

CAMBIOS RELATIVOS EN EL NIVEL DEL MAR DURANTE EL JURASICO MEDIO, EN
EL SECTOR SUROCCIDENTAL DE LA CUENCA NEUQUINA.

Por Carlos A. Zavala

INTRODUCCION

Esta contribución tiene por objeto presentar una curva de cambios relativos del nivel del mar para el Jurásico medio del suroeste neuquino, surgida a partir de la interpretación del análisis estratigráfico secuencial llevado a cabo por Zavala (1993).

La zona de trabajo comprende la faja de afloramientos del Jurásico inferior y medio (fms. Los Molles, Lajas y Challacó) vinculados a la "Dorsal de Charahuilla-Plottier" (Orchuela et al., 1981). Corresponden a depósitos clásticos mayormente marinos y en menor medida continentales, acumulados en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Geográficamente, se localiza a unos 30 kilómetros al sur de la ciudad de Zapala (fig. 1), y abarca las entidades orográficas conocidas como Lohan Mahuida, Sierra de Chacaico, Anticlinal Picún Leufú, Cerro Lotena y Cerro Granito.

A partir del levantamiento y análisis de 12 secciones estratigráficas de detalle (Zavala, 1993) se han reconocido para el Jurásico medio cuatro secuencias deposicionales (fig 2) denominadas JC4 (Toarciano superior alto (?) - Bajociano inferior alto), JC5 (Bajociano inferior alto - Bajociano superior alto), JC6 (Bajociano superior alto - Bathoniano inferior?) y JC7 (Bathoniano inferior alto? - Bathoniano superior alto?). En el caso de la secuencia JC4, esta se ha reconocido como integrada por cinco secuencias deposicionales de un orden menor, denominadas JC4.1 (Toarciano superior alto (?) - Bajociano inferior bajo), JC4.2, JC4.3, JC4.4 (Bajociano inferior medio) y JC4.5 (Bajociano inferior medio a Bajociano inferior alto). Las secuencias superiores de la secuencia deposicional JC4 (JC4.3, JC4.4 y JC4.5) se desarrollan solo

en el sector occidental del área de estudio (área Lohan Mahuida - Puesto Pichonleo - Puesto Bascuñan), estando truncadas hacia el este de la Sierra de Chacaico - Charahuilla.

Las secuencias deposicionales y sus límites se producen como consecuencia de bruscas variaciones en la capacidad de acomodación de las cuencas sedimentarias de vinculación marina, provocadas por cambios relativos en el nivel del mar. Estos últimos son el resultado de la interacción de tres variables (Vail *et al.*, 1987): (1) tasa de variación eustática, (2) tasa de subsidencia o de levantamiento del fondo de la cuenca y (3) tasa de aporte sedimentario. Cada uno de estos parámetros tiene la capacidad de modificar (aumentar o disminuir) el espacio potencialmente disponible para albergar sedimentos entre el fondo de cuenca y el nivel del mar, conocido como *capacidad de acomodación* de una cuenca. Es importante destacar que de las tres variables enunciadas, aquella que experimente las variaciones con mayor velocidad ejercerá un control preponderante en la sedimentación, provocando la migración hacia el interior de cuenca o hacia la costa del punto de equilibrio (punto a partir del cual no se crea nuevo espacio susceptible de contener sedimento) (Posamentier *et al.*, 1988). La migración del punto de equilibrio hacia el interior de cuenca causa una disminución en la acomodación de la cuenca, provocando el desarrollo de una discontinuidad estratigráfica hacia las zonas marginales. De la misma manera, una migración del punto de equilibrio hacia los bordes de la cuenca conlleva un rápido incremento en la acomodación de la cuenca, pudiendo desarrollarse un estadio de cuenca hambrienta en los sectores más profundos. Es importante notar la diferencia conceptual entre el punto de equilibrio y el punto de bisagra tectónica. El punto de bisagra tectónica (punto localizado hacia el borde de cuenca, a partir del cual no se registra subsidencia) presenta una posición fija, en tanto que la posición del punto de equilibrio varía en relación con los cambios relativos en el nivel del mar (Posamentier *et al.*, 1988; Mutti, 1990).

En cuencas con un suministro clástico normal, se considera que las variaciones en la posición del punto de equilibrio, y por ende en la capacidad de acomodación se deben principalmente a la interacción

entre la tectónica de la cuenca, en términos de subsidencia o levantamiento, y las variaciones eustáticas (de carácter global).

El desarrollo de las técnicas de análisis sismoestratigráfico, y posteriormente de análisis secuencial, por parte de los estratígrafos de la EXXON durante las décadas del '70 y '80, tuvo lugar a partir del análisis de secciones sísmicas y luego afloramientos en cuencas sedimentarias localizadas en un contexto tectónico relativamente estable, ya sea en prismas miogeocliniales maduros o cuencas intracratónicas. De esta manera, la creación de nuevo espacio para la sedimentación debido a causas tectónicas quedaba relegado principalmente a la subsidencia térmica de la cuenca, con tasas del orden de los 20 centímetros cada mil años (Van Hinte, 1978). Aun cuando se consideraba una subsidencia variable entre el punto de bisagra tectónica hasta un máximo en el centro de cuenca, siempre esta actuaría de manera secundaria, atenuando o enfatizando el carácter de las discontinuidades, las que serían controladas por los cambios eustáticos, de carácter global (Vail *et al.*, 1977; Hardenbol *et al.*, 1981; Posamentier *et al.*, 1988; Heckel, 1986). Hasta el presente, se han reconocido cinco órdenes de ciclicidad eustática (Vail *et al.*, 1984; Van Wagoner *et al.*, 1990; Goldhammer *et al.*, 1990) (cuadro 1), los que varían con frecuencias desde los 200-300 millones de años, para los ciclos de primer orden, hasta decenas de miles de años para los de quinto.

ORDEN	DURACION
primero*	200 a 300 Ma
segundo*	10 a 80 Ma
tercero*	1 a 10 Ma
cuarto*	0.1 a 1 Ma
quinto**	10 a 100 Ka

Cuadro 1

* Según Vail *et al.*, 1977; 1984. Ma: Millones de años.

** Según Van Wagoner *et al.*, 1990. Ka: Miles de años.

Si bien el modelo de la estratigrafía secuencial incluye en teoría la posibilidad de la existencia de contextos tectónicos que localmente ejerzan un control sobre la sedimentación, este es visto en gran medida como un fenómeno de tercer orden (Mutti, 1990).

La aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial a cuencas localizadas en contextos tectónicos activos ofrece particularidades ligadas principalmente a la introducción de una variable que hace necesario, en algunos casos, modificar parcialmente el modelo estratigráfico secuencial, ligado a las variaciones eustáticas, en virtud de una marcada actividad tectónica local y regional (Mutti, 1990). Unos de los primeros en afrontar esta problemática fueron Mutti y Sgavetti (1987), quienes aplicaron las técnicas del análisis secuencial a depósitos del Cretácico superior en los Pirineos centro meridionales (España). Estos depósitos corresponden a acumulaciones marinas en una cuenca de antepaís ("foreland"), y fueron afectados por actividad tectónica sindeposicional vinculada al crecimiento del anticlinal de Santa Engracia (Mutti y Sgavetti, 1987) durante unos tres millones de años (68-71 Ma).

El reconocimiento de secuencias deposicionales originadas por variaciones eustáticas en contextos tectónicos activos, depende fundamentalmente de la magnitud de dichas variaciones eustáticas. Si los ciclos eustáticos, tanto en amplitud como en frecuencia, son superiores a la deformación tectónica, los depósitos mostrarán patrones de apilamiento que responderán a los modelos clásicos de la estratigrafía secuencial, en los que los principales cortejos sedimentarios, originados por variaciones eustáticas, se disponen en una posición espacial predecible (Mutti y Sgavetti, 1987). En contextos tectónicos muy activos, la deformación estructural puede en gran medida oscurecer el registro de las variaciones eustáticas. No obstante, en cuencas con un moderado control tectónico, es posible identificar aquellas áreas en que la tectónica afecta y modifica los ciclos sedimentarios producidos por el eustatismo (Mutti y Sgavetti, 1987). Fuera de dichas áreas, es de esperar que el registro

sedimentario sea controlado por factores similares a aquellos que afectan a las cuencas de márgenes pasivos maduros (de índole eustática).

CAUSAS DE LOS CAMBIOS EUSTATICOS

Los cambios eustáticos se han atribuido a una variedad de procesos, como el avance y retroceso de los glaciares, variaciones en el influjo sedimentario, adición de aguas juveniles desde fuentes magmáticas, acortamiento cortical, inundaciones y desecaciones de pequeñas cuencas oceánicas, cambios en el volumen del sistema de dorsales meso-oceánicas, o la diferenciación continua de la litósfera. (Pitman, 1978; Donovan et al., 1979).

De estos factores, solo los mecanismos geotectónicos parecen tener la suficiente duración y magnitud como para controlar los ciclos de primer orden y la mayoría de los de segundo orden. En cuanto a las fluctuaciones eustáticas de tercer y cuarto orden, existen solo dos mecanismos conocidos capaces de generarlas:

1- Cambios de volumen en el sistema de dorsales meso-oceánicas, ya sea por variaciones en la tasa de acreción de los fondos oceánicos o por variaciones en la longitud del sistema de dorsales meso-oceánicas. Pitman (1978) estimó que una variación de 2 cm/año a 6 cm/año en la velocidad de acreción del fondo oceánico, para una dorsal de 40.000 Km, puede causar una variación eustática máxima de 1 cm/1.000 años.

2- El avance y retroceso de las calotas polares. El derretimiento total de todos los hielos continentales presentes causaría un ascenso del nivel del mar de entre 65-80 m (Brandt, 1986; Alley, 1990). Si se considera que parte de este ascenso eustático se compensaría por ajustes isostáticos del fondo de los océanos, la magnitud del ascenso podría oscilar entre los 40-50 m (Pitman, 1978). Las caídas del nivel del mar durante las glaciaciones del Pleistoceno se estiman en unos 100 metros debajo del actual nivel del mar (Donovan et al., 1979). De esta manera, la amplitud posible de las variaciones eustáticas entre las épocas glaciales pleistocenas y un completo derretimiento de los

hielos continentales es de aproximadamente 150 metros. La tasa de ascenso promedio del nivel del mar durante el Holoceno es de aproximadamente 10 m/ 1.000 años (Brandt, 1986).

Los cálculos Pitman (1978) y Pitman y Glovchenko (1983) muestran que la máxima velocidad de variación eustática causada por cambios de volumen en el sistema de dorsales meso-oceánicas no es lo suficientemente rápida como para controlar los cambios eustáticos de corta duración. Expresan que cambios en el nivel del mar tan rápidos como los mostrados en la carta de ciclos eustáticos de la EXXON (Haq et al., 1987) solo podrían formarse por fluctuaciones en el nivel del mar inducidas por glaciaciones. Estas han sido bien documentadas para el Pleistoceno, Mioceno temprano y tardío, Oligoceno, Jurásico y Carbónico-Pérmino. No obstante, algunos investigadores (Thorne y Watts, 1984) notaron que en gran parte de la columna geológica faltan evidencias de actividad glacial coincidentes con muchos otros períodos de mar bajo.

De acuerdo a otros indicadores de cambios climáticos, como los isótopos del oxígeno y microfósiles (Haq y Lohmann, 1976), los períodos de mar bajo generalmente corresponden a condiciones climáticas frías, en tanto que los de mar alto con condiciones climáticas cálidas (Vail et al., 1977).

Brandt (1986) cita evidencias de glaciaciones para el Sinemuriano y Pliensbaquiano (Jurásico inferior), y Aaleniano - Bathoniano (Jurásico medio) donde las evidencias glaciarias corresponden a glendonitas (pseudomorfos de la calcita), en el norte de Siberia. De acuerdo a la curva eustática de Haq et al. (1987) para el Jurásico inferior el nivel del mar se encontraría aún por debajo del nivel actual. Esto podría deberse a la existencia de englazamientos sobre áreas continentales.

Según Haq et al. (1987) a partir del Jurásico medio el nivel eustático global comenzaría un sostenido ascenso, para alcanzar durante el Bajociano-Bathoniano inferior, cotas de aproximadamente 100 metros por sobre los niveles actuales. Vail et al. (1977; 1984) expresan asimismo que las glaciaciones continentales son el único mecanismo conocido con tasas de variaciones eustáticas lo suficientemente rápidas como para controlar los ciclos eustáticos de

cuarto orden. Las fluctuaciones eustáticas debidas a cambios en el volumen de las calotas polares son tres veces más rápidas que los cambios eustáticos provocados por los cambios de volumen en el sistema de dorsales meso-oceánicas. Durante el último desenglazamiento, la tasa de ascenso eustático alcanzó los 24 mm/año (Fairbanks, 1989). Esta tasa de ascenso permitiría a este mecanismo controlar aun a los ciclos de quinto orden.

Las secuencias deposicionales de alta frecuencia, cuando son datadas bioestratigráficamente, aparecerían como sincrónicas entre distintas cuencas del mundo. Este sería un argumento a favor de que los cambios eustáticos cíclicos de alta frecuencia se vinculan a cambios eustáticos de escala global (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Si bien en contextos tectónicos relativamente estables las variaciones eustáticas parecerían ser las responsables de la generación de la mayoría de las discontinuidades estratigráficas, no es aconsejable aplicar indiscriminadamente el modelo eustático a un área dada sin evaluar adecuadamente la magnitud de la variable tectónica. Como fuera probado por Mutti (1990), las variaciones del punto de equilibrio debidas a causas tectónicas pueden superar localmente en varios ordenes de magnitud a aquellas eustáticas, provocando la generación de discontinuidades y secuencias deposicionales independientes del eustatismo, por lo que los modelos de estratigrafía secuencial deben ser readaptados de acuerdo a las condiciones de cada área en particular. De la misma manera, la correlación de las secuencias deposicionales supuestamente generadas por el eustatismo con las variaciones eustáticas globales propuestas por Haq *et al.* (1987) debe ser sumamente cautelosa, ya que muchos de los ciclos eustáticos representados en dicha carta se encuentran por debajo de la resolución bioestratigráfica y su utilización deliberada podría conducir a interpretaciones erróneas (Miall, 1992).

CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DE MAR EN EL JURASICO MEDIO DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina se encuentra, a grandes rasgos, localizada en un contexto tectónico pasivo, estando caracterizada en el intervalo analizado por una etapa de "mar marginal" sin desarrollo de corteza oceánica (Digregorio *et al.*, 1984). Localmente, en la zona de la Dorsal de Charahuilla-Plottier, existen evidencias en subsuelo de una actividad tectónica episódica relacionada a movimientos de ascenso transpresivo a lo largo de la Falla Huincul (Viñes *et al.*, 1987), al menos desde el Jurásico medio (Orchuela *et al.*, 1981; Ploszkiewicz *et al.*, 1984). Debido a esto, la aplicación en dicha región del modelo estratigráfico secuencial, ligado principalmente a las variaciones eustáticas, debe contemplar una valoración de la magnitud de la variable tectónica local.

Dentro del Jurásico medio del área en estudio, y específicamente dentro del Bajociano, las secuencias deposicionales reconocidas muestran internamente un arreglo lógico y predecible en la disposición vertical de sus cortejos sedimentarios. Esto permitiría interpretar que las variaciones más rápidas en la capacidad de acomodación de la cuenca, responsables de la generación de los límites de secuencia y del control de la acumulación dentro de cada secuencia deposicional, estarían dadas por los cambios eustáticos (Mutti y Sgavetti, 1987). La actividad tectónica relacionada a la "Dorsal de Charahuilla-Plottier" parece enfatizar notablemente el carácter de algunas discontinuidades, como es el caso de la que limita a las secuencias deposicionales JC4 y JC5 en el área de la Sierra de Chacaico - Lohan Mahuida, con una truncación erosiva estimada en más de 200 metros estratigráficos. Un ejemplo adicional de actividad tectónica sinsedimentaria se reconoce en la discontinuidad que limita a las secuencias deposicionales JC6 y JC7, dado que estas últimas secuencias se encuentran localmente en discordancia angular en la localidad de Bosque Petrificado.

Dentro de la jerarquía de variaciones eustáticas reconocidas hasta el presente, los límites de secuencia mayores parecerían controlados por oscilaciones eustáticas de 3º orden (de 1 a 5

millones de años), en tanto que las secuencias de facies somerizantes (parasecuencias) estarían en su mayoría generadas por ciclos de 40 (cientos de miles de años) y 5º orden (decenas de miles de años). Los ciclos de cuarto orden serían a su vez responsables de la generación de las cuatro secuencias superiores de la secuencia deposicional JC4.

De acuerdo a la distribución temporal de las distintas secuencias deposicionales reconocidas y de sus cortejos sedimentarios constituyentes, se ha elaborado una carta de variaciones eustáticas para el Jurásico medio del área en estudio. En la figura 2 se observa la curva de "onlap" costero inferida a partir del análisis de afloramientos, y las discontinuidades y secuencias reconocidas. Asimismo, se ha esbozado la curva de cambios relativos del nivel del mar para el intervalo Aaleniano tardío - Bathoniano medio. Del análisis de esta última curva y su comparación con la curva de variaciones eustáticas de Haq et al. (1987) surgen evidencias conjuntas de un periodo de mar bajo hacia fines del Bajociano tardío, pudiendo corresponder a un evento de glaciación. Posteriormente, se reconoce un marcado ascenso eustático hacia el Bajociano tardío. Este ascenso se acompaña en el área de estudio por un aumento en la diversidad de la palinofloras (García et al., m.s.) lo que podría indicar un mejoramiento climático (condiciones de invernadero).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALLEY, R.B., 1990. *West Antarctic collapse-How likely?*. Episodes, 13 (4): 231-238.
- BRANDT, K., 1986. *Glacioeustatic cycles in the Early Jurassic?*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1986 (5): 257-274; Stuttgart.
- DIGREGORIO, R.E., C.A. GULISANO, A.R. GUTIERREZ PLEIMLING y S.A. MINNITI, 1984. *Esquema de la Evolución Geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas*. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 147-162.

- DONOVAN, D.T. y E.J. JONES, 1979. *Causes of world-wide changes in sea level.* J. Soc. Geol. London, 136: 187-192.
- GOLDHAMMER, R.K., P.A. DUNN, y L.A. HARDIE, 1990. *Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic Platform carbonates.* Geological Society of America Bulletin, 102: 535-562.
- HAQ, B.U., and G.P. LOHMANN, 1976. *Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean.* Marine Micropaleontology. 1(2): 119-194.
- HAQ, B.U., J. HARDENBOL y P.R. VAIL, 1987. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.* Science, 235: 1156-1167.
- HARDENBOL, J., P.R. VAIL, y J. FERRER, 1981. *Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy.* Oceanologica Acta No. Sp. p. 3-44.
- HECKEL, P.H., 1986. *Sea level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America.* Geology, 14: 330-334.
- MIALL, A.D., 1992. *Exxon global cycle chart: An event for every occasion?* Geology, 20: 787-790.
- MUTTI, E., 1990. *Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica.* Memorie della Società Geologica Italiana, 45: 627-655 (1992).
- MUTTI, E., y M. SGAVETTI, 1987. *Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Aren strata in the Orcau-Aren region, South-central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences.* Ann. Univ. St. Ferrara. Sez. Sc. Terra. 1 (1): 1-22.

ORCHUELA, I., J.V. PLOSKIEWICZ y R. VINES, 1981. *Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina"*. VIII Cong. Geol. Arg., Actas III: 281-293.

PITMAN, W.C., 1978. *Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins*. Geol. Soc. of Am. Bull. 89: 1389-1403.

PITMAN, W.C. III, y X. GOLOVCHENKO, 1983. *The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins*. in D.J. STANLEY and G.T. MOORE (eds), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*: SEPM, Spec. Publ. 33: 41-58.

PLOSKIEWICZ, J.V., I.A. ORCHUELA, J.C. VAILLARD y R.F. VINES, 1984. *Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén*. IX Cong. Geol. Arg., Actas II: 163-169.

POSAMENTIER, H.W., M.T. JERVEY y P.R. VAIL, 1988. *Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual Framework*. in C.K. Wilgus *et al.*, eds., *Sea level changes: an integrated approach*: SEPM Spec. Publ. 42: 109-124.

THORNE, J.R., y A.B. WATTS, 1984. *Seismic reflectors and unconformities at passive continental margins*. Nature, 311: 365-368.

VAIL, P.R., J. HARDENBOL, y R.G. TODD, 1984. *Jurassic unconformities, chronoestratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and Bioestratigraphy*. in J.S. SCHLEE, (ED), *Inter-regional unconformities and hydrocarbon accumulation*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36: 129-144.

VAIL, P.R., J.P. COLIN, R.J. CHENE, J. KUCHLY, F. MEDIAVILLA, y V. TRIFILIEFF, 1987. *La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le*

Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. Geol. France, (8), III (7): 1301-1321.

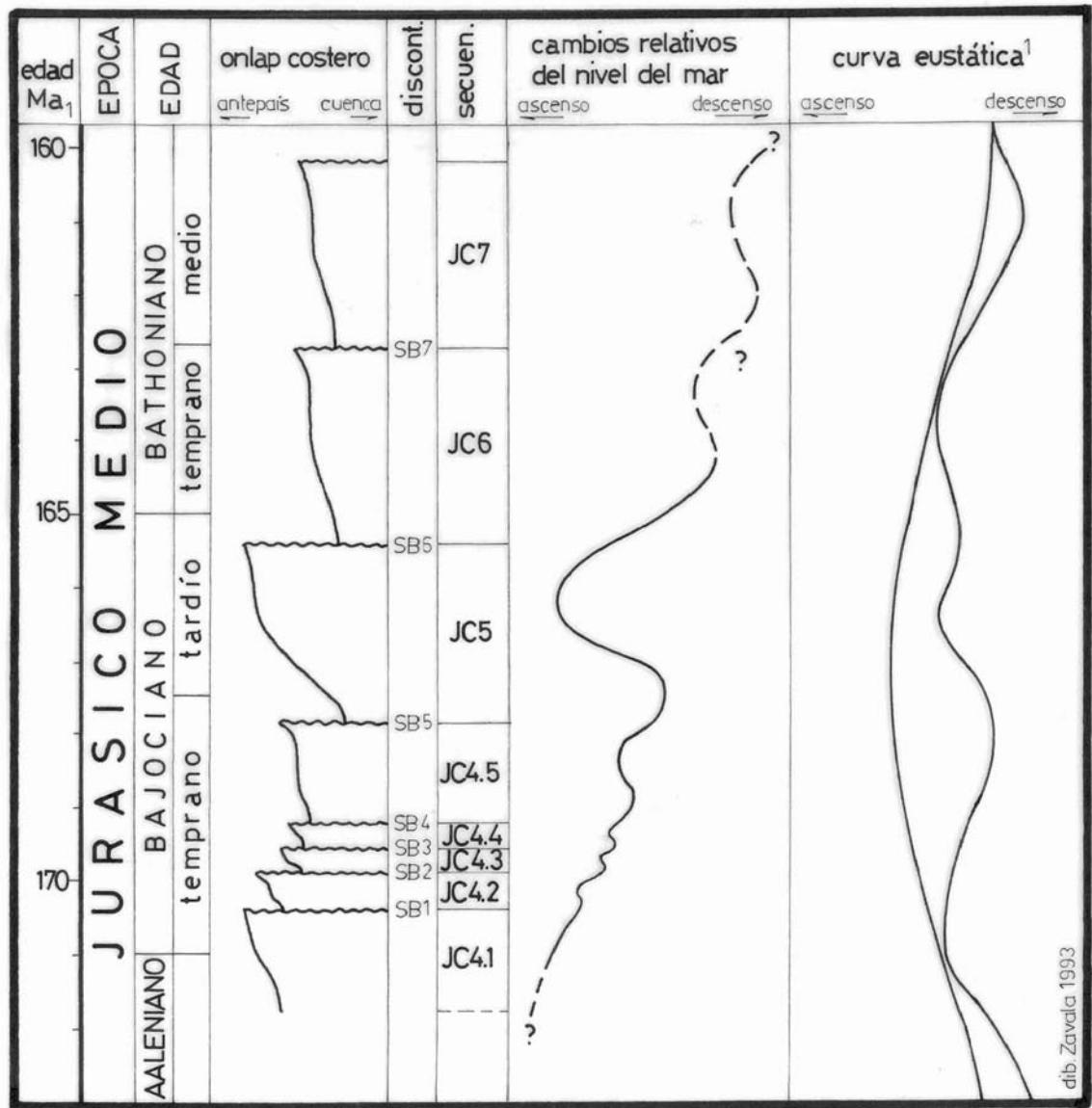
VAIL, P.R., R.M. MITCHUM, R.G. TODD, J.M. WIDMIER, S. THOMPSON, J.B. SANGREE, J.N. BUBB y N.G. HATLELID, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level.* in: Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 49-212. Tulsa.

VAN HINTE, J.E., 1978. *Geohistory Analysis - Application of Micropaleontology in Exploration Geology.* The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 62 (2): 201-222.

VAN WAGONER, J.C., R.M. MITCHUM, K.M. CAMPION y V.D. RAHMANIAN, 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High- Resolution Correlation of Time and Facies.* American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N°7, Tulsa.

VIÑES, R.F., L.C. VAILLARD y J.E. FOUCAULT, 1987. *Alto fondo de basamento y discordancias intracuyanas en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina.* X Cong. Geol. Arg., Actas I: 131-134.

ZAVALA, C., 1993. *Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina.* Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 249 p.



1: tomado de Haq et al. 1987