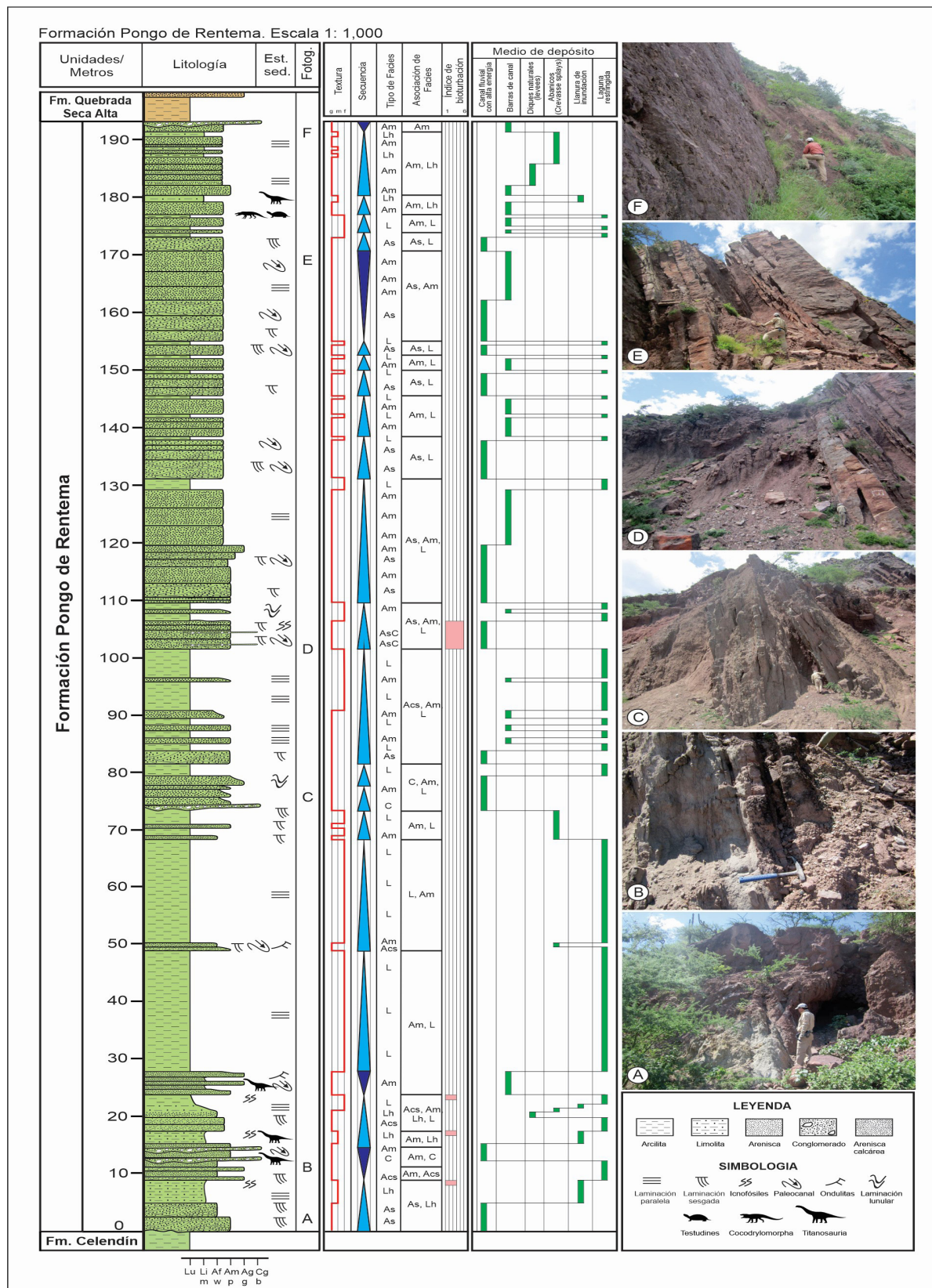


Figura 6. Columna estratigráfica de la sección Pongo de Rentema con registro de las estructuras sedimentarias (Olsen, 1987; Reineck y Singh, 1975) y las facies asociadas para la caracterización del medio de depósito sedimentario (Miall, 1985). **Figure 6.** Stratigraphic column of the Pongo de Rentema section with record of sedimentary structures (Olsen, 1987; Reineck y Singh, 1975) and associated facies for characterization of the sedimentary depositional environment (Miall, 1985).

El hallazgo de un fragmento maxilar (Langer *et al.*, 2025), y el posterior registro del atlas de un piroterio (Pyrotheria) en los niveles medios de la unidad, aporta consideraciones paleontológicas y estratigráficas de gran relevancia para la interpretación estratigráfica de la unidad. Los piroterios corresponden a un grupo de mamíferos endémicos exclusivos del Paleógeno sudamericano que aparecen poco después de la extinción de los dinosaurios no avianos. Asociado a estos niveles se registra, además, abundante material de caparzones de tortugas, coronas dentales de diversos clados de cocodriliformes, dientes de peces teleósteos y registros dentales de peces pulmonados (Dipnoi), conformando una asociación faunística característica de ambientes continentales paleógenos.

La asociación de carófitas está representada por oogonios fosilizados (girogonitos) destacando las especies *Sphaerochara huaroensis* RIVERA, *Nitellopsis (tectochara) supraplana supraplana* (PECK y REKER) GRAMBAST y SOULIÉ-MÄRSCHKE, *Chara strobilocarpa* REID y GROVES y *Maedleriella monolifera* (PECK y REKER) GRAMBAST. Esta asociación indica un rango estratigráfico comprendido entre el Daniano y el Bartoniano (Paleoceno-Eoceno) (Benites *et al.*, 2014). Estos registros representan una asociación distintiva del Paleógeno a diferencia de los registros de carófitas mencionados en Mourier *et al.*, (1988a), y de acuerdo a su posición estratigráfica, podrían ser eocenias.

En el presente trabajo se establece la jerarquía estratigráfica de formación, debido a que constituye la unidad litoestratigráfica fundamental susceptible de ser cartografiada y representada en mapas geológicos. Asimismo, se adopta la denominación Formación Quebrada Seca Alta, en referencia a la localidad donde se ha reconocido la secuencia más completa, accesible y con los registros sedimentológicos y paleontológicos más representativos. La localidad de Quebrada Seca Alta se ubica en el distrito de Bagua Grande, provincia de Utcubamba, región Amazonas, en las coordenadas aproximadas 5°44'57" S y 78°30'22" O, a una altitud cercana a los 543 m. s. n. m.

Petrografía sedimentaria

Se reconocen facies detríticas finas constituidas por arcilitas, arcilitas calcáreas y margas abigarradas, con tonalidades que varían entre rojo, púrpura y verde, intercaladas localmente con limolitas tobáceas, areniscas rojizas y niveles conglomerádicos (Figura 7). La parte inferior de la sucesión está dominada por arcilitas abigarradas que registran niveles de paleosuelos (Vertisol), además de trazas fósiles asociadas a procesos de bioturbación (Figura 7, fotografía A). La parte media se caracteriza por la presencia de niveles de arcilitas y areniscas calcáreas portadoras con registros de piroterios (Pyrotheria) los cuales constituyen uno de los principales elementos paleontológicos característicos de la unidad (Figura 7, fotografías B, C y D). Hacia la parte superior predominan arcilitas rojizas y arcilitas calcáreas de tonalidad púrpura organizadas en secuencias fracción decrecientes (Figura 7, fotografías E y F). Entre los rasgos distintivos de estos niveles destacan la presencia de yeso botroidal y asociaciones de girogonitos de carófitas asociadas con caparzones de ostrácodos (Benites *et al.*, 2014), reconocidos en diversas localidades, principalmente en los sectores de Esperanza, Fundo El Triunfo y Quebrada Seca Alta, esta última utilizada como referencia toponímica para la denominación de la unidad formacional.

Desde el punto de vista sedimentológico, estos depósitos se interpretan como llanuras de inundación, asociados a canales fluviales de baja energía y ambientes lacustrefluviales desarrollados dentro de sistemas meandriformes. La predominancia de facies finas, con intercalaciones subordinadas de niveles areniscosos y conglomerádicos, refleja variaciones episódicas en la energía del medio deposicional y en la disponibilidad de aporte detrítico.

Sobre esta subunidad detrítica fina se disponen en discordancia niveles tobáceos de tonalidad gris blanquecina a blanca correspondientes a la Formación Cajaruro. Para esta unidad se adopta la nomenclatura propuesta por Sánchez (1995) y Sánchez *et al.* (1996), debido a que la localidad de Cajaruro constituye el área tipo donde los afloramientos presentan mayor continuidad y desarrollo

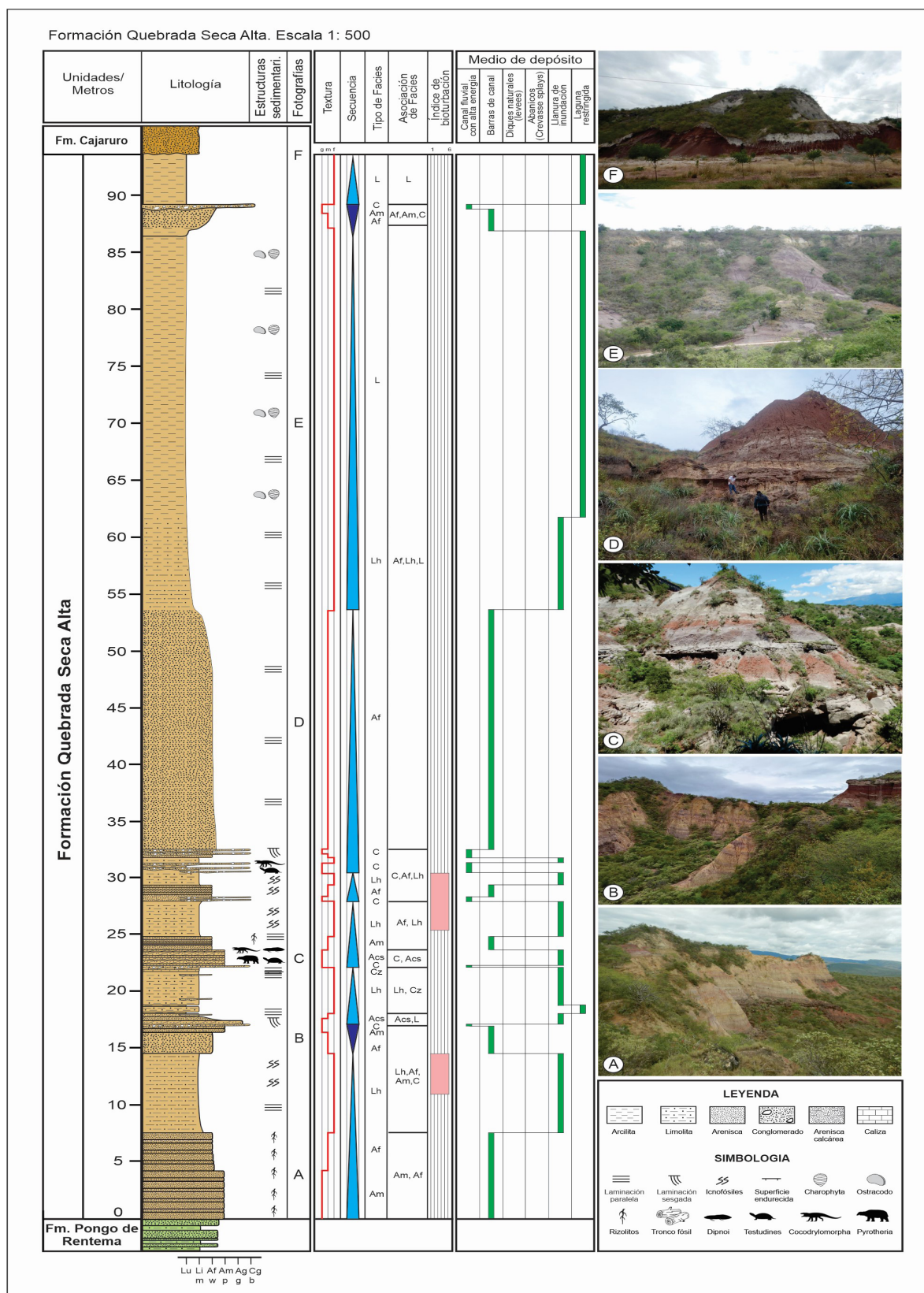


Figura 7. Columna estratigráfica de la sección Quebrada Seca Alta con registro de las estructuras sedimentarias (Olsen, 1987; Reineck y Singh, 1975) y las facies asociadas para la caracterización del medio de depósito sedimentario (Miall, 1985). **Figure 7.** Stratigraphic column of the Quebrada Seca Alta section with record of sedimentary structures (Olsen, 1987; Reineck y Singh, 1975) and associated facies for the characterization of the sedimentary depositional environment (Miall, 1985).

Justificación de la redefinición litoestratigráfica

Los argumentos que sustentan la redefinición de las unidades litoestratigráficas descritas se basan en las características petrográficas de los estratos involucrados y en los registros fósiles como constituyentes físicos distintivos de las unidades (Hedberg, 1980; Mendivil, 1984). En este contexto, la redefinición de la Formación Chota, incluyendo sus miembros Rentema y Esperanza, se fundamenta en el reconocimiento de una discontinuidad estratigráfica representada por una paraconcordancia entre sucesiones de estratos paralelos (Krumbein y Sloss, 1963; *International Subcommission on Stratigraphic Classification*, 1994; Boggs, 2006; Tucker, 2011). Esta discontinuidad está respaldada por cambios significativos en las facies sedimentarias y por la presencia de asociaciones de vertebrados fósiles correspondientes a diferentes intervalos temporales.

Los resultados obtenidos evidencian que la sucesión previamente agrupada dentro de la Formación Chota comprende facies sedimentarias con diferencias significativas en su origen, evolución depositacional y contenido paleontológico. Por ello, se redefine y se propone su subdivisión en dos unidades litoestratigráficas formalmente diferenciables y regionalmente correlacionables: Formación Pongo de Rentema y Formación Quebrada Seca Alta. Para ambas unidades se adopta la categoría de formación, debido a que constituye la unidad litoestratigráfica fundamental susceptible de ser cartografiada y representada en mapas geológicos. La nomenclatura propuesta deriva de los topónimos donde cada unidad presenta sus mejores exposiciones accesibles y donde se reconocen sus características litológicas y paleontológicas distintivas.

La paraconcordancia, como elemento delimitante, constituye un fenómeno geológico de límite (Mendivil, 1973) que evidencia la presencia de un *hiatus* estratigráfico, es decir, un intervalo carente de registro sedimentario y sin manifestaciones erosivas evidentes. Este límite refleja una interrupción en la continuidad de la sedimentación y constituye una evidencia de cambios en las condiciones tectónicas y ambientales durante la evolución de la cuenca.

Las biocaracterísticas identificadas en cada unidad, desempeñan un papel fundamental en su re-

conocimiento y correlación regional en el nororiente peruano. Los cambios abruptos observados en los registros faunales evidencian diferencias temporales significativas que permiten reconocer el *hiatus* o intervalo geológico no representado, probablemente relacionado con pulsos tectónicos que ocasionaron interrupciones en la sedimentación e, incluso, episodios de erosión subaérea previos al reinicio de la deposición sedimentaria. Estos procesos generaron modificaciones ambientales profundas que favorecieron la reorganización de los ecosistemas y el establecimiento de nuevos nichos ecológicos durante la evolución de las comunidades biológicas.

Aunque estos fósiles, según el criterio de clasificación litoestratigráfico, corresponden a constituyentes físicos accesorios, poseen un alto valor distintivo y constituyen elementos delimitantes para la correlación estratigráfica. En conjunto, estas evidencias tienen un gran significado relacionado con modificaciones tectonosedimentarias ocurridas durante la transición Cretácico-Paleógeno en el contexto de la evolución andina.

Estos acontecimientos pueden enmarcarse dentro de las principales fases de deformación de los Andes peruanos hasta el desarrollo de los depósitos de capas rojas (Steinmann, 1929; Mégard, 1984; Benavides-Cáceres, 1999). La fase Peruana (Cretácico tardío-Eoceno) estuvo caracterizada por procesos compresivos, plegamiento regional, actividad magmática y movimientos epirogénicos asociados a la regresión marina y al establecimiento de sistemas continentales representados por las capas rojas. Posteriormente, la fase Incaica (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) considerada la fase compresiva más importante de los Andes peruanos, produjo intensa deformación regional, engrosamiento cortical y reactivación tectónica asociada a las FH y FA.

En este marco tectónico, Naeser *et al.* (1991) interpretaron que los conglomerados fluviales correspondientes a la macrosecuencia superior de la Formación Pongo de Rentema estarían vinculados con la fase Incaica I, mientras que la Formación Quebrada Seca Alta representaría una nueva etapa de sedimentación asociada al desarrollo progresivo del antepaís andino. Asimismo, estos autores propusieron la existencia de una vacuidad estratigráfica

relacionada con la fase Incaica II.

Desde el punto de vista sedimentológico, la Formación Pongo de Rentema representa depósitos fluviales de alta energía dominados por conglomerados asociados a sistemas fluviales trenzados. Posteriormente, tras el desarrollo del *hiatus* estratigráfico, la Formación Quebrada Seca Alta registra una evolución hacia sistemas fluviales meandriformes y ambientes fluviolacustres, vinculados con un incremento progresivo de la subsidencia de la cuenca. Esta transición evidencia cambios en la configuración tectonosedimentaria, en la dinámica de los sistemas deposicionales y en las áreas de aporte sedimentario.

Las variaciones en los ambientes depositacionales condicionaron las características litológicas de ambas unidades y controlaron el desarrollo de ecosistemas diferenciados. En consecuencia, las condiciones ambientales influyeron directamente en la distribución, diversidad y evolución de las comunidades biológicas registradas. En este contexto, la paraconcordancia, aunque se presenta como una superficie aparentemente concordante dentro de la sucesión sedimentaria, separa asociaciones de vertebrados fósiles correspondientes a intervalos temporales diferentes y evidencia la existencia de un periodo geológico no registrado durante la evolución de la cuenca.

Conclusiones

Existe una marcada diferenciación litoestratigráfica entre las capas rojas que afloran en los sectores adyacentes a la Flexión de Huancabamba. En este contexto, para los afloramientos de la Cuenca Bagua se propone la utilización de las denominaciones Formación Pongo de Rentema y Formación Quebrada Seca Alta, separadas por una paraconcordancia. Ambas unidades formacionales presentan características sedimentológicas y asociaciones paleontológicas distintivas, con registros de vertebrados correspondientes a diferentes intervalos geológicos.

La Formación Pongo de Rentema corresponde a una sucesión detrítica fracción creciente, constituida por una transición vertical desde arcilitas hacia areniscas de grano fino a medio, microconglomerados y conglomerados. Esta unidad

registra asociaciones fósiles de vertebrados características del Cretácico Superior, que incluyen dinosaurios no avianos (Sauropodomorpha y Theropoda), tortugas y cocodriliformes.

La paraconcordancia que separa ambas unidades representa una discontinuidad estratigráfica de importancia regional y evidencia: (1) una interrupción significativa en la acumulación sedimentaria; (2) la influencia de eventos tectónicos compresivos asociados a la evolución andina; (3) modificaciones en los patrones de subsidencia, aporte sedimentario y procesos erosivos; (4) la transición desde sistemas fluviales de alta energía hacia ambientes fluviales de menor energía con influencia lacustre; y (5) una etapa de reorganización tectonosedimentaria vinculada con la evolución de la Cuenca Bagua dentro del sistema de antepaís andino.

La Formación Quebrada Seca Alta está representada por una sucesión detrítica predominantemente fina, conformada por arcilitas y limoarcilitas, que hacia la parte superior incorpora niveles de areniscas calcáreas intercaladas con horizontes conglomerádicos. Las areniscas calcáreas contienen asociaciones fósiles de vertebrados que incluyen caparzones de tortugas, dientes aislados de cocodriliformes, dientes de peces teleósteos, restos dentales de peces pulmonados (Dipnoi) y mamíferos placentarios asignados a Pyrotheria. Por su parte, las facies pelíticas presentan registros de girogonitos de carófitas (Charophyta) y caparzones de ostrácos, asociaciones que constituyen elementos diagnósticos para la interpretación estratigráfica y paleoambiental de esta unidad.

Agradecimiento

El presente trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación GR7 “Geología de la Región Amazonas” del Programa de Carta Geológica Nacional y las Actividades ACT7 “Carta Bioestratigráfica Nacional” y ACT8 “Investigación Paleontológica y Gestión de la Paleoteca Institucional” del Programa de Paleontología de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.

Bibliografía

- Aspden, J. A., y McCourt, W. J., 1986. Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. *Geology*, 14: 415–418.
- Aspden, J. A., McCourt, W. J., y Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144: 893–905.
- Barker, C., Naish, D., y Gostling, N., 2025. Insufficient evidence for spinosaurid survival into the latest Cretaceous: A comment on Olmedo-Romana *et al.* (2025). *Ameghiniana*, 62.
- Beck, M. E., Jr., 1988. Analysis of Late Jurassic–Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 39–52.
- Benavides-Cáceres, V., 1956. Cretaceous system in northern Peru. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 108(4): 375–376.
- Benavides-Cáceres, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. En B. J. Skinner (Ed.), *Geology and ore deposits of the Central Andes* (Society of Economic Geologists Special Publication No. 7 pp. 61–107). *Society of Economic Geologists*.
- Benites, A., Tejada, L., Chacaltana, C., Valdivia, W., y Chumpitaz, M., 2014. Evaluación de niveles con Charophytas en la Formación Chota en la Cuenca Bagua: Evidencia de Sphaerochara huaensis Rivera. En XVII Congreso Peruano de Geología: Resúmenes extendidos (4 pp.). *Sociedad Geológica del Perú*.
- Boggs, S., Jr., 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy (4.^a ed.). Pearson Prentice Hall.
- Bourgeois, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Acevedo, A. P., Parra, E., & Tournon, J., 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, 143: 307–327.
- Broggi, J., 1942. Geología del embalse del río Chotano en Lajas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 12, 5–23.
- Chacaltana, C., Valdivia, W., Peña, D., y Rodríguez, R., 2011. Geología de los cuadrángulos de Aramango y Bagua Grande: Hojas 11-g y 12-g (*Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 142*). INGEMMET.
- Chacaltana, C., Valdivia, W., Benites, A., y Chumpitaz, M., 2014. La Formación Chota en la Cuenca Bagua: Evaluación e implicancias del criterio de clasificación litoestratigráfica. En XVII Congreso Peruano de Geología: Resúmenes extendidos (4 pp.). *Sociedad Geológica del Perú*.
- De la Cruz, J., 1995. Geología de los cuadrángulos de Río Santa Águeda, San Ignacio y Aramango (*Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 57*: pp. 42–45). INGEMMET.
- Eude, A., Roddaz, M., Bricau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., y Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, 34: 715–730.
- Feininger, T., 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northern Peru. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 266–278.
- Feininger, T., y Bristow, C. R., 1980. Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69: 849–874.
- Ganser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129(2): 93–131.
- Gregory-Wodzicki, K. M., 2000. Uplift history of the northern and central Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 1091–1105.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., y Engdahl, E. R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814–833.
- Gutscher, M.-A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 3–10.
- Ham, C. K., y Herrera, L. J., 1963. Role of Subandean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador. En *American Association of Petroleum Geologists Memoir* (Vol. 2 pp. 47–61).
- Hedberg, H. D., 1980. Guía estratigráfica internacional: Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos. *Editorial Reverté*.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1994. International stratigraphic guide (H. Hedberg, Ed.). John Wiley & Sons.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., y Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147(6): 1009–1022.
- Jaillard, E., y Arnaud-Vanneau, A., 1993. The Cenomanian–Turonian transition on the Peruvian margin. *Cretaceous Research*, 14: 585–605.
- Jaillard, E., 1995. Síntesis estratigráfica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Perú (Informe final del convenio PETROPERÚ–ORSTOM, pp. 3–55).

- Jacay, J. P., 2005. Análisis de la sedimentación del sistema cretáceo de los Andes del Perú central. *Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Minas, Metalurgia y Ciencias Geográficas*, 8(15): 49–59.
- James, D. E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 76(14): 3246–3271.
- Jaimes, F., 2023. Geología de la cuenca Lancones, noroeste del Perú (*Boletín Serie D: Estudios Regionales No. 42*). INGEMMET.
- Janjou, D., Bourgois, J., y Mégard, F., 1981. Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentales et orientales des Andes nord péruviennes: Les écaïlles du Marañón (7° Sud, départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(6): 697–705.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3): 341–361. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94)
- Krasny, L., y Sadovski, M. (1988). Tectónica de los geobloques. *La Ciencia en la URSS*, 6: 84–87.
- Krumbein, W. C., y Sloss, L. L., 1963. *Stratigraphy and sedimentation* (2nd ed.). W. H. Freeman and Company.
- Langer, M. C., Batezelli, A., Delcourt, R., Muniz, F., Fachini, T., Iori, F., Ruiz, J., Silva Júnior, J., Chimpay, E., y Camus, C., 2025. New tetrapods from the Cretaceous–Paleogene transition in the Peruvian Amazon [Resumen de ponencia]. *85th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology*.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., y Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299: 299–309.
- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141: 831–845.
- Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structure in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141: 893–900.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). En J. W. H. Monger & J. Francheteau (Eds.), *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin* (Geodynamics Series Vol. 18 pp. 71–95). American Geophysical Union.
- Mendívil, S., 1973. Aspectos generales de la estratigrafía del sur del Perú. En *Memoria del II Congreso Latinoamericano de Geología* (Tomo II, pp. 821–847). Caracas, Venezuela.
- Mendívil, S., 1984. Criterio de clasificación lito-morfoestructural. *El Ingeniero Geólogo*, 22. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Mendívil, S., 1984. Criterio de Clasificación Lito-Morfoestructural. *El Ingeniero Geólogo* N° 22, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Miall, A.D., 1985 Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261–308.
- Mourier, T., Jaillard, E., Laubacher, G., Noblet, C., Pardo, A., Sigé, B., y Taquet, P., 1986. Découverte de restes dinosauriens et mammaliens d'âge crétacé supérieur à la base des couches rouges du synclinal de Bagua (Andes nord-péruviennes): Aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques concernant la régression fini-crétacée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(1): 171–175.
- Mourier, T., Bengtson, P., Bonhomme, M., Buge, E., Cappetta, H., Crochet, J.-Y., Feist, M., Hirsch, F., Jaillard, E., Laubacher, G., Lefranc, P., Mollade, M., Noblet, C., Pons, D., Rey, J., Sigé, B., Tambareau, Y., y Taquet, P., 1988a. The Upper Cretaceous–Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua Basin, northern Peru. *Newsletter on Stratigraphy*, 19: 143–177.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., y Farfán-Medrano, A., 1988b. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88: 182–192.
- Mourier, T., Mégard, F., Reyes Rivera, L., y Pardo Arguedas, A., 1988c. L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérousud Équateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(1): 69–79.
- Moreno, F., Garzzone, C. N., George, S. W. M., Horton, B. K., Williams, L., Jackson, L. J., Carlotto, V., Richter, F., y Bandeian, A., 2020. Coupled Andean growth and foreland basin evolution, Campanian–Cenozoic Bagua Basin, northern Peru. *Tectonics*, 39(7), e2019TC005967. <https://doi.org/10.1029/2019TC005967>
- Moreno, F., Garzzone, C. N., George, S. W. M., Williams, L., Richter, F., y Bandeian, A., 2022. Late Cretaceous through Cenozoic paleoenvironmental history of the Bagua Basin, Peru: Paleoelevation comparisons with the Central Andean Plateau. *Geosciences*, 12(242). <https://doi.org/10.3390/geosciences12060242>

- Naeser, C. W., Crochet, J.-Y., Jaillard, E., Laubacher, G., Mourier, T., y Sigé, B., 1991. Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru): Stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2): 61-71.
- Navarro, L., 2010. Tectonic evolution of the Contaya Arch Ucayali Basin, Peru (Master's thesis, Texas A&M University).
- Olmedo-Romana, G. J., Wilson Mantilla, J. A., Tejada, J. V., Antoine, P.-O., Burga-Castillo, M. A., Aliaga-Castillo, A. V., Varas-Malca, R., Benites-Palomino, A., y Salas-Gismondí, R., 2025. Theropod and sauropod dinosaurs from the Campanian-Maastrichtian Bagua Basin of Peru, including the first possible report of Spinosauridae in western South America. *Ameghiniana*. <https://doi.org/10.5710/AMGH.13.02.2025.3627>.
- Olsen, H., 1987. Coarsening upward sequences—the products of laterally established river subsystems, middle Devonian, Hornelen basin, Norway. *Bulletin of the geological society of Denmark*, 36(3-4): 203-219.
- Pardo, A., 1982. Características estructurales de la faja subandina del norte del Perú. En Symposium “Exploración petrolera en las cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú”. *Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo*.
- Petford, N., y Atherton, M. P., 1995. Crustal segmentation and the isotopic significance of the Abancay Deflection: Northern Central Andes (9–20°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 235–243.
- Ramos, V. A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183–190.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd Edition, Springer, Berlin, 543 p.
- Reyes, L., 1980. Geología de los cuadrángulos de Cajamarca (15-f), San Marcos (15-g) y Cajabamba (16-g) (Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 31). INGEMMET.
- Sánchez, A., 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolívar (Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 56). INGEMMET.
- Sánchez, A., Dávila, D., y De la Cruz, N., 1996. Geología del cuadrángulo de Jaén: Hoja 12-f (Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 62). INGEMMET.
- Sánchez, J., Palacios, O., Feininger, T., Carlotto, V., y Quispesivana, L., 2006. Puesta en evidencia de granitoides triásicos en los Amotapes-Tahuín: Deflexión de Huancabamba. En XIII Congreso Peruano de Geología: Resúmenes extendidos (pp. 312–315). Sociedad Geológica del Perú.
- Scherrenberg, A. F., Jacay, J., Holcombe, R. J., y Rosenbaum, G., 2012. Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough. *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 147–158. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.006>
- Scherrenberg, A. F., Kohn, B. P., Holcombe, R. J., y Rosenbaum, G., 2016. Thermotectonic history of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an evolving orogen. *Tectonophysics*, 667: 16–36.
- Sempere, T., Folguera, A., y Gerbault, M., 2005. New insights into Andean evolution: An introduction to contributions from the 6th ISAG Symposium (Barcelona, 2005). *Tectonophysics*, 459(1-4): 1–13.
- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Perú*. Carl Winters Universitätsbuchhandlung.
- Tucker, M. E. (2011). *Sedimentary rocks in the field: A practical guide* (4th ed.). Wiley-Blackwell.
- Vianey-Liaud, M., Hirsch, K., Sahni, A., Sigé, B. (1997). Late Cretaceous Peruvian egg-shells and their relationships with Laurasian and eastern Gondwanian material. *Geobios*, 30, 75–90.
- Wilson, J., 1984. Geología de los cuadrángulos de Jayanca (13-d), Incahuasi (13-e), Cutervo (13-f), Chiclayo (14-d), Chongoyape (14-e), Chota (14-f), Celendín (14-g), Paucasmayo (15-d) y Chepén (15-e) (Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 38). INGEMMET.
- Wilson, J., Reyes, L., y Garayar, J., 1967. Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari (Hojas 17-h, 17-i, 18-i, 19-h y 19-i) (Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional No. 16). INGEMMET.

Recibido : 16 de abril del 2026

Aceptado : 02 de junio del 2026