

DESARROLLO DE LAS CUENCAS TRAS ARCO MESOZOICAS DEL BORDE OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES

Autores:
Javier Jacay ⁽¹⁾ y Thierry Sempere ⁽²⁾

1 Universidad Nacional Mayor de San Marcos, EAP Ingeniería Geológica, Av. Venezuela Cd. 34 s/n., Apartado 3973 Lima 100 (jjacayh@unmsm.edu.pe; j_jacay@yahoo.com)

2 IRD, LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, Francia (sempere@lmtg.obs-mip.fr)

RESUMEN

El borde occidental de la margen peruana registra por lo menos tres grandes episodios distensivos durante el Mesozoico, episodio el cual es registrado en las tres mayores cuencas como las de Arequipa, Chicama y Casma; la evolución sedimentaria de estas cuencas es similar, evolucionan desde facies profundas a facies plataformales, sea a deltas o a plataformas carbonatadas. La creación de estas cuencas durante el mesozoico no es más que la progresión del adelgazamiento litosférico, que va desde el Paleozoico superior.

INTRODUCCION

La historia del borde occidental de la margen andina durante el Mesozoico queda registrada en las secuencias sedimentarias de las cuencas extensionales que se desarrollaron durante ese periodo, como las de Arequipa, Chicama y Casma (Fig. 1), ubicadas encima de una zona subducción oceánica (cuencas tras arco).

En estas cuencas la evolución sedimentaria del flanco occidental de la cuenca (arco volcánico) tiene un relleno sedimentario, volcánico y volcanosedimentario típico de un arco volcánico; mientras que el borde oriental registra una sedimentación más de carácter clástico, carbonatado o mixto.

La margen occidental de los andes centrales, tiene subducción activa por lo menos desde el Paleozoico; y está compuesta por una gruesa secuencia Mesozoica ubicada en posición de tras-arco. Estratigráficamente está integrada por gruesas sucesiones de rocas jurásicas marinas, cuyo substrato es desconocido, y sobre los que se apoyan en discordancia rocas marino-continentales del Cretáceo. Estructuralmente corresponde a una faja plegada, de estructuración Cenozoica.

En esta zona de subducción, se registra por lo menos tres periodos extensionales con desarrollo de cuencas extensivas (cuencas tras arco). Estas corresponden al desarrollo de la Cuenca de Arequipa, Cuenca Chicama y Cuenca Casma. En cada una de estas cuencas se diferencian dos tipos de secuencias estratigráficas, las que pertenecen a sedimentos derivados de una plataforma estable y las derivadas del arco magmático propiamente dicho (Fig. 2).

CUENCA DE AREQUIPA

En la parte meridional de los andes peruanos se formó una depresión que fue rellenada por los sedimentos clásticos de facies profunda conforme se realizaba la distensión. Esta cuenca corresponde a una zona subsidente formado por encima de una corteza continental (Sempere et al 2002), la cuenca comenzó hundirse en el Jurásico superior (Aaleniano) y fue rellenada por turbiditas (Formación Puente del Bajociano) y por la Formación Cachíos (Caloviano) con una proveniencia del NW en una paleogeografía con grandes abanicos de sedimentación profunda que se dirigían hacia el SE (Vicente et al 1982); los ciclos de desarrollo de la Cuenca de Arequipa se pueden diferenciar en tres etapas.

Etapas de individualización

Las primeras evidencias que se tienen de individualización e inicio de hundimiento de esta cuenca, se registran en la parte superior de la Formación Socosani (Toarciano-Bajociano). Esta unidad litoestratigráfica inició su desarrollo en el Toarciano inferior en que se produce la transgresión y desarrollo de la plataforma carbonatada de la Formación Socosani que evoluciona de facies someras a facies profundas hemipelágicas, en donde se observa una fuerte tectónica distensiva sinsedimentaria generalizada en toda la cuenca, que es el preludio del pasaje a depósitos hemipelágicos (Vicente et al, 1982; Salinas, 1986).

ASOCIACION DE FACIES DE ABANICO SUBMARINO

En esta etapa, es característico el relleno terrígeno, con contactos basales claros de los depósitos de abanicos submarinos, gruesos en la parte basal de los depósitos turbidíticos de la Formación Puente (Bathoniano) cuya evolución vertical va de facies de lóbulos distales de la Formación Puente a canales proximales, que es ya parte inferior de la Formación Cachios (Vicente et al, 1982).

ASOCIACION DE FACIES DE TALUD

Al tope se observa un pasaje a facies de talud con olistolitos, deslizamientos, y una mayor proporción de lutitas lo que entonces nos está evidenciando una profundidad menor. Progresivamente se nota el pasaje a facies de cuenca o prodelta (o sea de plataforma distal) con presencia de lutitas negras.

ASOCIACION DE FACIES DE PROGRADACION DELTAICA

Esta pertenece ya a otro sistema clástico, cuando la cuenca ya estaba llena, y representa el inicio de otro ciclo de sedimentación de plataforma representado por la Formación Labra (Oxfordiano-kimmeridgiano) con facies de una plataforma siliciclástica de poca profundidad de un offshore proximal que evolucionan a facies típicamente litorales al tope.

ASOCIACION DE FACIES DE ARCO VOLCANICO FORMACIÓN CHOCOLATE (Hettangiano-Toarciano)

Se trata de una secuencia de rocas volcánica-sedimentaria, compuesta por derrames de andesita, basalto, traquitas, tufos y aglomerados con algunas intercalaciones de lutitas, cuarcitas, calizas y calcáreos en el área de Arequipa. Su espesor es mayor que 900 m y puede alcanzar 1500 m. incluyendo cerca de su tope niveles de calizas dentro de las cuales fueron hallados ammonites sinemurianos, y subyace con una discontinuidad a carbonatos de edad Liásico superior (Vicente, 1981).

En el litoral del Departamento de Moquegua se le asigna el mismo nombre a una secuencia compuesta por derrames andesíticos, dacíticos, aglomerados y brechas que aflora a lo largo de la costa yaciendo en discordancia a rocas más antiguas o a gneiss precámbrico (Bellido y Guevara 1963), las cuales por su posición estratigráfica y litología son correlacionadas con la Formación Chocolate de Arequipa, han sido datadas paleontológica e isotópicamente (Roperch y Carlier, 1992; Romeuf et al., 1993 y 1995). Por su naturaleza volcánica la Formación Chocolate “de la costa” carece de fósiles pero subyace a la Formación volcano-sedimentaria Guaneros (Romeuf et al., 1993 y 1995). Esta unidad litoestratigráfica es intruída por plutones que han proporcionado edades hettangianas a toarcianas (Clark et al. 1990; Romeuf et al. 1993) y posiblemente incluye depósitos triásicos.

CUENCA CHICAMA

Los aspectos bioestratigráficos y estratigráficos del Jurásico superior de esta zona han sido ampliamente tratado por diversos autores (Stappenbeck 1929, Geyer 1983, Enay et al 1996, Jacay 1992), de acuerdo a los diferentes tipos de medio ambiente de las unidades litoestratigráficas que comprenden al Grupo Chicama y a la Formación Tinajones, estas forman parte de la secuencia de proveniencia de una margen estable.

Titoniano inferior (?) (Formación Simbal)

La base de toda esta secuencia de proveniencia neta de un área estable, es denominada Formación Simbal, tiene ~550m de espesor, consta de una secuencia de areniscas finas y lutitas que se intercalan con facies evaporíticas, que responden a un medio de “lagoon” con barrera de alta energía. Los fósiles diagnósticos de la Formación Simbal pertenecen al Titoniano, al menos para su parte superior.

ASOCIACION DE FACIES DE ABANICO SUBMARINO Titoniano superior (Fms Punta Moreno y Sapotal)

Compuesto por turbiditas volcánoclasticas (Fm Punta Moreno), reflejan un suministro continuo de material volcánico, que interpretamos como el retrabajamiento del arco magmático inactivo Colán, por entonces expuesto a una intensa erosión. Medidas obtenidas en los diferentes afloramientos muestran una paleopendiente hacia el SSE, y paleocorrientes hacia el SE o SO. Este aporte terrígeno da lugar a la formación de lóbulos que van progradando hacia el Sur. En el Norte (Cascas-Ascope-Compartición), se observan potentes conglomerados y sedimentos volcánoclasticos de cono submarino muy proximal, transportados mayormente por flujos de detritos o de granos, deslizamientos en masa, etc; al Sur (Simbal, Tanguche-río Santa), las facies son características de la parte proximal del lóbulo de “suprafan” del abanico medio, con gradación a turbiditas distales.

ASOCIACION DE FACIES DE TALUD

En la parte superior de la Formación Punta Moreno, alternancias de areniscas volcánoclasticas y lutitas negras, contienen bloques y olistolitos plurimétricos de calizas, areniscas y gabros, asociados a deslizamientos, canales y a depósitos de “contornitas”, lo que traduce una sedimentación de pendiente contemporánea a una inestabilidad tectónica.

Los sedimentos pelíticos de la Formación Sapotal representan la etapa de relleno de la cuenca. Comprende lutitas negras con delgadas intercalaciones de areniscas finas de ambiente confinado de prodelta o de cuenca.

ASOCIACION DE FACIES DE PROGRADACION DELTAICA Titoniano terminal -Berriasiano (Formación Tinajones)

El cambio abrupto de una sedimentación lutácea marina a una sedimentación arenosa litoral podría corresponder con la regresión eustática conocida en el Titoniano terminal (Haq et al., 1987). Sin embargo, la llegada en la cuenca de aportes silicoclasticos importantes refleja un cambio nítido de las fuentes detríticas y posiblemente un nuevo evento tectónico, las paleocorrientes indican una alimentación septentrional. Esta secuencia berriasiana está marcada por numerosas manifestaciones de tectónica sinsedimentaria distensiva. En la parte superior evoluciona a marino somero hasta parálisis o fluvial. Esta secuencia termina con un nuevo episodio de emersión y erosión.

ASOCIACION DE FACIES DE ARCO VOLCANICO GRUPO PUENTE PIEDRA

El arco volcánico del Grupo Piedra lo componen las formaciones Ancon, Piedras Gordas, Puente Inga y Ventanilla, las unidades litoestratigráficas que son propiamente del arco se componen de aglomerados, niveles de flujos de lava, tobas y brechas piroclásticas; las facies producto de la erosión del arco que se depositaban en cercanías al arco con progradación hacia la cuenca corresponden a las formaciones Puente Inga y Ventanilla, las cuales se componen de facies de areniscas volcánoclasticas, lutitas tobáceas que conforman secuencias turbidíticas propias del talud de un arco volcánico y calizas que se intercalan con niveles volcánicos (lavas andesíticas y tobas). Los fósiles reportados en toda esta secuencia son más abundantes dentro de las lutitas tobáceas de la Formación Puente Inga (Bulot com. Pers.) y son asignados al Jurásico superior (Titoniano), sin embargo por el contenido faunístico los niveles superiores del Grupo Puente Piedra una edad Berriasiano (Cretáceo inferior) no es descartada.

CUENCA CASMA

Etapa de apertura de la cuenca

Las primeras evidencias que se tienen de individualización e inicio de hundimiento de esta cuenca, se registran en la parte superior del Grupo Morro Solar con la aparición de la Formación Pucusana (Aptiano), esta unidad litoestratigráfica marca el inicio al desarrollo de un arco volcánico al Albiano inferior (Fig. 2), en donde se observa una fuerte tectónica distensiva sinsedimentaria generalizada en toda la cuenca, que es el preludio del pasaje a depósitos hemipelágicos.

ASOCIACION DE FACIES DE PLATAFORMA

Las secuencias sedimentarias que se desarrollaban paralelo al la creación de la Cuenca Casma y que pertenecen a la plataforma estable, están conformadas por secuencias carbonatadas y que corresponden a las formaciones Chulec, Pariatambo y Jumasha.

ASOCIACION DE PLATAFORMA ESTABLE

Las facies que constituyen el relleno la zona de transición entre la plataforma estable y la cuenca lo constituye principalmente las formaciones Chulec, Pariatambo y Jumasha, los que toman nombres diversos según el área estudiada; al interior de esta unidad se puede reconocer facies de plataforma y talud, distribuidas ampliamente entre 7° a 15° de latitud sur, siendo la Formación Arahuy la facies de talud de esta plataforma carbonatada

FORMACIÓN CHULEC

(Albiano inferior) Consta de una secuencia monótona de margas y calizas margosas muy homogéneas en el norte y centro de los Andes peruanos, contienen una abundante fauna de mar abierto, algunos niveles desprenden fuerte olor a hidrocarburo.

FORMACIÓN PARIATAMBO (Albiano medio) Esta unidad litoestratigráfica representa en el Perú el evento anóxico del Albiano; se componen de calizas negras bituminosas y laminadas ricas en amonites indicando un medio euxínico de plataforma de regular profundidad (Jaillard, 1987). La mayoría de los depósitos de asfaltitas en la región del Perú central proviene de esta unidad litoestratigráfica.

FORMACIÓN JUMASHA Definida por Mc Laughlin (1924) y considerada como del Albiano medio-superior al Turoniano superior. (Benavides, 1956, Jaillard, 1987). La Formación Jumasha yace concordantemente sobre la Formación Pariatambo en un cambio nítido de litología y ambiente sedimentario; se trata de una gruesa secuencia de carbonatos de coloración gris plomizo, que puede ser diferenciada en tres secuencias de orden menor: **Jumasha inferior** de delgados a medianos niveles (0.5 a 1m) de calizas que se intercalan con delgados niveles de margas negras asociados a chert, **Jumasha medio** con gruesos bancos de calizas a veces asociados a deslizamientos sinsedimentarios y **Jumasha superior** con delgados niveles de calizas que se intercalan con margas gris plomizas.

Esta unidad litoestratigráfica, se desarrolla en una plataforma carbonatada poco profunda, abierta, zonas intertidales, para terminar en una zona de plataforma emersiva.

ARCO VOLCANICO CASMA CASMA

El Grupo Casma, es una serie volcánico-detritica que tiene sus afloramientos mejor desarrollados en el lado occidental del Batolito de la Costa, Guevara (1980) hace énfasis sobre las correlaciones estratigráficas de esta unidad litoestratigráfica; Atherton et al, (1985), Atherton & Webb (1989) y Aguirre et al (1989) son quienes consideran que dicho grupo corresponde al relleno de una cuenca marginal ensialica "abortada" (esto es, sin creación de corteza oceánica). Además Soler (1991) considera que el Grupo Casma constituye un arco volcánico de carácter distensivo.

La parte proximal de esta unidad litoestratigráfica está constituida esencialmente por facies gruesas de volcánicos y brechas volcánicas con poco desarrollo de niveles sedimentarios. Las facies de la parte media distal son constituidas por facies de lutitas y calizas de fina estratificación, intercalado con areniscas

volcano-sedimentarias de gradación normal que conforman secuencias turbidíticas, estas son interrumpidas por niveles de volcánicos. Es común en esta secuencia evidenciar olistolitos de materiales volcano-sedimentarios y carbonatos y discordancias progresivas.

Estas características observadas en los diferentes niveles de las dos secuencias sedimentarias de las que se compone esta unidad litoestratigráfica, nos manifiestan su relación esencialmente de arco volcánico, en el que se tiene contemporáneamente al desarrollo de una actividad volcánica, una destrucción del propio arco volcánico, cuyos materiales se van a resedimentar al pie de los flancos de los volcanes submarinos, como sedimentos de turbidez.

Los niveles de turbiditas se asocian a deslizamientos sinsedimentarios (que comúnmente se observan en toda la secuencia), conformando los olistolitos, que son materiales que colapsan por la desestabilización de los flancos de un volcán, los que son propios de una cuenca de tectónica distensional.

Los fósiles son relativamente abundantes en toda esta secuencia volcano-sedimentaria del arco y de la plataforma estable, lo que ha permitido darle un rango estratigráfico, que está comprendido entre el Albiano y el Cenomaniano.

DISCUSION

La formación de estas cuencas durante el mesozoico no es más que la progresión del adelgazamiento litosférico, que va desde el Paleozoico superior (Sempere et al 2002), es así como se pone de manifiesto que durante la etapa de relleno de estas cuencas, existe un hiatus de no sedimentación sobre la plataforma estable, siendo ausente sedimentos post Bajociano en la plataforma estable del Jurásico medio, época que corresponde a la formación de la Cuenca Arequipa; ausencia de sedimentos del titoniano superior? sobre la plataforma, lo que marca el inicio de formación de la Cuenca Chicama y una discontinuidad sedimentaria del Albiano basal, que marca el inicio de la Cuenca Casma (Bulot et Ferry, 2007).

CONCLUSIÓN

El relleno de estas cuencas lo componen, facies de arco y facies de plataforma estable, en los cuales se puede apreciar sedimentos que van desde abanicos submarinos hasta sedimentos de plataforma.

Durante la etapa de formación de estas cuencas (al Bajociano superior-Batoniano, Titoniano superior, Albiano inferior) a escala de la margen está caracterizado por una discontinuidad sedimentaria que es asociada a hiatos de episodios de no depósito, de erosión y/o de emersión.

BIBLIOGRAFIA

- Aguirre L., Levi B. & Nystrom J. O. 1989. The Link Between Metamorphism, Volcanism and Geotectonic Setting During the Evolution of the Andes. In Evolution of metamorphic Belts, J. S. Daly et al eds., Geological Society Special Publication, N° 43, p: 223- 232.
- Atherton M. P., Warden V. & Sanderson. 1985. The Mesozoic Marginal Basin of Central Perú a Geochemical Study of Within-Plate –Edge Volcanism. In: Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. W. S. Pitcher et al. Eds., Blackie, 1985, p. 47-58.
- Atherton M. P. & Web S. 1989. Volcanic Facies, Structure and Geochemistry of the Marginal Basin Rocks of Central Perú. J. South Amer. Earth Sci., 2, p: 241-261.
- Bellido, E. y Guevara, C. 1963. Geología de los Cuadrángulos de Punta Bombón y Clemezi. *Carta Geológica Nacional*, Lima, 92 p.
- Benavides V. 1956. Cretaceous system in Northern Peru. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. New York, vol 108 (4), 385p.
- Bulot L.G. & Ferry S. 2007. La discontinuité albienne à l'échelle globale et ses implications paléobiogéographiques et biostratigraphiques. In: Bulot L.G., Ferry S. & Grosheny D. (eds), Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé. Carnets de Géologie, Brest, mémoire 2007/2, résumé 11, p. 56-59.
- Cobbing E.J., Pitcher W.S., Wilson J., Baldock J., McCourt W., Snelling N.J. 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. Bol. INGEMMET, D-10, p. 252.

- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A. & Douglas, D.A. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú. *Economic Geology*, v. 85, p. 1520-1583.
- Enay R. Barale G., Jacay J., Jaillard E. 1996. Upper Tithonian ammonites and floras from the Chicama basin, northern peruvian Andes. *GeoResearch Forum Vols 1-2*, 221-234, Transtec Publ., Switzerland.
- Guevara C. 1980. El Grupo Casma del Perú Central Entre Trujillo y Mala. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 67: p. 73-83.
- Geyer O.F. 1983. Obertithonische Ammoniten-fauna von Per£. *Zblatt Geol. Palñont.*, 1 (3/4), p. 335-350.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.
- Jacay J. 1992. Estratigrafía y sedimentología del Jurásico Curso medio del Valle del Chicama y esbozo Paleogeográfico de Jurásico-Cretáceo del Nor Perú (6 30'-8 Latitud Sur). Tesis Ing. Geol. UNMSM, 180p.
- Jaillard E. 1987. Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the North Peruvian Margin from late Aptian up to Senonian. *Geologische Rundschau* 76, p: 677-697.
- Jaillard E. et Jacay J. 1989 Les "Couches Chicama" du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au tithonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, p. 1459-1465.
- Jenks, W. 1948. Geología de la hoja de Arequipa, al 1/200.000. *Boletín del Instituto Geológico del Perú*, v. 9, 104p.
- Leon I. 1981. Antecedentes sedimentológicos del Jurásico-Cretáceo inferior de la zona de Yura. Tesis Bach. UNSA, 91p.
- M.c. Laughlin D.H. 1925 Geology and phisiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Lima and Junin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, 591-632.
- Rivera R., Petersen G. y Rivera M. 1975. Estratigrafía de la costa de Lima. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 45, p.159-186.
- Romeuf N., Aguirre L., Carlier G., Soler P., Bonhomme M., Elmi S. & Salas G. 1993. Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Perú. II *International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, p. 437-440.
- Romeuf N., Aguirre L., Soler P., Féraud G., Jaillard E. & Ruffet G. 1995. Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, V. 22, p. 245-259.
- Roperch P. & Carlier G. 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of southern Perú: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B12, p. 17233-17249.
- Salinas E. 1985. Evolución paleogeográfica del sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna. *Universidad Nacional San Agustín de Arequipa. Tesis de grado*, p. 205.
- Sempere T., Carlier G., Soler P., Fornari M., Carlotto V., Jacay J., Arispe O., Néraudeau D., Cárdenas J., Rosas S., & Jimenez N. 2002. Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, Vol. 345, p. 153-181.
- Soler P. 1991. El Volcanismo Casma del Perú Central: Cuenca Marginal Abortada o Simple Arco Volcánico?. Volumen de Resúmenes del VII Congreso Peruano de Geología. p: 659- 663.
- Stappenbeck R. 1929. Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitlagerstätten. *N.Jb. Geol. Pal., Stuttgart, Abh.*, 16, H.4, p. 305-355.
- Trottereau G. y Ortiz G. 1963. Geología de los Cuadrángulos de Chimbote y Casma. *Com. Carta Geol. Nac.* (Inedito).
- Vicente J.-C. 1981. Elementos de la Estratigrafía Mesozoica Sur-Perúana. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretáceo, Buenos Aires, v. 1, p. 319-351.
- Vicente J.-C., Beaudouin B., Chavez A., Leon I. 1982. La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretáceo inferior. 5th Cong. Latinoamer. Geol., Buenos-Aires 1981, 1, p. 121-153.

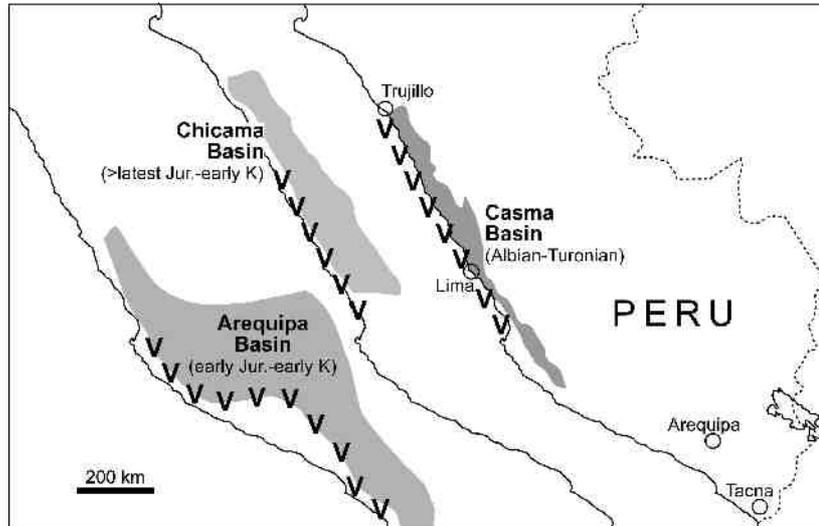


Figura 1.- Localización geográfica y distribución de las cuencas de Arequipa, Chicama y Casma en la margen peruana, donde se pone de manifiesto la propagación extensional en el tiempo para estas cuencas.

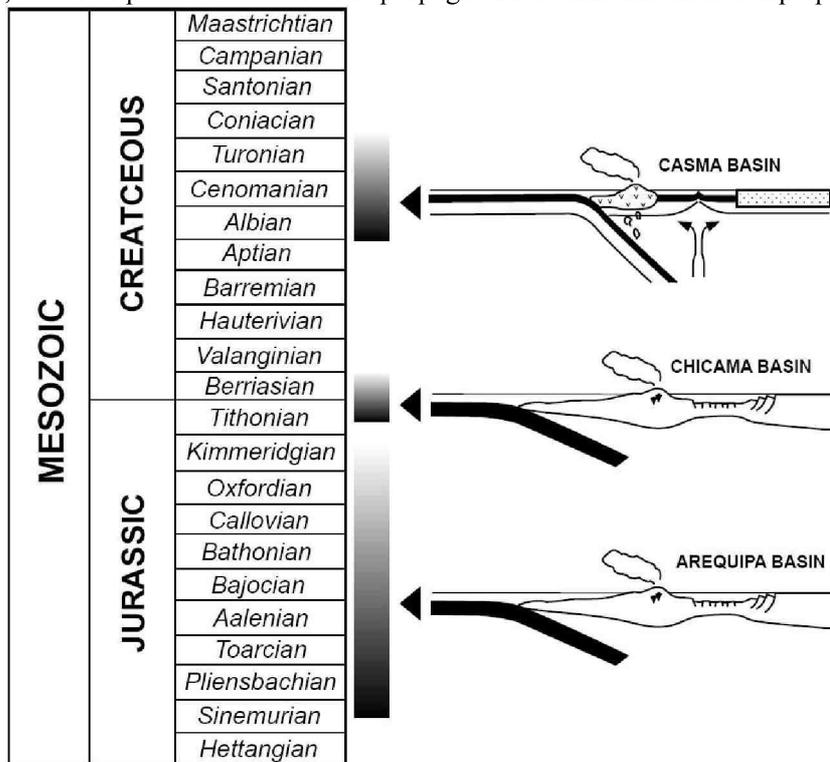


Figura 2.- Distribución en el tiempo de las cuencas de Arequipa, Chicama y Casma, poniéndose de manifiesto la propagación extensional en el tiempo para estas cuencas.