

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

SÍNTESIS DE LOS MODELOS GEOFÍSICOS DE LA ESTRUCTURA TECTÓNICA PROFUNDA DEL CARIBE
COLOMBIANO

Por:

Wilson Quintero Camacho

Bogotá, D.C., Enero 31 de 2021

DOCUMENTO DE TRABAJO SGC

Contenido

1.	La Placa Caribe	4
1.1	Características generales	4
1.2	Origen y evolución	4
1.2.1	Origen Pacífico	5
1.2.2	Origen In situ	7
1.2.3	Origen modelo PISI -Inicio subducción por pluma inducida-	7
1.3	Modelos paleo-tectónicos	10
1.4	Subducción Caribe Colombiano	17
1.5	Bibliografía	34

Lista de Figuras

<i>Figura 1. Edad de la litosfera del plateau del Caribe.</i>	6
<i>Figura 2. Reconstrucción paleotectónica origen Pacífico.</i>	7
<i>Figura 3. Hipótesis in situ formación placa Caribe.</i>	8
<i>Figura 4. Modelo PGI y reconstrucciones tectónicas para el CLIP entre 100-60 Ma.</i>	10
<i>Figura 5. Reconstrucción esquemática y secciones transversales para el noroeste de Suramérica 240 – 75 Ma.</i>	13
<i>Figura 6. Recorrido de la placa Caribe desde el Cretácico al Mioceno</i>	15
<i>Figura 7. Estilos de Subducción</i>	20
<i>Figura 8. Esquema tectónico del noroccidente de Suramérica acorde a Taboada et al. (2000)</i>	22
<i>Figura 9. Modelo de subducción de bajo ángulo de la placa Caribe bajo Suramérica de Sánchez-Rojas y Palma (2014).</i>	24
<i>Figura 10. Esquema tectónico del Caribe Colombia en la zona Sinú-San Jacinto de Aguilera (2011).</i>	25
<i>Figura 11. Modelo tectónico de la placa Caribe de bajo ángulo por Mantilla-Pimiento et al. (2009)</i>	25
<i>Figura 12. Fuerzas y torques actuando en la placa Caribe de van Benthem, (2013).</i>	26
<i>Figura 13. Relación de la sismicidad con la subducción de la Placa Caribe bajo Suramérica, de Malavé y Suárez (1995).</i>	27
<i>Figura 14. Modelo subductivo del Caribe Colombiano según Bernal-Olaya (2014)</i>	29
<i>Figura 15. Esquema tectónico de las placas Caribe y Nazca de Syracuse et al. (2016)</i>	30
<i>Figura 16. Esquema tectónico para el noroccidente de Suramérica de Yarce et al. (2014)</i>	30
<i>Figura 17. Estructura tectónica de las placas Caribe y Nazca en la esquina noroccidental de Suramérica de Idárraga-García, Kendall y Vargas (2016).</i>	32
<i>Figura 18. Interpretación tectónica del norte de los Andes a partir de información de terremotos, tomografías sísmicas, magnetometría y gravimetría de Vargas y Mann (2013).</i>	33
<i>Figura 19. Sección transversal WNNW-ESE con la configuración de la subducción de la placa Caribe de Mora-Bohórquez, 2018.</i>	34

1. La Placa Caribe

1.1 Características generales

El Caribe es un complejo sistema tectónico. Por los vacíos de información existen muchas controversias no resueltas acerca de su origen, estructura y composición (Mauffret et al., 2001). La mayor controversia se da en la existencia de un plateau oceánico al interior de la placa Caribe (Kerr y Tarné, 2005). Este plateau es una gran provincia ígnea con un espesor de 20 km aproximadamente y una edad entre 88 y 94 Ma. En la literatura unos se refieren al plateau con una gran provincia ígnea metamórfica (CLIP) y otros como a regiones acrecionadas al onshore (Nelson, Clark y Bunge, 2014).

1.2 Origen y evolución

Existe una gama de conocimientos de la geología del Caribe, que incluye los orígenes de la placa Caribe, su recorrido y constitución interna. Dicha geología es compleja por su gran variedad geográfica, la poca accesibilidad, la meteorización tropical, la cubierta volcánica y también porque la placa se encuentra bajo aguas profundas (James, Lorente y Pindell, 2009).

En la literatura predomina el concepto de que la Placa del Caribe se formó en el Océano Pacífico y luego migró entre las dos américas y que está constituida por rocas oceánicas y por rocas de arco volcánico intraoceánico. Esta hipótesis es alternativa a la que propone un origen in situ, donde la placa Caribe pudo formarse por la extensión producto de la separación de América del Norte y América del Sur, con inclusión de corteza continental. Otros modelos han resultado producto de la mezcla de las dos hipótesis expuestas, la alóctona y la autóctona (James, Lorente y Pindell, 2009).

En el modelo alóctono, la litosfera oceánica caribeña de origen Pacífico está envuelta por Norteamérica y Suramérica, durante su recorrido hacia el oeste de África desde el Cretácico hasta el presente, después de la formación de un margen pasivo Jurásico (Pindell y Kennan, 2001); hipótesis también soportada en: (1) el desarrollo del Gran Arco del Caribe en el Pacífico (Cobiella-Reguera, 2000); (2) datos sobre serpentinitas, gabros y andesitas en la Península de la Guajira (Grande y Urbani, 2009); (3) una historia del margen pasivo del Cretácico, subducción paleogénica debajo de Suramérica y desarrollo profundo en el Eoceno-Mioceno y sedimentación Mioceno-reciente del Río Orinoco (Pindell, Higgs y Dewey, 1998); (4) al metamorfismo de HP/LT en Margarita, cubierto por esquistos verdes y la existencia de protolitos HP/LT tanto oceánicos como

continentales (Paleozoico y Mesozoico) en la zona (Maresch y Abraham, 1981) y (5) la química de los basaltos perforados en el proyecto DSDP sitio 1001 que propone que los basaltos probablemente provienen de una pluma del manto empobrecido mezclado con fuentes empobrecidas del manto superior Diebold, entre muchas otras evidencias.

En el modelo autóctono se sugiere una propagación oceánica y la formación un *plateau* oceánico pero entre las Américas (Giunta et al., 2007). James, Lorente y Pindell (2009) proponen un origen in situ de la placa por extensión continental extrema y serpentinización. Esta hipótesis ha sido apoyada por estudios como: (1) historia a largo plazo de la acreción alternando con erosión por subducción, un complejo ígneo que incluye un *plateau* oceánica Coniaciano-Santoniana y montes submarinos Coniaciano-Santoniano a Eoceno medio que se acrecionaron a lo largo de la placa Caribe entre el Paleoceno y el Eoceno tardío, un melange formado a lo largo del Complejo Ígneo en el Eoceno tardío por la acreción de masas que debilitaron depósitos retrabajados del complejo ígneo y del Arco Centroamericano (Buchs et al., 2010); (2) la relación de rocas del *plateau* oceánico del Cretácico superior del oeste de Ecuador al *plateau oceánico* Caribe por sus evoluciones similares, de existir tal similitud, el *plateau* oceánico caribeño se formó en la placa Farallón y no por encima del punto caliente de Galápagos (Jaillard et al., 2000); entre muchas otras evidencias.

Para la sincronización de la evolución de la placa Caribe se han propuesto varias alternativas, entre ellas se destacan los siguientes eventos: la finalización del rifting en el Coniaciano en lugar del Jurásico, la extensión en el Santoniano-Campaniano que dura solo 10-15 Ma en lugar de 140 Ma, seguida de subducción del Caribe debajo del norte de Suramérica, la entrada del arco caribeño en el Oligoceno, en vez del Paleoceno y el movimiento relativo del Caribe hacia el este en el Plioceno y no en el Mioceno Medio (Higgs, 2009). Aspectos que también contrastan con la colisión progresiva de un arco volcánico del Caribe migrante a lo largo del norte Venezuela, el emplazamiento de las napas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio en la zona de Falcón de Venezuela seguido por la formación del graben del Eoceno tardío-Mioceno temprano y luego la inversión en el Mioceno Medio (Audemard, 1997).

1.2.1 Origen Pacífico

Muchos autores están de acuerdo en que la placa Caribe está constituida por un *plateau* ígneo suprayacido por la antigua litosfera Farrallón, la cual estuvo rodeada por las placas de Norteamérica y Suramérica (Duncan and Hargraves 1984). El origen de la corteza engrosada aún se debate; donde la hipótesis del punto caliente de Galápagos como pluma principal de la formación del *plateau* ha tenido bastante auge por: (1) las reconstrucciones con distancias de más 1000 km entre el punto caliente de Galápagos y el *plateau* en el momento de su formación fueron debatidas con nuevas reconstrucciones soportadas en marcos de referencia móviles y fijos y marcos de referencias recientes de referencia global y una edad de cierre de la placa Caribe de 54.5 Ma (Burke, Fox y Şengör, 1978); (2) la litosfera de Farallón se acomodó entre las Américas desde Cretácico Inferior o Cretácico Superior a través de subducción hacia el oeste o por inversión

de polaridad (Kerr y Tarney, 2005); (3) La subducción es una respuesta a la colisión del plateau Caribe con el Gran Arco de las Antillas o por cambio en la tasa de propagación del ridge Atlántico ((Wright y Wyld, 2011); (4) estudios geoquímicos sugieren que el plateau se forma por el impacto de la cabeza de la pluma del manto en la base de la litosfera (Hastie et al., 2013) y que solo las plumas fundidas tienen la temperatura necesaria para generar lavas como la del plateau del Caribe, cuyos basaltos tienen la misma firma del punto caliente de Galápagos y no de manto superficial (Duncan y Hargraves, 1984); (5) la corta duración de la formación del bulge del plateau del Caribe sugiere derretimiento inducido por la pluma (Hastie et al., 2013).

Acorde al origen Pacífico de la placa Caribe se muestra la edad de la paleo placa Farallones en el momento en que la placa Caribe toca el Ridge Farallón-Pacífico (Figura 1, parte izquierda y la edad actual de esta litosfera (Figura 1, parte derecha)



Figura 1. Edad de la litosfera del plateau del Caribe.

Izquierda: Grid de la edad de paleo placas; el polígono Placa/plateau del Caribe tocó el ridge hace 105 Ma. Derecha: Distribución de edad actual de la antigua litosfera de Farallón debajo del plateau del Caribe (Tomada de Nerlich, Clark y Bunge, 2014).

De acuerdo a lo expuesto, Nerlich, Clark y Bunge (2014) proponen un modelo de reconstrucción tectónica para la placa Caribe soportado en la hipótesis del origen Pacífico para el plateau caribeño (Figura 2) para 84 Ma, 74Ma, 64 Ma y 54 Ma. Para cada una de las edades el polígono de color blanco corresponde a la placa Farallones, el polígono de color negro indica el piso oceánico subducido y el de color azul indica la topografía de la placa Caribe. A 84 Ma la litosfera de Farallón cruza el punto caliente Galápagos, la litosfera de Farallón/Phoenix está subducida debajo del oeste de América del Norte y del Sur y el movimiento de transformación ocurre entre el bloque Chortis y América del Norte. A 74 Ma el plateau del Caribe reside en la parte superior de la placa Farallón y se aleja del punto caliente paleo-Galápagos, se retira el Gran Arco de las Antillas y el movimiento de transformación tiene lugar a lo largo del margen noroeste de América del Sur. A 64 Ma la placa Farallón/Caribe se mueve principalmente hacia el este y hay retiro posterior de la subducción del Gran Arco de las Antillas. A 54 Ma el plateau del Caribe se fija en la mayor parte de América del Sur y se inicia la subducción en el margen norte.

1.2.2 Origen In situ

Según Meschede (1998) el engrosamiento de la corteza oceánica de la placa Caribe se dio más cerca de América que del punto caliente de Galápagos durante el Cretácico Medio a Superior y tal engrosamiento tiene como fuente una pluma entre las Américas, relacionada con el evento superpluma del Cretácico Medio (Figura 2). Esta afirmación la hace basado en las restricciones geométricas que imponen la actual configuración de la placa Caribe y sus vectores de movimiento, junto con el cálculo de desplazamientos utilizando el marco de referencia del punto caliente. Especialmente hace énfasis en que hay una diferencia de unos 1000 km aproximadamente, de la posición actual de la placa Caribe con respecto al punto caliente de Galápagos usando este último como marco de referencia.



Figura 2. Reconstrucción paleotectónica origen Pacífico.

Abreviaturas: Gran Arco de las Antillas (GAA), bloque Chortis (CH), punto caliente Galápagos (GH) (Tomada de Nerlich, Clark y Bunge, 2014).

1.2.3 Origen modelo PISI -Inicio subducción por pluma inducida-

Según Andjić, Baumgartner y Baumgartner-Mora (2019) el Pacífico fue afectado por grandes episodios de vulcanismo de plateau oceánico durante el Fanerozoico y luego se han reportado

tres fases principales de pluma del manto que generaron plateaus oceánicos (145-140 Ma, 122-115 Ma y 100-90 Ma). En Centroamérica hay evidencia de estos episodios de plateaus oceánicos, principalmente el último, con pedazos de la placa Farallón que dan testimonio de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP, aprox. 94-98 Ma). Igualmente para Norteamérica se reporta la colisión de este CLIP entre 79-76 Ma, mientras que para Suramérica se reporta para 75-73 Ma (Andjić et., 2019).

Los plateaus oceánicos se definen como áreas de corteza oceánica elevada y anormalmente gruesas formadas por fusión parcial de una pluma del manto más caliente que la astenosfera superior ambiental (Kerr et al., 2003). Estos plateaus por su mayor flotabilidad son menos propensos a subducir y por ende cuando se encuentran contra corteza oceánica se producen retrocesos en la subducción. Sin embargo, otro escenario también podría ser posible; si el plateau choca con una zona de subducción tipo andino de mayor densidad que el plateau, entonces se produce una acumulación y el surgimiento posterior de una nueva subducción con la misma polaridad que la anterior (Hastie et al., 2013), esto es lo que se cree ha ocurrido en el margen norte de los Andes en Colombia y Ecuador (Kerr et al., 2003).



Figura 3. Hipotesis in situ formación placa Caribe.

El polígono de color negro representa la formación de la placa Caribe en medio de las Americas. AP: placa Africana; Atl: océano Atlántico; CAR: placa Caribe; C.P. Arc: Arco Costa Rica-Panamá; FAR: placa Farallón; G. Ant.: Antillas Mayores; NAP: placa Norte América; SAP: placa Suramérica (Tomada de Meschede 1998).

Para Kerr et al. (2003) las evidencias geoquímicas muestran que las rocas basálticas y picríticas de la parte engrosada la placa Caribe y sus márgenes (las dos Américas) hacen parte de un plateau oceánico acrecionado, formado en el Océano Pacífico. Otra evidencia está relacionada con rocas cretácicas en los márgenes del plateau que poseen firmas geoquímicas distintas a las del plateau

oceánico, relacionadas con la subducción generada por el choque del plateau entre 80 y 90 Ma (Kerr et al., 2003).

Por lo anterior, Kerr et al. (2003) plantea varias etapas en la formación de la placa Caribe: (1) Fragmentos de restos de corteza oceánica normal de edad Jurásica se han acumulado alrededor del margen Caribe, producto del proceso de rifting en la separación de América del Norte y América del Sur; (2) Lavas y basaltos alrededor del margen caribeño y noroeste de Suramérica hacen parte de un plateau oceánico Cretácico de origen Pacífico que resistió la subducción por su flotabilidad; (3) Cambios en el magmatismo en los sistemas de arco pre-plateau del Cretácico del Caribe son argumento en contra de una inversión en la polaridad de la subducción del Caribe para el Cretácico; (4) Los batolitos relacionados con el arco tonalítico y granítico menores de 90Ma, pueden ser un indicador de un cambio tectónico importante en el proto-Caribe; (5) Se ha reconocido una colisión del plateau contra el norte de Suramérica en el Cretácico temprano y (6) el vulcanismo del plateau oceánico alrededor del límite Cenomaniano-Turoniano parece haber contribuido con el calentamiento global, la anoxia oceánica global y la formación de lutitas negras ricas en materia orgánica.

Ahora bien, Whattam y Stern (2015) explican que la evolución tectónica del Cretácico tardío de América central, NW de Suramérica y Las Antillas de Sotavento son consistentes con el inicio de la subducción (SI) inducido por plumas del manto (PISI) que nuclearon a lo largo del sureste y oeste de la placa Caribe (Gran Provincia Ígnea del Caribe, CLIP) a aprox. 100 Ma. Esta hipótesis está soportada en lo siguiente. (1) Química de elementos traza de edad superior a la de unidades tipo CLIP, estos dos tipos de rocas se encuentran expuestas en los márgenes sur de la placa Caribe y el noroeste de Suramérica, con adiciones de subducción a partir de 100 Ma. Estas unidades asociadas a plumas relacionadas a arco (PAR), son diferentes a los basaltos de plateau oceánico global, a basaltos de plateau oceánico (OPB) de edad entre 140-110 Ma a lo largo del borde del CLIP, a OPB posteriores a 100 Ma en el CLIP más al norte. Siendo los OPB más antiguos de la misma composición que los OPB globales, mientras que las unidades más jóvenes del norte del CLIP tienen composición tipo basalto de isla oceánica con grados de fusión parcial más bajos que las unidades PAR expuestas a lo largo de las periferias sur y oeste del CLIP. (2) Evolución continua pluma a arco entre el CLIP y las unidades de arco más jóvenes. (3) La generación del CLIP y las primeras unidades de arco superpuestas en tiempo y espacio, con la misma composición química e isotópica, son ambas consistentes con derivación de manto parecido al de una pluma de Galápagos, que se fue modificando por subducción en el tiempo. Esto es concordante con la formación del CLIP y el vulcanismo de arco más temprano que reflejan el derretimiento parcial de la misma fuente híbrida modificada por subducción de pluma en un único entorno tectónico en rápida evolución.

La evolución tectónica descrita para el Caribe (Figura 4) se constituye en el primer ejemplo PISI en la formación de plateaus oceánicos o también para la formación de las primeras lavas similares a MORB. Para el caso del Caribe, los recuadros a hasta e de la Figura 4, corresponden a la iniciación de la subducción cuando la cabeza de la pluma del manto alcanza la litosfera. Mientras que los

recuadros f a j, muestran como fue la formación y avance del CLIP desde hace 100 Ma hasta su colisión e inicio de la subducción entre 90 y 60 Ma.

1.3 Modelos paleo-tectónicos

De acuerdo a Spikings et al. (2015) el noroeste de Suramérica conserva registros del Pangea occidental, como el inicio del ciclo de Tethys Wilson del extremo occidental, el magmatismo del margen del Pacífico y la interacción continente-Plateau oceánico desde el Cretácico superior.

Para Spikings et al. (2015) la historia geológica general del margen noroccidental de Suramérica (Figura 5), entre 250 Ma y 75 Ma, está marcada por: a) rifting dentro del oeste de Pangea (240 Ma); b) extensión del fondo marino entre los bloques Centroamérica y Suramérica (216 Ma); c) inicio del margen activo del Pacífico (209 Ma); d) atenuación de Suramérica y formación de nueva corteza continental por la continuidad del margen activo por encima de una zona de subducción en retroceso que se inclina hacia el este (115 Ma); e) empuje de Suramérica hacia el oeste por la apertura del Atlántico, compresión del margen Pacífico del noroeste de Suramérica y obducción de una zona de subducción exhumada (115 Ma) y e) Prevalencia del margen pasivo hasta que el Plateau oceánico y su arco intra-oceánico chocan y se acrecionan a Suramérica (75Ma).



Figura 4. Modelo PISI y reconstrucciones tectónicas para el CLIP entre 100-60 Ma.

AA', dirección noroeste-sureste. Los recuadros a, b, c, d, e, muestran el ascenso de la pluma, su aplanamiento y rotura de la litosfera por el ascenso de la parte central de la pluma, con el emplazamiento de la cabeza de la pluma en la litosfera e iniciación de la subducción y ascenso de la astenosfera. En el recuadro f, la formación del plateau en el punto caliente de Galápagos, en g, el proto-CLIP, en h, i, j, el avance del CLIP, su choque contra Norteamérica y Suramérica con el respectivo inicio de la subducción (tomado de Whattam y Stern, 2015).

Una síntesis de la evolución del margen noroccidental de Suramérica entre 250 y 75 Ma (Figura 5) esbozada por Spikings et al. (2015) se presenta a continuación:

1. Compresión impulsada por acreción de terreno a lo largo del centro de Pangea Occidental (250Ma).
2. Adelgazamiento progresivo de la losa continental durante el rifting a lo largo del oeste de Pangea (240-225 Ma). Separación de la corteza continental y formación de litosfera oceánica entre los márgenes conjugados del noroeste de Suramérica y los terrenos del basamento de Centroamérica (~216 Ma). Ruptura temprana de Pangea occidental, representada por el rifting a lo largo del noroeste de Suramérica, que condujo a la separación de Norteamérica y Suramérica (~180 Ma).
3. Subducción por inmersión hacia el este de la placa Farallón (~209 Ma). Migración del eje del arco hacia el océano (194 – 189 Ma). Formación del arco continental (189-144 Ma) y posible migración del eje del arco hacia el océano (~100 Ma), quizá producto del retroceso de la losa a lo largo del margen occidental de Suramérica, lo cual provocó extensión del margen, adelgazamiento de la corteza continental y generación de arcos progresivamente más isotópicamente juveniles.
4. Erosión tectónica del arco jurásico al norte del terreno Arequipa en Perú.
5. Retirada acelerada de la trinchera a lo largo de Suramérica (~144 Ma), formación de intrusiones granitoides sintectónicas dentro Ecuador por la extensión, atenuación del margen continental formando delgas cuencas intra-arco caracterizadas por corteza transicional y migración hacia el océano de los ejes del arco (144-115 Ma); con una brecha magmática en Perú durante ~ 135-115 Ma.
6. Compresión del margen noroeste de Suramérica (115 Ma) que formó una protocordillera, la cual suministró detritos hacia el arco anterior y posterior. Exhumación de condiciones eclogíticas máximas (130-126 Ma) y retroceso de estas eclogitas (120-112 Ma).
7. Retirada hacia el océano, con tasas variables, de la una única losa inclinada hacia el este (189-115 Ma).
8. Ángulos de convergencia dextral muy oblicuos entre el margen noroeste de Suramérica y la placa Caribe que dieron como resultado un solo magmatismo (115-100Ma).
9. Rocas del plateau oceánica de la Gran Provincia Ígnea del Caribe que erupcionaron a través de la placa de Farallón en latitudes cercanas al Ecuador (100—87 Ma). Subducción debajo del noroeste de Suramérica durante este período de tiempo, que se caracterizó por un margen en su mayoría amagmático y litosfera oceánica intermedia consumida por la subducción sumergida en el oeste debajo del plateau oceánico.
10. Choque por primera vez de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (~ 75 Ma); que produce el desprendimiento y rotación en sentido horario de alóctonos que forman el basamento actual de las llanuras del antearco y la Cordillera Occidental. En Suramérica los aloctonos se suturan contra el margen en el Cretácico temprano a través de la Falla Cauca-Almaguer.

SGC



DOC/1



Figura 5. Continuación



Figura 5. Reconstrucción esquemática y secciones transversales para el noroeste de Suramérica 240 – 75 Ma.

Noroeste de Suramérica dentro del oeste de Pangea (240-216 Ma) con la ubicación del arco Pérmico y Triásico. Eje de la trinchera. El arco Pérmico se conserva a lo largo de la margen conjugada de Gondwana en México y la Cordillera Oriental del Perú. Se muestra la ubicación aproximada del Grupo Mitu. Zonas de subducción a lo largo del oeste de Pangea durante el Jurásico. Zonas de subducción que se derivan asumiendo que el terreno Tahamí es autóctono. Paleoposiciones, movimiento de placas y reconstrucciones para Yucatán y el centro y sur de México. Las flechas negras indican la cantidad de migración lateral de la zona de subducción entre 194 y 189 Ma (Colombia y Ecuador) y después de ~ 175 Ma (sur de Perú). La línea gris es la línea costera actual y la posición del Ridge de Nazca. Las zonas de subducción y la reconstrucción, asumen que el terreno Tahamí de Colombia es alóctono y que el terreno Chaucha existe. La línea azul es un eje de trinchera. El eje del arco jurásico durante 185-145 Ma no se desvió. El retroceso a partir de 145 Ma hizo que los ejes del arco migraran hacia el océano y adelgazarán la corteza, lo que condujo a magmatismo calco-alcálico y magmatismo de arco toleítico, ocasionalmente basaltos T-MORB y ambientes sedimentarios marinos. La extensión en algunas partes del margen puede haber causado que las astillas continentales se rompieran, formando extensos tramos de corteza de transición (Unidad Peltetec) en cuencas intra-arco, quizás explicando la Secuencia de Guamote. Compresión a partir de 120Ma obducida exhumada. Rocas M-HP / LT de los arcos Alao y Quebradagrande, y rocas ultramáficas y máficas arrastradas de la Unidad Peltetec entre esos arcos y astillas continentales re-acrecionados. A: Batolito de Abitagua, CC: Cordillera de Carabaya, I: Batolito Ibagué, IB: Batolito de Ilo, P-SPF: Falla Peltetec-Silvia Pijao (este es el paleomargen Jurásico-Cretácico temprano), S: Batolito de Segovia, Z: Batolito de Zamora, C: terreno Chaucha, Ch: Bloque Chortis y T: terreno Tahamí (Tomada de Spikings et al., 2015).