

CRONOLOGIA Y DISTRIBUCION ESPACIAL DEL MAGMATISMO EN EL PERU CENTRAL DURANTE EL CRETACICO SUPERIOR Y EL CENOZOICO - RELACIONES CON LAS MODALIDADES DE LA SUBDUCCION DE LA PLAZA NAZCA (FARALLON) DEBAJO DEL CONTINENTE SUD-AMERICANO

Pierre SOLER*

(*) ORSTOM, U.R. 1 H, 213 rue Lafayette, 75010 Paris, Francia

A pesar de la continuidad de la subducción de la placa Nazca (Farallón) debajo del continente sudamericano durante el Cretácico superior y el Cenozoico, el magmatismo, esencialmente calco-alcalino, ha tenido un carácter episódico durante este período, siendo los episodios de actividad magmática separados por períodos de remisión aparente. La edad y el volumen relativo correspondiente a cada uno de estos episodios pueden ser interpretados como consecuencias de variaciones en las modalidades de la subducción, siendo la más determinante la velocidad de convergencia entre ambas placas. Los períodos con velocidad de convergencia alta (> 10 cm/año) están caracterizados por las pulsaciones más importantes en volumen, mientras que los períodos de aparente inactividad magmática están asociados a períodos de velocidad de convergencia relativamente baja (< 7 cm/año). La transición entre el magmatismo de tipo arco insular-cuenca volcánica marginal (volcanismo Casma) y el magmatismo de tipo batolito calco-alcalino, en el Albiano medio a superior, ocurre durante un período de convergencia rápida. El período de calma magmática entre 30 y 25 Ma, que es notable en todos los Andes centrales, puede ser interpretado como una consecuencia de una velocidad de convergencia muy baja asociada al bloqueo de la zona de expansión oceánica Pacífico-Farallón hace 30 Ma.

La distribución espacial del magmatismo está relacionado fundamentalmente con el ángulo del plano Benioff-Wa'ati que depende básicamente de cuatro factores: la velocidad de convergencia entre ambas placas, la edad de la placa oceánica subductada, la velocidad absoluta de la placa sud-americana y la subducción de tramos "anormales" de la placa subductada tales como dorsales asísmicas. Hasta el Eoceno medio, la migración del arco magmático es poco importante: durante el período inicial de formación del batolito de la costa (102 a 77 Ma), el frente interno del magmatismo (FIM) (su primera aparición hacia la fosa) queda fijo, mientras que su frente externo (FEM) (su última aparición hacia el escudo brasileiro) migra a 0.4 km/Ma. Luego, durante el segundo período de formación del batolito (74 a 49 Ma), el FIM y el FEM migran paralelamente a ± 1 Km/Ma. El cambio fundamental ocurre en el Eoceno superior con un ensanchamiento muy importante del arco: el FIM migra ligeramente hacia el Oeste y el FEM migra nítidamente hacia el Este, hasta llegar a la parte occidental del Altiplano. Este cambio es interpretado como una consecuencia de un aumento de la velocidad de convergencia y de un rejuvenecimiento rápido de la placa oceánica subductada entre 60 y 30 Ma. Luego el FIM se estabiliza a partir de 35 Ma, mientras que el FEM sigue migrando hacia el Este para llegar a la vertiente amazónica de la Cordillera Oriental durante el Mioceno medio.

El término del magmatismo durante el Plioceno, a nivel del Perú central, está asociado a la llegada al nivel de la fosa de la prolongación Este y Noreste de la dorsal de Nazca actual, que conduce a una subducción "anormal" sub-horizontal.

19 FEB. 1996

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 43630 ep 1

Cote : 5

ORSTOM Documentation



010001047

INTRODUCCION

Una de las características más destacadas de la orogénesis andina, que se inició durante el Albiano en el Perú central, es la importancia del magmatismo asociado, ya sea efusivo o intrusivo.

Durante el período que va del Albiano al actual, la actividad magmática no ha sido continua, a pesar de la continuidad del proceso de subducción de la placa oceánica (Farallón y luego Nazca) debajo del continente sud-americano. Además, la geometría del arco magmático ha variado de manera muy notable durante este período.

La presente contribución tiene un doble propósito:

a.- Presentar una síntesis de la cronología y de la distribución espacial del magmatismo durante el período orogénico en el Perú central. Esta síntesis está basada en una recopilación de las numerosas edades radiocronológicas sobre las rocas magmáticas, intrusivas y efusivas, de esta región obtenidas por otros autores y en una serie de nuevos datos radiocronológicos, obtenidos por el método K-Ar sobre rocas esencialmente intrusivas de un transecto de los Andes del Perú central, de las cuales una parte ya ha sido publicada (Soler Y Bonhomme, 1985, 1988) y otra parte queda inédita (Soler, en preparación).

b.- Ver en qué medida esta cronología y esta distribución espacial del magmatismo pueden ser relacionadas a la dinámica de la subducción de la placa oceánica Nazca (o anteriormente Farallón) debajo de la placa continental sud-americana.

CRONOLOGIA Y DISTRIBUCION ESPACIAL DEL MAGMATISMO

La primera característica del magmatismo orogénico en los Andes del Perú central es su carácter discontinuo. Las edades actualmente disponibles permiten mostrar que el magmatismo se manifestó por una serie de pulsaciones separadas por episodios de remisión aparentemente total. Aunque ciertas ambigüedades subsisten y dataciones adicionales son necesarias, el número importante de dataciones disponibles hoy en día y la coherencia de este conjunto de datos autoriza a afirmar que esta "episodicidad" del magmatismo es real y no es el resultado sesgado de un muestreo estadísticamente no representativo.

Durante el período orogénico, la geometría del arco magmático varió de manera muy notable; el Frente Interno del Magmatismo (FIM-la primera aparición del magmatismo hacia la fosa) y el Frente Externo del Magmatismo (FEM-su última aparición hacia el escudo brasilero) han migrado de distintas maneras, por saltos o de manera continua según los períodos. La migración promedio del FIM hacia el Este ha sido de 0.6 km/Ma desde el Albiano superior pero no ha sido no continúa ni monótona.

Dos grandes períodos deben ser distinguidos:

- **El primer período**, que va desde el Albiano superior hasta el Eoceno medio, está caracterizado por el emplazamiento del Batolito de la Costa (datos y referencias en Pitcher et al., 1985). Los datos radiocronológicos (Stewart et al., 1974; Cobbing et al., 1981; Moore 1984; Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986) sugieren la distinción de por lo menos nueve pulsaciones y cinco episodios magmáticos más o menos continuos (102-97 Ma, 95-90 Ma, 85-77 Ma, 74-59 Ma y 54-49 Ma? - ver figura 1), separados por períodos de aparente remisión, aunque, en el caso del Batolito de la Costa, el número de dataciones hoy en día disponibles aparece todavía muy bajo con respecto al número de plutones individuales que constituyen el Batolito.

Por lo que concierne a la geometría del arco magmático durante este primer período, dos episodios pueden ser distinguidos (figura 1):

- el *episodio A*, entre 102 y 80-75 Ma, caracterizado por una migración muy lenta del FIM hacia el Este (< 0.25 Km/Ma) y un ensanchamiento progresivo del arco magmático (el FEM migró más rápidamente que el FIM durante este episodio) de 15 a 35 kilómetros.

- el *episodio B*, entre 80-75 y 49 Ma, caracterizado por una migración rápida del FIM hacia el Este (± 1 Km/Ma) y un ligero ensanchamiento del arco magmático de 20 a 30 kilómetros. Entre los episodios A y B se nota un salto hacia el Oeste del FEM y una estabilidad del FIM.

- **El segundo período**, que va desde el Eoceno superior hasta el Plioceno, está caracterizado por el emplazamiento de un gran número de stocks intrusivos, a menudo subvolcánicos, y de una potente serie volcánica (grupo Calipuy del Eoceno al Mioceno superior e ignimbritas del Plioceno), en parte dentro del Batolito de la Costa (granito de Pativilca - Cob-

bing et al., 1981; Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986 y tonalita San Pedro - Mukasa, 1986), pero principalmente hacia el Este de aquél. Seis pulsaciones agrupadas en dos grandes episodios pueden ser distinguidos (Soler, en preparación)

- el *episodio C*, entre 42 y 29 Ma, agrupa a la pulsación I (42-36 Ma), inmediatamente posterior a la "tectónica incaica" (Noble et al., 1979) y la pulsación II (32-29 Ma), de menor importancia volumétrica. Los datos radiocronológicos disponibles sugieren, sin demostrarlo de manera totalmente convincente, que existe un episodio de calma magmática entre las pulsaciones I y II. La discusión de las edades K-Ar que corresponden a este episodio se ve dificultada por los "resets" ligados al metamorfismo del Mioceno medio (Soler, 1987).

Entre los episodios B y C se nota un nítido salto del FIM hacia el Oeste (10-15 kilómetros) y un abrupto ensanchamiento del arco magmático.

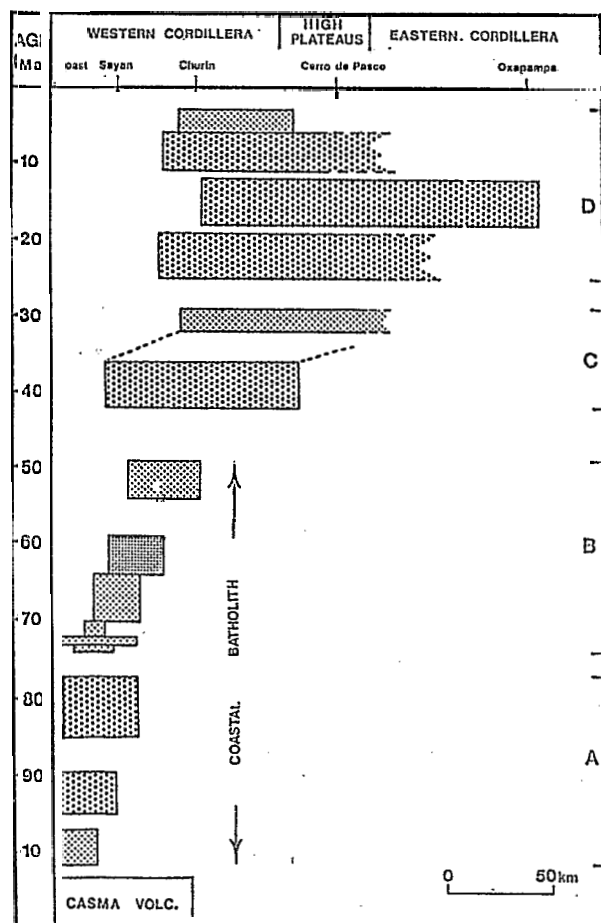


Figura 1. Esquema sintético de la cronología y de la distribución espacial del magmatismo en el Perú central desde el Cretácico superior.

El episodio está caracterizado por una migración rápida (± 2 Km/Ma) hacia el Este del FIM y del FEM. Durante la pulsación I, el FEM llega a la parte occidental de las Altas Mesetas (Soler y Bonhomme, en prensa) y al finalizar el período, durante la pulsación II, el arco se extiende sobre la mayor parte de la Cordillera Occidental y llega hasta por lo menos el límite entre las Altas Mesetas y la Cordillera Oriental (Cobbing et al., 1981, Soler y Bonhomme, en prensa), con una posible extensión en la Cordillera Oriental misma.

- el *episodio D*, entre 25 y 3 Ma, agrupa a una serie de cuatro pulsaciones, separadas por períodos muy cortos de calma magmática: pulsación III (25-19 Ma), pulsación IV (18-12 Ma), y pulsación V (11-7 Ma), las tres de gran importancia volumétrica, y finalmente la pulsación VI (6-3 Ma) que tiene, en esta zona, una importancia menor.

Ninguna actividad magmática posterior a 3 Ma es conocida en el Perú Central.

Entre los episodios C y D se nota un nuevo salto del FIM hacia el Oeste (10-15 kilómetros - figura 1). Durante los episodios C y D el FIM oscila a nivel de la vertiente media Pacífica de la Cordillera Occidental. Para este período, es difícil apreciar la migración del FEM, dado el conocimiento aún limitado del magmatismo oligo-mioceno en la Cordillera Oriental. El ensanchamiento del arco, que se había iniciado durante el episodio anterior (episodio C) parece haber proseguido hasta la pulsación IV, durante la cual el arco alcanzó la vertiente amazónica de la Cordillera Oriental (Soler y Bonhomme, en prensa; Soler, en preparación), y llegó a tener más o menos 160 kilómetros de ancho.

Finalmente el ancho del arco magmático bajó a 60 kilómetros durante la pulsación VI del Plioceno, antes de que cese toda actividad magmática en esta área hace 3 Ma.

MAGMATISMO Y MODALIDADES DE LA SUBDUCCION

Hoy en día, a pesar de matices e incluso discrepancias en cuanto a los procesos precisos, existe un amplio acuerdo entre los diferentes autores para considerar que el magmatismo del margen andino se deriva del manto y que las modificaciones metamórficas y/o anatécicas que intervienen en la placa

oceánica durante su subducción constituyen el motor de la producción de este magmatismo.

Cualesquiera que fueran los modelos genéticos precisos, el papel jugado por la subducción aparece como fundamental y es legítimo preguntarse si se pueden establecer relaciones entre, por un lado las características de la actividad magmática (su episodividad y las variaciones de la geometría del arco) y por otro lado las variaciones de las modalidades de la subducción, tales como los datos de la geofísica permiten reconstituirlas.

En lo que concierne al magmatismo de los Andes del Perú central durante el Cretácico superior y el Cenozóico, tales relaciones pueden ser demostradas en la mayoría de los casos.

La primera de estas relaciones consisten en que las pulsaciones magmáticas de mayor importancia (en volumen) corresponden de manera sistemática a los períodos durante los cuales la velocidad de convergencia entre la placa oceánica Nazca (o anteriormente Farallón) y la placa continental sud-americana fue alta (> 10 cm/año). Tal es el caso durante las tres primeras pulsaciones (episodio A) de la formación del Batolito de la Costa, con una convergencia entre 14 y 18 cm/año (Larson y Pitman, 1972) durante la pulsación I del episodio C del Eoceno superior, con una convergencia de 12 a 16 cm/año (Whitman et al., 1983; Pilger, 1984) y durante el episodio D del Oligoceno terminal al Plioceno con una convergencia superior a los 10 cm/año (Minster y Jordan, 1978; Pilger, 1984).

Los episodios de calma magmática aparecen ligados a períodos con una velocidad de convergencia baja (< 7 cm/año). Sin embargo, la relación no es recíproca ni absoluta; ciertas pulsaciones magmáticas, de importancia menor, ocurrieron durante períodos caracterizados por una convergencia lenta y, por otro lado, el cese de la actividad magmática en el Plioceno (± 3 Ma) se da en un contexto de convergencia rápida. Esto último es interpretado como una consecuencia de la disminución del ángulo del plano de Benioff-Wadati y de la desaparición del "mantle wedge" fértil (Barazangi e Isacks, 1976, 1979). Dos interpretaciones de este fenómeno han sido propuestas. Se puede mostrar (Soler, en preparación) que la interpretación propuesta por Wortel (1984), que considera que esos eventos pertenecen a una evolución térmica y mecánica normal de la subducción, no

es válida; la interpretación más convincente es aquella propuesta por Pilger (datos y referencias en Pilger, 1984) que considera que esos eventos son una consecuencia de la subducción de la prolongación Este-Noreste de la Dorsal de Nazca (que por ser menos densa tiene mayor flotabilidad que la placa oceánica "normal").

El período de calma magmática entre los episodios C y D (29-25 Ma), que tiene vigencia en todos los Andes centrales, puede ser interpretado (Soler, en preparación) como una consecuencia de la llegada de la zona de expansión Farallón-Pacífico a nivel de California hace 30 Ma (Whitman et al., 1983). Este bloque mecánico debe haber inducido una brusca disminución de la velocidad de la placa Farallón (Wortel et y Cloetingh, 1981), aunque dicha disminución no aparece en las reconstituciones paleodinámicas, probablemente por el alisado de las velocidades entre las anomalías magnéticas 13 (37 Ma) y 7 (26 Ma) usadas en el método por rotaciones finitas de Pilger (1984). Este bloqueo lleva luego a la ruptura de la placa Farallón en placa Nazca + placa Cocos y a la reorganización de la zona de expansión Nazca-Pacífico (Handschomacher, 1976), iniciándose, alrededor de 25 Ma, el período de alta velocidad de convergencia, el cual corresponde al episodio D del magmatismo.

En lo que concierne a la geometría del arco magmático, el factor decisivo es el ángulo del plano de Benioff-Wadati, que a su vez depende de cuatro factores (Cross y Pilger, 1982; Yokokura, 1981; Uyeda, 1982): la velocidad de la placa subductada, la velocidad de la placa continental, la edad de la placa subductada y la existencia de tramos con una "flotabilidad" anormalmente fuerte en la placa subductada.

Hemos visto que este último factor aparece como responsable del cese de la actividad magmática en el Perú Central hace 3 Ma. Los otros tres factores a los cuales habría que agregar el acortamiento tectónico, pueden explicar gran parte de las variaciones de la geometría del arco entre el Albiano y el Plioceno (figura 2).

La migración lenta del FIM durante el episodio A puede ser explicada por un decrecimiento progresivo del ángulo del plano de Benioff-Wadati, debido al decrecimiento de la edad litosférica de la placa subductada, y a la vez por el acortamiento tectónico durante el plegamiento "Peruano". El aumento de la

velocidad de migración del FIM hacia el Este durante el episodio B aparece relacionado el aumento de la velocidad de apertura del Atlántico-Sur (Ladd, 1974; Sibuet y Mascle, 1978; Rabinovitz y La Brecque, 1979; Sibuet et al., 1984) y el aumento consecutivo de la velocidad absoluta de la placa sudamericana hace ± 80 Ma.

El salto hacia el Oeste del FIM entre los episodios B y C, que se da después de un episodio de calma magmática asociado a la convergencia "lenta", podría ser interpretado como una consecuencia de un aumento de ángulo del plano Benioff-Wadati ligado a esta convergencia lenta pero se da al mismo tiempo un ensanchamiento muy importante del arco, que indicaría al contrario una disminución del ángulo del plano de subducción. Para resolver esta aparente contradicción, hemos reconstruido la edad litosférica de la placa subductada (Soler, en preparación) y aparece que entre 60-55 y 45-40 Ma, esta edad disminuyó muy rápidamente de 100 Ma a un poco menos de 70 Ma. El ángulo del plano de Benioff-Wadati debe haber disminuído a raíz de este rejuvenecimiento de la placa subductada, lo que da razón del ensanchamiento del arco (figura 2) y también de la migración del FIM hacia el Oeste, por la subida de las isotermas en la placa subductada. El aumento de la velocidad de la placa subductada juega en el mismo sentido que el rejuvenecimiento. Se puede estimar que el ángulo del plano de Benioff-Wadati era de 45-50° durante el emplazamiento del Batolito de la costa y de $\pm 30^\circ$ a partir del Eoceno terminal.

De paso notamos que la tectónica incaica aparece como contemporánea de este rejuvenecimiento de la placa subductada, sin duda por el mayor acoplamiento entre ambas placas inducido por la disminución del ángulo de la subducción, pero esta tectónica aparece como anterior al período de alta velocidad del Eoceno terminal.

El episodio D en su conjunto corresponde al período de convergencia rápida que sigue hasta hoy día, luego de la ruptura de la placa Farallón en la placa Nazca + placa Cocos; la disminución de la edad litosférica de la placa subductada en los últimos 10 Ma (Wortrel, 1984; Soler, en preparación) da razón de la migración del FIM hacia el Este entre las pulsaciones V y VI. El máximo de la extensión lateral del arco en el Mioceno medio aparece ligado al período de mayor velocidad de convergencia (Pil-

ger, 1984) y corresponde a un ángulo del plano de Benioff-Wadati de $\pm 30^\circ$. La tectónica Quechua parece no haber tenido ningún rol en las modificaciones de la geometría del arco durante el episodio D.

Dentro de los otros factores que pueden haber tenido un papel en la evolución de la geometría del arco, la erosión frontal de la margen continental y de un hipotético prisma de acreción parece haber sido importante, solo durante el primer período de formación del Batolito de la Costa (Soler y Rotach-Toulhoat, 1987).

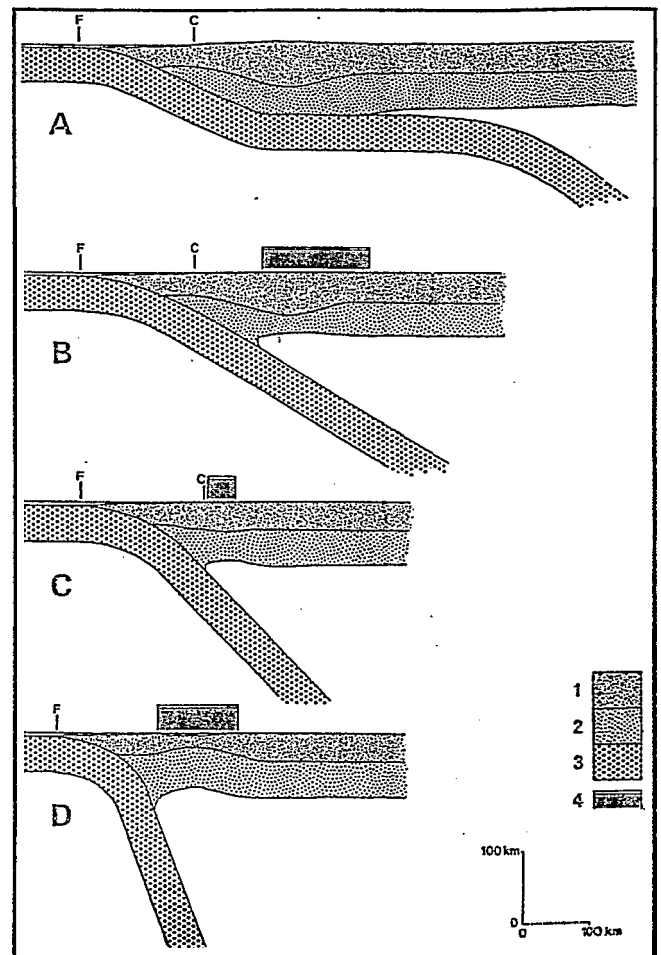


Figura 2. Evolución de la geometría de la subducción y del arco magmático al nivel del Perú central desde el Albiano (1.- corteza continental, 2.- Manto litosférico sub-continental, 3.- Litósfera oceánica).

A - Geometría actual. B - Geometría durante el Mioceno inferior a medio. C - Geometría durante el emplazamiento del Batolito de la Costa (Cretáceo superior - Paleoceno). D - Geometría en el Albiano medio (emplazamiento del volcanismo - Casma).

El esquema interpretativo propuesto aquí, que también da razón, con algunos matices, de la evolución del magmatismo en los Andes del Sur del Perú y de Chile, tendría que ser completado teniendo en cuenta los posibles bloqueos de la placa subductada al nivel de la mesósfera, que podrían explicar en particular la episodidad del magmatismo y de la tectónica durante los episodios de alta velocidad de convergencia tales como los episodios A y D.

REFERENCIAS

- BARAZANGI M. e ISACKS B.L. (1976): Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America - *Geology*, 4, p. 686-692.
- BARAZANGI M. e ISACKS B.L. (1979): Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from the spatial distribution of earthquakes - *Geoph. Jour. Roy Astron. Soc.*, v 57, p. 537-555.
- BECKINSALE, R.D.; SANCHEZ FERNANDEZ, A.W.; BROOK, M.; COBBING, E.J.; TAYLOR, W.P.; y MOORE, N.D. (1985): Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal Batholith of Peru, In: "Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes" (W. S. Pitcher et al., editores), Blackie, p. 17-202.
- COBBING, E.J.; PITCHER, W.S.; WILSON, J.; BALDOCK, J.W.; TAYLOR, W.; MC COURT, W.; y SNELLING, N.J.; (1981): The geology of the Western Cordillera of Northern Peru - *Overseas Memoir*, 5, London, 143 p.
- CROSS, T.A. y PILGER Jr. R.H. (1982): Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 93, p 545-562.
- HANDSCHUMACHER, D.W. (1976): Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific. In: "The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin (G.H. Sutton et al., editores) - Amer. Geophys. Union Monogr., 19, p. 177-202.
- LADD, J.W. (1974): *South Atlantic seafloor spreading and Caribbean tectonics* - Tesis Ph. D., Univ. Columbia, Nueva York, 251 p.
- LARSON, R.L. y PITMAN III, W.C. (1972): World-wide correlation of magnetic anomalies and its application - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 p. 3643-3663.
- MINSTER, J.F. y JORDAN, T.H. (1978): Present day plate motions - *Jour. Geophys. Res.*, 83 p. 5331-5354.
- MOORE, N.D. (1984): Potassium-argon ages from the Arequipa segment of the Coastal Batholith of Peru and their correlation with regional tectonic events - *Jour. Geol. Soc. London*, v. 141, p. 511-519.
- MUKASA, S.B. (1986): Zircon U-Pb. ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru: implications for magmatic and tectonic processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, p. 241-254.
- NOBLE, D.C.; MC KEE, E.H.; y MEGARD, F.; (1979): Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, p. 903-907.
- PILGER, R.H. Jr. (1984): Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. - *Jour. Geol. Soc. London*, v. 141, p. 793-802.
- PITCHER, W.S.; ATHERTON, M.P.; COBBING, E.J. y BECHINSALE, R.D. (EDS) (1985): *Magmatism at a plate edge; the Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, 323 p.
- RABINOWITZ, P.D. y LABRECQUE, J. (1979): The Mesozoic South - Atlantic Ocean and evolution of its continental margins - *Jour. Geoph. Res.*, v. 84, B11, p. 5973-6003.
- SIBUET, J.C. y MASCLE, J. (1978): Plate kinematics implications of Atlantic equatorial fracture zone trends - *Jour. Geoph. Res.*, v. 83, B7, p. 3401-3421.
- SIBUET, J.C.; HAY, W.W.; PRUNIER, A.; MONTA-DERT, L.; HINZ, K.; y FRITSCH, J. (1984): Early evolution of the South - Atlantic Ocean: role of the rifting episode - *Init. Rep. DSDP Project*, v. LXXV, p. 469-481.
- SOLER, P. (1987): Sur l'existence d'un épisode de métamorphisme régional d'âge Miocène inférieur dans la Cordillère Occidentale des Andes du Pérou central. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Tomo CCCIV, Serie I, n° 15, p. 911-916.
- SOLER, P. y ROTACH-TOULHOAT, N. (1987): A comment on the time-dependent evolution of initial strontium isotopic ratio of Upper-Cretaceous and Cenozoic granitoids from central Peru. - *Simposio Intern. "Circum-Pacific Phanerozoic granites"*.
- SOLER, P.: Tesis en Estado de preparación, Univ. Paris VI.
- STEWART, J.W.; EVERNDEN, J.F. y SNELLING, N.J.; (1974): Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 85, p. 1107-1116.
- UYEDA, S. (1982): Subduction zones: an introduction to comparative subductology. - *Tectonophysics*, 81, p. 133-159.
- WHITMAN, J.M.; HARRISON, C.G.A. y BRASS, G.W. (1983): Tectonic evolution of the Pacific ocean since 74 Ma. *Tectonophysics*, 99, p. 241-249.
- WORTEL, M.J.R. (1984): Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. - *Jour. Geol. Soc. London*, v. 141, p. 783-791.
- WORTEL, M.J.R. y CLOETINGH, S. (1981): On the origin of the Cocos - Nazca spreading center. - *Geology*, 9, p. 425-430.
- YOKOKURA, T. (1981): On subduction dip angles. - *Tectonophysics*, 77, p. 63-77.