

Sección estructural del valle de Trancas-Choromoro, provincia de Tucumán, Argentina

por Pablo Esteban Johanis

Universidad de Buenos Aires.

Summary

«Structural section of the Trancas-Choromoro valley, Tucumán Province».

The structure of the Trancas-Choromoro valley is described on the basis of a balanced cross section between Cumbres Calchaqués and the Sierra de Medina. It is typified by an westward dipping thrust belt produced by tectonic inversion of the southern part of the Cretaceous Salta Group rift due to compressive stress related to the Andean tectonics. The main deformation mechanism has been fault-bend folding, that shortened the section 19%. The thrusts develop a leading and a trailing imbricate fan, westwards and eastwards of the valley axis, respectively. This depression express an area of minor net slip in the thrust belt. The correlation of the Choromoro Group with the Sub-Andean Tertiary, as well as with the Miocenic ingression is presented.

Key words: geology, geologic correlation, Trancas valley, Choromoro valley, Tucumán, Argentina.

Introducción

El presente artículo constituye una síntesis del trabajo final de licenciatura presentado por el autor en la Universidad de Buenos Aires (Johanis, 1993).

El área estudiada abarca unos 1.200 km² comprendidos en el departamento Trancas, al Norte de la provincia de Tucumán. Se accede a la región por la Ruta Nacional 9 (fig. 1a).

Bossi (1969) estableció en el sector Sur del valle una estatigrafía local, que fuera modificada parcialmente por trabajos que proponen una mayor extensión austral del Grupo Salta (Mon y Urdaneta, 1972; Porto *et al.*, 1982; etc.). La zona fue mapeada por Porto y Danieli (1973 y 1974),

quienes definieron la estatigrafía de la secuencia neógena. La estructura regional fue delineada por Mon (1972 y 1976).

Se confeccionó un perfil estructural balanceado a fin de definir el modelo tectónico del valle de Trancas-Choromoro. Surgen de éste evidencias estructurales de la pertenencia del área al rift del Grupo Salta y de su posterior inversión tectónica (fig. 2).

Estatigrafía

Las serranías de la zona se caracterizan por los extensos afloramientos de leptometamorfitas pertenecientes a la Formación Medina (Bossi,

ESTRATIGRAFIA DEL VALLE DE TRANCAS-CHOROMORO				
EDAD	FORMACION	SUBGRUPO	GRUPO	
G	Holoceno	Depósitos modernos		SINOROS
	Pleistoceno	ACEQUIONES CORTADERAS	TRANCAS	
T	Plioceno	CHULCA	CARAHUASI	CHOROMORO
		INDIA MUERTA		
	Mioceno	RIO SALI		
	Eoceno	LUMBRERA		
P	Paleoceno	MAIZ GORDO	SANTA BARBARA	SALTA
		MEALLA		
	sup.	YACORAITE	BALBUENA	
M	Cretácico inf.	LOS BLANQUITOS	PIRGUA	SINR
		LA YESERA (+comp. volcánica)		
PZ	Cámbrico			PRERIFT
PC	Proterozoico superior	MEDINA		LERMA
		????????????????		

Tabla 1.

1969). La ciclicidad sedimentaria y las superficies de estratificación son causa de su alta anisotropía mecánica que condiciona la estructura regional (Fernández Garrasino, 1985).

Una discordancia que abarca el período eocámbrico-cretácico, separa al sustrato de leptometamorfitas de los depósitos pertenecientes al Grupo Salta (Turner, 1960). Comprende los depósitos de *graben fill* del Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity, 1973), y los depósitos litorales de

los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970).

El enarenamiento hacia el tope del Grupo Salta indica el inicio de un hiato, interrumpido por unidades marinas y litorales miocenas medias-pliocenas inferiores y continentales pliocenas-pleistocenas inferiores, que integran el Grupo Choromoro (Mon, 1972). Coronan la secuencia depósitos pospleistocenos inferiores de ambiente pedemontano y fluvial.

A los fines de la interpretación estructural se consideraron cuatro unidades informales: prerift, sinrift, postrift y depósitos sinorogénicos (tabla 1, fig. 1b).

Ingresión Paranense. La Formación Río Salí (Ruiz Huidobro, 1960) está constituida por limolitas de colores rojo y verde, con intercalaciones de calizas y yeso, y subordinadamente areniscas, tobas y otros sulfatos. Las limolitas rojas aparecen laminadas; en las areniscas intercaladas es frecuente la estratificación entrecruzada linguoide o planar de pequeña escala. Por su contenido fosilífero se le asigna una edad miocena media. Este incluye *Corbicula* (*Cyanocyclas* sp.), estromatolitos y peces del mismo género *Poecilidae* que los encontrados en la porción basal de la Formación San José (Galván y Ruiz Huidobro, 1965) en el valle de Santa María. Al igual que en esa unidad aparecen asociados a estromatolitos delgados y calizas oolíticas.

Estos depósitos constituyen facies litorales y de plataforma proximal del mar paranense (cf Fernández Garrasino, 1992), indicativas de una lenta regresión. Así parece indicarlo también el hallazgo de microfauna del Mioceno Superior, correlacionable con la de las provincias de Buenos Aires y Entre Ríos, como *Nonion demens* (*Bik*), foraminífero bentónico en el Mioceno del valle de Santa María y Selva, Santiago del Estero (Zabert, 1984), y de *Rotalia* y *Prollepridium*, foraminíferos, y dientes de seláceos en la perforación Bandera La Holandesa #1, Santiago del

CORRELACION ESTRATIGRAFICA ENTRE LOS GRUPOS SANTA MARIA, CHOROMORO, Y EL "TERCIARIO SUBANDINO"					
EDAD	VALLES DE LERMA Y CALCHAQUI	VALLE DE SANTA MARIA	VALLES DE TRANCAS-CHOROMORO	TALA, ROSARIO CANDELARIA	RIO JURAMENTO
PLEISTOCENO inferior	LA FLORIDA	YASTAMAYO	ACEQUIONES	PIQUETE	PIQUETE
PLIOCENO	PALO PINTADO		CORTADERAS		
	ANGASTACO	CORRAL QUEMADO	CHULCA		RIO GUANACO
MIOCENO	SERIE ROJIZA	ANDALHUALA	INDIA MUERTA	ESTRATIFICADA SUP	QDA JESUS MARIA
		CHIQUIMIL		ANTA	ANTA
		LAS ARCAS	RIO SALI	DON JUAN	RIO SECO
		SAN JOSE		ESTRATIFICADA INF	

Tabla 2. Fuentes: Bossi *et al.*, 1984 (1) y Russo y Serraiotto, 1978 (2).

Estero (Rossi de García, 1982).

La litología de la Formación San José, que inicia la secuencia del Grupo Santa María, y su contenido fosilífero son indicativos de deposición en cuerpos de agua semipermanentes. Díaz Saravia (1980) comparó *Corbicula* sp. proveniente de las Formaciones San José y Río Salí, hallando grandes semejanzas. Finalmente, Bossi *et al.* (1984) reconocen la clara proveniencia desde el Este de las paleocorrientes observadas en el borde oriental del depocentro Santa María.

Depósitos miocenos superiores de similares características afloran en la sierra de Guasayán, Santiago del Estero, y se especula acerca de su presencia en el subsuelo catamarqueño (Fernández Garrasino, 1992). También las arcilitas y carbonatitas polícromas de la Formación Anta (Russo y Serraiotto, 1978) en el Sur de Salta indican una leve participación marina (tabla 1).

Depósitos sinorogénicos. Corresponden a este grupo los depósitos continentales de facies de abanicos proximales a distales con participación subordinada de facies fluviales, contemporáneos con la elevación de la Cordillera Oriental —Formación Chulca (Porto y Danieli, 1974)— y de las Cumbres Calchaquíes —formaciones Cortaderas y Acequiones (Porto y Danieli, 1974)—. La correlación de los depósitos de las subcuencas y bolsones que el ascenso de estos cordones generó se basa en la datación de tobas intercaladas y en hallazgos de restos de mamíferos. Se presenta aquí una correlación del Grupo Choromoro con el «Terciario subandino», que complementa la que efectuaron diversos autores respecto a su sustrato (tabla 2).

Estructura

El valle de Trancas-Choromoro integra una faja

corrida imbricada de rumbo submeridional, expresión de esfuerzos compresivos provocados por la Fase Diaguita de la deformación ándica. La componen fallas lístricas que inclinan moderadamente al Oeste, a lo largo de las cuales se produjeron corrimientos vergentes al Este que invirtieron tectónicamente los hemigrábenes del rift del Grupo Salta. Mon (1976) reconoció evidencias de que muchos elementos estructurales fueron activos por lo menos desde el Cretácico, y que sólo fueron reactivados por el diastrofismo ándico. Subordinadamente se desarrollan fracturas de rumbo Este-Noreste y fallas inversas de pequeño rechazo paralelas al sistema principal. Exceptuando la porción septentrional de los Altos de La Totorá, un anticlinal cuyo eje buza al Norte, y estructuras locales vinculadas a los sobrecorrimientos mayores, no se observa plegamiento de la secuencia. Las posiciones en los bloques sobre corridos se mantienen constantes o experimentan escasa variación, producto del plegamiento por flexión de fallas. La sismicidad de la región y algunos rasgos geomorfológicos indican que la misma continúa siendo tectónicamente activa (figs 1b y 2).

Metodología. Considerando la posición de la secuencia sedimentaria se propuso el plegamiento por flexión de fallas como principal mecanismo de deformación. La resolución del perfil con dicho supuesto demuestra la inversión tectónica de fallas preexistentes, marco en el que no cabría esperar plegamiento por propagación de fallas. Se confirma así la hipótesis inicial.

Se estimaron inclinaciones de los corrimientos coincidentes con las inclinaciones dorsales para sucesivos dominios en secuencias donde el ángulo de paso (*cut off angle*) es de 20°. Dicho ángulo es compatible con los que se han observado en la estructura interna en afloramientos de la Formación Medina.

De acuerdo con información sísmica de la cuenca del Noroeste se consideró una pendiente

regional de 5°, que provoca una leve profundización del nivel de despegue propuesto, situado a 15 km en el extremo oriental del perfil, alcanzando -20 km en su extremo occidental.

Se balanceó el perfil considerando volúmenes inicial y final equivalentes, y al techo de la Formación India Muerta (Bossi, 1969) como un nivel subhorizontal que enrasó los depósitos previos. El modelo estatigráfico considera cuatro unidades:

a) Prerift, compuesto por las leptometamorfitas de la Formación Medina. Su límite superior lo constituye una discordancia erosiva generadora de una extensa peneplanicie estructurada durante el rifting cretácico. El paleorrelieve que generó condicionó la geometría y litología de los depósitos posteriores.

b) Sinrift, que incluye los depósitos de *graben fill* del Subgrupo Pirgua. La secuencia se acuña hacia el Oeste, y sus espesores varían entre 3.800 y 400 m.

c) Postrift, comprende a los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara del Grupo Salta y a las formaciones Río Salí e India Muerta del Grupo Choromoro. Sus depósitos constituyen el relleno de la cuenca durante la etapa de subsidencia térmica y de carga sedimentaria.

d) Depósitos sinorogénicos, que incluyen a las formaciones Chulca, Cortaderas y Acequiones. Considerados junto a los depósitos de postrift conforman una secuencia tabular cuyo espesor propuesto es de 2.100 m.

Descripción. Las leptometamorfitas de la Formación Medina tuvieron durante la orogenia andina un comportamiento mecánico similar al de las sedimentitas que le suprayacen. Su estructura interna fue descrita por Eremchuk *et al.* (1981) a lo largo de una sección que corta los Altos de la Totorá. Distinguieron la presencia de tres fases de deformación que produjeron pliegues isoclinales volcados, pliegues tipo *chevron*, y un clivaje de fractura bien desarrollado que corta

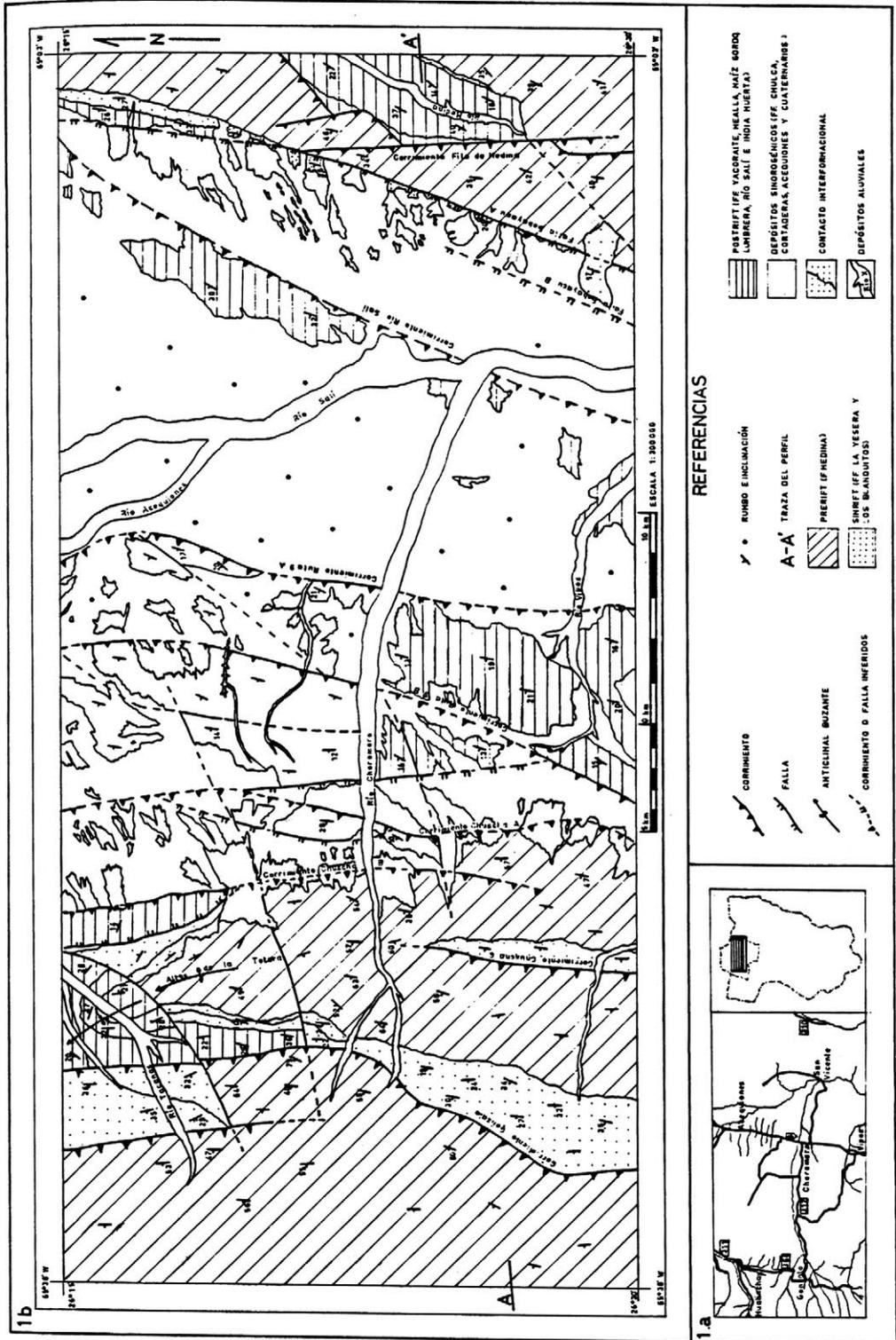


Figura 1: Plano de ubicación (a) y mapa geológico (b) del valle de Trancas-Choromoro.

los elementos anteriores. Las fases posteriores se revelan como superficies penetrativas. El principal elemento estructural en la región es el sistema de corrimientos ándicos de rumbo Nornoroeste. Sus dos fallas principales son Duraznito A al Este y Chusca A al Oeste. Su rechazo es mayor y su ángulo de afloramiento menor que el del resto de los corrimientos. Constituyen las fallas mayores de los abanicos imbricados en que se agrupan las fracturas.

Al Oeste del eje del valle se sitúan los corrimientos Gonzalo, el corrimiento principal Chusca A y sus secundarios B y C y el corrimiento Choromoro A con su secundario B, que forman un abanico imbricado de pared basal. Asociado a éste se producen en el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes corrimientos de muy bajo ángulo y rechazo que impiden la observación de contactos normales en la secuencia neógena.

En la porción oriental del perfil se desarrolla un abanico imbricado de pared colgante que componen el corrimiento principal Duraznito A (fuera del área mapeada) y su secundario B, y los corrimientos Filo de Medina y Río Salí.

El desarrollo de la estructura genera un apretado sistema de bloques subparalelos de orientación submeridiana. Los corrimientos muestran frecuentemente anastomosamiento con generación de bloques subordinados.

Al pie del faldeo occidental de la Sierra de Medina la falla Bobayacu A se extiende por más de 30 km en sentido meridional con una expresión notoriamente rectilínea en superficie, poniendo pedimentos labrados sobre depósitos cretácicos y terciarios, parcial o totalmente cubiertos por acarreo moderno, en contacto tectónico con la Formación Medina. Es probable que una falla paralela a la primera —Bobayacu B— se extienda al Oeste de aquella, lo cual se infiere por la presencia de un segundo nivel de pedimentos que muestra un grado de preservación notoriamente diferenciado.

El sistema de fracturación oblicua, de rumbo

Este-Noreste, corta a los corrimientos principales. En una lineación que marca el extremo Norte de la sierra de Medina y corta la porción Sur de la sierra de la Candelaria su rechazo tiene una componente principal de rumbo, con desplazamiento levógiro. En el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes, en cambio, la componente de rumbo no parece ser predominante. En este sector se desarrollan tres fallas principales, que marcan los extremos Norte y Sur de los Altos de la Totorá, y otra que atraviesa su parte central. Cada una de ellas provoca en el bloque austral un avance hacia el Este de los pedimentos situados sobre el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes (fig. 2.).

Interpretación. Las leptometamorfitas de la Formación Medina desarrollan una anisotropía mecánica que establece superficies potenciales de debilidad preexistentes a los esfuerzos. Intervienen en la deformación, condicionando la geometría de posteriores fallamientos y plegamientos (Fernández Garrasino *et al.*, 1984). Los bloques sobrecorridos incluyen espesores que superan los 5.000 m de la secuencia proterozoica-eocámbrica (fig. 2.).

A comienzos del Cretácico comenzaron a actuar esfuerzos tractivos vinculados con la apertura del Atlántico que generaron el rift del Grupo Salta. La estructura del rift determinó las características de la secuencia sedimentaria cretácica-eogénica y el molde sobre el cual la deformación ándica produjo la inversión tectónica de la región. Las volcanitas de sinrift se emplazan al Este del Río Salí hacia la llanura chaco-pampeana, lo que sugiere un carácter asimétrico del rift, determinante de una cuenca mecánica hacia el Oeste y de una zona de alto flujo térmico hacia el Este.

En la porción occidental del perfil considerado se habrían producido los corrimientos Gonzalo, Chusca A, B y C y Choromoro A y B, en ese orden. Integran un abanico imbricado de pared

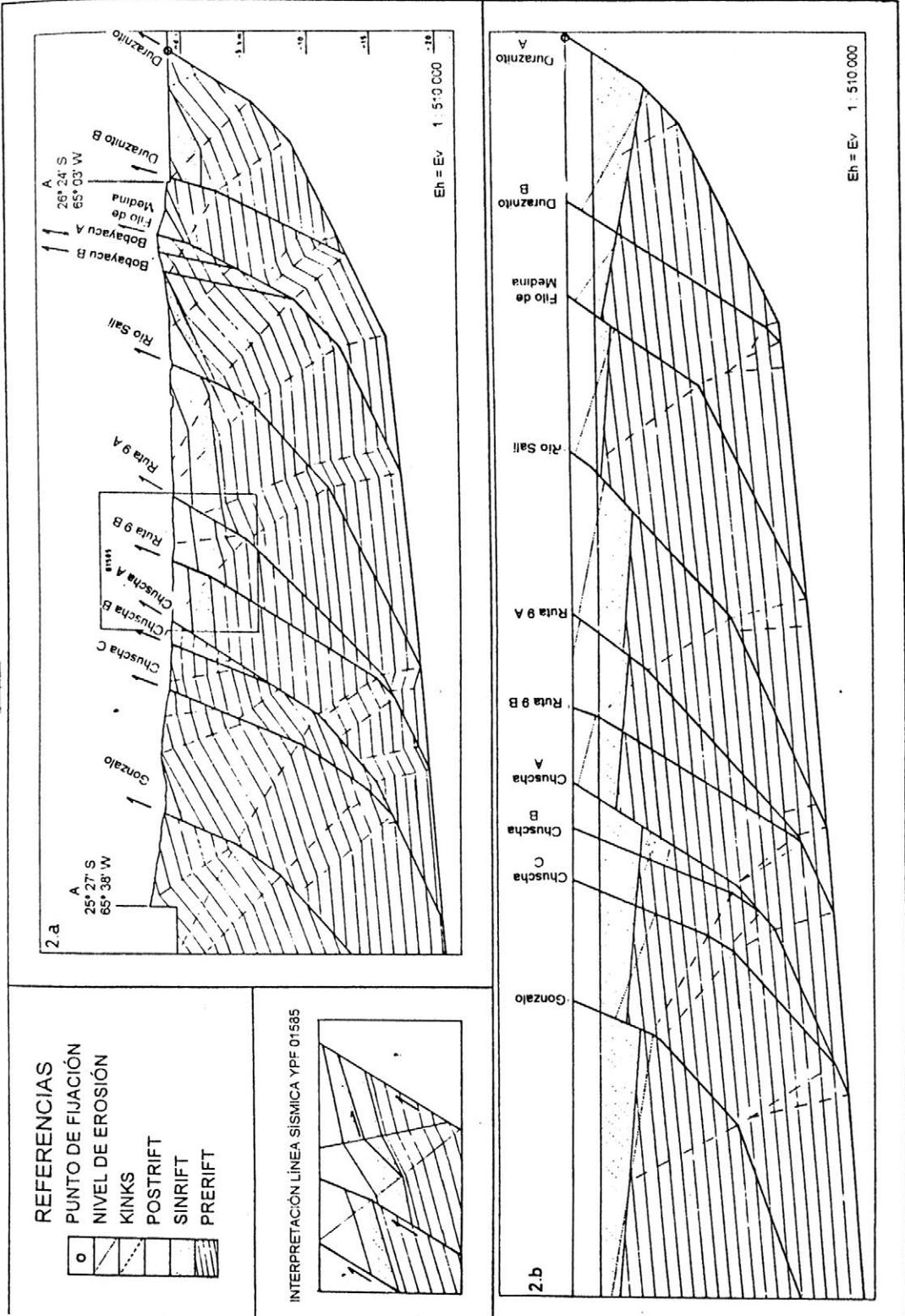


Figura 2: Perfil estructural (a) y reconstrucción palinspástica (b) del valle de Trancas-Choromoro.

basal que refleja el avance del frente de deformación hacia el antepaís. Los tres corrimientos principales actuaron durante el rifting cretácico como fallas inversas que marcaron el borde oriental de hemigrábenes.

La influencia de la estructura previa habría motivado el aprovechamiento de un antiguo nivel de despegue de la estructura de rift para el desplazamiento por la falla Duraznito A. Este despegue puede interpretarse como una transición frágil-dúctil en las leptometamorfitas favorecido durante su formación por el elevado flujo térmico que se habría verificado en dicha localización del rift.

Los corrimientos Duraznito A y su secundario B, Filo de Medina y Río Salf, en el orden de formación propuesto, se imbricaron conformando un abanico de pared colgante. Los tres corrimientos principales fueron preexistentes a la deformación ándica, con características análogas a los de la porción occidental del perfil. El cambio en la imbricación puede atribuirse al avance de más de 30 km en el frente de deformación que significó la reactivación de la falla Duraznito A.

El acortamiento de 19% (14 km) que sufrió la sección, aparentemente bajo para una faja corrida de características andinas, es característico de la inversión tectónica, ya que el desplazamiento de los bloques se produce sobre fallas preexistentes de moderada inclinación. También la imbricación de labio colgante es característica de este proceso.

Las fallas menores en el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes se deberían a efectos de cizalla en los bloques sobrecorridos. Las fracturas oblicuas se habrían producido por rampas laterales; así lo sugieren plegamientos locales cuyos ejes se disponen subparalelos y próximos a aquellas.

Las fallas inversas que se extienden al pie del faldeo occidental de la sierra de Medina, Bobayacu A y B, son secundarias del corrimiento Filo de Medina. Responderían a esfuerzos compresivos

de tipo andino y tienen el arrumbamiento de los corrimientos principales. Sin embargo afloran subverticales, y a lo largo de ellas se encuentran las principales evidencias de neotectónica en la región. Esto indicaría que su formación fue posterior a la de los corrimientos principales y que fueron generadas por esfuerzos compresivos que aún siguen actuando (fig. 2).

Historia geológica

En el Proterozoico superior se inició la subsidencia de una faja circundante a las áreas de plataforma del macizo de Arequipa y el cratón del Río de la Plata. Esta depresión fue invadida por el mar, dando comienzo a un ciclo sedimentario, en el transcurso del cual fueron acumulándose las secuencias turbidíticas de la Formación Medina. Presentan una estructura compleja, producida por varios episodios de plegamiento superpuestos. La mayor parte de éstos corresponden al ciclo pampeano, ya que el Cámbrico se asienta discordantemente sobre el basamento y presenta un estilo estructural mucho más simple (Eremchuk *et al.*, 1978). El plutonismo pampeano generó en las Cumbres Calchaquíes pequeños cuerpos graníticos a tonalíticos relacionados a la migmatización y el metamorfismo regional, que no superó las facies de esquistos verdes.

Este ciclo sedimentario fue interrumpido al promediar el Cámbrico por los movimientos de la Fase Tilcárica a los que sobrevino un período de erosión. El principal elemento estructural en el marco geotectónico del paleozoico fue el Cratón Central (Braccini, 1960) que actuó como bloque positivo hasta el Cretácico inferior. Es muy probable que en varias oportunidades hayan sido afectados esfuerzos producidos como resultante de una nueva etapa orogénica. La prolongada actitud positiva de la región, que permitió que las rocas del antiguo basamento fueran desnudadas y peneplanizadas, fue interrumpida.

En el centro-Norte de la provincia de Tucumán se estableció un área deprimida, prolonga-

ción de la cuenca del Noroeste de Argentina y Bolivia. Constituye la parte austral del rift del Grupo Salta, generado por esfuerzos tractivos vinculados a la fase de apertura del Atlántico que comenzaron a actuar a partir del Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Bianucci y Homovic, 1982). El rifting creó un relieve de hemigrábenes donde se acumularon los depósitos de sinrift del Subgrupo Pirgua provenientes de la denudación de las regiones elevadas contiguas. Se desarrolló un plutonismo y volcanismo vinculado, con fases eruptivas diferenciadas. La primera de ellas, de sinrift, consiste en intrusivos anorogénicos, representados en la zona estudiada por el complejo volcánico Alto de Las Salinas (Bossi, 1969). Dataciones K-Ar realizadas por Bossi y Wampler (1969) indican una edad Cretácica Inferior tardía. A algunas efusiones basálticas que acompañan al complejo se les reconoce una edad menor (Bossi, 1969). Corresponderían a un segundo pulso magmático, compuesto por volcánitas alcalinas de edades que van de 80 a 75 Ma. Una tercera fase eruptiva de 65 a 60 Ma incluye filones lamprofíticos y lavas básicas alcalinas (Galliski y Viramonte, 1988).

La subsidencia de la cuenca de depositación del Subgrupo Pirgua fue de tipo mecánico. Bossi y Wampler (1969) deducen un ritmo de depositación de 1 cm / 500 a 700 años, que indicaría que la sedimentación no fue continua y hubo considerables y frecuentes interrupciones. En Tucumán este subgrupo se inicia con una serie de conglomerados brechosos con intercalaciones arenosas correspondientes a la Formación La Yesera (Reyes y Salfity, 1973). Durante la depositación de la Formación Los Blanquitos (Reyes y Salfity, 1973) sobrevino un ambiente de llanura aluvial, caracterizado por sedimentos más finos.

A fines del Cretácico gran parte del Norte Argentino fue cubierto por aguas someras, posiblemente conectadas con el Océano Pacífico a través de Bolivia. Hacia el Sur sus costas se aproximaban a las actuales sierras de Medina y del

Campo (Porto y Danieli, 1973), lo cual justifica la marcada característica arenosa de la Formación Yacoraite (Turner, 1959) en el sector. Algunos contactos tectónicos que se observan entre la Formación Yacoraite y la Formación Mealla (Moreno, 1970) serían las últimas manifestaciones tafrogénicas en la cuenca, cuya subsidencia fuera gobernada a partir de entonces por el enfriamiento y la carga sedimentaria, con depósito de facies de *sag*. Los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara indican un ambiente de cuerpos de agua restringidos, con desarrollo de albuferas y esporádicos reavances del mar. La Formación Mealla es del tipo de capas rojas, con guías de evaporitas, principalmente yeso, que indican un clima cálido y temporariamente seco. Luego, algunos leves avances temporales de aguas salobres, dieron lugar a la sedimentación de la Formación Maíz Gordo (Moreno, 1970) y de la franja verde de la Formación Lumbreira (Moreno, 1970). Por último la regresión fue total y el ciclo culminó con sedimentos netamente continentales en el Eoceno Medio. El enarenamiento que muestran los depósitos de la Formación Lumbreira, vinculado a la reactivación de sus áreas de aporte, es contemporáneo con las manifestaciones de la Fase Incaica, ampliamente extendidas en Chile.

Sobrevino una interrupción en la sedimentación, que abarca el período comprendido entre el Eoceno Medio y el Mioceno Medio. La sedimentación se reanudó dentro de un ambiente de plataforma proximal del mar paranense, engolfamiento atlántico que se formó sobre la plataforma durante la transgresión marina entrerriense. Las facies marinas de esa edad que se encuentran en el valle de Trancas-Choromoro pertenecen a la Formación Río Salf. Es probable que esos terrenos hayan pertenecido a fajas marginales, en las cuales existieron grandes cuerpos de agua, periódicamente estancadas bajo condiciones de aridez, como lo sugieren los bancos de yeso y caliza oolítica intercalados en la Forma-

ción Río Salí. Nuevos aportes clásicos de las fajas positivas vecinas fueron dando lugar a la formación de llanuras aluviales sobre las que transcurrieron ríos meandriiformes, responsables de la acumulación de los bancos de arenas de la Formación India Muerta. Se encuentran manifestaciones del volcanismo terciario en diques de brechas volcánicas y numerosos mantos tobáceos.

El primer evento diastrófico importante que afectó el área del Este del antiguo arco incaico ocurrió aproximadamente a los 10 Ma. Russo y Serraiotto (1978) proponen que esa es la edad del levantamiento de la Cordillera Oriental. Esto es coherente con la edad de 11 Ma que se ha determinado para un dique que corta estratos plegados en la Cordillera Oriental. Esto es coherente con la edad de 11 Ma que se ha determinado para un dique que corta estratos plegados en la Cordillera Oriental (Moya y Salfity, 1982). Esta deformación corresponde a la fase principal del evento Quechua (Jordán y Alonso, 1987). La Fase Quechua se caracteriza además por la ubicación de un arco magmático en el ámbito puneño, con su abundante volcanismo calcoalcalino. En la provincia Calchaquí y en las Sierras Subandinas esta fase estaría representada por la intrusión de mantos de tobas en el Subgrupo Jujuy, uno de los cuales tiene una edad de $11,6 \pm 3,5$ Ma (Gebhard *et al.*, 1974). Los depósitos conglomerádicos de la Formación Chulca del Grupo Choromoro son secuencias sinorogénicas vinculadas a la Fase Quechua.

La deformación en la faja subandina, el sector austral de la Puna y las Sierras Pampeanas se atribuye a la Fase Diaguita. Esta segunda etapa de deformación aparentemente comenzó a los $3,5 \pm 1$ Ma, y fue un pulso diferente y no continuo con la Fase Quechua (Jordán y Alonso, 1987). El carácter conglomerádico de los subgrupos Orán del Grupo Jujuy (Russo y Serraiotto, 1978) y Trancas del Grupo Choromoro, y de la Formación Yasyamayo del Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro, 1965), son in-

dicadores del inicio de la deformación debida a la fase Diaguita. Generó en la zona considerada esfuerzos compresivos que invirtieron tectónicamente el rift cretácico mediante sobrecojimientos de vergencia oriental a lo largo de las antiguas fallas que limitaron las fosas y hemigrábenes del rift. Determinó el inicio del ascenso del par Cumbres Calchaquíes-Aconquija y la separación de las cuencas de Santa María y Choromoro (Fernández Garrasino, 1992). En la actualidad, los fenómenos de neotectónica, especialmente notables en el flanco occidental de la sierra de Medina, indican que continúa la exondación de la cuenca. Los depósitos modernos reflejan variaciones climáticas y del nivel de base.

Conclusiones

La litología, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero de la Formación Río Salí indican depositación en un ambiente de plataforma proximal. No existió elemento positivo que separara la cuenca de las secciones inferiores de los grupos Santa María y Choromoro durante el tiempo de su depositación. El límite occidental de la ingresión del mar paranense se extendería mucho más al Oeste de lo supuesto, alcanzando el borde de la Puna austral.

La discordancia que marca el límite superior de la Formación Medina constituyó una extensa peneplanicie. Se puede observar al sudoeste de la localidad de Las Tacanas, en el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes, donde fue resurreta por los movimientos ándicos.

La estructura principal de la región corresponde a una faja corrida compuesta por fallas que inclinan al Oeste con ángulos moderados y a lo largo de las cuales se produjeron corrimientos de vergencia oriental. Las fallas se disponen conformando abanicos imbricados, de pared basal al Oeste y de pared colgante al Este del Río Salí. La sismicidad de la región indica que la misma continúa siendo tectónicamente activa.

La zona considerada integró la parte austral

del rift del Grupo Salta. Los corrimientos principales fueron previos a la deformación ándica y gobernaron el rifting con desplazamientos gravitacionales. La estructura actual fue impresa por los esfuerzos compresivos de la Fase Diaguita, que provocó la inversión tectónica de la región.

La presencia de un sustrato de leptometamorfitas precámbricas-eocámbricas brindó superficies de debilidad mecánica previas a los empujes andinos y al rifting cretácico, que controlaron la traza de los corrimientos más profundos. Su comportamiento mecánico es análogo al de la secuencia sedimentaria que les suprayace.

Tanto el par Cumbres Calchaquíferas-Aconquija como la sierra de Medina constituyen aloctonos sobrecorridos por movimientos de vergencia oriental (cf Fernández Garrasino *et al.*, 1984 y 1992). El valle de Trancas-Choromoro representa un área de menores rechazos relativos en la faja corrida.

Agradecimientos

El autor agradece la dirección del trabajo final de licenciatura a César Fernández Garrasino y Víctor Ramos; a Oscar Ruiz Huidobro y Juan Carlos Porto el apoyo y orientación para la estadía en la zona de campaña; y a las gerencias de geología y geofísica de YPF S.A. por haberle permitido la consulta de informes y líneas sísmicas.

Trabajos citados en el texto

- BIANUCCI H. & J. HOMOVIC, 1982. «Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino». *Actas Vº Congreso Latinoamericano de Geología* 1: 539-545. Buenos Aires.
- BOSSI G., 1969. «Geología y estatigrafía del sector Sur del Valle del Choromoro». *Acta geológica lilloana* 10 (2): 17-64. Tucumán.
- BOSSI G. & M. WAMPLER, 1969. «Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método de K-Ar». *Acta geológica lilloana* 10 (7): 141-160. Tucumán.
- BOSSI G.; A. VILLANUEVA GARCÍA; M. CARRIÓN; R. PALMA & J. DÍAZ, 1984. «El Grupo Salta en la Quebrada

de Amaicha (depto Tafi, Tucumán)». *Actas VIIIº Congreso Geológico Argentino* 1: 124-141. Buenos Aires.

- BRACACCINI O., 1960. «Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina». *Petrotecnia* 10 (6): 57-68.
- DÍAZ SARAVIA P., 1980. «Paleografía de la Formación San José (Terciario del Noroeste Argentino)». Seminario, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. (Inédito.)
- EREMCHUK J.; R. MON & J. SOSA GÓMEZ, 1978. «Observaciones sobre la estructura del basamento precámbrico de los Andes del Norte de la República Argentina (entre los paralelos 22º y 28º latitud Sur)». *Actas VIIº Congreso Geológico Argentino* 2: 203-212. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ GARRASINO C.; H. BIANUCCI & J. MUSMARRA, 1984. «Algunos rasgos geológicos del Sur de Salta y Este de Tucumán». *Boletín de Informaciones Petroleras —tercera época—* 1 (1): 62-72. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ GARRASINO C., 1985. «El basamento del Noroeste Argentino». *Boletín de Informaciones Petroleras —tercera época—* 2 (5): 18-41. Buenos Aires.
- —, 1992. «Aspectos geológicos de algunas serranías del Noroeste Argentino, llanuras orientales tucumanas y valle de Trancas-Choromoro. Temas exploratorios (provincias de Tucumán, Catamarca y La Rioja, Argentina)». *Boletín de Informaciones Petroleras —tercera época—* (en prensa). Buenos Aires.
- GALLISKI M. & J. VIRAMONTE, 1988. «The Cretaceous Paleorift in Northwestern Argentina: a petrologic approach». *Journal of South American Earth Sciences* 1 (4): 239-241.
- GALVÁN A. & O. RUIZ HUIDOBRO, 1965. «Geología del Valle de Santa María. Estatigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias». *Acta geológica lilloana* 7: 217-23. Tucumán.
- GEBHARD J.; J. GIÚDICI & J. OLIVER GASCÓN, 1974. «Geología de la comarca entre el Río Juramento y el Arroyo Las Tortugas (provincias de Salta y Jujuy)». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 359-375. Buenos Aires.
- JOHANIS P., 1993. «Sección estructural del Valle de Trancas-Choromoro / Río Salf, departamento Trancas, provincia de Tucumán». Trabajo final de licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito.)
- JORDÁN T. & R. ALONSO, 1987. «Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20º-

28° lat. S». *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **71** (1): 49-64. Tulsa.

• **MON R.**, 1972. «Esquema estructural de la provincia de Tucumán, República Argentina». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **27** (2): 223-228. Bs Aires.

• —, 1976. «La tectónica del borde oriental de los Andes, en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **31** (2): 65-72. Buenos Aires.

• **MON R. & A. URDANETA**, 1972. «Introducción a la geología de Tucumán, República Argentina». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **27** (3): 309-329. Buenos Aires.

• **MORENO J.**, 1970. «Estatigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara». *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **25** (1): 9-44. Buenos Aires.

• **MOYA M. & J. SALFITY**, 1982. «Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino». *Actas Vº Congreso Latinoamericano de Geología* **3**: 523-536. Buenos Aires.

• **PORTO J. & C. DANIELI**, 1973. «Descripción geológica de la Hoja 10f, Trancas». *Dirección Nacional de Geología y Minería*, informe. (Inédito.)

• —, 1974. «Geología del sector Noroeste de Trancas

(provincia de Tucumán)». *Acta geológica lilloana* **12** (12): 189-230. Tucumán.

• **REYES F. & J. SALFITY**, 1973. «Consideraciones sobre la estatigrafía del cretácico (Subgrupo Pirgúa) del Noroeste Argentino». *Actas Vº Congreso Geológico Argentino* **3**: 355-385. Buenos Aires.

• **ROSSI DE GARCÍA E.**, 1982. «Informe sobre la perforación Bandera "La Holandesa" #1 Santiago del Estero». *Boletín del Servicio Geológico Nacional* **186**: 69. Buenos Aires.

• **RUIZ HUIDOBRO O.**, 1960. «El horizonte calcáreo-dolomítico en la provincia de Tucumán». *Acta geológica lilloana* **3**: 147-171. Tucumán.

• **RUSSO A. & A. SERRAIOTTO**, 1978. «Contribución al conocimiento de la estatigrafía terciaria en el Noroeste Argentino». *Actas VIIº Congreso Geológico Argentino* **1**: 715-730. Buenos Aires.

• **TURNER J.**, 1960. «Estatigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias». *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* **41** (2): 163-196. Córdoba.

• **ZABERT L.**, 1984. «Nonion demens (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del Valle de Santa María, Tucumán, y Selva, Santiago del Estero, Argentina». *Actas IIIº Congreso Argentino de Paleontología y Bioestatigrafía*: 175-182. Buenos Aires.