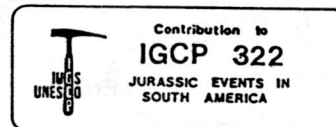


Resúmenes presentados durante la IV Conferencia de Campo del Proyecto IGCP-Unesco 322 "Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur", celebrado en Santafé de Bogotá (Oct. 30 -Nov. 2/95), y al cual asistieron delegados de Argentina, Cuba y Colombia¹.

Análisis Tectónico y Bioestratigráfico del Bajociano Marino de la Cuenca de la Ramada, Alta Cordillera de San Juan, Argentina.



P. PAMELA ALVAREZ

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria (1428), Buenos Aires, Argentina.

La comarca de estudio se encuentra ubicada en la Cordillera Principal de los Andes entre los 31°40' y 32°20' de latitud sur y los 70°40' de longitud oeste, en el extremo sudoccidental de la provincia de San Juan, Argentina (véase Fig. 1).

Las secuencias del Bajociano marino litoestratigráficamente corresponden a la Formación Los Patillos de edad pliesbachiana - caloviana inferior.

A partir del Jurásico temprano y hasta tiempos bathonianos la actividad tectónica imperante en la cuenca correspondía al desarrollo de las facies de subsidencia térmica de la Formación Los Patillos (RAMOS & ALVAREZ 1996). Durante el Bajociano temprano se observa el pulso de máxima expansión de la cuenca en donde el mar inunda completamente a la misma por primera vez, cubriendo sectores como la zona del Paso del Espinacito, La Ramada y Los Erizos los cuales actuaron como altos topográficos durante el Jurásico temprano. De este modo las secuencias del Bajociano poseen una distribución más amplia que las facies de "sinrift" del Triásico tardío de la Formación Rancho de Lata.

Los depósitos bajocianos a estas latitudes presentan un espesor que varía entre 30 m y 60 m aproximadamente, de acuerdo a su posición paleogeográfica dentro de la cuenca. En las localidades que se encuentran en el centro de la cuenca para esos tiempos se han reconocido ambientes de costa afuera ("offshore") caracterizados litológicamente por *mudstones* finamente laminados con grandes nódulos calcáreos fosilíferos. Estas secuencias en general se encuentran condensadas correspondiendo a un estadio de mar alto. En las cercanías del borde de la cuenca estos depósitos están caracterizados por facies de areniscas medias con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, laminación paralela y en algunos sectores estructuras de tipo "hummocky" correspondientes a alto régimen de flujo. Estas facies se interpretan como de cara de playa

("shoreface") media a alta dominada por eventos de tormentas. Dentro de estas secuencias los niveles de nódulos calcáreos se mantienen independientemente de la posición geográfica en la faja oriental de afloramientos jurásicos indicando un evento de precipitación química generalizado en la cuenca.

Las secuencias del Bajociano son las primeras que cubren realmente toda la cuenca. En las mismas se observa una profundización hacia el sector sur y hacia el oeste.

Bioestratigráficamente el Bajociano tiene una muy buena representación en la cuenca de La Ramada. Previamente la localidad del paso del Espinacito fue estudiada desde el punto de vista bioestratigráfico por STELZNER (1873), GOTTSCHKE (1878), BODENBENDER (en THORNQUIST 1898), SCHILLER (1912), HILLEBRANDT (1970, 1987), WESTERMANN & RICCARDI (1972, 1979), RICCARDI & WESTERMANN (1991), AGUIRRE URRETA & ALVAREZ (1993) y ALVAREZ (1996).

En la cuenca de La Ramada se han podido identificar las siguientes zonas de amonites correspondientes a este período de tiempo (ALVAREZ 1996).

Singularis Standard Zone: La misma se encuentra conformada por 20 metros de areniscas calcáreas con abundantes especímenes de *Pseudotoites singularis* (Thornquist), *P. sphaeroceratoides* (Thornquist), *Sonninia (Fissilobicerus) zitteli* (Gottschke), *S. (Papilliceras) espinazitensis* Thornquist y *S. (P) espinazitensis altecostata* Thornquist.

Giebeli Standard Zone: Esta zona fue reconocida en las localidades del Paso del Espinacito, Arroyo de las Vegas y Arroyo del Perfil. La misma se encuentra caracterizada por 5 m de areniscas calcáreas con intercalaciones de bancos de coquinas con abundantes restos de invertebrados *Emileia (Chondromileia) giebeli* (Gottschke), *E. (C.) giebeli giebeli* (Gottschke), *Sonninia (Papilliceras) espinazitensis* Thornquist y *Lytoceras* sp.

Humphriesianum Standard Chronozone: Dentro de la misma se han podido identificar dos subzonas:

Romani Subzone: La subzona originalmente europea se encontró en el Paso del Espinacito en un espesor de sedimentos de aproximadamente 5 m con *Stephanoceras (Stephanoceras) pyritosum* (Quenstedt).

¹ En el número siguiente de Geología Colombiana se publica el trabajo de MOJICA *et al.*, que presenta una síntesis actualizada de la geología del Jurásico Norandino, y la guía de la excursión preparada con motivo de la reunión arriba mencionada.

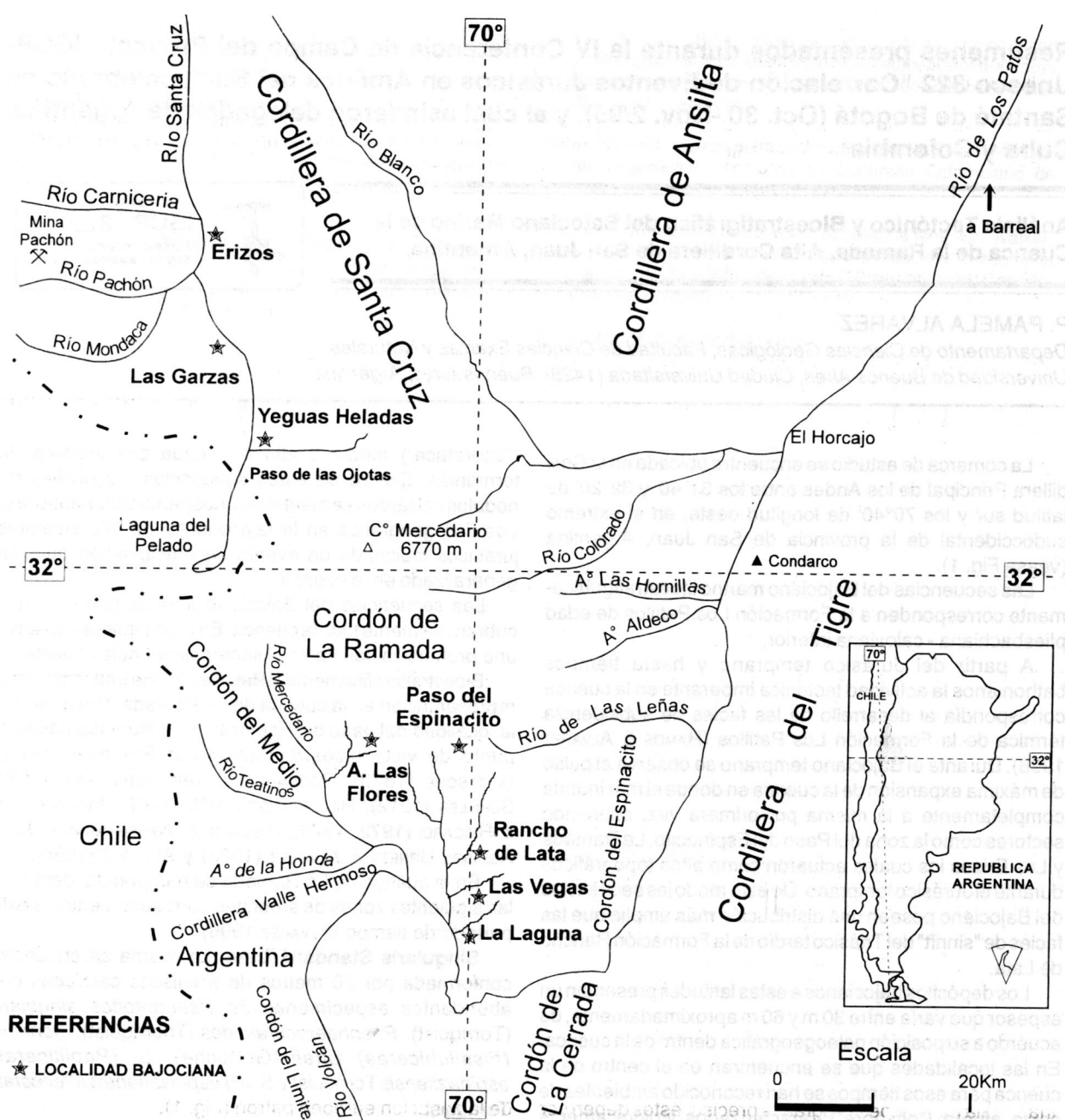


Fig. 1. Mapa de ubicación de las localidades estudiadas en la Cuenca de La Ramada.

Duashnoceras paucicostatum chilense Assemblage Subzone: Se reconoció la presencia de la misma en aproximadamente 12 metros de espesor en el Arroyo de Las Garzas, con *Duashnoceras paucicostatum* (Felix), *Cadomites* sp. y *Teloceras blangdeni* (Sowerby).

Rotundum Standard Chronozone: *Spiroceras orbigny* (Baugier y Sauzé) y *Megasphaeroceras magnum* Riccardi y Westermann se encuentran en 5 metros de sedimentos.

REFERENCIAS

AGUIRRE URRETA, M.B. & ALVAREZ, P.P. (1993): Un amonite

heteromorfo (*Spiroceratidae*) de Bajociano† superior del Paso del Espinacito. - *Ameghiniana* 30 (2): 129-134, Buenos Aires.

ALVAREZ, P.P. (1996): Jurassic ammonite assemblages of the Principal Cordillera of San Juan, Argentina. En Riccardi (ed.): *Advances in Jurassic Research. - GeoResearch Forum 1-2*: 45-54, Switzerland.

RAMOS, V.A. & ALVAREZ, P.P. (1996): Early Mesozoic tectonics of the High Andes of Argentina - Chile. En Riccardi (ed.): *Advances in Jurassic Research. - GeoResearch Forum 1-2*: 387-396, Switzerland.

GOTTSCHE, C. (1878): *Über Jurassische Versteinerungen aus*

der Argentinischen Cordillere.- *Palaeontographica*, Supplement III, 2(3): 1-50, Stuttgart.

HILLEBRANDT, A., von. (1970): Zur Biostratigraphie und Ammoniten-Fauna des südamerikanischen Jura (insbes. Chile).- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen 136: 166-211, Stuttgart.

_____. (1987): Liassic ammonite zones of South America and correlations with other province. With description of new genera and species of ammonites.- En: *Bioestratigrafía de los Sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur* (Ed. W. Volkheimer) I: 111-157, Mendoza.

RAMOS, V.A. & ALVAREZ, P.P. (1996): Early Mesozoic tectonics of the High Andes of Argentina - Chile. En Riccardi (ed.): *Advances in Jurassic Research*.- *GeoResearch Forum* 1-2: 387-396, Switzerland.

RICCARDI, A.C. & WESTERMANN, G.E.C. (1991a): Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine - Chilean Andes. Part 3: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae.- *Palaeontographica A* 216: 1-110,

Stuttgart.

SCHILLER, W. (1912): La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan.- *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 7(5): 1-68, Buenos Aires.

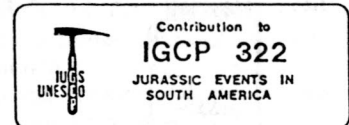
STELZNER, A. (1873): Über die argentinische Cordillera zw. 31° und 33° S.- *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, B.B: 726-744, Stuttgart.

TÖRNQUIST, A. (1898): Der Dogger am Espinazito-Pass.- *Palaeontologische Abhandlungen NF* 8 (2): 3-69, Jena.

WESTERMANN, G.E.C. & RICCARDI, A.C. (1972): Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine - Chilean Andes. Part I: Hidlocerataceae.- *Palaeontographica A* 140: 1-116, Stuttgart.

WESTERMANN, G.E.C. & RICCARDI, A.C. (1979): Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine - Chilean Andes. Part 2: Bajocian Stephanocerataceae.- *Palaeontographica A* 164: 85-188, Stuttgart.

Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Pliensbaquiano y Toarciano marino de la Argentina



M.P. IGLESIA LLANOS & H. VIZAN

Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria (1428), Buenos Aires, Argentina.

El presente trabajo forma parte de un estudio multidisciplinario que se está desarrollando en la Cuenca Neuquina, centro-oeste de la República Argentina, con el objetivo de lograr un mayor conocimiento sobre la estratigrafía del Jurásico de la región.

Las escalas magnetoestratigráficas del Jurásico temprano han variado con los años y según los distintos autores. Ello se debe por un lado, a la imposibilidad de correlacionar los resultados obtenidos con anomalías magnéticas de fondo oceánico para este tiempo, y por otro, a la dificultad de hallar perfiles aptos ya que, para establecer una escala magnetoestratigráfica precisa, éstos deben ser lo más continuos y completos posible. Es por ello que este tipo de estudios deben realizarse con preferencia en sucesiones donde existan buenos conocimientos acerca de la estructura y litología, y fundamentalmente, un detallado control cronoestratigráfico.

Por estos motivos, el muestreo paleomagnético de rocas pliensbaquianas y toarcianas se efectuó con un ajustado control bioestratigráfico sobre la base de invertebrados marinos. El asesoramiento en el campo fue provisto por un grupo de paleontólogos del Museo de La Plata (Argentina) dirigidos por el Dr. A.C. Riccardi, quien efectuó la identificación de los amonites. La presencia de estos fósiles constituye una herramienta fundamental para la definición cronológica, sobre la base de su correlación con la zonación patrón del Hemisferio Norte. Se tomaron también algunas

muestras de tobos y volcanitas para dataciones radiométricas y las mismas se están procesando actualmente.

El perfil presentado en este trabajo, denominado Rajapalo, se encuentra ubicado aproximadamente a los 37°S y 69°O, en la provincia del Neuquén. Los resultados que se presentaron con anterioridad (IGLESIA LLANOS & VIZAN 1994, 1995) comprendían los primeros 100 m del perfil, en donde se destaca la presencia de amonites de la zona *Fanninoceras disciforme* del Pacífico Oriental, equivalente en parte a las Zonas de *Margaritatus* - *Spinatum* de la zonación europea patrón (Fig. 1).

En el presente estudio se analizaron los niveles estratigráficos ubicados entre los 100 y los 300 m (S12-S22; Fig. 1). Estos conforman una sucesión mayormente sedimentaria compuesta por tobos, ignimbritas, conglomerados, areniscas líticas, coquinas, calizas y pelitas margosas. En la parte superior de la misma se hallaron amonites de la zona *Dactyloceras hoelderi* del Pacífico Oriental, por lo que a los primeros 300 m del perfil Rajapalo se le asigna una edad pliensbaquiana tardía - toarciana temprana.

Como resultado de la aplicación de varias pruebas de campo (prueba de la reversión, de direcciones antípodas, del conglomerado) (IGLESIA LLANOS & VIZAN 1994, 1995), se ha podido concluir que la magnetización aislada en la parte inferior del perfil es la primaria y de edad pliensbaquiana-

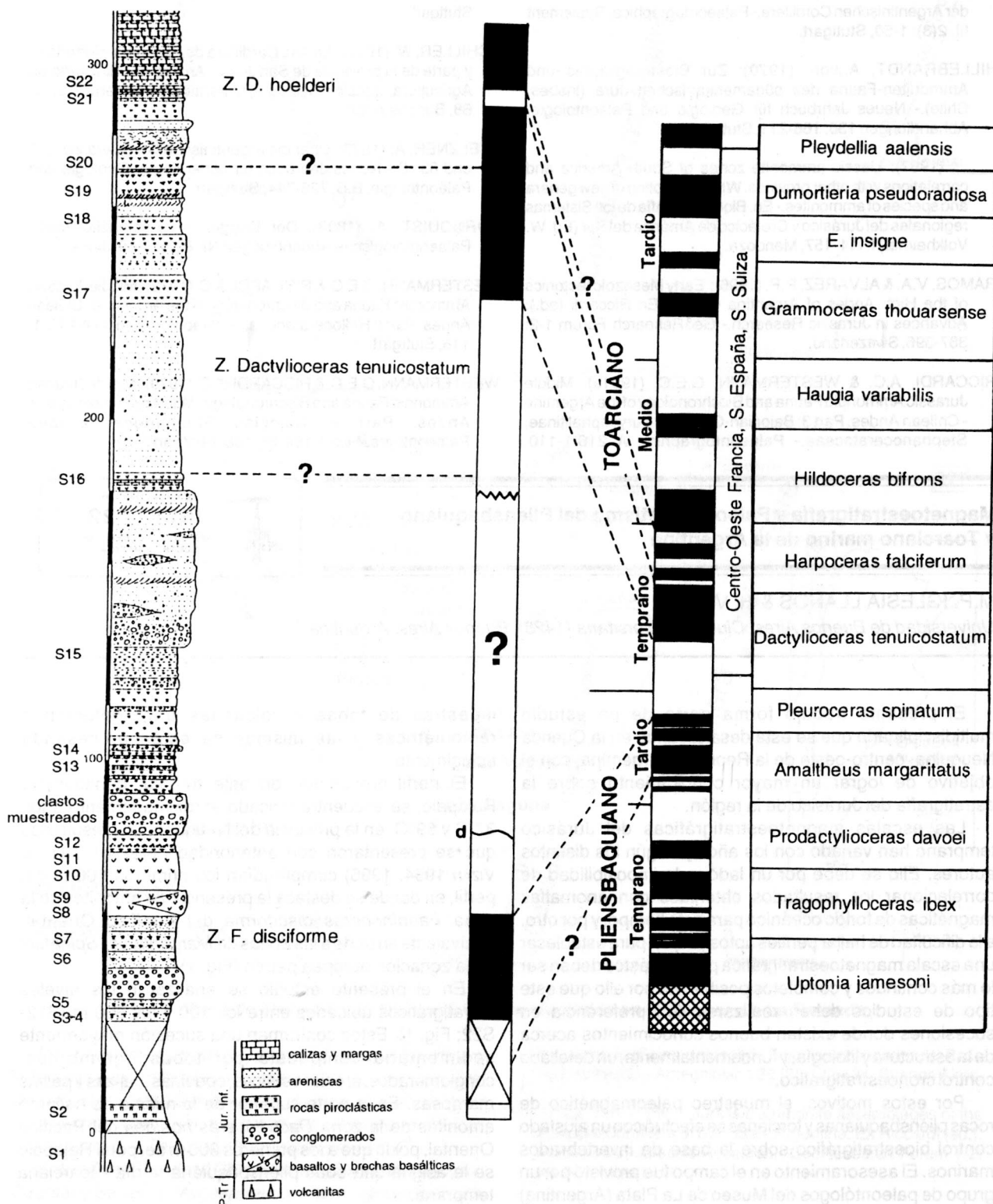


Fig. 1. Diagrama de la sucesión de las polaridades obtenidas para el perfil Rajapalo y su correlación con la escala magnetoestratigráfica internacional (modificada de Ogg 1994). Negro: normal; blanco, reverso; d: discordancia.

toarciana.

Hasta el momento de la presentación de este trabajo se procesaron un total aproximado de 100 muestras de mano, de las cuales se obtuvieron en general dos especímenes de cada una, tomando como promedio 3 especímenes por cada sitio. Los mismos fueron desmagnetizados por altas temperaturas y campos alternos (CA) de acuerdo a los diferentes comportamientos magnéticos que tuvieron las distintas litologías. En el primero se alcanzaron temperaturas máximas del orden de los 650°C, en tanto que en el restante los campos máximos aplicados llegaron hasta los 160 mT, realizando para cualquiera de los dos casos un promedio de 10 etapas de desmagnetización. En general, los mejores comportamientos paleomagnéticos correspondieron a los especímenes procesados por CA, por lo que consecuentemente, dicho método fue utilizado para la desmagnetización de la mayor parte de las muestras.

La sección en su conjunto presenta comportamientos paleomagnéticos diferentes en sus tramos inferior, medio y superior, resultando complejo definir las polaridades del campo magnético terrestre (CMT) y determinar el origen de la magnetización en algunos de sus tramos. Para la discriminación de las componentes paleomagnéticas fue necesario en la mayor parte de los casos emplear métodos estadísticos que operan con círculos de desmagnetización (cd) y en menor medida, análisis de componentes principales (KIRSCHWINK 1980). Las muestras fueron analizadas tanto a través de cortes delgados para su determinación petrográfica, como de cortes pulidos para identificar la existencia de minerales ferromagnéticos. En prácticamente ningún caso pudo confirmarse la presencia de estos últimos de este modo.

Las muestras del primer nivel (S12; Fig. 1) fueron identificadas como andesitas. La dirección de la magnetización característica se obtuvo a partir del método estadístico de cd de HALLS (1976), en tanto que la polaridad del sitio pudo definirse por análisis de componentes principales en dos de las seis muestras tomadas allí. De acuerdo a las temperaturas de bloqueo y fuerzas coercitivas involucradas, los minerales portadores de la magnetización corresponderían fundamentalmente a los de la serie titanomagnetita-magnetita, y en forma subordinada, a los de la serie hematita-ilmenita.

Desde este nivel hasta el sitio 15 aproximadamente a los 180 m (S13-S15; Fig. 1), las muestras corresponden a tobas y areniscas líticas. En este tramo no pudo determinarse la polaridad de los sitios (Fig. 1), ya que el procesamiento de los especímenes implicaba la desmagnetización simultánea de dos componentes normal y reversa. Los autores consideran que ello podría explicarse si el mecanismo de adquisición de la remanencia magnética permaneció activo cuando el sedimento se estaba consolidando, por lo menos durante dos intervalos de polaridad, en un momento donde posiblemente el CMT experimentaba una alta frecuencia de reversiones (GRADSTEIN *et al.* 1994). Ello podría haber posibilitado la orientación de las partículas ferromagnéticas más pequeñas con el CMT. Si así fuera, el sedimento podría registrar

simultáneamente las dos polaridades, a las cuales sería muy difícil asignar un orden cronológico seguro en relación con la mineralogía magnética. Sin embargo, la dirección del vector (sin determinar su sentido) resulta confiable, ya que el cambio de una polaridad a otra se habría producido en un tiempo geológico relativamente breve. La dirección de dicho vector fue obtenida a partir del método de cd de McFADDEN & MACELHINNY (1988). Se determinó que la magnetización es portada por minerales de fuerzas coercitivas y/o temperaturas de bloqueo bajas a medias, lo cual podría indicar que éstos corresponden a los de la serie titanomagnetita-magnetita.

A partir de los 180 m (S16; Fig. 1) las muestras corresponden a tobas de caída, tobas líticas con abundante sílice, coquinas y pelitas margosas con restos de invertebrados. Los especímenes obtenidos en los niveles S16 hasta S20 fueron en su gran mayoría procesados por CA. Prácticamente en ningún caso se logró la desmagnetización completa de los mismos por encima de los 160 mT, lo cual indica que el mineral portador de la magnetización tiene altas fuerzas coercitivas y altas temperaturas de bloqueo según se determina a partir de su desmagnetización térmica. Se puede asumir que éstos pertenecen fundamentalmente a la serie hematita-ilmenita.

A las muestras cuyos comportamientos magnéticos resultaron confiables como para determinar la dirección y polaridad del CMT, se les aplicó la prueba de la reversión de McFADDEN & MACELHINNY (1990). Para el caso del perfil Rajapalo dicha prueba resultó positiva (clase C), lo cual implica que las muestras con inclinaciones negativas y positivas conforman una sola población que registró las dos polaridades del campo magnético durante el lapso considerado.

A partir de los datos obtenidos en este estudio y otros anteriores, se elaboró un diagrama de la sucesión de polaridades hasta los 300 m del perfil Rajapalo (Fig. 1). En el mismo se observa una sección inferior predominantemente reversa y una superior predominantemente normal, y que en el conjunto se registran en total cinco reversiones de polaridad. Si se correlacionan estas polaridades con las biozonas de amonites del Pacífico Oriental, y éstas a su vez con las europeas patrón, puede obtenerse una correlación como la que se muestra en la Fig. 1.

El análisis magnetoestratigráfico en tales casos corrobora las edades determinadas por los fósiles. Pero en los sitios donde éstos carecen de precisión cronológica o están ausentes, la magnetoestratigrafía constituye una herramienta muy práctica y precisa para la definición cronoestratigráfica. En el perfil Rajapalo fue útil por ejemplo, para establecer con mayor detalle la zona de transición Pliensbaquiano-Toarciano, en la que no se encontraron fósiles, y para estimar que a los 300 m de espesor, la sucesión correspondería a niveles del, o próximos al Toarciano Medio (Fig. 1).

Cabe destacar que en este caso se establecen por primera vez correlaciones magnetoestratigráficas, entre América del Sur y el Hemisferio Norte para el Jurásico Temprano.

Finalmente, con las direcciones medias de remanencia obtenidas en forma confiable en cada sitio, se determinaron los polos geomagnéticos virtuales a partir de los cuales se obtuvo un polo paleomagnético (PP) pliensbaquiano-toarciario. El mismo es representado en la Fig. 2 como NQ, donde puede observarse que resulta consistente con otros PP de edades equivalentes obtenidos para el continente (Tabla I, Fig. 2). Es de destacar la coincidencia de los PP pliensbaquianos-toarciarios en una posición separada aproximadamente unos 30° de los del Jurásico Medio, lo cual sugeriría un muy rápido desplazamiento polar aparente para América del Sur en el Jurásico Temprano.

BIBLIOGRAFIA

GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F., OGG, J.G., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale.- *Journal of Geophysical Research*, v. 99: 24051-24074.

HALLS, H.C. (1976): A least-square method to find a remanence direction from converging remagnetization circles.- *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45: 297-304.

IGLESIA LLANOS, M.P. & VIZAN, H. (1994): Preliminary Magnetostratigraphic and Paleomagnetic data on early Jurassic rocks of Neuquén Basin (Argentina). En: Riccardi, A.C. (ed.), *Advances in Jurassic Research Proceedings of the 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology*.- Trans Tech Publications, Switzerland (en prensa).

_____ (1995): Datos Paleomagnéticos y Magnetoestratigráficos

preliminares del Jurásico temprano de Cuenca Neuquina (Argentina).- *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 3: p. 13-14.

KIRSCHVINK, J.L. (1980): The least-squares line and the analysis of palaeomagnetic data.- *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.

McFADDEN, P. & McELHINNY, M.W. (1988): The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in Palaeomagnetism.- *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 161-172.

McFADDEN, P. & McELHINNY, M.W. (1990): Classification of the Reversal Test in Palaeomagnetism.- *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.

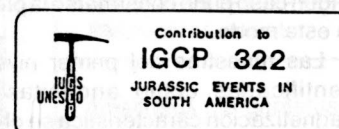
MENA, M. (1990): Correlación paleomagnética de diversos afloramientos del Complejo Marifil (provincia de Río Negro).- *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 136-144.

SCHULT, A. & GUERREIRO, S.C.D. (1979): Paleomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhao Basin, Brazil, and the time of opening of the South Atlantic.- *Earth and Planetary Science Letters*, 42 (3): 427-436.

VILAS, J.F. (1974): Palaeomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic Chon Aike Formation from Estancia La Reconquista, province of Santa Cruz, Argentina.- *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39: 511-522.

VIZAN, H. (1993): Marco geológico y Paleomagnetismo de unidades de la cuenca liásica del oeste de Chubut (Argentina).- Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, p. 1-299 (inédito).

Análisis Secuencial de Cuerpos Sedimentarios de la Formación Lajas (Jurásico medio, Cuenca Neuquina, República Argentina).



LUIS A. SPALLETTI

*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata y CONICET.
Calle 1 n° 644, La Plata, República Argentina.*

La Formación Lajas es parte de un sistema deltaico con secuencias de facies atribuidas a plataforma costa afuera-prodelta, bahía interdistributaria, barras de desembocadura, barras mareales y canales fluvio-mareales. Su parte inferior se asigna a un delta destructivo con depósitos de frente deltaico con dominio de olas; el tramo medio es interpretado como un depósito deltaico con dominio mareal y acción de olas subordinadas en el que se destacan cuerpos arenosos de sub e intermareal; el superior corresponde a un frente deltaico con dominio de olas que pasa a un sistema constructivo estuárico (fluvio-mareal).

Sobre la base del análisis de facies sedimentarias, icnofacies y arquitectura bidimensional, ordenamiento vertical y pasajes entre litosomas se definen cuatro distintos tipos de ciclos: a) parasecuencias (somerizantes) con predominio de depósitos mareales, b) ciclos asimétricos constituidos por sedimentos de bahía interdistributaria,

barra de desembocadura y canal fluvio-estuárico, c) ciclos asimétricos con capas arenosas cuspidales no canalizadas de alto régimen, que se interpretan como acumulaciones de deltas mareales y d) ciclos simétricos a ligeramente asimétricos con depósitos mareales. Estos últimos tienen todo el aspecto de parasecuencias, pero no lo son, ya que resultan de la migración de dunas mareales sobre depósitos de planicie fangosa intermareal. A diferencia de las parasecuencias, en estos ciclos los paquetes de grano más grueso representan condiciones de mayor profundidad del agua.

Los arreglos estratales de tipo a y d se consideran alocíclicos y se los ubica en la jerarquía de quinto orden, las de tipo c son autocíclicas, mientras que las de tipo B, dependiendo de su escala, pueden ser tanto auto como alocíclicas.

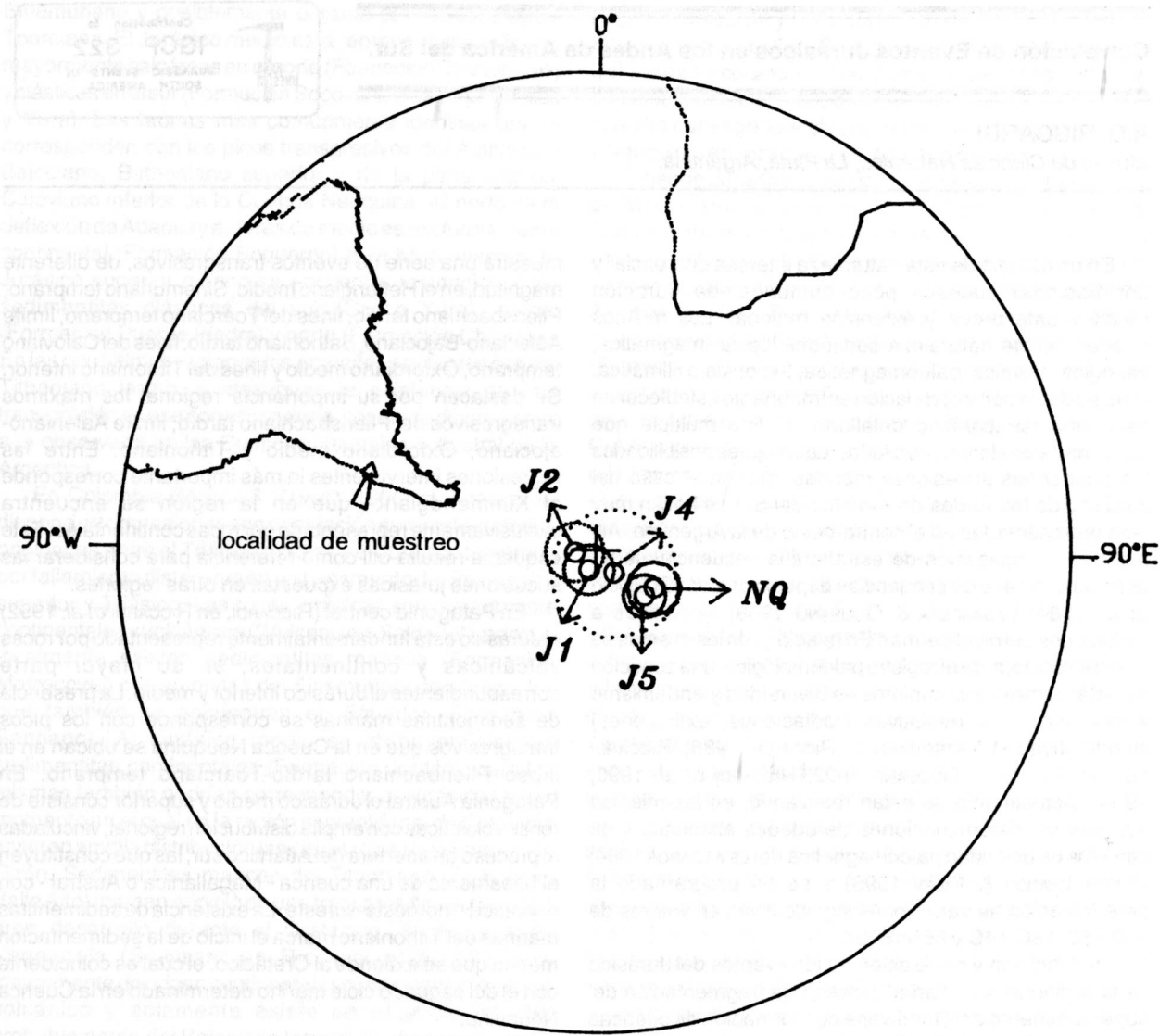


TABLA I

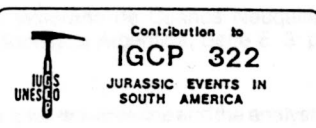
Localidad/Unidad Geol.	Nombre	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	Edad(Ma)	$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	Long(°E)	Lat(°S)	A_{95}	Ref.
Fm Lepá-Osta Arena	J5				132	74	5	Vizán (1993)
Complejo Marifil	J4	$174 \pm 10/164 \pm 10$	$178 \pm 1/183 \pm 2$		127	81	15	Mena (1990)
Fm Chon Aike	J1	166 ± 5	$168 \pm 2/170 \pm 4$		197	85	6	Vilas (1974)
Volcanitas Maranhao	J2	158 ± 12			263	85	7	Schult y Guerreiro (1979)
Rajapalo	NQ				106	75	6	Este trabajo

Fig. 2. Polos Paleomagnéticos (PP) del Jurásico de América del Sur. J5 y NQ corresponden al Pliensbaquiano - Toarciano.

Correlación de Eventos Jurásicos en los Andes de América del Sur.

A.C. RICCARDI

Museo de Ciencias Naturales, La Plata, Argentina.



En un estudio de esta naturaleza interesa diferenciar y correlacionar sucesos poco comunes, de duración relativamente breve y extensión regional. Los mismos pueden ser de naturaleza sedimentológica, magmática, biológica, química, paleomagnética, tectónica o climática. Para su definición y correlación es importante establecer un esquema estratigráfico detallado de tipo múltiple que comprenda los elementos citados. Las mejores posibilidades las brindan las sucesiones marinas, que en el caso del Jurásico de los Andes de América del Sur se hallan muy bien representadas en el centro-oeste de la Argentina. Allí mediante la aplicación de estratigrafía secuencial se ha definido una serie de secuencias deposicionales (GULISANO *et al.* 1984; LEGARRETA & GULISANO 1989) vinculadas a variaciones del nivel del mar. En relación con las mismas se ha establecido, para el registro paleontológico, una zonación de detalle, máximos-mínimos en diversidad y endemismo y modificaciones evolutivas (radiaciones, extinciones) significativas (WESTERMANN & RICCARDI 1985; RICCARDI 1991a; RICCARDI & GULISANO 1992; RICCARDI *et al.* 1990, 1994). Actualmente se están realizando, en las mismas sucesiones, determinaciones de edades absolutas y de cambios de polaridad paleomagnética (IGLESIA LLANOS 1994; IGLESIA LLANOS & VIZÁN 1996) y se ha programado la determinación de variaciones significativas en valores de $^{180}/^{160}$, $^{13C}/^{14C}$ y $^{86}Sr/^{87}Sr$.

La definición y correlación de los eventos del Jurásico de la región se vinculan al proceso de fragmentación del supercontinente del Gondwana con formación de cuencas de tipo extensional, desarrollo progresivo de cuencas de retroarco y, en ambos casos, la sedimentación y magmatismo asociados. Las características particulares y ordenamiento temporal de estos eventos estuvieron controlados por la geología del basamento pre-jurásico y la relación geográfica y estructural de cada sector con la progresión de la ruptura del supercontinente. Estos eventos determinaron modificaciones en las conexiones oceánicas del Océano Pacífico con el mar de Tethys, con la apertura del corredor Hispánico en el Tethys occidental y del corredor de Mozambique en el oriental y la sucesión de variaciones en el grado de endemismo de las faunas (WESTERMANN & RICCARDI 1985; RICCARDI 1991b).

En el caso del centro-oeste de la Argentina depresiones tafrogénicas con orientación noroeste-sureste fueron rellenadas, durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano por rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas y durante la mayor parte del Jurásico existió una cuenca de retroarco, i.e. la Cuenca Neuquino-Aconcaguina. El estudio de la sedimentación y la fauna marina de esta cuenca

muestra una serie de eventos transgresivos, de diferente magnitud, en el Hettangiano medio, Sinemuriano temprano, Pliensbachiano tardío, fines del Toarciano temprano, límite Aaleniano-Bajociano, Bathoniano tardío, fines del Caloviano temprano, Oxfordiano medio y fines del Tithoniano inferior. Se destacan por su importancia regional los máximos transgresivos del Pliensbachiano tardío, límite Aaleniano-Bajociano, Oxfordiano medio y Tithoniano. Entre las regresiones intervinientes la más importante corresponde al Kimmeridgiano, que en la región se encuentra exclusivamente representado por rocas continentales. Este esquema resulta útil como referencia para considerar las sucesiones jurásicas expuestas en otras regiones.

En Patagonia central (RICCARDI, en RICCARDI *et al.* 1992) el Jurásico está fundamentalmente representado por rocas volcánicas y continentales, en su mayor parte correspondientes al Jurásico inferior y medio. La presencia de sedimentitas marinas se corresponde con los picos transgresivos que en la Cuenca Neuquina se ubican en el lapso Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano. En Patagonia Austral el Jurásico medio y superior consiste de rocas volcánicas con amplia distribución regional, vinculadas al proceso de apertura del Atlántico sur, las que constituyen el basamento de una cuenca - Magallánica o Austral - con orientación noroeste-sureste. La existencia de sedimentitas marinas del Tithoniano marca el inicio de la sedimentación marina que se extiende al Cretácico, el cual es coincidente con el del segundo ciclo marino determinado en la Cuenca Neuquina.

En el norte de Chile (PRINZ *et al.* 1994) el Jurásico se dispone, sobre basamento permo-triásico, en una serie de depocentros con orientación norte-sur. La sedimentación marina, iniciada en el Triásico tardío, se extendió hasta el Hettangiano y alcanzó su máxima importancia en el Sinemuriano. Estuvo acompañada por actividad volcánica, la cual adquirió intensidad en el Sinemuriano tardío (Formación La Negra), especialmente en la Cordillera de la Costa, y se extendió hasta el Oxfordiano. Durante todo el Jurásico temprano la sedimentación estuvo controlada por la estructura del basamento y en el Jurásico medio por cambios eustáticos, con restricción en la sedimentación durante el Aaleniano, el Bathoniano y el Kimmeridgiano y acumulación de yeso en el Oxfordiano superior.

En el suroeste del Perú el Jurásico inferior está representado por una sucesión volcánica marina (Formación Chocolate) y hacia el oeste y norte, hasta Ecuador, por rocas calcáreas marinas (Grupo Pucará) correspondientes al Hettangiano-Toarciano. La litología y los amonites citados indican una transgresión durante el Hettangiano-

Sinemuriano y posiblemente durante el Pliensbachiano-Toarciano. El Jurásico medio está representado en facies mayormente calcáreas en el norte (Formación Chunumayo) y clásticas en el sur (Formación Socosani, Grupos Lagunillas y Yura). Las faunas más comúnmente identificadas se corresponden con los picos transgresivos del Aaleniano-Bajociano, Bathoniano superior y de la parte alta del Caloviano inferior de la Cuenca Neuquina. Al norte de la deflexión de Abancay el Jurásico medio es exclusivamente continental (Formación Boquerón) o se halla ausente. El Jurásico superior marino se encuentra restringido a las sedimentitas clásticas del sur (Grupo Yura), centro (Formación Puente Piedra) y norte (Formación Chicama). En las dos últimas regiones los amonites presentes son del Tithoniano tardío, y atestiguan la existencia de una transgresión que se correspondería, con cierto diacronismo, a la observada en las Cuencas Neuquina y Austral de la Argentina.

En Colombia (MOJICA & KAMMER 1995) el Jurásico se dispone en depresiones con orientación suroeste-noreste, originadas entre el Triásico medio y el Jurásico temprano por fallamiento distensivo en un basamento del Paleozoico superior y Triásico. Las rocas jurásicas son mayormente continentales y volcánicas ("Vulcanismo Saldaña"), aunque localmente existen sedimentitas marinas (Formación Morrocoyal) con amonites del Sinemuriano temprano, las que también se encuentran en Ecuador (Formación Santiago). Al Jurásico medio se atribuyen algunas sedimentitas continentales (Formación Jordán), pero las mismas también podrían corresponder al Jurásico tardío, momento en el cual en la región septentrional de Colombia tuvieron amplia distribución las capas rojas de la Formación Girón. Sedimentitas marinas del Tithoniano (Formación Valle Alto) marcan el inicio de una transgresión que alcanzó gran desarrollo durante el Cretácico. El Jurásico de Venezuela (SCHUBERT en RICCARDI *et al.* 1992) es mayormente de origen continental con un importante aporte volcánico y solamente existe un episodio marino, probablemente del Bajociano temprano, registrado en las Ofiolitas de Siquisique (BARTOK *et al.* 1985).

Las cuencas jurásicas de Ecuador, Colombia y Venezuela se habrían originado durante el inicio de la fragmentación del Gondwana, al igual que las de la parte austral del continente, aunque con una orientación simétricamente opuesta. Las similitudes con la Cuenca Neuquina del oeste de la Argentina se extenderían a la existencia de aporte volcánico durante el Jurásico temprano a tardío (?Kimmeridgiano) y a la existencia de eventos transgresivos en el Sinemuriano temprano, Bajociano temprano y Tithoniano.

El Jurásico tanto de América Central y del Caribe como de la Península Antártica resultan relevantes en relación con el del oeste de América del Sur para intentar una mejor comprensión de la cronología, extensión y significación de los eventos geológicos y paleontológicos reconocidos en la región. La Península Antártica (THOMSON, en RICCARDI *et al.* 1992) constituyó un arco magmático durante la mayor parte del Mesozoico, pero la existencia de sedimentitas marinas

(Grupo Fossil Bluff y Formación Latady) con amonites del Sinemuriano tardío, Bajociano tardío, Bathoniano-Caloviano temprano y especialmente del Tithoniano, en ambientes acrecionales, de ante- y retroarco, y anóxicos, muestra correspondencia parcial con las Cuencas Austral y Neuquino-Aconcagua de América del Sur.

Dejando de lado el Jurásico de América Central y el sur de México (SALVADOR *et al.* 1992), representado en los Terrenos Mixteca y Chortís y en las ofiolitas del Complejo Nicoya, el Jurásico de Cuba presenta características que pueden resultar útiles para comparar con las del oeste de América del Sur. El mismo (FERNÁNDEZ CARMONA 1994) está conformado por sedimentitas continentales a marinas (Formación San Cayetano) del Jurásico inferior-medio hasta Oxfordiano, correspondientes a un episodio de rift y secuencias calcáreas (Formaciones Jagua y Guasasa en Cuba occidental), del Jurásico superior, originadas en relación con un régimen de margen continental en una etapa de deriva. La Formación Jagua corresponde al Oxfordiano medio y superior y su fauna de amonites es correlacionable con la conocida en el norte de Chile y centro-oeste de la Argentina. La Formación Guasasa comprende los Miembros San Vicente, del Kimmeridgiano, y El Americano del Tithoniano medio-superior. La sucesión indica variaciones en el nivel del mar, con ambientes relativamente profundos en el Oxfordiano y -especialmente- en el Tithoniano y una somerización durante el Kimmeridgiano. El episodio de rift se corresponde con el inicio de fragmentación del Gondwana, con el que se vincula el inicio de la sedimentación del Jurásico en la mayor parte del occidente de América del Sur. La ausencia de evidencias definitivas de sedimentación marina durante el Jurásico temprano y medio no invalidan la existencia de una conexión intermitente entre las aguas del Pacífico oriental y el Tethys occidental en ese lapso (véase WESTERMANN & RICCARDI 1985; RICCARDI 1991b). Las evidencias transgresivas del Oxfordiano medio y Tithoniano y regresivas del Kimmeridgiano se corresponden con las observadas en otras localidades de América del Sur.

BIBLIOGRAFIA

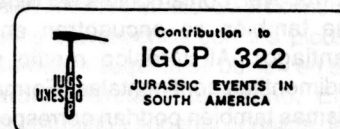
- BARTOK, P.E., RENZ, O & WESTERMANN, G.E.G. (1985): The Siquisique ophiolites, northern Lara State, Venezuela: a discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications.- Geological Society of America Bulletin 96: 1050-1055. Boulder, Colorado.
- FERNANDEZ CARMONA, J. (1994): Jurásico de Cuba.- Asociación Geológica Argentina, Ser. D, 1: 14-18. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A., GUTIERREZ PLEIMLING, A.R. & DIGREGORIO, R.E. (1984): Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén.- Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- IGLESIA LLANOS, M.P. (1994): Resultados paleomagnéticos preliminares en unidades jurásicas de la Cuenca Andina, República Argentina.- Asociación Geológica Argentina, Ser. D, 1: 24-26. Buenos Aires.

- IGLESIA LLANOS, M.P. & VIZAN, H. (1996): Preliminary magnetostratigraphic and paleomagnetic data on Lower Jurassic rocks of Neuquén Basin (Argentina). *En: Riccardi A.C., ed., Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum 1 & 2*, pp. 415-424.- TransTech Publications. Switzerland.
- LEGARRETA, L. & GULISANO, C.A. (1989): Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior).- *Serie Correlación Geológica 6*: 221-243. San Miguel de Tucumán.
- MOJICA, J. & KAMMER, A. (1995): Eventos Jurásicos en Colombia.- *Geología Colombiana 19*: 165-172. Bogotá.
- PRINZ, P., WILKE, H.G. & HILLEBRANDT, A. v. (1994): Sediment accumulation and subsidence history in the Mesozoic marginal basin of northern Chile. *En: Reutter, K.J., Scheuber, E. & Wigger, P.J., eds., Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 219-232. Springer Verlag.
- RICCARDI, A.C. (1991a): Significación estratigráfica de la diversidad de los amonites en el Jurásico de la Argentina.- *Congreso Geológico Chileno Actas 1*: 149-152.
- ____ (1991b): Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 87*: 155-189.
- RICCARDI, A.C. & GULISANO, C.A. (1992): Unidades Limitadas por Discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino.- *Revista Asociación Geológica Argentina 44 (3-4)*: 346-364.
- RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E. & MANCENÍDO, M.O. (1990): Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula.- *Newsletters on Stratigraphy 21*: 75-103.
- RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCENÍDO, M.O. & BALLENT, S.C. (1994): Middle Jurassic biostratigraphy of Argentina.- *Geobios, M.S. 17*: 423-430.
- RICCARDI, A.C., GULISANO, C.A., MOJICA, J., PALACIOS, O., SCHUBERT, C. & THOMSON, M.R.A. (1992): Western South America and Antarctica. *En: Westermann, G.E.G., ed., The Jurassic of the Circum-Pacific*, pp. 122-161. Cambridge University Press.
- SALVADOR, A., WESTERMANN, G.E.G., OLORIZ, F., GORDON, M.B. & GURSKY, H.J. (1992): Meso-América. *En: Westermann, G.E.G., ed., The Jurassic of the Circum-Pacific*, pp. 93-121. Cambridge University Press.
- WESTERMANN, G.E.G. & RICCARDI, A.C. (1985): Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean province and emigration to Tethys.- *Lecture notes in Earth Sciences 1*: 6-34. Springer, Berlin.

Hipótesis sobre el Marco Geodinámico de Colombia durante el Mesozoico temprano.

JEAN FRANCOIS TOUSSAINT

Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.



RESUMEN

El marco geodinámico del Oriente Colombiano debe ser estudiado en función de la tectónica de terreno que actuó en la esquina NW de Suramérica durante el Mesozoico temprano.

Una de las consecuencias de la aplicación de estos nuevos conocimientos es que el llamado Occidente Colombiano no estaba al frente del Oriente Colombiano en esta época, lo cual implica que las incursiones marinas que se detectan en el Oriente Colombiano no tuvieron que cruzar la Cordillera Central. Otra implicación es que el Batolito de Sonsón no se emplazó al W del Oriente Colombiano sino que posiblemente se emplazó al S para luego ubicarse en su posición actual por medio de una falla de dispersión dextral al final del Cretácico.

Finalmente se discuten algunos modelos de reconstitución de la posición de las placas y terrenos durante el Mesozoico temprano.

INTRODUCCION

El enfoque que se dará al análisis del marco geodinámico

del territorio colombiano durante el Mesozoico temprano se basa en los nuevos conocimientos adquiridos gracias a la aplicación de los conceptos de la Tectónica de Terrenos al estudio de la evolución estructural de esta región. Se tendrá en cuenta más particularmente los resultados obtenidos recientemente por TOUSSAINT y RESTREPO (1993, 1994 y 1995) y más específicamente la cronología de los eventos de acreción y amalgamación así como el nuevo mapa de los Terrenos de Colombia elaborado por estos autores (ver Fig. 1).

FORMACION DEL ORIENTE COLOMBIANO

A finales del Paleozoico el Terreno Chibcha se acercó al Bloque autóctono de Colombia probablemente por medio de movimientos de rumbo del paleo-sistema de fallas de Guacáramo y a partir del Mesozoico inferior se inició una evolución geológica similar en los dos bloques. En efecto, si bien los movimientos proseguirán a lo largo del sistema de fallas durante todo el Meso-Cenozoico, las unidades geológicas podrán correlacionarse, en adelante, de ambos lados del sistema de fallas, lo cual no era el caso durante el Paleozoico. Las primeras formaciones que se pueden

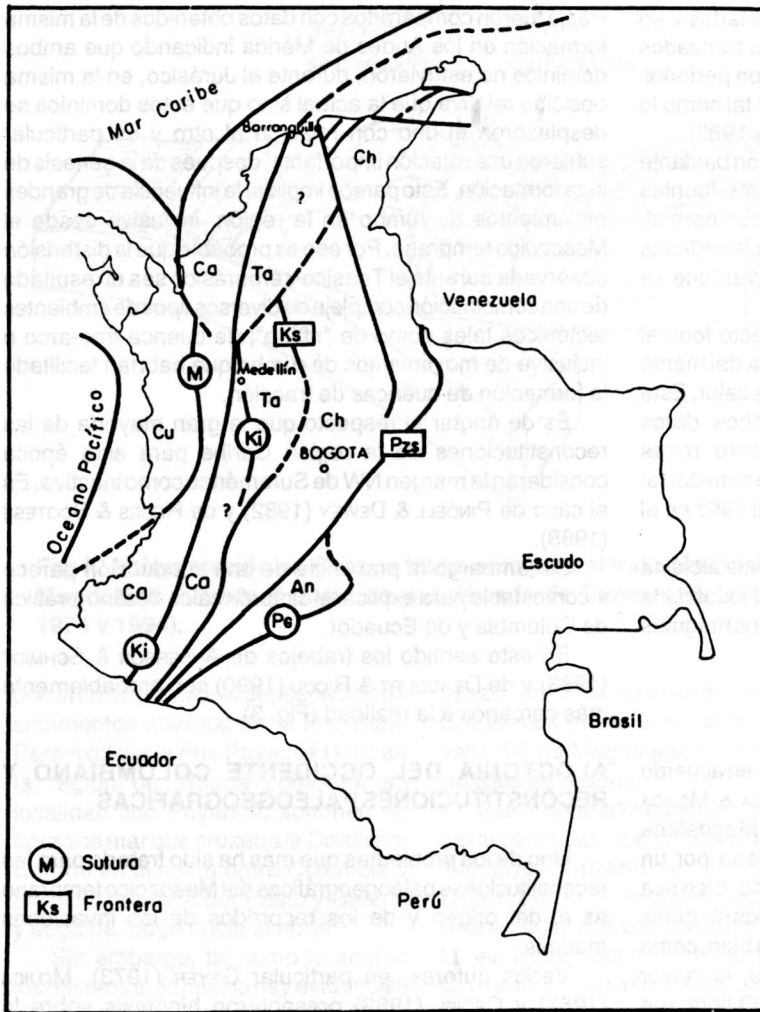


Fig. 1. Mapa esquemático de los principales terrenos de Colombia según TOUSSAINT & RESTREPO (1989 y 1994).

An: Terreno Andaquí; Ch: Terreno Chibcha; Ta: Terreno Tahamí; Ca: Terreno Calima; Cu: Terreno Cuna. PC: Sutura precámbrica; Pzs: Frontera paleozoica tardía; Ki: Sutura cretácica temprana; Ks: Frontera cretácica tardía; M: Sutura miocena.

correlacionar de ambos lados del sistema de fallas de Guaicáramo son las Fms. Santiago y Chapiza en Ecuador y la Fm. Motema en la Cuenca del Putumayo consideradas de edad mesozoica temprana y que son similares al menos a partes del Gr. Payandé (THERY 1982). El acoplamiento entre el Bloque autóctono y el Terreno Chibcha se produjo por lo tanto antes de la sedimentación de estas formaciones permitiendo así la constitución, desde entonces y solamente desde entonces, de un conjunto geológico llamado frecuentemente Oriente Colombiano.

LA DISTENSION Y SUS CONSECUENCIAS

La parte más occidental del Oriente Colombiano fue sometida desde el Triásico a importantes fenómenos distensionales relacionados con el principio de disgregación del supercontinente de Pangea el cual había sido formado

a finales del Paleozoico. Estos movimientos permitieron posteriormente la formación del Paleo-Caribe generado entre las placas de Suramérica y de Norteamérica.

Una red de fallas normales de direcciones NS, NW-SE y EN-SW afectó la corteza continental lo cual facilitó los movimientos verticales de bloques más o menos hundidos. Varias de las fallas que tuvieron, durante el Cenozoico, importantes removilizaciones con desplazamientos inversos o de rumbo parecen haberse generado desde los principios del Mesozoico como consecuencia de la distensión regional. Es probable que las fallas de Bucaramanga, de Suárez, de Salinas así como las que bordean, al occidente, la cuenca del río Magdalena se formaran en este momento. En cuanto al sistema de fallas de Guaicáramo, si bien se activó en esta época, su origen es todavía más antiguo ya que parece haber tenido un papel paleogeográfico importante desde el Precámbrico.

Una depositación detrítica continental empezó a llenar las cuencas de extensión siendo la sedimentación contemporánea con la subsidencia tal como lo indican los rápidos cambios de espesor y de facies de las principales secuencias y en particular de la Fm. Girón, de la Fm. Luisa y de la Fm. La Quinta.

Durante el Triásico la sedimentación se limitó a pequeñas cuencas separadas por altos fondos, pero luego afectó regiones más extensas. Como lo indicó CEDIEL (1968), en esta época tanto los movimientos tectónicos como la erosión de los macizos hercínicos fueron bastante rápidos.

Por su parte RADELLI (1967), anotó que los basamentos de los bloques estaban, en general, ligeramente inclinados hacia el E con acumulación mayor de sedimentos detríticos de este lado de las cuencas.

Durante estos tiempos, algunas regiones, como la de Bucaramanga, se mantuvieron siempre encima del nivel del mar pero otras se hundieron suficientemente para permitir transgresiones marinas locales como en la zona de Payandé, de Morrocoyal y del río Batá.

Los modelos presentados por CHACÓN (1981) y por MOJICA & MACÍA (1983) ilustran bastante bien el ambiente tectónico general de las cuencas las cuales eran

relativamente cerradas con relieves de ambos lados y en las cuales corrían ríos frecuentemente de tipo trenzados con débiles pendientes. El clima era caliente con períodos secos alternando con períodos más húmedos tal como lo indican los estudios sobre la paleo-flora (PONS 1983).

La ascensión de los magmas, de composición bastante variable, dependiendo de la profundidad de las fuentes originales, fue facilitada por el fallamiento, de tipo normal, que afectó las cuencas, produciendo en superficie cadenas de volcanes alineados y grandes flujos de lavas que se interstratificaban con los sedimentos.

Es probable que la distensión regional afectó todo el conjunto de la corteza y que produjo una subida del manto lo cual permitió un aumento regional del flujo de calor. Este fenómeno se reflejó en particular en muchos datos radiométricos K/Ar jurásicos obtenidos sobre rocas claramente paleozoicas y precámbricas que pertenecen al basamento del Terreno Chibcha tal como es el caso en el Macizo de Santander.

Los magmas riolíticos y dacíticos de tendencia alcalina provinieron probablemente de la fusión parcial local de la corteza continental superior mientras que algunos magmas basálticos tuvieron un origen más profundo.

EL AMBIENTE GEODINAMICO

Todo lo expuesto anteriormente parece estar en acuerdo con las hipótesis de ESTRADA (1972) y de MACÍ & MOJICA (1981) quienes suponen que la región del río Magdalena estuvo afectada durante el Mesozoico temprano por un proceso de "Rifting", bien sea de tipo aulocógeno, bien sea de tipo rift continental. Sin embargo, algunos de los magmas generados en esta época no son alcalinos y más bien, como lo indica MAZE (1984) en la Serranía de Perijá, la mayor parte de las rocas volcánicas de la Fm. La Quinta son claramente calcoalcalinas lo cual parece indicar más un ambiente de margen convergente que de rift.

La hipótesis de "rifting" parece bastante aceptable para explicar la mayor parte del vulcanismo pero el desarrollo de un importante cinturón magmático calcoalcalino de edad jurásica, constituido por los grandes batolitos que se extienden desde la SNSM hasta la República del Ecuador, no es compatible con un simple modelo de "rifting". Así, es muy probable que este gran cinturón se haya formado como consecuencia de la actividad de una zona de subducción paralela al arco magmático y la cual estaba probablemente localizada a cierta distancia hacia el occidente del arco (TOUSSAINT & RESTREPO 1974; BARRERO & VESGA 1976). En esta hipótesis la cuenca del río Magdalena habría tenido el papel de cuenca tras-arco ubicada al E del cinturón magmático calcoalcalino (Fig. 2).

Una cierta polaridad parece marcada en la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) por el aumento de la cantidad de potasio al alejarse el emplazamiento de los plutones de la fosa de subducción (TSCHANZ *et al.* 1974) aunque es necesario tomar estos datos con precaución.

Recientemente datos paleomagnéticos obtenidos sobre las rocas volcánicas de la Fm. La Quinta en la Serranía de

Perijá fueron comparados con datos obtenidos de la misma formación en los Andes de Mérida indicando que ambos dominios no estuvieron, durante el Jurásico, en la misma posición relativa que la actual sino que estos dominios se desplazaron el uno con relación al otro y en particular sufrieron una rotación importante, después de la génesis de esta formación. Esto parece implicar la influencia de grandes movimientos de rumbo en la región, inclusive desde el Mesozoico temprano. Por eso es probable que la distensión observada durante el Triásico y el Jurásico sea el resultado de una combinación compleja de diversos tipos de ambientes tectónicos tales como de "rifting", de cuenca tras-arco e inclusive de movimientos de rumbo que habrían facilitado la formación de cuencas de tracción.

Es de anotar al respecto que la gran mayoría de las reconstituciones de la región Caribe para esta época consideran la margen NW de Suramérica como inactiva. Es el caso de PINDELL & DEWEY (1982) y de ROSES & SCOTSE (1988).

Sin embargo la presencia de una subducción parece incontestable para explicar el cinturón calcoalcalino jurásico de Colombia y de Ecuador.

En este sentido los trabajos de ANDERSON & SCHMIDT (1983) y de DERCOURT & RICOU (1990) son probablemente más cercanos a la realidad (Fig. 3).

ALOCTONIA DEL OCCIDENTE COLOMBIANO Y RECONSTITUCIONES PALEOGEOGRAFICAS

Uno de los problemas que más ha sido tratado para las reconstituciones paleogeográficas del Mesozoico temprano es el del origen y de los recorridos de las invasiones marinas.

Varios autores, en particular GEYER (1973), MOJICA (1982) y CEDIEL (1983) presentaron hipótesis sobre la posición paleogeográfica de los brazos de mar que permitieron la transgresión marina sobre el basamento continental. El problema es complejo por el hecho de que las formaciones marinas del Oriente Colombiano no tienen continuidad longitudinal y a veces se encuentran como aisladas en medio de sedimentos de ambientes continentales. Como lo explica MOJICA (1982), es probable que esta dificultad se deba a que las comunicaciones entre las diversas regiones eran muy estrechas por estar ellas separadas por bloques más elevados que actuaban como barreras.

También otro factor que interviene en las dificultades encontradas para elaborar esquemas paleogeográficos coherentes es el hecho de que todas las hipótesis se basan en modelos exclusivamente autoctonistas en los cuales la Cordillera Central está supuestamente ubicada durante el Mesozoico temprano en la misma posición que la actual, es decir al frente del Oriente Colombiano.

Así, tanto GEYER (1973) como MOJICA (1982) suponen un brazo de mar proveniente del Océano Pacífico, cruzando la Cordillera Central, desde Cali hasta Ibagué para GEYER (1973) o desde Medellín hasta La Dorada y Honda para MOJICA (1982) para finalmente llegar entre Bogotá y Tunja

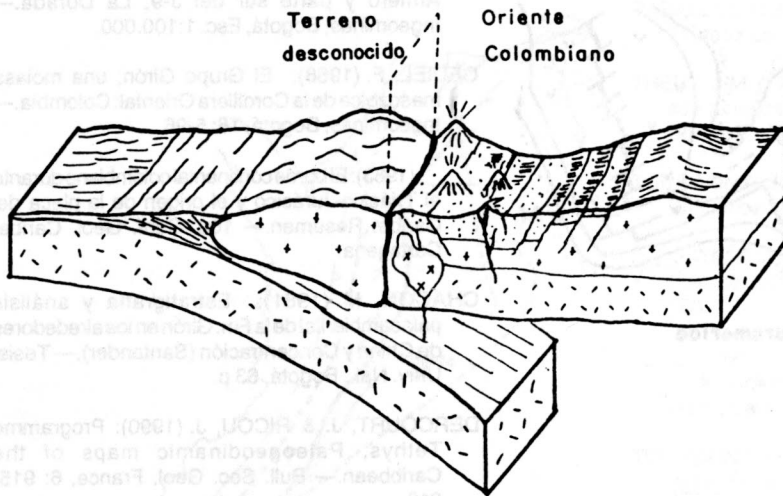


Fig. 2. Interpretación en Cuenca trans-arco para el Valle Medio del río Magdalena durante el Jurásico (modificado de TOUSSAINT & RESTREPO 1974 y 1994).

hacia el norte por un movimiento de dispersión dextral producido por la megafalla de Otú-Pericos, la cual representa la frontera entre el Oriente Colombiano y el Terreno Tahamí. Esta hipótesis aloctonista implica también buscar cuál terreno estaba al W del Oriente Colombiano durante el Mesozoico temprano ya que, como se indicó antes, no era el Terreno Tahamí. A esta pregunta, no es posible responder con seguridad en la actualidad pero las hipótesis de reconstitución de ANDERSON & SCHMIDT (1983) y de DER COURT & RICOU (1990) que postulan la presencia de varios bloques tales como los Bloques Maya o Chortis actualmente en Centroamérica pero que se habrían ubicado durante el Jurásico al W y al NW del Oriente Colombiano, merece ser cuidadosamente analizada.

RESEÑA GENERAL

1. Es a principios del Mesozoico temprano que se formó el Oriente Colombiano con la unión entre el Bloque autóctono y el Terreno Chibcha, unión que se realizó por medio de desplazamientos de rumbo a lo largo del Paleo-sistema de fallas de Guaicáramo.

2. La parte occidental del Oriente Colombiano fue sometida a una distensión regional que permitió la formación de grábenes limitados por fallas normales. En estas cuencas se depositaron importantes secuencias sedimentarias clásticas, generalmente continentales, y caracterizadas por capas rojas tal como es el caso para el Gp. Girón, la Fm. La Quinta y la Fm. Luisa. Sin embargo, pequeñas incursiones marinas epicontinentales afectaron localmente algunas regiones depositándose la Fm. Payandé, la Fm. Morrocoyal y la Fm. Batá.

3. Un volcanismo de composición bastante variada, desde ácida hasta básica, está asociado a la sedimentación que tuvo lugar en el Oriente Colombiano siendo controlado tectónicamente el emplazamiento de los magmas. Algunas unidades volcánicas parecen tener un origen cortical pero otras parecen representar un magmatismo generado por la

con el fin de permitir la deposición de sedimentos marinos de la Fm. Batá. Para explicar la Fm. Payandé tanto en la región de Mocoa como en su localidad tipo Payandé, suponen un brazo de mar que cruzaría la Cordillera Central en el límite entre Colombia y Ecuador, entraría por Pasto y Garzón y seguiría luego hacia el norte.

Sin embargo, tal como lo anotan los mismos autores, no hay evidencias de campo para apoyar estas hipótesis e inclusive actualmente está puesta en duda la existencia misma de sedimentos del Jurásico tardío en la Fm. Valle Alto, en el eje de la Cordillera Central un poco al sur de Medellín.

En una hipótesis aloctonista como la seguida por el autor de este trabajo, el problema de las conexiones marinas se plantea de otro modo. En efecto, tal como se analizará en el capítulo sobre la evolución cretácica, existen bastantes argumentos para considerar que el Occidente Colombiano, y por lo tanto la parte de la Cordillera Central que corresponde al Terreno Tahamí, no estaba al frente del Oriente Colombiano durante el Jurásico y que la unión entre ambos dominios sólo se realizó a finales del cretácico. Una consecuencia importante de esta hipótesis es que la región de Medellín no estaba al frente del río Batá durante el Jurásico y que la búsqueda de un

brazo de mar cruzando tanto la Cordillera Central como la región del valle del río Magdalena para llegar al río Batá es ilusoria.

Como se analizará luego, tanto las características de la sutura en el Terreno Tahamí y el Oriente Colombiano como las hipótesis presentadas por varios autores sobre la evolución del Caribe durante el Cretácico tardío suponen un movimiento dextral general entre el dominio Caribe y la placa Suramericana. Esta situación implicaría para Colombia que el Terreno Tahamí estuviera localizado durante el Mesozoico al sur de su posición actual (ver Fig. 4). Esta hipótesis tiene innumerables consecuencias sobre los ensayos de reconstituciones paleogeográficas y sobre los intentos de correlaciones. A título de ejemplo es de anotar que, en este marco, el Batolito de Sonsón, que pertenece al Terreno Tahamí, no se habría emplazado al occidente del cinturón magmático que afectó el borde W del Oriente Colombiano sino al sur de este.

Esta hipótesis deja inclusive la posibilidad de que el Batolito de Sonsón haya pertenecido a la parte meridional del cinturón que afectó el Oriente Colombiano pero que luego fuera desplazado de su lugar de emplazamiento original para ser llevado

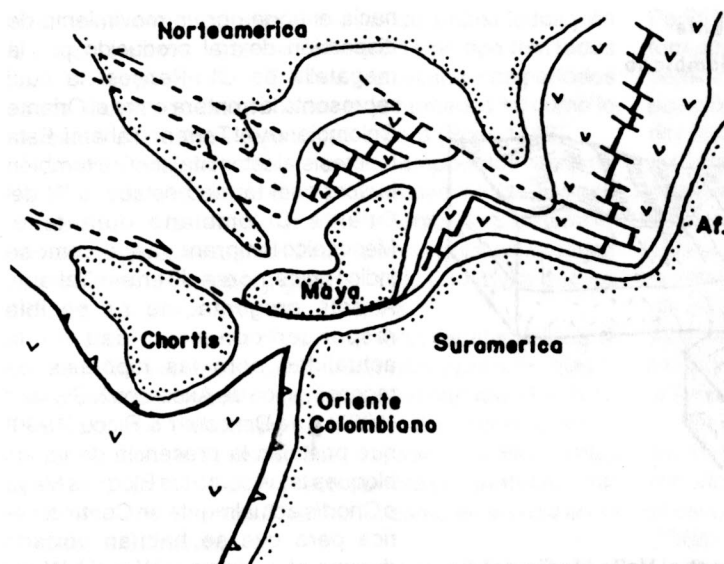


Fig. 3. Reconstitución de la región Caribe durante el Jurásico tardío según DERCOURT & RICOU (1990). Se observa la ubicación de los Terrenos Chortis y Maya al occidente del Oriente Colombiano.

actividad de una zona de subducción.

4. Un cinturón magmático de composición calcoalcalina afectó el borde W del Oriente Colombiano extendiéndose desde la SNSM hasta el sur del país. Este cinturón fue probablemente generado por un proceso de subducción cuya fosa estaba situada al occidente y noroccidente del cinturón magmático. En la SNSM parece detectarse una cierta polaridad magmática con las secuencias más potásicas ubicadas más lejos de la supuesta zona de subducción. De todas maneras, este evento magmático calcoalcalino es uno de los más importantes en la historia geológica de Colombia.

5. La distensión regional reconocida durante el Mesozoico temprano no corresponde a un simple modelo de rift sino que probablemente es el resultado de una combinación de varios ambientes tectónicos, tanto de rift relacionado con la apertura del Paleo-Caribe como de cuenca tras-arco relacionada con una subducción occidental. Además algunos movimientos de rumbo que habrían permitido la creación de cuencas de tracción son también bastante probables.

6. Es ilusorio buscar elaborar reconstituciones paleogeográficas autoctonistas para detectar en la Cordillera Central la posición de los brazos de mar que habrían permitido la sedimentación de la Fm. Payandé y de la Fm. Batá ya que todo el territorio colombiano ubicado actualmente al occidente de la falla Otú-Pericos no estaba probablemente en este sitio durante el Mesozoico temprano. En este marco se supone que la parte septentrional del Terreno Tahami estaba ubicado bastante más al sur de su posición actual.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ANDERSON, T. & SCHMIDT, V. (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 941-966.

BARRERO, D. & VESGA, J. (1976): Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9,

Armero y parte sur del J-9, La Dorada.— Ingeominas, Bogotá, Esc. 1:100.000.

CEDIEL, F. (1968): El Grupo Girón; una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental: Colombia.— Ingeominas, Bogotá, 16: 5-96.

— (1983): El borde continental colombiano durante el Triásico-Jurásico y el origen de la placa del Caribe. Resumen.— 10a. Conf. Geol. Caribe, Cartagena.

CHACON, M. (1981): Estratigrafía y análisis paleoambiental de la Fm. Girón en los alrededores de China y Concentración (Santander).— Tesis, Univ. Nal., Bogotá, 63 p.

DERCOURT, J. & RICOU, J. (1990): Programme Tethys, Paleogeodynamic maps of the Caribbean.— *Bull. Soc. Geol. France*, 6: 915-919.

ESTRADA, A. (197): Geology and Plate Tectonic History of the Colombian Andes. M. Sc. Tesis.— Stanford Univ., 115 p.

GEYER, O. (1973): Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien.— *Geol. Jb. Hannover*, B5: 1-156.

MACIA, C. & MOJICA, J. (1981): Nuevos puntos de vista sobre el magmatismo Triásico superior (Formación Saldaña), Valle Superior del Magdalena, Colombia.— *Zb. Geol. Paläont.* 1: 243-251.

MAZE, W.B. (1984): Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, Northwestern Venezuela: Geology and tectonic environments of red beds and volcanic rocks.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162: 263-282.

MOJICA, J. (1982): Observaciones acerca del estado actual del conocimiento de la Formación Payandé (Triásico superior), Valle Superior del Río Magdalena, Colombia.— *Geol. Colomb.*, 11: 67-91.

MOJICA, J. & MACIA, C. (1983): Breve síntesis sobre el estado actual del conocimiento del Jurásico en Colombia.— 10a. Conf. Geol. Del Caribe, Cartagena: 24 p.

MOJICA, J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes Colombianos. En: Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur.— Ed: Volkheimer & Musacchio, Tomo 1: 50-110.

PINDELL, J. & DEWEY, J. (1982): Permo-triassic reconstruction of Western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region.— *Tectonics*, 1: 179-211.

PONS, D. (1983): Contribution a l'étude paleobotanique du Mesozoïque et du Cenozoïque de Colombie.— Tesis, Un. P. y M. Curie, Paris: 665 p.

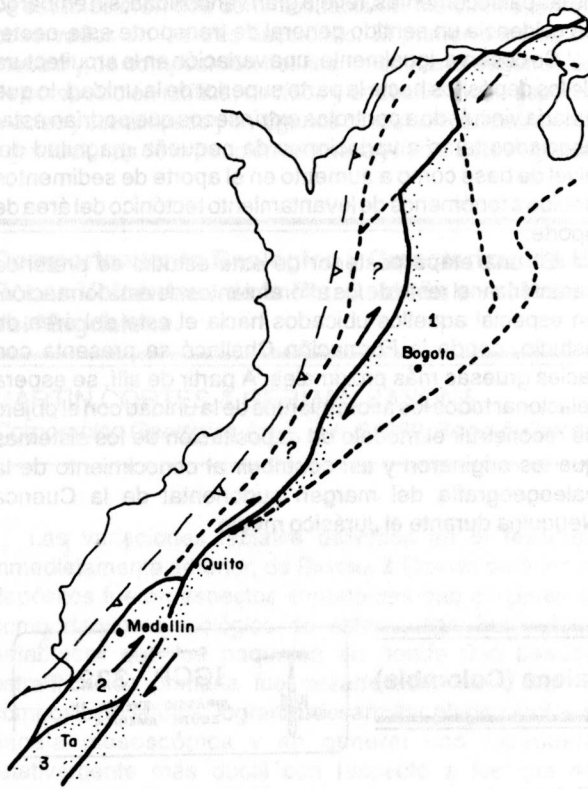


Fig. 4. Hipótesis sobre la posición del Terreno Tahamí al Sur de su ubicación actual por relación al Terreno Chibcha durante el Jurásico (según TOUSSAINT & RESTREPO 1994).

RADELLI, L. (1967): *Geologie des Andes Colombiennes*. - Tesis, Travaux Lab. Geol. Grenoble. Mem., 6: 1-457.

THERY, J.M. (1982): *Constitution du Nord-ouest du continent sud-américain avant les tectoniques andines*. - Tesis Univ. Bordeaux. Tomos I: 126 p., Tomo II: 147 p.

TOUSSAINT, J.F. (1993): *Evolución Geológica de Colombia: Precámbrico, Paleozoico*. Tomo I.- Univ. Nal., Medellín, 229 p.

____ (1994): *The Colombian Andes during Cretaceous Times*. In: *Cretaceous tectonics of the Andes*. - Ed. Vieweg, Alemania: 61-100.

____ (1995): *Terrenos, Acreciones y Amalgamaciones en los Andes Colombianos: una reseña*. - Mem. IX Congr. Latin Amer. Geol., Caracas, 14 p.

TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. (1976): *Modelos orogénicos de tectónica de placas de los Andes Colombianos*. - Bol. Cienc. De la Tierra, Univ. Nal. Medellín, 1: 1-47.

____ (1989): *Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica*. - V Congr. Col. Geol., Bucaramanga, Tomo I: 127-146.

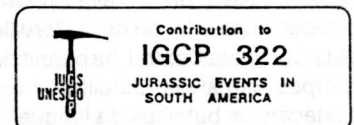
TSCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MEHNER, H. & CEBULA, G. (1974): *Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia*. - Geol. Soc. Amer. Bull., 85: 273-284.

VESGA, C.J. & BARRERO, D. (1978): *Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica*. - II Congr. Col. Geol., Bogotá, resumen: 1 p.

Los Sistemas Fluviales del tope del Grupo Cuyo (Jurásico inferior a medio) en el sector Sudoriental de la Cuenca Neuquina, Argentina.

GONZALO D. VEIGA

*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata y CONICET.
Calle 1 n° 644, (1900) La Plata, Argentina.*



Los depósitos que constituyen el Grupo Cuyo integran un conjunto de secuencias deposicionales que progradan hacia el centro de la cuenca y que se depositaron, en el sector sur de la Cuenca Neuquina, a partir del Pliensbaquiano hasta el Caloviano medio. Las unidades litoestratigráficas que conforman este Grupo se relacionan con las distintas facies sedimentarias interpretativas de estas secuencias. Clásicamente se consideró a esta porción de la columna estratigráfica como producto de una caída del nivel del mar que culmina con la deposición de las evaporitas de la Formación Tábanos en el centro de la cuenca. En la actualidad se considera que su deposición se desarrolló durante un estadio del nivel relativo del mar alto y que la

caída de este nivel se produce sólo a partir del Caloviano medio, momento en el que se deposita la Formación Tábanos. Así, las Formaciones Los Molles, Lajas y Challacó se corresponden con las facies de centro de cuenca, litorales y continentales de estas secuencias respectivamente. Las mismas conforman un cortejo de nivel del mar alto que se depositaría desde el Pliensbaquiano hasta el Caloviano inferior.

La Formación Challacó constituye las facies continentales de las secuencias que integran el Grupo Cuyo. De acuerdo a diversos autores la edad de esta formación podría ser la misma que la del Grupo Cuyo en su conjunto, para este sector de la cuenca. Sin embargo sólo

se han confirmado edades que van desde el Aaleniano al Bathoniano superior. Este dato contrasta con la idea clásica de asignarles una edad Caloviana por correlación con los depósitos de la Formación Tábanos. En general, aparece concordantemente por encima de la Formación Lajas y es cubierta, mediante una discordancia que se corresponde con los Movimientos Intracalovianos, por la Formación Lotena.

En el sector del Arroyo Picún Leufú se realizó un análisis sedimentológico de la Formación Challacó, que consistió en la confección de secciones columnares y fotomosaicos, a partir de los cuales se definieron la litofacies, litosomas y asociaciones básicas con el objeto de caracterizar los sistemas fluviales que la originaron. En este sector, los depósitos de la Formación Challacó constituyen una sucesión de aproximadamente 150 m de espesor, compuesta por cuerpos arenosos y areno-gravosos intercalados con depósitos pelíticos de coloración rojiza. Los mismos, fueron relacionados con sistemas fluviales meandrosos, de relativamente alta sinuosidad. El análisis

de las paleocorrientes, refleja gran variabilidad; sin embargo se evidencia un sentido general de transporte este-oeste.

Se observa, igualmente, una variación en la arquitectura de los depósitos hacia la parte superior de la unidad, lo que estaría vinculado a controles extrínsecos que podrían estar asociados tanto a variaciones de pequeña magnitud del nivel de base como a aumento en el aporte de sedimentos debido a fenómenos de levantamiento tectónico del área de aporte.

En una etapa posterior de este estudio se pretende caracterizar el resto de los afloramientos de esta formación, en especial aquellos ubicados hacia el este del área de estudio, donde la Formación Challacó se presenta con facies gruesas más proximales. A partir de allí, se espera relacionar todos los afloramientos de la unidad con el objeto de reconstruir el modelo de depositación de los sistemas que los originaron y así contribuir al conocimiento de la paleogeografía del margen sudoriental de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico medio.

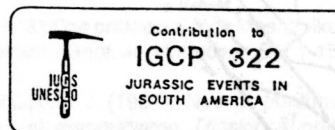
Los Plutones Jurásicos del Valle Superior del Magdalena (Colombia).

ALBERTO NUÑEZ

INGEOMINAS. Unidad Operativa Ibagué. A. A. 916, Ibagué (Colombia).

ALFONSINA BOCANEGRA & JORGE GOMEZ

Estudiantes Universidad de Caldas, Manizales (Colombia).



La cartografía geológica sistemática que adelanta INGEOMINAS, en el Valle Superior del Magdalena y las estribaciones oriental de la Cordillera Central y occidental de la Cordillera Central, ha permitido diferenciar numerosos cuerpos intrusivos, batolitos y stocks, entre los que se destacan los batolitos de Ibagué, Algeciras y el Plutón de Páez, y los stocks de Payandé, Dolores, Los Naranjos, San Cayetano, Garzón, Las Minas, Suaza y El Astillero.

Los análisis petrográficos indican tres grupos composicionales dominantes: tonalita - granodiorita - cuarzomonzodiorita, presente en la Cordillera Central; monzonita - cuarzomonzonita - granito, aflorante en la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena propiamente dicho; diorita - monzodiorita, que corresponde a cuerpos

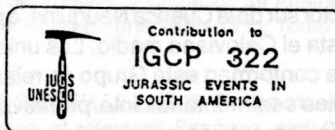
plutónicos expuestos en la Serranía de Las Minas, zona de transición entre el Valle del Magdalena y la Cordillera Central, en el suroccidente del Departamento del Huila. Adicionalmente se conocen pórfidos andesíticos - dacíticos, íntimamente asociados a las rocas volcánicas y volcanoclasticas de la Formación Saldaña, de edad jurásica. Estos plutones intruyen rocas metamórficas precámbricas, sedimentarias del Paleozoico y calcáreas, volcánicas y volcanoclasticas del Triásico-Jurásico.

Las relaciones estratigráficas y las similitudes litológicas muestran que casi todos los plutones pueden pertenecer a un mismo período geológico, lo que ha sido parcialmente confirmado por dataciones radiométricas, que han dado edades entre 131 y 181 m.a., que corresponden al Jurásico.

Variación Facial y Petrogénesis de los Depósitos de la Formación Saldaña, en el sector norte del Valle Superior del Magdalena.

GERMAN BAYONA & MARTIN CORTES

Corporación Geológica Ares, A.A. 51989, Bogotá, Colombia.



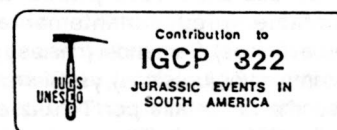
A partir del análisis facial y composicional de tres secciones estratigráficas de la Fm. Saldaña, localizadas

en el este (Alpujarra), centro-oeste (Ataco) y oeste (Olaya Herrera) del sector norte del Valle Superior del Magdalena,

se establecieron dos dominios faciales, los cuales fueron observados en las tres secciones. El primer dominio es macizo y de composición riolítica, mientras el segundo es de composición latítica, dacítica y andesítica, con aspecto macizo y estratificado y en algunos casos con bandeamiento y gradaciones de la fracción cristalina y lítica. Este segundo

grupo se observa con mayor frecuencia hacia el tope, mientras que el primero es de menor espesor y predomina hacia la base de la Fm. Saldaña. El contraste composicional y geométrico de estos dominios descritos refleja un cambio composicional de carácter félsico a uno intermedio en el magma o magmas que generaron estos depósitos.

Comportamiento Reológico y Caracterización Estructural de las Rocas Volcánicas de la Fm. Saldaña en el Valle Superior del Magdalena.



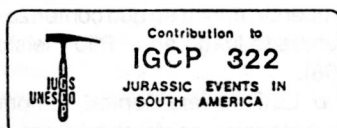
MARTIN CORTES & GERMAN BAYONA

Corporación Geológica Ares, A.A. 51989, Bogotá, Colombia.

Las variaciones faciales descritas en el resumen inmediatamente anterior, de BAYONA & CORTÉS para estos depósitos fueron aspectos importantes que dirigieron el comportamiento reológico de estas rocas, lográndose establecer que los paquetes en donde una pseudo estratificación primaria fue desarrollada, como los de composición latítica, lograron desarrollar plegamientos a escala mesoscópica y en general una respuesta relativamente más dúctil con respecto a los que no presentaban estratificación, como los cuerpos macizos

riolíticos cuya isotropía mecánica llevó a que su respuesta fuera por medio de fracturas no sistemáticas y fallas de cabalgamiento. Sin embargo, en ciertos dominios estructurales de las áreas estudiadas, la respuesta mecánica de la totalidad de las rocas fue frágil, desarrollándose cataclasitas, asociadas a sistemas de fallas específicos. El estudio estructural en detalle de estas rocas, permite identificar múltiples eventos de deformación, algunos de ellos de edad probable pre-cretácico.

Generalidades acerca de la geología de Colombia



JAIRO MOJICA

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá

Esta síntesis tiene por objeto presentar un cuadro de los rasgos más generales y destacados de la geología colombiana, que sirva de base para la mejor comprensión de los temas relacionados con el Jurásico, motivo de las investigaciones del Proyecto IGCP-UNESCO 322 "Correlación de Eventos Jurásicos en América del Sur". Debido a las restricciones de espacio, las referencias citadas se reducen al mínimo posible.

Desde el punto de vista fisiográfico y geológico, Colombia se divide en las siguientes regiones, o provincias, principales:

1. La extraandina, o Llanos Orientales, con alturas menores de 250 msnm, que constituye las cuencas hidrográficas de los ríos Orinoco y Amazonas (denominadas Orinoquia y Amazonia), y que en conjunto constituyen el borde pericratónico occidental del Escudo de Guayanas. La geología allí es relativamente simple y consiste sobre todo de una cobertera sedimentaria en forma de una cuña escasamente deformada que se engrosa hacia el occidente y que incluye materiales del Paleozoico Temprano, del Cretácico Joven y del Cenozoico, separados unos de otros

por discordancias importantes. Hacia los límites con Venezuela y Brasil ocurren asomos de un basamento Proterozoico ígneo-metamórfico (magmatitas y neises, vulcanitas, capas rojas), en el que se han reconocido eventos orogénicos y tectotermiales (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980; PRIEM *et al.* 1982; TEIXEIRA *et al.* 1989), denominados "Guriense" (3400-3700 Ma), Aroense o Imataca (2600-2700 Ma), Transamazónico (2200-1800 Ma), Parguacense (1450-1700 Ma), Nickeriense u Orinoquense (900-1200 Ma) y Brasileño (450-700 Ma). La Formación o Grupo Roraima (areniscas cuarzosas con edad entre 1600 y 1800 Ma), de gran extensión en Venezuela, Brasil y Guayanas, no parece estar presente en el sector colombiano.

2. La andina, que en Colombia comprende tres cordilleras bien distintas por su edad, constitución y evolución; además, en esta región debe incluirse la Serranía de Baudó-Panamá, una cadena costera baja, que empieza al norte del delta del Río San Juan y se continúa por todo el costado W de Centroamérica.

a. La Cordillera Oriental, que nace cerca de la frontera con Ecuador y llega, con una bifurcación secundaria (Serranías de Perijá y Mérida), hasta Venezuela, que muestra en superficie un predominio de una cobertera cretácica, en general con carácter marino litoral a nerítico, y de sedimentos del Cenozoico, pero que incluye macizos importantes como los de Garzón (granitos, neises, granulitas) de edades entre 1600 y 1200 Ma. (PRIEM *et al.* 1989), Quetame (predominantemente esquistos oscuros, predevónicos), Santander (neises y granulitas proterozoicas con intrusivos jurásicos), y la Sierra Nevada de Santa Marta (descrita en detalle por TCHANZ *et al.* 1974), en mucho similar al Macizo de Garzón, en especial por la presencia de granulitas (Los Mangos) con edades radiométricas Rb/Sr entre 750 y 1300 Ma. Además, la Cordillera Oriental es el lugar en donde se encuentran más afloramientos, no metamórficos, del Paleozoico Medio y Superior. Por lo demás, se tiene aquí el desarrollo más completo y potente del Cretácico colombiano, especialmente el depocentro denominado "Cuenca de Cundinamarca", que contiene algo más de 4000 m de sedimentos marinos litorales y de plataforma (BÜRGEL 1961; FABRE 1985). La transición entre los Llanos Orientales y la Cordillera Oriental (llamada Zona Subandina), con alturas entre 200 y 600 m, constituye una franja deformada, con excelentes trampas petrolíferas (COOPER *et al.* 1995; GUERRERO & SARMIENTO 1996), de las cuales se extrae hoy en día gran parte del petróleo colombiano (Cuencas de Arauca, Casanare, Meta y Putumayo). Como entidad orográfica independiente, la Cordillera Oriental existe apenas desde el Mioceno Medio a Superior, época en que comenzó el levantamiento fuerte, acentuado luego en el Plio-Pleistoceno (VAN DER HAMMEN 1958).

b. La Cordillera Central, compuesta en gran proporción por materiales polimetamórficos, esquistosos, néisicos y anfibolíticos (NELSON 1959; RESTREPO *et al.* 1991), cortados por intrusivos meso y paleozoicos, con edades radiométricas entre el Proterozoico (1200 Ma al SE de El Líbano, Tolima; VESGA & BARRERO 1978) y el Mesozoico, todas ellas afectadas por intrusivos y efusivos cenozoicos. El Sistema de Fallas de Romeral, localizado hacia la vertiente occidental, es considerado por muchos como la divisoria corteza siática y simática, o mejor entre el Oriente Andino (u Oriente Colombiano) y el Occidente Andino (u Occidente Colombiano), el primero con predominio de sedimentos de plataforma somera (afinidad "miogeosinclinal"), el segundo con abundancia de rocas oceánicas profundas (lavas y sedimentos oscuros asociados, con afinidad "eugeosinclinal") y ocasionales complejos ofiolíticos (McCOURT *et al.* 1984). La Cordillera Central, denominada con razón la espina dorsal de los Andes Colombianos, parece haber jugado un papel importante como umbral emergido durante el Triásico-Jurásico y casi todo el Cretácico, inundado totalmente a finales del mismo y emergido definitivamente a partir del Eoceno. Por esta razón la Cordillera Central ha constituido por largo tiempo una zona de aporte de materiales para los valles del Cauca y del Magdalena, y para el ámbito de la actual Cordillera Oriental y los Llanos Orientales,

cuando aquella no estaba aún emergida.

c. La Cordillera Occidental, integrada en su totalidad por rocas del Cretácico y del Terciario (BARRERO 1979), las primeras representativas de un piso oceánico levantado, las segundas de eventos intrusivos mineralizantes que causan abundancia de yacimientos metalogénicos, ante todo de sulfuros masivos y de oro y platino; localmente se tienen también recubrimientos de materiales cuaternarios. Una particularidad de esta cordillera es el carácter metamórfico de bajo grado (facies prehnita-pumpellyita; RODRÍGUEZ 1981) en la mitad meridional (Departamentos del Cauca y Nariño), donde afloran los Grupos Dagua (metapelitas y metaturbiditas con esporádicas interposiciones basálticas) y Diabásico ("Formación Volcánica"), ambos de edad cretácica joven; según AGUIRRE (1989), el metamorfismo que los afecta es del tipo de fondo oceánico. Por el contrario, en la mitad septentrional (Departamentos de Antioquia y Chocó), ocurren secuencias parecidas, pero no metamórficas, conocidas como Grupo Cañasgordas integrado por las Formaciones Barroso y Penderisco (ALVAREZ 1983). Dada la frecuencia de rocas básicas y ultrabásicas en el Occidente Andino, también comunes en el W de Ecuador y por todo el costado W de Centroamérica, GOOSENS *et al.* (1977) proponen integrarlas en un solo conjunto, denominado "Complejo Igneo Básico". Por su parte, BOURGOIS *et al.* (1982, 1987) postulan para la Cordillera Occidental un estilo tectónico de mantos de corrimiento transportados desde el NW, y en particular desde un paleoalto correspondiente, más o menos, con la Serranía de Baudó. Aún cuando los datos al respecto son pocos, es seguro que dicho levantamiento ocurrió luego de la deposición de la Fm. Vijes (?Eoceno Superior-Oligoceno?), expuesta en las cercanías de Yumbo, compuesta por calizas arrecifales y algáceas que reposan en discordancia, con un conglomerado basal potente y poligénico, sobre rocas del Grupo Diabásico.

d. La Serranía de Baudó, compuesta asimismo, y en su casi totalidad, por rocas de fondo oceánico levantado, que incluye una gran proporción de lavas almohadilladas asociadas con cuerpos ultrabásicos en las que se intercalan sedimentos pelíticos (cherts, entre otros) y areniscas turbidíticas. En la parte septentrional de la Serranía de Baudó y en la Isla de Gorgona, se encuentran también komatiitas (v. GALVIS & MOJICA 1993), lo cual constituye una curiosidad geológica, debido a su edad; posiblemente cretácica tardía. Aun cuando la información al respecto es muy fragmentaria, se considera que la mayor parte de las rocas de la Serranía de Baudó representa el Cretácico Superior-Terciario Inferior; no obstante, de acuerdo con observaciones recientes del Prof. E. SCHMIDT-EFFING (Univ. de Marburg), en algunas de las pelitas intercaladas en las lavas de la costa chocoana, se encuentran radiolarios indicativos de un lapso entre el Jurásico Terminal y el Cretácico Inferior, lo cual no resulta sorprendente, dada la similar posición tectónica y proximidad del Complejo de Nicoya. Para muchos autores (e.g. GALVIS 1982), la Serranía de Baudó representa un arco de islas emergido durante el Terciario, y producto de una zona de subducción localizada

al W del mismo.

e. Los valles interandinos del Magdalena, Cauca-Patía y Atrato-San Juan, de dirección predominante casi NS, que representan depresiones morfotectónicas rellenas con sedimentos del Meso y Cenozoico. Aunque la mayor parte del drenaje corre hacia el mar Caribe, gracias a la existencia de pequeños dinteles internos, el Patía y el San Juan corren hacia el Pacífico, donde forman los dos mejor desarrollados deltas del país. Por las características de su cobertera, dichos valles han sido y son motivo de exploración para hidrocarburos, pero hasta ahora sólo el Valle del Magdalena ha resultado productor. El Valle del Atrato-San Juan tiene gran importancia para la extracción de oro y platino aluvial, concentrados en sedimentos conglomeráticos y tobáceos expuestos en las terrazas de las partes altas de dichos ríos.

Debe mencionarse aquí, el Valle del Cesar-Ranchería, que separa la Sierra Nevada de Santa Marta de la Serranía de Perijá, que representa también un relleno mesocenoico, y que en su mitad oriental contiene los ricos yacimientos de carbón de El Cerrejón, La Loma y La Jagua, importantes para la exportación actual y futura. Este valle es además un objetivo actual para la búsqueda de hidrocarburos, ya que el Cretácico allí conservado muestra cierta afinidad con el de la Cuenca de Maracaibo.

3. Las llanuras de la costa caribe, que pese a su aparente uniformidad, comprenden dos sectores bien diferentes: la mitad oriental o "valle inferior" del Magdalena con una cobertera sedimentaria (casi sólo cenozoica) que descansa sobre un basamento siálico, ígneo-metamórfico, en el cual priman esquistos y neises predevónicos. Se encuentran allí modestos campos de hidrocarburos, principalmente de gas, como los de El Dificil, Cicuco, Chinú, Jobo-Tablón, Boquete y Zenón. La mitad occidental, que comprende los valles del Sinú y bajo Atrato con fundamento oceánico cretácico expuesto en la Serranía de San Jacinto (Fm. Cansona), y cobertera cenozoica, una gran parte marina, a veces de aguas profundas (DUQUE-CARO 1990), con secuencias turbidíticas y rellenos de paleocañones submarinos. Un atractivo geológico y turístico en esta región son los volcanes de lodo, reflejo de procesos diapíricos que juegan papel importante en el estilo tectónico del subsuelo; empero durante los sismos fuertes, allí muy frecuentes, los suelos tienden a la licuefacción, produciendo daños severos en las construcciones, tal como ocurrió en Murindó, en 1994.

4. La Península de La Guajira, que representa un elemento aislado, con geología propia, en la que en serranías bajas (Carpintero, Jarara, Macuira y Cocinas), recubiertas por sedimentos meso y cenozoicos. La Serranía de Cocinas constituye el llamado "Surco de La Guajira", orientado de W a E, que contiene una potente secuencia del Jurásico y del Cretácico. Las partes más bajas, que rodean las serranías están recubiertas por sedimentos terciarios, en general marinos y calcáreos, productores de gas en los campos de Chuchupa y Ballena. Desde el punto de vista geomorfológico, la península comprende dos regiones fisiográficas diferentes: a) la Alta Guajira, limitada al sur por la Falla de Cuiza; b) la Baja Guajira, limitada al sur por el

Sistema de Fallas de Oca. El basamento cristalino aflora en los núcleos de las Serranías de la Alta Guajira y se compone de las unidades que constituyen el Grupo Macuira (anfíbolitas, serpentinitas, neises y esquistos). La edad de este grupo es y ha sido motivo de controversia y se lo ha ubicado en el "pre-Meso-zoico", Paleozoico Superior, Cámbrico, pre-Devoniano, o Paleozoico Inferior pre-Cámbrico (detalles en MOJICA & DORADO 1987). A pesar de ello, una datación radiométrica U/Pb de 1200 Ma, obtenida en circones del Granito de Jojoncito (MACDONALD en IRVING 1971), localizado hacia el extremo W de la Serranía de Cocinas, confirma que el basamento de la Alta Guajira corresponde, en parte, sino en su totalidad, al pre-Cámbrico. Hasta ahora, en la Alta Guajira no se conocen sedimentos paleozoicos, de tal manera que el Mesozoico ha de recubrir discordantemente las diferentes unidades del Grupo Macuira.

REFERENCIAS

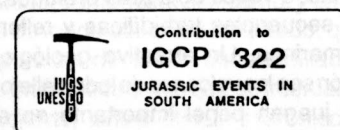
- AGUIRRE, L. (1989): Metamorfismo pre-orogénico cretácico y marco geotectónico. Cordillera Occidental de Colombia (Perfil Buga-Buenaventura). - Rev. Geol. Chile 16, 123-144, Santiago.
- ALVAREZ, J. (1983): Geología de la Cordillera Central y el Occidente colombiano, y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. - Vol. Geol. INGEOMINAS 26 (2), 1-175, Bogotá.
- BARRERO, D. (1979): Geology of the Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia. - Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, 4, 1-75, Bogotá.
- BOURGOIS, J., CALLE, B., TOURNON, J. & TOUSSAINT, J.F. (1982): The Andean Ophiolitic Megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera - Valle, Colombia). - Tectonophysics, 82, 207-229.
- BOURGOIS, J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., AZEMA, J., CALLE, B., DESMET, A., MURCIA, L.A., ACEVEDO, A.P., PARRA, E. & TOURNON, J. (1987): Geological History of the Cretaceous Ophiolitic Complexes of Northwestern South America (Colombian Andes). - Tectonophysics, 143, 307-327.
- BÜRGEL, H. (1961): Historia geológica de Colombia. - Rev. Acad. Col. Cienc. Exac. Fis. Nat., 9 (43), 137-191, Bogotá.
- COOPER, M.A., ADDISON, F.T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R.H., HAYWARD, A.B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A.J. & TABORDA, A. (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 79 (10): 1421-1443, Tulsa.
- DUQUE-CARO, H. (1990): The Chocó Block in the NW corner of South America, structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implication. - Jour. South Am. Earth Sc. 3 (1), 71-84, London.
- FABRE, A. (1985): Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). - Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 16 (XIX): 1-20, INGEOMINAS, Bogotá.

- Colombiano.- Geol. Colombiana 11, 7-43, Bogotá.
- GALVIS, J. & MOJICA, J. (1993): Geología. - En LEYVA, P. (Edit.). Colombia Pacífico, 80-95, Fondo FEN, Bogotá.
- GOOSSENS, P.J., ROSE, W.I., Jr. & FLORES, D. (1977): Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. - Geol. Soc. Am. Bulletin, Vol. 88, p. 1711-1720, 10 Figs., 5 tables.
- GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE DE AROZENA, J.M. & PICARD, X. (1980): Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas, Tomo 1, 407 pp.- FONINVES, Caracas.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996): Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en la Exploración Petrolera. - Geol. Colombiana 20, p. 3-66, 9 figs., Bogotá.
- IRVING, E.M. (1971): Evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. - Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá 19 (2): 1-90.
- McCOURT, W.J., ASPDEN, J.A. & BROOK, M. (1984): New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. - J. Geol. Soc., Vol. 141, 831-845, London.
- MOJICA, J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes colombianos. Parte A: Estratigrafía. - En: Volkheimer, W. (Edit.), 1987: Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, T1, El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos, Mendoza, Argentina.
- NELSON, H.W. (1959): Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. - Leidsche Geol. Meded. 22, 1-75, 28 Abb., Leiden.
- PRIEM, H.N.A., ANDRIESEN, P., BOELRIJK, A., de BOORDER, H., HEBEDA, E., HUGETT, A., VERMURDEN, E. & VERSCHURE, R. (1982): Geochronologic of the Precambrian in the Amazonas region of Southeastern Colombia. (Western Guiana Shield). - Geol. Minjbouw, 61 (3), 229-242.
- PRIEM, H.N.A., KROONENBERG, S., BOELRIJK, N.A. & HEBEDA, E.H. (1989): Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga. Basement underlying the 1.2 Ga. Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. - Precambrian Research, 42, 315-324, Amsterdam.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., CORDANI, U., KAWASHITA, K., LINARES, E. & PARICA, C. (1991): Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. - Mem. Simp. Magm. Andino y Marco Tectónico, T1, 1-24, Manizales.
- RODRIGUEZ, G. (1981): Facies prehnita-pumpellyita en rocas de los Grupos Diabásico y Dagua en la parte central y sur de la Cordillera Occidental, Colombia. - Geol. Norandina 3, 3-10, Bogotá.
- TCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MEHNERT, H. & CEBULLA, G. (1974): Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northern Colombia. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 273-284, Boulder.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. (1989): A review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. - Precambrian Research 42, 213-227, Amsterdam.
- VAN DER HAMMEN, Th. (1958): Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos. - Bol. Geol. VI (1-3), 67-127, 7 planchas, Bogotá.
- VESGA, C.J. & BARRERO, D. (1978): Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. - II Cong. Col. Geol., resumen: 1 p., Bogotá.

Resumen del Jurásico de Colombia.

JAIRO MOJICA & ANDREAS KAMMER

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá



El Jurásico colombiano se compone esencialmente de rocas acumuladas en ambientes subaéreos, a lo largo de una franja que se extiende desde el Ecuador y llega hasta Venezuela, y se conserva especialmente en los ámbitos de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena-Cesar Ranchería. Ocurrencias aisladas se tienen también en algunos pozos petroleros de las cuencas subandinas, en particular en las del Putumayo (Fm. Motema) y Arauca (capas rojas parecidas a la Fm. Girón). Asimismo, afloramientos extensos de este Jurásico ocurren también en la Península de La Guajira, en los bordes suroriental y suroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta y en el flanco oriental de la Cordillera Central. Las rocas que

componen el Jurásico colombiano son ante todo sedimentos vulcanoclásticos y capas rojas con espesores que en algunos sectores pueden superar 2000 a 3000 m, cifra aún no segura. Localmente se tienen sedimentos marinos del Liásico en la región de Santa María de Batá, al oriente de Bogotá y en la región de Morrocoyal, en la terminación septentrional de la Cordillera Central, cerca a la población de El Banco. Jurásico Superior, marino, se encuentra sólo en el Surco de Cocinas, en La Guajira, en facies arenosas calcáreas a arrecifales, coralinas y amonitíferas, que conforman la parte alta del Grupo Cocinas (es decir las Formaciones Cajú y Cuisa, *sensu* GEYER 1973). En algunos lugares se ha postulado la presencia de rocas del

Jurásico terminal (Tithoniano) como en la región al occidente de Villavicencio, en la Fm. Brechas de Buenavista (DORADO 1984), en la región de Valle Alto, al noroccidente de Manizales y en el mencionado Surco de La Guajira. En la mayoría de los casos, el Jurásico da secuencias incompletas, pobres en fósiles, que afloran en condiciones tectónicas complicadas, cerca de grandes fallas de cabalgamiento. El registro del Jurásico Medio y Superior, con la excepción arriba mencionada, no permite la identificación de pisos, ya que parece ser que durante este tiempo la depositación fue ante todo local y subaérea, de capas rojas muy pobres en material vulcanoclástico, o libres del mismo.

Además de las anteriores, el Jurásico colombiano contiene también intrusiones pequeñas, en general stocks con dataciones radiométricas entre 190 y 170 Ma. Para las rocas volcánicas, muy variadas (que incluyen coladas lávicas, aglomerados, tobas riolíticas, dacíticas y andesíticas (localmente basaltos y, a veces, ignimbritas), se tienen edades radiométricas entre 180 y 130 Ma. Se postula además la presencia de grandes batolitos de edad jurásica en la Cordillera Central en particular el Batolito de Ibagué. También se tienen cuerpos intrusivos al parecer de esta edad en el Macizo de Santander y en el Macizo de Garzón, ambos parte de la Cordillera Oriental. La imposibilidad de obtener edades estratigráficas precisas a partir de los sedimentos terrestres y volcánicos del Jurásico colombiano, y la consecuente dificultad para correlacionar espacialmente las diferentes unidades, son un obstáculo para las reconstrucciones paleogeográficas y paleotectónicas. Al respecto hay que anotar que, aún así, la información estratigráfica disponible permite interpretar el Jurásico colombiano como el resultado de múltiples eventos tecto-sedimentarios, ocurridos en un margen continental divergente, sometido a procesos tafrogénicos, que dieron lugar, en varias etapas, a una megaestructura del tipo rift supracontinental, o aulacógeno (MOJICA & KAMMER 1995), preformativo de la Cordillera Oriental. Los eventos antedichos tendrían que ver con la idea, ahora en boga, de la disgregación de la Pangea a partir del Triásico, y la consecuente separación de Norte y Suramérica.

La presencia de formaciones marinas someras, en algunos casos lagunares a parálicas, durante el Jurásico temprano y tardío indican ingresiones desde el noroeste y el sureste (GEYER 1979). Sin embargo, las conexiones directas con el Paleocaribe y el Paleopacífico son difíciles de localizar y de explicar, dado que la Cordillera Central parece haber actuado como una barrera emergida (Umbral Interandino) durante gran parte del Triásico y el Jurásico (NELSON 1959; BÜRGEL 1961, 1964; MACÍA *et al.* 1985; BAYONA *et al.* 1994).

TOUSSAINT (1995) considera "imposibles" las reconstrucciones paleogeográficas tradicionales o "fixistas" y opina que esta tarea sólo se logrará si se tienen en cuenta movimientos de bloques exóticos y terrenos alóctonos venidos, al parecer, desde el suroeste (quizás del Ecuador o del Perú), a lo largo de las grandes zonas de megacizalla, que "enfrentaron" terrenos que en el momento de su formación estaban muy

distantes unos de otros. No obstante, para la comprobación de esta idea, faltan aún datos paleomagnéticos detallados, amarrados a localidades y secuencias bien datadas, así como la identificación precisa de las mencionadas zonas de megacizalla.

Asimismo TOUSSAINT (*op. cit.*) considera que durante buena parte del Jurásico la tectónica fue ante todo compresiva y que dio lugar a una zona de subducción, localizada aproximadamente en el lugar actual del sistema de Fallas de Romeral-Dolores, con un arco volcánico principal en el eje de la actual Cordillera Central, en donde se produjeron procesos intrusivos y extrusivos, y una zona de arco trasero, sometida a distensión, en el lugar del Valle del Magdalena y gran parte de la Cordillera Oriental. Esta idea es sostenida también por BARRERO (1979) y BAYONA *et al.* (1994).

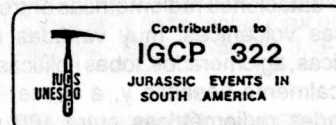
Mayores detalles con respecto a la estratigrafía y la tectónica local y regional, se encuentran en los trabajos de TRÜMPY (1943), GEYER (1973, 1982), CEDIEL *et al.* (1980), MOJICA & DORADO (1987), JAILLARD *et al.* (1990), RICCARDI *et al.* (1993) y MOJICA *et al.* (en prensa).

REFERENCIAS

- BARRERO, D. (1979): Geology of the Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia.- Publ. Geol. Esp. Ingeominas, 4, 1-75, Bogotá.
- BAYONA, G.A., GARCIA, D.F. & MORA, G. (1994): La Formación Saldaña: producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco.- Estud. Geol. Valle Sup. Magd., 1-1-21, Univ. Nal., Bogotá.
- BÜRGEL, H. (1961): Historia geológica de Colombia.- Rev. Acad. Col. Cienc. Exac. Fis. Y Nat., 9 (43), 137-191, Bogotá.
- _____. (1964): El Jura-Triásico de Colombia.- Bol. Geol. 12, 5-31, Bogotá.
- CEDIEL, F., MOJICA, J. & MACIA, C. (1980): Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña.- Newsl. Stratigr. 9 (2), 73-104, Berlín.
- DORADO, J. (1984): Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Brechas de Buenavista (límite Jurásico-Cretácico), oeste de Villavicencio, Meta.- Trab. Grado Univ. Nal., Depto. Geociencias, Bogotá.
- GEYER, O.F. (1973): Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien.- Geol. Jahrb., B5: 1-156, Hannover.
- _____. (1979): Zur Paläogeographie mesozoischer Ingressionen und Transgressionen in Kolumbien.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (6): 349-368, Stuttgart.
- _____. (1982): Comparaciones Estratigráficas y Faciales en el Triásico Norandino.- Geol. Norandina, 5, 27-31, Bogotá.
- JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. (1990): Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model.- J. Geol. Soc. London, 147, 1009-1022, 9 Figs.

- MACIA, C., MOJICA, J. & COLMENARES, F. (1985): Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Geol. Colombiana 14, 49-70, Bogotá.
- MOJICA, J. & KAMMER, A. (1995): Eventos Jurásicos en Colombia.- Geol. Colombiana 19, 165-172, Bogotá.
- MOJICA, J., KAMMER, A. & UJUETA, G. (en prensa): El Jurásico del extremo noroccidental de Suramérica, y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena, Oct. 30-Nov. 4/95, para el IV Encuentro de Campo del Proyecto IGCP-UNESCO 322 Jurásico de América del Sur.- Geol. Colombiana 21, Bogotá.
- NELSON, H.W. (1959): Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali.- Leidsche Geol. Meded. 22, 1-75, 28 Abb., Leiden.
- RICCARDI, A.C., GULISANO, A., MOJICA, J., PALACIOS, O., SCHUBERT, C. & THOMPSON, M.R.A. (1990): Western South America and Antarctica.- In WESTERMANN, G.E.G. (Ed.), "The Jurassic of the Circumpacific" Cambridge University Press, London.
- TOUSSAINT, J.F. (1995): Evolución geológica de Colombia. Tomo II Triásico-Jurásico.- Imprenta Univ. Nal., 187 pp, Medellín.
- TRÜMPY, D. (1943): Pre-Cretaceous of Colombia.- Geol. Soc. Am. Bull., 54, 1281-1304.

Tectónica Jurásica de la parte septentrional de la Cordillera Oriental de Colombia.



ANDREAS KAMMER

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá

Entre los eventos orogénicos pre-andinos de la Cordillera Oriental el que más ha prefigurado la tectónica actual es un evento jurásico de carácter distensivo. Debido a las reactivaciones neógenas de estas fallas jurásicas, se presenta generalmente la dificultad de su identificación como accidentes ancestrales. Sin embargo, se conoce al sur de Bucaramanga un ejemplo de una falla jurásica que ha sido fosilizada por debajo de un contacto basal no perturbado de sedimentos cretácicos y que muestra un salto sin-sedimentario de unos cien metros. Otra evidencia que ilustra la importancia de este evento orogénico, es una discordancia, a través de la cual capas rojas del Jurásico suprayacen las diferentes unidades del Paleozoico y el propio basamento metamórfico de la Cordillera Oriental. Asimismo, la naturaleza fanglomerática de dichas capas rojas, así como sus espesores variables, apuntan hacia paleo-escarpes importantes que coinciden en algunos casos con las fallas neógenas, especialmente en donde las capas rojas se presentan sólo a un lado y con los espesores mayores en dichas fallas.

Por lo general, las capas rojas "sin-orogénicas" están desprovistas de marcadores bioestratigráficos y sólo su ubicación entre sedimentos parálicos del Jurásico Inferior y los sedimentos clásticos transgresivos del Cretácico permite asertar su posición estratigráfica. A través de los contactos con las unidades infra- y suprayacentes podemos diferenciar, sin embargo, entre dos unidades tectono-estratigráficas:

1) Las Formaciones Bocas, Jordán y equivalentes exhiben en su base la discordancia angular que ha sido mencionada arriba. Son unidades vulcanoclásticas, que se caracterizan por deformaciones sin-sedimentarias y que cambian a conglomerados espesos en las cercanías de los

paleo-accidentes. En su tope, las capas rojas de estas formaciones están separadas de los sedimentos cretácicos en el interior o de los sedimentos de la Formación Girón en el flanco occidental de la Cordillera Oriental por otra discordancia angular. Con estos rasgos estas unidades deberían compararse con la Formación La Quinta de los Andes venezolanos y el Grupo La Gé de la Serranía de Perijá.

2) La Formación Girón consiste también de capas rojas, variablemente conglomeráticas, pero no-volcánicas que gradan en forma transicional a los sedimentos clásticos basales del Cretácico. Mantienen su ubicación actual al borde occidental de la Cordillera Oriental también durante la tectónica jurásica, y con esta posición pueden caracterizarse como sedimentos molásicos. Se comparan con el Conglomerado Seco de los flancos suroriental y noroccidental de la Serranía de Perijá.

El Macizo de Santander se presta particularmente bien para una restitución de la tectónica jurásica, por exponer ampliamente las unidades pre-cretácicas. En el interior de este macizo las fallas neógenas tienen, además, ángulos sub-verticales y con esta disposición sus dimensiones no deben haber cambiado significativamente durante la orogenia andina. El sustrato precretácico refleja a través de las diferentes unidades que conforman la base de los sedimentos cretácicos una tectónica en bloques. En altos estructurales, este sustrato está constituido por el basamento metamórfico e intrusivos ácidos a intermedios sin-tectónicos. Es de anotar que esta paleo-cresta coincide notoriamente bien con la culminación del actual Macizo de Santander, lo que subraya una vez más la prefiguración de la actual Cordillera Oriental por este evento jurásico.

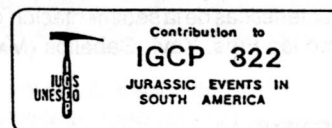
En los flancos del mencionado paleo-alto podemos

diferenciar entre dos estilos estructurales, ambos de carácter distensivo: un primero se caracteriza por fallas que definen una estructura en abanico con respecto a la cresta y bloques basculados en sentido del paleo-declive de sus flancos. Esta situación se asemeja a rotaciones sin-téticas en zonas de "rift" y está realizada en el flanco oriental de la actual Cordillera Oriental, al N de Pamplona. En el segundo estilo, las superficies de los bloques fallados se inclinaron hacia la cresta de la paleo-cordillera y las fallas ancestrales normales se caracterizan por buzamientos hacia sus bordes. Este estilo antitético se compara con una tectónica en bloques de dominó, que representa de hecho la situación

más común en los regímenes distensivos de zonas de "rift".

En esta tectónica de carácter distensivo se han producido, según se deriva de las espesas secuencias sin-tectónicas y molásicas, relieves considerables. Con su potencia de más de 4500m, la Formación Girón se compara con los espesores actuales de los depósitos molásicos neógenos del Valle Medio del Magdalena y del piedemonte llanero y cualquier modelo tectónico de la orogénesis jurásica debería basarse en esta combinación de distensión y levantamiento. Esta situación dificulta la aplicación de un modelo de un simple "rift", que se hubiera propagado en dirección N-S a partir del actual margen continental, a manera de un aulacógeno.

El Magmatismo Triásico superior - Jurásico en Colombia. Breve Síntesis.



CARLOS MACIA

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá, Colombia.

INTRODUCCION

Esta breve síntesis se presentó como parte del ciclo de conferencias previas a la IV Conferencia de Campo del Proyecto IGCP-UNESCO 322. Se muestra un cuadro generalizado de los tipos de roca y del marco geotectónico en que se originó el magmatismo que caracteriza buena parte del registro geológico Triásico superior - Jurásico en Colombia.

GENERALIDADES Y DISCUSION

El voluminoso y extenso registro litológico del magmatismo Triásico Superior - Jurásico en la región norandina (Colombia, Venezuela y Ecuador), está representado principalmente por rocas volcánicas piroclásticas, ignimbritas y tobas de caída, acompañadas de algunas efusiones de lavas y del emplazamiento de pequeños plutones, "Stocks" y diques, que intruyen a las vulcanitas. Acompañando el registro magmático se observan grandes secuencias de capas rojas, continentales y localmente con influencia marina en la región de Payandé.

Los productos piroclásticos están compuestos por materiales ácidos, principalmente riolíticos. Las lavas, relativamente escasas, son andesitas, riolitas y riodacitas y se mencionan algunas traquitas. Las rocas plutónicas, sin incluir los grandes batolitos "Jurásicos" cordilleranos, son predominantemente de afinidad granítica, con granodioritas, cuarzomonzonitas y granitos, localmente alcalinos como el granito riebeckítico de Límites (Santander) y algunos cuerpos gábricos en el valle superior de Magdalena, como en la región de Dolores (Tolima). Dataciones radiométricas confirman la edad de estos intrusivos, tanto en Colombia como en Ecuador y norte del Perú (MOJICA & DORADO 1987

& McCOURT *et al.* 1984). La presencia de basaltos, especialmente valiosos para interpretaciones petrogenéticas, no se ha confirmado plenamente.

La caracterización geoquímica confiable, tan deseable como necesaria, de las rocas magmáticas y en especial de las vulcanitas, ha resultado especialmente difícil por la generalizada y frecuentemente profunda alteración deutérica. Esfuerzos recientes como el de Bayona *et al.* (1994) se ven afectados por esta situación y por la comparación con patrones específicos para basaltos, que como se dijo anteriormente, siguen faltando en el espectro composicional.

No obstante lo anterior, es válido decir que las rocas son principalmente ácidas, escasamente intermedias y muy escasamente (?) básicas. De otra parte, la presencia de traquitas y algunas riodacitas en varios sectores del Valle Superior del Magdalena (CEDIEL *et al.* 1980; MACÍA & MOJICA 1981; BAYONA *et al.* 1994, entre otros), así como la presencia del granito riebeckítico en Santander y la muestra de andesita de la región de Ataco (Tolima) mencionada por BAYONA *et al.* (1994), indican por lo menos, tendencia alcalina en los magmas.

En cuanto al marco geotectónico en el que se generó el magmatismo Triásico Superior - Jurásico, se han formulado dos interpretaciones diferentes: Una, lo interpreta como producto de un sistema de subducción con desarrollo de un arco volcánico (BARRERO 1979; TOUSSAINT & RESTREPO 1974; NUÑEZ 1978, entre otros); recientemente BAYONA *et al.* (1994) plantean específicamente un vulcanismo de retroarco. La otra, también con variantes, como la primera, habla en favor de un modelo totalmente distensivo, es decir tafrogenético. En este sentido se debe mencionar a ESTRADA (1972), CEDIEL (1983), MACÍA & MOJICA (1981), MOJICA & MACÍA (1992), entre otros. Este tectonismo distensivo

corresponde con la separación de Norte y Suramérica dentro de un proceso global de apertura y separación de masas cratónicas (CEDIEL 1983, ASPDEN & LITHERLAND 1992, entre otros).

CONCLUSION

Reconociendo que existe aún bastante trabajo por desarrollar, mediante estudios geoquímicos y petrogenéticos de las magmatitas, fechado sistemático de cuerpos rocosos para establecer secuencias y correlacionarlas, etc., considero que el modelo tafrogenético interpreta mejor el marco geotectónico que el de la subducción, dados los tipos de roca, distribución regional de las unidades Triásico Superior- Jurásicas y las características de la sedimentación de unidades posteriores como las Fms. Yaví, Caballos (MACIA *et al.* 1985), Girón, etc.

REFERENCIAS

- ASPDEN, J.A. & LITHERLAND, M. (1992): The Geology and Mesozoic Collisional History of the Cordillera Real, Ecuador.- Tectonophysics, 205, pp. 187-204, Amsterdam.
- BARRERO, D. (1979): Geology of the western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia.- Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS 4, p.1-75, Bogotá.
- BAYONA, G.A., GARCIA, D. F. & MORA, G. (1994): La Formación Saldaña producto de la actividad de estratovolcanes en un dominio retroarco.- Estud. Geol. Valle Sup. Magd., p.1-21. Univ. Nal., Bogotá.
- CEDIEL, F. (1983): El borde continental colombiano durante el Triásico-Jurásico y el origen de la Placa Caribe. Resumen, p. 170. Mem.10th Caribbean Geological Conference, INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.
- ESTRADA A. (1972): Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes.- Msc. thesis Stanford University (Mscr.), p. 1-115, California.
- MACIA C. & MOJICA J. (1981): Nuevos puntos de vista sobre el magmatismo Triásico Superior (Fm. Saldaña), Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Zbl. Geol. Palaeont. 1,(3/4), 243-251. Stuttgart.
- MACIA C., MOJICA, J. & Colmenares F. (1985): Cosideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena, Colombia.- Geol. Colombiana 14, 49-70, Bogotá.
- McCOURT, W.J., ASPDEN, J.A. & BROOK, M. (1984): New geological and geochronological data from the Colombian Andes. Continental growth by multiple accretion.- J. Geol. Soc. London, vol. 141, pp. 831-845, Northern Ireland.
- MOJICA J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos intermármicos en los Andes colombianos. Parte A: Estratigrafía. Proyecto IGCP 171 "Circumpacific-Jurassic".- Bioestratigrafía de los Sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, p. 49-110, Mendoza, Argentina.
- MOJICA, J. & MACIA, C. (1992): Geological Reconnaissance of the Northern Neiva Basin. Upper Magdalena Valley, Colombia. XXVII Field Conf. 1980.- Geol. Field Trips 1980-1989, 91-120. Colombian Soc. Petrol. Geol. & Geophys. De. geotec. Bogotá.
- NUÑEZ A. (1986): Petrogénesis del Batolito de Ibagué.- Geol. Colombiana 15, pp. 35-45, Bogotá.
- TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. (1974): Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes colombianos. Informe parcial.- Publ. Esp. Geol., Universidad Nacional, 4, pp. 1-17, Medellín.