

2. TECTÓNICA CUATERNARIA

A) TECTÓNICA CUATERNARIA DE LA REGIÓN ANDINA DEL NUEVO CUYO (28°- 38° LS)

José M. Cortés¹, Patricia Vinciguerra², Marcela Yamín² y María M. Pasini

INTRODUCCIÓN

Hasta la primera mitad del siglo XX, el conocimiento de la tectónica cuaternaria de la región andina de Cuyo avanzó principalmente a la luz del impacto producido por los grandes terremotos destructivos, destacándose las investigaciones de Bodenbender (1894), Loos (1926, 1928), Lukenheimer (1930), Groeber (1944) y Castellanos (1944), y por el impulso individual de investigadores como Fossa Mancini (1936, 1937, 1939), Polanski (1963) y Harrington (1944), entre otros. Los estudios referidos a la construcción de grandes presas hidroeléctricas han aportado también a ese conocimiento (Groeber y Tapia, 1926; Antelo Pérez, 1979, Castaño, 1979). La investigación de la deformación cuaternaria y de la sismicidad y peligro sísmico del territorio nacional es sostenida actualmente por distintos institutos estatales y por grupos de investigación de universidades nacionales. De gran utilidad para esos estudios es la disponibilidad de catálogos y mapas de compilación a distintas escalas de estructuras activas, como los realizados hasta el presente por Amos et al. (1981), Bastías et al. (1995), Costa (1996) y Vinciguerra y Yamín (1998a y b).

En este trabajo se brinda un panorama ordenado de las principales estructuras impresas en rocas y sedimentos asignados al Cuaternario de la región andina del Nuevo Cuyo (Figura 29), haciéndose una breve referencia cuando es posible, al marco tectónico del Neógeno y de inicios del Cuaternario (fase Diaguita) en el que dichas estructuras se inscriben. Del amplio y dispar cúmulo de datos básicos disponible sólo se da cuenta de la información más objetiva y libre de interpretaciones; en tal sentido se ha evitado hacer referencias acerca de la geometría y cinemática de las estructuras cuando éstas no se consideran seguras. Con el objeto de brindar información proveniente de investigaciones en curso se ha acentuado la descripción de la región mendocina.

La estructura cuaternaria de la región se describe en tres segmentos longitudinales (Figura 29): un tramo norte entre los 28° y 32° de latitud (provincias de San Juan y La Rioja), un tramo central entre los 32° y 33° (norte de Mendoza) y un segmento sur entre los 33° y 38° (centro y sur de Mendoza). Dicha subdivisión da cuenta de variaciones mayores en el estilo estructural y en los rasgos morfotectónicos del orógeno, controlados en parte por la geometría, dinámica y edad de las placas intervinientes y por la presencia de rasgos paleotectónicos. A la latitud de los 32° aproximadamente, la estructura cenozoica de la Precordillera cambia de un cinturón plegado y corrido al norte (Baldis y Chebli, 1969) a un sistema caracterizado por corrimientos e inversión tectónica positiva de la cuenca triásica Cuyana (Kozlowski et al., 1993), mientras que a los 33° de latitud desaparece hacia el

sur la Precordillera en coincidencia con el aumento de la inclinación de la zona de Wadatti-Benioff (Smalley e Isacks, 1990).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 28°- 32° LS (SAN JUAN Y LA RIOJA)

Si bien se registra actividad sísmica en toda la región andina considerada, las evidencias de deformación cuaternaria provienen casi exclusivamente del sector montañoso y pedemontano de la Precordillera y de la depresión intermontana de Iglesia-Calingasta-Barreal. A los fines descriptivos consideramos un sector precordillerano oriental y otro occidental. Las estructuras cuaternarias del *sector precordillerano oriental* forman parte de dos ámbitos morfotectónicos diferentes: el borde oriental de la Precordillera Central, estructurado por corrimientos de vergencia al este, y la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) caracterizada por retrocorrimientos y pliegues asociados (Figura 29). Ambos sistemas de estructuras tardío cenozoicas definen en su conjunto una zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1993) y constituyen el frente de corrimiento del cinturón plegado y corrido de la Precordillera. Las estructuras cuaternarias deforman también el relleno de la depresión Iglesia-Calingasta-Barreal y reactivan y generan nuevo relieve en el sistema de corrimientos que caracteriza la Precordillera occidental y central (*sector precordillerano occidental*). En sentido norte-sur, las estructuras de este sector forman parte de tres segmentos con distinta orientación y configuración morfotectónica: un tramo al norte del río Jáchal, un segmento central entre los ríos Jáchal y San Juan y un tramo al sur de este último (Figura 29).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA Y DEPRESIÓN IGLESIA-CALINGASTA

Tramo al norte del río Jáchal (28° - 30° LS)

En el segmento montañoso aquí considerado se localizan numerosas evidencias de deformación cuaternaria; consisten principalmente en escarpas de falla longitudinales con ladera tanto al este como al oeste, las cuales afectan depósitos pedemontanos cuaternarios alojados en los valles intermontanos. Dicha deformación está representada por las siguientes estructuras (Bastías et al., 1985, Bastías, 1986 y Perucca y Tello, 1993, 1994): *falla Punilla* en la quebrada del río Volcán, sierra Yerba Loca, *falla La Bolsa*

a lo largo de la sierra de la Punilla, *falla Majaditas* en el borde noroccidental de la sierra de la Punilla y *falla Cachiyuyal* en la sierra homónima (Figura 30). En la *falla La Bolsa*, Bastías et al. (1990) determinaron el desplazamiento lateral derecho de contrafuertes montañosos; midieron 25 m de desplazamiento promedio en acarreos cuaternarios y 6 m de desplazamiento en cauces actuales. En los cordones montañosos afectados por esas fallas se localizan numerosos epicentros de sismos (Perucca y Tello, 1994). El epicentro del terremoto "Argentino" de 1894 fue ubicado por Bodenbender (1894) en las proximidades de la sierra de la Punilla cerca del límite entre las provincias de San Juan y La Rioja. Posteriormente Bastías (1986) lo atribuyó a la actividad de las fallas La Bolsa y La Punilla. Según Perucca y Tello (1994), pudo deberse también a la actividad de las fallas Las Majaditas y Cachiyuyal que presentan roturas nuevas. Distintos fenómenos de remoción en masa han sido citados por Perucca y Tello (1993) en conexión a la actividad cuaternaria de las fallas Punilla, La Bolsa y Majaditas. Hacia el norte en la provincia de La Rioja se han citado y mapeado escarpas designadas como *fallas La Troya, El Leoncito, La Brava e Infiernillos* (Figura 30) las cuales afectan depósitos cuaternarios o coladas basálticas, (Bastías, 1986; Bastías et al., 1990; Perucca y Tello, 1993; Bastías et al., 1995).

Tramo entre los ríos Jáchal y San Juan (30° - 31°15' LS)

En el valle de Iglesia al oeste de Rodeo, Bastías et al. (1984) identificaron dos fallas cuaternarias denominadas *falla Pismanta* y *falla Las Flores*. Ambas son de orientación general norte-sur y con labio hundido al este. La observación de imágenes satelitales TM ha permitido individualizar varias escarpas aún no estudiadas cortando abanicos aluviales cuaternarios alojados en la depresión de Iglesia-Calingasta (Figura 30).

En el sector precordillerano de este tramo, la manifestación de tectónica cuaternaria más destacada por sus dimensiones y buena exposición es la *falla El Tigre* (Figura 30) que ha sido foco de numerosos estudios. Dicha falla se extiende por 110 km (Bastías et al., 1984) entre los ríos Jáchal y San Juan, en el margen occidental de la Precordillera. Inmediatamente al norte del río San Juan a lo largo de 15 km la falla corta en superficie rocas precenozoicas; al norte de ese tramo en el piedemonte occidental de la sierra del Tigre, muestra evidencias de rotura holocena a lo largo de 55 km, (INPRES, 1982; Bastías et al., 1984); allí afecta abanicos aluviales y pedimentos con un rumbo general N 5° E (Bastías et al., 1985).

Observaciones de superficie complementadas con datos provenientes de trincheras permiten realizar apreciaciones acerca de la geometría y cinemática de la falla El Tigre. Sobre la base de cortes de dos trincheras (INPRES, 1982, Whitney, 1983), Bastías et al. (1984) la indican como una falla normal con buzamientos al este de entre 75° y 80° y según Bastías et al. (1990) de entre 60° y 70°. La fotointerpretación del tramo entre el río San Juan y el camino de los Castañedos muestra (Bastías et al., 1984) una falla normal oblicua con fuerte componente de rumbo y 200 m de desplazamiento lateral. Desde Castañedos a Las Flores no encuentran evidencias notorias de fuertes desplazamientos laterales. Señalan asimismo la ocurrencia de sismos con mecanismos focales distensivos y componente de rumbo en la sierra del Tigre. En

el área de Los Morros (aproximadamente a los 30° 45' de latitud) Bastías et al. (1985) midieron el desplazamiento lateral dextral de 280 m en un paleocauce asignado al Pleistoceno y de 25 m y 12 m en cauces actuales. Veinte kilómetros al sur de Los Morros, el desplazamiento de rumbo holoceno medido fue de 25 m a 23 m (velocidad de 5mm/a). Whitney (1900) consignó que la falla El Tigre es predominante de rumbo con una considerable componente normal en las zonas de trincheras; si bien no se obtuvo material datable, la morfología de las escarpas asociadas a la falla indica actividad durante el Holoceno tardío. Según este autor el último evento ha generado un movimiento de desplazamiento de inclinación de entre 0,80 a 1 m y un desplazamiento horizontal de cursos a lo largo de la escarpa de una magnitud probablemente igual.

La falla produjo modificación del drenaje actual y a ella se asocian crestas de presión, vertientes y barreales (Bastías y Uliarte, 1987; Bastías et al., 1990). En el tramo entre los 30° 50' y 30° 40' de latitud aproximadamente, el rechazo vertical aumenta hacia el norte generando una escarpa que mira al este (INPRES, 1982). La inclinación de la escarpa en distintos puntos varía entre 18° y 30° (Bastías et al., 1984). Tectoformas asociadas a transpresión y transtensión fueron halladas por Bastías y Uliarte (1991) desde la zona de Los Morros hacia el norte, donde han interpretado 8 dorsales de presión romboidales y suaves anticlinales de orientación oeste-noroeste en el piedemonte. Nueve terremotos de magnitud ≥ 5 asociados a la falla fueron hallados por el INPRES (1982) en registros de sismicidad histórica, el mayor de los cuales de magnitud 7.4 es de 1927.

Baraldo et al. (1985) destacan la posible actividad tectónica cuaternaria de la falla localizada inmediatamente al oeste de la pampa de Gualilán, que ascendió las calizas ordovícicas de la Formación San Juan (cerro Gualilán) sobre sedimentitas terciarias y depósitos de piedemonte cuaternarios. En el mismo frente serrano hacia el sur (Figura 30), Bastías et al. (1984) identificaron la *falla La Cantera* en el borde occidental de la sierra homónima. Algunos de sus parámetros fueron dados a conocer por Bastías y Bastías (1987) quienes la mapean como falla inversa buzante al oeste; indican asimismo en tablas una longitud de 50 km con un desplazamiento aproximado de la unidad cuaternaria (Pleistoceno superior) de 20 m y una velocidad de 0,3 mm/año. La continuación meridional de la falla La Cantera está representada según Uliarte et al. (1985) en la quebrada El Palque de Pachaco, por depósitos cuaternarios no consolidados que inclinan al oeste formando parte de una estructura sinclinal.

Tramo al sur del río San Juan (31°15' - 32°00')

En este tramo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos. Al este el sector montañoso correspondiente a las sierras del Tontal, de Hilario y de Ansilta, constituido por cordones y estrechas depresiones intermontanas; al oeste el frente de serranías bajas y las extensas cuchillas y pampas correspondientes a la sierra de Cepeda, cuchillas del Carrizal y pampas de Hilario y del Peñasco.

En el sector de cordones del interior precordillerano, la *falla El Carrizal* delimita el flanco oriental de las sierras de la Alcaparroza y de Hilario (Figura 30); Quartino et al. (1971) observaron que es una falla inversa que buza al

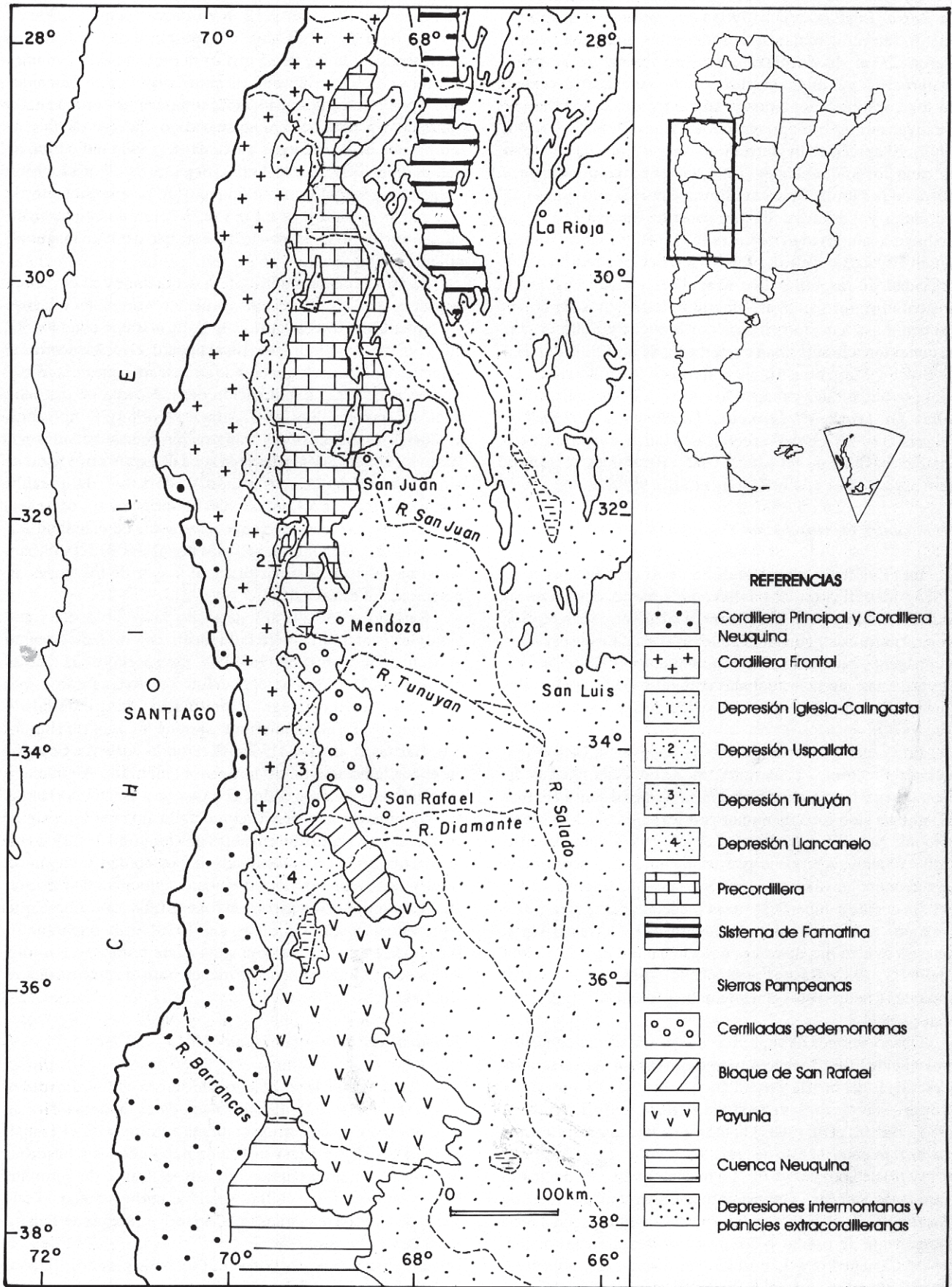


Figura 29. Región andina del Nuevo Cuyo, entre los 28° y 38° de latitud Sur.

oeste (50° en su extremo sur) y que en parte de su traza sobrepone rocas ordovícicas a sedimentos cuaternarios, cortando abanicos aluviales. Identificaron asimismo la **falla Tontal**, inversa con inclinación al este, la cual delimita el frente occidental de la sierra homónima. Paredes (1993) determinó la actividad cuaternaria de esa falla en su segmento austral adyacente a la pampa Jarillal, sobre la base de indicadores morfoTECTÓNICOS del frente montañoso, que indican una moderada actividad tectónica. Según dicho autor, la deformación cuaternaria en esa zona se vincula asimismo con la **falla La Horqueta**, oblicua al frente montañoso, que originó una escarpa con ladera al este en los abanicos pedemontanos más antiguos. La falla Tontal termina al sur en una falla oblicua (falla Corrales de Araya) a la que se hace referencia más adelante. En varios tramos del flanco occidental de la pampa Jarillal, en el piedemonte del cordón del Naranjo y de la sierra de Ansilta, se extiende con rumbo nornoroeste una escarpa de falla con ladera al este que corresponde a la **falla Jarillal** (Bastías et al., 1984), la cual asciende hacia el este sedimentitas triásicas sobre depósitos aluviales cuaternarios. Observaciones de Cortés et al. (1997a) revelan que al sur de los 32°, la falla se une al corrimiento Sierra de Ansilta, de vergencia oriental, activo en el Cuaternario (ver más adelante).

En el ambiente del margen serrano occidental se destaca un bloque positivo de baja altitud localizado entre la quebrada de Hilario por el norte y la ciénaga del Medio por el sur, en el cual se han preservado numerosas evidencias de deformación cuaternaria. El ascenso tectónico de ese sector ya fue reconocido por Zöllner (1950) quien registró el desplazamiento vertical de más de 850 m de arenas gruesas y conglomerados fluviales asignados al Pleistoceno superior, los cuales se conservan a más de 2300 m de altitud coronando las serranías de Precordillera. Quartino et al. (1971) indican numerosas fallas que cortan esos depósitos. En la zona de la pampa de Hilario y la cuchilla del Carrizal destacan la **falla El Alcázar**, que corta depósitos triásicos y ordovícicos de la Formación Calingasta y depósitos de abanicos aluviales cuaternarios. Dicha falla se extendería por aproximadamente 15 km con rumbo general norte-sur y el bloque oeste hundido. Aguas arriba de la quebrada del Carrizal mapean dos fallas: una de ellas, denominada **falla Mosquitos**, es inversa con inclinación al oeste y yuxtapone depósitos triásicos sobre el Cuaternario. Indican también pliegues hectométricos de orientación norte-sur a nornoroeste que cruzan las quebradas de Cepeda y de las Cortaderitas afectando sucesiones del Triásico y Cuaternario.

Las pampas de Hilario y del Peñasco están formadas por sedimentos cuaternarios más jóvenes que los que coronan el bloque y muestran igualmente efectos de deformación tectónica. Se destaca en particular la **falla Cepeda** que limita por el este la sierra homónima (Figura 30); en imágenes TM se aprecia que dicha falla corta los sedimentos aluviales cuaternarios contiguos al frente generando una notoria escarpa con ladera al este. El frente de sierra al este de Barreal está definido por una falla que, según Quartino et al. (1971), corta depósitos cuaternarios. Hacia el sur, el bloque pierde progresivamente altura prolongándose en suaves lomadas cordoniformes (lomas del Inca, lomas Bayas, lomas Negras) caracterizadas por depósitos y pedimentos cuaternarios plegados y fallados.

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA

Margen oriental de la Precordillera Central

Los corrimientos neógenos de vergencia al este que conforman el margen oriental de la Precordillera Central muestran evidencias de reactivaciones cuaternarias en distintos tramos de su traza y en el sector pedemontano adyacente (Figura 30). Se ha citado deformación de sedimentos cuaternarios asociada al **corrimiento Niquivil** (Jordan et al., 1993) y corrimientos ciegos en el bloque del piso, al este del cerro Cumillango (Zapata y Allmendinger, 1997). Hacia el sur, la actividad cuaternaria a lo largo del frente está indicada por la **falla La Chilca** (Bastías et al., 1984), por el corte de abanicos cuaternarios en el flanco occidental del braquianticlinal de Tucunuco al este de la sierra de Talacasto (Perucca et al., 1990) y por la escarpa de la **falla La Dehesa** que afecta los abanicos de la sierra homónima (Perucca, 1990). Otras evidencias de tectónica cuaternaria corresponden a la **falla Maradona**, que con rumbo nornoroeste y bloque oriental hundido corta sedimentos cuaternarios del extremo norte de la pampa Bachongo (Bastías et al., 1984); se han citado también fracturas de orientación norte-sur, al este del cordón de las Osamentas (Perucca, 1990). El frente de deformación cuaternaria de la Precordillera central continúa hacia el sur en la zona del río Niques (Perucca, 1990), desde donde se curva al sureste, fracturando los depósitos pedemontanos cuaternarios de la sierra de Las Peñas - Las Higueras, en la provincia de Mendoza (Costa et al., 1998).

PRECORDILLERA ORIENTAL

La Precordillera Oriental está formada por retrocorrimientos y pliegues por propagación de falla, con un despegue basal entre los 14 y 20 km de profundidad (Allmendinger et al., 1990); la anisotropía estructural del basamento parece controlar la orientación de esas fracturas (Comínguez y Ramos, 1990; von Gosen, 1992). La deformación se inició a los 2,6 Ma (Jordan et al., 1993) y prosiguió creciendo hacia el antepaís (*break-back sequence*) donde plegó los sedimentos de la cuenca del Bermejo e inició durante el Pleistoceno temprano el levantamiento de la sierra de Valle Fértil (Zapata y Allmendinger, 1997). En la Precordillera Oriental, las evidencias de deformación cuaternaria se distribuyen en dos fajas paralelas a ambos lados del arco montañoso formado por las sierras de Villicum, Chica de Zonda y Pedernal; al oeste, en el valle de Matagusanos y en la pampa del Acequión y al este, en las bajadas y faldeo serrano oriental (Figura 30).

El frente montañoso está demarcado por las **fallas Villicum y Zonda**, asociadas a fuerte sismicidad (Smalley, 1988). Evidencias de reactivaciones cuaternarias en ese frente se aprecian según Uliarte y Gianni (1982) en loma de las Tapias y en la quebrada La Flecha. En el sector norte, las reactivaciones afectan los niveles pedemontanos cuaternarios más antiguos (Tello y Perucca, 1993), mientras que en la sierra Chica de Zonda han producido variaciones longitudinales en indicadores morfoTECTÓNICOS del frente, relacionadas según Paredes y Bastías (1987) con la presencia de fallas oblicuas de rumbo N30°E. Tomando en cuenta la progresiva disminución de la diferencia de altura entre

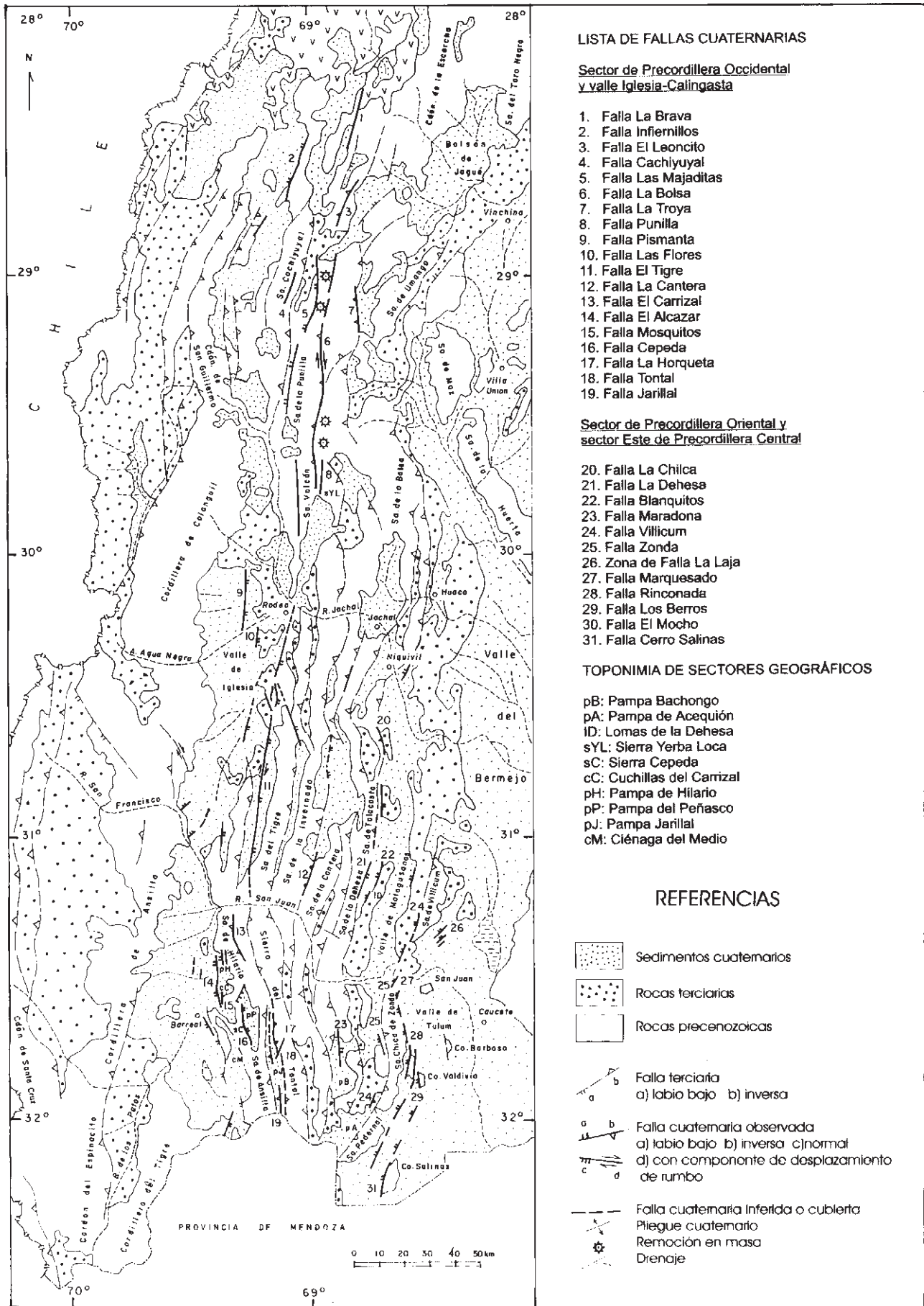


Figura 30. Principales estructuras cuaternarias en el segmento andino entre los 28° y 32° LS, en la provincia de San Juan

las terrazas aluviales en la quebrada de Zonda y su convergencia en un punto, Milana y Delendatti (1992) concluyeron que el mecanismo por el cual ascendió el bloque de la sierra Chica de Zonda es una rotación progresiva relacionada al diseño lístrico de la falla Zonda, con una horizontalización a una profundidad de entre 8 y 9 kilómetros. Considerando una edad de 100 ka a 200 ka para las terrazas más antiguas, infirieron una velocidad de movimiento de entre 1 y 0,4 mm/año durante el Pleistoceno tardío. Evidencias de deformación cuaternaria al oeste de las fallas Villicum-Zonda corresponden a la **falla Los Blanquitos** de vergencia occidental, en las lomas de la Dehesa (Bastías et al., 1984) y al fallamiento que a la latitud de Niquivil produjo escarpas con ladera al oeste de 5 a 15 m de alto y el encajonamiento del río Jáchal (Zapata y Allmendinger, 1993).

Los sedimentos y pedimentos cuaternarios que con suave pendiente se extienden al este del arco montañoso han sido afectados por varias zonas o fajas de fractura. En el faldeo oriental de la sierra de Villicum, a lo largo de 11 km a través de las fuentes termales de La Laja se extiende una zona de fallas inversas (**zona de falla La Laja**) de orientación nordeste y buzamiento al sureste en forma de escarpas, alineación de manantiales y vegetación y fisuras abiertas (INPRES, 1982); las escarpas poseen laderas al noroeste, muy empinadas y cementadas por travertino. En esa zona, diez días después del terremoto de magnitud 7.4 que en 1944 destruyó la ciudad de San Juan, Groeber (1944) localizó un escalón producido por una falla inversa, que cruzaba el camino próximo a la estación Las Lomitas, donde midió un desplazamiento de inclinación de 30 centímetros. El desplazamiento subsiguiente llevó días después el escalón a 60 cm de alto (Castellanos, 1944). Groeber (1944) determinó asimismo, combaduras y acortamiento de rieles del ferrocarril. INPRES (1982) realizó un corte a través de la escarpa con rotura producida por ese sismo (**falla La Laja**), que muestra sedimentitas terciarias sobre depósitos cuaternarios en una falla de rumbo N 42° E y buzamiento de 23° a 34° al sureste. El desplazamiento de inclinación de la superficie basal del Cuaternario es de 17,5 metros. Dataciones C14 y observaciones de secciones de la falla no afectadas por sismos históricos indican según Whitney (1990) un último evento cerca de los 2500 años AP con dos desplazamientos en los últimos 4700 años. Ruiz et al. (1994) comunicaron que con motivo de nivelaciones realizadas en 1993 en una red de puntos fijos transversal a la falla La Laja, se verificaron variaciones altimétricas para el período 1982-1993 que en algunos puntos del bloque del piso de la falla superan el centímetro. Las variaciones altimétricas encontradas coinciden con un incremento de la sismicidad en la zona durante ese período.

Al sur del río San Juan, sedimentos pleistocenos y holocenos deformados se extienden por más de 50 km en forma discontinua desde Marquesado hasta el abanico La Flecha (Tello y Perucca, 1993). La **zona de falla Marquesado**, entre el cañadón de Las Lajas y el río San Juan, está formada según el INPRES (1982) por varias escarpas y corrimientos que buzan entre 24° a 35° al este; en una de las trincheras interpretan un desplazamiento posterior a la edad C14 de 2.505 ± 160 años AP de un paleosuelo. La **zona de falla Rinconada** está integrada por

varios tramos de fallas subparalelas. Se han citado numerosas escarpas al sur de la quebrada de Zonda (Tello y Perucca, 1993; Paredes, 1986) y en la desembocadura del río Blanco escarpas secundarias junto a una falla cuaternaria principal con un buzamiento de 45° NE y un rechazo vertical de 20,6 m (Martos, 1993b). Hacia el sur entre las quebradas Grande y del Molino, la estructura cuaternaria está definida por dos fallas inversas buzantes al este (Martos, 1987b); la falla occidental (**falla Rinconada**) es la más importante y sobrepone Terciario sobre Cuaternario con pliegues de arrastre, generando una escarpa de 1 a 3 m de alto debido a sucesivas reactivaciones. Según Martos (1993a), una trinchera al norte de la quebrada del Molino muestra que la falla es de rumbo N 35° O y buzamiento 38° al nordeste; interpretó tres movimientos de la falla durante la acumulación del depósito Q3 (tentativamente Pleistoceno tardío) e infiere cuatro movimientos durante el Holoceno. Martos y Bastías (1985) y Martos (1987a) se refirieron a otras pequeñas trincheras en el dominio de esa falla. Bastías et al. (1984) consideran que siguiendo a INPRES (1982), la falla tuvo al menos dos desplazamientos en los últimos 4000 años. Según Groeber (1944), la falla originó el sismo de 1894; sin embargo otros autores (Volponi, 1976; Kadinsky-Cade et al., 1985) la relacionan al sismo de julio de 1952, de magnitud 6.7. Según Tello y Perucca (1993), dicho sismo tuvo su epicentro en las proximidades de la localidad de Carpintería. Hacia el sur, trenes de escarpa de fallas paralelas constituyen la **zona de falla Los Berros** cuyo grado de erosión y disección indican según Bastías et al. (1984) una edad pleistocena temprana a media. Otras fallas de vergencia occidental reconocidas en el extremo sur de San Juan (Figura 30) son la **falla Cerro Salinas** (Bastías et al., 1984, Comínguez y Ramos, 1990) y la **falla El Mocho** (Uliarte et al., 1987).

SEGMENTO ANDINO ENTRE LOS 32° y 33° LS (NORTE DE MENDOZA)

A los 32° de latitud sur se registran notables cambios longitudinales en los rasgos morfotectónicos de la Precordillera y del valle de Barreal-Uspallata adyacente, por lo que no es posible reconocer hacia el sur las subdivisiones de la Precordillera sanjuanina postuladas por Ortiz y Zambrano (1981) y Baldis et al. (1982). La Precordillera Oriental no se prolonga en la provincia de Mendoza, mientras que la Precordillera Central muestra los efectos de la inversión tectónica de estructuras extensionales triásicas (Kozlowski et al., 1993). A la latitud de 32°, fracturas oblicuas de rumbo noroeste, con componentes de desplazamiento de rumbo durante el Neógeno, como la zona de cizalla Yalguaraz (Cortés, 1998) y la falla Corrales de Araya, se asocian a interrupción y cambio de vergencia de estructuras longitudinales y a inflexiones del margen precordillerano occidental (Cortés et al., 1997a). Las reactivaciones cuaternarias reflejan igualmente los patrones particulares de este segmento cordillerano. A los fines descriptivos se agrupan dichas estructuras en un **sector precordillerano occidental** que incluye retrocorrimientos del margen occidental y fallas mayoritariamente oblicuas del interior precordillerano, y un **sector precordillerano oriental** que corresponde a los corrimientos con vergencia al este del frente de levantamiento oriental.

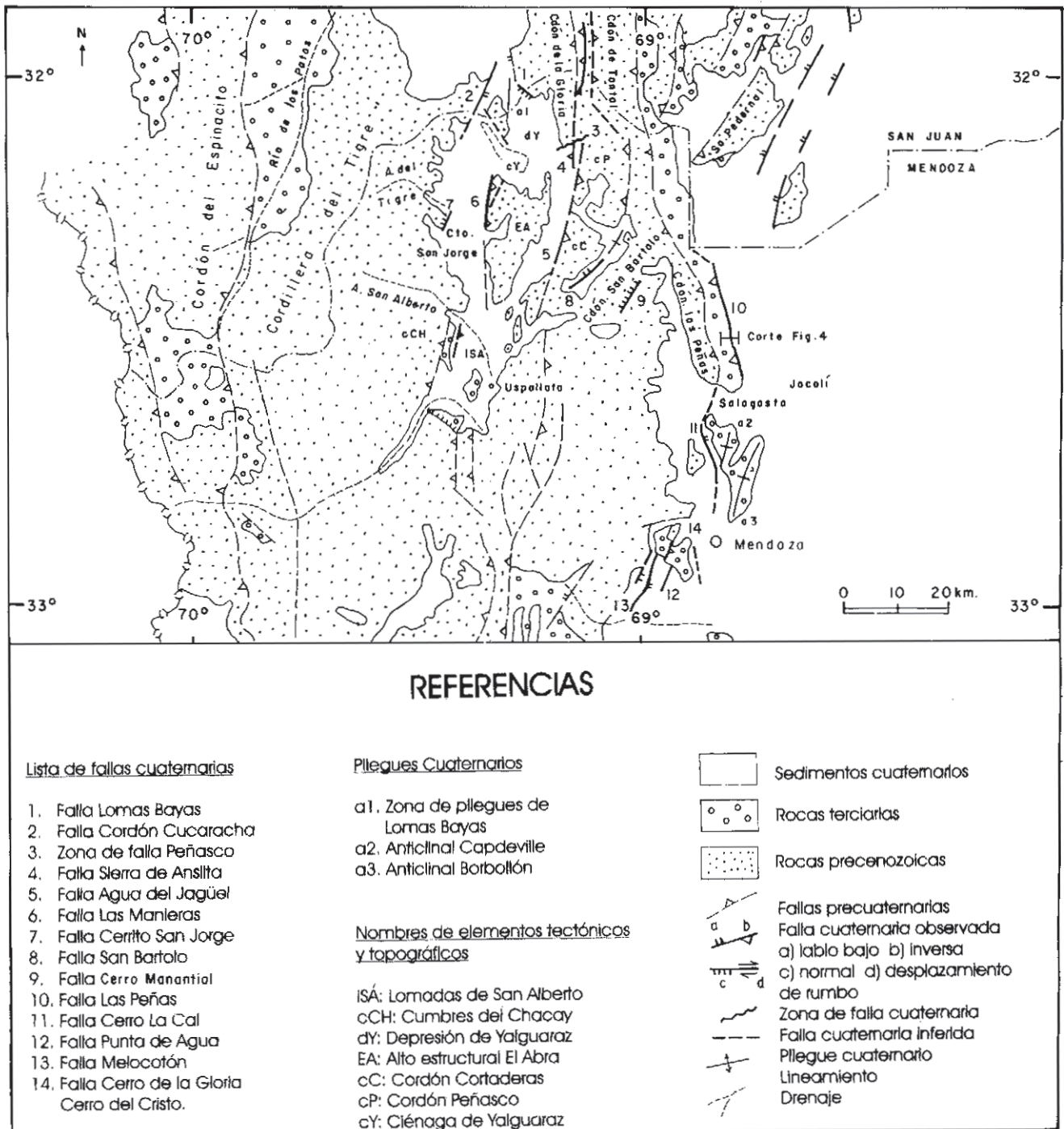


Figura 31. Segmento andino entre los 32° y 33° LS (Norte de la provincia de Mendoza). Principales estructuras cuaternarias.

BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA FRONTAL

Al norte de los 33° de latitud sur, el frente de levantamiento neógeno de la Cordillera Frontal mendocina presenta dos tramos de distinta naturaleza (Cortés, 1993). Al sur del arroyo San Alberto conforma el sistema de fallas de La Carrera (Caminos, 1979), constituido por corrimientos de vergencia este y fallas de desgarre oblicuas, el cual muestra un diseño de trazas escalonadas. Al norte del arroyo San Alberto la ausencia de una falla longitudinal emergente favoreció el desarrollo de un frente montañoso irregular con entrantes y salientes controladas por fracturas regionales oblicuas de orientación noroeste. Las evidencias estructurales de activi-

dad tectónica cuaternaria en el frente son escasas (Figura 31), a pesar de la localización de numerosos epicentros de sismos en la región. En el tramo norte no emergente, una falla de traza rectilínea de rumbo nornordeste (**falla Cordón Cucaracha**), corta las rocas pelíticas eopaleozoicas que asoman en el pie oriental del cordón homónimo; al norte de la ciénaga de los Avestruces, la actividad cuaternaria de esa falla originó una escarpa de dos metros de alto con ascenso del bloque oeste. El extenso abanico aluvial de probable edad pleistocena localizado a la salida del arroyo del Tigre, muestra en su borde sur junto al cerrito San Jorge, una escarpa pedemontana de 5 m de alto que inclina al oeste (Cortés, 1997). El corrimiento Ranchillos, que hacia el sur define el tramo emergente del frente, no corta los abanicos aluviales pleistocenos prove-

nientes de las cumbres del Chacay. Allí, la actividad cuaternaria está sugerida por la presencia de remanentes psefíticos de probable edad pleistocena, sobre elevados y conservados en la cumbre de las lomadas de San Alberto (2500 m s.n.m.), lo cual podría vincularse a retrocorrimientos en el margen occidental de esas lomadas (Cortés et al., 1997b).

SECTOR OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

El margen occidental de la Precordillera mendocina está definido por una estructura neógena compleja caracterizada por el predominio de fallas de vergencia oeste y por zonas de cizalla oblicuas (Cortés, 1994), que definen un frente montañoso irregular y discontinuo cuya geometría se halla en gran medida controlada por las estructuras eopaleozoicas. Dos fallas inversas con inclinación al este han condicionado el desarrollo morfotectónico del sector, ellas son las fallas Las Manieras y Agua del Jagüel (Figura 31). Al norte, la depresión de Yalguaraz determina una pronunciada inflexión hacia el sureste del frente precordillerano y la interrupción de numerosas estructuras longitudinales.

El *retrocorrimiento Las Manieras*, cuya actividad tardiocenozoica condujo al ascenso del alto estructural El Abra en medio de la depresión de Uspallata, presenta un tramo norte con evidencias de reactivaciones cuaternarias (Cortés y Sabbione, 1997; Cortés, 1997). A lo largo de 18 km, esa falla limita por el oeste las lomadas de la Maniera y define un frente serrano de elevada actividad tectónica, con muy baja sinuosidad, altos gradientes de cauces y valles en "V". En el extremo norte de ese corrimiento, que inclina 35° al este, reiterados ascensos de la pared colgante elevaron más de 30 m un amplio pedimento rocoso parcialmente disectado definiendo una escarpa de falla compuesta. Una falla antitética de rumbo nornordeste, inversa dextral (*falla Cuchillas del Tigre*) y fallas transversales secundarias asociadas, han permanecido activas durante la deformación cuaternaria del bloque.

La *falla Agua del Jagüel* delimita el frente montañoso occidental de los cordones del Peñasco, Cortaderas y Agua del Jagüel. Es una falla de historia compleja en la que se ha inferido una actividad tectónica desde el Paleozoico, con reactivaciones e inversión positiva y negativa durante el Triásico y Cenozoico (Cortés et al., 1997b). Con respecto a su actividad cuaternaria, Bastías y Bastías (1987) interpretaron el desplazamiento lateral dextral de rasgos geomórficos. La falla delimita un frente discontinuo, segmentado por fracturas oblicuas, con una degradación y sinuosidad variables en distintos tramos; a la latitud del cordón Cortaderas donde los parámetros morfotectónicos indican una mayor actividad tectónica, la falla sobrepone, con una separación inversa e inclinación de 40° al este, rocas del Paleozoico inferior sobre los sedimentos de abanicos aluviales pedemontanos recientes. Hacia el norte, la traza de la falla termina en una zona de fractura oblicua (*zona de falla Peñasco*) de rumbo este-nordeste. Dicha zona de fractura (Figura 31), integrada por fallas de distinta orientación y cinemática, ha sido un elemento de control en la evolución morfotectónica de esa comarca, delimitando la continuidad longitudinal de los frentes del cordón del Peñasco y del cordón de la Gloria. La actividad tectónica del sector durante el Cuaternario está indicada por la localización de varios epicentros de sismos (Cortés y Sabbione, 1997) y por evidencias estructurales y geomórficas.

Donde la zona de fractura Peñasco corta el cordón homónimo, la imbricación de pequeñas fallas inversas de vergencia oriental que afectan a depósitos pleistocenos ha originado una saliente en el frente montañoso. Asimismo, la zona de fractura marca la culminación austral del cordón de la Gloria mediante una escarpa rocosa oblicua a la que se asocia un desplazamiento vertical de entre 30 y 50 m en los depósitos aluviales pleistocenos allí acumulados (Cortés, 1997). La sierra de Ansilta y su porción austral, el cordón de la Gloria, constituyen una lámina de corrimiento limitada al este por la *falla Sierra de Ansilta* (falla Ansilta de Paredes, 1990); dicha falla, de vergencia oriental, se conecta hacia el nordeste mediante una ramificación divergente con la falla Jarillal de reconocida actividad cuaternaria según Bastías et al. (1984). Asimismo, la falla Sierra de Ansilta se prolonga en el sector pedemontano al sur del cordón de la Gloria, donde pliega y asciende depósitos aluviales pleistocenos. Las fallas Sierra de Ansilta y Agua del Jagüel son de separación inversa pero de vergencia opuesta y si bien son próximas, no presentan continuidad.

Sobre el bloque de rocas paleozoicas parcialmente aflorantes en el sector pedemontano localizado inmediatamente al norte de la ciénaga de Yalguaraz, se ha conservado como consecuencia del bajo relieve disponible del sector, una cubierta de depósitos aluviales (Formación Lomas Bayas) asignados al Pleistoceno superior, que muestran notorias evidencias de deformación cuaternaria (Cortés y Costa, 1993). Estos depósitos conforman fajas meridionales discontinuas de pliegues asimétricos (inclinaciones de 5° a 25°) con vergencia oriental (Figura 31); una superficie de erosión que los cubre muestra asimismo arqueamientos con inclinaciones menores (5° a 8°), lo cual indica la continuidad temporal del proceso de plegamiento. Los pliegues anticlinales coinciden con suaves elevaciones del terreno que modificaron el primitivo diseño distributivo del drenaje y originaron pequeños bajos sin salida. En el frente montañoso estos sedimentos muestran pliegues de arrastre debido a componentes de desplazamiento normal a lo largo de la *falla Lomas Bayas*, de rumbo noroeste e inclinación de 58° al suroeste. En el sector distal del piedemonte una escarpa de falla rocosa (*falla Yalguaraz*), de orientación noroeste y más de 30 m de alto, limita por el norte la ciénaga de Yalguaraz. Su baja sinuosidad y elevadas pendientes sugieren actividad durante el Cuaternario. Los depósitos cuaternarios conservados en altura sobre el bloque alto de la escarpa están asimismo cruzados por numerosas escarpas aluviales de menor altura y variada orientación. El basculamiento de ese bloque está indicado por suaves inclinaciones contrapendiente hacia el norte y nordeste de los depósitos aluviales y de parte de la red de drenaje que los afecta.

El fallamiento cuaternario del interior de la Precordillera mendocina refleja la compleja geometría y cinemática de su estructura neógena. No se observa un tren de orientación persistente y uniforme. En las estructuras identificadas hasta el presente, prevalecen las evidencias de fallas y reactivaciones de fallas de traza oblicua con orientación noroeste y nordeste. En algunos casos las estructuras oblicuas interrumpen la continuidad de fallas inversas a modo de fallas de desgarre o rampas oblicuas que controlan la culminación longitudinal de cordones serranos. En otros, las fallas oblicuas forman parte del frente de levantamiento de cordones oblicuos, como por ejemplo en el cordón San Bartolo.

En el extremo norte de la Precordillera mendocina, la **falla Corrales de Araya** de rumbo noroeste, delimita hacia el sur el cordón del Tontal y segmenta el cordón de Santa Clara (Figura 31). Para el Neógeno se infieren componentes de desplazamiento vertical responsables del ascenso del bloque norte y de la formación de un escarpado frente montañoso y componentes de desplazamiento de rumbo sinistral que originó pliegues en *echelón* en las rocas terciarias y triásicas del bloque austral contiguo a la falla. Su actividad tectónica cuaternaria estaría sugerida por un frente serrano poco disectado y con fuertes pendientes de cauces y por la acumulación al pie de la misma de potentes depósitos aluviales pleistocenos. Dicha actividad es consistente con la tectónica cuaternaria del frente occidental del bloque Tontal, ya señalada por Paredes (1993).

En el sector septentrional de la sierra de Uspallata, al norte de Paramillos, la estructura cenozoica se caracteriza por un desarrollo preferencial de fracturas longitudinales de orientación nordeste cruzadas por fracturas secundarias de orientación noroeste. Las primeras controlaron el ascenso cenozoico del bloque del cordón San Bartolo. Se destaca en su margen oriental la **falla Cerro Manantial**, que inclina 45° NO y sobrepone rocas paleozoicas sobre sedimentitas triásicas (Figura 31). Estudios en curso (Cortés, 1997) indican la reactivación cuaternaria de un tramo de la misma como falla normal. Evidencias de tectónica cuaternaria en el margen occidental del bloque fueron citadas inicialmente por Cingolani (1970). Recientemente Pasini (1998) ha mapeado pliegues y escarpas de falla paralelas al frente occidental, que afectan a los depósitos aluviales pedemontanos de ese sector (**falla San Bartolo**).

SECTOR ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

Sobre la base de la abundancia de evidencias geomórficas y estructurales de actividad tectónica holocena y de la elevada concentración de epicentros de sismos, el frente precordillerano oriental y el sector pedemontano adyacente constituyen el frente orogénico activo a estas latitudes. Es una zona de elevado peligro sísmico donde se encuentra la fuente de la mayor parte de los terremotos destructivos que afectaron la ciudad de Mendoza y su área de influencia. Este hecho enfatiza la necesidad de profundizar su estudio, iniciado en el siglo pasado con motivo del sismo que en 1861 destruyó la ciudad de Mendoza [Bravard (en Loos, 1907); Avé Lallemant, 1892; Bodenbender, 1897; Keidel, 1907; Stappenbeck, 1910].

En el sector norte de la Precordillera mendocina, se da el pasaje entre la geometría de retrocorrimientos que caracteriza la Precordillera oriental sanjuanina (sierra de Pederal) y el sistema de fallas con vergencia este, emergente en gran parte del frente mendocino. Variaciones longitudinales equivalentes en el subsuelo pedemontano fueron estudiadas por Figueroa y Ferraris (1989), quienes reconocen una zona al norte del río de las Peñas caracterizada por la interferencia oblicua entre fallas inversas con vergencia este y otras con vergencia oeste-noroeste (retrocorrimientos), con desarrollo de una zona triangular y una zona al sur, donde los retrocorrimientos (ciegos) van perdiendo rechazo hasta presentarse solamente el fallamiento de vergencia oriental.

Recientemente, Milana y Zambrano (1996) postularon un rol morfotectónico destacado de los retrocorrimientos también en el segmento austral.

En el margen oriental de la Precordillera mendocina se pueden reconocer dos tramos con distinta configuración morfotectónica, al norte y al sur de los 32°30' de latitud sur. El sector norte está definido por el cordón Las Peñas-Las Higueras, de orientación normoroeste, con altitudes moderadas que disminuyen hacia el sur (1700 a 800 m). Constituye el rasgo orográfico más oriental de la Precordillera mendocina. En este tramo, el frente montañoso posee muy baja sinuosidad y está controlado por un corrimiento cuaternario longitudinal de gran extensión (falla Las Peñas). En el sector pedemontano la deformación cuaternaria superficial no es tan notoria y está representada principalmente por pliegues y lineamientos. El cordón culmina a la latitud de Salagasta; al sur del mismo, el frente precordillerano se localiza 50 km más al oeste y posee altitudes de más de 2000 metros. En el tramo austral, el frente es muy irregular y presenta profundas entrantes y salientes; no está definido por una única falla controlante y está segmentado parcialmente por fallas oblicuas y transversales. En este tramo, la deformación cuaternaria es más notoria en el sector pedemontano, donde se han reconocido numerosas escarpas de falla que afectan los depósitos de distintos abanicos aluviales provenientes del sector serrano y de la desembocadura del río Mendoza (Regairaz y Barrera, 1975).

Dos fallas longitudinales definen la configuración tectónica del cordón Las Peñas-Higueras (Figura 31). La **falla Las Higueras** (Harrington, 1971), inversa y de vergencia oriental, ascendió en tiempos tardío cenozoicos rocas paleozoicas y triásicas por encima de depósitos neógenos. No existen aún estudios que permitan ponderar la importancia y participación cuaternaria en esos ascensos; sin embargo, la postulada continuidad de esa falla hacia el sur, en la falla La Cal (Bastías et al., 1993), sugiere desplazamientos de esa edad. Los depósitos neógenos del bloque del piso, plegados y corridos, conservan remanentes de una superficie de pedimentación cuaternaria y su cobertura, cortados por varias escarpas de falla menores. A lo largo de todo el frente oriental del cordón, las rocas terciarias se sobreponen a depósitos de abanicos pedemontanos cuaternarios mediante la **falla Las Peñas**. Estudios de esa falla en la desembocadura del río Las Peñas (Cortés y Costa, 1995, 1996) revelan allí la presencia de una ramificación frontal en dos corrimientos (denominados **fallas Cerro Colorado Este y Oeste**) asociados a pliegues y fallas inversas secundarias de los sedimentos cuaternarios (Figura 32). La presencia de estratos de crecimiento en los depósitos pleistocenos de la pared colgante del corrimiento Cerro Colorado Este y las diferencias en el grado de deformación de las capas de distinta edad involucradas revelan que esa falla ha sufrido sucesivas reactivaciones cuaternarias, comportándose como una falla de crecimiento (*growth fault*) durante parte del Pleistoceno. La deformación en el sector afecta también sedimentos holocenos. Otras evidencias de tectónica cuaternaria a lo largo del frente (Costa et al., 1998) son discordancias progresivas asociadas a pliegues de propagación de falla en la quebrada El Agua y el **anticlinal Montecito** en la quebrada Las Vacas.

Distintos trabajos entre los que se destacan Stappenbeck (1910), Fossa Mancini (1939, 1942), Regairaz y Zambrano (1991), Bastías et al. (1993), INPRES (1995) y Milana y Zambrano (1996), han aportado información acerca de la

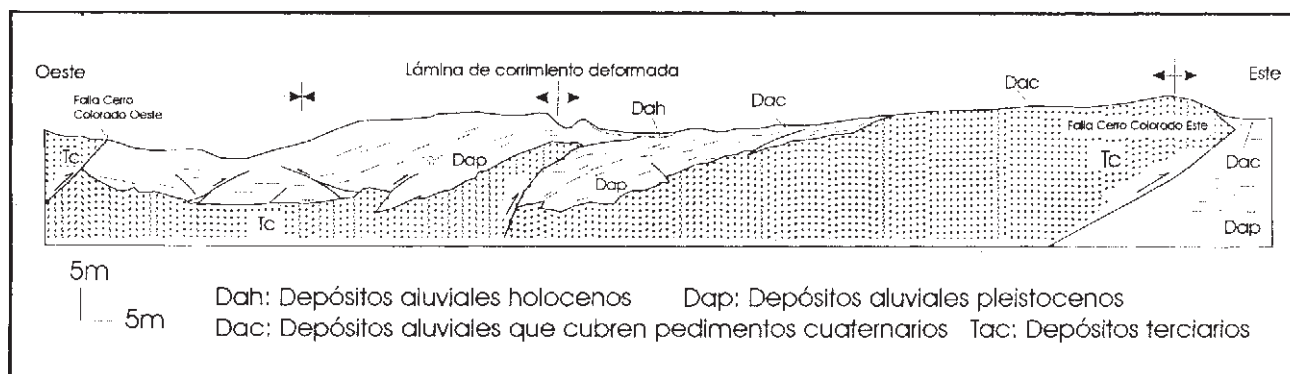


Figura 32. Fallas Cerro Colorado Este y Oeste, en la desembocadura del río Las Peñas.

deformación cuaternaria del margen precordillerano al sur de Salagasta.

La deformación cuaternaria pedemontana es notoria a lo largo de tres fajas paralelas al frente. La faja más distal corresponde a la falla Cerro La Cal y los anticlinales Capdeville y Borbollón, la faja intermedia a las fallas del cerro de La Gloria y Divisadero Largo y la faja más próxima al frente a la **falla Melocotón** (Figura 31). Esta última se expresa como una escarpa de falla en materiales holocenos, con ladera al este y unos 15 km de largo (Bastías et al., 1993). Su estudio mediante trincheras revela que es una falla de bajo ángulo y separación inversa en la que el substrato rocoso se desplazó 2,60 metros sobre limos eólicos no consolidados con restos de gasterópodos, datados en 38.000 años (INPRES, 1995). En el flanco occidental del cerro de la Gloria se reconocen fallas con vergencia oeste (Rodríguez y Barton, 1990; Bastías et al., 1993). Según INPRES (1995), son dos fallas inversas de unos 15 km de largo, subparalelas, rumbo norte-sur a nornordeste y buzamiento de alto ángulo al este (**fallas del Cerro de la Gloria-Cerro del Cristo**). Milana y Zambrano (1996) calcularon para la falla oriental un rechazo vertical de aproximadamente 17 m en el glacis superior del Pleistoceno alto. En trincheras realizadas por el INPRES midieron en la superficie de la falla occidental 60 cm de desplazamiento de ese mismo glacis. Esos autores identificaron depósitos de barreal al pie occidental del cordón de la Gloria, que interpretaron como debidos al endicamiento de corrientes pedemontanas producida por el ascenso del bloque del techo. Inmediatamente al oeste, en el arroyo Divisadero Largo, otra falla longitudinal pone en contacto rocas triásicas y sedimentos cuaternarios (Rodríguez y Barton, 1990). Asimismo hacia el sur-suroeste, Bastías et al. (1993) indicaron otra falla cuaternaria extensa en el sector pedemontano (**falla Punta de Agua**).

La traza de la **falla Cerro La Cal** está localizada junto al borde oriental del cerro homónimo y posee una orientación norte-sur a nornordeste; la geometría de su escarpa fue descrita por Bastías et al. (1993), quienes indican una ladera al este con pendiente máxima de entre 16° y 20° y una altura máxima de entre 9 y 16 m en las proximidades del cerro. Sobre la base de la morfología de la ladera reconocieron al norte de la ex ruta N° 7 a Villavicencio sucesivas reactivaciones, con una de las cuales vinculan tentativamente el sismo de 1861. Mediante trincheras (INPRES, 1995) se determinó su carácter inverso con buzamiento de 40° a 50° al oeste y desplazamientos variables de entre 0,30 y 0,60 metros, atribuidos al Holoceno. La falla se extendería hacia el norte para unirse a la falla Las

Higueras mediante una escarpa en sedimentos cuaternarios al sur de los cerrillos de la Bomba (Bastías et al., 1993). En ese tramo, trincheras realizadas por el INPRES (1995) indican desplazamientos medios de 0,30 metros en el Cuaternario. Hacia el sur la traza de la falla se alinea con una serie de resaltos topográficos del área urbana del Gran Mendoza, interpretados por Bastías et al. (1993) como debidos parcialmente a actividad tectónica. Estudios detallados de algunos de ellos indican según el INPRES (1995) que el quiebre de pendiente de la calle Perú corresponde a una escarpa de falla modificada por las labores de urbanización, lo cual acrecienta el riesgo sísmico en la ciudad. Al este de la falla, los **anticlinales Capdeville** y **Borbollón** de más de 15 km de largo, afectan sedimentos cuaternarios (Dessanti, 1942; Milana y Zambrano, 1996) y están vinculados probablemente a corrimientos ciegos (Kozłowski et al., 1993) en profundidad.

SEGMENTO ANDINO AL SUR DE LOS 33° LS (CENTRO Y SUR DE MENDOZA)

Al sur del segmento andino con subducción subhorizontal, las evidencias de deformación cuaternaria se reconocen a lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal y Principal como reactivaciones o ramificaciones de la falla principal del frente montañoso. En una amplia región extracordillerana las estructuras cuaternarias han afectado las "cerrilladas pedemontanas", el bloque de San Rafael y la depresión intermontana adyacente. En el sur mendocino, el desarrollo de extensos campos volcánicos cuaternarios en la región de la Payunia se relaciona a la apertura o reactivación de fracturas oblicuas y transversales al frente serrano.

FRENTE MONTAÑOSO

El frente cordillerano aquí considerado, al sur de los 33° de latitud, comprende la terminación austral de la Cordillera Frontal y hacia el sur la Cordillera Principal desde el río Diamante hasta el río Barrancas (Figura 33). En la Cordillera Frontal mendocina, dicho frente está definido por un sistema de fallas inversas longitudinales de vergencia oriental y fallas oblicuas y transversales asociadas, que limitan por el este los cordones del Plata, del Portillo y del Carrizalito. Mediante este sistema, denominado por Polanski (1958) «Espolón de La Carrera» y por Caminos (1965) «Sistema de Fallas de La Carrera», el bloque de la Cordillera Frontal ha sido ascendido

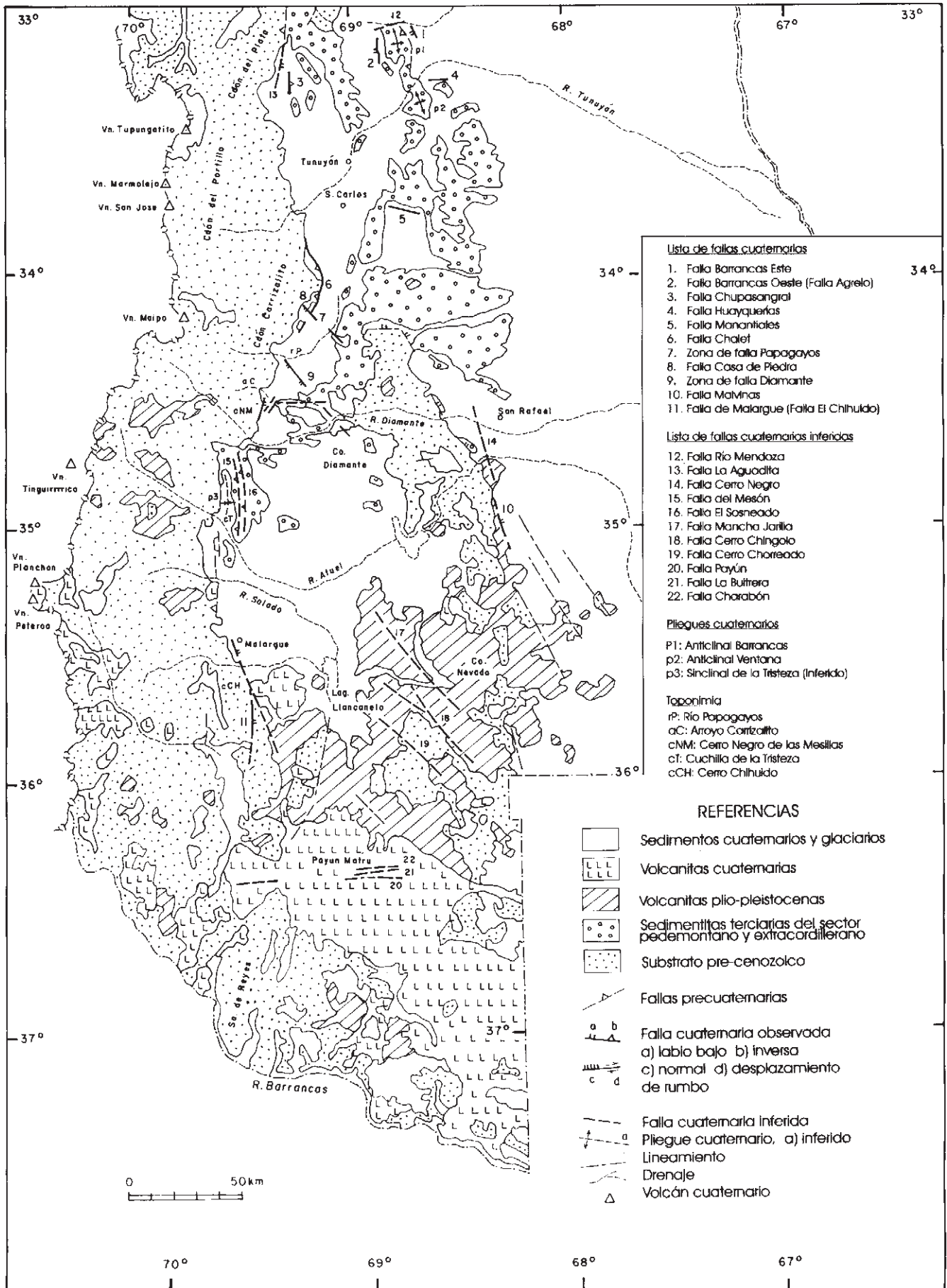


Figura 33. Estructuras cuaternarias al sur de los 33° LS (Centro y sur de la provincia de Mendoza)

en distintos pulsos durante el Neógeno (fases Quechua y Diaguíta).

Según Polanski (1963), la actividad tectónica en el frente montañoso ha continuado con las fases Póstuma y Final durante el Cuaternario, lo cual se pone de manifiesto en el registro estratigráfico y en la evolución geomórfica del ambiente pedemontano adyacente, más que en las evidencias directas de fallamiento cuaternario en dicho frente. Así, los datos aportados por Polanski (1963) permiten inferir ascensos relativos a lo largo del frente en la primera y tercera etapas de su fase Póstuma (Pleistoceno temprano), evidenciados respectivamente en los depósitos sinorogénicos gruesos de las Formaciones Los Mesones y La Invernada reconocidos y mapeados en todo el piedemonte cordillerano. Para la última etapa de su fase Final (Pleistoceno tardío), dicho autor propone un fallamiento normal, expuesto en el frente como una zona de bloques escalonados que habría dado origen al "graben de Tunuyán". Observaciones posteriores indican que tales fallas corresponderían a fallas inversas. Al norte del río Las Tunas la falla de Aguadita limita por el este un estrecho bloque paralelo al frente montañoso que expone en su tope un pedimento rocoso parcialmente encubierto por depósitos de las Formaciones Los Mesones e Invernada; dicha falla podría representar la falla más externa del sistema imbricado de fallas inversas allí expuesto. Asimismo, al sur del río Tunuyán otro de los bloques del substrato precenozoico, pedimentado y cubierto parcialmente por depósitos del Pleistoceno inferior, aflora con escasa altura junto al frente montañoso (Figura 33), donde se halla limitado al este por la falla de Tupungato (Polanski, 1963, 1964), o *falla Chalet* (Bastías et al., 1993). Cortés y Sruoga (1998) interpretaron dicha falla como un corrimiento de traza sinuosa con el que se vincula la rotación al oeste del bloque del techo y de los depósitos de la Formación Los Mesones que lo cubren con sucesivas reactivaciones durante el Pleistoceno temprano.

Si bien entre el arroyo de los Papagayos y el río Diamante, el frente de falla está en su mayor parte cubierto por depósitos cuaternarios no deformados, se ha observado un segmento reactivado entre el arroyo El Carrizalito y el cerro Negro de las Mesillas, donde la falla cortó y generó pronunciadas flexiones de arrastre en las psefitas pleistocenas de la Formación Los Mesones allí aflorante.

Al sur del río Diamante, la Cordillera Principal mendocina está constituida por el cinturón plegado y corrido de Malargüe, que corresponde según Kozłowski et al. (1993) a una faja de tipo *thick-skinned* o de piel gruesa. Al norte del río Salado, el sector externo del cinturón es una extensa estructura sinclinal de orientación norte-sur cuya expresión morfológica es la cuchilla de la Tristeza (Figura 33); el flanco oriental de esa estructura ha sido corrido durante el Terciario por las *fallas del Mesón* y *El Sosneado*, de vergencia oriental, dando origen al frente serrano. Kozłowski (1984), citó como evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a dicha estructura, el truncamiento de basaltos cuaternarios por la falla del Mesón al suroeste del arroyo de las Aucas (Formación Coyocho en Volkheimer, 1978) y el origen tectónico de la depresión donde se encuentra la laguna Blanca, en el extremo sur de la estructura. Asimismo, los depósitos de la Formación Los Mesones que coronan la cuchilla de la Tristeza (Volkheimer, 1978) se hallan más de 800 m por encima de los que se encuentran en el sector pedemontano adyacente, lo cual podría estar indicando reactivaciones cuaternarias de los corrimientos del frente montañoso.

Hacia el sur, entre el río Salado y la sierra de Palauco, el sector externo del cinturón plegado y corrido se caracteriza en superficie por un conjunto de amplios anticlinales y sinclinales de orientación norte - sur con sus flancos cortados por corrimientos y retrocorrimientos asociados en profundidad al desarrollo de una zona triangular (Kozłowski et al., 1993). El frente montañoso corresponde al flanco oriental del anticlinal de Malargüe, limitado al este por la *falla de Malargüe*, interpretado como un corrimiento de vergencia oriental (Dessanti, 1973; ver Kozłowski et al., 1993). Dicha falla, también denominada *falla El Chihuido*, fue considerado por Kozłowski et al. (1990) como de tipo normal con inclinación al este y originada con posterioridad a los 6,7 Ma (Stipanovic y Linares, 1975) y a la formación del anticlinal Malargüe. La falla se extiende desde la localidad de Malargüe hasta el cerro Chihuido, donde se bifurca en una rama occidental que atraviesa el cerro Bayo de la Batra y una extensa rama oriental que está definida por el alineamiento de numerosos volcanes cuaternarios con una orientación nornoroeste (Figura 33). Evidencias de actividad tectónica cuaternaria asociada a esta falla fueron observadas por el INPRES (1993) al oeste y sudoeste de la ciudad de Malargüe y al sur del cerro Chihuido; en ambos tramos determinaron una ruptura de 9 km y un desplazamiento vertical de 3,5 metros. Las lavas pleistocenas superior y holocenas (Valencio et al., 1970) de las lavas originadas por los volcanes conectados a la rama oriental de la falla indican también reactivaciones cuaternarias extensionales en ese tramo. Cabe destacar que Bastías et al. (1993), en su mapa de fallas activas de Mendoza, consideran a la falla Malargüe como distintos segmentos en el piedemonte, desde un poco al sur del río Diamante hasta la localidad de Malargüe.

La actividad tectónica cuaternaria del extremo sur del frente montañoso aquí considerado estaría indicada en los potentes conglomerados acumulados en el sector pedemontano sobre volcánicas pliocenas, como consecuencia de la estructuración del borde oriental de la sierra de Reyes (Kozłowski et al., 1993).

SECTOR EXTRACORDILLERANO

Cerrilladas pedemontanas (entre los 33° y 34° LS)

Gran parte del sector extracordillerano al sur de los 33° de latitud comprende la denominada por Polanski (1954) «Depresión de los Huarpes», localizada entre el extremo sur de la Precordillera y la zona de Llancanelo. Su actual configuración, con depocentros junto al frente cordillerano (Yrigoyen, 1993) es neógena (fases Quechua y Diaguíta) y se relaciona con el ascenso del bloque de la Cordillera Frontal; la tectónica cuaternaria contribuyó a definir su borde septentrional, mediante el ascenso continuado de la Precordillera mendocina (Cortés, 1993). Entre los 33° y 34° de latitud sur, tanto el substrato precenozoico como las sucesiones terciarias alojadas en la depresión muestran los efectos de la deformación neógena, consistente en pliegues, corrimientos y reactivaciones inversas de fallas normales en profundidad, conformando según Rolleri y Fernández Garrasino (1979) tres fajas deformadas principales de orientación nornoroeste. Por encima de las capas terciarias deformadas (anticlinorio de los Huarpes de Polanski, 1963), se disponen en discordancia depósitos aluviales y loésicos,

resultantes de varios ciclos de agradación cuaternaria. La existencia de combaduras y escarpas de falla en esos depósitos y el desarrollo de sucesiones cuaternarias sinorogénicas revelan ascensos diferenciales en el borde montañoso de la depresión y la continuidad del acortamiento en el interior de la misma durante el Cuaternario.

Las fajas de rocas neógenas deformadas y los estratos cuaternarios suprayacentes, conforman un ambiente geomórfico de elevaciones bajas (relieve relativo de entre 100 y 500 m), originado por erosión (Polanski, 1958) y tectonismo (Regairaz, 1962), conocido como Cerrilladas Pedemontanas (Figura 29). Están localizadas en el sector pedemontano más externo, excepto en la zona de Cacheuta-Tupungato donde se disponen junto al frente montañoso (Regairaz y Barrera, 1975; González Díaz y Fauqué, 1993). En las cerrilladas, los afloramientos de sedimentitas neógenas han dado lugar a la formación de un paisaje de mal país o Huayquerías. Entre el frente montañoso y las cerrilladas se extienden la bajada pedemontana y amplias planicies loésicas.

Polanski (1963) estudió en detalle la estratigrafía tardía cenozoica del sector pedemontano e interpretó su evolución neotectónica y geomórfica. Ese autor atribuyó a los movimientos de su fase Póstuma, acaecida en el Pleistoceno temprano, la generación de los fanglomerados de la Formación Los Mesones (primer ciclo de agradación) y el ajuste de la red de drenaje de los ríos Papagayos y Tunuyán. Asimismo, postuló que ascensos del frente cordillerano y un amplio abovedamiento de la zona de San Carlos en la última etapa de esa fase tectónica, habrían formado un valle longitudinal (valle Extenso) y generado el relieve del cual provienen los sedimentos gruesos de la Formación La Invernada (segundo ciclo de agradación) que lo rellenan. Sostuvo que durante el Pleistoceno tardío y luego de la acumulación de la Asociación Piroclástica Pumícea (470 ± 70 ka y 440 ± 80 ka, Stern et al., 1984) la generación de fallas normales en el frente montañoso (falla de Aguadita, entre otras) y en la zona pedemontana próxima a Tupungato y Tunuyán (fallas de Anchayuyo y del Totoral, entre otras) habrían originado el “graben de Tunuyán” (ver Polanski, 1963, bosquejo N°1). El reconocimiento de la cinemática inversa del frente de fallas de la Cordillera Frontal (Caminos, 1965, 1979) y del borde occidental de la estructura Cacheuta-Tupungato (Ploszkiewicz, 1993; Devizia, 1993; Legarreta et al., 1993) permite cuestionar la naturaleza extensional de ese bolsón pedemontano.

La mayor parte de las estructuras cuaternarias reconocidas en el segmento pedemontano norte entre los 33° y 34° de latitud (Figura 33) están asociadas a la **faja deformada Lunlunta-Barrancas-Punta de las Bardas**. Su tramo norte (Lunlunta-Barrancas) corresponde a una estructura anticlinal cuya línea de charnela, de orientación nornoroeste a nortesur, define varias culminaciones y depresiones (sillas estructurales). Si bien la presencia de yacimientos de hidrocarburos en dicha estructura (Santiestevan, 1993 a, b y c) motivó una intensa exploración geológica, son escasos los estudios neotectónicos de la misma. Referencias en tal sentido se remontan a Fossa Mancini (1937) y Regairaz (1962). Las observaciones realizadas por Chiaramonte (1996) revelan que es un anticlinal asimétrico con inclinaciones de 4° a 6° al oeste y sur-suroeste en su flanco occidental y de 60° a 65° al este y nornordeste en su flanco oriental. En las sucesiones afectadas por el pliegue, dicha autora reconoció cuatro pulsos de depositación sincrónicos con el levantamiento del anticlinal, correspondientes a las Formaciones Mogotes (dos pulsos),

Los Mesones y La Invernada, infiriendo por ello una deformación plio-pleistocena.

Estudios de subsuelo (Santiestevan, 1993b; Bettini, 1981) revelan que el flanco oriental del anticlinal está cortado por fallas inversas de vergencia oriental. La interpretación de una línea sísmica transversal (Chiaramonte, 1996) muestra en el flanco oriental del anticlinal Barrancas un corrimiento ciego que inclina entre 32° y 40° al oeste, para el cual calculó una superficie de despegue a 6,1 km por debajo del nivel del mar. Si bien esa falla (**falla Lunlunta**, Figura 33) no corta las capas cuaternarias, la actividad tectónica pleistocena del anticlinal asociado a su pared colgante indicaría desplazamientos a lo largo de la misma durante esa época.

Una de las evidencias de tectónica activa en la región es el sismo del 26 de enero de 1985. Según el INPRES (1985), su epicentro se encuentra al oeste de la traza axial del anticlinal de Barrancas y estaría vinculado a un plano de falla de rumbo N 5° E y buzamiento de 37° O a una profundidad de 12 kilómetros. Triep (1987) en cambio, ubicó el epicentro de este sismo al este de la traza axial del anticlinal y un poco al norte del río Mendoza, interpretando una profundidad del hipocentro de 14 ± 5 km, correspondiente a una superficie de falla de rumbo N 20° O y buzamiento de 56° O, en el basamento. INPRES (1985) vinculó el sismo a la actividad de la falla Lunlunta mientras que Triep (1987) lo atribuyó a una falla contigua hacia el este interpretada por Bettini (1981) en el subsuelo; según Chiaramonte (1996) tales fallas poseen una superficie de despegue que se encuentra por encima del hipocentro del sismo por lo cual lo vincula más bien a la actividad de un nivel de despegue más profundo.

La **falla Barrancas Este** está ubicada en el margen nororiental del anticlinal Barrancas al sur del río Mendoza. Fue estudiada por el INPRES (1995) mediante una trincheira en la que se reconocen varias fallas inversas de las cuales la más importante inclina 70° al este en superficie y 35° en el fondo de la trincheira (4,20 m más abajo). Excepto la falla principal, el resto de las ramificaciones y fallas menores asociadas no corta los limos holocenos superiores equivalentes a la Formación El Zampal, los que fueron datados en 1890 años. De acuerdo a ese estudio, la falla principal está representada en superficie por una escarpa de aproximadamente 1,20 m de alto con dirección noroeste visible a lo largo de 4 km; asimismo observaron hacia el este otras escarpas similares, con pliegues suaves más pequeños. En el flanco este del anticlinal, principalmente entre los ríos secos del Pozo y Gualán Norte, Chiaramonte (1996) reconoció combamientos en los limos no consolidados de la Formación El Zampal y en depósitos de piedemonte modernos.

Según INPRES (1995), una falla oblicua de orientación estenordeste interpretada como normal separa el bloque hundido de la estructura Cruz de Piedra en el norte, del anticlinal Barrancas en el sur. Dicha falla de traza irregular en parte coincidente con el curso del río Mendoza, fue mapeada sobre terrenos cuaternarios por Chiaramonte (1996) y denominada **falla Río Mendoza** por Milana y Zambrano (1996), quienes citan superficies de fricción indicativas de movimientos verticales.

Al oeste del anticlinal Barrancas y al este de la ruta nacional N° 40 se extiende una falla de traza norte-sur ya mapeada por Polanski (1963) y denominada por el INPRES (1995) **falla Barrancas Oeste**. En este último estudio reconocieron una escarpa de 7 km de largo entre Agrelo y

Ugarteche, elaborada en depósitos cuaternarios correspondientes a las Formaciones Los Mesones y La Invernada, que según datos provenientes de trincheras corresponde a una falla inversa buzante al este con alto ángulo en superficie. Fue denominada *falla Agrelo* e interpretada como un retrocorrimento por Milana y Zambrano (1996).

La faja de pliegues braquianticlinales de Cruz de Piedra-Lunlunta-Barrancas continúa al sur del río Tunuyán con dirección sur-sureste donde constituye las estructuras de interés petrolero de La Ventana, Vacas Muertas y Punta de las Bardas. Mediante un corte transversal en la zona de la Ventana, Regairaz y Videla Leaniz (1967) reconocieron un suave pliegue anticlinal asimétrico de vergencia oriental de aproximadamente 8 km de semilongitud de onda que afecta a una superficie de erosión pleistocena y a la Formación La Invernada que la cubre. Corresponde al anticlinal de la pared colgante de la *falla* inversa *Vacas Muertas*, de vergencia oriental, que en el subsuelo corta el flanco oriental de ese pliegue (Porta, 1993). La estrecha asociación de ambas estructuras permite inferir desplazamientos pleistocenos en esa falla. Al este de Punta de las Bardas, Regairaz (1979) reconoció un amplio anticlinal levemente asimétrico con traza axial norte-sur que afecta las mismas unidades cuaternarias. Observó que la red de drenaje se ajustó a la estructura siendo la zona de charnela coincidente con la divisoria de aguas.

Bastías et al. (1993) citaron dos fallas transversales con componentes de desplazamiento lateral al sur del río Tunuyán, denominadas *fallas Huayquerías y Manantiales* (Figura 33).

Bloque de San Rafael

El rasgo morfotectónico más sobresaliente en el sector extracordillerano entre los 34°00' y los 35°15' (Figura 29) es el denominado «Bloque de San Rafael» (Feruglio, 1946; Polanski, 1954). La mayor parte del relieve montañoso asociado al mismo se formó durante el Cuaternario. Esto surge de los estudios de Polanski (1963), quien determinó que una antigua superficie de erosión regional se desarrolló durante el Mesozoico y principios del Terciario sobre las rocas precenozoicas y fue cubierta posteriormente por sedimentos aluviales neógenos. La llanura aluvial así formada sufrió la acción tectónica y erosiva durante el primer y segundo ciclo fluvial pleistocenos que exhumaron las rocas del substrato paleozoico y la antigua peneplanicie que las afecta. Reconoció la participación de procesos tectónicos durante el Pleistoceno temprano como consecuencia de su fase Póstuma, en el hundimiento escalonado hacia el norte de esa superficie, atribuido a reactivación de fallas terciarias. Asimismo, en el borde oriental del bloque observó un escalón de falla y un importante rejuvenecimiento fluvial mesopleistoceno (segundo ciclo fluvial) evidenciado por quebradas profundas, altas pendientes de cauces y numerosos saltos y rápidos. Con posterioridad, los depósitos fanglomerádicos granocrecientes de la Formación Puesto Moyano, distribuidos en el sector pedemontano oriental del bloque, fueron correlacionados con la Formación La Invernada de Polanski (1963) y vinculados a ascensos tectónicos del sector serrano durante el Pleistoceno temprano (González Díaz, 1972a).

La actividad tectónica tardío cenozoica a lo largo de fracturas de orientación nornoroeste en el frente montañoso oriental y en la llanura adyacente está indicada por el

alineamiento de centros volcánicos de las Formaciones Cerro Negro y Maipo (González Díaz, 1972a y Núñez, 1979). Edades radimétricas e interpretaciones paleomagnéticas en algunos de estos centros apuntan a una edad preferentemente pliocena de la actividad volcánica, sin descartar completamente que alcance el Pleistoceno inferior (Núñez, 1979; Toubes y Spikermann, 1979; Valencio et al., 1979). Si bien Palma et al. (1984) no encontraron evidencias de fracturas en las unidades cuaternarias y descartaron la existencia de fallas activas en el sector oriental del bloque, estudios posteriores de Cisneros et al. (1989), Bastías et al. (1993) y Cisneros y Bastías (1993) indican al sur del río Atuel la presencia de un segmento activo en el frente serrano (*falla Malvinas*, Figura 33), al que atribuyen el terremoto Villa Atuel-Las Malvinas, del 30 de mayo de 1929. En efecto, Cisneros y Bastías (1993) observaron en el frente montañoso a lo largo de 10 km, entre los cerros Carrizalito y Ancha, varias escarpas de falla impresas en la Formación Maipo y a las que asocian capturas y modificaciones de la red fluvial, así como el desplazamiento lateral izquierdo del río El Entierro. Le asocian también una deformación extensional sobre la base del alineamiento de volcanes. No indican la geometría del plano de falla. Han calculado una superficie de rotura de 10 km, un desplazamiento vertical mínimo de 2,3 m y una velocidad de movimiento de 0,16 mm/año. En el extremo norte del frente oriental, González Díaz (1972a) infirió una extensa falla cuaternaria de orientación nornoroeste entre los ríos Diamante y Atuel que denominó *falla Cerro Negro*; su porción austral está determinada por el alineamiento de volcanes plio-pleistocenos, mientras que su tramo norte, entre Las Paredes y Rama Caída al oeste de San Rafael, estaría indicado por un escalón morfológico (sector oriental más hundido) y cambios altimétricos a ambos lados de la misma, en la Formación Colonia los Coroneles (Pleistoceno superior).

Depresión intermontana (entre los 34° y 35° 30')

El ascenso cuaternario del Bloque de San Rafael, entre los 34°00' y 35°30' de latitud sur, delimitó hacia el oeste una extensa subcuenca intermontana cuaternaria, desarrollada al pie de las Cordilleras Frontal (cordón del Carrizalito) y Principal y limitada al sur por el relieve volcánico de la Payúnia (Figura 29). Sobre el substrato terciario de esa depresión se han acumulado durante el Cuaternario distintos depósitos aluviales pedemontanos, sedimentos fluviales y de bajos, depósitos piroclásticos e interdigitaciones localizadas de coladas basálticas. Las principales evidencias de tectónica cuaternaria en esa depresión se han observado al norte del río Diamante. Allí, Bastías et al. (1993) indican las *fallas Papagayos y Diamante*, de orientación nornoroeste y desplazamiento de rumbo deslizante sinistral. Con posterioridad, Tello (1994) cita la elevación de niveles cuaternarios, el desplazamiento del cauce del río Papagayos y de algunas vegas y la alineación de efusiones volcánicas fisurales vinculadas a la falla Papagayos a la que asocia un desplazamiento rumbo deslizante dextral. Consideró que la falla Diamante se manifiesta en el alineamiento de los volcanes cerro Diamante, cerro Bolas y cerro Leones, en una escarpa con su cara libre al suroeste y en el truncamiento de pequeñas vegas. Recientes observaciones de Cortés y Sruoga (1998) indican que cada una de esas estructuras oblicuas conforma una zona de fracturamiento (Figura 33) en las que

se distingue, por sus rasgos morfoestructónicos, un segmento occidental contiguo al frente montañoso y otro segmento oriental definido por el alineamiento de volcanes pleistocenos ya indicado por Tello (1994). El segmento occidental de la **zona de falla Papagayos**, de 2,5 km de ancho, está definido por numerosas escarpas de piedemonte y la escarpa de falla rocosa correspondiente a la **falla Casa de Piedra**; esta última limita por el sur el bloque del techo rotado del corrimiento Chalet por lo que fue interpretada por Cortés y Sruoga (1998) como una falla de desgarre dextral con componentes de desplazamiento de inclinación. El segmento occidental de la **zona de falla Diamante** está definido por trenes subparalelos de escarpas pedemontanas compuestas, con resaltos de 6 a 30 m y laderas con pendientes de 6° a 15° escalonadas al suroeste, las cuales afectan a remanentes eopleistocenos de la Formación Los Mesones. Tomando en cuenta el grado de deformación que presentan las unidades cuaternarias de distinta edad afectadas por estas fracturas oblicuas, los autores citados reconocen movimientos tectónicos durante el Pleistoceno temprano (anteriores a los 450 ka) y reactivaciones posteriores preholocenas. La actividad tectónica holocena estaría evidenciada por lineamientos estructurales impresos en la Formación El Zampal en la zona de los arroyos Yaucha y Papagayos y por las emisiones de esa edad en la zona del volcán Diamante.

Una zona de fractura de orientación este-oeste de 12 km de largo, perpendicular al frente montañoso, para la cual localmente se infiere deformación extensional, está dada por la alineación de numerosos centros volcánicos neopleistocenos (Cortés y Sruoga, 1998) localizados a lo largo del arroyo El Carrizalito (Figura 33).

Payunia (al sur de los 35°30' LS)

La unidad morfoestructónica conocida como Payunia o Payenia (Polanski, 1954) comprende una extensa región extracordillerana del sur de Mendoza (Figura 29), parte del sector noroccidental de La Pampa y extremo norte del Neuquén, caracterizada por un relieve irregular y escalonado, formado por planicies y cerros de origen volcánico (González Díaz y Fauqué, 1993). Varias referencias acerca de las estructuras tectónicas vinculadas a las emisiones volcánicas fueron realizadas para el sector mendocino de la Payunia. Allí, la actividad volcánica dio origen a la Provincia Basáltica Andino-Cuyana en la que se distinguen los campos volcánicos de Llancanelo y Payún Matru (Bermúdez y Delpino, 1989). Las distintas unidades litoestratigráficas originadas por el volcanismo plioceno-holoceno fueron agrupadas por Bermúdez et al. (1993) en los Grupos Chapua, Puente y Tromen, originados respectivamente durante las épocas eruptivas Chapualitense (Plioceno superior-Pleistoceno inferior), Puentelitense (Pleistoceno medio a superior) y Tromenlitense (Holoceno).

En la región inmediatamente al oeste del volcán Nevado comprendida entre los 35° y 36° de latitud sur, Delpino (1987) identificó y mapeó tres fracturas paralelas de rumbo N 40° O y una longitud de entre 30 y 60 km, definidas sobre la base del alineamiento de numerosos centros eruptivos. Tales fracturas (Figura 33) se denominan aquí **falla Mancha Jarilla** (norte), **falla Cerro Chingolo** (central) y **falla Cerro Chorreado** (sur). En la primera, observó una elevación de 2 m en el bloque nororiental. Con posterioridad, Bermúdez y Delpino (1989) presentaron un mapa de tales estructuras mostrando

las inflexiones y grábenes alineados a la falla Cerro Chingolo en la que reconocieron fisuras conjugadas y un resalto con una elevación relativa de 5 m de la pared nororiental. Los numerosos conos simples, conos compuestos, cráteres múltiples y erupciones fisurales asociados a las fracturas corresponden a la Formación Mancha Jarilla de edad Plioceno-Pleistoceno inferior (1,8 Ma, Bermúdez, 1987) producto de las erupciones superiores de la época eruptiva Chapualitense.

En el campo volcánico Payún Matru, caracterizado por numerosos conos volcánicos y la caldera homónima (Llambías, 1966; González Díaz, 1970) se ha desarrollado un volcanismo cuaternario (Mendía y Valencio, 1987) asociado a numerosas fracturas. En el sector al este de dicha caldera, González Díaz (1972a) reconoció tres fisuras de erupción indicadas por la alineación de conos piroclásticos, desarrollados según Bermúdez y Delpino (1989) en el Grupo Tromen, de edad holocena. La más extensa, de rumbo este-oeste probablemente corresponda a la denominada por Bastías et al. (1993) **falla Payún**. Las dos fracturas más cortas identificadas por González Díaz (1972b) unos kilómetros más al norte son denominadas aquí **Charabón** y **La Buitrera** (Figura 33). Dicho autor cita también fracturas (este-oeste y este-nordeste) en el flanco sur del volcán, conectadas a basaltos holocenos. Las lavas del flanco occidental del centro volcánico cubren las fallas neógenas del frente de deformación de la Cordillera Principal. En dicho flanco, Bermúdez et al. (1993) mapearon la localización de numerosos centros volcánicos; si bien no indican la orientación de las fracturas, es posible apreciar alineamientos este-oeste y oeste-noroeste. Valencio et al. (1970) dan dos edades radimétricas de ese sector: $0,2 \pm 0,1$ Ma y $0,5 \pm 0,2$ Ma, con polaridad normal, que asignan al Pleistoceno superior. En su conjunto, la caldera y los sectores oriental y occidental del volcán conforman una ancha zona de fracturamiento este-oeste de varios kilómetros de ancho. En las cercanías de Buta Ranquil (provincia del Neuquén), Bermúdez y Delpino (1989) señalan la presencia de conos piroclásticos igualmente alineados en fracturas este-oeste, cuyas coladas puentelitenses alcanzan a endicar el valle del río Colorado (Holmberg, 1976).

Delpino (1987) y Bermúdez y Delpino (1989) interpretaron que el volcanismo cuaternario de la región extracordillerana se desarrolló bajo un régimen extensional. Con posterioridad, Bermúdez et al. (1993) consideraron los siguientes eventos extensionales: en la región del Bloque de San Rafael durante el Plioceno-Pleistoceno temprano a lo largo de fracturas de orientación noroeste, en la región contigua al río Grande durante el Pleistoceno medio a tardío a lo largo de fracturas más cortas de orientación este-oeste, y en la región del volcán Payún Matru durante el Holoceno a lo largo de fracturas este-oeste y N 60° O. La existencia de una fuerte anisotropía mecánica determinada por fracturas de dirección noroeste y normoroeste en el substrato precenozoico de la región del Bloque de San Rafael (Palma et al., 1984) permite interpretar que los alineamientos de volcanes cuaternarios en esa dirección y las fisuras y grábenes romboidales asociados correspondan a reactivaciones de esas líneas de debilidad preexistentes, probablemente transtensionales dada su oblicuidad respecto de la dirección general este-oeste de acortamiento en el frente montañoso. Asimismo, existen evidencias de que el volcanismo a lo largo de extensas fracturas de dirección noroeste se desarrolló también durante el Pleistoceno tardío (Cortés y Sruoga, 1998). El conjunto de fracturas de orientación este-oeste, incluidas las del volcán Payún Matru

y las del arroyo Carrizalito, están localizadas junto al frente montañoso y podrían corresponder a fracturas extensionales más o menos paralelas a la dirección de acortamiento, activas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

SÍNTESIS Y CONSIDERACIONES FINALES

En la región andina del Nuevo Cuyo, las evidencias de deformación cuaternaria provienen de dos ámbitos morfotectónicos distintos: entre los 28° y los 33° de latitud se concentran preferentemente en el cinturón precordillerano y sector pedemontano adyacente, mientras que al sur de los 33° se localizan en el frente montañoso y en el extenso ambiente extracordillerano. El frente de corrimiento del margen oriental de la Precordillera es un frente activo y está representado en la provincia de San Juan por una zona triangular de piel gruesa en la que el sistema de retrocorrimientos de la Precordillera Oriental es su principal fuente sismogénica, con directa incidencia en la ciudad de San Juan. En la provincia de Mendoza dicho sistema no es emergente y el frente está definido por corrimientos de vergencia oriental particularmente activos en el piedemonte serrano próximo a la ciudad de Mendoza y a otras localidades pobladas. La estructura cuaternaria del margen precordillerano occidental, en cambio, es compleja y variada. Entre los ríos Jáchal y San Juan se expresa en fallas con componentes de desplazamiento de rumbo dextral y normal, mientras que hacia el sur, corrimientos y retrocorrimientos longitudinales combinados con fallas oblicuas de orientación noroeste se asocian a una notoria reactivación cuaternaria del relieve. Al sur de los 33° el frente de la Cordillera Frontal y Principal ha sido reactivado en distintos segmentos durante el Pleistoceno, deformando depósitos aluviales y produciendo el ascenso y rotación de pedimentos rocosos. En el sector extracordillerano, la tectónica holocena activó corrimientos ciegos o emergentes y pliegues

asociados en las cerrilladas pedemontanas y reactivó el borde oriental del bloque de San Rafael. Al oeste de ese bloque, trenes de escarpas pedemontanas y volcanes cuaternarios alineados definen zonas de fractura oblicuas de rumbo noroeste; más al sur, en el extenso ambiente volcánico de la Payúnía, numerosos centros de emisión se asocian a fracturas de igual orientación y a fracturas este-oeste cerca del frente montañoso, indicativas de condiciones locales extensionales o transensivas.

En nuestro país, la investigación de la tectónica cuaternaria de los Andes y en particular de la región del Nuevo Cuyo se encuentra en una etapa inicial de inventario básico de estructuras. A pesar del encomiable esfuerzo de los escasos grupos de trabajo dedicados al estudio de la deformación cuaternaria en el vasto territorio nacional, son exiguos los datos disponibles acerca de edades de depósitos y fallas cuaternarias e igualmente insuficiente el conocimiento de la geometría, cinemática y paleosismología de las principales fallas activas. Tomando en cuenta que ciudades densamente pobladas como San Juan y Mendoza están ubicadas junto a zonas de fractura de reconocida actividad sísmica, el progreso en el conocimiento del peligro sísmico de esas y otras extensas regiones cordilleranas es una de las tareas prioritarias de la futura investigación en neotectónica.

Agradecimientos

Dejamos constancia del agradecimiento al Servicio Geológico Minero Argentino y a la Universidad Nacional de La Plata por el apoyo recibido para la realización de este trabajo. Uno de nosotros (JMC) quiere recordar y agradecer en este lugar al profesor y compañero de trabajo Dr. Roberto Caminos, en cuya actitud reflexiva, desinteresada y cordial encontró siempre una guía y oportunidad de desarrollo profesional y humano.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALLMENDINGER, R.W., FIGUEROA, D., SNYDER, D., BEER, J., MPODOZIS, C. E e ISACKS, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.
- AMOS, A.J., CALIGARI, R.H. y SICHES, C.W., 1981. Las fallas activas en la República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 2: 235-242.
- ANTELO PÉREZ, B., 1979. Geología del dique compensador El Tigre, Provincia de Mendoza. Agua y Energía Eléctrica, informe inédito, Buenos Aires.
- AVÉ LALLEMANT, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Museo de La Plata, Anales, Sección Geológica y Mineralógica 1: 5-20, La Plata.
- BALDIS, B.A. y CHEBLI, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 1: 47-66.
- BALDIS, B. A., BERESI, M. A., BORDONARO, O. y VACA, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 399-445.
- BARALDO, J.A., CANGIALOSI, A. y TREO, C.H., 1985. Estructura del sector norte de La Crucecita, Dpto. Ullum, San Juan. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 215-220, San Juan.
- BASTÍAS, H.E., 1986. Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica de Precordillera. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita) 1-147.
- BASTÍAS, H. y BASTÍAS, J.A., 1987. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 42 (3-4): 261-266.
- BASTÍAS, H.E. y ULIARTE, E., 1987. Morfología de la falla rumbo-deslizante El Tigre entre los ríos Jáchal y San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 251-254.
- BASTÍAS, J.A. y ULIARTE, E., 1991. Tectoformas de transurrencias, falla El Tigre, sector central, San Juan, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Acta: 505-509.
- BASTÍAS, H.E., WEIDMANN, N. y PÉREZ, M., 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 329 - 341.
- BASTÍAS, H., ULIARTE, E. y PÉREZ, M.A., 1985. Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera. 1° Jornadas Geológicas de la Precordillera, Actas 1: 221-225. Asociación Geológica Argentina, Serie A, 2.
- BASTÍAS, H., ULIARTE, E., PAREDES, J. DE D., SÁNCHEZ, A., BASTÍAS, J.A., RUZYCKI, L. y PERUCCA, P., 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 228-244.
- BASTÍAS, H., TELLO G.E., PERUCCA J.L. y PAREDES, J.D., 1993. Peligro sísmico y Neotectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 6-1: 645-658.
- BASTÍAS, H., PAREDES, J., PERUCCA, L. y TELLO, G., 1995. Mapa neotectónico preliminar de la República Argentina. Universidad Nacional de San Juan, inédito.
- BERMÚDEZ, A. y DELPINO, D.H., 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.). Asociación Geológica Argentina, Revista 44 (1-4): 35-55.
- BERMÚDEZ, A., DELPINO, D., FREY, F. y SAAL, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Ar-

- gentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 1-13: 161-172.
- BETTINI, F., 1981. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. Asociación Geológica Argentina, Revista 35 (4): 579-581.
- BODENBENDER, G., 1894. El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Tomo 14: 293-329.
- BODENBENDER, G., 1897. El suelo y las vertientes de la ciudad de Mendoza y alrededores. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 15 (4): 425-486, Córdoba.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (3): 351-392.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- CASTAÑO, J.C., 1979. Estudio de sismicidad y riesgo sísmico para grandes obras de aprovechamiento hidroeléctrico en la Alta Cuenca del río Bermejo. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Resúmenes.
- CASTELLANOS, A., 1944. Anotaciones preliminares con motivo de una visita a San Juan a propósito del terremoto del 15 de enero de 1944. Monografía de la Facultad de Ciencias Matemáticas, Físicas-Químicas y Naturales aplicadas a la industria, Universidad Nacional del Litoral.
- CHIARAMONTE, L., 1996. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura, 167 pp., inédito.
- CINGOLANI, C.A., 1970. Estudio geológico de la zona de la Cortadera y alrededores, nordeste de Uspallata, provincia de Mendoza. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral (inédita), 1-318.
- CISNEROS, H. y BASTÍAS, H., 1993. Neotectónica del borde oriental del Bloque de San Rafael. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 270-276.
- CISNEROS, H., ORMEÑO, P. y BASTÍAS, H., 1989. Fallas cuaternarias en el sur mendocino y su posible relación con el sismo de 1929. 1° Reunión de Fallas Activas del NOA, Actas 1: 58-62, San Juan.
- COMÍNGUEZ, A.H. y RAMOS, V.A., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314.
- CORTÉS, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.
- CORTÉS, J.M., 1994. La segmentación tectónica de la depresión de Uspallata, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 18-22.
- CORTÉS, J.M., 1997. Estructura cuaternaria de las Hojas 3369-03 "Yalguaraz" y 3369-09 «Uspallata», provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.
- CORTÉS, J.M., 1998. Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista :21 pgs., 5 figuras; en prensa.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la pampa Yalguaraz, margen occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 241-245.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1995. The Active Thrust Front of Mendoza Precordillera at Río de las Peñas, Argentina. Andean Thrust Tectonics Symposium, Program with Abstracts :7, San Juan, Argentina.
- CORTÉS, J.M. y COSTA, C.H., 1996. Tectónica cuaternaria en la desembocadura del río de Las Peñas, borde oriental de la Precordillera de Mendoza. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 225-238.
- CORTÉS, J.M. y SABBIONE, N., 1997. Evidencias de tectónica cuaternaria en la Depresión de Yalguaraz. Jornadas de comunicaciones científicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Resumen, 1 pg.
- CORTÉS, J.M. y SRUOGA, P., 1998. Zonas de fracturas cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30' LS), Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 2:116-121.
- CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997a. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-03 «Yalguaraz», provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe inédito, Buenos Aires.
- CORTÉS, J.M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M.L., BRODKORB, A., y PEREYRA, F., 1997b. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 3369-09 «Uspallata», provincia de Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, informe inédito, Buenos Aires.
- COSTA, C., 1996. Atributos de las fallas cuaternarias de Argentina. Proyecto LLP 2-2. Informe inédito preliminar con mapa, 72 pgs, San Luis.
- COSTA, C.H., GARDINI, C.E., DIEDERIX, H. y CORTÉS, J.M., 1998. The Andean Thrust front at Sierra de las Peñas-Las Higuera, Mendoza, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Abstract, 7 pgs, 5 figs., a entregar para su publicación.
- DELPINO, D.H., 1987. Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35°-36° L.S.), Mendoza. Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 233-237.
- DESSANTI, R.N., 1942. Informe geológico de la zona del cerro de la Cal, río de las Peñas y Borbollón. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- DESSANTI, R.N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70.
- DEVIZIA, C., 1993. Yacimiento Piedras Coloradas - Estructura intermedia. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 3 -3 : 397-402.
- FERUGLIO, E., 1946. Sistemas orográficos de la Argentina. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-542, Buenos Aires.
- FIGUEROA, D. y FERRARIS, O.R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 515-529, Mar del Plata.
- FOSSA MANCINI, E., 1936. Fallas actualmente activas en la sierra del Morado (Provincia de San Juan). Boletín de Informaciones Petroleras, 141: 65-138.
- FOSSA MANCINI, E., 1937. Una falla actualmente activa en las Lomas de Lunlunta. Boletín de Informaciones Petroleras 14(160): 99-112.
- FOSSA MANCINI, E., 1939. Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. Boletín de Informaciones Petroleras 16 (179):45-78. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 27-35, Córdoba.
- FOSSA MANCINI, E., 1942. Algunas particularidades del sinclinal de Salagasta, Provincia de Mendoza. Museo de la Plata, Notas 7, Geología 18: 39-68.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del Cerro Volcán Payún Matru (Provincia de Mendoza). Opera Lilloana 20: 1-102.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972a. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132: 1-127.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30d Payún Matru, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y FAUQUÉ, L., 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 - 17: 217-234.
- GOSEN, W. VON, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: The Rio San Juan section. Journal of Structural Geology, 14 (6): 643-667.
- GROEBER, P., 1944. Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocación. Notas del Museo de La Plata, Tomo 9, Geología N°33:363-375.
- GROEBER, P. y TAPIA A., 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique en la quebrada de Ullum (San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Publicaciones 25 y 26.
- HARRINGTON, H.J., 1944. Volcanes y Terremotos. Editorial Pleamar. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, «Ramblón», provincias de Mendoza y San Juan. Subsecretaría de Minería, Boletín 114:1-81.
- HOLMBERG, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, provincia del Neuquén. Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 152: 1-89.
- INPRES, 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulum, provincia de San Juan. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen ejecutivo, San Juan.

- INPRES, 1985. El Terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Informe general, 137 pp
- INPRES, 1993. Estudio del peligro sísmico en el área de Malargue-cerro Chachao-Provincia de Mendoza-. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, 24 pp, 8 figs., 1 mapa, CONEA inédito, San Juan.
- INPRES, 1995. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica N° 19, 269 pp, San Juan.
- JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. y DRAKE, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 137-158.
- KADINSKY-CADE, K., REILINGER, R. y ISACKS, B., 1985. Surface deformation associated with the November 23, 1977, Cauçete, Argentina, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 90:12.6911-12.700.
- KEIDEL, H., 1907. Über den Bau der Argentinischen Anden. Sitz.-Ber. K. Akad. Wissensch. Wien. Mathem. natw. Klasse. Bd.116. Abt.1.
- KOZLOWSKI, E.E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 381-395.
- KOZLOWSKI, E.E., CRUZ, C., MANCEDA, R. y CONDAT, P., 1990. Estructuración distensiva en los Andes surmendocinos. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-26.
- KOZLOWSKI, E.E., MANCEDA, R. y RAMOS, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-18: 235-256.
- LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D.A. y DELLAPÉ, D.A., 1993. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 47(1) (1992): 83-86.
- LLAMBÍAS, E.J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matru. *Acta Geológica Lilloana* 8: 265-310.
- LOOS, P.A., 1907. Estudios de Seismología. Los movimientos sísmicos de Mendoza. *Anales de Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas*. Tomo 3(1):3-38.
- LOOS, P.A., 1926. Los terremotos de 1920 en Costa de Araujo, Lavalle, La Central, Tres Porteñas. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 1 (2): 129-158.
- LOOS, P.A., 1928. El terremoto argentino-chileno del 14 de abril de 1927. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 2, (2): 67-106.
- LUKENHEIMER, D.F., 1930. El terremoto sudmendocino del 30 de Marzo de 1929. *Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata*, Contribuciones Geofísicas 3 (2): 86-167.
- MARTOS, L.M., 1987a. Evidencias de movimientos neotectónicos en una terraza de edad holocena. La Rinconada, San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 263-265.
- MARTOS, L.M., 1987b. La neotectónica como control de la evolución del paisaje cuaternario. Pocitos, San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 275-278.
- MARTOS, L.M., 1993a. Evidencias de actividad tectónica en el Pleistoceno superior-Holoceno. Quebrada del Molino, Pocitos. San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 258-265.
- MARTOS, L.M., 1993b. Análisis morfo-estructural del sector de piedemonte del área Río Blanco - Pocitos, San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 266-269.
- MARTOS, L.M. y BASTÍAS, H.E., 1985. Análisis de un sector del sistema de fallamiento inverso de Precordillera oriental. 1° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas 1: 226-230. San Juan.
- MENDÍA, J. y VALENCIO, D., 1987. La cronología de los flujos lávicos del Volcán Payún-Matru. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 228.
- MILANA, J.P. y DELENDATTI, G.L., 1992. Estructura profunda y mecánica de levantamiento de la sierra Chica de Zonda durante el Pleistoceno alto, utilizando análisis morfogénico de terrazas aluviales (quebrada de Zonda, San Juan). Universidad Nacional de San Juan, Ciencias, Publicaciones Científico-Técnicas Año 1 (2) :7-19.
- MILANA, J.P. y ZAMBRANO, J.J., 1996. La cerrillada pedemontana mendocina: un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 51 (4) : 289-303.
- NÚÑEZ, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitúé, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 166: 1-67.
- ORTIZ, A. y ZAMBRANO, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 59-74.
- PALMA, A., VELO, R., FUENTES, A., y CANTARAL, R., 1984. Presunta existencia de fallas activas en el borde oriental del Bloque de San Rafael. Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 3:127-143.
- PAREDES, J.D., 1986. Geología del Cuaternario de la sierra Chica de Zonda, con especial consideración de la tectónica moderna, San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- PAREDES, J. DE D., 1990. Pampa del Jarillal, una Cuenca transensiva en la Precordillera de San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 427-429.
- PAREDES, J. DE D., 1993. Geomorfología tectónica del borde occidental de la sierra del Tontal y su relación con la evaluación preliminar del peligro sísmico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 6: 333-337.
- PAREDES, J. DE D. y BASTÍAS, H.E., 1987. Formas y rangos de alzamiento del sector norte de la Sierra Chica de Zonda. San Juan, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 279-282.
- PASINI, M.M., 1998. Estudio neotectónico del piedemonte noroccidental del cordón San Bartolo, Precordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura. En preparación.
- PERUCCA, L.P., 1990. Sistema de fallamiento La Dehesa-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 431-434.
- PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1993. Actividad tectónica en la sierra de la Punilla. Consideraciones sobre su sismicidad. San Juan - La Rioja, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 252-257.
- PERUCCA, L.P. y TELLO, G.E., 1994. Neotectónica y aspectos geomorfológicos y sísmicos de las sierras de la Punilla y Volcán, San Juan- La Rioja, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384.
- PERUCCA, L.P., SÁNCHEZ, A.J. y ULIARTE, E.R., 1990. Morfonotectónica en la zona norte del corredor tectónico Matagusan-Maradona-Acequión. San Juan. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 435-438.
- PLOSZKIEWICZ, J.V., 1993. Yacimiento Tupungato. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 4 : 391-396.
- POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios, 4: 4-10, Mendoza.
- POLANSKI, J., 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 12 (3)(1957): 165-193.
- POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 17 (3-4) (1962): 127-349.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-94.
- PORTA, R.E., 1993. Yacimientos La Ventana y Vacas Muertas- Punta de las Bardas-Río Viejas- Gran Bajada Blanca. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 12 : 431-435.
- QUARTINO B.J., ZARDINI, R.A. y AMOS, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal - Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Monografía N°1: 1-184.
- REGAIRAZ, A.C., 1962. Importancia de algunos rasgos geomorfológicos del presente y del pasado en Mendoza y su vinculación con recursos naturales energéticos. *Universidad Nacional de Cuyo*, Boletín de Estudios Geográficos, 9 (37):151-169, Mendoza.
- REGAIRAZ, A.C., 1979. Relaciones entre tectónica y trazado de la red de drenaje superficial (Zona Huayquerías de Tunuyán, Mendoza). 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, 1975), Actas 2: 431-448.
- REGAIRAZ, A.C. y BARRERA, R.O., 1975. Formaciones del Cuaternario, unidades

- geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 47 (suplemento): 5-20.
- REGAIRAZ, A.C. y VIDELA LEANIZ, J.R., 1967. Nueva concepción acerca de la irregular distribución del petróleo en sedimentos del Víctor Claro, Vacas Muertas y Punto de las Bardas, Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), Actas 3:285-303.
- REGAIRAZ, A.C. y ZAMBRANO, J.J., 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (Andes centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). En *Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im Jüngerem Quartär*. Bamberger Geographische Schriften, Band 11: 50-67, Bamberg.
- RODRÍGUEZ, E.J. y BARTON, M., 1990. Geología del pie de monte al oeste de la ciudad de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 460-463.
- ROLLERI, E.O. y FERNÁNDEZ GARRASINO, C., 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 771-809, Córdoba.
- RUIZ, F., SISTERNA, J. y PONTI, N., 1994. Detección y análisis en el tiempo de las deformaciones en el fallamiento La Laja-San Juan-Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 154-158, Concepción.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993a. Yacimiento Ugarteche. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 7: 413-414.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993b. Yacimiento Cruz de Piedra-Lunlunta. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 8: 415-418.
- SANTIESTEVEAN, P., 1993c. Yacimiento Barrancas. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3 - 9: 419-422.
- SMALLEY, R.F., 1988. Two earthquakes studies; (1) Seismicity of the Argentina Andean Foreland and (2) A renormalization group approach to earthquakes mechanics. Ph. Doctor Dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, 174 pp. (inédito).
- SMALLEY, R.F. e ISACKS, B.L., 1990. Seismotectonics of thin and thick-skinned deformation in the Andean foreland from local network data: evidence for a seismogenic lower crust. *Journal of Geophysical Research* 95: 12487-12498.
- STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 4 (3), Buenos Aires.
- STERN, CH.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- STIPANICIC, P.N., 1947. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera al E. del río de los Patos, en Sorocayense (prov. de San Juan). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis inédita.
- STIPANICIC, P.N. y LINARES, E., 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 3: 1-42.
- TELLO, G.E., 1994. Fallamiento cuaternario y sismicidad en el piedemonte cordillerano de la provincia de Mendoza. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 380-384, Concepción.
- TELLO, G.E. y PERUCCA, L.P., 1993. El sistema de fallamiento de Precordillera oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 246-251.
- TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1979. Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 73-79, nota breve.
- TRIEP, E.G., 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicaciones tectónicas. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 199-202.
- ULIARTE, E.R. y GIANNI, S.L. DE, 1982. Fenómenos de Neotectónica en la provincia de San Juan, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. Argentina. Actas 4:265-279.
- ULIARTE, E., PERALTA, S. y MASRAMÓN, E., 1985. Fenómenos de neotectónica en la quebrada del Palque de Pachaco, Precordillera de San Juan. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera, Acta 1: 243-246, San Juan.
- ULIARTE, E., BASTÍAS, H. y RUZYCKI, L., 1987. Morfología y neotectónica en el cerro La Chilca, Pedernal, provincia de San Juan, Argentina. 10° Congreso Argentino de Geología, Actas 1: 227-230.
- VALENCIO, D., LINARES, E. y CREER, K.M., 1970. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 397-415.
- VALENCIO, D.A., LINARES, E., VILAS, J.F. y NABEL, P.E., 1979. Edades magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas cenozoicas de las provincias de Neuquén y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 34 (1): 36-41.
- VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998a. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de San Juan a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.
- VINCIGUERRA, P. y YAMÍN, M., 1998b. Mapa de estructuras cuaternarias de la provincia de La Rioja a escala 1:500.000. Informe inédito, Universidad Nacional de La Plata.
- VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-80.
- VOLPONI, F., 1976. El riesgo sísmico en el territorio argentino. *Anales de la Sociedad Científica Argentina, Serie 2, Ciencias Aplicadas*, 42: 37-44.
- WHITNEY, R., 1983. Faulting and tectonics in the San Juan Province, Argentina. Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, USA. Trabajo no publicado.
- WHITNEY, R.A., 1990. Trenching of active faults in the San Juan Province of west-Central, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 445-446.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-11: 123-148.
- ZAPATA, T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 149-159.
- ZAPATA, T.R. y ALLMENDINGER, R.W., 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 52 (2): 115-131.
- ZÖLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. Asociación Geológica Argentina, Revista 5 (3): 111-126.

Recibido: agosto 1999