

VIº CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO
(AUSPICIADO POR LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA)

21-27 DE SETIEMBRE DE 1975

BAHIA BLANCA (PROVINCIA DE BUENOS AIRES)



RELATORIO

GEOLOGIA DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Ing. Victorio ANGELELLI, Dr. Fernando DE FRANCESCO,
Dr. Pedro H. ETCHEVEHERE, Dr. Francisco FIDALGO,
Dr. Jorge O. KILMURRAY, Dr. Eduardo J. LLAMBIAS,
Dr. Rosendo PASCUAL, Dr. César R. PROZZI, Dr. Edgardo
O. ROLLERI, Dr. José M. SALA, Dr. Mario E. TERUGGI,
Dr. Juan Carlos M. TURNER y Dr. Marcelo R. YRIGOYEN

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1975

Geología del Subsuelo y Plataforma Continental

DR. MARCELO R. YRIGOYEN *

I. INTRODUCCION

Ya ha sido señalado que las investigaciones geológicas del territorio de la provincia de Buenos Aires se iniciaron en el siglo pasado. Muy poco tiempo después comenzaron los estudios del subsuelo provincial en relación con las primeras perforaciones, en aquellos años llamadas "profundas" aunque de pocas centenas de metros, en busca de aguas subterráneas. Las verdaderas investigaciones profundas, es decir, aquellas con alcances verticales de varios kilómetros bajo la superficie, empezaron con métodos geofísicos (sísmica de refracción y gravimetría) hace unos 35 años atrás, para culminar con la perforación del pozo estratigráfico General Belgrano N° 1, sondeo de 4.014 m ejecutado por YPF en 1946 dentro de la Cuenca de Salado. Por su parte, la extendida plataforma continental de Buenos Aires comenzó a ser explorada recién en la década del 60, cuando el Observatorio Geológico Lamont, dependiente de la Universidad de Columbia, Estados Unidos de América, unió sus esfuerzos a los del Servicio Hidrográfico de nuestra Marina de Guerra para estudiar el litoral atlántico y el río de La Plata. Los importantes resultados de aquella labor geofísica tuvieron sus confirmaciones iniciales con las primeras perforaciones costa afuera que, en busca de hidrocarburos explotables económicamente, ejecutaron empresas petroleras privadas a partir de 1968.

El conocimiento geológico del subsuelo y de la plataforma continental de la provincia de Buenos Aires ha sufrido su mayor adelanto en la última década, debido al interés petrolero que presentan algunas de sus cuencas sedimentarias. Modernas investigaciones geofísicas, la perforación de pozos profundos y la integración de sus resultados llevada a cabo por diversos especialistas permiten hoy tener un cuadro relativamente seguro de las condiciones y características de los diferentes terrenos que se ocultan bajo la monotonía de nuestra llanura pampeana y del vecino mar epicontinental. Quedan sin duda muchos puntos por resolver (edad precisa de algunas unidades estratigráficas, vinculación estructural de las diversas cubetas sedimentarias y el origen e iniciación de algunas de ellas). No obstante ello, en los últimos años se han publicado importantes contribuciones de carácter regional que ofrecen positivos aportes para el tema que nos ocupa. Para sólo citar unos pocos autores, los conocidos trabajos de Bracaccini, Ewing, Groeber, Kaaschieter, Ludwig, Padula, Urien y Zambrano, resultan indispensables para conocer el subsuelo y la plataforma continental bonaerense. Finalmente, sin lugar a dudas, el mejor y más actualizado

* Gerencia de Exploración, ESSO, Sociedad Anónima Petrolera Argentina.

lizado resumen de las cuencas sedimentarias de la provincia de Buenos Aires ha sido ofrecido pocos meses atrás por Juvenal J. Zambrano. Es natural que la apretada síntesis que se ofrece a continuación esté basada en parte en las ideas de los investigadores citados anteriormente, agregándose ahora en los casos que corresponda nuevos elementos de juicio, o también interpretaciones alternativas de los datos básicos de que actualmente disponemos.



En los capítulos que anteceden han sido tratados *in-extenso* la composición, edad y caracteres geológicos de los terrenos precámbricos, eo y neopaleozoíticos dentro del ámbito provincial. El primer conjunto de ellos conforma el substrato de una cuenca sedimentaria antigua constituida a su vez por sedimentos de los dos conjuntos siguientes. Esta *Cuenca Paleozoica de las Sierras Bonaerenses* (en el sentido de Zambrano, 1974) es bien conocida por los extensos asomos superficiales de las Sierras Septentrionales y Australes, como se destaca en las páginas precedentes. No obstante, su extensión total y original y aún sus límites actuales son difíciles todavía de precisar debido a que, por su gran compactación y metamorfismo incipiente, sus sedimentos adquieren caracterís-

ticas físicas que no permiten diferenciarlas fácilmente de las rocas del basamento cristalino y, por consiguiente, la exploración sismográfica resulta incapaz para detectar su presencia con cierto grado de aproximación.

Tanto el basamento precámbrico como su cobertura paleozoica (y muy parcialmente triásica) constituyen a su vez el "basamento técnico" o "basamento económico" de otras cuencas sedimentarias más modernas que se extienden total o parcialmente dentro del territorio bonaerense. Las cubetas sedimentarias en cuestión son cinco (véase Figura 1). Las dos mayores, de *Colorado* y de *Salado*, se expanden totalmente en territorio de la provincia, prolongándose por el mar adyacente. Las tres restantes: de *Laboulaye*, de *Rosario* y de *Macachín*, con dimensiones más modestas, penetran marginalmente en territorio bonaerense por su esquinero noroeste manteniendo sus depocentros en las vecinas provincias de Santa Fe, Córdoba y La Pampa respectivamente. Por último, aunque ya fuera de la jurisdicción provincial, merece citarse otra cubeta sedimentaria submarina que, frente a la boca del río de La Plata, se abre hacia el Sudeste. Al igual que la cuenca de *Colorado*, esta *Cuenca del Plata Este* (Zambrano, 1974) trasciende más allá de la isobata de 200 metros de agua, ampliándose por el talud continental. Por no haber sido perforada aún, el conocimiento de la misma está todavía limitado a investigaciones geofísicas.

En el Cuadro I se resumen las características y los parámetros principales de las cuencas citadas, ordenadas de acuerdo con sus dimensiones decrecientes.

II. ELEMENTOS MORFOESTRUCTURALES

Dentro del gran cuadro geotectónico del país, el vasto territorio de la provincia de Buenos Aires pertenece a la "Argentina oriental" o "país epirogénico" en el sentido de Bracaccini (1960, 1972). Con excepción de los afloamientos de las rocas más antiguas pertenecientes a los elementos morfoestructurales positivos, no asoman en el ámbito de la provincia terrenos anteriores al Terciario más alto (Plioceno). Los elementos positivos citados, ya sea en forma rodeante o central, constituyen hoy el enmarque de áreas negativas, las que se reconocen por un espeso relleno sedimentario como resultado de su prolongada subsidencia relativa.

a) Elementos Positivos

Cuatro son los elementos positivos de primera magnitud (Figura 1 y este reograma Lámina I). El primero de ellos es el *Positivo de las Sierras Bonaerenses*. Está compuesto por rocas precámbricas y paleozoicas; posee una notoria expresión topográfica y se extiende íntegramente dentro del área provincial y su plataforma continental vecina. En páginas anteriores se dedican sendos capítulos a las provincias geológicas de Tandilia y Ventania, por lo que no insistiremos en los detalles de su constitución y estructura. Desde el punto de vista morfoestructural principal y en su relacionamiento directo con las cuencas sedimentarias que las rodean, en nuestro caso tomaremos ambos sectores montañosos como un solo elemento positivo, sumándole también la intermedia depresión interserrana. Si bien es conocido que esta última encierra un modesto relleno sedimentario cenozoico, como generalmente el mismo

CUADRO I

Cuenca sedimentarias

(Modificado de Urien y Zambrano, 1974)

Cuenca	Extensión (M km ²)	Volumen sedimentario (M km ³)	Espesor sed. máx. (km)	Forma	Rumbo	Relleno sedimentario	Bosquejo
1. Colorado	126	425	7	Elongada	E-O	Cm, s + T + Q	prC-P
2. Salado	70	260	6,5	Elongada	NO-SE	Cm, s + T + Q	prC-P
3. Laboulaye	42	60	1,5 ?	Trapezoidal ?	ONO-ESE	Tr + Cm, s + T + Q	P-Tr
4. Rosario	20	30	1,5	Trapezoidal ?	NNO-SSE	Cv + T + Q	prC-P
5. Macachín.....	18	24	2,5	Elongada	NNO-SSE	Cm, s + T + Q	prC-P
6. Plata Este	20	70	>7	Triangular	NO-SE	Cm, s + T + Q	prC

Abreviaturas: prC, Precámbrico; P, Paleozoico; Tr, Triásico; C, Cretácico; m, medio; s, superior; v, volcánico; T, Terciario; Q, Cuartario.

apenas sobrepasa el centenar de metros, conviene integrarla dentro de un único elemento positivo mayor y en esta forma se reunen las provincias geológicas del "Alto de Tandil" con las "Sierras Australes" que ya Zambrano y Urien (1970, Fig. 8) contornean conjuntamente como una unidad. No cabe duda que dentro del "Positivo de las Sierras Bonaerenses" —o "Positivo Bonaerense" si deseamos abbreviar— se presentan importantes diferencias entre Tandilia y Ventania, tanto en su composición geológica (Precámbrico metamórfico y Eopaleozoico, clástico y carbonático, con intrusiones importantes vs. Eo a Neopaleozoico clástico e ígneas subordinadas) como en su estilo tectónico (deformación moderada vs. intenso plegamiento hasta de 7°/8° orden, con fracturación asociada). No obstante ello, tomado como unidad morfoestructural podemos reconocer en el tercio nororiental de la misma la extensión más austral del escudo brasileño. El horde suroeste de la masa cratónica antigua se encuentra desmembrada en trozos que ya comienzan a hacerse evidentes en territorio uruguayo, para dejar más al sur porciones conexas o inconexas, como los altos de Martín García, del Plata y del Tandil. La amplia fosa de Salado ocupa así el corredor que separa el "Umbra de Martín García" del "Positivo Bonaerense".

El segundo elemento positivo se sitúa al occidente del área de interés, estando constituido por el *Macizo pampeano central* (= Cratógeno central = Nesocrátón de las Sierras Pampeanas) que por el oeste confina las cuencas de Laboulaye, Macachín y Colorado, en las cercanías del límite interprovincial Buenos Aires-La Pampa. Está compuesto por rocas metamórficas (pi-zarras, filitas, micacitas) e ígneas (granitos, porfiritas) de edades precámbricas ? y eopaleozoicas. En algunas partes el borde oriental de este extendido elemento positivo está claramente evidenciado por fracturas de rechazo importante, pero hacia el sur, es decir, donde coalesce con el Macizo Norpatagónico, su límite se torna difícil de trazar, estando prácticamente oculto bajo una delgada cubierta cenozoica.

En el sudoeste de la provincia de Buenos Aires se encuentra el borde del *Macizo Norpatagónico* (Dalla de Somuncurá) que constituye el tercer elemento positivo que interviene en la configuración de las cuencas sedimentarias bonaerenses. Este elemento morfoestructural está compuesto preferentemente por terrenos plegados, en parte metamórficos, del Precámbrico y Eopaleozoico, y aún Triásico, aunque intervienen también en su constitución rocas intrusivas, eruptivas y piroclásticas del Permo-Triásico. Por investigaciones geofísicas sabemos que hacia el naciente el Macizo Norpatagónico se extiende por la plataforma continental, marginando por el sur la Cuenca de Colorado.

Por último, en el ángulo nordeste de la provincia encontramos un cuarto elemento positivo conocido como *Umbra de Martín García*. Si bien de dimensiones más modestas que los anteriores, este elemento ha demostrado su tendencia ascendente desde muy antiguo (activo desde tiempos neo-carbónicos, según Padula, 1972) estando en su constitución intimamente relacionado con el borde uruguayo del escudo precámbrico brasileño, aunque separado del mismo por fracturas que remontan los tramos inferiores de los ríos Paraná (por Ibicuy, Victoria y Diamante) y Uruguay (por Nueva Palmira y río Gualeguay).

b) Elementos Negativos

Los cuatro elementos positivos citados constituyen el conjunto rector de la extensión presente de las cinco cuencas sedimentarias que se desarrollan en territorio bonaerense. Estas cinco cubetas deposicionales cuyos parámetros hemos señalado en el Cuadro N° 1, se disponen en forma rodeante por la periferia del *Positivo de las Sierras Bonaerenses*, al que prácticamente circundan. La historia geológica de estas cuencas es relativamente semejante y, por ende, sus rellenos sedimentarios resultan bastante similares dentro de términos generales. Los grandes ciclos o secuencias sedimentarias pueden reconocerse en todas ellas, aunque existen algunos hiatos y las lógicas variaciones de litología, espesores y aún edad de los sedimentos que las integran. En algunos casos, dada la posición proximal al borde continental, un ciclo deposicional marino puede iniciarse prematuramente con respecto a los términos homólogos de otra cuenca vecina.

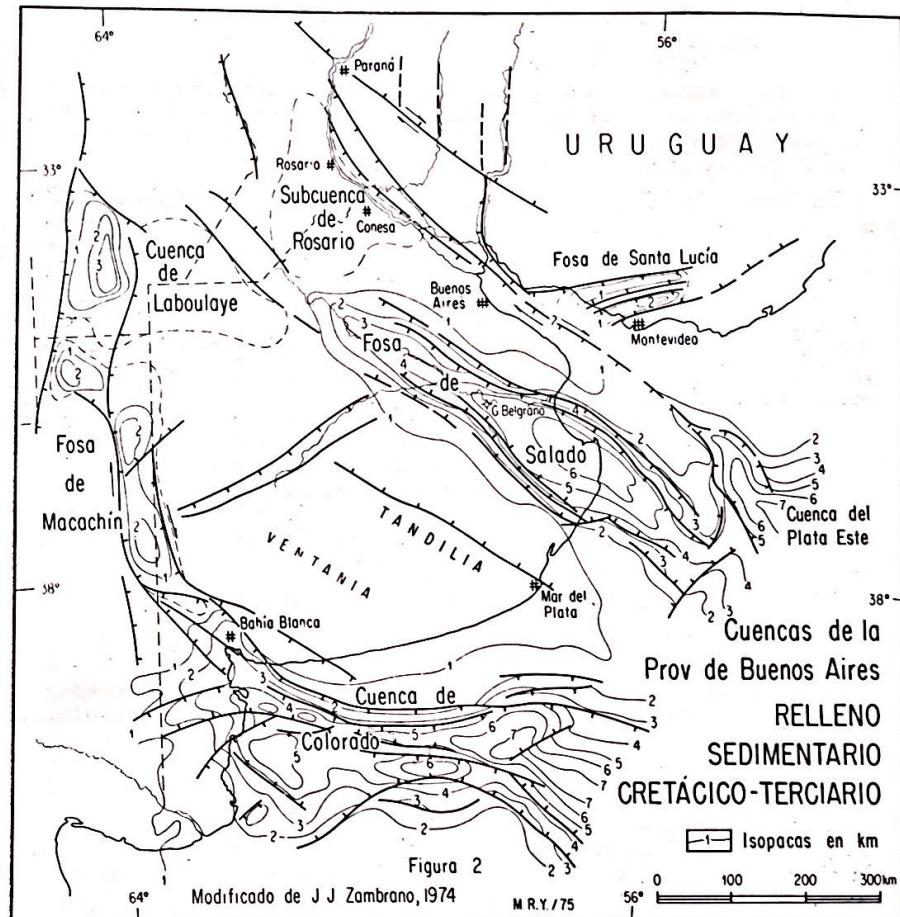
Por sus particularidades de constitución, deposición y tamaño, las cuencas pueden agruparse de a pares. Resulta evidente el parecido de las Cuencas de Colorado y de Salado y también, aunque en menor escala, entre la Cuenca de Laboulaye y la de Rosario, cubetas de moderado relleno sedimentario (1,5 km de potencia) y de cercano relacionamiento con la gran cuenca de Paraná, extendida hacia el norte, fuera del ámbito de la provincia. Finalmente, por sus caracteres particulares, puede separarse en el oeste la tafro-cuenca de Macachín, de dimensiones menores pero de mayor espesor de sedimentos (2,5 km) que las dos mencionados en último término.

Salado y Colorado son por antonomasia las características cuencas de Buenos Aires. Desde un punto de vista tectónico, ambas (al igual que la de Macachín) tienen un carácter de fosa, flanqueadas por zonas de fracturas tensionales de rumbo groseramente paralelo. En el mapa Figura 2 (mayormente basado en Zambrano, 1974, con modificaciones) puede apreciarse dicha distribución areal.

Si bien en tierra firme la cuenca de mayor extensión es la de Salado, considerando la porción sumergida dentro de la plataforma submarina resulta la *Cuenca de Colorado* como la más importante de la provincia de Buenos Aires. Alargada de este a oeste, su extremo occidental, a modo de borde de cuchara, se interna brevemente en territorio de La Pampa, alcanzando casi los 64° long. O. Su terminación oriental es desconocida pues traspone el borde de la plataforma submarina y se expande por el talud continental en donde se unen los abanicos sedimentarios progradantes de cuencas vecinas. Futuras investigaciones geofísicas podrán completar esta delimitación oriental que al presente sólo está definida en los flancos sumergidos norte y sur, cuyo carácter estructural ya se mencionó.

Se trata de una fosa simétrica en su sección transversal (véase estereograma Lám. I) cuyos bordes están marginados por fracturas directas de importante rechazo vertical (varios centenares de metros), groseramente subparalelas al eje de cuenca y algunas de ellas de apreciable componente horizontal, como veremos más adelante. En tierra esta sección se hace algo más asimétrica, ya que desde el área de Bahía Blanca hacia el nordeste y la sobreelevación del bloque plegado de Ventania termina bruscamente la expansión de la cuenca en dicha dirección. Por el contrario, hacia San Antonio Oeste, se aprecia un suave y progresivo traslade del Cenozoico por sobre el Macizo Norpatagónico vecino.

La Cuenca de Colorado posee en su parte central un relleno sedimentario que supera los seis kilómetros de potencia. Dos (o más) sistemas de fallas dejan entre sí altos y depresiones locales que se manifiestan como sinuosidades en el trazado de las isobatas del mapa de basamento. Por ambos lados la cuenca está claramente enmarcada por los Positivos cercanos: el de las Sierras



Bonaerense al norte y la extensión del Norpatagónico por el sur. Estas masas elevadas son las que han provisto el relleno terrígeno de la fosa, la que en gran parte estuvo sujeta a sedimentación marina por períodos prolongados, siendo mayor la participación de sedimentos continentales, tanto en las márgenes de la cubeta como en las porciones profundas de la misma.

La *Cuenca de Salado* es muy semejante a la anterior en su conformación general, aunque de rumbo ligeramente divergente de NO a SE. Con una re-

lación de ejes de 5:1 aproximadamente, casi llega a cruzar diagonalmente la mitad norte del territorio provincial hasta los 61° long. O., en las cercanías de la ciudad de Junín. Por el naciente se interna en el Atlántico, en donde perforaciones exploratorias en búsqueda de hidrocarburos explotables y estudios geofísicos conexos han señalado su extensión hasta el meridiano 56° long. O., frente a Pinamar. Allí, a diferencia del paulatino cierre occidental de la cuenca, a unos 150 km de la costa, la cubeta sedimentaria choca parcialmente contra un bloque elevado del basamento. Este pilar tectónico denominado por Zambrano (1974) "Horst del Plata" forma un umbral separatorio entre la Cuenca de Salado y la Cuenca del Plata Este. Este elemento positivo forma un estrangulamiento en la cubeta de Salado cuya parte más profunda rodea al obstáculo para expandirse más allá por el talud continental, en igual forma que las Cuencas de Colorado y del Plata Este.

La Cuenca de Salado presenta las características de un verdadero "rift" marginado por zonas de fracturas tensionales escalonadas que hacen descender el basamento hasta profundidades mayores de los 6.000 m en su corredor axil. Aquí, perforaciones profundas no han llegado a atravesar totalmente la columna sedimentaria cretácico-cenozoica, tal como lo han hecho aquellas ubicadas en los bordes de la fosa tectónica en el umbral de Martín García y en el alto del Plata. En estos casos pudo detectarse la presencia de metamorfitas precámbricas o proterozoicas y plutonitas asociadas, lo que repite el cuadro aflorante en el vecino escudo uruguayo.

El corte transversal de la Cuenca de Salado es simétrico, de acuerdo con los estudios geofísicos realizados. El borde austral de la fosa pareciera tener un escalonamiento más ancho contra el Positivo Bonaerense, el que a partir de la fractura marginal de Tandilia se hunde en gradería hacia el eje de cuenca que atraviesa la línea de costa al sur de la bahía de Samborombón, por el cabo Sur de San Antonio.

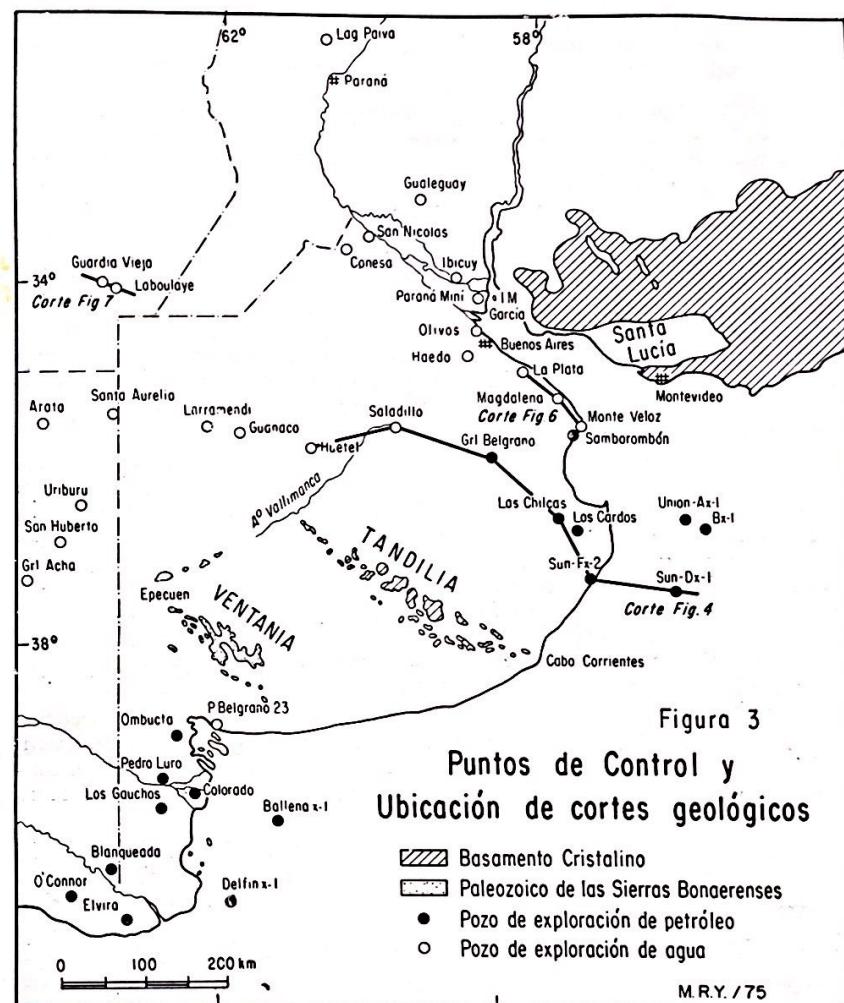
El relleno sedimentario de ambas cuencas, Colorado y Salado, será tratado en el capítulo siguiente.

En el tercio norte del territorio bonaerense se extienden los bordes deposicionales de dos cuencas playas que se extienden mayormente fuera de la provincia: son las cuencas o sub-cuencas de Laboulaye y de Rosario (Zambrano, 1974). El conocimiento de ambas dista mucho de estar alcanzado, ya que solamente se cuenta con un escaso número de perforaciones y cierta información geofísica, preferentemente de sismica de refracción, realizada por YPF.

Para analizar la *Cuenca de Laboulaye* debemos salir del territorio provincial, pero sólo a 30 km al norte de su esquinero noroeste, en las cercanías de la ciudad homónima, es en donde tenemos interesante información de subsuelo. Según ésta, hay una sección sedimentaria de unos 1.525 m de espesor, parte de la cual ha sido atravesada por el pozo de Laboulaye, de la Dirección de Minas y Geología (véase ubicación en Fig. 3, donde se señalan todos los puntos de control y referencias utilizados). Reuniendo nuestros datos con los de Padula (1972) y Zambrano (1974), dicha columna está integrada en la siguiente forma (en metros bajo boca pozo): 0-102, Grupo Pampa (Cuartario); 102-185, Formación Puelches (Eocuartaria); 185-264, Formación Paraná (Mioceno); 264-360, Formación Olivos (Mioceno-Oligoceno); 360-558, Formación Mariano Boedo = "Capas de Laguna Paiva" (Maastrichtiano-Paleoceno); 558-655, Formación Arata (Cretácico); 655-1.240, Formación La-

boulaye (Triásico); 1.240-1.525, "Paleozoico"; 1.525 y más, "granito proterozoico" (topes 1.240 y 1.525 metros según sísmica, Padula, 1972).

Aceptando la discriminación anterior, las dos unidades inferiores pueden tener afinidades directas con rocas similares de la Cuenca Paleozoica de las



Sierras Bonaerenses, en tanto que la Formación Laboulaye suprayacente, de reputada edad triásica, se relaciona muy estrechamente con unidades coetáneas de la Cuenca de Paraná. Hasta aquí tendríamos en el subsuelo de la región de Laboulaye un eslabón de pasaje entre la cuenca de Paraná y las Sierras Bonaerenses, como sugiere Zambrano (1974). Este substrato complejo, en

tiempos del Jurásico superior o más probablemente en el Cretácico inferior, ha sufrido un tectonismo moderado, con reactivación de líneas de fractura y concomitante subsidencia.

Esto permitió la sedimentación de areniscas de grano fino y limolitas grises, micáceas, duras, que han sido correlacionadas con las Formaciones Arata y Fortín de las Cuencas de Macachín y Colorado respectivamente, y que se ubican en el Cretácico medio/superior. Se inicia así la secuencia cretácico-terciaria en forma similar a lo ocurrido en las demás cuencas bonaerenses.

El carácter negativo de la Cuenca de Laboulaye ha sido tan incipiente que la sección cretácico-cenozoica sólo alcanza 655 m de potencia, es decir, sólo una décima parte del desarrollo que ostenta en la Cuenca de Salado. No obstante ello, el área estuvo suficientemente deprimida como para que el avance del mar maastrichtiano-paleoceno la cubriera y aún dejara un par de cientos de metros de los típicos sedimentos parálicos finos, verdosos, grisáceos, con abundante contenido yesoso, de la Formación Mariano Boedo. Durante el Terciario inferior y medio, al igual que en otras cuencas vecinas, siguen los sedimentos pelíticos parduscos, algo calcáreos, de la Formación Olivos, los que son cubiertos probablemente luego de un período de erosión por las arcillas marinas, fosilíferas, de la Formación Paraná. El espesor del Mioceno marino es ya muy reducido, señalando la proximidad de su borde deposicional. Terminan la columna sedimentaria 185 m de depósitos continentales pliocenos y cuaternarios.

La vecina *Cuenca de Rosario*, siguiendo la definición de Zambrano (1974), presenta algunas similitudes, pero también ciertas diferencias con la Cuenca de Laboulaye. Principalmente de acuerdo con los datos proporcionados por la perforación de Gas del Estado ejecutada en Conesa, puede comprobarse que en esta zona existe una sección sedimentaria en donde se reconocen las principales unidades estratigráficas presentes en la Cuenca de Salado, aunque por cierto con espesores más reducidos, lo que permite suponer una tendencia subsidente de la región mucho más moderada. La pila sedimentaria reconocida en Conesa se apoya sobre basaltos, presumiblemente eocretácicos, sin duda vinculados a las efusivas básicas típicas de la Cuenca de Paraná: Basalto Serra Geral.

El borde oriental de la Cuenca de Rosario lo constituye la zona de fracturas (de posible componente horizontal) que limitan el umbral de Martín García por el sudoeste. Su borde occidental aún no está bien definido, así como tampoco su prolongación hacia el norte.

No se cuenta con información como para interpretar el subsuelo profundo de esta cuenca o subcuenca y por ello sus estrechas o ligeras relaciones con las vecinas cuencas de Paraná y Salado resultan aún un tanto conjeturales. La falta de perforaciones profundas y la pantalla acústica que constituyen los derrames de lavas básicas oscurecen en la investigación sismográfica cualquier información por debajo de los mismos. Por tanto, pueden existir dos posibilidades: a) que al igual que en Laboulaye, el subsuelo de la cuenca incluya sedimentos paleozoicos y/o triásicos por debajo del Basalto Serra Geral, y b) que la conformación de la cubeta somera se haya iniciado recién en el Cretácico inferior, derivada de la fracturación profunda que permitió el escape del magma básico de Serra Geral. Recién entonces habría tenido lugar la subsidencia que dio cabida al relleno cretácico-cenozoico documentado por la perforación de Conesa.

La segunda posibilidad es la que nos parece más verosímil y asociaría más la Cuenca, o mejor dicho, Subcuenca de Rosario con la Cuenca de Salado, como indicara Bracaccini (1972). El reducido espesor de 17 m (entre 760 y 777 m b.b.p.) de areniscas cuarzosas, gris-negruzcas y pardo-rojizas, micáceas, grano fino, sobreuestas al Basalto Serra Geral, resultan equiparables a la Formación Arata de Laboulaye y Macachín, y también a la Formación Río Salado de la cuenca de igual nombre. Por arriba, entre 595 (?) y 760 m se atravesaron los típicos *red-beds* supracerácticos de la Formación General Belgrano (= F. Colorado) que describiremos más adelante, a los que siguen arriba los depósitos transicionales y marinos (485-595 ? m) de Formación Mariano Boedo (= F. Las Chilcas) correspondientes a la ingresión maastrichtiano-paleocena. El tramo entre 485 y 140 m está integrado por sedimentos continentales finos de colores parduscos y rojizos que se asimilan a la Formación Olivos del área del Gran Buenos Aires asignados al Oligoceno-Mioceno en términos generales y bautizados como "El Rojo" por los perforadores de pozos de agua. Por su coloración y litología se los destaca de "El Verde" suprayacente (96-140 m), es decir, de la Formación Paraná, nerítica y costanera que aparece en Conesa con un espesor bastante reducido, por debajo de arenas claras, bien seleccionadas, de unos 20 m de espesor (Formación Puelches). Culminan la sección hasta la superficie las acumulaciones loéssicas del Grupo Pampa.

Por último, en el oeste de la provincia de Buenos Aires se alarga de norte a sur otra fosa que Salso (1966) denominara Cuenca de Macachín. Se trata de un tafrógeno de reducidas dimensiones que tiene como marco occidental la extensión sur del Bloque Pampeano Central, oculto a escasa profundidad. Contrariamente a lo que se suponía (Zambrano, 1972) las largas fracturas limitantes son de carácter directo, por lo menos en la región de Uriburu-Anguil, de acuerdo con perfiles sísmicos de reflexión. De acuerdo con dicha investigación de YPF, el basamento en Uriburu se encuentra a unos 2.270 m bajo el nivel del mar, en tanto que a 35 km al SO, el pozo de Santa Rosa encontró el basamento aplítico a sólo 15 m b.n.m. En el borde oriental del "rift" de Macachín, perforaciones en busca de agua también han puesto de manifiesto fracturas longitudinales con rechazos verticales importantes de varios centenares de metros.

Las conexiones sur y norte de esta fosa tectónica son poco conocidas, pudiendo existir vinculaciones con las Cuencas de Laboulaye (al N) y la de Colorado por el sur (Salso, 1966; Zambrano, 1972).

Pese a los caracteres estructurales tan peculiares que presenta la fosa de Macachín, su relleno sedimentario presenta evidentes semejanzas con algunas unidades estratigráficas de las vecinas Cuencas de Colorado y Salado. Guiándonos por las descripciones de Salso (1966), reconocemos con Zambrano una sucesión sedimentaria que se inicia en el Cretácico con depósitos continentales (areniscas finas a medianas, poco micáceas, con restos carbonosos y lutitas compactas, de coloraciones grises, gris oscuras, gris verdosas y violadas) de la Formación Arata (Salso, 1966) sucedidos por otro conjunto de areniscas, limolitas y arcilitas de tonos rojo-parduscos hasta pardo-claros y aún verdosos, de sedimentación preferentemente subácea. Este conjunto denominado Formación Abramo (Salso, 1966) que ha sido correlacionado con los "Estratos con Dinosaurios" del norte patagónico, muestra también grandes similitudes con las Formaciones supracerácticas de Salado y Colorado que se describirán más adelante.

Cumplido el relleno cretácico de la Fosa de Macachín (espesor máximo atravesado por pozos de Formación Arata 120 m y de Formación Abramo 300 m), la región parece haber colmado su nivel de sedimentación, pudiendo algunos sectores haber quedado sujetos a erosión subaérea por un lapso que abarcaría gran parte del Terciario inferior (y aún el Maastrichtiano). A fines del Oligoceno y como reflejo de la extendida subsidencia universal que culmina con el Mioceno medio/superior, la zona de Macachín comenzó a recibir depósitos clásticos, gruesos, continentales, equivalentes a la Formación Olivos, a los que se superponen los sedimentos marinos finos a muy finos, yesosos y calcáreos que a veces sobrepasan los 400 m de espesor. Se trata de la Formación Macachín (Salso, 1966) sin duda equivalente a la Formación Paraná de la cuenca de Salado y a la Formación Barranca Final de la cuenca de Colorado. Luego del retiro del mar, ocurrido a principios del Plioceno, se completa la sucesión sedimentaria de Macachín con los depósitos continentales pliocenos de las Formaciones Arroyo Chasicó y Río Negro y una cubierta cuartaria del Grupo Pampa de hasta 290 m de potencia en el sur de la Fosa.

III. RELLENO SEDIMENTARIO

Para describir los terrenos que colman las diversas cuencas deposicionales bonaerenses tomaremos como guía las unidades estratigráficas presentes en aquellas donde existe una sucesión más completa y representativa, ésto es, en las grandes Cuenca de Colorado y de Salado.

La serie de terrenos reconocidos muestra unidades sedimentarias continentales, marinas y aún efusivas, siendo estas últimas, aunque de escasa representación areal, probablemente las acumulaciones más antiguas confirmadas en las cuencas bonaerenses cretácico-cenozoicas. En la inmensa mayoría, las Formaciones que se describirán están ocultas en el subsuelo, por lo que nos basamos mayormente en los estudios hechos sobre muestras de perforaciones y en la eventual interpretación de datos geofísicos.

a) Basalto Serra Geral (Cretácico inferior)

En algunos sectores del noroeste de la provincia, y si bien todavía con muy pocos puntos de control, en la Subcuenca de Rosario (pozo de Conesa) y en la Cuenca de Salado (pozo Samborombón-1), la pila sedimentaria presente se apoya en efusivas básicas equivalentes al *Basalto Serra Geral* de la vecina Cuenca de Paraná. No se conoce aún el espesor de estos derrames basálticos que atestiguan la primera etapa de la formación de las cuencas.

De acuerdo con Leinz (1949), estas efusiones básicas han tenido lugar cuando la región que estaba sometida a esfuerzos tensionales por pulsaciones simáticas o sujeta a tracciones por deriva continental, comienza a dividirse mediante fracturas profundas que alcanzaron las cámaras magmáticas del "sal-sima" en la tectonosfera.

Al abrirse las fracturas o geoclases, por disminución de la presión geostática, comenzó la liberación de gases en el magma básico, disminuyendo suficientemente la densidad de la masa efusiva como para que comenzara a ascender y derramarse pasivamente. Como no hubo compensación para la pérdida calórica, el magma cristalizó posteriormente cerrándose finalmente los conductos de efusión.

La ubicación de las áreas con presencia de basaltos eocretácicos en la provincia coincide con zonas de fracturación importante. Los basaltos de Conesa deben vincularse a la gran fractura del Paraná inferior, de muy posible carácter transcurrente. Ya Sanford y Lange (1960) señalan en este lugar una geoclase de derrame basáltico paralela al río entre Campana y Casilda, aproximadamente. Para el caso del Samborombón-1, las efusiones básicas deben relacionarse sin duda a las grandes fracturas laterales que marginan el graben de Salado y también en la vecina Fosa de Santa Lucía, al norte de Montevideo (Uruguay), igualmente el Basalto Serra Geral rellena el fondo de la depresión tectónica.

b) Formaciones Río Salado y Fortín (Cretácico medio/superior)

Quizá estas unidades estratigráficas sean las menos conocidas, pues ninguna perforación ha llegado a atravesarlas por completo. El pozo General Belgrano-1, que es el que alcanzó niveles estratigráficos más profundos, perforó en ellas más de 1.000 m pero los perfiles sísmicos señalan todavía unos 2.500 m más de sedimentos para alcanzar el basamento técnico. Este intervalo puede corresponder a depósitos más antiguos que el Cenomaniano, edad máxima registrada de los terrenos perforados en la zona (pozo Signal Las Chilcas x-1).

En las Cuenca de Salado y Colorado se han reconocido como sedimentos más antiguos las Formaciones Río Salado (Zambrano y Urien, 1970) y Fortín (Kaaschieter, 1965) respectivamente, que pueden correlacionarse fácilmente. La litología corresponde a areniscas grises a verdosas, cuarzosas, duras en la parte inferior, con arcillas y limolitas gris-rojizas y castañas, con manchas de decoloración a verde claro, arenosas, micáceas, duras y conteniendo nódulos de vidrio volcánico y yeso. Se intercalan areniscas rosadas a rojizas, de grano muy fino a fino, con escasos niveles conglomeráticos, micáceas, con matriz arcillosa e irregular cemento calcáreo, en general compactas y duras. Estas areniscas contienen material carbonoso y trocitos de madera carbonizada. No conocemos los cambios laterales de facies porque son pocos los pozos que alcanzaron esta Formación, pero tanto en Salado como en Colorado la litología responde a la descripción dada, con algunos cambios de coloración. Son sedimentos depositados en ambiente continental bajo condiciones oxidantes, en posibles llanuras aluviales, aunque en Colorado parece haber existido episodios lacustres hasta transicionales atestiguados por lutitas oscuras.

No conocemos las relaciones de Formación Fortín con el subyacente debido a las razones apuntadas. La relación de esta Formación con la que la cubre (Formación Colorado) es de supuesta discordancia erosiva, argumentándose que los movimientos intercretácicos de amplia difusión en otras zonas del país también pudieron haber afectado ligeramente las cuencas bonaerenses. En los perfiles litológicos la diferencia entre ambas Formaciones reside en el tamaño mayor de la granulometría de la Formación superior. Sin embargo, en los perfiles eléctricos es difícil establecer un límite entre las mismas. La velocidad de propagación de ondas elásticas en estas Formaciones es del orden de 4 a 4,5 km/segundo.

El área de deposición de las Formaciones tratadas se reduce a la parte más profunda de las dos cuencas mayores. No obstante, por correlaciones regionales y similitud litológica, se considera que son equivalentes con la Formación Arata (Salso, 1966) en las Cuencas de Macachín y Laboulaye y en

la Subcuenca de Rosario. No hay estudios paleontológicos publicados que puedan atestiguar exactamente la edad de las mismas, pero se considera el Cenomaniano como edad máxima para la sección hasta ahora reconocida por perforaciones. Por ello, ubicamos a Formación Río Salado = Fortín = Arata en el Cretácico medio a superior.

c) Formaciones Colorado y General Belgrano (Cretácico superior)

Siguen hacia arriba en la sucesión sedimentaria las Formaciones denominadas Colorado (Kaaschieter, 1965) y General Belgrano (Zambrano y Urien, 1970), en las Cuencas de Colorado y Salado respectivamente. Su litología está constituida en su mayor parte por areniscas varicolores de grano mediano a grueso, sin seleccionar o escasamente seleccionada, en parte conglomerádica, con material tobáceo, frecuentemente feldespático y en general muy poco compacta. La fracción pelítica la componen limolitas de color castaño claro a oscuro, algo arenosa, incluyendo granos gruesos dispersos de cuarzo y lutitas gris-verdosas a gris oscuras, en parte tobáceas, compactas, con fractura astillosa, con intercalaciones de arcillas verdosas.

El ambiente de deposición ha sido continental, en posible llanura aluvial, correspondiendo las arenas y conglomerados a depósitos de canales fluviales. No hay cambios de facies notables; hasta donde ha sido reconocida esta Formación conserva su carácter de *red-beds* aunque hacia los bordes externos de las Cuencas de Colorado y Salado se pasa a una facies de granulometría más fina, limolítica.

Su relación con la Formación subyacente es de discordancia erosiva y al ocupar mayor extensión areal que ésta, llega a apoyarse sobre basamento hacia los bordes de cuenca. Se las ha individualizado en las Cuencas de Salado, Colorado, Laboulaye y Rosario, y también en Macachín, donde corresponde a la Formación Abramo (Salsó, 1966). El espesor máximo medido en Salado es de 886 m (pozo Las Chilcas x-1) y en Colorado (pozo Colorado-1) es de 1.680 m, observándose un aumento de espesor normal desde los bordes hacia los centros de las cuencas.

No hay publicado ningún estudio paleontológico sobre esta Formación, aunque es muy probable que se hayan hecho sobre muestras de profundidad de los pozos exploratorios perforados a partir de 1969. Por su similitud con los "Estratos con Dinosaurios" y por estar cubierta por una Formación de edad maastrichtiano-daniana, se le atribuye una edad cretácica superior.

La velocidad de propagación de ondas sísmicas longitudinales en la Formación Colorado varía entre un mínimo de 2,8 km/seg. y un máximo de 4 km/segundo.

d) Formaciones Las Chilcas y Pedro Luro (Maastrichtiano-Paleoceno)

Los primeros depósitos marinos, neríticos, que encontramos en las Cuencas de Salado y Colorado son las Formaciones Las Chilcas (Zambrano, 1971) y Pedro Luro (Kaaschieter, 1965).

Litológicamente, su componente principal es limolita de color gris verdoso, rojizo y castaño claro, que incluye granos de cuarzo dispersos; en general es blanda a poco consolidada; se intercala con arcillas rojas y gris oscuras con escasa glauconita. Hay un porcentaje menor de arenas de grano fino, de tamaño regular a bien seleccionado, friables, aunque en partes presentan cemento

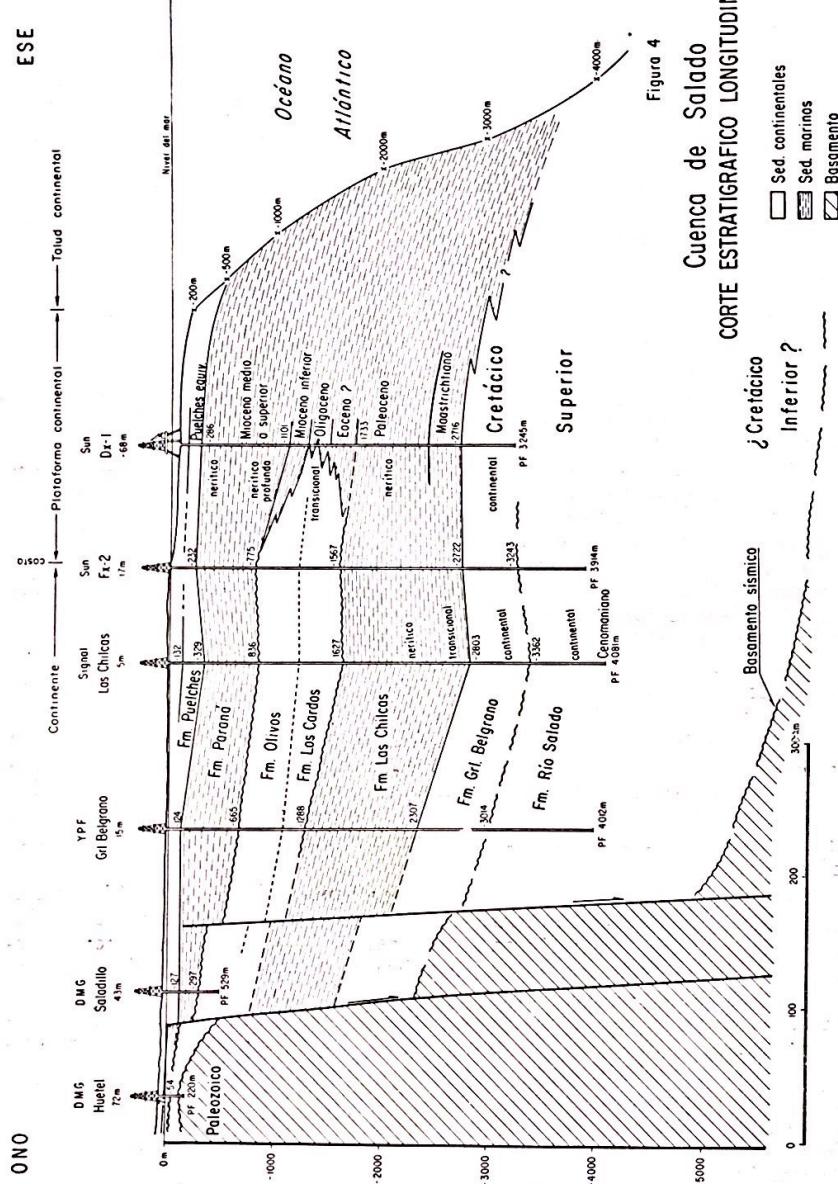
calcáreo. Hacia la parte media e inferior de la sección abundan las evaporitas, representadas por yeso y anhidrita. Esta descripción corresponde a la Cuenca de Salado, donde alcanza un espesor máximo medido de 1.190 m en el pozo Signal Los Cardos x-1. En esta zona, la Formación Las Chilcas ha sido dividida en tres miembros: 1) miembro basal transicional (de unos 600 m de espesor) caracterizado por sedimentos psamíticos y limolitas yesosas de colores rojizos y rosados; 2) miembro intermedio Duraznillo, rosado y gris verdoso (unos 300 m) de litología semejante y mayores intervalos yesosos, y 3) miembro cuspidal Conesa (unos 300 m) de característico tono verdoso y pardo-verdoso, preferentemente limolítico, también yesoso en su parte baja y más arenoso hacia el techo, culminando con un potente paquete (40 m) arenoso pardo-amarillento que indicaría ya un carácter regresivo.

En la Cuenca de Colorado, el componente mayor de la Formación Pedro Luro son sedimentitas de grano fino, limolitas y arcillas calcáreas y yesíferas, pero la coloración es en general más oscura, desde gris amarillenta a gris oscura. Hacia la base abundan las calizas con restos orgánicos, ostentando toda la Formación intercalación de intervalos yesíferos. El espesor máximo medido es de 288 m (Ballena x-1), adelgazándose hacia el SO y terminando su depósito pocos kilómetros al sur del río Negro. Tampoco fue registrada su presencia costa afuera en el pozo Hunt El Delfín x-1. Hacia el Norte el cuadro es simétrico y parece haber alcanzado hasta la altura de Bahía Blanca, donde esta Formación se ha reconocido en algunos pozos de agua profundos. En las dos cuencas mayores la velocidad de propagación de ondas elásticas para este intervalo varía entre 2,1 y 2,6 km/segundo.

Originalmente se ubicó toda la Formación Pedro Luro en el Paleoceno, siguiendo a Kaaschieter (1965), basándose en un abundante contenido de foraminíferos, pero sobre la base de nuevos estudios micropaleontológicos en 1969 (Yrigoyen, 1970) comunicamos para la parte basal de Pedro Luro un abundante contenido de *Rugoglobigerina rugosa*, lo que obliga a colocar la parte inferior de la Formación dentro del Maastrichtiano. La parte superior de Pedro Luro es indudablemente paleocena (Daniano).

Las Formaciones Pedro Luro y Las Chilcas transgreden los límites de los depósitos suprcretácicos infrayacente, mediando entre ambas suave discordancia erosiva, la que se hace muy evidente cuando se llega a los bordes de las cuencas, en donde a veces se superponen al basamento. En la parte profunda de las cubetas parece existir un engranaje transicional entre ambos paquetes sedimentarios.

Los sedimentos marinos que tratamos, en general de facies nerítica y costanera hasta eventualmente transicional, corresponden a una ingestión atlántica de muy vasta penetración en el continente. Ello se debe a su contemporaneidad con uno de esos ciclos eustáticos reconocidos universalmente que muestran un ascenso relativo del espejo marino. Nuestras costas atlánticas, que en el Cretácico más alto se encontraban quizás cerca del actual talud continental, fueron desplazadas tierra adentro al punto que los depósitos costeros del mar maastrichtiano-paleoceno pueden seguirse hasta muy al norte del territorio argentino y hasta el pie de las Sierras Pampeanas centrales. Como ya adelantara Bracaccini (1972), en las provincias de Córdoba y Santa Fe estos depósitos neríticos han sido a veces confundidos con aquellos de Formación Paraná, aunque hace medio siglo Stappenbeck (1926) efectuara su oportuna separación, dando al Paleoceno de aquella región la denominación de "Capas de Laguna Paiva". Es así que sedimentos equivalentes a las For-



MARCELO R. YRIGOYEN, *Subsuelo y Plataforma Continental*

maciones Pedro Luro-Las Chilcas se los encuentra también en la Cuenca de Laboulaye y en la Subcuenca de Rosario, denominándoselos allá como Formación Mariano Boedo, siguiendo a Padula y Mingramm (1968).

e) *Formaciones Olivos/Los Cardos y Elvira/Ombuctu* (Mioceno inferior a Eoceno superior).

Al término de la sedimentación en las Formaciones Pedro Luro y Las Chilcas se produce un retroceso del mar paleoceno, atestiguado en algunos sectores por los remanentes de sus depósitos psamíticos regresivos. En general se aprecia que al fin del Paleoceno ha existido un período de erosión que perduró hasta la siguiente acumulación de los depósitos suprimeoocenos-oligomeocenos inferiores, que en conjunto constituyen el siguiente intervalo continental en la región.

En la Cuenca de Salado se ha descripto en su base la Formación Los Cardos (Zambrano, 1972). Entendemos que ella integra un mismo ciclo sedimentario con la Formación Olivos (Groeber, 1961). Litológicamente se diferencia de la Formación Olivos suprayacente por estar compuesta casi exclusivamente de arenas de color rosado y blanquecino, cuarzosas, de grano grueso y escasamente conglomerádicas, con rodados de cuarcitas. En general son arenas blandas, habiendo además algunas intercalaciones de arcilla arenosa color gris rosado, rojo y verde, ligeramente micácea. Esta descripción corresponde a la litología de la Formación en la mitad occidental de la Cuenca del Salado, ya que al oriente la granulometría es más fina y corresponde a limolitas arenosas de color rojo oscuro, con intercalaciones de color castaño claro y verdosas; hay también arenas de colores claros, con partes de cemento calcáreo, aunque friables y escasas arcillas de color violado bandeadas en colores claros.

El ambiente de depósito ha sido continental, fluvial en gran parte, pero como ocurre con otras Formaciones de la columna, hacia el naciente se insinúa un ambiente mixto, costero, con intercalaciones marinas, tal como se señala en el corte estratigráfico Figura N° 4. Un comportamiento similar tienen las Formaciones Ombueta y Elvira en la Cuenca de Colorado, con la diferencia de que en esta cuenca la ingresión marina avanzó más hacia el poniente que en la de Salado. El área de depósito de la Formación Los Cardos en la Cuenca de Salado es mayor que la ocupada por Formación Las Chilcas, habiéndose medido allí hasta 429 m como espesor máximo. Se le asigna una edad oligocena, que podría llegar hasta eocena en los términos basales de la Formación especialmente hacia el borde externo de la cuenca.

La Formación Olivos es conocida desde antiguo en el subsuelo de la provincia como "Mioceno Rojo" ("El Rojo" de los perforadores). Litológicamente se compone de arenas gruesas a conglomerádicas, de color pardo rojizo, amarillento o grisáceas a verde claro, cuarzosas, de grano subangular a subredondeado, con nódulos de yeso y anhidrita y en parte con cemento ligeramente calcáreo, alternando con fangolitas y arcillas arenosas pardo-rojizas que también contienen nódulos de yeso y anhidrita y escasa mica dispersa. Hacia el borde oriental de la Cuena de Salado cambia a facies más fina de limolitas pardo-rojizas, con granos de cuarzo dispersos y niveles glauconíticos. El ambiente de depósito es continental, en gran parte lacustre, con un probable cambio a marino de aguas poco profundas hacia el naciente según la interpretación de los resultados obtenidos en los pozos profundos costa afuera.

La relación que tiene con la Formación Los Cardos subyacente es de concordancia y transición, por lo que a través de la descripción de *cuttings*, aún contando con la ayuda de perfiles eléctricos, la diferenciación entre ambas Formaciones es difícil.

Esta Formación ha sido reconocida, además de la Cuenca de Salado, en las de Laboulaye y Rosario, y también en Macachín, donde constituye la base de la Formación homónima, mientras que en la Cuenca de Colorado debe tener junto con Formación Los Cardos su equivalente en el par formacional Ombucta-Elvira. El espesor máximo medido en Salado es de 418 m sobre el eje de cuenca, afinándose hacia los bordes y transgrediendo sus depósitos las Formaciones subyacentes como es normal en una cuenca de subsidencia continua. La edad de esta Formación ha sido determinada como miocena inferior, quizás hasta oligocena superior en el sector continental de la cuenca, siendo algo más antigua su facies transicional a marina en el borde externo.

f) Formaciones Paraná y Barranca Final (Mioceno)

A partir del Oligoceno superior, en el área exterior de la Cuenca de Salado comienza a insinuarse un nuevo avance marino, que como el anterior maastrichtiano-paleoceno, vuelve a transgredir profundamente en esta parte del continente.

Como se verá más adelante (Caracteres Estructurales), la epirogenia negativa responsable de este nuevo ciclo eustático de avance marino tuvo relación con un leve diastrofismo traducido en la reactivación de fracturas tensionales en la mitad norte de la provincia de Buenos Aires. No obstante ello, no se aprecian evidencias de carácter angular entre los primeros depósitos costaneros de estas Formaciones, Paraná en Cuenca de Salado y Barranca Final en Cuenca de Colorado, con su yaciente constituido por Formaciones Olivos/Elvira/Ombucta. Es más, en las partes centrales de las cuencas y especialmente en sus porciones distales, parecería existir engranaje y transición entre los sedimentos continentales inferiores y los posteriores depósitos marinos, como vemos en el corte estratigráfico Figura N° 4. La Formación Paraná-Barranca Final, el denominado "Mioceno Verde" o simplemente "El Verde" para los perforadores de pozos de agua, tiene como componente litológico principal a arcilitas gris verdosas, oscuras, poco micáceas, algo calcáreas, compactas, que pueden contener yeso, restos carbonosos e intercalaciones tobáceas y, en general, abundante contenido fosilífero.

En la Cuenca de Salado, hacia la parte media e inferior, abundan areniscas de colores blanquecinos a verdosos (con intercalaciones pardo claras a rojizas), cuarzosas, de grano fino en general pero con niveles más gruesos hasta conglomerádicos, de grano subredondeado y matriz arcillosa, también con restos de madera carbonizada y fósiles marinos. Hacia el naciente se nota un incremento en la fracción arcilla.

El ambiente de depósito de estas Formaciones ha sido marino, dentro de límites neríticos, con excepción de la mitad inferior de Formación Barranca Final, cuya fauna señala aguas profundas y sedimentos batiales.

En la Cuenca de Salado dijimos que existe en la base de Formación Paraná una relación de pasaje gradual en las partes más externas de la cuenca, pero acercándose a la costa dicha relación es de pseudo-concordancia, ya que existen evidencias de un episodio de fracturación que corta a Formación Olivos sin

llegar a afectar a Formación Paraná. En igual forma, los sedimentos marinos traslanan sobre los depósitos continentales anteriores rebasando sus límites y expandiendo sus depósitos por una muy amplia región que se prolonga al norte hasta el río Paraguay inferior. Por el sur, con excepción del área que va desde el faldeo norte de Tandilia hasta el borde sur de Ventania, que permaneció como "tierra firme" por encima de las aguas, el resto de la provincia fue cubierto por el mar que depositó sus sedimentos hasta un máximo de 815 m en Salado y 792 m en Colorado.

En la Cuenca de Colorado, la relación de Formación Barranca Final con las unidades estratigráficas infra (Formaciones Ombucta y Elvira) y suprayacentes (Formaciones Belén y Chasicó) es gradual y transicional. No obstante, hay un hecho muy significativo que indirectamente puede demostrar la acción del diastrofismo (fracturación con movimiento de bloques) que hemos descripto para el nordeste de la provincia. En las muestras del pozo Puerto Belgrano-23 aparecen dentro de sedimentos de Formación Barranca Final cónchulas de foraminíferos retrabajadas de la Formación Pedro Luro (Paleoceno). Este hecho señalado por Malumián (1970) lo interpretamos como demostración de que en la región, posiblemente tierra adentro o en costas sujetas al ataque de olas, durante el Mioceno habían quedado expuestos a la erosión sedimentos paleocenos. El material erosionado y su contenido de foraminíferos fueron redepositados en mezcla con los sedimentos y la fauna de Formación Barranca Final. Como las Formaciones Elvira y Ombucta carecen de microfauna diagnóstica, podemos animarnos a incluirlas dentro del proceso de fracturación y erosión pre-Barranca Final, con lo que tendríamos un cuadro similar al de la región norte de la provincia a que hacemos referencia más arriba.

Es rico el contenido fosilífero macro y micropaleontológico del conjunto Paraná-Barranca Final. Ello ha permitido datar estas Formaciones, apreciando sus variantes. En la parte externa de Colorado el contenido de foraminíferos indica una edad oligocena superior para la base de Barranca Final, que se prolonga por todo el Mioceno para llegar a abarcar parte del Plioceno bajo. En cambio, en Salado la transgresión alcanzó las localidades investigadas en fecha algo posterior, es decir, la Formación Paraná abarca aquí todo el Mioceno medio y superior.

Anteriormente habíamos señalado para Formación Paraná solo una edad miocena superior (Yrigoyen, 1970) pero las nuevas evidencias micropaleontológicas nos permiten ahora reducir (hasta aún aliminar en el este de la cuenca) el hiato con que separábamos las Formaciones Olivos y Paraná.

g) Formaciones Superiores (Plioceno, Pleistoceno)

En otros capítulos de esta obra, se describen en detalle las unidades estratigráficas superiores que afloran y completan la pila sedimentaria de la provincia de Buenos Aires. Esto nos exime de tratarlas nuevamente, por lo que sólo haremos aquí somera mención de las mismas.

En la Cuenca de Colorado, por encima de Formación Barranca Final, yacen depósitos de limos arcillosos y/o arenosos, entre los que se intercalan capas de arenas y aún conglomerados finos. Este conjunto de tonos pardos y rojizos corresponde a sedimentos continentales de la Formación Arroyo Chasicó, de hasta 200 m de potencia y edad pliocena inferior de acuerdo con

su diagnóstico contenido de vertebrados fósiles. Por encima de ella, pero en partes en transición lateral, se ubica la Formación Belén (Kaaschieter, 1965), equivalente de la antigua denominación "Río Negro", predominantemente fluvial pero que hacia el este muestra engranaje con depósitos costaneros supraneíticos. En este último caso, el contenido de microfósiles permite ubicar a Formación Belén dentro del Plioceno y Pleistoceno inferior. En la zona de Pedro Luro, este conjunto mixto llega a alcanzar los 480 m de potencia máxima.

Más hacia el norte, desde el pie del Positivo Bonaerense hasta el norte de la Mesopotamia, cubren los depósitos marinos paranenses, sin discordancia manifiesta, un muy conspicuo depósito de arenas cuarzosas, blancas a pardamarillentas claras, a veces ferruginosas y de muy pobre o ninguna cementación. En algunos lugares su grano se hace más fino, transformándose en limos arenosos. Estos depósitos fluviales dejados por una red de drenaje cuyo colector principal era el antiguo sistema Paraguay-Paraná (Grober, 1945) constituye el importante horizonte acuífero potable de toda la región conocido como "Arenas Puelches" de edad eocuarteraria.

Casi en todas partes el Grupo Pampa cubre finalmente las Arenas Puelches con depósitos preferentemente loéssicos y limosos de espesores variables. En las zonas costeras y por los valles de los colectores mayores, han tenido entrada efímeras transgresiones atlánticas que han dejado depósitos conchiles, estuáricos y costaneros.

h) Resumen Estratigráfico

En el esquema estratigráfico de la Figura N° 5 hemos intentado graficar las relaciones de las diferentes unidades estratigráficas descriptas anteriormente. En el mismo se han diferenciado las Formaciones continentales de las marinas, que aparecen como dos profundas transgresiones que avanzan sobre el continente en el sentido de las abscisas. Las ordenadas corresponden a tiempo dividido en decenas de millones de años antes del presente. El rumbo generalizado del esquema es este-oeste.

IV. TECTONICA

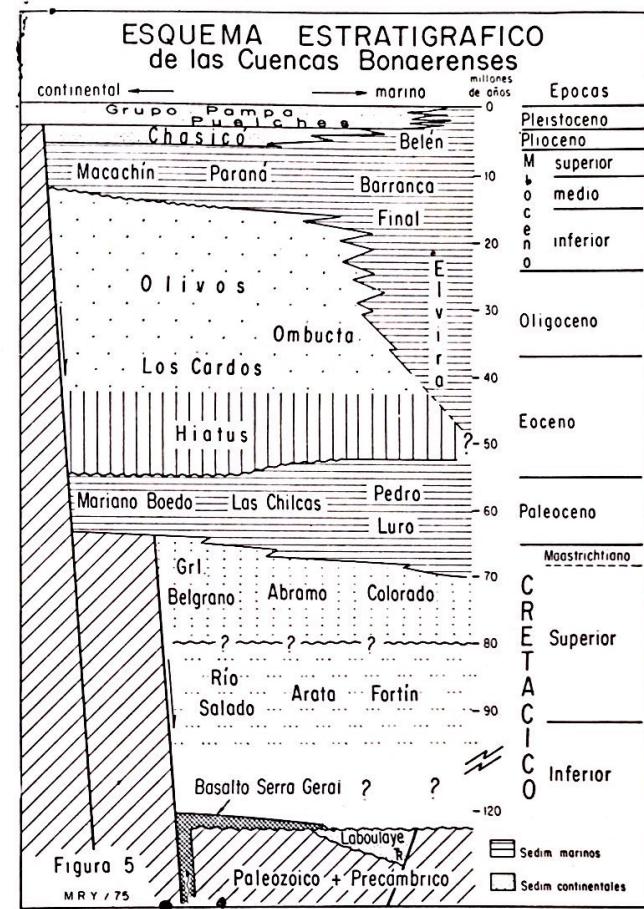
Generalidades

Habiéndose visto que la historia geológica de las cuencas bonaerenses se inicia verosímilmente en el Cretácico más bajo, pasaremos por alto los eventos tectónicos y las estructuras derivadas de los mismos de períodos anteriores. En otros capítulos que anteceden se han señalado en sus respectivas provincias geológicas los rasgos principales de aquellos, de modo que aquí sólo pasaremos rápida revista a los acontecimientos diastróficos que se relacionan con el origen y evolución de las cubetas sedimentarias cretácico-terciarias.

En primer lugar, repetiremos que aquellos acontecimientos tectónicos se han caracterizado por una notable y reiterada tendencia negativa de manifiesta subsidencia y carentes de acción orogénica alguna. La epirogenia ha jugado un papel fundamental en la evolución de las cuencas y en algunas de ellas la tectónica de fallas transcurrentes parece evidente.

La formación de las cuencas mismas, si bien responden a una tectónica de basamento con paulatino desmenbramiento de bloques, poseen una mecá-

nica particular en cada caso, pero manteniendo siempre como común denominador su fechado de iniciación y, en cierta medida, similares períodos de reiteración de las zonas de fractura.



Distribución de las Cuencas

Con los elementos disponibles, aún resulta oscuro cuál ha sido la influencia del "Positivo Bonaerense" a cuyo alrededor se ubican todas las cubetas deposicionales. Este elemento morfoestructural se ha comportado como una unidad mayor, aunando el último trozo separado del cráton uruguayo con el adyacente tramo de sedimentitas paleozoicas rigidificadas de las Sierras Australes y la comarca intermedia.

Observando el mapa (Figura N° 2) se aprecia no sólo la distribución de las cuencas alrededor del positivo mencionado, sino también cómo las prin-

cipales zonas de fracturación tienden a abrazar aquél importante elemento morfoestructural. Por cierto que nos falta información, tanto de la zona de la plataforma continental como del extremo noroeste de la provincia, pero en términos generales aquella distribución rodeante parece cumplirse.

Cuál ha sido la causa originaria de la gran arquitectura que dio como resultado la formación de las cuencas bonaerenses es algo que resulta difícil de precisar. En muchas ocasiones ya se ha vinculado la creación y apertura de nuestras cuencas mayores con el gran proceso diastrófico de apertura del Atlántico Sur, de acuerdo con la teoría cada vez mejor comprobada de deriva continental. Sin embargo, la mecánica intrínseca de la génesis de algunas cuencas dista mucho de estar aclarada. Cuencas táfricas, como la de Santa Lucía en el Uruguay, no tienen clara explicación si no se apela al concurso de fracturas transecientes de apreciable desplazamiento lateral, tal como puede ocurrir con la Cuenca de Macachin. No obstante, aún poseemos escasa información para comprobarlo y poder presentar un esquema individual lógico que también sea compatible con el gran cuadro regional.

Dejando de lado si la iniciación de la formación de las cuencas deposicionales se debe a la respuesta de esfuerzo de bordes continentales en deriva, o si se trata de centros secundarios de migración abortados en los inicios de su movimiento, o si estamos frente a un cuadro tensional motivado por la retracción de un centro de convección en el manto, lo que hoy podemos apuntar es que a principios del Cretácico (y con menos seguridad, quizás ya desde fines del Jurásico, según algunos autores) se inicia la configuración de las cuencas sedimentarias bonaerenses.

En ese tiempo eocretácico y con una gran simultaneidad —expresada en términos geológicos— comienza la apertura e iniciación del relleno sedimentario de las incipientes fosas, relleno que en algunos casos estuvo precedido por el derrame de lavas básicas producido a través de las fracturas profundas que dieron origen a las primeras subsidencias.

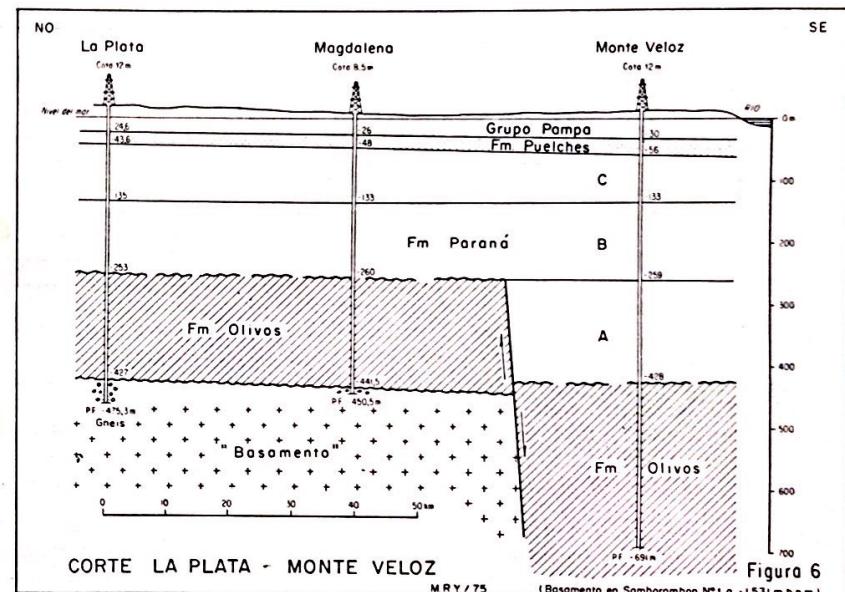
Cada una de las artesas deposicionales ha tenido un gradiente de subsidencia individual, es decir, la velocidad de hundimiento (y respectivo relleno sucesivo) del fondo de las cuencas ha sido diferente entre ellas, y a veces aún hasta entre puntos distantes dentro de una misma cuenca. Esta subsidencia diferencial se ve reflejada por los diferentes espesores que presentan las diversas Formaciones, pero debe destacarse que salvo excepciones aisladas, pese a las diferencias de potencia (y también de litología) siempre pueden reconocerse las mismas unidades de la sucesión cretácico-cenozoica. En otras palabras, si bien es dable reconocer fuertes variaciones de subsidencia entre las diversas áreas, dichos cambios no han sido suficientes en general como para ocasionar hiatos formacionales significativos.

Caracteres Estructurales

Lo anterior nos da indicios de la relativa tranquilidad tectónica de la región en estudio durante el Cretácico y el Cenozoico. En este sentido, es notable la distribución actual de algunas Formaciones en ciertas unidades morfoestructurales. Si observamos la posición vertical absoluta del techo de la Formación Paraná en el tramo paralelo a las costas de los ríos Paraná y de la Plata, comprendido entre San Nicolás (al noroeste) y Magdalena (al sudeste), encontramos que dicho nivel estratigráfico se encontró en el subsuelo a los —48 m y —47 m respectivamente bajo el cero del Riachuelo. Es sor-

prendente esta horizontalidad casi absoluta del contacto Formación Paraná/Formación Puelches en una distancia de 318 kilómetros.

Puede argumentarse que esta nivelación sorprendente se muestra por el hecho de estar extendida la unidad de referencia sobre un bloque como es el "Umbral de Martín García". Sin embargo, en el centro de fosas de reconocido hundimiento transversal se aprecian también situaciones similares en el sentido del eje de cuenca. Las perforaciones recientes realizadas en la porción oriental de la Cuenca nos ofrecen ejemplos idénticos al mencionado más arriba. Los pozos costa afuera Union Ax-1a y Bx-1, distantes 22 km entre sí,



encontraron el tope de Formación Paraná exactamente a igual profundidad (-241 m b.n.m.) y a sólo nueve metros más abajo de la profundidad a que se encuentra dicho horizonte-guía en pozos ubicados sobre la costa a más de 150 km de distancia (pozo Sun Fx-2, tope Paraná en -232 m b.n.m.). En este caso, la práctica horizontalidad de aquel nivel estratigráfico demuestra la ausencia de movimientos mayores para posiciones simétricas de la cuenca en aproximadamente los últimos 10 millones de años (Zona de *Globorotalia menardii*, del Mioceno superior). Pese a lo anterior, sabemos que en la parte media (axial) de la cuenca pudo haber continuado el hundimiento del bloque central a lo largo de las fracturas longitudinales de los flancos y quizás también por una suave combadura negativa de la espesa pila sedimentaria. Las isobatas de -329 y -364 m b.n.m., para el tope de Formación Paraná en los pozos de Signal Las Chileas x-1 y Los Cardos x-1, pueden atestiguarlo.

Esta reconocida horizontalidad de las Formaciones supraterciarias nos permiten el trazado de fracturas intermedias cuando encontramos diferencias iso-

báticas de cierta magnitud en los niveles de referencia. Ya es bien conocido el corte San Nicolás-Monte Veloz, publicado por Grober en 1945 (y Frenquelli en 1950) en donde se analiza la fracturación transversal del "Umbral de Martín García". En dicho corte se ilustra la fragmentación de aquella unidad morfoestructural en diversos bloques denominados "Capital; Quilmes; La Plata y Monte Veloz" los que señalan la gradería que desciende hacia ambos extremos noroeste y sudeste, dejando como porción más elevada del basamento el Bloque Capital. En este último, la perforación de Olivos encontró el "cristalino" a —245 m b.n.m., el que ya fuera de la línea de corte asciende hasta —143 m en el Paraná Miní (varadero MOPBA) y luego de trasponer una fractura regional en el río de la Plata, asoma en la isla Martín García (+ 25 m s.n.m.) en donde afloran micacitas y gabros proterozoicos semejantes a los del vecino escudo uruguayo-brasileño.

El estudio detallado del extremo sudeste del corte citado anteriormente permite extraer otras conclusiones de interés para la datación de algunas de las fallas de la región. En la Figura N° 6 hemos ampliado el tramo del perfil que va desde La Plata hasta Monte Veloz. Utilizando las descripciones de muestras publicadas por Artaza (1943), podemos seguir en las tres perforaciones del corte la posición de las Arenas Puelches eocuartarias que incrementan ligeramente su espesor de 19 m en La Plata a 26 m en Monte Veloz. Por debajo de ellas sigue una sección caracterizada por arcillas plásticas, fosilíferas, de tonos preferentemente verdosos (gris verdosos, gris azulados) con algunas intercalaciones de arenas y margas que constituyen el tercio superior de la Formación Paraná ("Paraná C" en el corte). Su base, que guarda una horizontalidad casi absoluta pese a los 95 km de largo del corte, se ubica en cada extremo entre 133 y 135 m b.n.m. Por debajo sigue el tercio medio de la Formación miocena marina ("Paraná B" en el corte) que se caracteriza por una granulometría más gruesa, hasta conglomerádica, aunque siempre con intercalaciones pelíticas de colores claros. En las perforaciones de La Plata y Magdalena se aprecia esta sección directamente apoyada sobre la Formación Olivos, caracterizada por arenas y arcillas pardas y rojizas, en parte ferruginosas, cuyo techo se encuentra en —253 y —260 m b.n.m., respectivamente. Sin embargo, en la perforación de Monte Veloz, por debajo del Paraná medio (en 259 m b.n.m.) prosiguen arenas muy arcillosas, gris verdosas, fosilíferas, que constituyen el tercio inferior de la Formación Paraná, que no llega a estar presente en las otras dos localidades. Esta sección basal paranaense parece extenderse hasta los —428 m b.n.m., en donde se entra en Formación Olivos que sigue hasta el fondo del pozo Monte Veloz (a 703 m bajo nivel del terreno). Algunos autores han preferido extender la Formación Paraná a todo el tramo perforado, pero la litología descripta no condice con aquella típica de Formación Paraná, a no ser que se esté en presencia de una facies muy diferente a su desarrollo habitual. Por otra parte, uno de los argumentos esgrimidos para asignar el tramo inferior a Formación Paraná ha sido la presencia de fragmentos de fósiles siempre indeterminables por debajo de los —428 m, pero el estado de estos restos parece indicar material derrumbado de niveles superiores.

Analizando el corte La Plata-Monte Veloz se desprende que existe una fractura importante entre Magdalena y Monte Veloz. No tenemos aquí control de la posición del basamento, pero a 28 km hacia el sudsudeste en el pozo Kerr Mc Gee Samborombón-1, se encontraron en los —1.531 m b.n.m., areniscas conglomeráticas, con fragmentos de rocas ígneas, probablemente se-

leccionadas y granos angulosos (Paleozoico?) muy similares a las halladas en el fondo de los pozos de Magdalena y La Plata. En esta última localidad, 39 m de estas rocas cubrían el basamento gnésico. Si efectuamos la extrapolación de estos datos, el "basamento" en Monte Veloz deberá encontrarse aproximadamente a unos 1.000 m de profundidad, lo que nos daría un rechazo para la falla mencionada del orden de los 560 metros.

Como se aprecia en el corte, la reactivación de la misma fractura afectó también la Formación Olivos, rechazándola verticalmente 169 m aproximadamente, pero vemos que la misma no ha interesado los sedimentos marinos paranaenses. Sus capas basales han transgredido sobre la Formación Olivos y

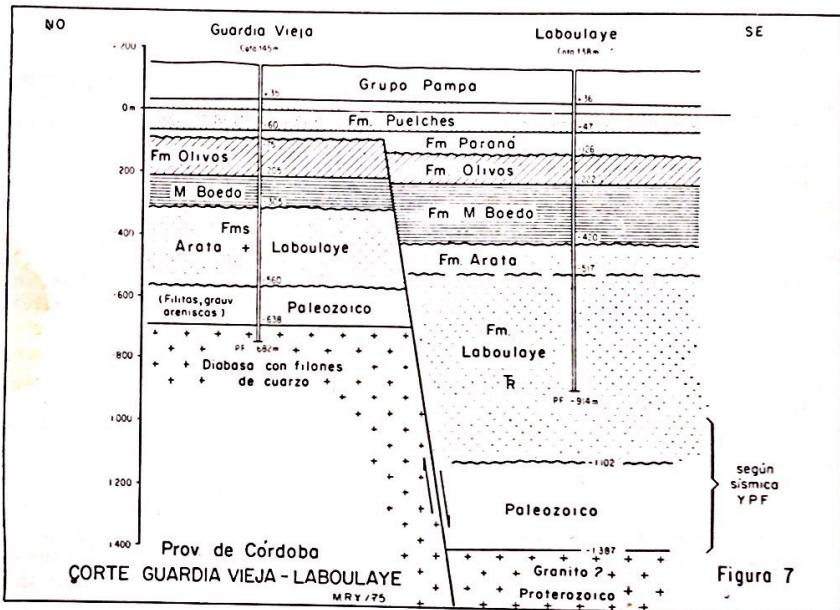


Figura 7

han chocado contra la escarpa de fractura ubicada entre Monte Veloz y Magdalena. Recién después la continuada subsidencia permitió al mar mioceno invadir hacia el noroeste y dejar los depósitos de su tercio intermedio por arriba del relieve existente. La correlación paralela llevada en el corte elimina toda posibilidad de la intervención de esta fractura en los depósitos paranaenses medio y superior.

Este estado de cosas nos permite entonces reconocer que entre Formación Olivos y Formación Paraná ha existido una fase diastrófica revelada por una fracturación post-Olivos/pre-Paraná. Esta puede estar ligada a la iniciación de la epirogenia miocena, de tan vasta significación en nuestra llanura pampeana bonaerense.

Ejemplos como el anterior se reproducen repetidas veces en varias otras líneas de cortes, tales como entre Olivos-Monte, La Rural-Haedo, etc., y aún en zonas alejadas hacia el noroeste, como en la región de Guardia Vieja y Laboulaye (véase Figura N° 7).

Reactivación de los Movimientos

Hemos visto como en áreas reconocidas por una cierta densidad de perforaciones se puede apreciar que la fracturación en bloques, en general por reactivación de fallas anteriores, puede llegar a afectar hasta diferentes términos de la serie estratigráfica. Algunos sistemas de fallas no afectan a Formación Paraná, pero hay otros que llegan a dislocar dicha unidad y aún otras Formaciones más modernas.

Si bien ésto es un hecho comprobado en un buen número de lugares, también existen otros en los que igualmente hay clara evidencia de reactivaciones de fracturas ocurridas hasta en tiempos subrecientes y aún contemporáneos. En los alrededores del cabo Corrientes, en donde el Alto de Tandil se hunde en el Atlántico, Frenguelli (1950, fig. 1) ha señalado como las fallas del bloque eopaleozoico afectan la Formación Chapadmalal (Plioceno superior), cortando también los términos Ensenada y aún Buenos Aires del Grupo Pampa, cuartario.

En otros lugares hay también pruebas de movimientos verticales que han afectado las Formaciones, tanto pliocenas como más recientes. Es en las zonas de fracturas principales que bordean las fosas donde este fenómeno se aprecia con mayor intensidad. En la cuenca de Salado, en la zona de Los Cerrillos, entre Videla Dorna y General Belgrano (Tapia, 1935 b) se encuentra una serie de pequeños bloques homoclinales fracturados de clara expresión topográfica (= Los Cerrillos) que se levantan, sacando a la superficie las Arenas Puelches y cuyas fallas limitantes llegan a interesar hasta los depósitos llujanenses del Grupo Pampa superior.

Fracturación reciente o subreciente puede apreciarse también en fotografías aéreas y en imágenes de satélite ERST. Ellas se destacan en plena llanura, evidenciándose sus lineamientos muchas veces ortogonales a los rumbos principales de fracturación. Por ejemplo, en el tramo sur-oeste de la fosa de Salado, cuyo rumbo general es noroeste-sudeste, se aprecian sistemas de fallas OSO-ENE y SO-NE casi normales a las fracturas marginales de la fossa. Fallas modernas de este arrumbamiento diagonal son los que también alinean depresiones y lagunas desde Chasilaquén por Epecuén, Cochicó, Alsina y el sistema del Arroyo Vallimanca hacia el nordeste. En esta faja alargada que se presenta como un graben o semigraben (de Vallimanca, como interpretara Zambrano en 1972), el techo del Mioceno marino se encuentra deprimido con respecto a las áreas marginales. Según Zambrano (1974), este hecho no ha podido evidenciarse en algunas pruebas sísmicas de refracción, pero quizás ello se deba a que no es éste un método de discriminación suficiente para detectar pequeños desniveles.

El graben o semigraben descripto limita por el noroeste a los dos cordones montañosos de Tandil y Ventana, o en otros términos, margina por el noroeste al Positivo de las Sierras Bonaerenses. Cabe hacer notar que este elemento tectónico diagonal de reciente fractura y clara evidencia en el sistema hidrográfico provincial, ha sido negado por Tricart (1973), quien desdenosamente califica de "pura fantasía" lo expuesto por Frenguelli (1950) respecto al cuadro resultante, por intersección, de los dos sistemas de fracturas principales. Es sorprendente que el mismo Tricart describa como fallas evidentes en foto-

* En igual forma podrían llamarse "pura fantasía" las aseveraciones de Tricart de que el río Salado fluye por un "sinclinal" o que en la zona de General Belgrano el basamento se encuentra a 3992 m, para citar sólo un par de sus errores.

grafías aéreas, casualmente aquellas de rumbos OSO-ENE y SO-NE que son las que provocan la faja deprimida tectónicamente y las que al cruzarse con el arrumbamiento dominante de Salado y Ventana-Tandilia pueden provocar un cuadro de altos y depresiones coincidentes con bloques elevados y hundidos del basamento profundo.

Fallas de actividad o reactividad moderna, mesocuartarias, han sido descriptas a lo largo del río Paraná. En el clásico perfil de la ciudad homónima se destaca que dicha fractura, de labio ascendido al este del río (Bloque mesopotámico), con referencia a las Arenas Puelches ha tenido un "desnivel de unos 100 metros, suma de los rechazos de 70 m, consecuencia de los movimientos entre eo e infracuartario y 30 m de los movimientos post-ensenadenses ubicables en el comienzo del cuartario medio" (Groeber, 1961).

En varios otros lugares se ha podido constatar este mecanismo de reactivación del fallamiento. Para tomar un ejemplo alejado del ámbito de las fosas mayores, describiremos los movimientos reiterados sufridos por la fractura que separa dos bloques según las perforaciones de Laboulaye, al Este, y Guardia Vieja, ubicado 10 km al Oeste. Ya se ha descripto la sucesión sedimentaria de Laboulaye en páginas anteriores. En la perforación de Guardia Vieja, puede reconocerse una sucesión similar, pero sensiblemente adelgazada. De acuerdo con el corte de la Figura N° 7, puede apreciarse que el resalte de cada contacto formacional a ambos lados de la falla va disminuyendo progresivamente hacia arriba, tal como ocurre en la falla del Paraná. Entre Laboulaye y Guardia Vieja, el basamento proterozoico (formado por diabases injectadas por cuarzo en G. Vieja) muestra unos 750 m de rechazo; el tope del Paleozoico (filitas, grauvacas y areniscas) unos 540 m de rechazo; el tope de Formación Arata, 115 m de rechazo y el tope de Formación Mariano Boedo, 17 m de rechazo. Para el caso de las Formaciones superiores, Olivos y Paraná, el cuadro parece estar distorsionado por efecto de erosión diferencial, pero al término de la sedimentación de la Formación Puelches la región ha quedado nivelada a ambos lados de la fractura. De haber podido contarse con descripciones de muestras muy detalladas, o, mejor aún, perfiles eléctricos de estos pozos, podríamos decidir si las variaciones se deben a fases de movimientos definidas o si las mismas son efecto de un fallamiento continuado, contemporáneo con la sedimentación, como parece suceder en las cercanías de las fracturas marginales de la Fosa de Salado.

Tectónica de Fallas Transcurrentes

Se ha mencionado que en algunos sectores del territorio provincial parece evidente la acción tectónica de fallas transcurrentes. En algunos casos, como en la región cercana a Buenos Aires, pareciera que la fragmentación diagonal NO-SE del borde del escudo uruguayo-brasileño estuviera relacionado con fracturas de desplazamiento lateral, eventualmente paralelas a las señaladas más al norte y que provocan los codos notables de los ríos Paraná y Uruguay y la consiguiente subdivisión en bloques de la provincia de Entre Ríos (Padula, 1972). Una fractura de este tipo, de componente horizontal aún indeterminada, puede limitar el Umbral de Martín García y hasta vincularse con el "Horst del Plata" mar afuera. Juegos de fallas antíteticas a 45° de esta falla transcurrente de primer orden podrían generar a su vez fosas como la de Santa Lucía, o aquellas fallas paralelas de rumbo norte sur que son rectoras del drenaje principal del sur de la Mesopotamia. En igual forma, podrían aso-

ciarse a este elemento mayor las fallas que en el subsuelo del Gran Buenos Aires fragmentan el Umbral de Martín García (p. ej., fallas de Luján y del Riachuelo).

Lamentablemente, carecemos de información para aclarar mejor este cuadro estructural pero es posible que investigaciones posteriores, o quienes posean mayores datos del subsuelo, puedan ofrecer elementos para dar asidero a esta hipótesis de trabajo o entregar un esquema de mayor verosimilitud.

En otras partes del territorio bonaerense la acción de tectónica transcurrente parece más evidente y puede proveer explicación aceptable de los hechos que conocemos. Nos referimos a la tafro-cuenca de Macachín. Pese al limitado número de puntos de control que hasta ahora han sido publicados, observando el mapa de la Fosa de Macachín y de acuerdo con las descripciones de Salso (1966), se aprecia que la misma presenta una forma sigmoidal, con un rumbo general de la cubeta NNO-SSE, en tanto que ambos extremos rotan hacia el noroeste-sudeste.

Aceptando de antemano que existen complicaciones locales que pueden modificar el esquema, en términos generales podemos resumir la arquitectura de la fosa como un graben llenado por clásticos cretácicos y terciarios y más exactamente cretácicos medio a superior y miocenos de acuerdo con correlaciones regionales. El relleno sedimentario mesozoico es de origen continental, en tanto que los depósitos supraterciarios son marinos, transicionales y posteriormente continentales.

Algunas de las líneas sísmicas de reflexión indican que la fracturación en la zona de mayor hundimiento es de carácter directo, gravitacional. Ello es lógico, pues resulta difícil imaginar una cubeta alargada de relleno sedimentario superior a los dos kilómetros de sedimentos sin plegamiento manifiesto que no responda a un cuadro local de esfuerzos tensionales.

Con estos caracteres generales se debe buscar un modelo mecánico que se ajuste a los datos existentes. En tal sentido, lo que más encuadra en la Fosa de Macachín es el modelo de una fractura transcurrente de trazado ligeramente sinuoso. Son conocidos los ejemplos de tectónica de *wrench faults* de desplazamiento horizontal amplio que dejan fosas aisladas en los puntos de cambio del rumbo principal. Al iniciarse el proceso de *wrenching* se forman vacíos entre ambos bloques laterales que se mueven relativamente en direcciones opuestas (véase Figura N° 8a). Estos vacíos son llenados por depósitos terrígenos que van acumulándose a medida que crece el desplazamiento horizontal, con el consiguiente hundimiento del fondo de la fosa. Fracturas secundarias directas, paralelas a los bordes de los laterales móviles, forman un escalonamiento de bloques menores que descienden en gradería hacia la depresión central. En algunos casos, el progreso del movimiento relativo llega a sobrepasar los límites de la fosa formada y su contenido sedimentario es sujeto a compresión. En otros casos, el movimiento se atenúa y finalmente se detiene sin llegar a producirse esfuerzos compresivos en los depósitos del graben, tal como ocurre en Macachín.

En la Figura N° 8b, se ha diagramado este modelo y se ha superpuesto al bosquejo esquematizado de la Fosa de Macachín. El modelo hipotético tiene muchas coincidencias con los datos de perforaciones, en especial aquellos pozos que han registrado basamento, muchos de los cuales demuestran la existencia de bloques secundarios paralelos a la fosa mayor. Debemos recordar también que este esquema simplificado de fracturación transcurrente del Cretá-

cico ha sido complicado y, en cierta forma, enmascarado por efectos de la tectónica andina-laramíco-cenozoica.

Queda aún por resolver el trazado original de la fractura transcurrente principal. Hacia el noroeste se tienen datos aislados de perforaciones que han tocado basamento, pero debido al escaso resalto vertical que una falla transcurrente a veces ocasiona, resulta difícil extender su traza. No obstante, puede ser que la continuación del *wrench* coincida en alguna forma con el borde de la cuenca triásica de Mendoza, cercana al curso del río Tunuyán. Por el sudeste esta fractura transcurrente se extendería por la plataforma continental, en las cercanías de Bahía Blanca. La sísmica submarina ha señalado en la zona fracturas importantes de rumbo similar a la que describimos.

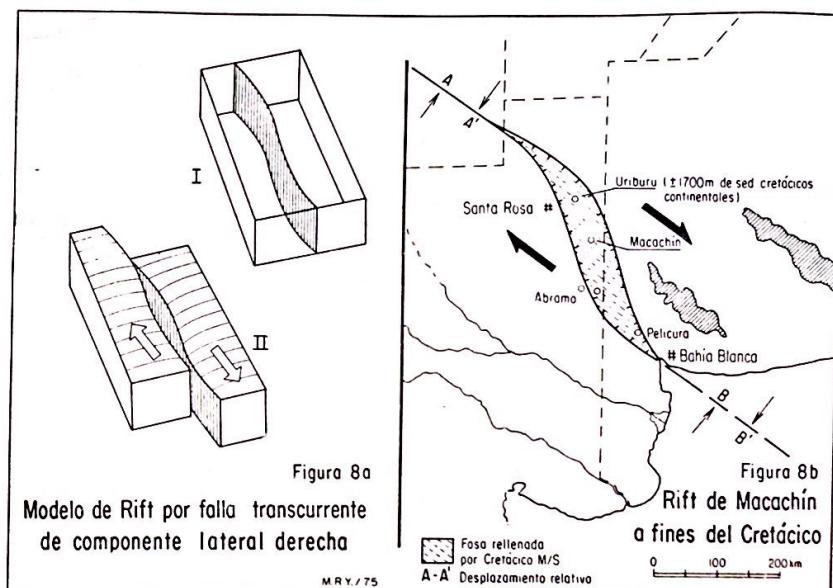


Figura 8a
Modelo de Rift por falla transcurrente de componente lateral derecha
MRY/75

Edad de los Movimientos

De lo que antecede podemos intentar ubicar en el tiempo las principales fases de diastrofismo ocurridas en las cuencas sedimentarias bonaerenses y áreas aledañas. Hemos puntualizado que la iniciación de la configuración y primera subsidencia de las cubetas deposicionales y el vinculado derrame de lavas básicas a través de fracturas profundas han tenido lugar a principios del Cretácico. Muy verosímilmente, este diastrofismo puede asimilarse a la Fase Catan-Lil de los movimientos co-cretácicos, pre-berriasiánica, que provocó un "severo movimiento del Macizo Norpatagónico que se elevó en forma considerable como para permitir que la erosión siguiente pudiese proveer grandes masas de material grueso...", según Stipanicic y Rodrigo (1969).

A nuestro criterio, el citado movimiento del Macizo Norpatagónico no debe haber sido aislado sino que también los otros elementos positivos del

ámbito en estudio deben haberse perturbado simultáneamente como respuesta a los esfuerzos de la deriva continental y la apertura del Atlántico Sur.

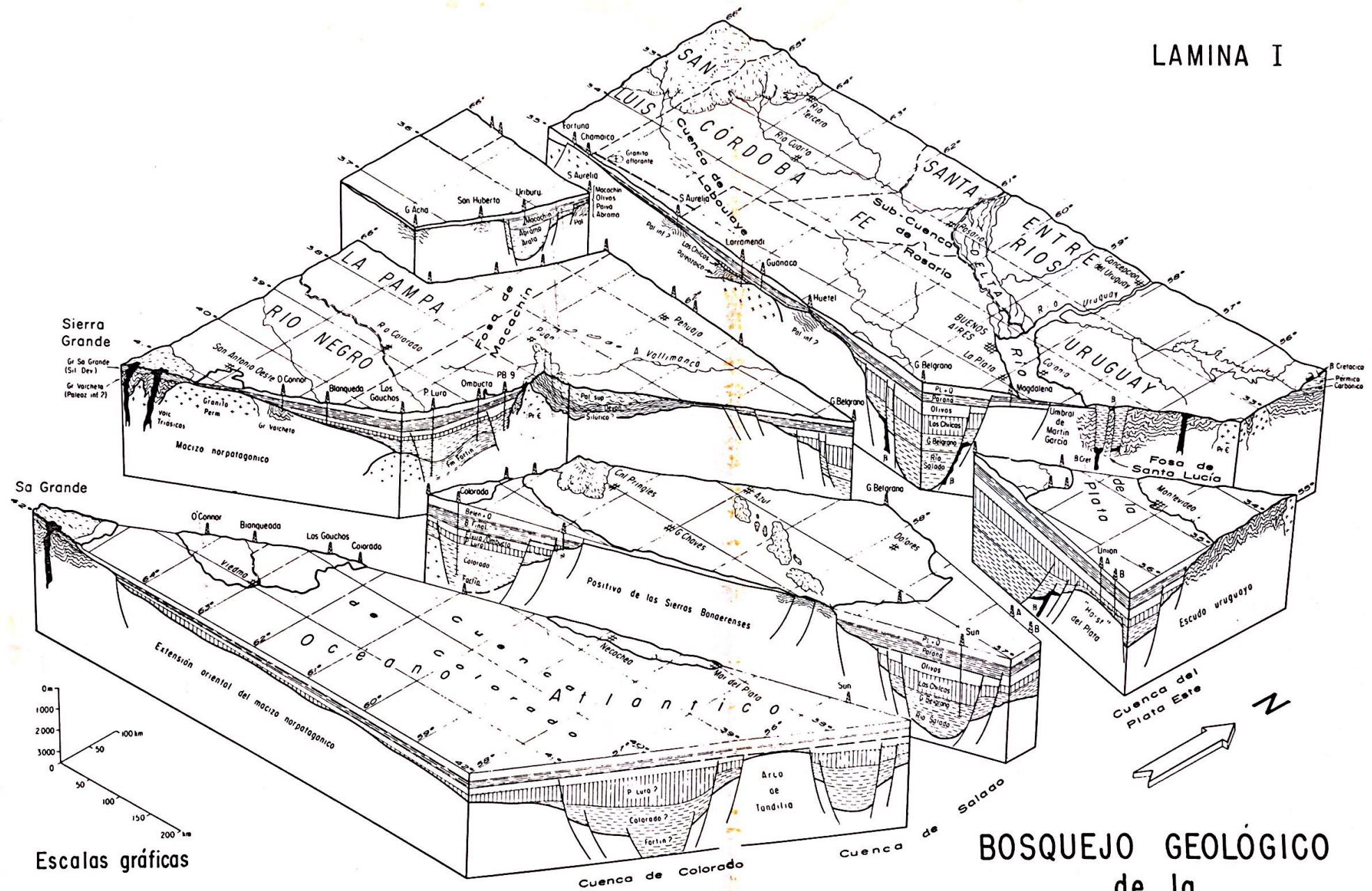
Los *Movimientos subhercínicos*, intercretácicos, no parecen haber ocasionado más efectos en la región que los deducidos por ciertos indicios de erosión entre las dos Formaciones cretácicas continentales, es decir, entre Formación Fortín = Arata = Río Salado y Formación Colorado = Abramo = General Belgrano.

Los *Movimientos larámicos* serían los responsables de la extendida subsistencia de las cuencas y la amplia transgresión maastrichtiano-paleocena.

Ya dentro de los tiempos cenozoicos, a fines del Mioceno se registran los *Movimientos post-Olivos/pre-Paraná*, expresados por reactivación de la fracturación de bloques y la subsistencia inmediata que permitió la transgresión paraniana del Mioceno medio/superior.

En el Terciario superior y aún en tiempos cuartarios, se han verificado nuevas reactivaciones de fracturas que han llegado a afectar las Arenas Puelches eo-cuartarias y aún Formaciones más modernas del Grupo Pampa. En alguna forma, estos episodios diastróficos se relacionan con leves epirogenias negativas que en el borde oriental de la región quedaron atestiguadas por efímeras ingestiones marinas, de mucha menor extensión que las dos anteriores de los tiempos terciarios. Dentro de la plataforma submarina es posible que se refleje también la acción de la fracturación subreciente, como parece atestiguarlo el trazado irregular de algunas curvas isobáticas, por ejemplo: la curva de 100 m de profundidad al sur de Mar del Plata (véase Zambrano, 1974, Figura N° 3 a).

LAMINA I



**BOSQUEJO GEOLÓGICO
de la
Provincia de Buenos Aires
y regiones vecinas**

Dr. Marcelo R. Yrigoyen, 1975