

ÍNDICE

Resumen	I
Abstract	II
Agradecimientos	III

CAPÍTULO I: Introducción

1.1 Introducción.....	2
1.2 Fundamentación.....	4
1.3 Objetivos Generales.....	6
1.4 Objetivos Específicos.....	6
1.5 Ubicación del área de estudio.....	6
1.6 Materiales y Métodos.....	8
1.6.1 Gabinete Inicial.....	8
1.6.2 Etapa de Campo.....	9
1.6.3 Etapa de Gabinete Final.....	10

CAPÍTULO II: Geología Regional

2.1 Marco Geológico Regional.....	12
2.2 Geología Local.....	15
2.2.1 Estratigrafía.....	15
2.2.2 Estructura.....	19
2.2.3 Geomorfología.....	20

CAPÍTULO III: Sismicidad

3.1 Sismicidad Regional.....	26
3.2 Sismicidad Local.....	31
3.2.1 Sismicidad Histórica e Instrumental.....	31
3.2.2 Sismicidad Prehistórica.....	33
3.3 Mecanismo Focal.....	34
3.3.1 Mecanismo Focal de algunos sismos con epicentro en las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales.....	37

CAPÍTULO IV: Marco Neotectónico

4.1 Definición y Alcances.....	41
4.2 Neotectónica Regional y Local.....	43

CAPÍTULO V: Análisis Paleosismológico

5.1 Introducción.....	49
5.2 Excavación de Trincheras.....	51
5.2.1 Unidades Estratigráficas Descriptas.....	52
5.2.2 Descripción de las Trincheras.....	55
5.2.2.1 Trinchera Los Molles.....	55
5.2.2.2 Trinchera Cerro de Oro.....	59
5.2.2.3 Trinchera Arroyo El Molino.....	62
5.2.2.4 Trinchera Dos Venados.....	67
5.2.2.5 Trinchera Azud Piedra Blanca.....	71
5.2.2.6 Trinchera Piedra Blanca.....	74
5.2.2.7 Trinchera Luyaba.....	80

5.3 Distribución temporal de paleoeventos interpretados.....	84
--	----

CAPÍTULO VI: Peligro Sísmico

6.1 Introducción.....	89
6.2 Parametrización de la falla El Molino.....	90
6.2.1 Estimación de la magnitud máxima.....	90
6.2.1.1 Estimación de la magnitud máxima considerando la longitud de ruptura.....	91
6.2.1.2 Estimación de la magnitud máxima considerando el desplazamiento cosísmico.....	93
6.2.1.3 Estimación de la magnitud a partir del Momento Sísmico.....	94
6.3 Estimación del potencial sismogénico de la fuente.....	95
6.3.1 Terremoto Máximo Posible.....	95
6.4 Estimación de la Intensidad Epicentral.....	96

Capítulo VII: Discusiones, Conclusiones y Consideraciones Finales

7.1 Discusiones y Conclusiones.....	101
7.2 Consideraciones finales.....	102

Bibliografía.....	106
--------------------------	------------

RESUMEN

Este trabajo de investigación tiene como objetivo principal relevar y caracterizar las deformaciones Neógenas-Cuaternarias asociadas a la traza de la falla activa El Molino, brazo de la falla Comechingones, con el fin de obtener información paleosismológica que permita completar el registro de la sismicidad prehistórica de la región y definir algunos parámetros de la falla con el fin de realizar una estimación más realista de su potencial sismogénico, y para avanzar en el conocimiento del peligro sísmico de la región y sobre el comportamiento de las fallas de intraplaca.

El área de estudio se ubica en la intraplaca Argentina, bajo un régimen tectónico compresivo vinculado a la subducción subhorizontal de la placa de Nazca, en el faldeo occidental de la Sierra de Comechingones en el sector que comprende las localidades, de las provincias de San Luis y Córdoba, de Los Molles, Carpintería, Merlo, La Paz y Luyaba.

Los estudios realizados comprendieron un relevamiento neotectónico-paleosismológico de las deformaciones cosísmicas identificadas, mediante foto-logging, en los perfiles de 8 trincheras, ubicadas transversales y paralelas sobre la traza de la falla El Molino. Esta metodología fue apoyada con la realización de un vuelo a baja altura para la toma de fotos oblicuas, el relevamiento geológico-estructural y la actualización del catálogo de sismicidad histórica e instrumental del área.

En el relevamiento de las trincheras se reconocieron estructuras frágiles y dúctiles, como fallas y pliegues. Esta información permitió interpretar la ocurrencia de al menos 9 paleoterremotos, los cuales habrían tenido ocurrencia desde el límite Plioceno-Pleistoceno inferior hasta el Holoceno inclusive y elaborar un modelo preliminar de retrodeformación para esta sección de la falla.

El análisis paleosismológico ha permitido determinar que la región ha sido epicentro de fuertes paleoterremotos que habrían alcanzado las magnitud de $M 7,3$ y resulta de la estimación del potencial sismogénico asociado a la falla El Molino que, en futuro la magnitud máxima que pueda alcanzar un sismo en esta zona será de aproximadamente $M_s 7,5$, magnitud superior a los registros históricos.

Finalmente habiendo realizado una estimación, sobre el peligro sísmico asociado a la falla El Molino, se considera que el riesgo sísmico en la región es importante para las localidades de la zona, dado que el peligro sísmico está siendo subestimado y que la vulnerabilidad es significativa por la presencia de zonas urbanas y centros turísticos donde posiblemente existe una inobservancia sobre la aplicación y control de las normas de construcción sismoresistentes. Por este motivo se recomienda llevar a cabo campañas de prevención y concientización con el fin de disminuir la vulnerabilidad y mitigar los daños producidos por un eventual terremoto, como así también intentar revertir el estado de negación sísmica que poseen los pobladores de la región.

ABSTRACT

This research is focused to survey and characterize main Neogene-Quaternary deformations associated with active fault trace El Molino, Comechingones arm failure, in order to obtain information paleoseismological allowing in this way complete registration prehistoric seismicity of the region and define some parameters of the fault in order to make a more realistic estimate of the seismogenic potential, and to advance the understanding of seismic hazard in the region and on the behavior of intraplate faults.

The area of study is located in the intraplate Argentina, under a compressive tectonic regime associated with subhorizontal subduction of the Nazca plate, in the western of the Sierra de Comechingones sector including the towns, the provinces of San Luis and Córdoba, Los Molles, Carpintería, Merlo, La Paz and Luyaba.

The research consisted in survey, mainly of neotectonic-paleoseismological coseismic deformations identified by photo-logging, in the profiles of eight trenches, natural and anthropogenic, transverse and parallel to the trace of the fault El Molino. This approach was supported by low-flying photographic documents, the structural-geological survey of the area, photo analysis and updating the catalog of historical and instrumental seismicity of the area.

In the survey of the trenches were recognized brittle and ductile structures such as faults and folds. This information was used to interpret the occurrence of at least 9 paleoearthquakes, which would have had from the edge occurrence Pliocene-Pleistocene to Holocene inclusive; also to develop a preliminary model retrodeformation for this section of the fault and complete paleoseismic record in the region.

Paleoseismological analysis has revealed that the region has been the epicenter of strong paleoearthquakes that have reached the magnitude of $M 7.3$ and results from the estimation of seismogenic potential associated with El Molino fault that in the future the maximum magnitude that could reach a earthquake in this area would be about $M_s 7.5$, which is higher than the historical record.

Finally having made an estimate, with closest approach on the seismic hazard associated with El Molino fault, it is considered that the seismic risk in the region is important for the towns in the area, as the seismic hazard is being underestimated and that the vulnerability is significant for the presence of urban and tourist centers where possibly there is a failure on the implementation and control of seismic resistant construction standards. For this reason it is recommended to conduct prevention and awareness campaigns in order to reduce vulnerability and mitigate the damage from a possible earthquake, as well as try to reverse the seismic state of denial among the inhabitants of the region.

AGRADECIMIENTOS

A mis papas. Gracias por darme la posibilidad de poder estudiar lo que siempre quise, por su esfuerzo y apoyo en todo momento. Los quiero mucho.

A Ale y Cristian. Por las innumerables noches que me acompañaron, me invitaron a cenar para no sentirme sola y por dejarme sentir su casa como si fuese mía. Gracias por estar siempre y por darme la mejor noticia que pude recibir en estos últimos días como estudiante. Espero ansiosa y muy feliz la llegada del nuevo/a bebe a la familia, los quiero mucho!

A mi hermanito Marcos, porque gracias a tu esfuerzo hoy puedo terminar la carrera de la forma que lo hago y a Laura por apoyarme todo este último tiempo. Los quiero.

A mi sobrino Ignacio, por hacerme feliz día a día, por trasmitirme tu fuerza y tu energía. Por cada uno de los momentos compartidos, ya sea en la plazita, en el campo, en la cocina o en los viajes en auto. Gracias por aguantarme, como decís vos “la paciencia de la tía es así de chiquita”. Te amo!!!

A Lucas, por tu amor, tu apoyo y tu gran paciencia. Gracias por acompañarme y compartir cada momento de la carrera y de mi vida. Gracias por hoy ayudarme a estar acá, gran parte te la debo a vos. Te amo!

A Willie, por aceptarme en su grupo de trabajo, por la confianza depositada, la paciencia, los consejos, las correcciones, las palabras de aliento, las charlas y mates. Gracias por haber dirigido mi trabajo, aunque no me olvido de todas las reuniones en donde se escuchaba una voz que decía: “me parece que acá es conveniente que agregues algo”. Gracias por eso, porque hoy veo el gran aporte que esas sugerencias le dieron a mi trabajo y ayudaron a mi formación. De corazón miles de gracias!!!

A Diego, por todos los consejos y sugerencias que me diste desde el primer día, las correcciones, la paciencia y los mates de cada miércoles. Gracias por siempre estar dispuesto ayudarme!!!

A Mónica Villegas, por sus correcciones, sugerencias, predisposición y conocimientos brindados.

A la familia del Corral, por su apoyo en todos estos años y su predisposición para ayudarme en todo momento.

A la familia Casaoux, porque desde el primer día que les comuniqué que quería estudiar Geología, me apoyaron y me contactaron con Willie para conocer un poco más de la disciplina. Muchas Gracias!

A mis amigas de toda la vida, Guille, Tati y Nati por acompañarme y estar conmigo siempre. Gracias por apoyarme desde un primer momento en la elección de esta “loca” carrera, las quiero muchísimo!!!

A las amigas encontradas en el camino, Dai, Juli, Jesi, Shirley y Lucia, por todos los momentos compartidos, por su apoyo, las charlas divertidas, mate y salidas. Las quiero mucho!

A mis amigas de la uni, Caro, Cyn, Lau, Gise, Sil, Ceci, Sol y Mar, gracias por aguantarme en

tantos momentos, a pesar de que las molestos siempre estuvieron ahí. Gracias por los momentos compartidos: las salidas, los viajes, las tarde de charlas y mates. Las quiero mucho. Miles de gracias!!!

A Ignacio, por ser mi compañero de estudio desde el primer examen al último, gracias por explicarme y por la gran paciencia que siempre me tuviste.

A mi amigo Gato, por el aguante, paciencia y apoyo en estos últimos tiempos. Gracias por las charlas y los consejos. Te quiero gatito!!

A todos mis compañeros de la uni, por los momentos vividos, viajes, salidas, tardes de estudio, charlas y mates.

A los profesores del departamento de Geología, que día a día contribuyeron a mi formación.

A la Universidad de Río Cuarto por brindarme el espacio físico y la posibilidad para poder formarme y crecer.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN



1.1 INTRODUCCIÓN

El planeta Tierra ha sufrido durante su historia diferentes tipos de amenazas naturales, los terremotos son, sin duda, una de las más importantes. Etimológicamente la palabra terremoto, proviene del latín terra, que significa “tierra, de la tierra”, y motus “movimiento”. Esta acción es producida por las ondas sísmicas generadas por la liberación de energía elástica acumulada en las rocas. Los terremotos han causado la pérdida de gran cantidad de recursos, tanto humanos como económicos y materiales, irre recuperables en algunos casos. La ocurrencia de un terremoto se debe al continuo reajuste geológico de nuestro planeta, siendo las zonas de borde de placa en donde la actividad sísmica es más frecuente y de mayor magnitud en relación a las zonas de intraplaca.

Los terremotos de intraplaca, si bien son de menor energía, no dejan de ser una importante amenaza para las poblaciones asentadas en las mismas, en algunos casos potenciada por la falta de conocimiento y subestimación del peligro sísmico (Crone *et al.* 1997).

Algunos de los terremotos destructores de borde de placa más importantes de estos últimos años son: el terremoto de Sumatra de M 9,0 el 26/12/2004 que provocó la muerte de 200.000 personas; el de Haití de M 7,3 el 12/01/2010 que causó la muerte de 140.000 personas. Tan sólo un mes después el terremoto de Chile el 27/02/2010 de M 8,8 en el cual un fuerte tsunami relacionado al mismo impactó sus costas, destruyendo varias localidades ya devastadas por el impacto sísmico. El terremoto de Japón el 11/03/2011 de M 9,2 tras el cual se generó una alerta de tsunami para la costa pacífica de Japón y otros países. Horas después del mismo el volcán en las Islas Célebes (Indonesia) entró en erupción. Como consecuencia se produjeron efectos de licuefacción y subsidencia en el suelo que repercutieron en las edificaciones. Por último, se puede mencionar el terremoto reciente ocurrido en Italia el 20/05/2012 de M 5,9. Su importancia radica no sólo en la magnitud del evento sino en la profundidad del hipocentro, debido que este se produjo a una profundidad de 10 km.

A nivel mundial numerosos terremotos destructores de intraplaca han causado importantes pérdidas de vidas e infraestructuras. Entre ellos puede citarse el de Shaanxi (China) el 23/01/1556 de magnitud Richter aproximada M 8,0 que causó la muerte de 830.000 personas; los terremotos de New Madrid (Estados Unidos) el 16/12/1811 de M 7,7; el 23/01/1812 de M7,7 y el 07/02/1812 de M 7,5; el de Charleston (Estados Unidos) el 31/08/1886 de M 7,3 que provocó una pérdida de 141 millones de dólares; el de Agadir (Marruecos) el 29/02/1960 de M 5,5 donde 12.000 personas perdieron la vida; el terremoto de Skopje (Macedonia) el 26/07/1963 de M 6,1 donde 1.000 personas perdieron la vida; el de Gujarat (India) el 26/01/2001 de M 7,7 causante de la muerte de 20.000 personas y el de Islamabad (Pakistán) el 30/10/2008 que causó 25.000 muertes.

La ocurrencia de un sismo de gran magnitud es capaz de generar, como se ha mencionado: tsunamis, fenómenos de licuefacción, deslizamientos y actividad volcánica que causan la muerte de miles de personas y gran cantidad de pérdidas materiales. Estos procesos pueden desencadenar en otros tipos de problemas que son capaces de dejar expuesta a la población a enfermedades, inundaciones, inanición, riesgo nuclear, etc. Un ejemplo de estos fue el terremoto de Japón del 2011 donde, producto del sismo, se produjo una falla en el sistema de refrigeración del reactor nuclear de la central de Fukushima I, el cual produjo una fuga radiactiva que llevó a la evacuación de más de 45.000 personas. Por el mismo terremoto otras dos centrales nucleares fueron afectadas, y se produjeron rajaduras en algunas presas del país e incendios.

El grado de afectación que pueden generar estos fenómenos depende también del desarrollo económico que presente el país. Si comparamos el daño generado por el terremoto de Japón de M 9,2, con el de Haití de M 7,3 del 2010, se observa que, a pesar de los daños ya nombrados, el total de muertes alcanzó a 18.000 personas, en el primer caso, comparadas con el terremoto de Haití donde 140.000 personas perdieron la vida. Esto sumado al colapso casi total de la infraestructura, incluida la de los principales centros de atención: hospitales, bomberos y policía, y la falta de personal calificado que demoró la atención médica a las personas heridas y el retiro de los cuerpos, desencadenó en una de las crisis humanitarias más importantes de los últimos tiempos. Más de 1,5 millones de personas se quedaron sin vivienda, acceso a agua potable, suministros y medicinas. Hoy, tres años después del sismo miles de personas viven en campos de refugiados, muchos escombros y residuos no fueron aún recogidos, favoreciendo las inundaciones y la obstrucción de los canales cuando llueve. Las enfermedades continúan emergiendo, como es el caso del cólera que ha aumentado considerablemente desde el terremoto por las condiciones que se encuentra la población.

Como se puede ver los terremotos pueden desencadenar problemas sociales y sanitarios más allá de las consecuencias directas que producen. Por lo que es de suma importancia que se avance en el conocimiento sismológico con el fin de mejorar la prevención y predicción de un terremoto y para poder preparar a la población ante la ocurrencia de un sismo.

En la actualidad, las investigaciones neotectónicas y las palesosismológicas constituyen una herramienta importante a la hora de caracterizar el peligro sísmico de una región, ya que permiten determinar la existencia de fallas sismogeneradoras. Es importante para ello tener en cuenta las morfologías superficiales cosísmicas resultantes de la propagación de la ruptura, como escarpas y escarpas pequeñas; y las deformaciones de sedimentos no consolidados, como licuefacción y deslizamientos (Seitz 2009, Panizza 1991, Costa 2004, Sagripanti y Villalba, 2008).

En la República Argentina las zonas de mayor peligrosidad sísmica se encuentran en la región occidental del país, concentrándose en las provincias de Mendoza, San Juan y Salta principalmente y en La Rioja, Catamarca, San Luis y Córdoba en menor medida. Dentro de los terremotos que generaron grandes pérdidas de vidas humanas y económicas en el país pueden citarse el de Talavera, Salta en 1692 de M 7,3; el terremoto de Mendoza de 1861 de M 7,4; el de San Juan en 1894 de M 8,2; el terremoto de Sampacho de 1934 de M 6,0 y el de Cauce en 1977 de M 7,4 (Castano 1977, Castano y Bastías 1981, Sagripanti, 2006)

Las Sierras Pampeanas constituyen una región de intraplaca sometida a compresión relacionada con la subducción subhorizontal de la placa de Nazca entre los 28°-33° de Latitud Sur. Se considera que la actitud de la placa es la responsable, en la intraplaca argentina, de la importante sismicidad superficial aproximadamente a la latitud de 33° S, entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Costa y Vita Finzi 1996, Ramos 1999). Por otra parte, Smalley *et al.* (1993) interpretan que la sismicidad cortical se concentra en una región estrecha a lo largo del margen E del antepaís en áreas ubicadas sobre subducción normal mientras que, por encima de zonas de subducción subhorizontal, una amplia región del antepaís es altamente sísmica.

Dentro de la sierra de Comechingones, la actividad tectónica reciente se observa a lo largo de una falla secundaria al oeste de la falla principal de rumbo N-S. La falla se denomina El Molino y tiene aproximadamente 50 kilómetros de longitud (Costa *et al.* 2001). En la zona se registra un número significativo de microsismos de magnitud M 3,0 en la escala de Richter, no encontrándose registros de sismos históricos importantes asociados a la misma. En la provincia de San Luis en cercanías a la falla El Molino se han realizado estudios, entre los que se puede citar Costa y Vita Finzi (1996); Costa *et al.* (2001); Whitmeyer y Simpson (2002); y Richardson *et al.* (2012) donde se han encontrado evidencias de actividad neotectónica en la zona.

Cabe resaltar que el conocimiento del peligro sísmico de una región es la clave fundamental para el diseño y el desarrollo de centros urbanos, líneas de servicios, rutas y obras de infraestructuras, emplazadas en zonas tectónicamente activas. Es por ello que se origina la necesidad de realizar investigaciones neotectónicas y paleosismológicas para contribuir al conocimiento del peligro y el riesgo sísmico con el fin de implementar la correspondiente planificación y organización del territorio.

1.2 FUNDAMENTACIÓN

Según los antecedentes sismológicos e históricos en la región de estudio, ubicada en el faldeo occidental de la Sierra de Comechingones, no se encuentran registros de importantes sismos hasta el momento. No obstante, cabe mencionar el terremoto de Sampacho (1934) y el

de San Francisco de Monte de Oro (1936), asociados a fallas de intraplaca. El terremoto de Sampacho (Córdoba) consistió en dos eventos de diferentes magnitudes en la escala de Richter. El primero de ellos fue de M 5,5 y el segundo de M 6,0. Dos años después, en la localidad de San Francisco de Monte de Oro (San Luis), tuvo epicentro un terremoto de M 6,2.

La falta de sismos de gran magnitud asociados a la falla El Molino, podría responder a que las zonas de intraplaca se caracterizan por intervalos de recurrencia mayores al período de registro sísmico histórico e instrumental. Es por esto que es probable que la actividad de las estructuras del área de estudio tenga un tiempo de recurrencia mayor al registro sísmico existente. Se sabe que las fallas están sometidas a un “ciclo sísmico”, durante la cual una estructura acumula energía que en casi todos los casos se libera en forma de un terremoto (Costa, 2004).

Es por ello que surge la necesidad de realizar estudios neotectónicos y paleosismológicos para caracterizar los principales parámetros de la estructura, entre los que se encuentran el período de recurrencia, las paleomagnitudes y la tasa de desplazamiento con el objetivo de determinar el potencial sísmológico de la falla El Molino.

Al momento de definir el riesgo sísmico, no solo se necesita conocer la amenaza natural sino también la densidad de población. El rápido aumento de la edificación debido al auge del turismo en la región exige un acelerado ordenamiento de la infraestructura pre-existente y de la futura por parte de las autoridades, para asegurar el uso racional del territorio y lograr disminuir el riesgo en la región. Se desconoce si en la zona de estudio las estructuras edilicias se han realizado siguiendo las normas de construcción sismo resistentes establecidas por el INPRES correspondientes a la Zona 1 y 2 según el mapa vigente de Zonificación de la Peligrosidad Sísmica.

Las características socio-económicas de una población y la infraestructura donde vive y se desarrolla constituyen la vulnerabilidad sísmica (Pannizia, 1991), también como están preparados, si poseen planes de concientización o prevención sísmica, el tipo de economía y la organización de la red de defensa civil.

La vulnerabilidad en la zona de estudio adquiere importancia al encontrarse muy próxima a una falla que presenta evidencias de deformaciones recientes y de la cual se conoce parcialmente el peligro sísmico asociado.

Se considera que los resultados que se obtengan serán un aporte al conocimiento e interpretación de la paleosismicidad de la región y a la reconstrucción del modelo de deformación en estructuras de intraplaca de un sector central de la República Argentina. Como

así también la información de base permitirá proceder a la evaluación del peligro sísmico y a la posterior estimación del riesgo sísmico.

La información geológica que resulte será un aporte a la zonificación sísmica regional, que hasta el momento solo ha tenido en cuenta la información sismológica histórica e instrumental. Además el presente documento servirá de consulta para los estudios de planificación y desarrollo geológicos.

1.3 OBJETIVOS GENERALES

Identificar y caracterizar la naturaleza de las deformaciones neógenas-cuaternarias asociadas a la falla El Molino que permita avanzar en el conocimiento sobre el comportamiento de las fallas de intraplaca de la República Argentina.

Caracterizar el potencial sismogénico de la falla El Molino para obtener un conocimiento más concreto sobre el peligro sísmico asociado a la misma.

Obtener información paleosísmica con el fin de reconstruir el registro de la sismicidad prehistórica de la región.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Generar en soporte digital la cartografía de evidencias neotectónicas y estructurales, de base, para la zona.

Determinar la ubicación de la traza de la falla El Molino y de fallas secundarias a partir del análisis aerofotográfico de fotografías verticales y oblicuas.

Determinar la geometría, en superficie y subsuelo, de la falla El Molino y los espesores de los sedimentos cuaternarios por métodos geofísicos.

Identificar e interpretar las deformaciones sintectónicas presentes mediante el relevamiento paleosismológico en perfiles trincheras.

Actualizar el catálogo de la sismicidad histórica e instrumental de la región.

1.5 UBICACIÓN ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada aproximadamente a los 32°20'32" de latitud S y los 65°00'52" de longitud O, en el faldeo occidental de la Sierra de Comechingones, al noreste

del departamento Junín, Provincia de San Luis y al sur del departamento San Javier, Provincia de Córdoba. Comprende la parte centro-occidental de la Hoja Geológica del IGN a escala 1:250.000, denominada Santa Rosa (Fig. 1).

Comprende la zona entre las localidades de Los Molles, Carpínteria, Merlo y Luyaba. Esta estructura presenta importantes expresiones geomorfológicas que constituyen una fuente invaluable e imprescindible de información para comprender la sismicidad y paleosismicidad de la región que se encuentra en un contexto de subducción subhorizontal.

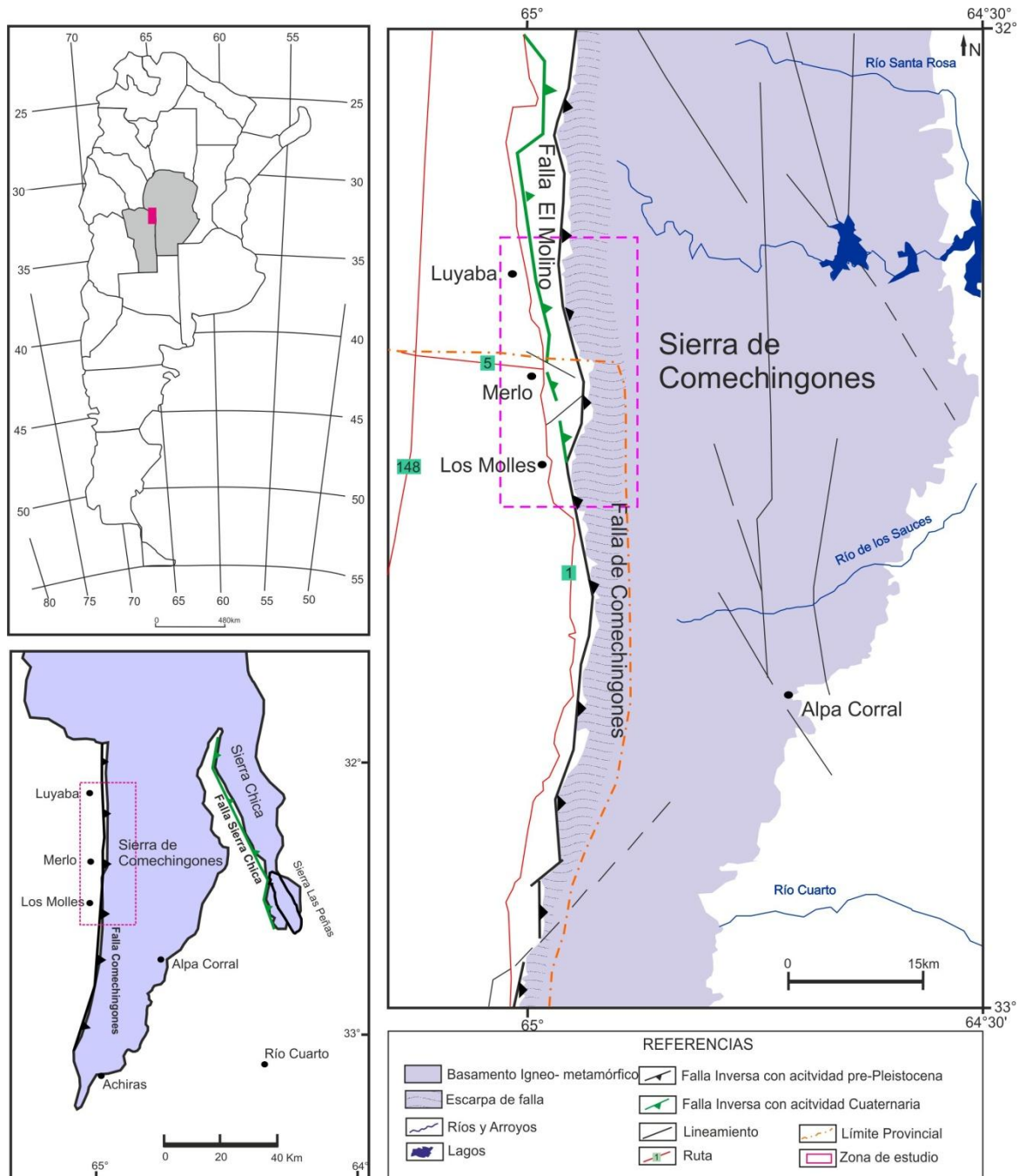


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio en la Sierra de Comechingones con las principales estructuras.

Las localidades más importantes dentro del área de estudio son: Merlo, Los Molles y, la Paz y Luyaba. Se accede a dicha área desde La Punilla por la ruta provincial N°1, desde Santa Rosa de Conlara por la ruta provincial N°5 hasta la localidad de Merlo y de allí por caminos vecinales.

El clima de la región se ve influenciado por el cordón serrano oriental, próximo a los 2500 m.s.n.m., que constituye una barrera geográfica condensadora de la humedad proveniente del NE. El régimen de lluvias es de 600 mm anuales, la época húmeda va desde noviembre a marzo, el resto del año es seco pudiéndose registrar en invierno nevadas o agua nieve (Methol, 1971).

La región se caracteriza por la escasa regulación marina por lo que hay gran amplitud térmica entre las temperaturas del día y de la noche. La temperatura media anual es de 17°C. En verano se alcanzan temperaturas de 35°C, mientras que en los meses de invierno se pueden registrar temperaturas de -5°C. En su totalidad las condiciones climáticas de la región junto al paisaje serrano, hacen que La Villa de Merlo y sus alrededores sean un lugar muy atractivo para el turismo (Methol, 1971).

1.6 MATERIALES Y MÉTODOS

Las investigaciones se realizaron en un sector de la ladera occidental de la Sierra de Comechingones, Sierras Pampeanas de Córdoba, mediante el relevamiento de evidencias neotectónicas y el análisis paleosismológico del sector. Esto permitió hacer una estimación de los parámetros sismogénicos de la falla y aumentar el conocimiento sobre el peligro sísmico asociado a la misma.

Las investigaciones del presente estudio, se realizaron de acuerdo a la metodología tradicional utilizada en los estudios geológicos-estructurales, que comprende las etapas de gabinete inicial, campo, laboratorio y gabinete final.

1.6.1 GABINETE INICIAL

1-Inventario de antecedentes geológicos-estructurales, neotectónicos y sismológicos (históricos e instrumentales) de la región.

2- Inventario de información cartográfica: se utilizaron Carta Geológicas del IGN de escala 1:250.000 (Santa Rosa) y fotos aéreas a escala 1:50.000.

3- Análisis de fotos áreas oblicuas, y fotointerpretación de fotos aéreas verticales: la

fotointerpretación se realizó mediante la utilización de estereoscópio, el mapa base se realizó a escala-1:250.000.

4- Detección de modificaciones en el patrón de drenaje de los distintos arroyos, El Molino, Los Molles, Luyaba.

5- Elección de sitios para realizar los estudios de subsuelo por medio de métodos geofísicos.

6- Elección preliminar de sitios potenciales para la apertura de trincheras de exploración.

1.6.2 ETAPA DE CAMPO

1- Control de la cartografía y relevamiento geológico-estructural de campo, en donde se llevó a cabo la descripción de perfiles sedimentarios.

2- Relevamiento topográfico de detalle de las morfologías superficiales (escarpas, pequeñas escarpas) de la falla.

3- Apertura de trincheras de exploración. Descripción del perfil, muestreo de materiales y logging fotográfico.

4-Identificación de estructuras deformacionales superficiales asociadas a sismos con el fin de que contribuyan a delimitar sectores potenciales.

5- Identificación de horizontes estratigráficos preservados tanto en el techo como en el piso de la falla.

6- Reconocimiento de la existencia de horizontes guías o diferencias sustanciales entre las unidades estratigráficas.

7- La mayoría de los sitios de investigación seleccionados se caracterizaron por ser perfiles sedimentarios de varios metros de altura expuestos naturalmente debido a la incisión de los cursos fluviales. En todas las trincheras se realizó el relevamiento de las deformaciones mediante el logging fotográfico. Esto permite un mayor conocimiento de detalle acerca de:

-Los niveles estratigráficos presentes y de los sedimentos que los componen.

-Evidencias de estructuras de deformaciones frágiles, dúctiles y licuefacción. Determinación de su origen tectónico o sedimentario.

-Identificación de horizontes de eventos.

1.6.3 ETAPA DE GABIENTE FINAL

1 -Interpretación y tratamiento de la información geológica, estructural, geofísica y neotectónica obtenida.

2- Análisis e interpretación de las estructuras deformacionales obtenidas en el relevamiento del perfil de trincheras (logging fotográfico).

3- Análisis paleosismológico, reconstrucción de la sismicidad prehistórica y retrodeformación.

4- Estimación de algunos parámetros sismogénicos de la falla que permiten determinar el potencial sismogénico de la misma.

5- Actualización del catálogo de sismos regional.

6- Elaboración de cartografía neotectónica en soporte digital.

7- Interpretación de la información obtenida. Conclusiones y elaboración de un informe final.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL



2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Sierra de Córdoba constituye la unidad orográfica más oriental de la provincia geológica de Sierras Pampeanas. Está constituida por varios cordones de orientación meridional que corresponden a bloques de falla de carácter compresivo, separados por valles tectónicos longitudinales. Se distinguen tres grandes unidades orográficas: Sierra Norte, Sierra Chica y Sierra Grande o de Achala que continúa hacia el Sur con el nombre de la Sierra de Comechingones (Gordillo y Lencinas, 1979).

La zona de estudio se encuentra en la ladera occidental de la Sierra de Comechingones. La evolución geotectónica de este orógeno ha sido interpretada por Kraemer *et al.* (1995) como el resultado de la colisión del terreno de Pampia con subducción al este por debajo del cratón del Río de la Plata en el Neoproterozoico-Cámbrico (650-570Ma) durante el Ciclo Pampeano. Esta colisión produjo, en algunos sectores, el desarrollo de un metamorfismo de grado bajo a medio, mientras que en otros, el grado de metamorfismo permitió llegar a la formación de migmatitas. Localmente estas alternan con cuarcitas, anfibolitas y mármoles (Gordillo y Lencinas, 1979) (Fig. 2.1).

En el borde occidental, producto del magmatismo que se desarrollaba en el arco, se emplazaron granitoides calcoalcalinos y lavas dacíticas-riolíticas (Lira *et al.* 1996). Continuando hacia el este o sureste, en el ámbito de las Sierras Chicas de Córdoba, el magmatismo se ve representado por ortogneises de grado alto (Rapela *et al.* 1998).

Durante el Paleozoico Inferior, el basamento cristalino se vio afectado por eventos de magmatismo y de deformación asociados a un nuevo evento orogénico, conocido como Ciclo Famatiniano, debido a la acreción del terreno alóctono de Precordillera en el protomargen andino de Gondwana. La intensa deformación ocurrida durante el Ordovícico y el Silúrico generó un levantamiento del basamento mediante el desarrollo de fajas de cizallas dúctiles y frágiles de cinemática inversa (Martino, 1993). Por otro lado el magmatismo relacionado a un importante evento térmico generó fenómenos de anatexis que produjo el emplazamiento de numerosos stocks graníticos que finalmente llevaron a la cratonización del área (Ramos, 1999).

En el Devónico se emplazaron en las Sierras Pampeanas Orientales grandes batolitos post-famatinianos entre ellos el de Achala y el de Cerro Áspero (Rapela *et al.* 2001) (Fig. 2.1).

Con posterioridad al período de reactivación tectónica, durante el Paleozoico Superior se produjo la depositación de sedimentos continentales de escasa significación areal y moderado a escaso espesor en las Sierras de Córdoba (Gordillo y Lencinas, 1979). Cabe mencionar la depositación en el Carbonífero de la Formación Chancaní y en el Pérmico Inferior las sedimentitas clásticas que, en Córdoba, se denominan Formación Tasa Cuna y en San

Luis, Bajo de Veliz y Agua Dorada (Flores, 1979, Hunicken y Pensa, 1981). Estas últimas están compuestas por un horizonte inferior donde predominan las areniscas amarillentas a verdosas bien estratificadas en donde, en algunos sectores, es posible observar núcleos de areniscas más compactas que la masa circundante y que resaltan en la superficie de la roca, rodeados por un halo ferruginoso. Esta arenisca pasa transicionalmente a un conglomerado cuya matriz se compone de la arenisca anterior. El horizonte superior consiste en una pizarra arenosa con importante contenido fosilífero, principalmente restos de animales. Dicha formación ha sido asignada al Carbonífero superior (Gordillo y Lencinas, 1979).

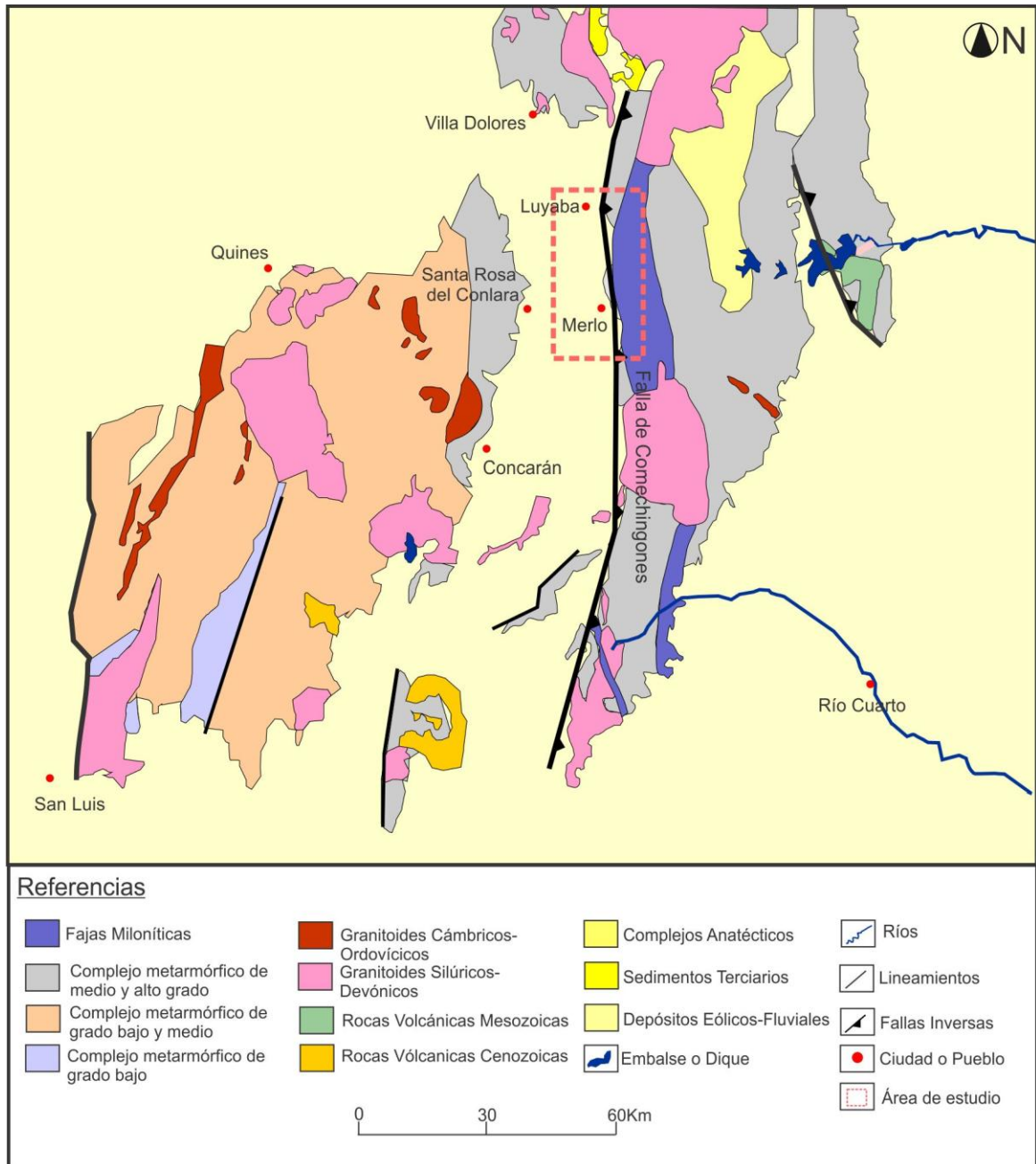


Figura 2.1: Mapa Geológico Regional.

En el Paleozoico Superior, el basamento de las Sierras de Córdoba se comportó como un ente frágil y un orógeno del tipo andino actuó hasta el Pérmico donde una posible disminución de la velocidad de convergencia condujo a un régimen extensional (Gordillo y Lencinas, 1979; Ramos, 1999). Este régimen tectónico permitió el desarrollo de sistemas de rift durante el Pérmico y Triásico Inferior; que posteriormente durante el Cretácico, con la apertura del océano Atlántico, fueron reactivados.

El desarrollo de estos sistemas de bloques fallados generó una serie de cuencas extensionales, entre las que se destacan las de Marayes, Las Salinas, Beazley, General Levalle, Sierra de Los Cóndores y Sierra Chica (Ramos, 1999).

Los depósitos que rellenaron dichas cuencas están integrados por una asociación sedimentario-volcánica, donde las formaciones sedimentarias continentales son del tipo de estratos rojos, con predominio de conglomerados. Las vulcanitas forman parte de la asociación de basalto olivínicos-alcalinos. Dicha secuencia se apoya discordantemente sobre el basamento plutónico metamórfico de la sierra y el techo de los depósitos no es visible ya que los mismos aparecen erosionados o cubiertos en discordancia erosiva por los depósitos cenozoicos (Gordillo y Lencinas, 1979). Las formaciones cretácicas afloran en cinco localidades principales, ubicadas todas sobre el cordón oriental de la Sierra de Córdoba. Ellas son: Sierra de los Cóndores, La Cumbre, Valle del río Primero, Despeñaderos y Sierra del Pajarillo-Copacabana-Masa (Gordillo y Lencinas, 1979).

En el Paleógeno da comienzo el Ciclo Ándico interpretado por Ramos (1999) como resultado de la evolución de dos subciclos: Paleógeno y Neógeno. Ambos caracterizados por las variaciones de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). Con el comienzo del primer subciclo se produce el magmatismo en diferentes sectores de la cadena andina con variaciones composicionales, desarrollándose diversos centros volcánicos e intrusivos de edad Eocena a Oligocena. Al mismo tiempo en los sectores más deprimidos se generaron depósitos de sedimentos sinorógenicos (Ramos, 1999). El subciclo Paleógeno culmina con un período de baja velocidad de convergencia y que, a la vez, está asociado a un importante componente de subducción oblicua. Los procesos tectónicos del subciclo Neógeno estuvieron controlados por la segmentación de los Andes (Isacks *et al.* 1982, Jordan *et al.* 1983.) como resultado de la subducción durante el Mioceno medio de la dorsal asísmica Juan Fernández (Pilger, 1984; Von Huene *et al.* 1997). El segmento central, ubicado entre los 30° y 34° de latitud Sur, se caracteriza por el levantamiento y la migración del arco volcánico, expandiéndose desde la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Dicha migración se asocia a un desplazamiento hacia el este del frente orogénico, con un paulatino engrosamiento de la corteza y el desarrollo de cuencas de antepaís donde se depositaron los sedimentos

sinorogénico (Ramos, 1999). La estructura resultante consiste en una serie de fallas lítricas buzantes al este, la cuales parecen ser reactivaciones de fracturas preexistentes controladas por la anisotropía del basamento (Costa, 1999).

Los sedimentos terciarios constituyen una sucesión de depósitos detríticos continentales los cuales se apoyan discordantemente sobre el basamento plutónico-metamórfico principalmente y, en menor medida, sobre los estratos cretácicos rojos en cuyo caso parecen concordar estructuralmente (Gordillo y Lencinas, 1979).

Los depósitos cuaternarios consisten en materiales clásticos pedemontanos que son resultado de la agradación fluvial y se disponen perimetralmente a las serranías (Ramos, 1999). En un ambiente más distal se encuentran los depósitos loésicos de la Formación Barranquita (Ramonell y Latrubesse, 1991).

Las Sierras Pampeanas constituyen el antepaís fragmentado del Orógeno Andino, cuya extensión latitudinal es coincidente con el desarrollo del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Jordan *et al.*, 1983, Jordan y Allmendinger, 1986). La actividad neotectónica en el orógeno Andino y Sierras Pampeanas tuvo un pico de deformación durante el Plioceno-Pleistoceno.

Las deformaciones andinas se han distribuido en un amplio sector de la intraplaca, encontrándose las mismas a más de 700 km de la posición actual de la fosa oceánica. No obstante, las exposiciones de las deformaciones cuaternarias en las Sierras Pampeanas son aisladas y de escasa extensión areal. Las estructuras cuaternarias en el piedemonte serrano de las Sierras de San Luis y Comechingones son difíciles de reconocer debido al sepultamiento de las fallas por depósitos aluviales o coluviales; tasas de erosión y/o sedimentación mayores a la tasa de deformación que enmascara la expresión morfológica del fallamiento cuaternario (Costa, 1996).

En la Sierra de Comechingones algunas de las deformaciones cuaternarias aparecen vinculadas a un ramal secundario de la falla de Comechingones denominado falla El Molino (Costa *et al.* 1992, 1994; Murillo, 1996).

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1 ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la zona está conformada por un basamento ígneo-metamórfico compuesto por rocas metamórficas del tipo gnéisicas y migmáticas de edad precámbrica, intruídas en el Paleozoico por batolitos graníticos (Tabla 2.1 y Fig. 2.2).

El basamento plutónico-metamórfico es de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior-Medio. Dentro de las rocas metamórficas es posible encontrar gneises, micacitas gnéicas esquistas, migmatitas estromatíticas, anfibolitas y calizas (Gordillo y Lencinas, 1979). Las migmatitas conforman una faja meridiana que se extiende desde el piedemonte de la Sierra de Comechingones por el oeste hasta el lineamiento de Guacha Corral por el este (Costa *et al.* en prensa). Estas rocas fueron intruídas por cuerpos graníticos-dioríticos en el Paleozoico Inferior y afloran en el sector occidental de la Sierra de Comechingones.

Se encuentran también milonitas, las cuales resultan de un metamorfismo dinámico generado por una faja de cizalla de edad Paleozoico inferior. De la misma edad y en menor proporción con respecto a las rocas metamórficas, se observan rocas plutónicas caracterizadas por pegmatitas del tipo abisal que se encuentran discordantes a las migmatitas (Gordillo y Lencinas, 1979).

Por otra parte, se observa un pequeño banco de margas. Éstas, en partes, presentan metamorfismo, constituyendo mármoles de grano fino de morfología tabular.

Hacia el sur de la Sierra de Comechingones se desarrolló un magmatismo félsico aluminico-potásico en el Silúrico Superior-Carbonífero Inferior, de dimensiones batólicas denominado batolito Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2002).

Cubriendo la mayoría de la superficie se reconocen depósitos sedimentarios cenozoicos los que se detallan a continuación:

-Formación Papagayos: está constituida por areniscas conglomerádicas con abundante matriz. Sus clastos son angulosos y provienen de las migmatitas del basamento cristalino. En los niveles conglomerádicos el tamaño máximo es de 20 centímetros. Depósitos similares aparecen en los alrededores de Merlo y Carpintería. Más hacia el norte dicha unidad se presenta como fangoconglomerados rojizos con abundantes clastos de migmatitas del basamento cuyo tamaño varía entre 10 y 15 centímetros. En Luyaba predomina la sección de conglomerados con bloques que pueden alcanzar los 50 centímetros. Todos estos depósitos presentan un suave buzamiento hacia el este. El origen de esta unidad es aluvial y la edad asignada es Plioceno- Pleistoceno inferior (Costa *et al.* en prensa).

-Formación Renca: comprende un conjunto de afloramientos psefíticos y psamíticos pardo-rojizos de gravas y gravillas con matriz areno-limosa y arena gruesa. Dentro de dicha unidad se encuentran los depósitos de gravas conocidos como conglomerado de Merlo que aflora saltuariamente a lo largo del borde occidental de la Sierra de Comechingones, con escasa extensión en sentido este-oeste. Consiste en conglomerados gruesos con matriz arenosa y cementación calcárea. Estos depósitos corresponden a los niveles más antiguos de

abanicos aluviales que se observan en ocasiones coronando a pequeños bloques de basamento cristalino. Posee edad Pleistocena (Costa *et al.* En prensa).

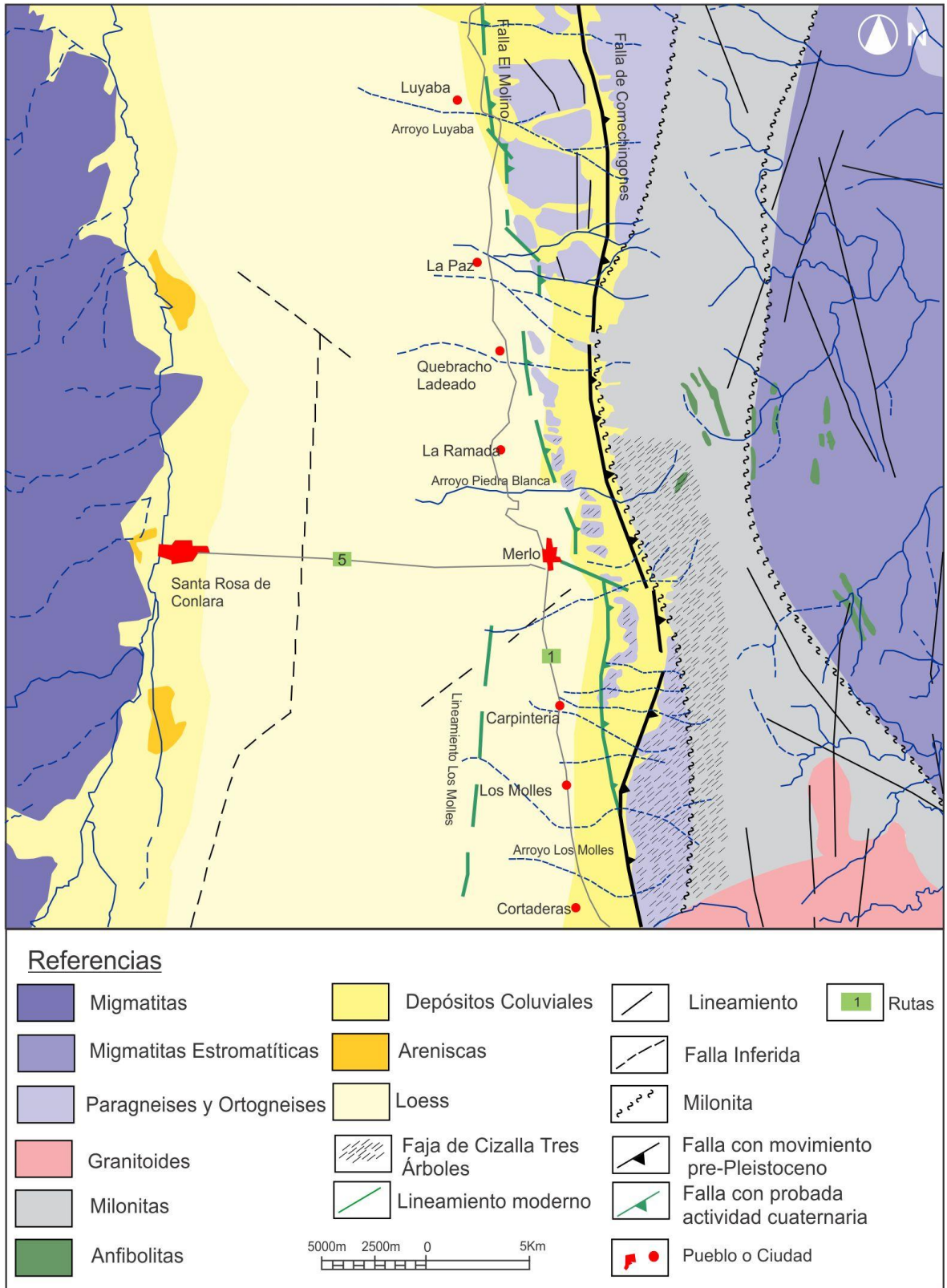


Figura 2.2: Mapa Litológico-Estructural de la zona de estudio.

-Formación Uspara: está constituida por depósitos de bajadas aluviales presentes en el borde occidental de la Sierra de Comechingones y norte de la Sierra de San Luis. Está conformada por fanglomerados, arenas con selección y grado de consolidación diversa, generalmente con cemento calcáreo. Se le asigna una edad Pleistocena (Costa *et al.* En prensa).

ERA	SIST.	EDAD	UNIDAD	LITOLOGÍA	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Fm. Guanaco Muerto	Sedimentos Fluviales: arenas limosas intercaladas con gravas	
			Fm. San Luis	Sedimentos Eólicos: limos arenosos, limos arcillosos	
		Pleistoceno	S	Fm. Charbonier	Conglomerados con matriz limo arenosa
				Fm. Río Conlara	Depósito masivo de limos arenosos, con grava concentrada en lentes o dispersas en el cuerpo
			M	Fm. Uspara	Fanglomerados y arenas seleccionadas con cemento calcáreo
				Fm. Renca	Depósitos de gravas con matriz arenosa-limosa
	Terciario	Plioceno S	Fm. Papagayos	Areniscas conglomerádicas	
Paleozoico	Carbonífero		Batolito Cerro Áspero	Granitoides félsicos alumínico-potásicos	
	Devónico				
	Silúrico				
	Neoproterozoico -Cámbrico		Basamento metamórfico	Gneises, micacitas gnélicas esquistas, migmatitas estromatíticas, anfibolitas y calizas	

Tabla 2.1: Cuadro estratigráfico para la región de estudio.

-Formación Río Conlara: de edad Pleistocena, está compuesta por depósitos masivos de limos arenosos con grava concentrada en lentes o dispersas en el cuerpo psamítico-pelítico, que constituyen un conjunto de lomadas alargadas (Costa *et al.* en prensa).

-Formación Charbonier: corresponde al Pleistoceno superior. Los depósitos de las áreas proximales a la zona serrana, están constituidos por conglomerados con rodados de tamaños

muy variables, incluidos en una matriz limo-arenosa. En las zonas medias a distales del pie de monte y los abanicos aluviales predominan sedimentos limoarenosos de origen fluvio-eólico. Dicha unidad junto a los depósitos que la recubren se incluyó dentro de los depósitos pospampeanos. (Bonalumi *et al.* 1999).

-Formación San Luis: corresponde al Holoceno. La secuencia sedimentaria está caracterizada por limos arenosos, limos arcillosos y arenas limosas, de origen eólico principalmente, cuyos afloramientos ocupan el centro y el borde occidental de la Depresión de Conlara (Costa *et al.* en prensa).

Formación Guanaco Muerto: sedimentos fluviales holocenos constituidos por arenas finas limosas, que alternan con materiales más gruesos. Estos rellenan depresiones y paleocauces encontrándose, en las zonas ubicadas al pie de las sierras, el depósito fluvial fino reemplazado por los sedimentos gruesos y mal seleccionados de conos y abanicos aluviales (Bonalumi *et al.* 1999).

El Holoceno, en general, está representado por depósitos aluviales, coluviales y eólicos indiferenciados, los cuales pueden encontrarse en los cortes de algunos arroyos menores del piedemonte occidental de Comechingones. En general su litología consiste de escasas gravas en la base y abundantes arenas muy finas, limos loessoides, micáceos, de color amarillento (Costa *et al.*, en prensa).

2.2.2 ESTRUCTURA

En la región de estudio se pueden reconocer estructuras deformacionales dúctiles que afectaron a los bloques de basamento. Pueden observarse principalmente pliegues anticlinales del tipo apretados subverticales visibles en la Quebrada del Tigre o en la zona del Cerro Blanco (Methol, 1971).

Dentro de las estructuras dúctiles cabe mencionar en el margen occidental de la Sierra de Comechingones, la faja de cizalla de Tres Árboles que separa dos terrenos metamórficos que alcanzaron temperaturas máximas en el Cámbrico y Ordovícico Medio, respectivamente. Dicha faja posee un rumbo NNO con buzamiento hacia el NE, una extensión de 150 km y un espesor medio de 16 km. La misma expone una sección de rocas de entre 8 a 22 km de profundidad (Whitmeyer y Simpson, 2002). La faja de cizalla se interpreta como una faja dúctil inversa de alto ángulo con una componente de movimiento de rumbo dextral (Martino, 2003). Hacia el sur la orientación de la faja cambia adquiriendo un rumbo meridional (Whitmeyer y Simpson, 2002) (Fig. 2.2).

En la región, se identifican también estructuras generadas por deformación frágil, como lineamientos, fracturas y fallas, cuyas orientaciones preferenciales se agrupan en familias: NS,

NO-SE y NE- SO. Estas estructuras han sido reactivadas por la tectónica cenozoica y constituyen en la actualidad fallas inversas en su mayoría de alto ángulo con plano buzante hacia el este (Methol, 1971) (Fig. 2.2).

Se pueden reconocer dos fallamientos principales pertenecientes a dos ciclos diferentes, denominados Pampeano y Ándico. El primer ciclo corresponde al fallamiento principal de la Sierra de Comechingones de edad Precámbrica, que dio origen a la estructura interna del basamento. Dicha estructura tiene su mejor exponente en la esquistosidad de las rocas metamórficas, cuyos planos poseen rumbo NNO e inclinación al E (Methol, 1971) (Fig. 2.2).

El segundo ciclo, referido al Neógeno Superior-Cuaternario y responsable de la configuración actual de la Sierra de Comechingones, se encuentra asociado a un ramal secundario de la falla de Comechingones identificada como falla El Molino (Costa *et al.* 1992, 1994; Murillo, 1996) (Fig. 2.2).

La falla de Comechingones posee una orientación NNO, es inversa de alto ángulo con una inclinación promedio de 45°E a 55°E y escarpa desarrollada en basamento cristalino enfrentada al Oeste. El bloque elevado de dicha falla hacia el E se encuentra fallado generando un sistema escalonado de bloques cuyos rechazos son inferiores al de la faja de dislocación occidental (Methol, 1971).

La falla de El Molino ubicada hacia el oeste de la falla principal de la Sierra de Comechingones y siendo una estructura secundaria de la misma tiene aproximadamente 50 km de longitud, rumbo NNO y buzamiento promedio de 45°E. Posee una clara expresión geomorfológica de escapas escalonadas, sugiriendo movimiento durante el Cuaternario (Costa *et al.* 2001).

Al oeste del frente de levantamiento principal de la Sierra de Comechingones, se reconoce la presencia de un lineamiento, que podría estar afectando los materiales modernos. Aunque el mismo no es objeto de estudio del presente trabajo, se ha decidido denominarlo como lineamiento "Los Molles".

2.2.3 GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra dentro de la Provincia Geomorfológica de la Sierras Pampeanas y la Provincia Geomorfológica de la Llanura Chacopampeana. En esta región los sedimentos cuaternarios están dominados por depósitos loésicos y de piedemonte, seguidos en importancia y distribución areal, por materiales fluviales y palustres (Ramos, 1999).

Las unidades geomorfológicas correspondientes a estas Provincias y que se reconocen en esta zona se denominan “Bloque Serrano Sierra de Comechingones”, “Ambiente Agradacional Pedemontano” “Fajas Fluviales” y “Depresión Intermontana” (Methol, 1971).

Provincias Geomorfológicas	Unidades Geomorfológicas
Sierras Pampeanas	I.1 Bloque Serrano Sierra de Comechingones
	I.1.1 Escarpe de falla asociada a la falla de Comechingones
	I.1.2 Escarpe de falla asociada a la falla El Molino
	I.1.3 Ladera Oriental
	I.2 Bloque Serrano Sierra de San Luis
Llanura Chacopampeana	II.1 Ambiente Agradacional Pedemontano
	II.2 Fajas Fluviales
	II.3 Depresión Intermontana

Tabla 2.2: Tabla de la caracterización geomorfológica del área.

I. Provincia Geomorfológica Sierras Pampeanas

I.1 Bloque Serrano Sierra de Comechingones

El eje longitudinal del bloque posee un rumbo meridional, y su expresión morfológica superficial disminuye hacia el sur. El mismo presenta una asimetría en planta con pendiente occidental más corta, hundiéndose paulatinamente hacia el sur debajo de los sedimentos cuaternarios. Al igual que en el resto de los bloques pampeanos, se pueden reconocer en esta sierra tres unidades principales: una ladera occidental asociada a la escarpa de la falla de Comechingones, una ladera oriental constituida por la pendiente de inclinación del bloque y la escarpe de falla asociado a la falla El Molino (Fig. 2.3) (Costa *et al.* 2005).

I.1.1 Escarpe de falla asociado a la falla de Comechingones

La sierra presenta una abrupta pendiente hacia el oeste en la cual no se observan remanentes del plano de falla ya totalmente destruido, por la erosión. La erosión fluvial, muy activa, ha trasladado hacia el este la línea de cumbres, sobre todo en la parte más elevada de la sierra. Los arroyos obsecuentes que surcan las quebradas profundas corren entre numerosos saltos que denuncian la juventud de su perfil longitudinal. La mayoría de las quebradas avanzan normalmente al rumbo general de la sierra, algunas hacen excepción corriendo paralelamente (Fig. 2.3) (Methol, 1971).

I.1.2 Escarpe de falla asociado a la falla El Molino

Está constituida por pequeños cerros alineados de forma meridional, de 200 a 500 metros de altura, que presentan abrupta pendiente hacia el oeste. La erosión fluvial ha elaborado un relieve muy accidentado integrado por angostas lomadas, entre las que surgen

remanentes cristalinos que han resistido a la erosión. Los cursos fluviales corren generalmente normal al rumbo general de los cerros, como por ejemplo el arroyo Los Molles, Piedra Blanca y Luyaba.

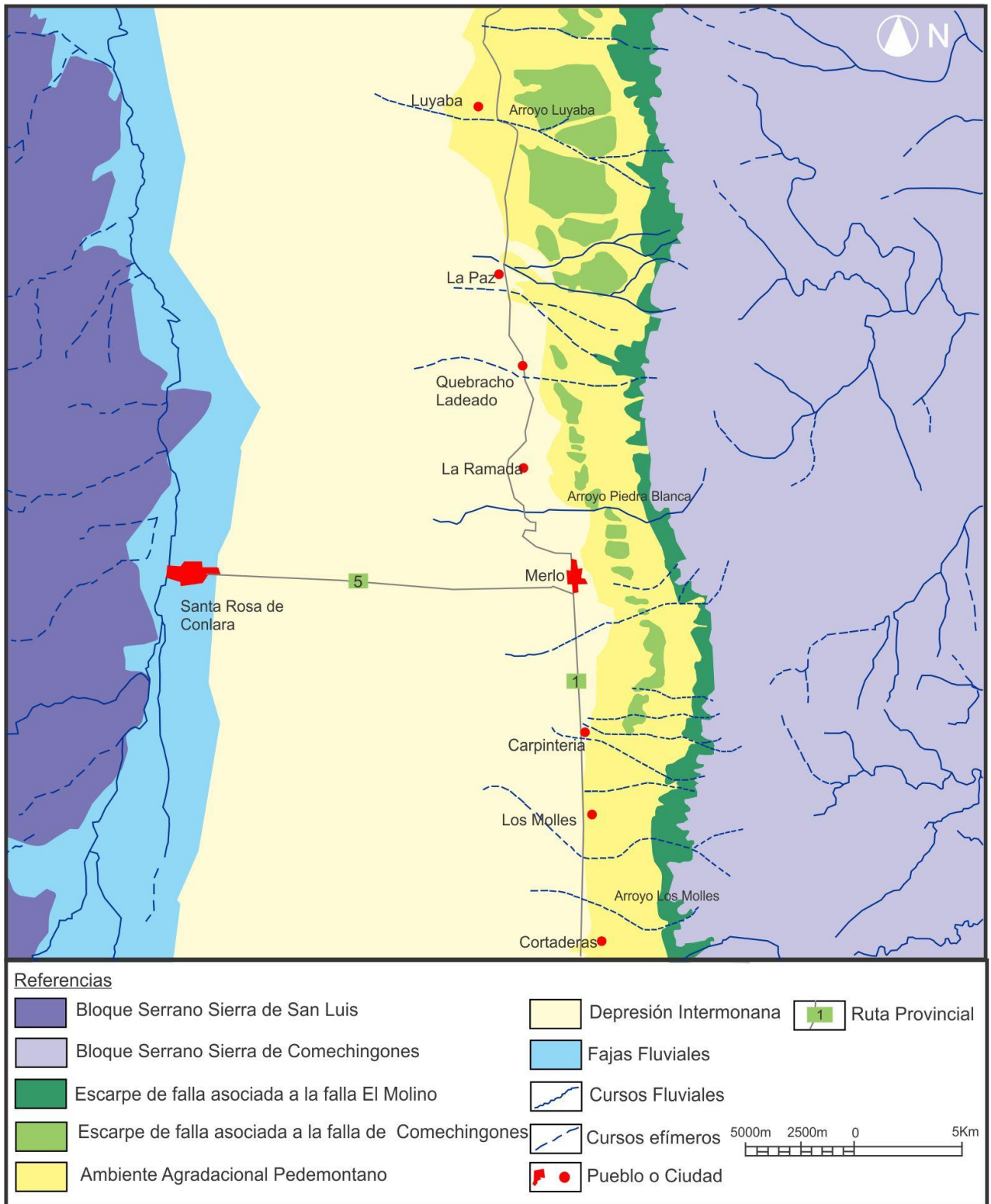


Figura 2.3: Mapa Geomorfológico de la zona de estudio.

1.1.3 Ladera Oriental

Abarca la mayor proporción del bloque serrano, se ensancha de norte a sur manteniendo una ligera inclinación hacia el E-SE. La red fluvial consecuente instalada en la vertiente oriental, más suave, la ha modificado profundamente.

Se encuentra hacia el este, afectada por fallas que forman un sistema escalonado, cuyos respectivos rechazos son inferiores al de la faja de dislocación occidental. Cada uno de estos escalones se halla coronado por un remanente de la semiplanicie pre-terciaria, muy erosionada en algunos sectores (Fig. 2.3) (Methol, 1971).

1.2 Bloque Serrano Sierra de San Luis

La sierra expone una notoria asimetría según una traza este-oeste. Las mayores alturas se concentran sobre la margen oeste, mientras que hacia el este el relieve desciende suavemente constituyendo una ladera que se pierde bajo los depósitos pedemontanos y loessoides de la depresión intermontana.

II. Llanura Chacopampeana

II.1. Ambiente Agradacional Pedemontano

Es una región de transición entre la región de sierras y la planicie. El paisaje se caracteriza por ser un terreno ondulado con suaves lomas y colinas separadas por valles amplios de fondo plano. Este ambiente comprende restos de dos generaciones de abanicos aluviales que se acumularon durante el Pleistoceno Inferior y Medio a Superior respectivamente y una de abanicos activos. La primera generación que se encuentran en el pie de las sierras se hayan muy disectados, los más distales se encuentran cubiertos por loess. Los abanicos aluviales más activos se superponen a los anteriores ocultándolos total o parcialmente (Bonalmi *et al.*, 1999). La mayoría del trazado de los cursos que atraviesan dicha unidad es estructuralmente controlado por fallas locales (Methol, 1971) (Fig. 2.3).

II.2. Fajas Fluviales

El diseño del drenaje es principalmente subdendrítico parcialmente controlado por las estructuras de las rocas del basamento cristalino. La faja fluvial del Río Conlara es el curso más importante del área.

Su rumbo es N-S al norte, volviéndose NE a medida que drena hacia el sur. Se encuentra ubicado en el faldeo oriental de la Sierra de San Luis (Bonalmi *et al.* 1999). Por otro lado los arroyos de la pendiente oeste de la Sierra de Comechingones se caracterizan por ser

de poca extensión y escaso caudal, estos cursos en general contienen grandes saltos y cascadas y drenan de este a oeste. Los más conocidos son: Los Molles, Piedra Blanca y Luyaba (Fig. 2.3).

II.3. Depresión Intermontana

Posee un perfil asimétrico y mantiene en toda su extensión una caída suave y uniforme hacia el oeste y norte (Methol, 1971). Constituye el área de sedimentación de las vías de escurrimiento que drenan desde la zona serrana. En las regiones proximales a dicha zona, se observa una morfología variada, especialmente por la presencia de remanentes de los grandes abanicos aluviales pleistocenos, mientras que en las zonas más distales la morfología se suaviza convirtiéndose en un terreno extremadamente plano con escasa o nula inclinación (Bonalumi *et al.* 1999) (Fig. 2.3).

CAPÍTULO III

SISMICIDAD



.1 SISMICIDAD REGIONAL

En la República Argentina los estudios de zonificación sísmica han sido realizados por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Esta tarea se llevó a cabo solo a partir de la información sismológica histórica e instrumental, se obtuvo como resultado un mapa del territorio continental nacional dividido en cinco Zonas de Peligrosidad Sísmica, categorizadas como muy reducida, reducida, moderada, elevada y muy elevada (Fig. 3.1). Dichas zonas se denominan 0, 1, 2, 3 y 4 respectivamente (INPRES-CIRSOC-103 1983).

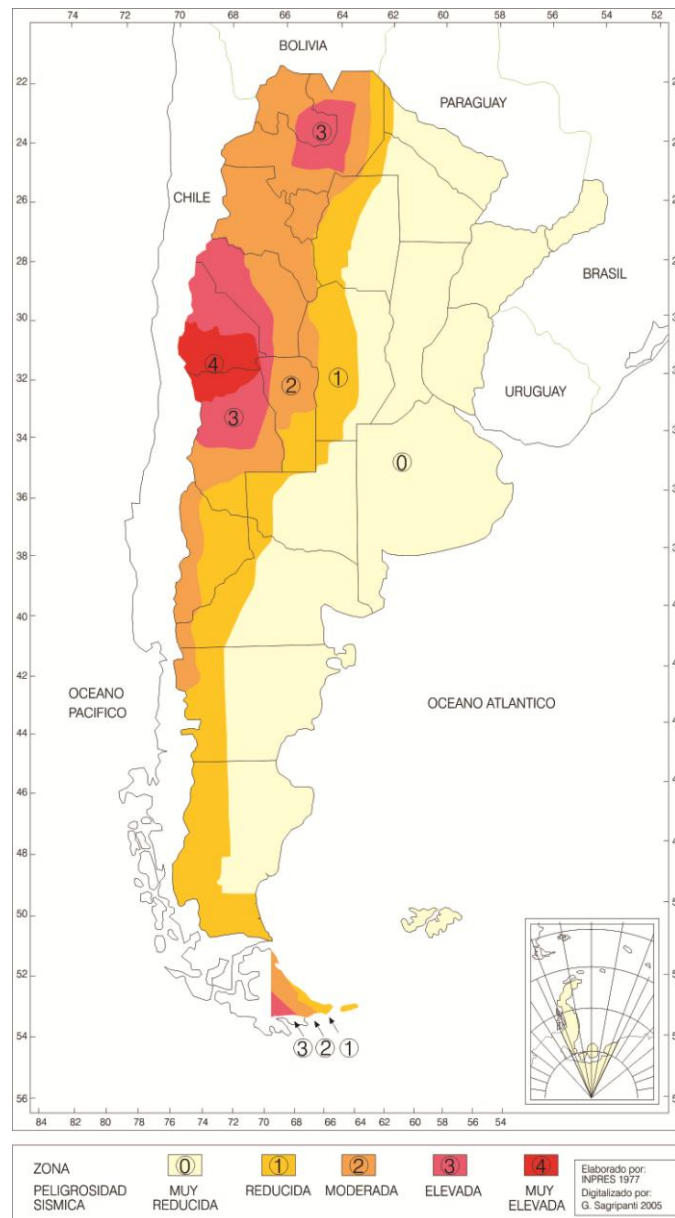


Figura 3.1: Mapa de zonificación de la peligrosidad sísmica para la República Argentina, (INPRES-CIRSOC-103 1983), digitalizado por Sagripanti, 2005.

El área de estudio del presente trabajo que se encuentra, en el borde occidental de la Sierra de Comechingones (Fig. 3.2), en las provincias de Córdoba y San Luis, se ubica entre

las Zonas de Peligrosidad 1 y 2, mayormente en la zona 2, de peligrosidad reducida y moderada respectivamente (Fig. 3.1).

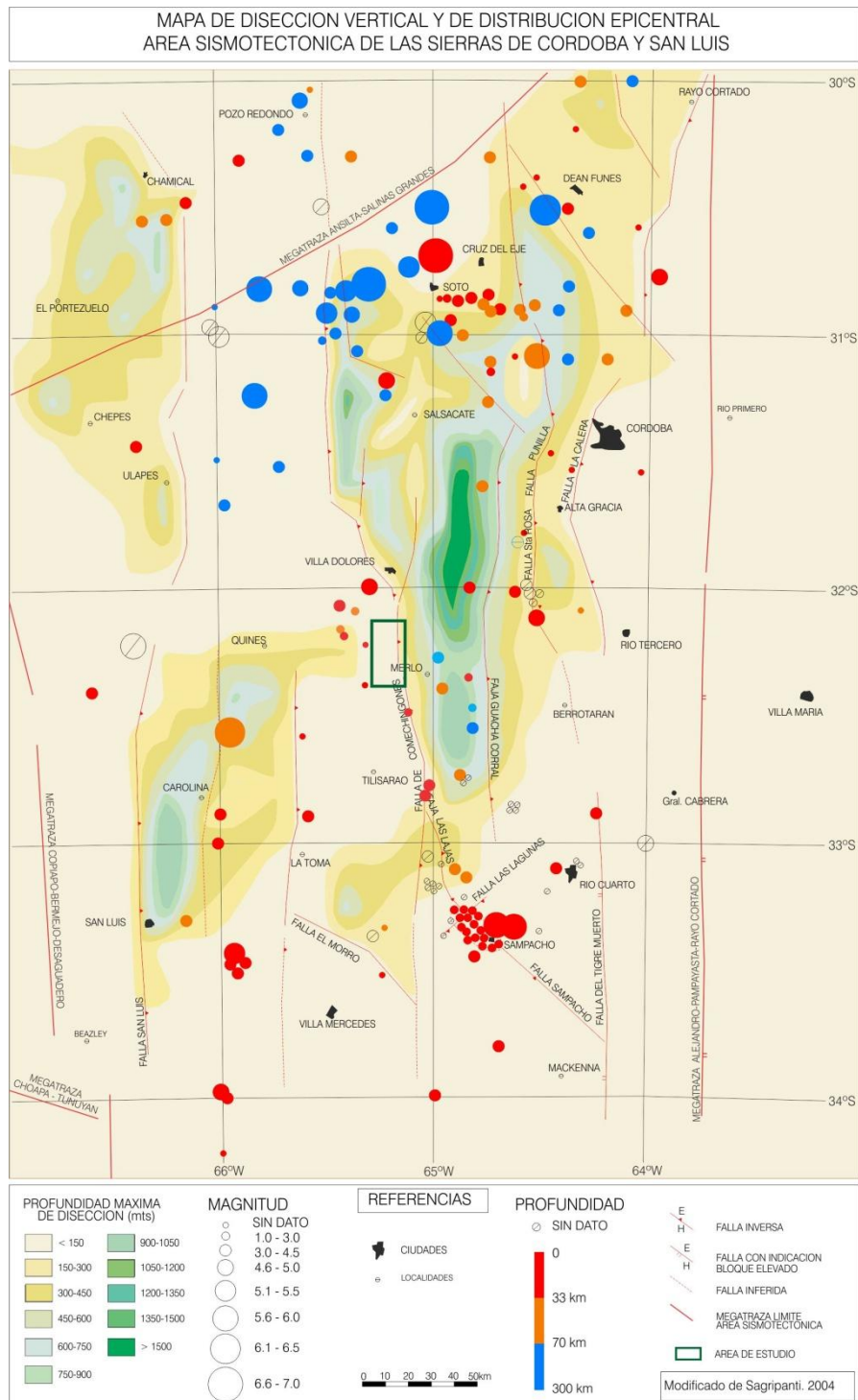


Figura 3.2: Mapa de distribución epicentral de los sismos más importantes ocurridos entre los años 1829 y 2013 con la ubicación de las trazas de los principales lineamientos y fallas de la región.

Modificado de Sagripanti *et al.* 2004

A partir del análisis del mapa de distribución epicentral de sismos históricos e instrumentales registrados en las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y San Luis, región

de intraplaca (Fig. 3.2), se puede decir que, en la región sur, la sismicidad se encuentra caracterizada por sismos de foco superficial; mientras que, en el sector norte, los eventos sísmicos registrados son tanto de foco superficial como profundo. Cabe destacar que en el segmento que comprende la zona de estudio, entre los 32° y 33° de latitud sur; la actividad sísmica registrada muestra una profundidad hipocentral que varía entre los 33 y 70 km.

Si se analiza el mapa de localización de hipocentros elaborado por Richardson *et al.* (2012) (Fig. 3.3) para las Sierras Pampeanas de Córdoba, para un período 2008-2009, se puede observar que el sector oriental presenta mayormente sismos superficiales de aproximadamente 10 km de profundidad o menos. Mientras que, hacia el oeste, los focos sísmicos profundizan un poco más, encontrándose entre los 15 y 25 km en el eje longitudinal de las Sierras de Córdoba. De acuerdo a esta característica los sismos han sido clasificados en 2 grupos: Grupo A al norte y Grupo B en la parte central de las sierras.

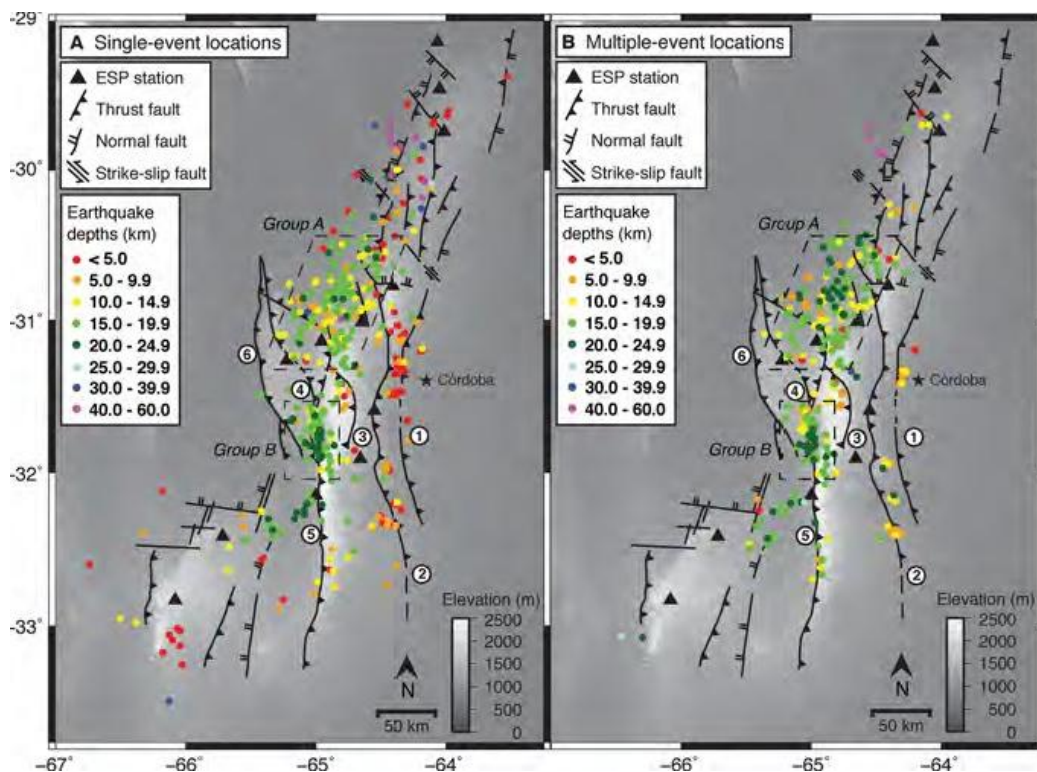


Figura 3.3: Localización de hipocentros correspondientes al período de agosto de 2008-2009 calculados usando a) método de único evento b) método de múltiple evento (Richardson *et al.* 2012).

Tanto el mapa de localización de hipocentros (Fig.3.3), como las transectas realizadas sobre el mismo (Fig. 3.4A y B), fueron construidos utilizando los datos registrados entre agosto de 2008 y agosto de 2009. La localización de los hipocentros de los terremotos se llevo a cabo mediante la utilización del método de evento único de mínimos cuadrados que forma parte del programa Antelope. Para identificar y localizar terremotos, el mismo detecta la llegada de los primeros picos de las ondas P y S. Con estos, el programa define un hipocentro preliminar, que posteriormente es recalculado mediante el ajuste visual del los picos de las ondas P y S.

Después de usar el método de evento único, se relocalizan los eventos utilizando el programa HypoDD (Waldhauser, 2011 en Richardson *et al.* 2012), en donde se procede a utilizar una técnica conocida como: el método de múltiple evento. Éste tiene mayor capacidad para definir el hipocentro cuando se producen eventos cercanos en una misma estructura. Sin embargo, la principal ventaja es que el mismo reduce los errores en las profundidades relativas calculadas y en los tiempos de origen de las ondas, el cual es un factor que no puede ser bien contrastado por el método de evento único (Richardson *et al.* 2012).

Cabe resaltar que la distribución espacial y la profundidad de la sismicidad mencionadas anteriormente permiten determinar las estructuras activas, conocer su extensión y geometría, como así también determinar el mecanismo focal, el cual será mencionado posteriormente.

En la Figura 3.3, puede observarse que en el Grupo A la sismicidad no está concentrada a un determinado lugar y varía en un rango de 5-25 km de profundidad. En contraste en el Grupo B, la sismicidad se encuentra más agrupada entre los 15 y 25 km de profundidad, la cual corresponde a una convergencia de múltiples fallas. De sur a norte el cambio en el patrón de sismicidad refleja una transición desde terremotos generados a lo largo de grandes fallas a sismos que ocurren sobre pequeñas fallas o zonas de cizalla, que pueden resultar de un cambio en el tipo de roca entre la región central y norte de las Sierras de Córdoba (Richardson *et al.* 2012).

De acuerdo a esta caracterización sísmica, a la zona de estudio le corresponden sismos del Grupo B, generados por convergencia de múltiples fallas, donde según la Figura 3.4 A y 3.4 B puede distinguirse una alta concentración de sismos con profundidades hipocentrales entre 15 y 20 km principalmente.

Si se observan también los resultados obtenidos de una sección transversal a los 31,5° de latitud sur, entre los 66° y 63,5° de longitud oeste, se puede apreciar una variación en la profundidad hipocentral a lo largo de la misma aumentando hacia el oeste (Fig. 3.4). Hasta los primeros kilómetros de la transecta, cuyo orígenes están en el oeste, los eventos sísmicos se ubican dentro del intervalo de profundidades hipocentrales que va desde aproximadamente los 7 hasta los 20 km y muestran una incipiente agrupación lineal que inclina hacia el oeste (Fig.3.4 A). Entre los 40 y 90 km, a lo largo de la transecta, a la profundidad de 15-20 km, puede verse la ausencia de hipocentros por debajo de los 20 km de profundidad y los sismos registrados por encima se encuentran alineados horizontalmente (Fig.3.4 A). Entre los 100 y 125 km, a lo largo de la transecta, los hipocentros de los terremotos están agrupados y son superficiales, con una disposición más vertical (Fig.3.4 B).

Esta naturaleza de agrupamiento o *clustering* podría estar indicando la presencia de una estructura con importante actividad durante la ventana temporal de registro. Mientras que

el registro de sismos que se encuentran entre los 40 y 90 km (Fig. 3.4 A), permite sugerir la presencia de una estructura que tiende a la horizontalidad con la profundidad. Esta última, puede relacionarse con la transición de la deformación frágil-dúctil de la corteza, ya que sólo un pequeño número de eventos se localizan debajo de los 20 km de profundidad, pudiendo esta zona de sismicidad considerarse como una zona de despegue. Estudios previos sobre el levantamiento de bloques de la corteza en las Sierras Pampeanas Occidentales han propuesto que las fallas se aplanan en la corteza cerca de la transición frágil-dúctil (Richardson *et al.* 2012).

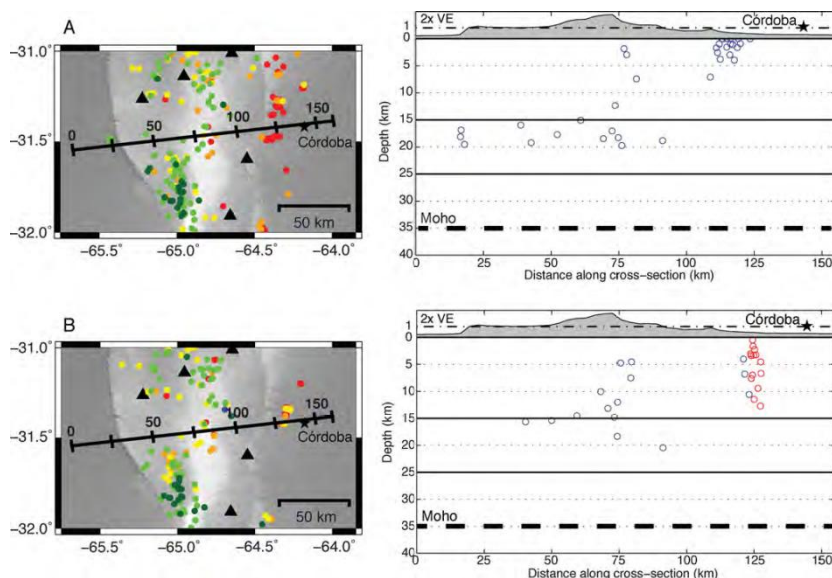


Figura 3.4: Mapa con sección transversal y comparación de hipocentros A) método de único evento B) método de múltiple evento (Richardson *et al.* 2012).

Cabe aclarar que lo expuesto por Richardson *et al.* (2012), no se correspondería con la geometría que presentan las estructuras en las Sierras Pampeanas Orientales según lo observado por numerosos autores que han realizado estudios en las mismas (Methol, 1971; Costa *et al.* 1992; Murillo, 1996; Whitmeyer y Simpson, 2002), en donde las estructuras principales poseen una orientación submeridional con sus planos buzando hacia el este (González Bonorino, 1950; Jordan y Allmendinger, 1986; Introcaso *et al.* 1987; Snyder *et al.* 1990)

Aunque, si se analiza la distribución hipocentral de la Fig. 3.4 B, se puede interpretar que los que los sismos con ocurrencia entre los 55-100 km de la transecta y cuyos hipocentros están entre las profundidades de entre 10-25 km, podrían estar asociados a alguna estructura principal con buzamiento al este y posible profundidad de despegue alrededor de 20 km, que de acuerdo a la distribución geográfica de los focos podrían relacionarse a la falla del frente occidental de la sierra Grande de Córdoba.

Además, la distribución hipocentral a los 125 km de la transecta y los focos con profundidades menores a 10 km, podrían estar asociados a la reactivación de alguna falla

principal de la región, las cuales han sido interpretadas por numerosos autores como lítricas cuya geometría es subvertical hacia la superficie y se curvan horizontalizándose en profundidad. Debido a la distribución geográfica de estos sismos, se puede inferir que los mismos podrían corresponder a reactivaciones de la falla de la Sierra Chica, ya que la geometría en profundidad se asume que es como lo anteriormente descrito.

3.2 SISMICIDAD LOCAL

La actividad sísmica de la región centro-sur de las Sierras de Córdoba, si se analiza el mapa de distribución epicentral e hipocentral (Fig. 3.2 y 3.3), se ve concentrada o alineada a lo largo de la Sierra de Comechingones y de la Sierra Chica. Esta distribución presenta un límite oriental, meridional, aproximadamente a los 63°45' de longitud oeste, que coincide con el lineamiento Alejandro-Pampayasta-Rayo Cortado. Al este de la estructura no se ha registrado sismicidad histórica o instrumental.

3.2.1 SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL

Entre los sismos más significativos con epicentro en la provincia de Córdoba y San Luis, se pueden citar los siguientes:

24 de noviembre de 1906, según información periodística de la época, en las poblaciones de San Ignacio y La Cruz se percibió un movimiento sísmico con una duración de 5 segundos y con probable dirección SO. Su magnitud puede estimarse entre 3,0 y 4,0 con una intensidad de IV (MM)

1 de julio de 1908, según información periodística (Diario La Nación) en la localidad de La Cruz se sintió un fuerte temblor con una duración de 15 segundos. Es posible que su magnitud haya estado comprendida entre 3,0 y 4,0.

22 de septiembre de 1908, tuvo lugar un terremoto de M 6,5 con epicentro entre las localidades de Deán Funes, Cruz del Eje y Villa de Soto. La intensidad máxima estimada alcanzó los VII (MM) con una profundidad hipocentral de 100 km. En la ciudad de Córdoba produjo rajaduras en edificios, desprendimientos de revoques y rotura de vidrios.

10 y 11 de junio de 1934, se produjeron en la localidad de Sampacho en un intervalo de menos de 3 horas 2 terremotos superficiales. Las magnitudes de los mismos fueron de M 5,5 y M 6,0. Esta crisis sísmica también contó con 2 sismos premonitores con epicentro en la localidad de Achiras y Cerro Áspero (ubicados a 15 km al NO de la localidad de Sampacho) el día anterior y más de 100 réplicas (*aftershocks*) en los días siguientes. Se generaron importantes daños en la construcción, los muros más afectados fueron los transversales a la

falla Sampacho que se derrumbaron, mientras que los muros paralelos a ésta se agrietaron formando un ángulo de 45° con la horizontal.

22 de mayo de 1936, en las localidades de San Francisco del Monte de Oro y General San Martín, provincia de San Luis, se produjo un terremoto de M 6,0. La intensidad máxima estimada alcanzó los VII (MM).

16 de enero de 1947, tuvo lugar un sismo en la localidad de Villa Giardino, cuya magnitud fue de M 5,7. La intensidad máxima estimada alcanzó los VII (MM).

28 de mayo de 1955, ocurrió un sismo en la localidad de Cruz del Eje, la intensidad máxima estimada alcanzó los VI (MM) y una M 6,9. Produjo gran alarma y daños moderados en la localidad de Villa Giardino. El sismo fue sentido en las provincias de Cuyo y en Chile central.

19 de junio de 1967, en la localidad de Charras se generó un movimiento sísmico, donde la magnitud alcanzada por el mismo fue de M 5,1.

6 de julio de 1996, en la localidad de Alpa Corral, tuvo ocurrencia un sismo superficial (35 km) de M 4,3, e intensidad que varían entre III y IV (MM).

Los días **29 de julio, 03, 05 y 06 de agosto de 1996** se produjeron cuatro movimientos sísmicos que alcanzaron una magnitud de M 5,1, M 3,9, M 4,2 y M 4,1 respectivamente, en cercanías de las localidades de Fraga y Eleodoro Lobos (San Luis). En ningún caso la profundidad de los hipocentros superó los 35 kilómetros (Sagripanti *et al.* 2009).

En **1997**, en la región del valle de Calamuchita, entre los meses de julio y agosto, 3 sismos tuvieron ocurrencia, cuyas intensidades epicentrales fueron entre III y IV MM y sus magnitudes entre M 3,6 y M 4,0.

5 de diciembre de 2001, en la localidad de Villa Cañada Sauce, un sismo de M 4,1 tuvo lugar. La intensidad epicentral varía entre III y IV grados (MM), cuya profundidad hipocentral fue de 80 km.

5 de marzo de 2003, se registró en cercanías de Santa Rosa de Calamuchita y Villa General Belgrano un sismo de M 5,0 e intensidad IV (MM), con una profundidad hipocentral de 33 km.

30 de octubre de 2005, se produce un sismo con intensidad de III (MM) y una M 3,5, con una profundidad hipocentral de 10 km, cerca de la localidad de Santa Rosa de Calamuchita.

23 de febrero de 2012, un movimiento sísmico de M 2,4 fue percibido en las localidades de Santa Rosa de Calamuchita.

En la Tabla 3.1 se presenta el catálogo sísmico de la zona de estudio. La magnitud máxima alcanzada en este registro para los años 1998 y 2013, es de M 4,1 en proximidades a la localidad de Merlo.

Nº	Lugar	Fecha	Hora Local	Latitud Sur	Longitud Oeste	Profundidad (km)	Magnitud Richter (M)	Intensidad (MM)	Fuente
1	160 km NE San Luis	26/10/1998	07:39:28	32° 15' 36"	65° 19' 48"	24		II-III	INPRES
2	145 km NE San Luis	19/09/2002	22:01:05	32° 25' 48"	64° 56' 24"	64	3,9	III-IV	INPRES
3	20 km SE Santa Rosa de Conlara	08/11/2007	04:24:04	32° 21' 21.6"	64° 57' 00"	72	3,5	III	INPRES
4	20 km O Merlo	30/08/2011	13:21:13	32° 18' 43.2"	65° 21' 57.6"	44	2,6		INPRES
5	25 km O Merlo	19/09/2011	06:15:48	32° 21' 25.2'	65° 21' 10.8"	4	2,1		INPRES
6	10 km N Villa Carmen	27/10/2011	15:20:48	32° 52' 37.2"	65° 01' 15.6"	27	3		INPRES
7	20 km SO Villa Dolores	09/12/2011	12:40:07	32° 07' 58.8"	65° 26' 02.4"	40	2,8		INPRES
8	20 km N Santa Rosa de Conlara	28/12/2011	23:44:41	32° 14' 52.8"	65° 30' 39.6"	176	2,6		INPRES
9	15 km N Santa Rosa de Conlara	21/02/2012	05:54:25	32° 17' 16.8"	65° 25' 01.2"	10	1,9		INPRES
10	25 km SO Merlo	02/07/2012	15:36:47	32° 29' 02,4"	65° 13' 12"	10	2,8		INPRES
11	145 km NE San Luis	17/12/2012	05:38:25	32° 20' 49,2"	65° 17' 20.4"	20	4,1	III	INPRES
12	1 km SE Los Molles	18/12/2012	08:21:06	32° 28' 08.4"	65° 05' 49.2"	40	2,7		INPRES
13	10 km NE Villa Dolores	08/01/2013	02:13:32	31° 56' 38.4"	65° 12' 18"	12	3		INPRES
14	5 km E Villa Dolores	16/01/2013	06:14:32	31° 49' 22.8"	65° 02' 42"	9	2,7	II-III	INPRES
15	5 km S Villa Carmen	06/02/2013	17:11:27	32° 46' 37.2"	65° 04' 51.6"	179	3,1		INPRES
16	2 km E Merlo	21/03/2013	18:43:06	32° 23' 42"	64° 55' 37.2"	11	2,5		INPRES

Tabla 3.1: Catálogo Sísmico para las localidades de Merlo, Villa Dolores, Villa del Carmen y Santa Rosa de Conlara, entre 26/10/1998 y 06/02/2013.

Si se observa la fecha de ocurrencia de los diferentes eventos, puede decirse que en los últimos años hubo un aumento en el número de microsismos, con magnitudes que varían entre M 2,1 a M 3,9. A pesar que es posible encontrar sismos con profundidades hipocentrales que superan los 100 km, la mayoría se generan entre 40 km y la superficie.

3.2.2 SISMICIDAD PREHISTÓRICA

En la provincia de Córdoba, departamentos Río Cuarto y San Javier, y en la provincia de San Luis departamento Junín, se han relevado evidencias de deformaciones cosísmicas vinculadas a fuertes terremotos prehistóricos con ocurrencia durante el cuaternario.

Numerosos autores, entre éstos, (Costa, 1996; Costa y Vita Finzi, 1996; Murillo, 1996; Sagripanti *et al.* 2003; Sagripanti *et al.* 2009; Seitz, 2009; Villalba, 2011 y Sagripanti y Villalba, 2011) han desarrollado investigaciones paleosismológicas en estas regiones, interpretando que

estos paleoeventos sísmicos fuertes, habrían alcanzado la magnitud de M 6,5 y M 7,0, con períodos de recurrencia de alrededor de 10 Ka.

Se considera que esta actividad sísmica prehistórica está principalmente asociada a dos fallas con probada actividad cuaternaria, que poseen movimiento inverso. Una es la falla El Molino que está ubicada en la ladera occidental de la sierra de Comechingones a la latitud de la Villa Merlo y la otra es la falla Las Lagunas ubicada en proximidades de la localidad de Sampacho en el sur de Córdoba. Asociado a esta última se ha interpretado un posible agrupamiento de eventos sísmicos fuertes (*clustering*) durante el Holoceno.

En el primer caso, falla El Molino, las deformaciones cosísmicas más importantes se reconocen en rocas precámbricas, cizalladas, que sobrecorren a depósitos fluviales terciarios y holocenos. En el caso de la falla Las Lagunas. Las sismitas están desarrolladas en sedimentos cuaternarios de origen fluvial, eólico y lagunar.

Estos antecedentes sumados a la reconstrucción de la sismicidad histórica y a los registros instrumentales permiten confirmar que la actividad sísmica en la región tiene ocurrencia desde el Plio-Pleistoceno hasta la actualidad.

3.3 MECANISMO FOCAL

El mecanismo focal es una representación gráfica de dos posibles soluciones de la ruptura que origina un terremoto y de la configuración de los esfuerzos tectónicos actuante en el área. La solución del mecanismo focal de un sismo (MF) es el resultado del análisis de las formas de las ondas sísmicas, generadas por un terremoto, registradas en una serie de estaciones sísmicas en forma de sismogramas. La caracterización precisa del mecanismo focal de un terremoto nos proporciona información muy importante sobre las estructuras activas: su epicentro, profundidad de foco y la magnitud (Bolt, 1995).

Para poder determinar el mecanismo focal se utiliza el registro de las ondas P, debido a que es la primera onda en llegar a un sensor sísmico, sismógrafo, desde un terremoto. El primer paso en la construcción del MF consiste en calcular la orientación de la trayectoria del frente de onda de cada rayo sísmico desde el foco a cada una de las estaciones sismológicas que se utilicen en el análisis. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación del rayo (azimut y la inclinación) con respecto a cada estación (Udias *et al.* 1985).

El sentido del movimiento inicial del suelo varía entre estaciones sísmicas instaladas a diferentes latitudes y longitudes en relación con las coordenadas hipocentrales del terremoto. El sentido del primer movimiento se puede observar en un sismograma de componente vertical, de forma que el movimiento compresivo y de dilatación (distensivo) se corresponde

respectivamente con un movimiento vertical hacia arriba o hacia abajo. Dichos movimientos se distribuyen en cuadrantes, dos compresivos y dos distensivos. La división entre los cuadrantes se establece a lo largo del rumbo de falla y de una dirección perpendicular a la anterior. Sobre estas direcciones los sismogramas mostrarán un pequeño o nulo movimiento inicial. Estas dos direcciones perpendiculares reflejan la existencia de dos planos perpendiculares llamados planos nodales que diferencian los cuadrantes compresivos de los distensivos (Bolt, 1995).

Una vez calculada la orientación del rayo sísmico desde el foco a cada estación, se pueden dibujar los datos en una plantilla estereográfica. Los datos de cada estación sísmica se representan usando uno de estos tres símbolos: Un círculo blanco si la primera llegada de la onda P es hacia abajo (dilatación), un círculo negro si la primera llegada fue hacia arriba (compresión), o una "x" si la primera llegada fue muy débil como para diferenciarla (Fig. 3.5).

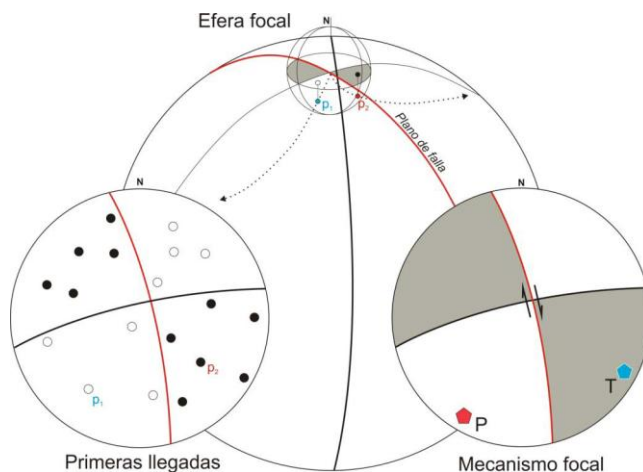


Figura 3.5: Representación del cálculo del mecanismo focal de un terremoto mediante la llegada de las primeras ondas P (Reduca, 2010).

Una vez dibujados todos los datos de primeras llegadas, se buscan los dos planos perpendiculares entre sí que separen los círculos blancos de los negros y que pasen por las "x". Estos serán los planos nodales (uno de ellos será el que represente la actitud la falla sismogeneradora del evento analizado y el otro la falla conjugada).

Desde un punto de vista sismológico, los planos nodales no son distinguibles, lo que hace necesario implementar criterios geológicos para elegir, entre de las dos posibles soluciones, cuál de ellas corresponde a la falla y cuál es el plano de falla secundario o conjugado.

De este modo, el MF proporciona la orientación del plano de falla, el sentido y orientación del movimiento del bloque de techo y, por supuesto, el tipo de falla que produjo el terremoto: ya sea normal, inversa o de rumbo.

Las fallas de rumbo con buzamiento 90° producen MF con una forma característica en cruz. En el instante en que ocurre el sismo, el movimiento de las ondas P a través del material

alrededor del foco, produce movimiento en las partículas situadas en los cuadrantes negros que las aleja del foco, mientras que las partículas en los cuadrantes blancos son atraídas hacia el foco. El movimiento de la falla será el que indica el desplazamiento paralelo a su dirección, siempre desde un cuadrante blanco (contiene al eje P) hacia uno negro (Fig. 3.6) (Udias *et al.* 1985).

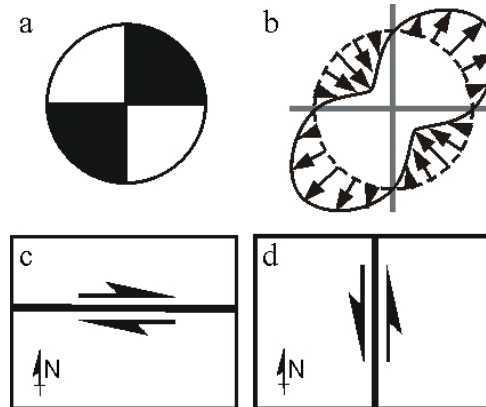


Figura 3.6: a) Ejemplo de mecanismo focal de desgarre. b) primeros desplazamientos de partículas. c) y d) posibles fallas asociadas (Reduca, 2010).

Las fallas con movimiento según el buzamiento incluyen a las fallas normales e inversas. Sólo tres de los cuatro cuadrantes son visibles en fallas donde, entre el rumbo del plano de falla y la orientación del sigma 1 o 3 hay 90° . El eje vertical (el centro de la proyección estereográfica) caerá en un cuadrante blanco en fallas normales, y en negro en las inversas (Fig.3.7).

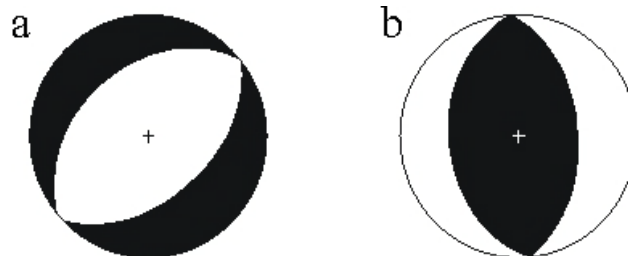


Figura 3.7: Mecanismos focales de fallas con movimiento según el buzamiento: a) Normal. b) Inversa (Reduca, 2010).

Las fallas con movimientos oblicuos tienen a la vez componentes en dirección y según el buzamiento. Siempre se ven los cuatro cuadrantes (Fig.3.8).

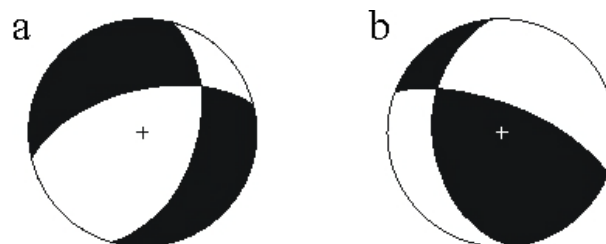


Figura 3.8: Mecanismos focales de fallas con movimiento oblicuo: a) Normal con componente de rumbo. b) Inverso con componente de rumbo (Reduca, 2010).

Para determinar el movimiento de una falla conociendo su mecanismo focal basta con seguir una regla sencilla: el deslizamiento va siempre de un cuadrante blanco a otro negro (Fig.3.9)

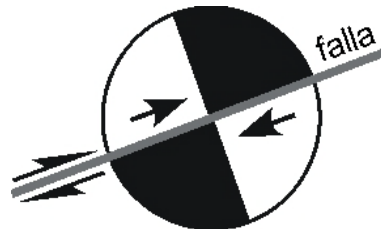


Figura 3.9: Cálculo del sentido del movimiento de un plano nodal en un mecanismo focal (Reduca, 2010).

3.3.1 MECANISMO FOCAL DE ALGUNOS SISMOS CON EPICENTROS EN LAS SIERRAS PAMAPEANAS ORIENTALES Y OCCIDENTALES

Las Sierras Pampeanas del centro-oeste argentino constituyen una región sísmicamente activa. Alvarado *et al.* (2005), realizó un análisis comparativo de la sismicidad entre las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales utilizando el cálculo del mecanismo focal (MF) de algunos sismos con epicentro en la región. En su estudio demuestra que las Sierras Pampeanas Occidentales experimentan sismos de mayor magnitud y MF de fallas con movimiento inverso; a diferencia de las Sierras Pampeanas Orientales donde predominan MF de sismos que corresponden a fallas con movimiento inverso y desplazamiento de rumbo, siendo los sismos menos frecuentes y de menor magnitud. Las profundidades hipocentrales de los sismos de las sierras Occidentales alcanzan los 25 km, mientras que las Orientales presentan focos a una profundidad < 10 km (Fig. 3.10).

Algunos ejemplos del cálculo del MF en la parte oriental, fue el sismo del 8 de mayo de 2001, al sur de la localidad de Soto de M 4,3, a una profundidad de 5 kilómetros (Evento 01-138b). Donde, como resultado, se obtuvo MF de una falla con movimiento inverso y desplazamiento de rumbo. Para la parte occidental se puede citar el sismo de M 5,1 ocurrido al noreste de San Juan el 27 de Abril de 2002 que dio como resultado MF de una falla con movimiento inverso (Evento 02-117) (Fig. 3.10) (Alvarado *et al.* 2005).

La diferencia que existe en la sismicidad dentro de las Sierras Pampeanas podría atribuirse a que los terrenos que componen el basamento de ambas sierras poseen diferente origen. En el análisis de los resultados del MF y de la velocidad que presentan las ondas al atravesar el basamento puede verse que las Sierras Pampeanas Orientales muestran propiedades sísmicas corticales consistentes con un mayor contenido de sílice en las rocas,

mientras que las Occidentales exhiben propiedades sísmicas características de una corteza oceánica máfica-ultramáfica de mayor espesor (Alvarado *et al.* 2005).

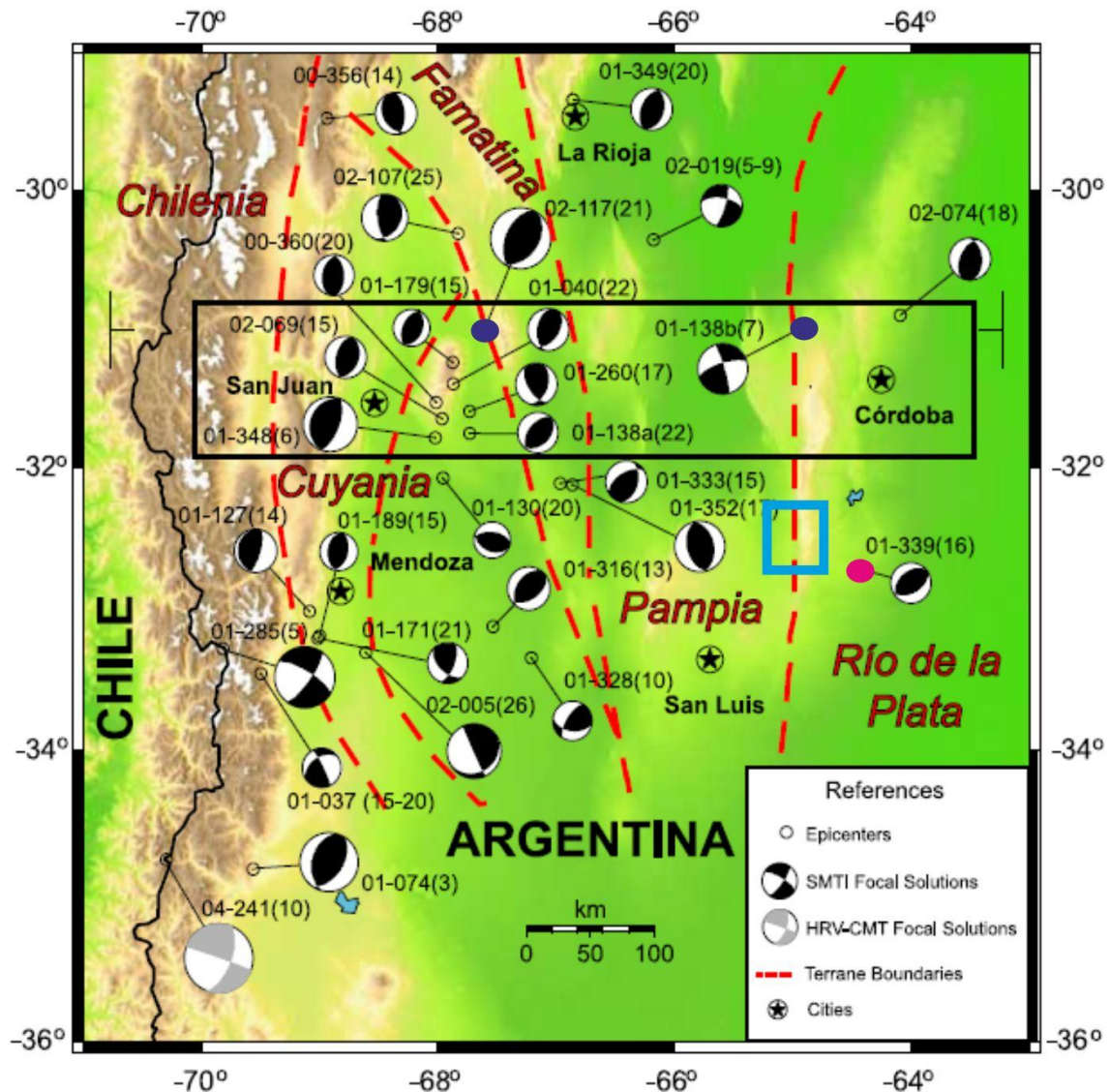


Figura 3.10: Mapa con los mecanismos focales calculados por Alvarado *et al.* (2005), en las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales. Las elipses azules se corresponden a los MF calculados para cada zona. El recuadro celeste representa la zona de estudio del presente trabajo, mientras que el círculo rosa corresponde al MF más próximo a la zona de estudio, de carácter inverso.

Posteriormente Richardson *et al.* (2012), realizó cálculos del MF en las Sierras Pampeanas Orientales. En su análisis tuvo en cuenta los primeros nueve movimientos sísmicos detectados entre agosto de 2008 y agosto de 2009. Como resultado obtuvo para el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales, un estilo de deformación heterogéneo, con soluciones que van desde el ámbito compresional, extensional con desplazamiento de inclinación y fallas de rumbo puras (Fig. 3.11).

Si bien otros autores han determinado, para las Sierras Pampeanas de Córdoba, MF correspondientes a fallas activas distensivas, de desplazamiento de rumbo y compresivas, a

pesar que el régimen tectónico que caracteriza a la región es compresivo, se considera que el MF más apropiado para caracterizar los sismos asociados a la falla El Molino debería ser similar al identificado como 01-339 (16) que ha tenido epicentro en la zona de Villa Cañada del Sauce. Esto debido a que es el más representativo por su carácter compresivo y orientación espacial del plano principal y conjugado, como también por su ubicación geográfica. Esto último hace suponer que el mismo podría corresponder a una reactivación de la falla Comechingones o El Molino.

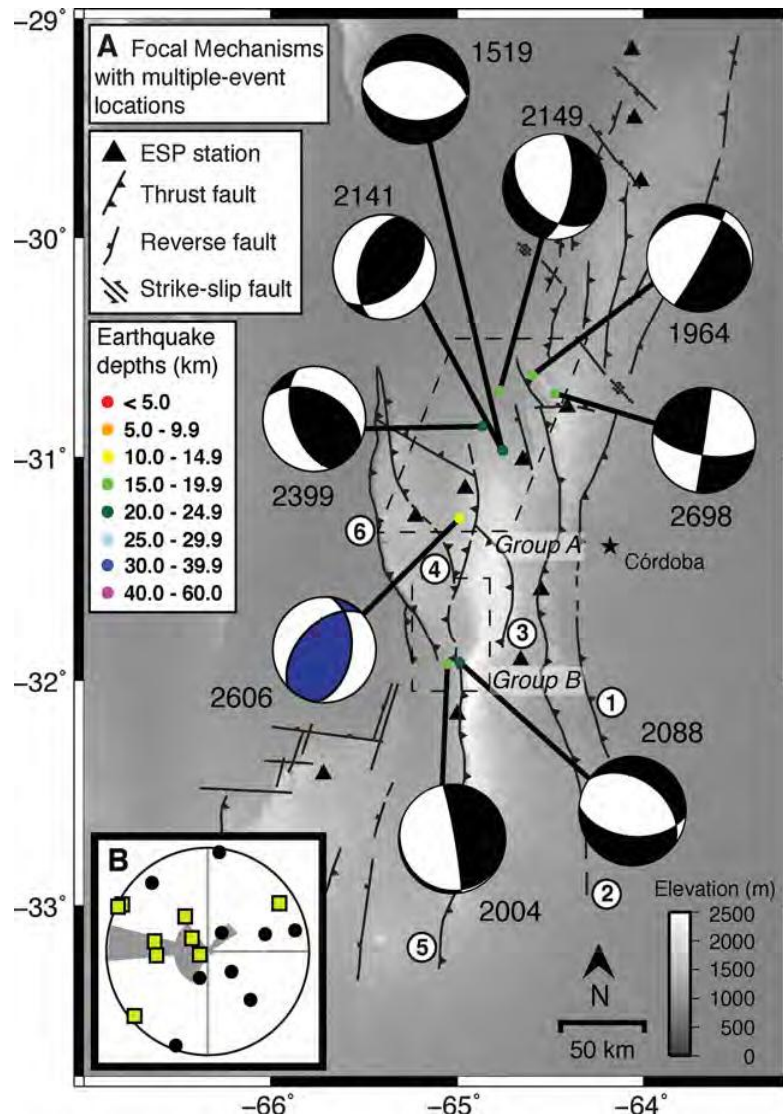


Figura 3.11:a) Mapa con los nueve eventos utilizados para calcular los mecanismos focales. b) Ejes compresionales (cajas amarillas) y los tensionales (círculos negros) de los mecanismos focales. En el diagrama de rosa se observa mucha dispersión entre los datos, pero en general se evidencia una orientación general de los ejes de compresión en sentido E-O (Richardson *et al.* 2012).

CAPÍTULO IV

MARCO NEOTECTÓNICO



4.1 DEFINICIÓN Y ALCANCES

El término Neotectónica a lo largo de los años ha sufrido cambios en función del avance del conocimiento y ha sido definido de distinto modo según diferentes autores. Fue introducido por el soviético Obruchev (1948), para describir “el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario”. En 1978, la comisión de neotectónica del INQUA (International Union for Quaternary) define a la neotectónica como “el estudio de los movimientos o deformaciones terrestres del nivel geodésico de referencia, sus mecanismos, su origen geológico, sus implicancias para propósitos prácticos y sus extrapolaciones en el futuro”. En 1988, Hancock la define como “el estudio de los movimientos de edad terciaria superior que se producen en la Tierra, especialmente aquellos en armonía con los movimientos corticales verticales y horizontales contemporáneos”. Posteriormente, Slemmons (1991) modifica el intervalo temporal y la define como el “estudio de eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno”. Momer en 1994, define la neotectónica como “los movimientos de la corteza terrestre ocurridos durante los últimos 3,0-2,5 Ma, representados por una reorganización tectónica de escala global”. Este autor denomina a este período, particularmente activo, “período neotectónico”.

Con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia en la definición del concepto de neotectónica al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica es aquella que la describe como “el estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la actualidad” (Steward y Hancock, 1994).

En un concepto general, la neotectónica también puede definirse como el estudio de procesos y formas relacionadas a la actividad tectónica producidas desde el Mioceno a la actualidad, o sea, movimientos recientes de la tierra. Este concepto incluye movimientos verticales y horizontales, sus deformaciones y desplazamientos resultantes y se encuentra íntimamente relacionado con la tectónica activa y la paleosismología (Wallace, 1986).

Una rama de la neotectónica, es la tectónica activa dada por Wallace (1986) quién la definió como “los movimientos tectónicos que se espera ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad” y tiene una incidencia directa en la evaluación de la amenaza sísmica como diferencia con los objetivos de la neotectónica. En este sentido, se considera que una estructura o un proceso son activos cuando ha actuado dentro del período histórico y se espera que actúe en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

En la actualidad, la aplicación de técnicas relacionadas con la neotectónica y la paleosismicidad, combinadas con el análisis sismológico y sismotectónico de una zona en particular, ayuda a caracterizar el comportamiento sismogénico de las fallas a estudiar ya que permite relacionar la sismicidad actual con fallas o zonas de falla específicas. Además posibilita la determinación de las dimensiones de paleorrupturas para correlacionarlas con magnitudes de terremotos actuales para interpretar tectónicamente eventos sísmicos recientes que presenten insuficiente información sismológica (Martínez Díaz, 1998).

La paleosismología ha sido definida por Wallace (1981) como “la identificación y estudio de terremotos prehistóricos”. También fue definida como una ciencia que estudia los terremotos preservados en el registro geológico con el fin de caracterizar el comportamiento prehistórico de las fallas sísmicamente activas. Los datos obtenidos por medio de investigaciones paleosismológicas pueden aportar información sobre el número de paleoterremotos, paleomagnitudes, tasa de desplazamiento e intervalos de recurrencia (Bonilla, 1988; McCalpin, 1996).

Si bien la precisión de la información paleosismológica es menor y más incompleta que la de los catálogos de sismicidad histórica e instrumental permite obtener información de una ventana temporal absolutamente necesaria para una mejor caracterización del peligro sísmico, principalmente en regiones de sismicidad baja a moderada.

En nuestro país la potencialidad de la paleosismología ha sido demostrada en los estudios efectuados hasta el presente donde, pese a ciertas particularidades del registro paleosísmico, la información obtenida permite una mejor y más completa caracterización de la capacidad sismogeneradora de las estructuras cuaternarias. Tal es el caso de las Sierras Pampeanas en donde los daños y pérdidas producidas por un ocasional evento de magnitud $M > 7$ serían muchos mayores que en el corredor mendocino-san juanino, considerando las importantes obras de infraestructuras, núcleos de población y escasa observación de normas de construcción antisísmica existentes en toda esa región (Costa, 2004).

El estudio paleosísmico junto al estudio neotectónico de las fallas y estructuras dúctiles permite, entre otras cosas, determinar los campos de esfuerzos que han actuado durante el período neotectónico y sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. La aplicación de técnicas paleosísmicas ayudará a la búsqueda de evidencias de paleoeventos sísmicos y a la obtención de tasas de movimiento asociadas a distintas fallas. Esta información constituye una herramienta fundamental para la determinación del peligro sísmico de una región ya que es una aproximación sobre el tamaño de los eventos que pueden ocurrir en el futuro, permitiéndole a la sociedad realizar tareas de prevención, concientización y planificación territorial.

4.2 NEOTECTÓNICA REGIONAL Y LOCAL

En la región de las Sierras Pampeanas, principalmente en el sector suroriental comprendido por las sierras de San Luis y Córdoba, se han reportado recientemente varios ejemplos de fallamiento cuaternario (Massabie, 1987; Massabie y Szlafstein, 1991; Costa, 1992; Costa, 1996; Costa y Vita Finzi, 1996). Dicha región se encuentra en un ambiente de intraplaca donde, por lo general, se presenta una sismicidad relativamente baja, con tasas de movimiento menores a 1mm/año e intervalos de recurrencia comprendidos entre 104-105 años o aún mayores (Crone y Machette, 1995).

Diversos son los trabajos de investigación orientados en la búsqueda de evidencias neotectónicas en diferentes estructuras de las sierras de Comechingones y Sierra Chica de Córdoba, entre ellos puede citarse, Gross, (1948); Schlagintweit, (1954); Lencinas y Timonieri, (1968), Kraemer *et al.* (1988), Migorance (1991), Costa y Vita Finzi (1996), Murillo (1996), Costa *et al.* (2001) y Gallo (2011), Bettioli (2012) y Santinelli (2013). Entre ellos se puede citar los siguientes trabajos:

Massabie (1976) buscó realizar la integración de un cuadro tectónico cenozoico en su expresión morfológica actual, entre las localidades de Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. El autor sugiere que el cuadro está condicionado por dos juegos de fallas, uno longitudinal y otro oblicuo respecto al rumbo predominante de la foliación de las metamorfitas y disposición regional de las rocas eruptivas del basamento cristalino. Se establece la posterioridad relativa de movimientos en fallas oblicuas, con respecto al fallamiento longitudinal, cuya última reactivación habría sido en el cuaternario. Paralelamente a las superficies de fallas oblicuas, se produjeron importantes desplazamientos en dirección de rumbo. Se pueden diferenciar dos etapas de movimiento como consecuencia de la orogenia andina, la primera se ubica hacia fines del Terciario (Mioceno-Plioceno) y la segunda en el Cuaternario (Pleistoceno).

En 1991 Massabie y Szlafstein, resaltaron las principales estructuras que presentan actividad neotectónica posterior al levantamiento cenozoico de las Sierras Pampeanas Orientales y que son determinantes tanto de su morfo-estructura regional actual como así también de la localización de las fallas con actividad neotectónica, consecuencia de la orogenia andina, como lo son: las fallas Sierra de San Marcos, Cosquín, Carlos Paz-Villa Independencia, San Pedro, Potrero de Garay y Santa Rosa. Estos autores confirmaron la existencia de 2 fases de fallamiento en el Cenozoico tardío, siendo la primera desarrollada en el Mioceno-Plioceno y la segunda de edad pleistocena tardía.

Costa y Vita Finzi (1996) y Murillo (1996) han reconocido al SE de las Sierras Pampeanas, relacionadas a la falla El Molino, migmatitas precámbricas muy cizalladas sobrecorriendo los depósitos fluviales pertenecientes al Terciario tardío y Holoceno. La misma presenta un azimut de 355°N y plano buzante 45°E, con presencia de estrías de falla y material cataclástico envolviendo fragmentos del basamento y sedimentos jóvenes. El número de eventos sísmicos no pudo definirse, pero indicaron al menos 3,1 m de desplazamiento, probablemente cosísmico, de los cuales 2,10 se habrían producido durante los últimos 1300 años.

Costa (1996) realizó un análisis neotectónico en donde encontró que las deformaciones más significativas es posible observarlas en las laderas occidentales de las sierras de San Luis y Comechingones, donde hay mayor indicio de fallamiento cuaternario. Ambas estructuras se caracterizan por ser de carácter inverso, variando entre las mismas el grado de buzamiento. Siendo el mismo para la falla de San Luis de entre 10° y 55° E y de entre 45° y 55°E para la falla de Comechingones. El autor atribuye el último evento significativo de las mismas al período Plioceno Superior-Pleistoceno, durante la tectónica andina, continuando el movimiento luego pero con menor intensidad en relación al período anterior. Posteriormente en el 2001, Costa establece que algunas de las deformaciones del sur de las sierras de Córdoba (sur-este de las Sierras Pampeanas), indican significantes desplazamientos durante el cuaternario e incluso finales del Holoceno. Los mismos estarían relacionados a eventos con M 6,5, de los cuales al menos 2 de los mismos habrían ocurrido a lo largo de la falla El Molino durante los últimos 1300 años.

En el 2003, Massabie *et al.* en los trabajos realizados en las Sierras Bajas de San Marcos Cruz del Eje, flanco occidental de las Sierras Pampeanas, que han tenido reactivación Cuaternaria, intentan determinar la evolución temporal y espacial de la actividad neotectónica asociada al fallamiento andino, llegando a la conclusión, a partir de factores de control estructural, geomorfológicos, sedimentológicos, paleontológicos y radimétricos, que las dos últimas etapas reconocidas del levantamiento de la Sierra Baja de San Marcos son atribuidas al Holoceno tardío.

Asociados a la falla de Sierra Chica se pueden resaltar los siguientes antecedentes:

Kraemer *et al.* (1988) estudiaron la falla de Santa Rosa y encontraron evidencias de fallamiento cuaternario, al hallar el basamento ígneo-metamórfico sobre sedimentos detríticos de edad cenozoica. El análisis de las mismas permitió el planteamiento de dos hipótesis respecto a las direcciones de los esfuerzos deformacionales actuantes y a los episodios de fallamiento, distinguiéndose al menos dos eventos sísmicos que hasta el momento continúan en discusión.)

Bonalumi *et al.* (1999) explican que los depósitos cenozoicos pedemontanos más jóvenes afectados por la falla Sierra Chica son considerados en forma amplia de edad pliocena-pleistocena, en base a restos de vertebrados fósiles hallados en diferentes localidades. (Castellanos, 1944; Kull y Methol, 1979; Lencinas y Timonieri, 1968). Años más tarde Bonalumi *et al.* (2005) determinaron 2 eventos sísmicos para la falla de Santa Rosa; un evento de posible edad Plioceno superior y otro de edad estimada post-Pleistoceno medio (o Pleistoceno superior). Este último evento coincidiría con el último episodio de movimiento de la estructura.

En 2011, Gallo en su trabajo en la falla Sierra Chica, en la sección Las Peñas-Los Cóndores, confirmó la continuidad de la falla Sierra Chica hacia el sur en la llanura. En su análisis, determinó la presencia de una plano de falla principal y 2 fallas secundarias, donde la sección de la falla principal presenta un rumbo de 330° N, buzamiento al E, y un movimiento inverso con componente de rumbo sinistral. A partir de su análisis paleosismológico ha podido interpretar la ocurrencia de 2 terremotos fuertes con epicentro en la región, cuyas edades son Pleistoceno medio-superior y Holoceno Superior

Bettiol (2012) realizó un estudio neotectónico y paleosismológico de la falla Sierra Chica y Las Peñas, donde de acuerdo a las deformaciones dúctiles y frágiles relevadas, pudo extender la traza de ambas fallas desde la latitud de Berrotarán hacia el sur en la llanura hasta, al menos, el río Cuarto. En su análisis interpretó 3 paleoeventos sísmicos asociados a las dos fallas que son cronológicamente coincidentes con los determinados para el Norte de la falla de la Sierra Chica, por Massabie (1991, 2003), Costa y Vita Finzi (1996), Costa (2001), Bonalumi *et al.* (2005) y Gallo (2011) y con los determinados para la falla de Las Lagunas, al sur, por Sagripanti (2006) y Seitz (2009). Los paleoeventos interpretados habrían tenido lugar desde el Holoceno inferior hasta el Holoceno superior.

Santinelli (2013) en su trabajo sobre la traza de la falla Sierra Chica, sección embalse de Río Tercero-Villa General Belgrano, las estructuras deformacionales relevadas y el análisis morfoestructural de la traza, permitió delimitar 3 secciones de la falla Sierra Chica con diferentes rumbos (000° N, 320° N y 330° N). Reconoció un evento paleosísmico que lo asignó al Pleistoceno Superior y la paleomagnitud que habrían alcanzado los paleoterremotos se estiman entre Ms 7,0 y Mw 6,9.

En la región sur de las Sierras Pampeanas de Córdoba se han relevado numerosas estructuras deformacionales (pliegues, fallas, etc.) y generadas por licuefacción (diques clásticos, volcanes de arena, etc.), y morfologías superficiales (escarpas, pequeñas escarpas) cuaternarias vinculadas a la falla de Las Lagunas ubicada en proximidades de la localidad de Sampacho. Algunos antecedentes que se pueden mencionar son:

Migorance (1991) realizó estudios en la Falla de Sampacho (Las Lagunas), en donde calculó para el terremoto de 1934 una escarpa secundaria de 8 km de longitud y un resalto de 25 cm, considerando que la longitud total de la escarpa es de 24 km. Para dicha longitud calculó el Terremoto Potencial Máximo (TPM) de Ms 6,5 con un período de recurrencia de 1.250 años.

En 2003 Sagripanti *et al.* realizaron un estudio de las características morfológicas de las escarpas desde las últimas estribaciones de las Sierra de Comechingones hasta la localidad de Sampacho, lo cual ha permitido reconocer y corroborar la presencia de escarpas múltiples eventos, siendo estas una importante registro de evidencias de la deformación actuante en el Cuaternario en la falla de Las Lagunas.

Sagripanti *et al.* (2009) realizó un análisis de la paleosismicidad y sismicidad en la región sur de la provincia de Córdoba, los antecedentes, indican una importante actividad sísmica a esta latitud y en la actualidad es frecuente, registrándose más de ciento cincuenta microsismos que no superan M 3,0. Consideran que el potencial sismogénico es mayor que el considerado actualmente y por lo tanto es probable que un terremoto fuerte, con epicentro en la región exceda, en un 100%, las aceleraciones esperadas afectando a un mayor número de poblaciones. Las evidencias paleosísmicas identificadas mediante la técnica de logging de trincheras, revelan la ocurrencia de fuertes paleoterremotos en este sector de intraplaca para la última parte del Holoceno.

Seitz (2009) definió nuevas secciones de la falla Las Lagunas hacia el NE, en proximidades de la localidad de Río Cuarto, extendiendo su longitud, hasta los 70,5 km. A su vez, determinó que la distribución temporal de los fuertes paleoterremotos interpretados en su zona de estudio, con un intervalo de recurrencia de 1,0 ka, indican un patrón de agrupamiento de eventos en la última parte del Holoceno.

Villalba (2011) a partir de sus investigaciones encontró importantes evidencias de deformación mecánica, que corresponde a al menos 4 fuertes terremotos, con ruptura en superficie. Concluyendo que la falla Las Lagunas posee una escarpa multieventos.

De acuerdo a los antecedentes, las estructuras mencionadas han experimentado movimientos durante el Cuaternario, lo que sugiere que podría haber otras posibles fuentes sísmicas en las Sierras Pampeanas, las cuales se encuentran en la actualidad sin identificar.

Es por ello que, dado a la escasa información sobre el potencial sismogénico de las fallas con probada actividad cuaternaria, como es el caso de la falla El Molino, es que se pretende avanzar en el conocimiento del mismo para esta estructura mediante la realización de un análisis paleosismológico que permita obtener algunos parámetros de la estructura como:

período recurrencia, longitud de ruptura, paleomagnitud, tasa de movimiento, desplazamiento por evento, etc., que permitan parametrizar a la estructura y también hacer una estimación de paleomagnitud y magnitud de terremotos posibles asociados a dicha falla. A partir de estos datos se podrá hacer un análisis comparativo de las deformaciones y los eventos sísmicos ocurridos en la falla El Molino con los acaecidos al Este (falla Sierra Chica) y Sureste de las Sierras de Comechingones, para lograr una mejor comprensión de la actividad cuaternaria y el comportamiento de las fallas de intraplaca.

Una síntesis de los eventos paleosísmicos Terciarios-Cuaternarios interpretados por diferentes autores se presenta en la tabla 4.1 con el fin de facilitar el posterior análisis.

	Mioceno			Plioceno			Pleistoceno			Holoceno			Estructura
	I	M	S	I	M	S	I	M	S	I	M	S	
MASSABIE (1991)			■										Sierra Baja de San Marcos, Cosquín, Carlos Paz, Villa Independencia, San Pedro, Potrero Garay y Santa Rosa
COSTA (1996)						■							San Luis -Comechingones
COSTA-VITA FINZI (1996)												■	El Molino
COSTA (2001)												■	El Molino
MASSABIE (2003)												■	Sierra Baja de San Marcos
BONALUMI (2005)						■						■	Santa Rosa
SAGRIPANTI (2009)						■						■	Las Lagunas
GALLO (2011)												■	Sierra Chica: sección Las Peñas- Los Cóndores
BETTIOL (2012)												■	Sierra Chica- Las Peñas
SANTINELLI (2013)												■	Sierra Chica: sección embalse de Río Tercero- Villa General Belgrano

EVENTOS	E1	E2	E3	E4

Tabla 4.1: Resumen de los eventos paleosísmicos Terciarios-Cuaternarios interpretados por diferentes autores, desde 1991 hasta 2013. Modificado de Santinelli 2013.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS PALEOSISMOLÓGICO



5.1 INTRODUCCIÓN

La Paleosismología comprende el estudio de terremotos prehistóricos, especialmente su localización y paleomagnitud. Su objetivo es la búsqueda, identificación y caracterización de deformaciones superficiales generadas por terremotos prehistóricos fuertes, comúnmente de $M > 5,5$, cuyas evidencias en la superficie de los suelos comprenden rupturas cosísmicas, escarpas y pequeñas escarpas, junto a deformaciones de sedimentos no consolidados resultantes de la propagación del plano de falla (Wallace, 1977; Philip y Meghraoui, 1983; Pantosti *et al.* 1992, McCalpin, 1996).

Los datos adquiridos por los paleosismólogos, cuyo trabajo se basa en interpretar la evidencia geológica creada por un terremoto en particular permiten lograr información de una ventana temporal absolutamente necesaria, para alcanzar una mejor caracterización del peligro sísmico, principalmente en regiones de sismicidad moderada a baja. La evidencia encontrada permite extender hacia atrás en el tiempo, el límite de observación e interpretación y posibilitan reconstruir la sismicidad prehistórica de una región aportando información sobre los diferentes parámetros de la estructura, como son, la presencia de rupturas superficiales asociadas a distintos paleoeventos sísmicos y la estimación de las tasas de movimiento de la falla a corto y largo plazo. El análisis de ambos parámetros contribuye a determinar la ocurrencia de eventos con magnitud igual o superior a $M 6,5$ para el ámbito de las Sierras Pampeanas y la estimación del ciclo sísmico de la falla con su probable recurrencia (Costa, 2004).

En ambientes de intraplaca contar con sólo el registro sísmico histórico e instrumental es insuficiente para comprender la sismicidad de una zona, ya que los intervalos de recurrencia de terremotos moderados-fuertes, por lo general, exceden ese período de registro de observación. Por este motivo el análisis paleosismológico se considera como una herramienta fundamental para interpretar las deformaciones producidas por terremotos que generan rupturas en superficie e importante para la determinación del número de paleoterremotos, paleomagnitudes, tasas de desplazamientos e intervalos de recurrencia de fuertes terremotos en regiones donde se dispone de escasa información sismológica y las fallas no presentan evidencia de deformación en superficie (Bonilla, 1988; McCalpin, 1996; Costa, 2004).

La interpretación de las deformaciones se torna más difusa cuando el movimiento de las estructuras es contemporáneo con la sedimentación/erosión y las deformaciones no alcanzan a generar una impronta en superficie (Costa, 2004). El tamaño y la distribución de las mismas dependerá de la energía liberada, la profundidad hipocentral, la duración del movimiento, el carácter de la falla y de los materiales afectados (Machette, 1989; De Polo y Slemmons 1990; Pantosti y Yeats 1993; Meghraoui y Doumaz 1996; Crone *et al.* 1997; Audemard *et al.* 1999; Phillip *et al.* 2001).

El análisis de las deformaciones requiere de la búsqueda, en el registro geológico, de evidencias geomorfológicas y estratigráficas generadas por fuertes paleoterremotos expuestas en los perfiles de las trincheras donde se las describe e interpreta. La correcta localización de la trinchera garantiza, en gran parte, el éxito del trabajo por lo que se debe tener siempre en cuenta la existencia de un registro sedimentario lo más completo posible; la preservación de techo y base de los mismos horizontes estratigráficos, tanto en el bloque elevado como en el hundido, para luego calcular el desplazamiento acumulado en diferentes estratos e individualizar horizontes de evento y, si es posible, la presencia de materiales para realizar dataciones (Costa, 2004).

Los estudios neotectónicos realizados por Costa *et al.* (2001) sobre la falla El Molino demuestran su posible actividad cuaternaria, ya que presenta características morfológicas y estructurales distintivas que permitirán hacer un estudio paleosismológico en detalle. Dicho análisis, tendiente a caracterizar las posibles deformaciones registradas en los sedimentos y el basamento, permitirá definir algunos parámetros sismogénicos de la falla con el fin de poder reconstruir la historia paleosísmica y el peligro sísmico asociado a la misma

Conocer la historia paleosísmica de una región en particular, nos ayuda a entender muchos aspectos neotectónicos, como los patrones regionales de deformación tectónica y el comportamiento de las fallas sismogénicas (McCalpin, 1996). Por lo tanto, la búsqueda de evidencias paleosismológicas y de deformaciones registradas en los sedimentos cuaternarios, tanto cosísmicas (planos de ruptura, plegamientos, licuefacción, pequeñas escarpas, etc.), como post sísmicas (deslizamientos laterales, reptación), generadas en la zona de *ground shaking* de la falla El Molino, será fundamental para parametrizar la estructura y así avanzar en el conocimiento de su potencial sismogénico asociado, como complemento de un estudio neotectónico de la región.

En la zona de estudio elegida para realizar el presente trabajo, se cuenta con una importante cantidad y calidad de sitios potenciales de investigación, ubicados sobre la traza de la falla El Molino, excavados naturalmente por la red de drenaje, que permitirán identificar y caracterizar la naturaleza de las deformaciones neógenas-cuaternarias asociadas a la misma.

Estos lugares, debido a la dinámica propia de los canales de régimen efímero o fuertemente estacionales, característicos de este sector de la escarpa de la Sierra de Comechingones, exponen amplios frentes con perfiles estratigráficos casi completos del Cuaternario en contacto con el basamento cristalino, lo que hace posible encontrar, analizar, diferenciar, datar y caracterizar evidencias paleosísmicas.

Estratigráficamente los materiales presentes en el área son principalmente sedimentos cuaternarios de origen aluvial y fluvial y un basamento cristalino ígneo-metamórfico de edad

Precámbrica-Cámbrica. Los primeros son propensos a desarrollar estructuras de deformación durante la agitación sísmica. Estos registros de deformaciones cosísmicas, en el perfil estratigráfico, son importantes para conocer el número de eventos paleosísmicos y poder estimar cual fue la paleomagnitud del terremoto máximo ocurrido, permitiendo esta información estimar parámetros que caracterizan el potencial sismogénico de la falla como el período de recurrencia, tasa de movimiento, magnitud máxima esperada, longitud de ruptura, entre otros.

5.2 EXCAVACIÓN DE TRINCHERAS

A partir de los estudios litológicos, geomorfológicos, estructurales, hidrológicos y sobre la base de la fotointerpretación de fotografías aéreas verticales y oblicuas tomadas a baja altura y con bajo ángulo de incidencia solar, se definieron un total de 7 sitios potenciales para la ubicación de trincheras de exploración (Fig. 5.1). Es oportuno aclarar que, estos sitios se ubican perpendiculares a la traza de la falla El Molino y que, en algunos, se relevarán perfiles trincheras principales mientras que otros solamente se utilizarán para realizar el control estructural de la continuidad de la traza de la falla hacia el norte.

Para ello, se han aprovechado cortes o secciones transversales, tanto naturales como antrópicos, generados, o por cursos fluviales o por obras civiles viales, ubicados sobre la traza de la falla El Molino (FEM) que exponen cortes que muestran el basamento precámbrico-cámbrico y los depósitos aluviales cuaternarios afectados por la actividad de la falla. Se considera que estos sitios ofrecen las mayores posibilidades de presentar evidencias de actividad tectónica cuaternaria debido a la expresión morfológica superficial mostrada por la falla y por la presencia de diferentes niveles de sedimentos, que son propensos a desarrollar estructuras deformacionales, frágiles y dúctiles, generadas por agitación sísmica. Ambas características permitirán relevar información de la estructura, con la que se podrá reconstruir la sismicidad prehistórica de la región.

En los sitios elegidos se realizó la recolección de datos en los perfiles de las trincheras, aplicando metodologías propias de los estudios paleosismológicos. Para ello se rectificó y se limpió la superficie de la pared lateral, con herramientas de mano (pala, *scraper*, cepillos, etc.) y sobre el perfil sedimentario como técnica de levantamiento, se dispuso de una línea horizontal, materializada con un hilo de algodón y nivelada con el fin de contar con un plano de referencia que facilite la interpretación y una mejor representación de la estructuras de deformación. El relevamiento de las paredes de las trincheras se realizó sobre la base de un *foto-log*, (secuencia de fotos tomadas a la misma distancia focal) sobre las cuales se dibujó el *sketch* de las estructuras y los contactos entre unidades litológicas. A partir de estos esquemas y con la información obtenida, se procedió al análisis de los datos con los que se realizó la

reconstrucción de los distintos estadios de deformación sufridos en la zona por el movimiento de la estructura.

A modo de lograr unificar criterios de interpretación descriptos en los diferentes perfiles, en el *sketch* se utilizaron por convención, las siguientes referencias:

Contactos entre unidades litológicas: líneas continuas de color anaranjado

Contactos inferidos: líneas de trazos de color anaranjado

Estructuras frágiles:

Fallas: líneas continuas de color rojo, con indicación de movimiento relativo de bloques

Discontinuidades: líneas continuas de color rojo, finas

Estructuras inferidas: líneas de trazos de color rojo

Estructuras dúctiles:

Niveles plegados: líneas continuas de color verde

La notación que se usa para describir metro a metro es mn° , es decir m1, m2, etc.

La presentación en el texto de las descripciones e interpretaciones de las trincheras se realiza de sur a norte, estas han sido denominadas T1, T2, T3, T4, T5, T6a, T6b y T7 y su ubicación geográfica, dentro del área de estudio; se muestra en la figura 5.1.

5.2.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DESCRIPTAS

La descripción litológica lito-estratigráfica de las diferentes formaciones expuestas en las trincheras se realizó de base a techo, lográndose definir las siguientes unidades:

Unidad A: conformada por basamento metamórfico fracturado, el cual se compone principalmente de migmatitas, muy alteradas. Es posible observar también rocas gnéisíticas y esquistosas. En algunos sectores, las migmatitas se caracterizan por su color amarillento, mientras que en otros, su tonalidad se vuelve rojiza. Es característico verlas atravesadas por venillas de cuarzo. La edad aproximada del mismo es precámbrica-cámbrica Kraemer *et al.* (1995).

Unidad B: constituida por un conglomerado de grano fino, con presencia de bloques de grandes dimensiones de manera aislada. La matriz se compone de arenas, y los bloques presentes, son muy angulosos de variables dimensiones alcanzando los 50 cm. Estos provienen de las migmatitas del basamento cristalino. En algunos sectores esta unidad se observa con una coloración rojiza. Se le asigna un origen aluvial y podría corresponderse con la Formación Papagayos (Bonalmi *et al.* 1999) de edad pliocena-pleistocena Inferior.

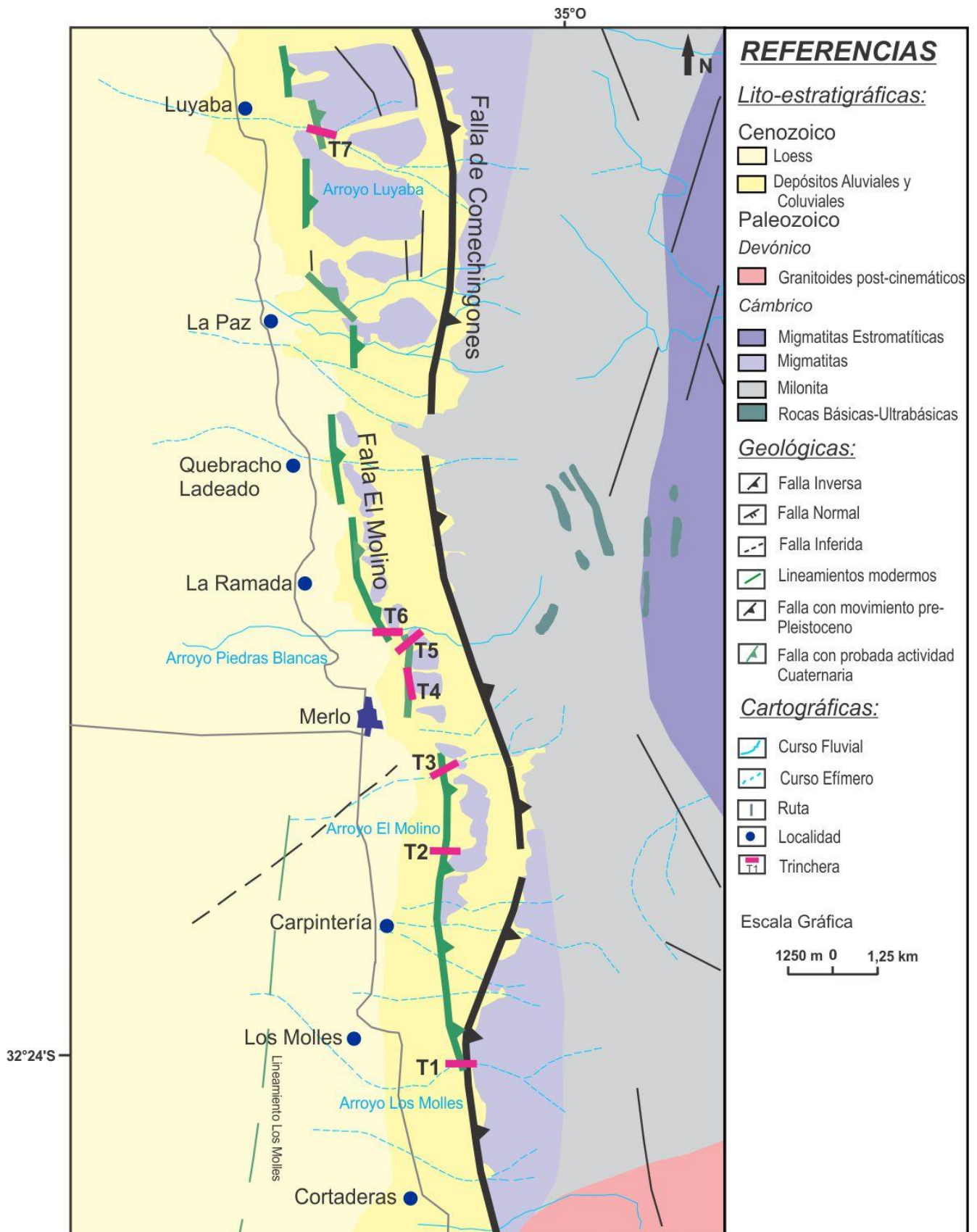


Figura 5.1: Mapa de ubicación de la traza de las fallas Comechingones y El Molino,

y de las trincheras realizadas.

Unidad C: está compuesta por un conglomerado matriz soportado, integrado por clastos de tamaños y formas muy diversos, variando de 10 a 70 centímetros. En algunos lugares predomina la forma oblada, pero es variable dependiendo el sector. El eje A de los clastos se encuentra en dirección SO-NE. Con respecto a la composición los clastos proceden del basamento metamórfico, migmatitas en su mayoría, encontrándose en menor proporción clastos de composición gnéssica. La matriz es limo-arenosa y el espesor de la unidad alcanza los 1,5 metros. El origen de dicha unidad podría atribuirse a un depósito fluvial de alta o muy alta energía. La unidad C podría formar parte del conglomerado Merlo, cuya edad asignada es pleistocena (Costa *et al.* en prensa)

Unidad D: conforma la unidad un conglomerado matriz soportado, granodecreciente, que hacia el techo culmina con facies de areniscas. Localmente es posible identificar la presencia de paleocanales de granulometría más gruesa, conformados por clastos de diferentes tamaños, cuyo eje A varía de 5 a 10 cm. Esta unidad se correlaciona con la Formación Río Conlara de edad pleistocena (Costa *et al.* en prensa).

Unidad E: conforma el cuerpo un conglomerado matriz soportado granocreciente, con matriz limo-arenosa y gravas de composición metamórfica y de diversos tamaños, alcanzando los 15 cm en algunas secciones en el techo de la formación. El espesor máximo de la unidad es 1,4 metros. Puede asignársele un origen aluvial y dicho depósito se correlaciona con la Formación Charbonier definida por Carignano (Bonalumi *et al.* 1999) de edad pleistoceno superior.

Unidad F: la unidad constituye un depósito gravitacional, de una escarpa inversa que indicaría evidencias de ruptura superficial, por lo tanto se considera a este depósito como una cuña coluvial. La misma se compone de materiales sueltos, donde es posible encontrar bloques de basamento de diferentes tamaños rodeados por una matriz de materiales más finos como arenas, limos y arcillas. Se supone para dicha unidad una edad Pleistoceno Superior.

Unidad G: compuesta por un conglomerado con matriz areno arcillosa que proporcionalmente aumenta hacia el techo del depósito. El espesor de la unidad varía entre 50 cm y 1 m. El tamaño de clastos es, en su mayoría uniforme, no superando los 5 cm el eje A. Los mismos, en sectores, muestran una débil imbricación hacia el noreste. Se supone, para dicha unidad, un origen aluvial y se podría correlacionar con la Formación Guanaco Muerto de edad holocena (Bonalumi *et al.* 1999).

Unidad G1: compuesta por materiales sueltos, donde se encuentran bloques de diferentes tamaños rodeados por una matriz constituida por arenas, limos y arcillas. La unidad

constituye un depósito gravitacional por lo que se lo considera a este depósito como una cuña coluvial, de edad holocena.

Unidad H: constituida por un conglomerado matriz soportado con tamaño variable de clastos que, en general, son de mayores dimensiones que los de la unidad E subyacente. Los clastos que se encuentran provienen del basamento metamórfico. El espesor de la unidad varía de 50 m a 1,5 m. Se supone, para dicha unidad, un origen aluvial cuyos sedimentos se corresponderían con depósitos aluviales del Holoceno.

Unidad I: se conforma por depósitos de materiales finos, de color pardo oscuro, que en algunos sectores alcanza los 50 cm de espesor, con desarrollo de vegetación y procesos edáficos fuertemente instalados que constituyen el suelo actual.

5.2.2 DESCRIPCIÓN DE LAS TRINCHERAS

5.2.2.1 Trinchera Los Molles (T1)

Esta Trinchera de rumbo aproximado 080° N se encuentra ubicada en cercanías a la localidad de Los Molles (coordenadas $32^{\circ}27'06,87''$ LS y $64^{\circ}58'25,26'$ LO), más precisamente en el predio del camping El Talar. En este sitio existe un cierre al drenaje del arroyo Los Molles, que conforma un pequeño azud. Aguas abajo del mismo y sobre la margen izquierda se sitúa la T1, casi perpendicular a la traza de la falla El Molino, cuya orientación en este sector es de 340° N (Figs. 5.1 y 5.2). El perfil que constituye la trinchera enfrenta el norte y el relevamiento, descripción y foto-log del mismo se realizó en sentido E-O. Sus dimensiones son de aproximadamente de 13,5 m de largo por 2 m de alto.



Figura 5.2: a) Ventana de foto aérea vertical de la escarpa principal de la Sierra de Comechingones con la ubicación de la T1. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura con bajo ángulo de incidencia solar, donde se indica la traza de la falla El Molino y la ubicación de la T1.

Estructuras Deformacionales Identificadas

En el relevamiento geológico-estructural de la T1 denominada Los Molles, se observan diferentes deformaciones, tanto frágiles como dúctiles (Fig. 5.3). A continuación se describen las estructuras identificadas en cada uno de los bloques generados por el fallamiento.

BLOQUE ELEVADO

Los materiales que componen este bloque pertenecen a la unidad A, ya que está conformado por migmatitas, que en este sector varía el grado de deformación y alteración.

Las estructuras frágiles están representadas por 2 familias de discontinuidades. La primera de ellas, observable a partir del m1, se caracteriza por aumentar su densidad cerca del fallamiento principal (FEM). Dicha familia posee un buzamiento de 25 ° hacia el Este con un rumbo de 330° N (Fig. 5.3b). El segundo grupo de fracturas, presente entre los m1-m8, tiene un buzamiento variable entre 30°-40° E con tendencia a verticalizarse en proximidades a la zona de mayor fracturación (m9-m11). Ambas familias se caracterizan por ser sintéticas al plano de la falla El Molino (m11) (Fig. 5.3b).

A partir del m9 se encuentra la zona de falla, en donde se observa un importante cambio en el basamento, encontrándose muy fracturado y siendo difícil de distinguir la migmatita, al encontrarse sumamente alteradas.

El número de planos aquí presentes aumenta y poseen un espaciamiento mucho más apretado, siendo sintéticos a la falla principal (FEM). El buzamiento que poseen dichas fracturas se encuentra alrededor de los 35° E.

En el m10 se encuentra el plano de falla principal de la falla El Molino. El mismo muestra una variación hacia el techo del perfil, de su buzamiento entre 35° y 45°E (m10,5) (Fig.5.3b). La falla pone en contacto la unidad A, basamento de edad precámbrica-cámbrica, con la unidad C, constituida por sedimentos conglomerádicos de edad pleistocena (Fig. 5.3.c). Se determinó un desplazamiento de inclinación mínimo de 1,20 m de movimiento acumulado para la falla. El mismo fue medido entre A y A', ya que en el sector donde puedo verse un desplazamiento de la unidad A por encima de la unidad C. A partir del mismo se calculó el rechazo vertical obteniéndose un valor de 0,85 metros. Cabe destacar que el desplazamiento puede ser superior al medido en el perfil.

Dentro de las deformaciones dúctiles identificadas se reconocieron en el m1, en la roca migmatítica, la presencia de un pliegue chevron de escala mesoscópica cuya vergencia es hacia el suroeste. Los flancos se encuentran buzando hacia el NE y la dirección de inmersión del eje es hacia el SE.

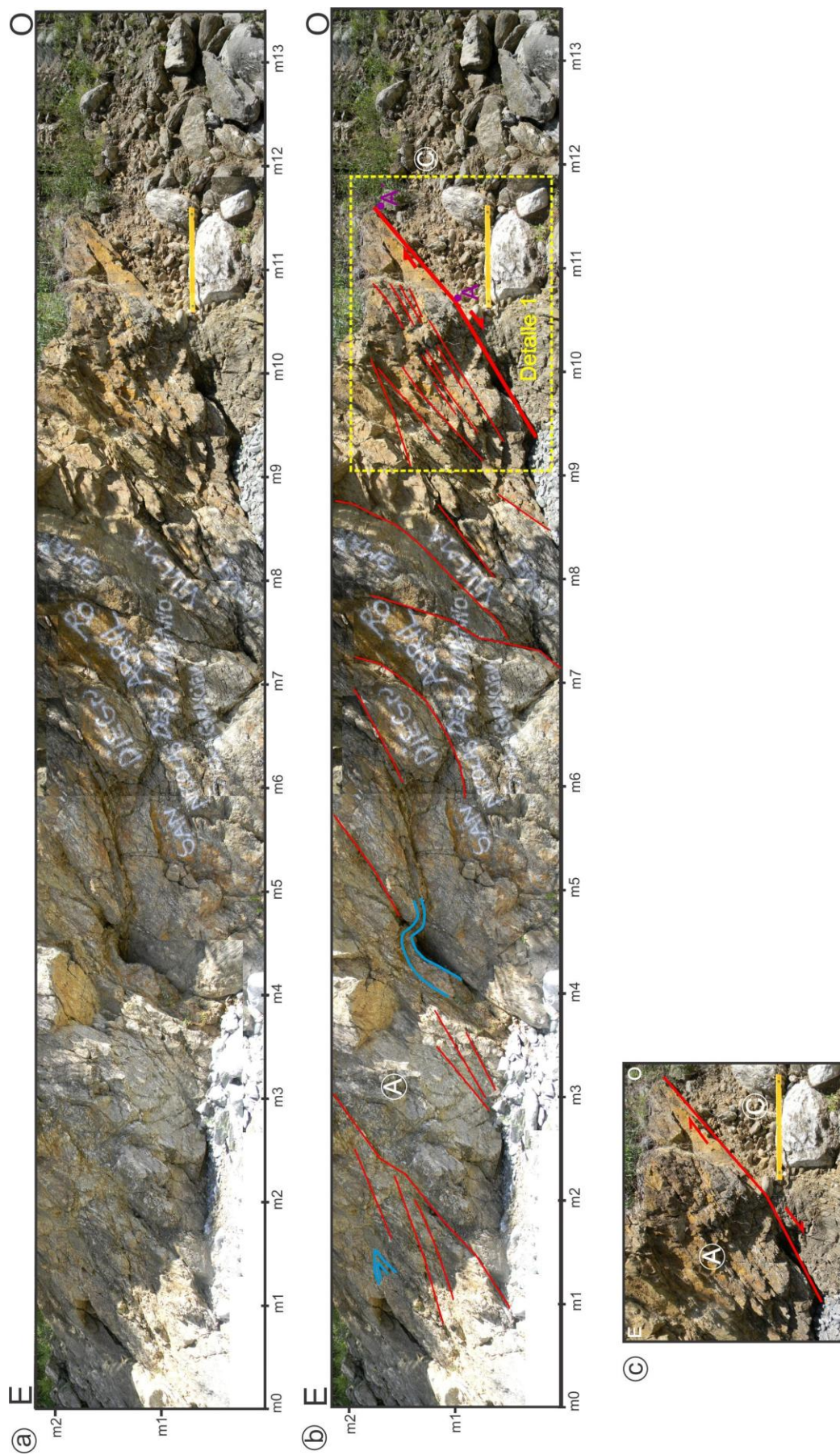


Figura 5.3: a) Foto-log de la trinchera 1 (los Molles). b) Sketch donde se presentan las estructuras reconocidas, una vista en perfil del corrimiento del basamento sobre los sedimentos pleistocenos, y el desplazamiento mínimo del mismo (AA'). c) Detalle del plano de corrimiento ubicado entre el m9-12 de la figura b.

En el centro del perfil (m4) es posible observar un pliegue inclinado, antiforme de escala mesoscópica, con vergencia hacia el oeste y con su plano axial inclinado hacia el E.

En este sector es posible observar en el basamento indicadores cinemáticos, del tipo sigma, que permiten interpretar un movimiento en sentido inverso en las migmatitas. La observación de estos indicadores en este sector es posible debido a que las mismas se encuentran menos alteradas y no se ven tan afectadas por las estructuras frágiles.

Cabe aclarar que las deformaciones dúctiles encontradas en la unidad A, como planos de foliación, pliegues e indicadores cinemáticos son de edad famatiniana y generados en un nivel cortical frágil-dúctil.

La zona de corrimiento no presenta en este sector gran desarrollo, pero es posible reconocer entre el contacto de ambos bloques la presencia de materiales de origen cataclástico como harina de falla.

BLOQUE HUNDIDO

Está constituido por la unidad A y C. Esta última se compone de un conglomerado clasto soportado granodecreciente, con clastos subredondeados de gran tamaño alcanzando algunos los 70 cm. La composición de los mismos es migmática y no es posible observar entre ellos una orientación preferencial. En este bloque no se reconocieron estructuras frágiles o dúctiles.

INTERPRETACIÓN

A partir de la información relevada en la Trinchera T1, principalmente la que aportan las deformaciones frágiles reconocidas en el bloque elevado (basamento cristalino), la presencia de arcillas de origen cataclástico que corresponden a la zona de corrimiento, permite interpretar que el sector se encuentra estructuralmente afectado por la actividad tectónica.

Las evidencias relevadas han permitido interpretar la presencia de una falla inversa con buzamiento promedio de 45° hacia el NE, donde el basamento cristalino (Unidad A de edad precámbrico –cámbrico) está en contacto con los depósitos Cuaternarios (Unidad C, de edad pleistocena). Se considera que este plano de falla inverso corresponde a la falla El Molino, brazo de la falla Comechingones, y que podría ser la exposición más austral del mismo. Las evidencias de la presencia del corrimiento y lo anteriormente interpretado confirman la actividad cuaternaria de esta falla, cuyo transporte tectónico ha sido hacia el O.

Dado que no existen antecedentes de desplazamientos de esta longitud ocurridos en un solo evento, se puede inferir que el mismo es producto de numeros paleosismos que habrían tenido ocurrencia en el Pleistoceno medio,

5.2.2.2 Trinchera Cerro de Oro (T2)

El perfil de la trinchera T2, es una exposición generada por la intervención antrópica, posee un rumbo de 090° N y se ubica al Este del paraje denominado Cerro de Oro y a 5 km al sur de la localidad de Merlo (32°22'43,26" LS y 64°58'28,22" LO). La falla El Molino en este sector posee un rumbo de 015° N (Figs. 5.1 y 5.4). Esta trinchera corresponde a un corte perpendicular a la traza de la falla, cuyo perfil enfrenta el Norte. La misma se describió en sentido E-O y se realizó con el fin de hacer un control estructural para comprobar la continuidad de la falla El Molino hacia al norte de la T1. Sus dimensiones aproximadas son de 9 metros de largo por 2 metros de alto.

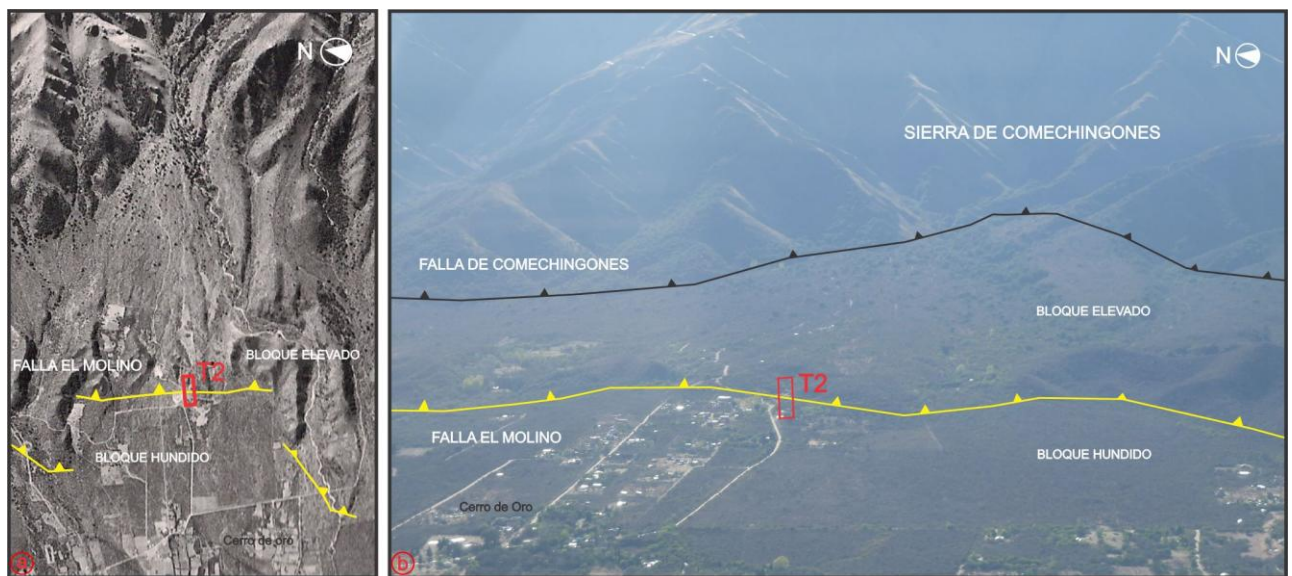


Figura 5.4: a) Ventana de foto aérea vertical con la ubicación de la T2. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura con bajo ángulo de incidencia solar, con la ubicación de la traza de la falla El Molino y la T2 perpendicular a la misma.

Estructuras Deformacionales Identificadas

En el relevamiento de la trinchera 2, sólo se describe el bloque elevado ya que es el que presenta evidencias que permiten confirmar la presencia de la traza de la falla de El Molino en el sector. En él se reconocieron únicamente deformaciones frágiles, las cuales se detallan a continuación (Fig. 5.5)

BLOQUE ELEVADO

Compuesto por la unidad A, migmatitas, que en este sector se encuentran altamente fracturadas con diferentes tonalidades de alteración, haciendo difícil su reconocimiento a escala de afloramiento. En la misma, se reconocieron fracturas buzantes hacia el Este con 2 ángulos de buzamiento preferenciales, pudiendo diferenciarse así 2 familias. La primera posee una intensidad mayor a los 50° E. La segunda, con menos espaciamiento, posee un ángulo de

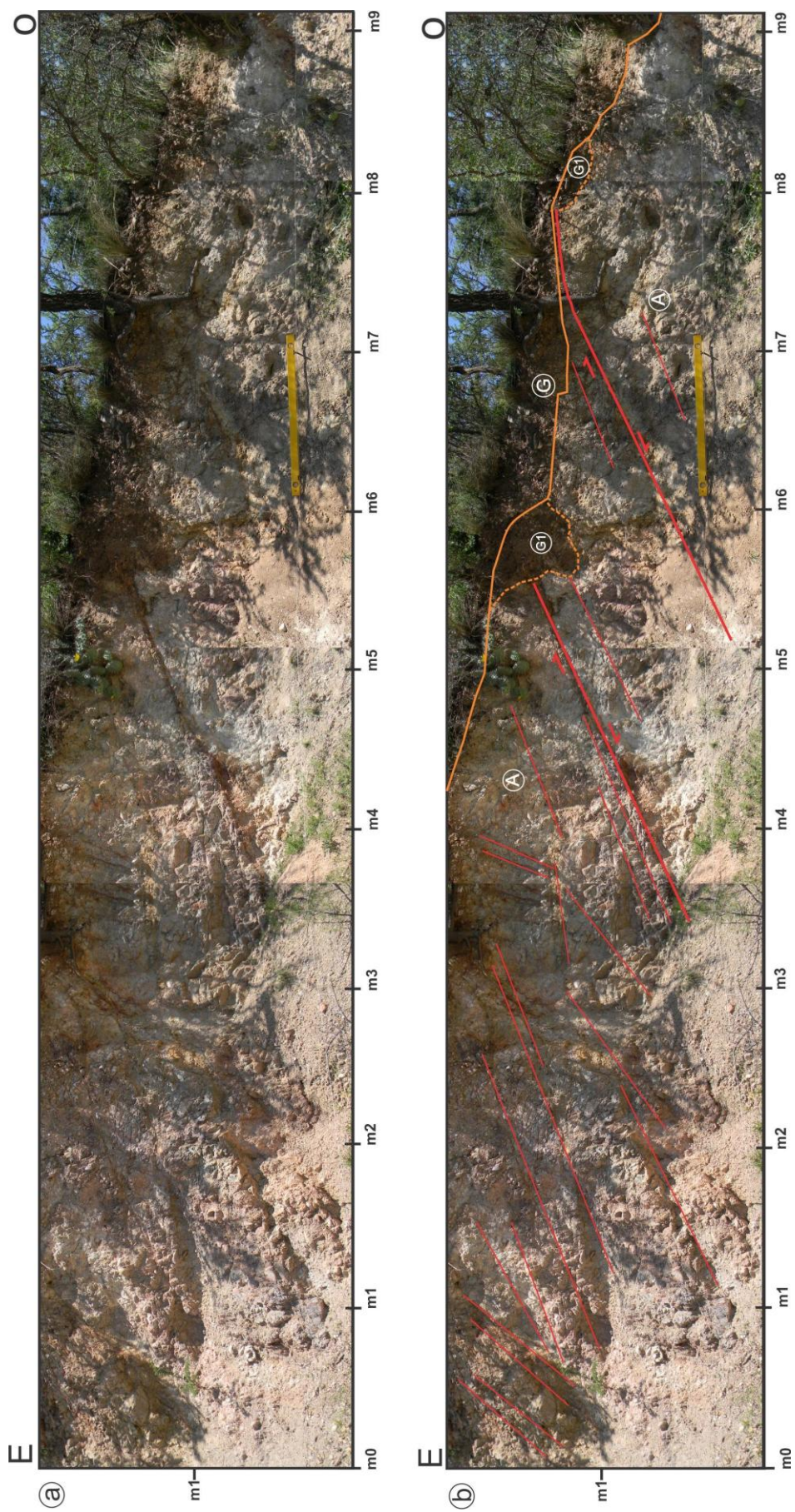


Figura 5.5: a) Foto-log de la trinchera 2, Cerro de Oro. b) Sketch donde se presentan las estructuras frágiles reconocidas, discontinuidades y planos de falla

buzamiento entre 20°-30° E. Ambas familias son sintéticas a los planos secundarios de la falla El Molino.

Por encima del basamento se encuentran los depósitos de la unidad G, de edad Holocena, compuesta por un conglomerado matriz soportado granocreciente de color pardo, con clastos redondeados a subredondeados de composición metamórfica y matriz limo-arenosa. Acompañando esta unidad se encuentra la unidad G1. La misma esta constituida por materiales de la unidad G, que fueron retrabajados por la actividad de las estructuras secundarias, formando un depósito coluvial.

Entre los m3-8 sobre el perfil se han relevado 2 planos de falla secundarios a la falla principal (FEM). La primera fractura se reconoce a partir del m3 hasta el m5, la cual posee una dirección de buzamiento de 105°N y una intensidad de 25°E, donde se reconoce la presencia de material de origen cataclástico como harina de falla. En el m6, donde esta estructura intercepta la superficie se generó una escarpa de 50cm, la cual se encuentra evolucionada generando un talud de detritos representado por un depósito de 30 cm de espesor, interpretado como cuña coluvial e identificado como unidad G1.

Entre los m5-8 se encuentra el otro plano de falla secundario identificado, que posee igual rumbo y buzamiento que la estructura anterior pero que tiende a horizontalizarse hacia el techo de la unidad A. También puede distinguirse el desarrollo de una cuña coluvial de menores dimensiones que la descrita anteriormente, pero de similares características composicionales.

INTERPRETACIÓN

A partir de la descripción de las deformaciones frágiles reconocidas en la unidad A, es posible afirmar que la sección en estudio se encuentra afectada por fallamiento.

Se observó la presencia de 2 fallas inversas secundarias de bajo ángulo con buzamiento de 25° Este, donde el transporte tectónico es hacia el Oeste. Asociadas a ambas estructuras se desarrollaron 2 cuñas coluviales de diferentes dimensiones, pero similar composición (G1).

Se estima que el origen de las rupturas correspondientes a las dos estructuras con movimiento inverso secundarias que afectan la unidad A y que habrían generado las cuñas coluviales, unidad G1, es debido a la ocurrencia de numeros posibles paleoterremotos fuertes, de edades holocenas.

Las diferentes evidencias de deformación frágil encontradas, ya sean mediante los dos planos de ruptura secundarios relevados y las numerosas fracturas sintéticas al fallamiento

principal (FEM), junto con el desarrollo de cuñas coluviales permiten confirmar la presencia de la falla El Molino en este sector y extender el trazo de la misma unos kilómetros hacia el Norte.

5.2.2.3 Trinchera Arroyo el Molino (T3)

La trinchera T3 está ubicada al Este de la ruta N°1, a 4,5 km de la localidad de Merlo. Se encuentra en un frente natural sobre la margen izquierda del arroyo El Molino, coordenadas 32°21'28,13" LS y 64°58'55,79" LO. En esta sección la estructura principal posee un rumbo de 340° N y un buzamiento de 50° E. Esta trinchera enfrenta al noroeste y posee un rumbo 215° N, siendo sus dimensiones aproximadas de 12 m de longitud y 5,5 m de alto. El relevamiento de las evidencias de deformación y el armado del foto-log se realizó en sentido NE-SO (Figs. 5.1 y 5.6).

Estructuras Deformacionales relevadas

A continuación se describen las deformaciones relevadas en el bloque elevado y hundido de la falla presentes en el perfil de la trinchera 3.

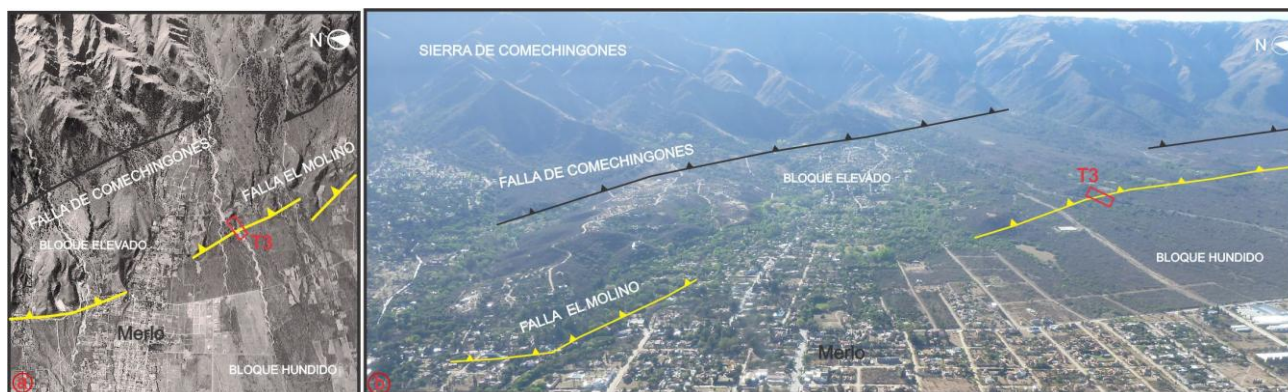


Figura 5.6: a) Ventana de foto aérea vertical con la ubicación de la T3. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura con bajo ángulo de incidencia solar, donde se ubica la traza de las fallas Comechingones, El Molino y la T3.

BLOQUE ELEVADO

Integran este bloque las migmatitas fracturadas y alteradas de la unidad A, subyaciendo a los depósitos de fanglomerados de la unidad G cuyo origen se atribuye a los abanicos aluviales que descienden de la Sierra de Comechingones. Coronando a los mismos se encuentra la unidad H, la cual se compone de un conglomerado matriz soportado con clastos provenientes del basamento y la matriz compuesta por limos y arenas. Dicha unidad se encuentran entre los depósitos más recientes, de edad holocena, del área (Fig. 5.7).

Se identificó entre los m3-6 el plano de falla principal de la falla El Molino, de 50° de buzamiento hacia al Este con rumbo 340° N, se infiere que la estructura podría llegar hasta el

m8. Dicho plano pone en contacto la unidad A, perteneciente al bloque elevado, con los depósitos de las unidades C y F que forma parte del bloque hundido y cuyas edades corresponden al Pleistoceno superior.

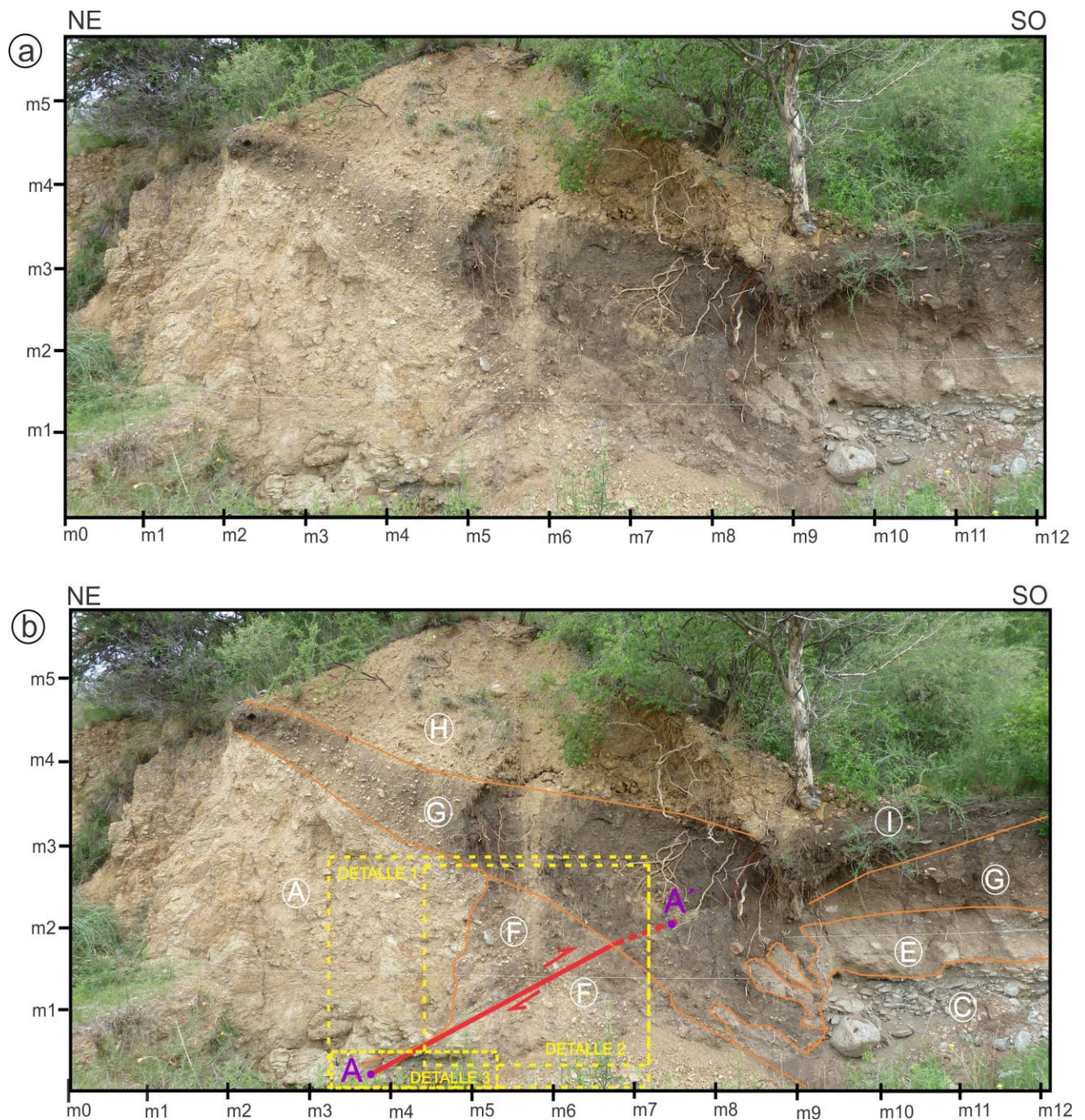


Figura 5.7: a) Foto-log de la trinchera T3, Arroyo El Molino. b) Sketch donde se observa el plano de falla y el contacto entre las unidades.

Los datos relevados u obtenidos en el foto-log de la trinchera 3, permiten determinar que la ruptura ha sido acompañada con un desplazamiento de inclinación de, al menos, 3,10 metros, durante el Pleistoceno-Pleistoceno superior al Holoceno, con un rechazo vertical de 2,3 metros. Este desplazamiento fue medido desde la base del perfil y ha sido identificado con los puntos A-A' (Fig. 5.8)

Entre los m5-7, se pueden definir dos fracturas paralelas que definen una zona de falla de aproximadamente 25 cm de ancho. Dichos planos generaron una escarpa de orientación aproximada NO-SE, con cara expuesta al SO. Producto del colapso gravitacional de la misma se reconoce una cuña coluvial denominada unidad F (Fig. 5.8 y 5.9).

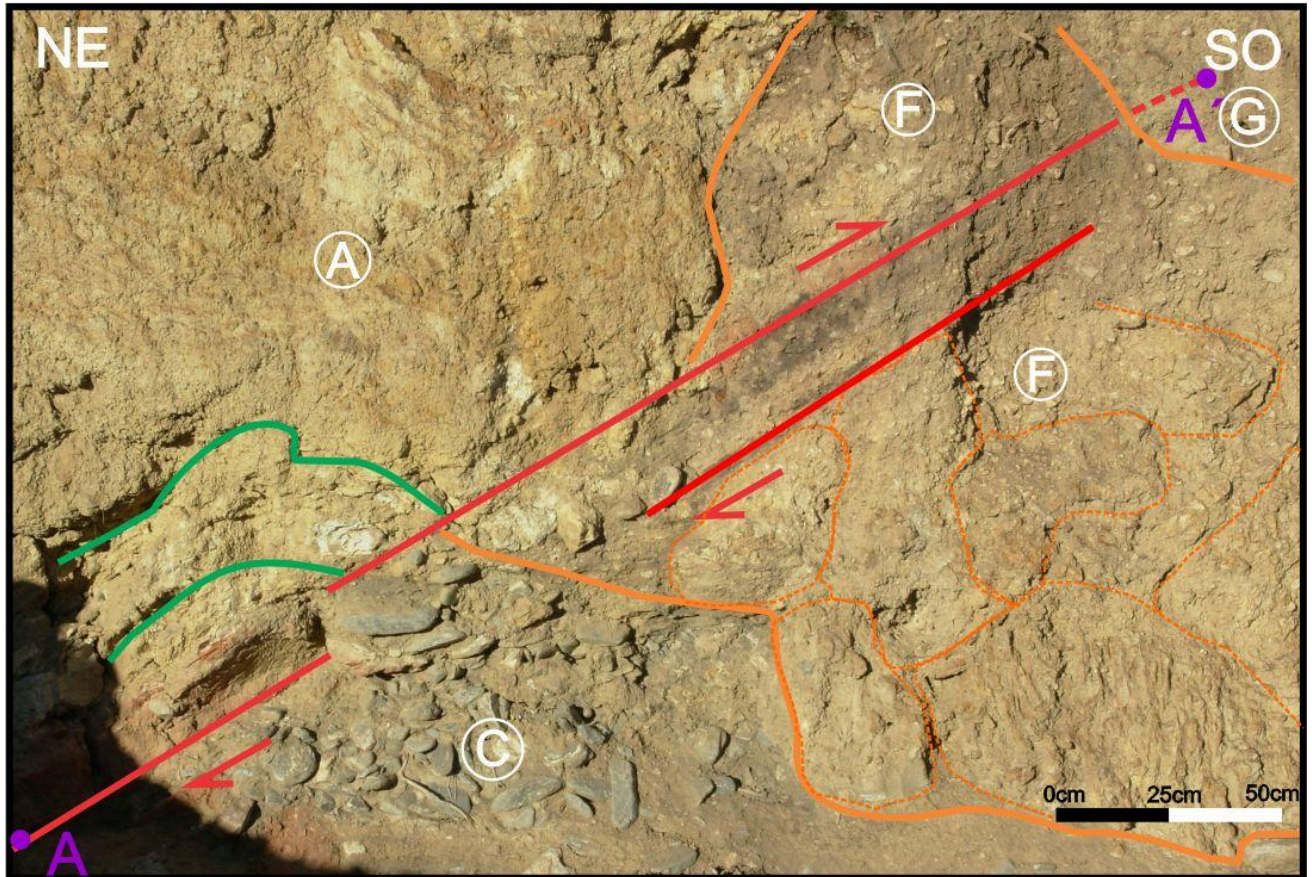


Figura 5.8: Detalle 1 de la figura 5.7 ubicado entre los m3-7m de la T3, donde se presenta la falla El Molino, que pone en contacto a la unidad A con la unidad C. En la unidad F, pueden observarse grandes bloques de basamento. En verde, sobre la unidad A, se encuentra un pliegue con vergencia hacia el SO, los puntos A-A' indican el desplazamiento de inclinación medido.

Es posible reconocer en la unidad A, próximo a la falla, estructuras deformacionales de origen dúctil, como por ejemplo, se reconoce la presencia de un pliegue antiformal cuyo plano axial buza hacia el NE (Fig.5.8).

Donde se encuentran los materiales más finos es posible reconocer la presencia de una familia de discontinuidades suparalelas a la falla principal, cuya orientación es 345° N de rumbo y una intensidad de buzamiento variable entre 45° y 50° NE (Fig.5.9).

BLOQUE HUNDIDO

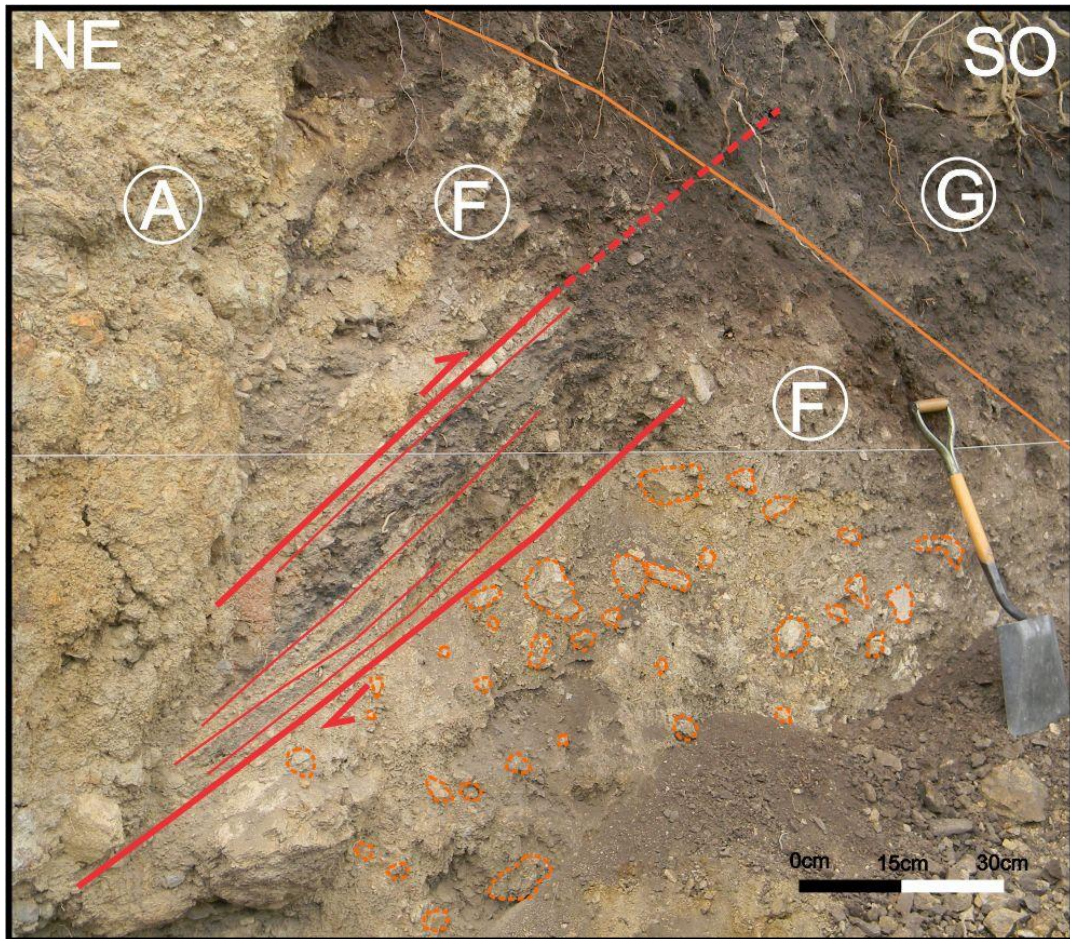


Figura 5.9: Detalle 2 de la figura 5.7. Ubicado entre los m5-7, donde se puede reconocer la zona de corrimiento o de falla afectada por discontinuidades sintéticas al fallamiento principal, como así también el basamento totalmente fracturado en el bloque elevado y parte de este material formando el depósito coluvial indicado con líneas de color anaranjado, unidad F.

Compuesto por la unidad E, formada por un conglomerado matriz soportado, donde es posible observar en el techo de la unidad pequeñas lentes de conglomerados. La formación suprayacente es la unidad G que se compone de un conglomerado con clastos de 2 a 3 cm encontrándose en sectores imbricados hacia el noreste. Finalmente coronando el bloque se encuentra un suelo incipiente con procesos de edafización activos, unidad I.

Entre el m4-5 en la base del perfil se encuentra la unidad C, en donde puede observarse la presencia de un cuerpo de arcillas muy fragmentadas grisáceas y donde es posible distinguir planos de estratificación que se encuentran levemente plegados (Fig.5.10). El límite con la unidad F es difícil de establecer, ya que posiblemente por el fallamiento que afecta la cuña coluvial, produce que parte de los materiales que forman la unidad C sean incorporados en la base de la unidad F.

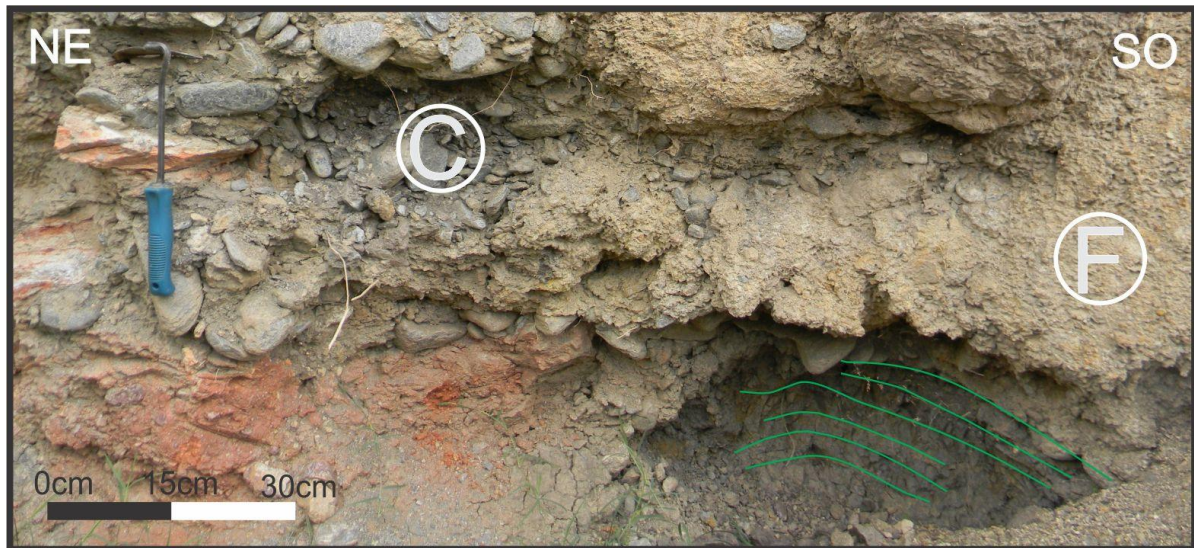


Figura 5.10: Detalle 3 de la figura 5.7. Ubicado entre los m4-5, conglomerado de la unidad C, donde localmente se identifican areniscas grisáceas estratificadas levemente deformadas.

INTERPRETACIÓN:

La presencia de clastos y bloques del basamento al pie de la escarpa infiere un intenso proceso de degradación mecánica acompañado por el colapso gravitacional de la escarpa original, unidad F. Esto estaría indicando la presencia de rupturas superficiales y la existencia de, al menos, una escarpa cosísmica que a su vez genera un interrogante acerca de cuantos paleoeventos sísmicos pudieran haberse producido y de la magnitud que podrían haber alcanzado.

Este interrogante podría resolverse teniendo en cuenta el desplazamiento de inclinación y el rechazo vertical calculado. Si analizamos los datos obtenidos en la T3, se puede interpretar que dichos valores de desplazamiento no son comunes para un solo evento paleosísmico en ambientes de intraplaca. Por lo tanto, se considera que ha sido producido como consecuencia de varios paleoeventos sísmicos.

De acuerdo a las deformaciones y desplazamiento de las unidades estratigráficas, se interpreta que la ocurrencia de varios paleoeventos sísmicos ha sido durante el Pleistoceno medio, ya que la unidad A sobrecorre a la unidad C en primera instancia (Pleistoceno). Posteriormente, durante el Pleistoceno superior, se interpreta que otra reactivación de la falla afecta a la unidad F, cuña coluvial (Pleistoceno superior). Entre las evidencias identificadas, de este último movimiento interpretado, se puede citar que posiblemente el techo de la unidad C ha sido afectado, como así también la presencia de los materiales de esta unidad, alineados dentro de la zona de falla que probablemente han sido incorporados en la base de la unidad F (Fig. 5.8).

Además, otra evidencia de la propagación de la falla posiblemente durante el Pleistoceno superior, alto (o a finales), son los rasgos rectilíneos que se reconocen dentro de la cuña coluvial que permiten definir la zona de falla, cuyo ancho es de 20 cm. Las posibles evidencias de deformación del techo de la unidad F se considera que deben haber sido eliminadas por la erosión y posterior depositación de los sedimentos holocenos que conforman la unidad G. Por lo tanto, si el techo de la unidad F se encuentra erosionado y en contacto neto con la unidad G, esto permite la definición entre la actividad pleistocena superior y la holocena de la falla.

Otras reactivaciones de la FEM se interpreta que han sido durante el Holoceno, ya que fue posible reconocer, la propagación del plano de falla unos 80 centímetros dentro de los depósitos de la unidad G (Holoceno). Se interpreta a los movimientos holocenos de la falla, además de considerar la propagación del plano de la misma dentro de la unidad G varios centímetros, analizando la geometría de la base de esta unidad, que se asume debería ser con una tendencia cóncava a lo largo del perfil de la trinchera, por ejemplo sobre la unidad A (Fig. 5.7), en el contacto con la unidad F es convexa por lo tanto, se considera que está deformación en el contacto entre las unidades F y G (sedimentos sueltos) es una evidencia de alguna reactivación de la estructura.

Si bien no se puede definir con total certeza la época de ocurrencia de los distintos eventos, de acuerdo a las evidencias de deformaciones recolectadas y al desplazamiento de inclinación total medido en esta sección de la falla, se interpreta que han sido varios los paleo eventos sísmicos con ocurrencia en las épocas citadas anteriormente.

Si se menciona lo expuesto por Costa *et al.* (2001), el deslizamiento de inclinación total medido es de 3,10 m para una parte desconocida del Cuaternario, de los cuales 2,10 m se habrían producido durante los últimos 1.300 años. En dicho trabajo se propone que 4 km de longitud de ruptura producen 0,6 m de deslizamiento cosísmico, posiblemente determinado de forma empírica, por lo tanto los 2,10 m podrían haber sido resultado de 3 a 4 terremotos con tiempo de recurrencia muy corto, 275-366 años, para un ambiente de intraplaca.

Si se compara las mediciones realizadas en este trabajo con lo expuesto anteriormente por Costa *et al.* (2001), las mediciones de la T3 indican que 3,10 m de deslizamiento cosísmico se habría producido durante los últimos 781.000 años; pudiendo haber tenido lugar numerosos eventos paleosísmicos durante ese lapso de tiempo.

5.2.2.4 Trinchera Dos Venados (T4)

La trinchera T4 se ubica sobre la avenida Dos Venados cerca de la intersección con la avenida Libertador General San Martín, al noroeste de la Localidad de Merlo (32°19'10,15" LS y 64°59'41,50" LO) a aproximadamente a 3,5 km (Figs. 5.1 y 5.11). El perfil estratigráfico de la

trinchera T4 se encuentra expuesto por intervención antrópica. El rumbo de la misma es de 350° N, y representa el corte paralelo/ subparalelo al rumbo de la falla El Molino cuya actitud, en esta sección, es de 330° N y 30° de buzamiento hacia el NE. Las dimensiones aproximadas de la misma son de 25 m de largo por 6 m de alto.



Figura 5.11: a) Foto aérea vertical con la ubicación de la T4. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura con bajo ángulo de incidencia solar, con la ubicación de la T4 sobre la traza de la falla El Molino.

Estructuras deformacionales relevadas:

BLOQUE ELEVADO

Compuesto por la unidad A, en donde las migmatitas, se encuentran con un grado de alteración importante presentando colores de oxidación que varían entre el amarillo y el rojo. Sumado a lo anterior y producto de la erosión la misma presenta una geofoma pseudopenitente que las diferencia, en este sector, de las morfologías y del grado de alteración que se venía observando en el resto de las trincheras (Fig.5.12).

En otro sitio, fuera del área de estudio (Fig. 5.13), se han reconocido morfologías similares para esta unidad A, con las mismas condiciones de meteorización y fracturamiento. Dicho perfil con orientación E-O y enfrentando hacia el N, se encuentra ubicado en la zona de la presa Piscu Yacu (Coordenadas $32^{\circ}32'33,57''$ LS y $64^{\circ}57' 54,62''$ LO) ubicada entre las localidades de Cortaderas y Villa Larca, al E de la ruta provincial N°1.

Se relevó una estructura con aproximadamente 330° N de rumbo y 30° de buzamiento hacia el NE. La misma es parte del plano principal de la falla El Molino, donde es posible observar el basamento de edad precámbrica-cámbrica en contacto con los depósitos aluviales, de la formación Papagayos de edad pliocena-pleistocena inferior. El plano de falla disminuye su ángulo de buzamiento hacia la superficie, tendiendo a la horizontalización (Fig.5.13).

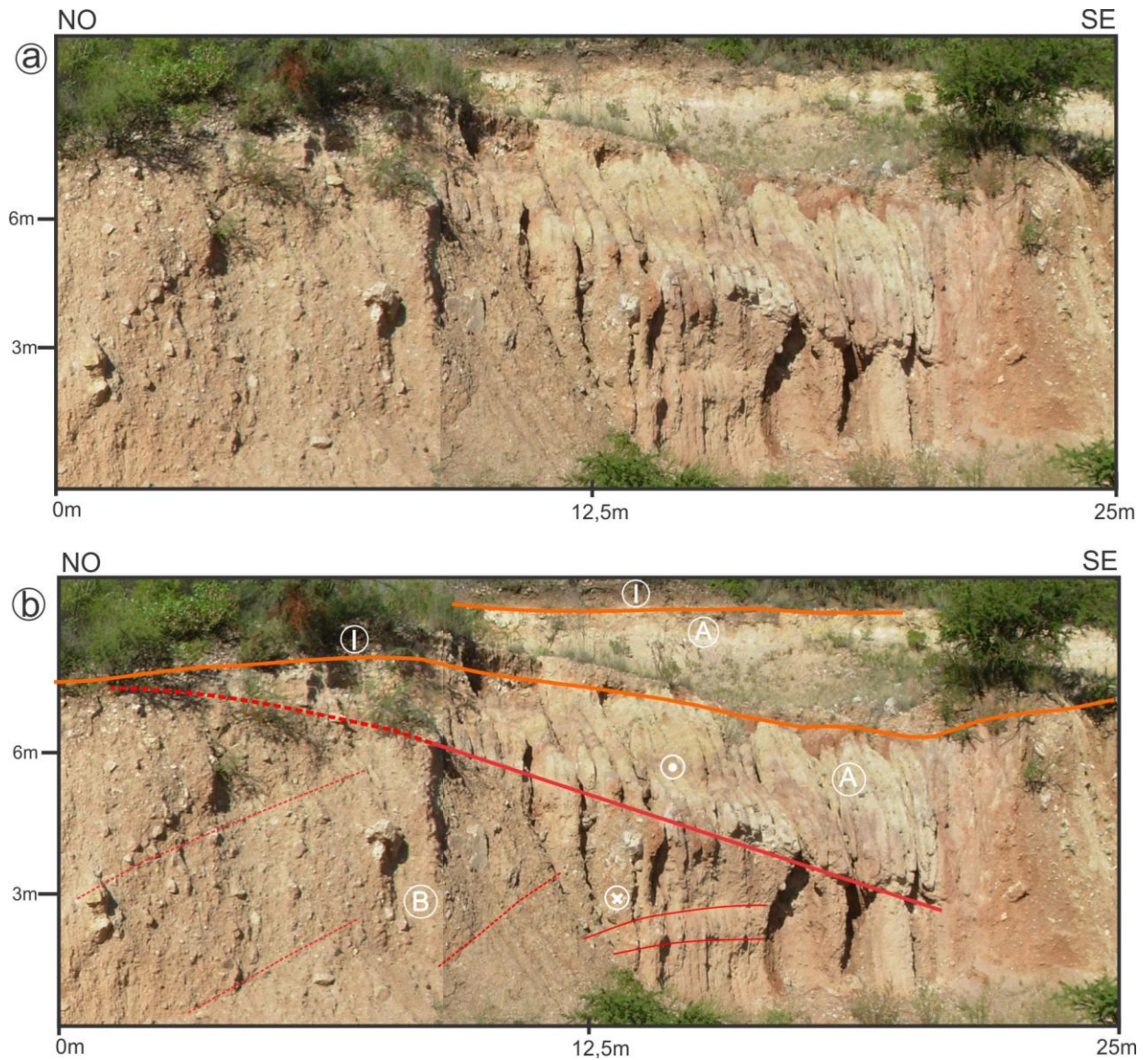


Figura 5.12: a) Foto-log de la trinchera T4, avenida Dos Venados. b) Sketch donde se presenta el plano de corrimiento visto de frente con la indicación del movimiento relativo de los bloques y donde se ve claramente la erosión diferencial generada por variación en la resistencia de los materiales.

BLOQUE HUNDIDO

Compuesto por la unidad B, areniscas conglomerádicas rojizas, donde es posible encontrar en forma aleatoria grandes bloques de basamento de 30 cm de tamaño. Entre los m12-20 del perfil, esta unidad presenta una geoforma de pesuopenitente, incipiente, producto de la erosión, similares a las que se observan desarrolladas en la unidad suprayacente. Producto de la erosión diferencial, el frente del bloque hundido se presenta en bajo relieve con respecto al frente del bloque elevado, lo que pone en evidencia la diferencia de competencia en los materiales que constituyen ambas unidades.

Las discontinuidades frágiles presente en este bloque no son numerosas, pero están representadas por 2 familias de discontinuidades, una de las cuales buza unos 45° hacia el NO, mientras que la otra, tiene una actitud subhorizontal.

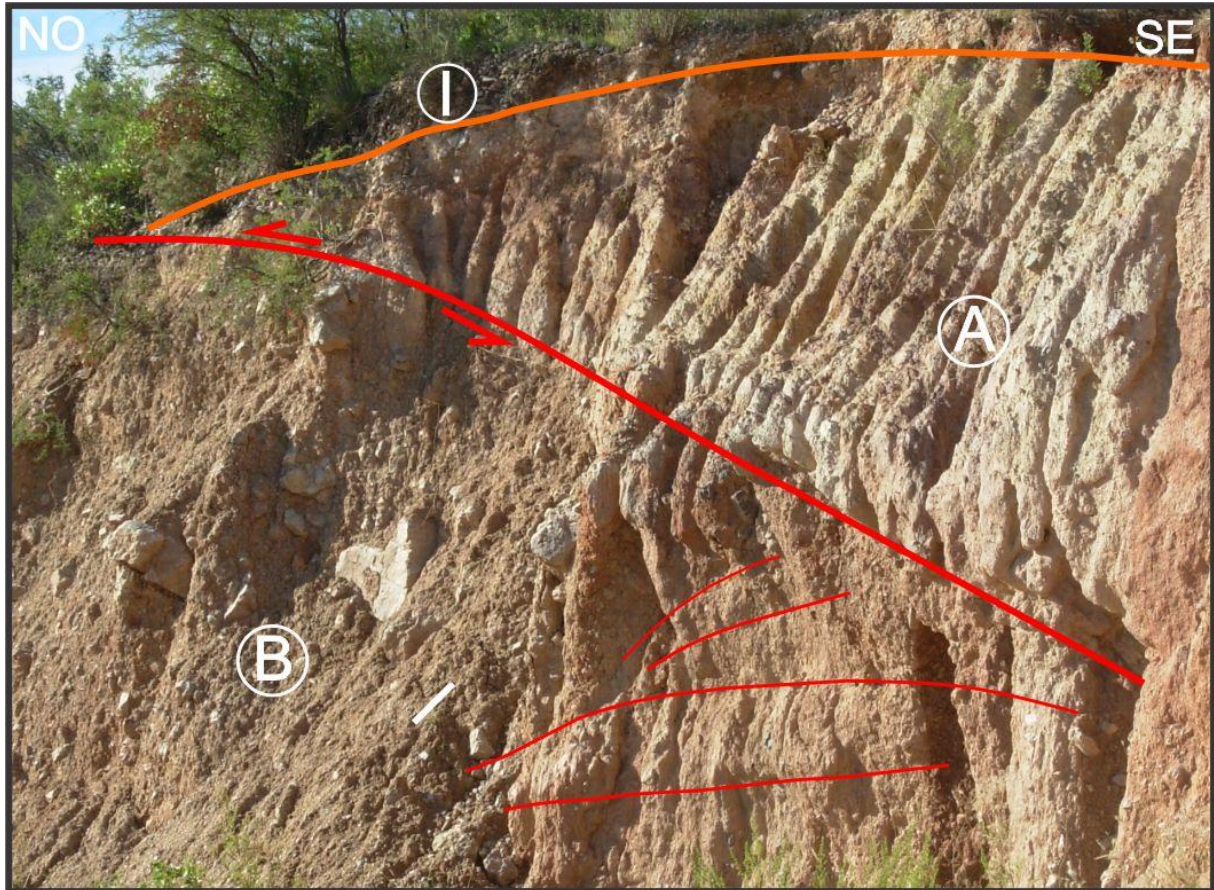


Figura 5.13: Vista transversal del plano de falla El Molino, que pone en contacto las unidades A, de edad precámbrica-cámbrica, con la unidad B, de edad pliocena-pleistocena inferior.

INTERPRETACIÓN

Teniendo en cuenta las litologías intervinientes del bloque elevado (basamento metamórfico de edad precámbrica-cámbrica) y del bloque hundido (depósitos aluviales de edad pliocena- pleistocena inferior) y la actitud de la estructura, la cual posee similares características a las observadas al resto de las trincheras, se puede deducir que dicho plano corresponde a la vista frontal de una falla inversa, que corresponde a la falla El Molino.

De acuerdo con el análisis estructural, las interpretaciones de la T4 y a las edades de las unidades A y B se corrobora la continuidad de la falla El Molino hacia el norte de la T3, como así también actividad paleosísmica que habría tenido lugar durante el Plioceno-Pleistoceno Inferior.

5.2.2.5 Trinchera Azud Piedra Blanca (T5)

La trinchera T5 expuesta por la intervención antrópica, se encuentra ubicada al norte de la localidad de Merlo a 4 km de distancia desde el centro de la misma (coordenadas 32°19'10,15" LS y 64°59'41,50" LO) (Figs. 5.1 y 5.14).

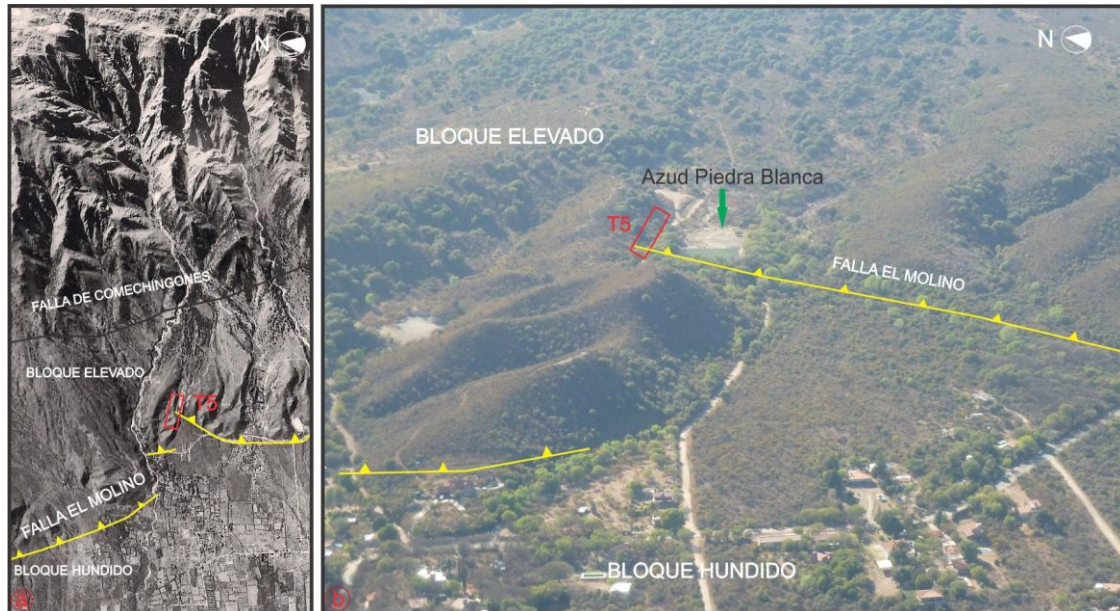


Figura 5.14: a) Foto aérea vertical con la ubicación de la T5 y la traza de las fallas Comechingones y su brazo secundario El Molino. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura con bajo ángulo de incidencia solar, con la ubicación de la T5 sobre la traza de la falla El Molino y del azud Piedra Blanca.

La estructura principal en el sector tiene un rumbo aproximado de 330°N con una intensidad de buzamiento de 25° NE. En este sector, se encuentra el azud Piedra Blanca y enfrente del mismo a unos metros aguas abajo, sobre el borde norte del camino de acceso se ubica la trinchera T5, cuyo rumbo es 060° N y longitud aproximada de 20 metros.

Estructuras Deformationales Identificadas

En esta trinchera solo se procederá con la descripción del bloque elevado, siendo este el único que se encuentra aflorando en el sector. Las descripciones tendrán el objetivo de realizar un control estructural para constatar la continuidad de la traza de la falla El Molino hacia el norte.

BLOQUE ELEVADO

El bloque elevado se compone de la unidad A, que se encuentra en este sector fracturada con una coloración más oscura y grisácea que en el resto de los perfiles. Por encima le siguen los estratos de la unidad D, los cuales están formados por un conglomerado fino, con presencia de paleocanales en el interior de la misma. Por último, se encuentra el flanglomerado

que constituye la unidad G, con no más de 20 cm de espesor y la unidad I, conformada por un suelo con procesos de edafización (Fig. 5.15).

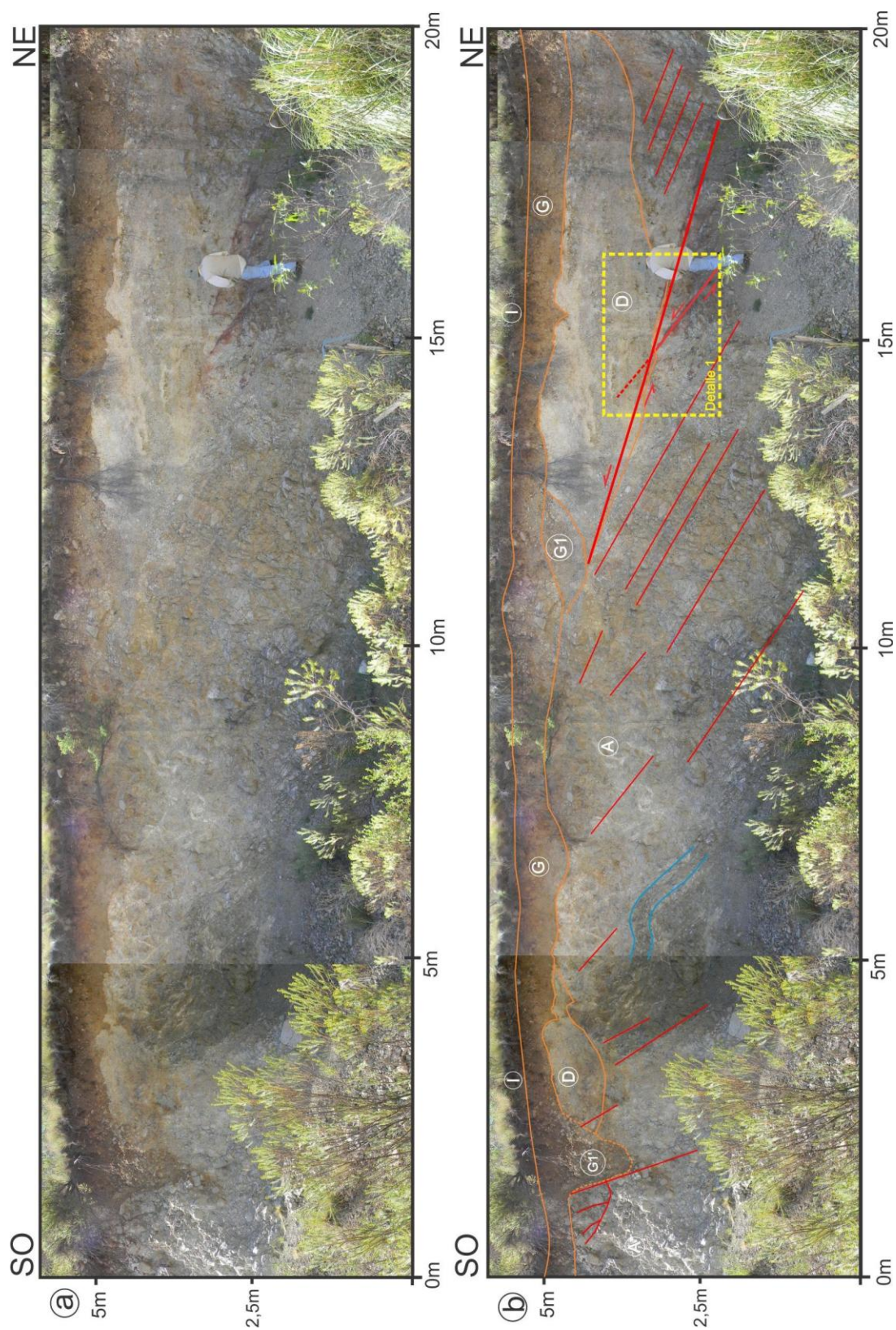


Figura 5.15: a) Foto-log de la trinchera T5, Azud Piedra Blanca. b) sketch donde se presenta en el bloque elevado de la falla El Molino, 2 planos secundarios de la misma en la unidad A.

Las deformaciones frágiles se encuentran representadas en el perfil, en la unidad A, por 2 familias de discontinuidades buzantes hacia al este con un promedio de buzamiento de entre 25°-30° NE y 70° NE.

En el m1 del perfil se puede reconocer el desarrollo de un depósito gravitacional similar a la cuña coluvial G1 descrita en la trinchera 2, que a pesar de encontrarse limitada por una estructura de rumbo 325°N y buzamiento 70° NE, no se cuenta con suficientes evidencias para confirmar su origen tectónico. Por tal motivo, se decide denominar a este depósito como unidad G1', ésta se encuentra rellena con materiales de la unidad D y G. No obstante, la unidad G1' podría considerarse como una "cuña rellena" (*filled wedge*), la cual se define como una fisura o cavidad en forma de cuña colmatada, rellena con depósitos sedimentarios, que constituye, en estudios paleosismológicos, una evidencia de deformación en superficie (Yeats *et al.* 1997).

Entre los m10-20 se reconoce el plano principal de la falla El Molino que se encuentra cortando la unidad A, de edad precámbrica-cámbrica y los estratos de la unidad D, de edad pleistocena superior, encontrándose un relicto muy pequeño de esta unidad entre los m2-5. El rumbo de la falla es 332°N y buza 25°E. Se reconoce que dicho plano en alguna reactivación afectó a la unidad D y habría generado una escarpa con cara expuesta al SO y por el colapso gravitacional de la misma se reconoce una cuña coluvial, unidad G1.

En el m15-17 se encuentra un plano de falla secundario a la FEM, de menor extensión con un rumbo de 330°N y un buzamiento de 30°E. El mismo se desarrolla sobre la unidad A y se propaga unos centímetros en la unidad D, cortando la estructura principal (Fig. 5.16).

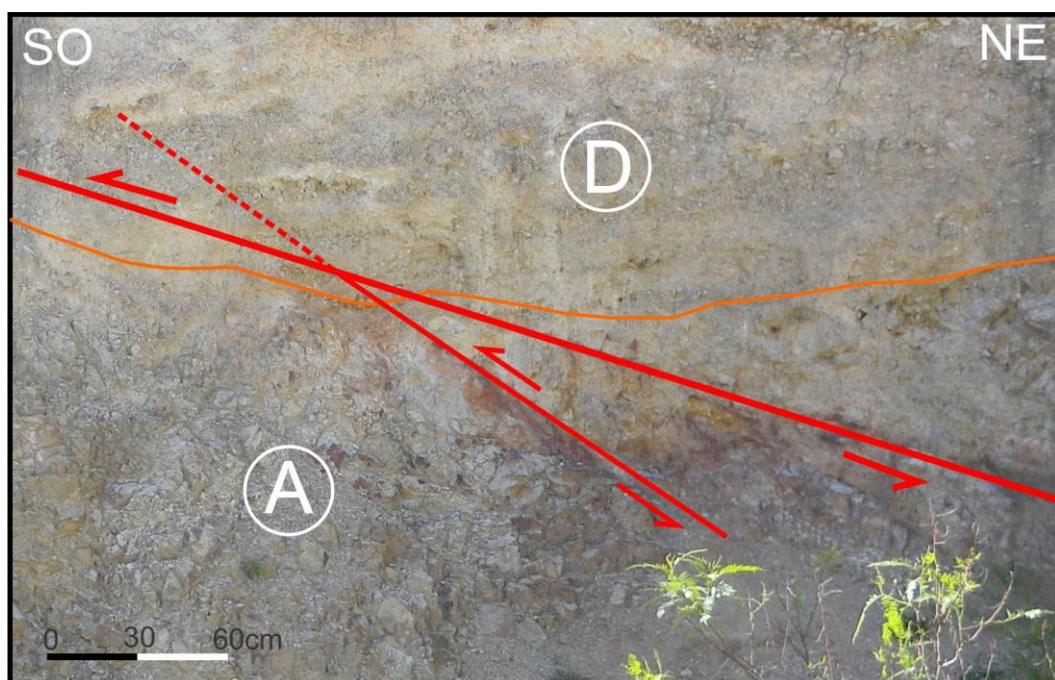


Figura 5.16: Detalle 1 de la figura 5.15, donde se encuentra la traza principal de la FEM y un plano secundario que corta a la estructura principal. Estos planos se propagan afectando la unidad D.

Entre las deformaciones del tipo dúctil que se reconocen, se puede citar, sobre el m5 del perfil, la presencia de un pliegue mesoscópico antiformal con vergencia hacia el oeste desarrollado sobre el basamento metamórfico (Fig. 5.15).

INTERPRETACIÓN

La información obtenida en el perfil permite interpretar la presencia de 2 planos de falla, uno de los cuales se correspondería con la traza principal de la FEM, de cinemática inversa, con buzamiento hacia el Este. La falla principal ha afectado tanto a la Unidad A, de edad precámbrica-cámbrica como a la unidad D de edad pleistocena superior y asociada a esta estructura se generó un depósito coluvial, unidad G1. Dado que se verificó que la propagación de los planos de falla principal y secundario afectan a la unidad D, se interpreta que la edad de reactivación de éstas sería Pleistoceno superior alto.

La unidad G1', si bien no puede ser definida como una cuña coluvial, puede ser considerada como una cuña de relleno que se encuentra limitada por una estructura de alto buzamiento, que estaría indicando deformación en superficie cuya edad sería Pleistoceno superior alto.

Sobre la base de la información estructural y paleosismológica obtenida, a partir del relevamiento de los planos principal y secundario de la falla el Molino, se confirma la continuidad de la traza hacia el norte de la estructura y la presencia de evidencias de actividad, que se habría desarrollado durante la última parte del Pleistoceno superior.

5.2.2.6 Trinchera Piedra Blanca (T6)

El perfil de la T6, se encuentra expuesto naturalmente, sobre el arroyo Piedra Blanca, cuyo cauce es el límite geográfico-político entre las provincias de Córdoba y San Luis. La trinchera se ubica en el margen derecho del arroyo a 5 Km al noreste de la Localidad de Merlo (coordenadas 32° 18' 54,6"LS y 65° 00' 00,7"LO y está constituida por dos secciones, denominadas T6a de rumbo 095° N y T6b de rumbo 090° N, ambas enfrentan al sur (Figs. 5.1 y 5.17). La distancia entre las mismas es de aproximadamente 200 metros y su ubicación responde a que en el sector la traza de la falla se encuentra desplazada, por la presencia de un lineamiento, presentando una geometría similar a *echelon*, por lo tanto una sección queda al oeste de la otra (Fig. 5.17), por lo tanto se consideró necesario relevar los dos posibles afloramientos de la falla.

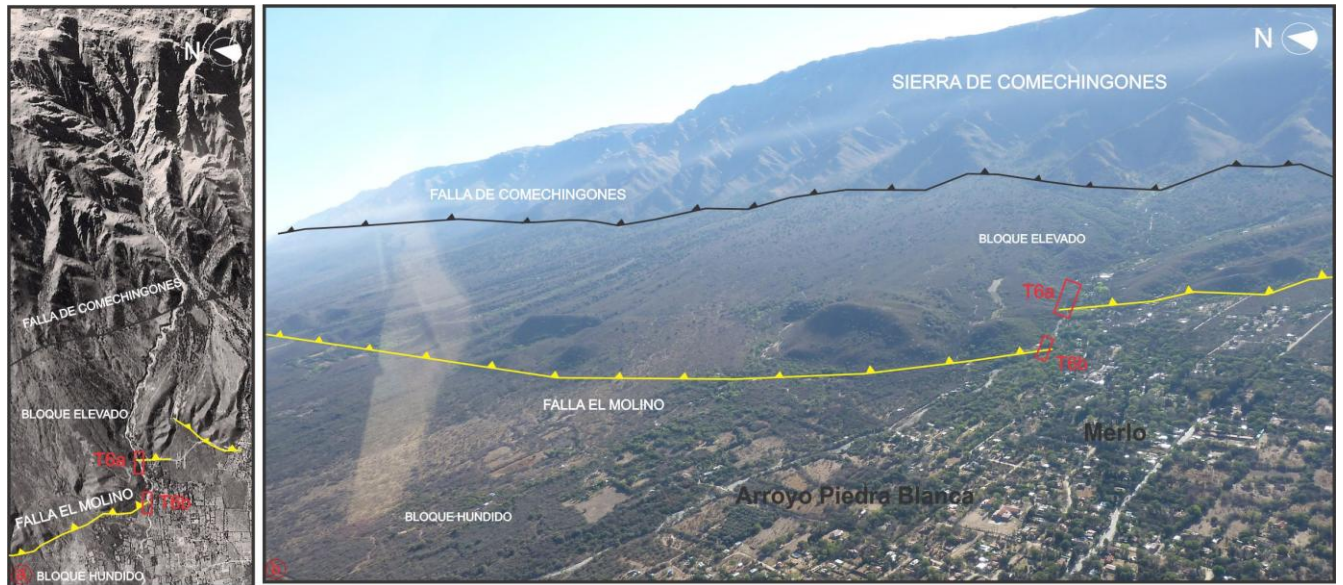


Figura 5.17: a) Foto aérea vertical con la ubicación de la T6a y T6b. b) Foto aérea oblicua tomada a baja altura y bajo ángulo de incidencia solar, con la ubicación de la T6a y T6b, la traza de la FEM dispuesta en *echelon* y la traza de la falla Comechingones más al Este.

Trinchera Piedra Blanca T6a

El perfil posee una longitud 10,5 m y una altura de 4 m. La estructura en este sector tiene una dirección de buzamiento de 25°N y una intensidad de 45° (Fig. 5.18).

Estructuras Deformacionales Relevadas

BLOQUE ELEVADO

Los materiales que lo conforman pertenecen a la unidad A, basamento precámbrico-cámbrico; unidad C, conglomerado clasto soportado de edad pleistocena y la unidad E, conglomerado matriz soportado de edad pleistocena superior.

Afectando al basamento metamórfico se encuentran un juego de discontinuidades sintéticas a al fallamiento principal con un buzamiento de entre 20 y 50°E. Entre los m5-10 del perfil se encuentra la zona de falla, la cual posee un rumbo de 330°N, y una intensidad de buzamiento de 47°NE (Fig. 5.19).

Sobre el plano de falla fue posible la medición de la lineación mineral, biotita, donde se obtuvo la dirección de Inmersión 58°N y la Inmersión de la línea es 25° NE.

En el m9 se relevó un pequeño escalón de falla sepultado que afecta a la unidad A. La altura de esta morfología, que se considera equivalente a la medición del rechazo vertical de la misma, es de 0,30 m, de la cual se obtuvo mediante cálculos un desplazamiento de inclinación de 0,41 m. Una morfología de similares características se reconoce a 1,30 m arriba de la

anterior afectando a la unidad C. Estas se adjudican a la propagación del plano de falla principal o zona de falla hacia arriba. (Fig. 5.19).

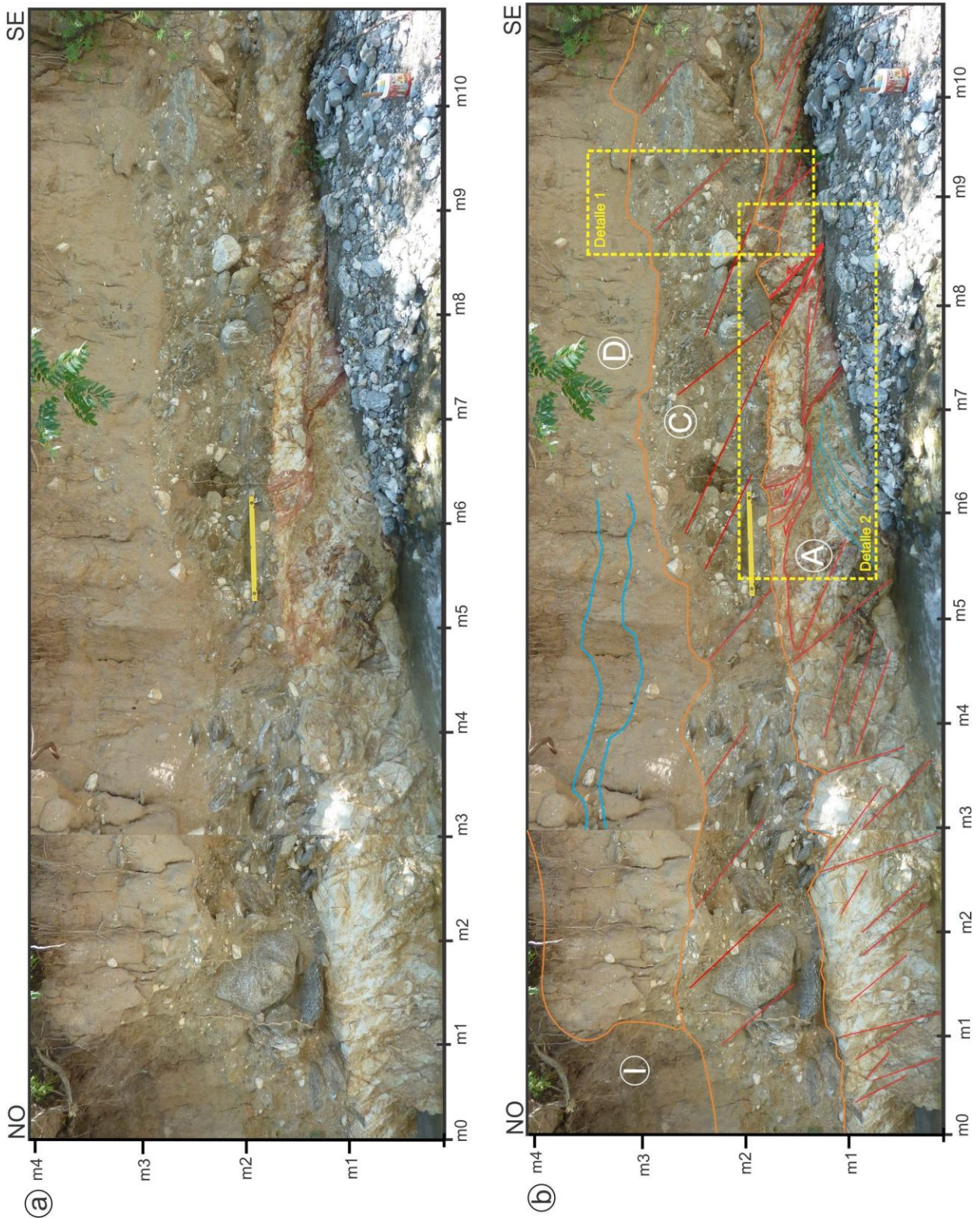


Figura 5.18 a) Foto-log de la trinchera T6a, Piedra Blanca. b) sketch donde se presenta la zona de falla principal, junto a los escalones de fallas sepultados que afectan a la unidad A y C.

En la unidad C se ha logrado relevar deformaciones frágiles que corresponden a fracturas con una inclinación aproximada de 45° hacia el Este.



Figura 5.19: Detalle 1de la Figura 5.18 que presenta los dos escalones de falla (m9), afectando la unidad A y C y D en la trinchera T6a. La línea naranja indica el contacto entre unidades y la roja la propagación de uno de los planos secundarios de la zona de fallamiento principal.

La zona de falla principal afecta a las unidades A, C y D mayormente entre los m5-10, la misma se caracteriza, a diferencia de otras ya descritas, por tener mayor potencia, entre 4 y 5 metros y estar formada por numerosas fracturas cuyas inclinaciones son al E con ángulos de buzamiento entre 30°-35° hasta subhorizontales, entre el m6-8. Los planos de falla se visualizan rápidamente al encontrarse muy alterados con una coloración rojiza diferente a la que presenta el resto del basamento en esta sección (Fig. 5.20).

Aproximadamente en el m8, la zona de falla se encuentra afectando a un depósito en forma de cuña coluvial conformada por materiales de la unidad suprayacente C.

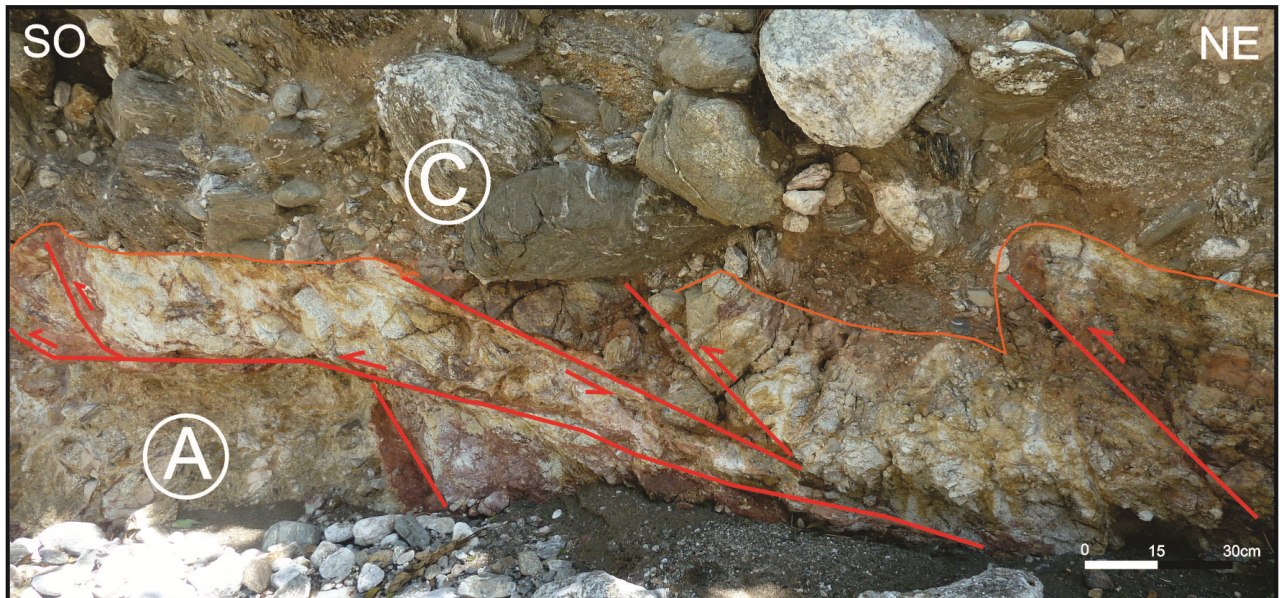


Figura 5.20: Detalle 2 de la Figura 5.18 que presenta la zona de falla principal afectando a la unidad A y C entre los m7-9.

BLOQUE HUNDIDO

Está compuesto por las mismas unidades que el bloque elevado, A, C, D y la unidad I. Esta última está compuesta por materiales finos pardos oscuros con desarrollo edáfico. Cabe resaltar que dicho bloque se encuentra a menor cota que el bloque elevado.

Las migmatitas precámbricas-cámbricas presentan 2 juegos de fractura con diferentes ángulos de buzamiento que se pueden observar desde los primeros 0,50 m sobre el perfil. La familia con menor espaciado, entre el m 4-10, se caracteriza por presentar un ángulo de buzamiento entre 25° y 40° E, mientras que la segunda presenta buzamiento subvertical y se encuentra hasta el m5. Es posible observar que la unidad A en inmediaciones a la zona de falla, en el m7, se encuentra levemente flexurada.

En la unidad C también se observan discontinuidades de similar buzamiento a partir del m1. Las mismas se encuentran con mayor espaciado a diferencia de las que están presentes en la unidad A.

En la unidad I no se encontraron deformaciones frágiles o dúctiles.

Trinchera Piedra Blanca T6b

A 200 metros de la trinchera T6a aguas abajo del curso del arroyo Piedra Blanca, sobre la margen derecha, se encontró otro plano de ruptura. Las dimensiones de la trinchera son 1,30 de largo por 1,5 metro de alto (coordenadas: 32°18' 56,7"LS y 65°00' 04,4"LO).

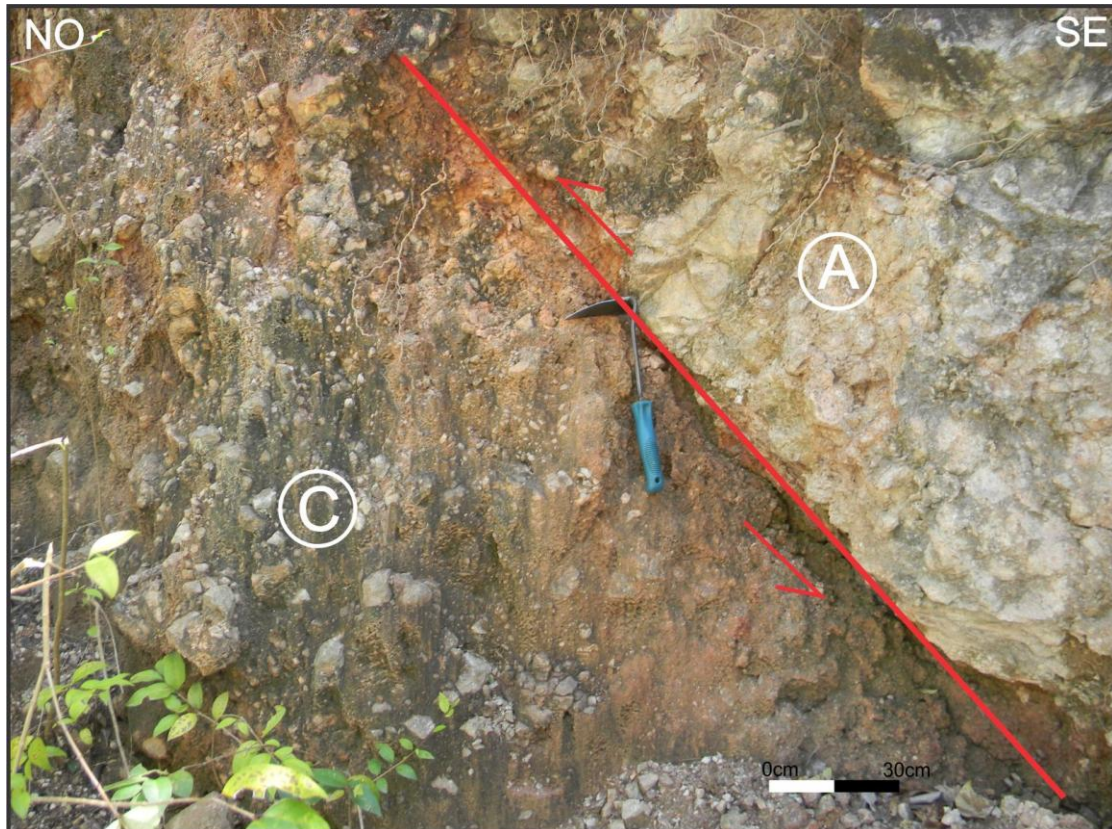


Figura 5.21: Plano de falla principal que pone en contacto la unidad A, de edad precámbrica-cámbrica con la unidad C, de edad pleistocena, aguas debajo de la T6a.

Estructuras Deformacionales Relevadas

El bloque elevado de la falla está constituido por la unidad A, donde las migmatitas se encuentran alteradas. El bloque hundido está compuesto por la unidad C, encontrándose clastos de menor tamaño y con mayor cantidad de matriz presente que en la T6a. Ambos bloques se encuentran en contacto por el plano de falla principal cuyo rumbo es de 340°N y la intensidad de buzamiento de 38°NE (Fig.5.21). La medición del desplazamiento de inclinación fue de 1,20 m, el posterior cálculo del rechazo vertical arrojó un valor de 0,70 m.

INTERPRETACIÓN DE LA T6a y T6b

Sobre la base de la información obtenida en la trinchera T6a y T6b, proporcionada por las deformaciones frágiles, se puede afirmar que el sector se encuentra afectado por fallas, que se encuentran desarrolladas sobre la unidad A y C principalmente.

Las deformaciones relevadas en la T6a, asociadas a la zona de falla principal, han permitido realizar un análisis retrospectivo, pudiendo determinar que la misma habría generado una zona de corrimiento ubicada entre los m5-10 que afectó a las migmatitas precámbricas-

cámbricas y el conglomerado clasto soportado de edad pleistocena ubicado por encima de las mismas, al igual que la unidad suprayacente D de edad pleistocena superior.

El rechazo vertical de la falla medido en los escalones presentes en la unidad A y C (m9) es similar, de 30 cm, lo cual estaría indicando que ambos se habrían producido simultáneamente, en el mismo evento, encontrándose las unidades ya depositadas. De acuerdo a los cálculos realizados se estima que el desplazamiento de inclinación que ha producido este rechazo habría sido de 41 cm.

La falla relevada en la T6b, se caracteriza por ser de carácter inverso, ya que pone en contacto materiales precámbricos-cámbricos con depósitos pleistocenos. El mismo podría ser el plano de falla principal de la falla El Molino, mientras que la zona de falla que ha sido definida en la T6a sería un plano secundario de la misma.

Desde el punto de vista paleosismológico, las evidencias de deformación recolectadas y la edad de las unidades afectadas han permitido interpretar, la ocurrencia de eventos paleosísmicos cuya edad se asigna al Pleistoceno superior considerando las deformaciones de la unidad D entre m3-6 para la trinchera T6a. Mientras que se espera que de acuerdo al desplazamiento de inclinación total relevado en la T6b se infiera la ocurrencia de al menos 3 eventos paleosísmicos durante el Pleistoceno.

Las evidencias de deformaciones encontradas en el arroyo Piedra Blanca permiten constatar la presencia de la falla El Molino en este sector. Por lo tanto permite extender la traza de la falla más al norte que, sumado a las longitudes de las secciones anteriores, alcanza un total aproximadamente de 15,5 km entre Los Molles y el arroyo Piedra Blanca.

5.2.2.7 Trinchera Luyaba (T7)

La trinchera Luyaba se planificó con el objetivo de realizar un control estructural para corroborar la continuidad de la traza de la falla El Molino hacia el norte, y dado que el plano de la misma no ha podido ser identificado aflorando debido a las características del lugar (accesibilidad, cubierta vegetal, etc.). Para confirmar la presencia de la estructura se consideraron evidencias indirectas como la inclinación o basculamiento de niveles sedimentarios y paleosuperficies de erosión.

La T7 se encuentra ubicada aguas arriba, al sureste de la localidad de Luyaba, sobre el arroyo homónimo (coordenadas: 32° 09' 25,76"LS y 65°02' 06,76"LO), tiene una orientación 080 °N enfrentando hacia el N. Se considera que los afloramientos expuestos corresponden al bloque elevado de la falla (Figs. 5.1 y 5.22).

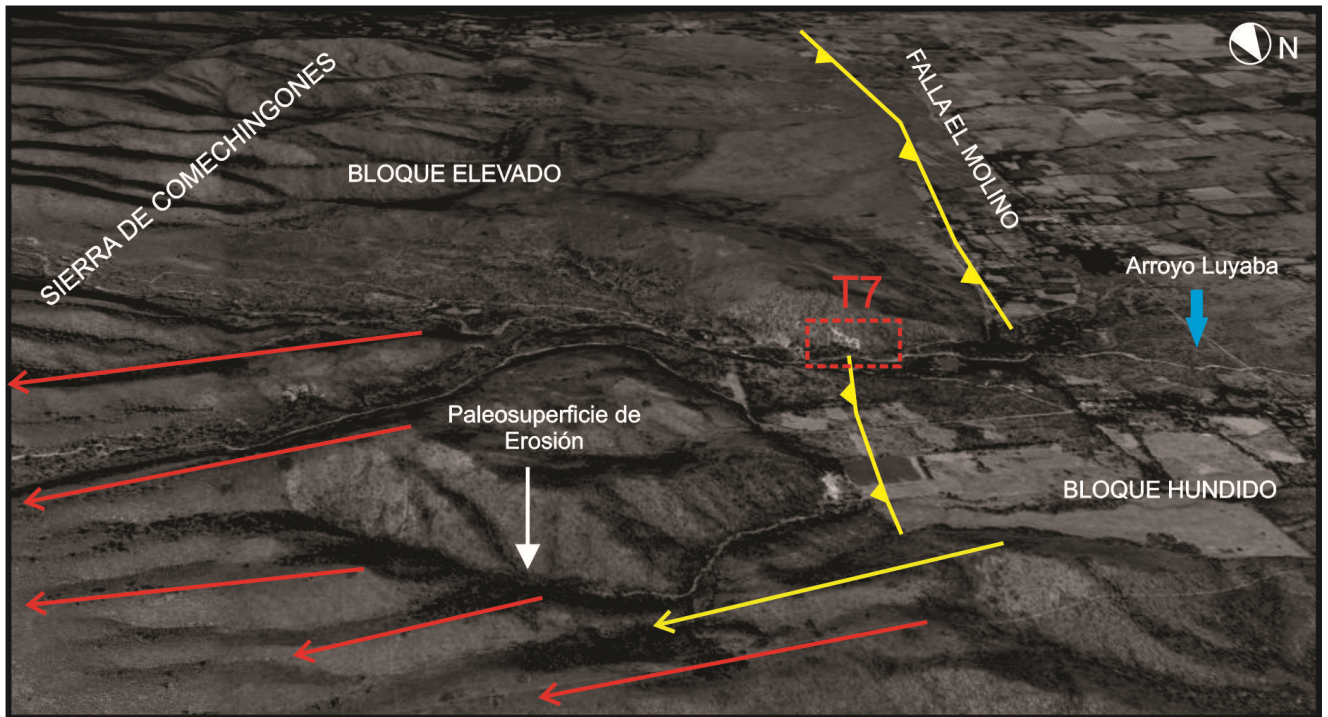


Figura 5.22: Vista oblicua (Imagen satelital de Google Earth) con la ubicación de la Trinchera T7 perpendicular a la supuesta expresión superficial de la traza de la falla El Molino. Las líneas rojas representan las paleosuperficies de erosión, el sentido de la flecha indica hacia donde inclinan. La línea amarilla representa la paleosuperficie de la figura 5.23.

Estructuras Deformationales Relevadas

BLOQUE ELEVADO

Compuesto por la unidad G, un conglomerado clastosoportado granodecreciente, intercalado en sectores con depósitos de areniscas poco potentes. Los clastos no superan los 10 cm de tamaño, se encuentran imbricando en dirección E. Por encima se encuentra la unidad H de escaso espesor, se observa de una tonalidad más oscura y con un incipiente desarrollo edáfico.

Entre las evidencias relevadas que están vinculadas a la presencia de la falla en este sitio, se pueden citar los planos de estratificación que componen el depósito aluvial, niveles de conglomerados y areniscas, basculados hacia el E/SE con un ángulo aproximado de hasta 15° entre el m0-20 y 20°-30° entre el m40-55. Los mismos se representan en el foto-log del perfil por líneas discontinuas de color rojo (Fig. 5.23).

Otras de las evidencias indirectas consideradas en el análisis son las paleosuperficies de erosión que se reconocen en los cerros ubicados en el entorno a la T7 y que se encuentran alineados con rumbo meridional.

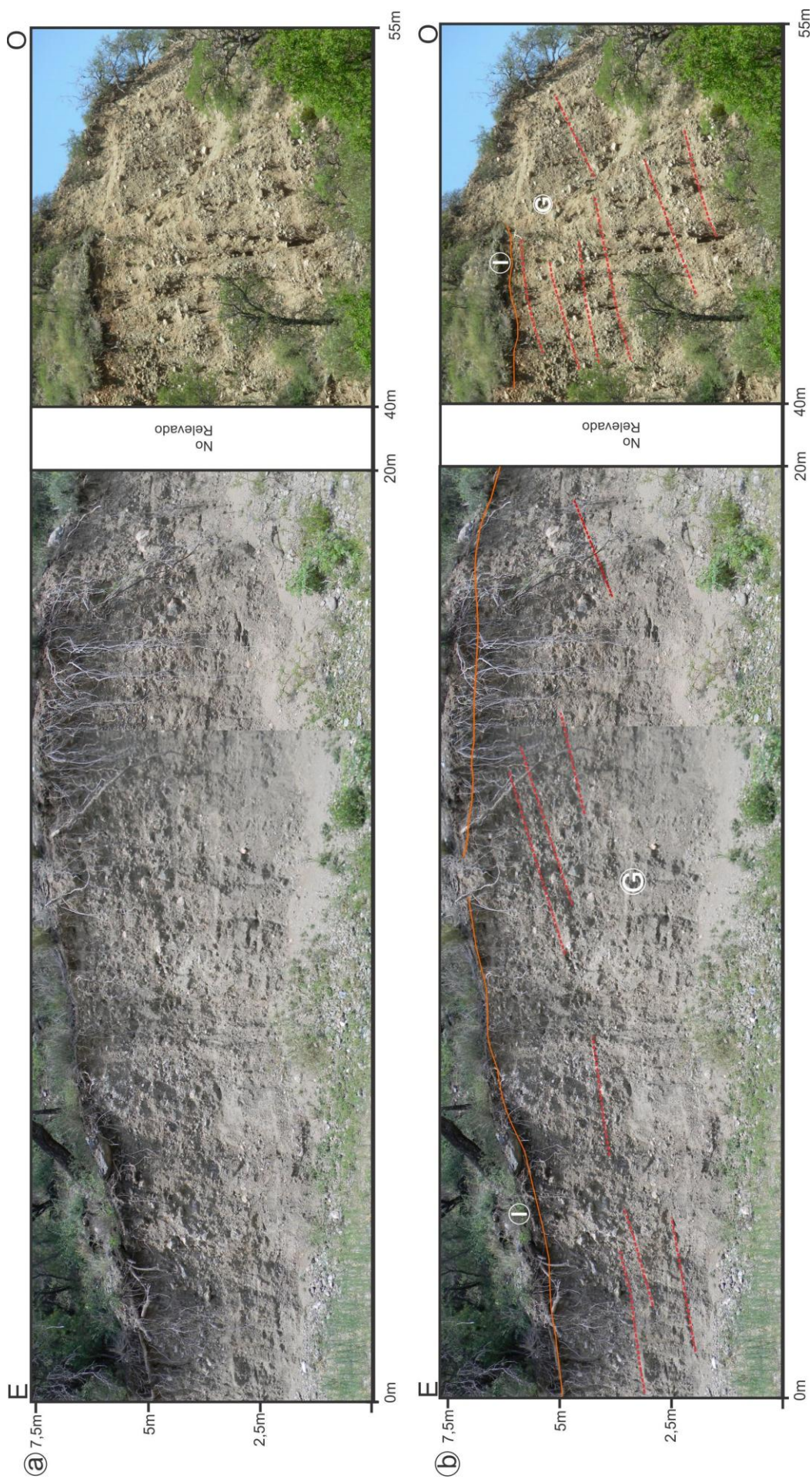


Figura 5.23: a) Foto-log de la trinchera T7, Luyaba. b) Sketch donde se presentan los planos de estratificación de la unidad G inclinados hacia el E.

Las paleosuperficies de erosión de los cerros, del sector, tienen una orientación aproximada NO-SE y buzanan hacia el E-SE aproximadamente 20°. Esta inclinación de las paleosuperficies y la orientación que presentan los estratos de la unidad G, se encuentran en sentido opuesto a la pendiente del Frente Occidental de la Sierra de Comechingones (Fig. 5.22 y 5.24).

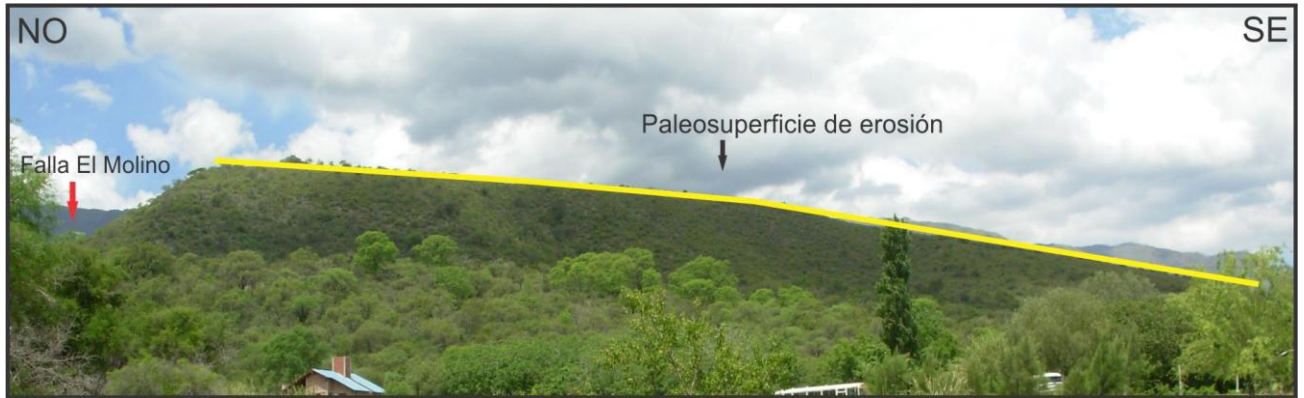


Figura 5.24: Vista de sur a norte de cerro ubicado al noreste de la localidad de Luyaba, donde se reconoce la presencia de una paleosuperficie de erosión buzando hacia el sureste.

INTERPRETACIÓN

Las Sierras de Comechingones se encuentran ubicadas al Este del sector donde se realizó el relevamiento de la T7. Las mismas constituyen un alto estructural importante con alrededor de 2500 metros de altura. Los flujos gravitacionales que se producen en las mismas descienden originando depósitos con pendiente occidental por lo que en los afloramientos dichos materiales se esperarían encontrar con dicha actitud. Si se analiza los planos de estratificación inclinados, relevados en el perfil, se puede ver que los depósitos de los abanicos aluviales presentan buzamiento hacia el E-NE. A esto se suma el hecho de que los cerros presenten cierta alineación meridional en donde sus paleosuperficies de erosión buzanan hacia el E-NE. Estas características sólo pueden ser explicadas por la presencia de una estructura con movimiento inverso que con su actividad genere el levantamiento y basculamiento de estos cerros y cambie el sentido de inclinación de los estratos y superficies de erosión.

Dado que la edad de los materiales buzantes hacia el E es holocena, se interpreta que la falla habría tenido actividad durante la última parte del Cuaternario.

El análisis de la información obtenida, de manera indirecta, en el relevamiento de la trinchera T7, mediante el análisis de fotografías aéreas verticales y oblicuas, y su relación con el contexto en que se encuentra inmersa regionalmente permiten corroborar el supuesto que la traza de la falla El Molino continúa en este sector. La longitud total que se determina a partir de las evidencias recolectadas es de aproximadamente 35 km, considerada desde la T1 donde fue reconocida en su posición más austral hasta su extremo norte, en la T7.

5.3 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE PALEOEVENTOS INTERPRETADOS

Con el objetivo de unificar la interpretación de los resultados obtenidos en cada una de las trincheras relevadas se confeccionó la tabla 5.1, en donde se presenta un resumen de los datos estructurales obtenidos en cada uno de los perfiles.

DATOS	Falla El Molino							T7
	T1	T2	T3	T4	T5	T6a	T6b	
Rb Trinchera	080°N	90°N	215°N	350°N	090°N	095°N	100°N	098°N
Rb Estructura	340°N	015°N	340°N	330°N	330°-332°N	330°N	340°N	
DBz	070°N	105°N	070°N	060°N	060°-058°N	60°N	070°N	
Bz	35°-45°NE	25°E	50°NE	30°NE	25°-30°NE	47°NE	38°NE	
Rechazo Vertical	0,8m	0,50m	2,3m			0,30m	0,70m	
Desplaz. Inclinación	1,20m	1m	3,10m		3,2	0,41m	1,20m	
Dirección Inmersión (lineación)						058°N		
Inten. Inmersión (lineación)						25°E		
Rb Paleosuperficie								008°N
Bz Paleosuperficie								20°NE

Tabla 5.1: Datos de orientación de la FEM, obtenidos a partir de las mediciones realizadas en cada una de las trincheras de la zona de estudio.

Analizando la tabla 5.1, se interpreta que el rumbo de la estructura es predominantemente NO-SE y el buzamiento varía entre 25°- 50° E, siendo este último, un valor un poco alto para los valores característicos asignados a las fallas con movimiento inverso, aunque es consistente con los medidos en otras fallas de este tipo ubicadas en las Sierras Pampeanas de Córdoba.

Para facilitar el posterior análisis de la distribución de los eventos sísmicos prehistóricos se confeccionó la Tabla 5.2. A partir de la misma se puede interpretar que el número de paleoeventos determinados, teniendo en cuenta la información paleosismológica son 9 y se los ha denominado como: E1 que se estima que podrían haberse producido en el Plioceno-Pleistoceno inferior, E2, E3 y E4 de posible edad pleistocena media, E5 y E6 de edad pleistocena superior y E7, E8 y E9 de edad Holocena

En la trinchera T1, las evidencias de deformaciones relevadas se adjudican a varias reactivaciones de esta sección de la falla, durante el Pleistoceno medio, y de acuerdo al desplazamiento de inclinación, de 0,41m, que se acepta como desplazamiento de inclinación más característico, se pueden interpretar al menos 3 eventos paleosísmicos. Entre éstos, el interpretado con mayor precisión se adjudica al Pleistoceno medio bajo y si bien de los restantes no se puede precisar su época de ocurrencia, las evidencias permiten ubicarlos también en el Pleistoceno medio.

ÉPOCA			Falla El Molino								Nº de eventos			
			Edad en Ka.	T1	T2	T3	T4	T5	T6a	T6b		T7		
CUATERNARIO	HOLOCENO	Superior			EV3	Ev8						Ev1	E9	
		Medio			Ev2	Ev7								E8
		Inferior	10		Ev1	Ev6								E7
	PLEISTOCENO	Superior				Ev5		Ev1	Ev1					E6
			20			Ev4								E5
		Medio			Ev3		Ev3					Ev3		E4
					Ev2		Ev2					Ev2		E3
				Ev1		Ev1					Ev1		E2	
	Inferior	1800					Ev1						E1	
	PLIOCENO	Superior	3600											
Medio														
Inferior		5332												

Tabla 5.2: Tabla de la distribución temporal de los eventos sísmicos interpretados.

Las evidencias relevadas en el perfil de la trinchera T2 asociadas a las rupturas correspondientes a las dos estructuras secundarias, con movimiento inverso, si se considera el desplazamiento de inclinación característico de 0,41m, permiten interpretar la ocurrencia de al menos tres posibles paleoterremotos fuertes, durante el Holoceno.

En el perfil de la trinchera T3 se ha logrado medir un desplazamiento de inclinación de 3,10 metros y considerando el desplazamiento de inclinación por evento característico definido para esta sección de la falla de 0,41 m, se determinó que el número de eventos debe haber sido alrededor de 8 posiblemente distribuidos desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno, inclusive

Las interpretaciones de las evidencias paleosísmicas relevadas en el *logging* de la trinchera T4, además de permitir la corroboración de la continuidad de la traza de falla El Molino hacia el norte de la T3, sobre la base de éstas se determinó que la actividad paleosísmica de la estructura habría tenido lugar durante el Plioceno-Pleistoceno Inferior.

La información estructural y paleosismológica asociada a la falla el Molino relevada en la trinchera T5, en los planos principal y secundario de la misma, permite determinar que la actividad paleosísmica de la falla habría desarrollado durante la última parte del Pleistoceno superior.

Las evidencias de deformación recolectadas y la edad de las unidades afectadas en la trinchera T6a y T6b han permitido interpretar la ocurrencia de eventos paleosísmicos durante el

Pleistoceno y Pleistoceno superior. Sobre la base del desplazamiento de inclinación total medido (1,20 m) y considerando un desplazamiento por evento de 0,41 m se interpretó la ocurrencia de al menos 3 eventos paleosísmicos en esta época.

En la trinchera T7, las evidencias indirectas consideradas en el análisis paleosismológico han permitido interpretar que la sección de la falla en estudio habría tenido actividad paleosísmica durante la última parte del Cuaternario.

El análisis de toda la información obtenida dio lugar a la realización de un análisis retrospectivo de los eventos de fallamiento (retrodeformación) que han tenido lugar en de todas las trincheras ubicadas dentro de la zona de estudio. La síntesis de este análisis se presente en la Figura 5.25.

El primer movimiento que se reconoce es el que afectó al basamento precámbrico-cámbrico (Unidad A) y que se adjudica que estuvo asociado al levantamiento de la Sierra de Comechingones. Durante el Plioceno superior, en un tiempo 1, se produjo la sedimentación de la formación Papagayos (unidad B).

En un tiempo 2, se produce una reactivación de la falla Comechingones y la posible primera ruptura de la falla El Molino (E1). Ambas estructuras afectan a las unidades A y B. La edad estimada del fallamiento es Plioceno- Pleistoceno inferior.

En un tiempo 3, se produce la sedimentación de la unidad C, correspondiente al conglomerado Merlo, que posteriormente se ve afectada por 3 eventos de fallamiento reconocidos como E2, E3 y E4 de edad pleistocena media.

En un tiempo 4, se depositan las unidades D y E que corresponden a la formación Río Conlara y la formación Charbonier respectivamente. Dichos depósitos están relacionados al desarrollo de abanicos aluviales provenientes de la evolución de la escarpa de las fallas Comechingones y El Molino. En dicho tiempo tienen lugar dos paleoeventos sísmicos, E5 y E6, que afecta a las unidades recientemente depositadas. Dichos eventos se habrían producido durante el Pleistoceno superior. Como consecuencia del fallamiento se produce la depositación de la unidad F, cuña coluvial.

Posteriormente en un tiempo 5, la unidad G, correspondiente a la formación Guanaco Muerto, se deposita. En un tiempo 6, se produce una reactivación de la FEM (E7), durante el Holoceno inferior, que da origen a una cuña coluvial, unidad G1, producto del colapso gravitacional de la escarpa.

En un tiempo 7 se deposita la unidad H, correspondiente a materiales derivados de abanicos aluviales y la unidad I, compuesta por suelo con procesos de edafización incipientes.

Los paleoeventos E8 y E9 de edad holocena media superior afectan a ambas unidades provocando un basculamiento de las mismas, que adquieren una pendiente hacia el NE-E.

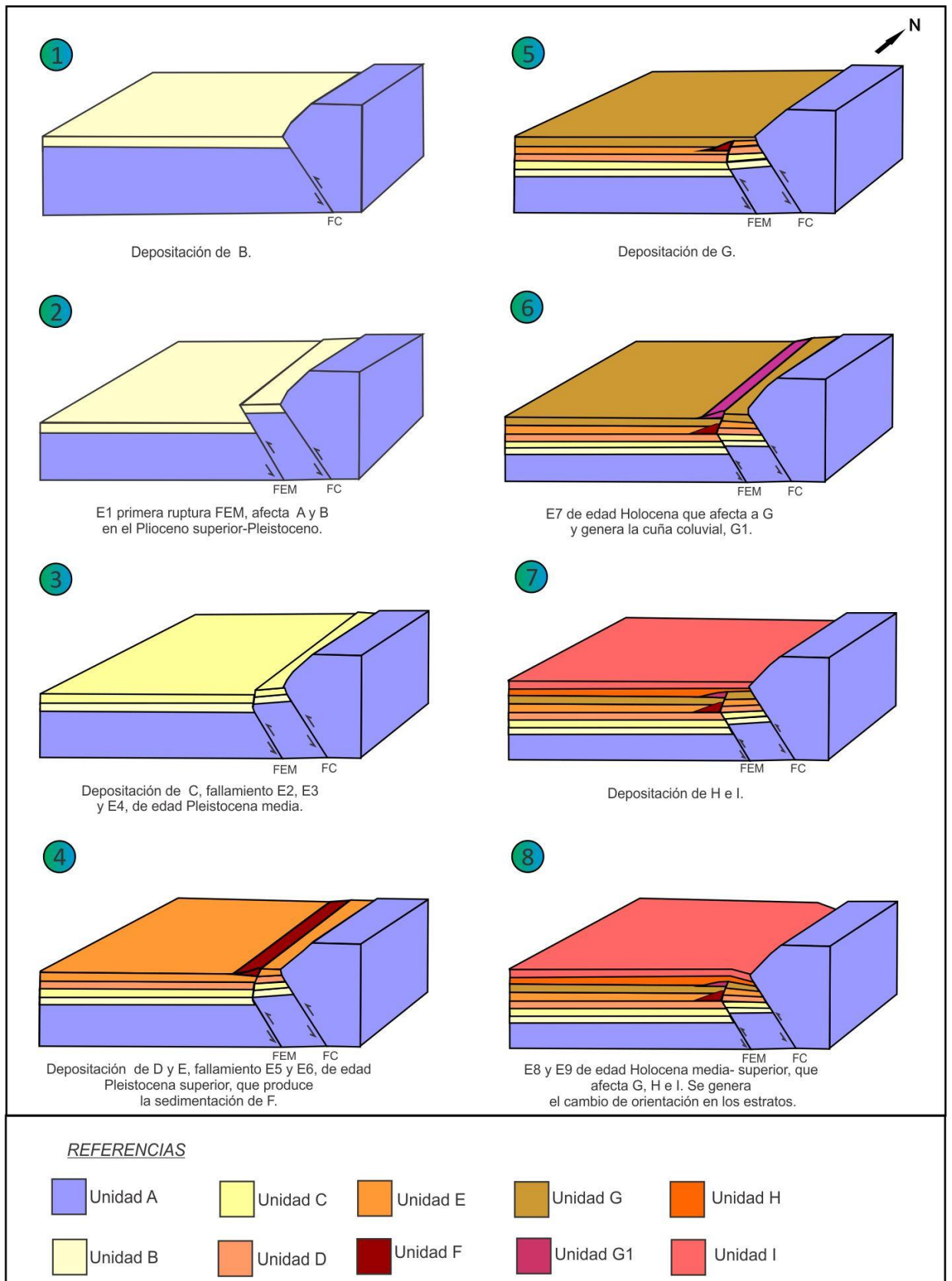


Figura 5.24: Análisis retrospectivo de los eventos de fallamiento interpretados en todas las trincheras relevadas en el presente de estudio.

CAPÍTULO VI

PELIGRO SÍSMICO



6.1 INTRODUCCIÓN

El peligro sísmico o amenaza, según Reiter (1988), descri como de la agitación (*shaking*), la ruptura de falla y licuación de suelos producidos por un fenómeno natural como un terremoto, que puede afectar desfavorablemente a una población.

En la estimación del peligro sísmico intervienen aspectos que caracterizan a un terremoto (magnitud, momento sísmico, intensidad, profundidad hipocentral, mecanismo focal, etc.) y a la fuente sismogénica (parámetros físicos y geométricos de la estructura, rupturas, sismicidad asociada, paleomagnitud, desplazamientos, recurrencia, etc.).

En lugares bajo amenaza sísmica con desarrollo o emplazamiento de centros urbanos, la probabilidad de que se generen consecuencias adversas en la sociedad (pérdidas de vida, infraestructura, etc.) por la ocurrencia de un terremoto se define como riesgo sísmico (Reiter, 1988). Panizza (1991) definió el riesgo sísmico como “la probabilidad de que ocurra un terremoto, de una magnitud predeterminada, dentro de un número de años preestablecidos, con consecuencias específicas en el ambiente”. A su vez el mismo no debe confundirse con el peligro sísmico, ya que el riesgo no solo involucra la amenaza natural, sino también el grado de vulnerabilidad de la población y sus bienes que probablemente se verán afectados por un terremoto

La evaluación del peligro sísmico en zonas de intraplaca en base, solamente, a registros históricos resulta insuficiente a la hora de caracterizar el potencial sismogénico de una región debido a que los terremotos fuertes poseen grandes períodos de recurrencia que los exceden generalmente. Es por lo anteriormente mencionado que los datos paleosismológicos son muy importantes no sólo para la determinación del número de paleoeventos, la tasa de desplazamiento y la recurrencia, sino también para extender y completar el registro histórico de sismos. La obtención de estos datos, es el objeto de estudio de la paleosismología (Bonilla, 1988; Mc Calpin, 1996).

Los daños que normalmente generan los terremotos de intraplaca son uno o dos órdenes de magnitud menores, tanto en frecuencia como en energía liberada, que a lo largo de los bordes de placa (activos o convergentes o de subducción) (Crone *et al.* 1997, 2003).

En la determinación del peligro sísmico se utilizan evidencias primarias, basadas en la estimación de la longitud, superficie de ruptura y deslizamiento de la falla (máximo y mínimo), y evidencias secundarias, donde se considera a la licuefacción y los deslizamientos (Bonilla 1984; Wells y Coopersmith, 1994; Mc Calpin, 1996).

La estimación del periodo de recurrencia y la magnitud máxima de un potencial terremoto, que puede ocurrir dentro de una región bajo amenaza sísmica, constituyen elementos fundamentales para el análisis del peligro sísmico y la planificación territorial.

6.2 PARAMETRIZACIÓN DE LA FALLA EL MOLINO

Existen diferentes escalas de magnitud que normalmente son utilizadas. Cada una de ellas está basada en la medida de un tipo de onda sísmica, en un rango específico de frecuencia y con algún instrumento determinado. La escala de magnitud M_s es ampliamente usada porque se considera que se adapta bien para grandes terremotos destructores, con magnitudes entre $5,0 < M_s < 8,0$ (Reiter, 1988).

El cálculo de la M_s , correspondiente a eventos sísmicos prehistóricos y para un terremoto máximo posible, se puede realizar mediante fórmulas empíricas que han sido obtenidas por medio de tratamientos estadísticos y gráficos que relacionan, longitud de ruptura con magnitud de paleoterremotos (Slemmons, 1977, 1982a; Slemmons y Chung, 1982; Bonilla *et al.* 1984; Wells y Coppersmith, 1994).

A partir del estudio paleosismológico realizado, por medio del relevamiento de los perfiles en trincheras, se obtuvieron datos de desplazamiento de inclinación cosísmico, y diferentes valores de longitud de ruptura, que serán utilizados para estimar algunos parámetros de la falla como la M_s y M_w . Estas longitudes corresponden a las rupturas asociadas a los eventos paleosísmicos interpretados que, ocurrieron en el Pleistoceno y el Holoceno, relevadas entre las trincheras T1 y T7. Otra longitud de ruptura que se utilizará en la parametrización de la estructura, relacionada a la magnitud máxima de un terremoto potencial, es la que comprende, desde la T1 hasta la localidad de Villa Dolores, la cual ha sido definida o delimitada a partir de evidencias geomorfológicas y estructurales observadas en las imágenes satelitales y fotografías aéreas.

Con los valores, de longitud de ruptura y desplazamientos, obtenidos se procedió a realizar el cálculo de la magnitud máxima y la magnitud del momento sísmico para los paleoterremotos interpretados y también para un terremoto futuro asociado a la falla El Molino, según los criterios de Hanks y Kanamori (1979), Slemmons (1982), Bonilla *et al.* (1984); Well y Coppersmith (1994) y Somerville (2006).

6.2.1. ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD MÁXIMA (M_s)

En el análisis del peligro sísmico la longitud de ruptura y el tamaño del terremoto constituyen una de las relaciones empíricas más utilizadas para dar la aproximación de la

magnitud de un terremoto esperado. Estas relaciones poseen una correlación lineal entre el logaritmo de la longitud de ruptura y la energía liberada por un terremoto (de Polo y Slemmons, 1990).

Otros métodos utilizados para determinar el tamaño de un terremoto son los propuestos por Wyss (1979), quien utiliza fórmulas empíricas considerando la superficie de ruptura de la falla en km², y por Wells y Coppersmith (1994), quienes determinan la magnitud del momento sísmico (M_w) ponderando el desplazamiento promedio por evento. Este último, M_w , se supone, el parámetro más confiable ya que describe la energía total liberada durante un terremoto y da mayor grado de confianza sobre el tamaño del sismo.

6.2.1.1 Estimación de la Magnitud Máxima (M_s) considerando la longitud de ruptura

El conocimiento de la longitud de ruptura cosísmica definida para un período de tiempo o evento determinado, permite conocer la magnitud máxima o el tamaño de los terremotos. La estimación de la misma se puede hacer por medición directa, en forma analítica o por el método cartográfico. En este caso se utilizó la última de las formas mencionadas, ya que se ha elaborado la cartografía con la ubicación de sitios donde se efectuó el análisis paleosismológico y se reconocieron rupturas y desplazamientos asociados a los eventos paleosísmicos interpretados (Fig. 5.1).

En la determinación de la magnitud máxima, considerando este parámetro o longitud de ruptura se utilizaron las siguientes fórmulas empíricas:

$$M_s = 2,021 + 1,142 (\text{Log } L)$$

Donde L es la longitud de ruptura en metros (Slemmons, 1982) y

$$M_s = 6,04 + 0,704 (\text{Log } L)$$

Donde L es la longitud de ruptura en kilómetros, para eventos cuya magnitud esté entre $5,5 < M < 8,0$ (Bonilla *et al.* 1984)

Se realizó el cálculo de la magnitud máxima que habrían alcanzado los eventos ocurridos durante el Pleistoceno, en un tramo de la traza comprendido entre las trincheras T1 y T6b denominado L1 (Fig. 6.1). La longitud de ruptura, para el mismo, es de 16 km. De igual manera se realizó el cálculo de la magnitud máxima que habrían alcanzado los eventos de edad holocena en la sección que se encuentra definida entre las trincheras T2 y T7, que alcanza una longitud de 25 km, denominado L2.

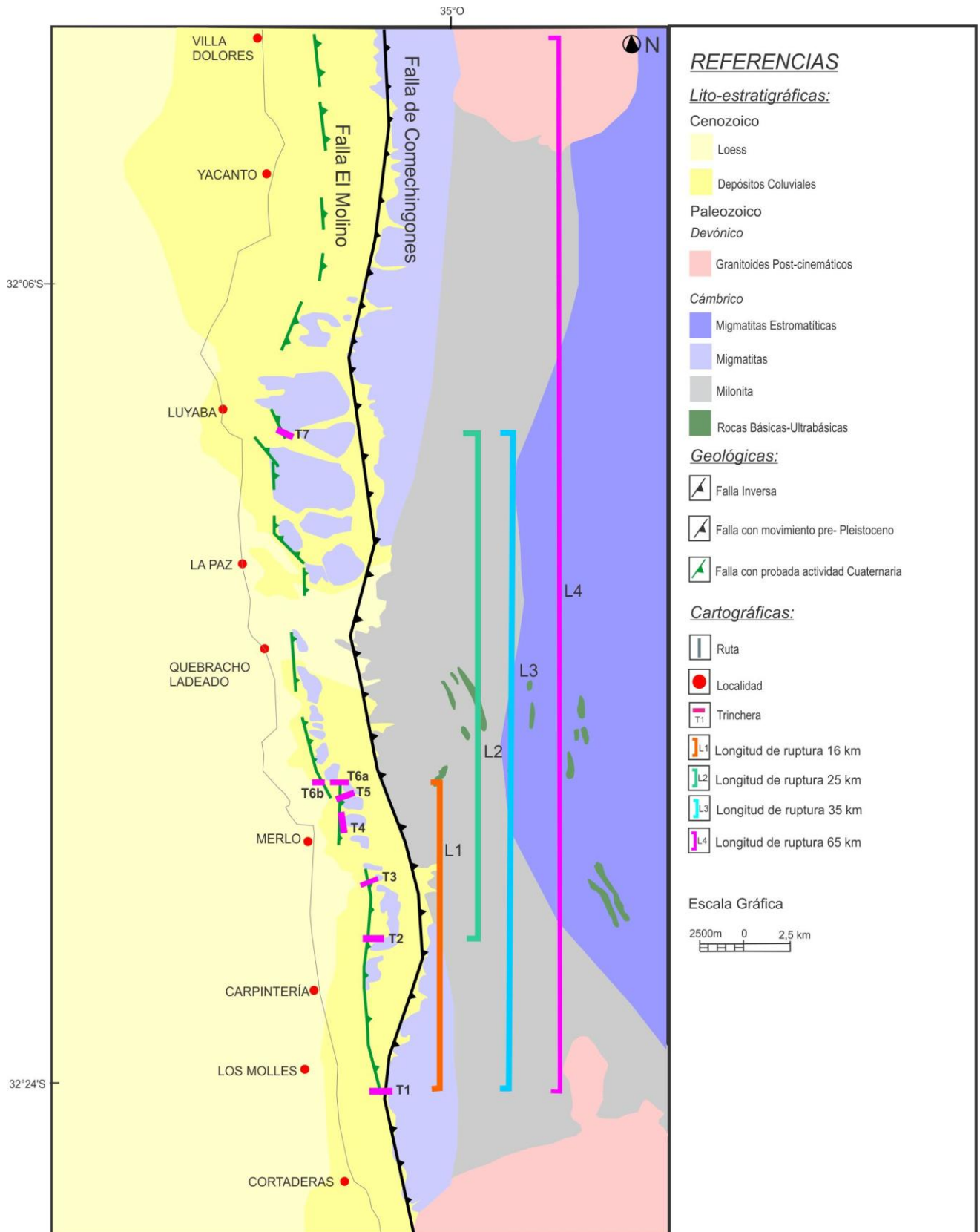


Figura 6.1: Mapa con las trazas de las fallas Comechingones y El Molino y las diferentes longitudes de rupturas utilizadas para el cálculo de la Magnitud Máxima M_s .

A los fines de hacer una estimación sobre la magnitud máxima que hubiera alcanzado un paleoterremoto por una reactivación de la falla El Molino a lo largo de su traza en en el área

de estudio, entre las trincheras, T1 hasta T7, se definió una longitud de ruptura denominada L3, que alcanza una longitud de 35 km. También el cálculo de la M_s se efectuó para otra situación posible si se considerara una reactivación de la falla a lo largo de toda la extensión de la misma, que ha podido ser reconocida mediante evidencias geomorfológicas encontradas en imágenes satelitarias y fotografías aéreas, de acuerdo a éstas se considera que la longitud de ruptura de la misma alcanzaría los 65 km, y es denominada L4 (Fig. 6.1).

Las paleomagnitudes obtenidas, por este método para la falla El Molino se presentan en la Tabla 6.1.

6.2.1.2 Estimación de la Magnitud Máxima (M_s) considerando el desplazamiento cosísmico

Los desplazamientos cosísmicos verticales y horizontales de paleoeventos se determinaron en forma directa en el perfil de las trincheras, para la falla El Molino.

En la estimación de la magnitud (M_s), el dato usado es el desplazamiento máximo (D_{max}), y se utilizan las siguientes fórmulas empíricas:

$$M_s = 6,793 + 1,036 (\text{Log } D_{max}) \quad (\text{Slemmons, 1982}) \text{ y}$$

$$M_s = 7,0 + 0,782 (\text{Log } D_{max}) \quad (\text{Bonilla et al. 1984})$$

Donde D_{max} es el desplazamiento máximo en metros.

Se calculó la magnitud máxima para la falla El Molino, utilizando el valor de desplazamiento relevado en la T6a, de 0,41 m, siendo considerado el más representativo. El buzamiento del plano de falla es de 47°E. La magnitud máxima obtenida es de M_s 6,4 de acuerdo con la fórmula planteada por Slemmons (1982) y de M_s 6,7 por la fórmula propuesta por Bonilla *et al.* (1984).

Los resultados están expresados en la tabla de síntesis (Tabla 6.1).

Falla El Molino	Longitud de Ruptura (Km)	Despl. (m)	Ms Estimada			
			Longitud de Ruptura		Desplazamiento Máximo	
			Slemmons (1982)	Bonilla(1984)	Slemmons(1982)	Bonilla(1984)
	16	0,41	6,8	6,8	6,4	6,7
	25	0,41	7	7	6,4	6,7
	35	0,41	7,2	7,1	6,4	6,7
	65	0,41	7,5	7,3	6,4	6,7

Tabla 6.1: Tabla de síntesis de la Magnitud Máxima (M_s) estimada, a partir de la longitud de ruptura y desplazamiento máximo, para paleoterremotos (L1, L2 y L3) y para una situación posible en caso que se reactive, FEM, a lo largo de toda su extensión (L4).

6.2.1.2 Estimación de la Magnitud (M_w) a partir del Momento Sísmico

Durante un terremoto fuerte la energía liberada está representada por la magnitud (M_w), la cual se basa en la determinación del momento sísmico (M_0). El mismo es importante, ya que provee una mejor aproximación de la magnitud obtenida mediante registro u otros cálculos teóricos.

El concepto de momento sísmico surge de las limitaciones de las escalas de magnitud en la determinación de terremotos de todos los tamaños, profundidad y localización, ya que éste se refiere totalmente al tamaño de un terremoto y es un parámetro que se considera como una descripción de la extensión de la deformación de la fuente que origina el evento (Bolt, 1995).

La ventaja que ofrece la determinación del momento sísmico sobre otras formas de medición de la magnitud (medición de la amplitud de ondas sísmicas), es que el momento relaciona directamente el tamaño de la fuente sismogeneradora con la longitud para un evento puntual (Reiter, 1988).

La escala de M_w muestra que es consistente con un amplio rango de magnitudes (Hanks y Kanamori, 1979; Wells y Coppersmith, 1994).

La magnitud (M_w) puede ser calculada considerando el momento sísmico (M_0), aplicando la siguiente fórmula:

$$M_w = 2/3 (\text{Log } M_0) - 10,73 \text{ (Hanks y Kanamori, 1979).}$$

El momento sísmico es determinado a partir de desplazamientos, asociados con el evento sísmico. Este concepto está siendo cada vez más utilizado en los estudios sismotectónicos porque es una medición física más directa del tamaño de un terremoto. El cálculo del momento sísmico puede realizarse utilizando la fórmula propuesta por Aki (1966):

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D$$

Donde "D" es el desplazamiento promedio entre dos bloques adyacentes a través de la superficie, "A" es el área de ruptura de la falla (longitud por profundidad) y " μ " es el módulo de rigidez de las rocas de la corteza (o resistencia a la cizalla) cuyo valor se asume que varía entre $3 \text{ y } 3,5 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$.

Para el cálculo del área se utilizaron 2 profundidades hipocentrales, 12 y 33 km, debido a que ambas constituyen las profundidades más frecuentes registradas en los antecedentes sísmicos históricos e instrumentales.

El desplazamiento de inclinación utilizado es de 41 cm, el determinado en la T6a. También se utilizaron 2 valores de buzamiento para el plano de falla, 34° y 48°, ya que la falla presenta variaciones del mismo a lo largo de toda su extensión. La longitud de ruptura utilizada para el cálculo es de 35 km (L3).

Se obtuvieron 4 datos de áreas del plano de ruptura de la falla, con los que se calculó el momento sísmico y la magnitud (M_w), los cuales se presentan en la tabla 6.2. Resulta del análisis de los mismos, que los máximos valores de M_w corresponden con las mayores profundidades hipocentrales, 33 km siendo el valor máximo obtenido de M_w 6,9, para un buzamiento de la falla de 32°E. Los valores de M_w obtenidos corresponden a terremotos potenciales.

Otras relaciones empíricas que permiten el cálculo de la magnitud M_w considerando solamente el área de ruptura del plano de la falla son las propuestas por Wells y Coppersmith, (1994) y Somerville (2006). Estas relaciones se expresan mediante las siguientes fórmulas:

$$M_w = 3,87 + 1,05 \text{ Log (A)} \text{ (Somerville, 2006)}$$

$$M_w = 3,98 + 1,02 \text{ Log (A)} \text{ (Wells y Coppersmith, 1994)}$$

Donde A es el área de ruptura de la falla en km^2 .

Para el cálculo en ambas fórmulas se utilizaron las áreas determinadas anteriormente y al igual que con la fórmula de Hanks y Kanamori, utilizada para la obtención de la magnitud M_w mediante el cálculo del momento sísmico, se observa que: los valores de M_w más altos coinciden con la mayor profundidad hipocentral y el menor ángulo de buzamiento obteniéndose un valor de M_w 7,3 en ambas fórmulas. Estos valores se representan en la Tabla 6.2.

6.3 ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL SISMOGÉNICO DE LA FUENTE

6.3.1 TERREMOTO MÁXIMO POSIBLE (TMP)

El terremoto máximo posible se considera como el terremoto más grande que pueda tener ocurrencia en la falla, cuya longitud de ruptura involucre a todas las secciones o segmentos de la misma. Se determina utilizando métodos geológicos y sismológicos, incluyendo parámetros de la fuente y la sismicidad histórica (de Polo y Slemmons, 1990).

Para el cálculo de la magnitud del terremoto máximo posible se utilizó, la longitud de la falla desde la localización de la trinchera 1 (32°27' 06,87" LS y 64°58' 25,26" LO) hasta aproximadamente la localidad de Villa Dolores (31°52' 57,25" LS y 65° 01' 02,04" LO), donde es posible observar evidencias geomorfológicas de la presencia de la traza de la falla, alcanzando una longitud total de 65 km (L4).

De acuerdo con la fórmula de Slemmons (1982) se obtuvo una magnitud máxima de

$$M_s=7,5$$

De acuerdo con la fórmula propuesta por Bonilla *et al.* (1984) la magnitud máxima es:

$$M_s=7,3$$

Según la fórmula propuesta por Somerville (2006) se obtuvo una magnitud de:

$$M_w=7,6$$

Teniendo en cuenta la fórmula de Wells y Coppersmith (1994) se obtuvo una magnitud de:

$$M_w=7,6$$

Se interpreta que los valores obtenidos de M_w para el TMP se consideran elevados o importantes para una falla de intraplaca, si bien son consistentes con los valores de M propuestos por Costa (2004) como umbral para Sierras Pampeanas. Es importante resaltar que las magnitudes estimadas en el presente trabajo superan los registros de sismos históricos que han tenido epicentro en el área, por lo que la estructura actualmente, es posible que se encuentre acumulando energía de deformación elástica, que posteriormente puede liberarse de manera repentina originando un terremoto con los valores de M_w obtenidos.

Falla El Molino	PH/Bz	Área (Km ²)	Mo (dyn.cm)	M _w		
				Hanks y Kanamori (Mo) (1979)	Somerville (A) (2006)	Well y Coppersmith (A) (1994)
	12km/34°	770	1,1x 10 ²⁶	6,6	6,9	6,9
	12km/48°	560	8,036 x 10 ²⁵	6,5	6,7	6,7
	33km/34°	2065	2,9 x 10 ²⁶	6,9	7,3	7,3
	33km/48°	1575	2,26x 10 ²⁶	6,8	7,2	7,2

Tabla 6.2: Tabla de síntesis con el cálculo de las áreas de ruptura de la falla, y Magnitud del Momento Sísmico (M_w). Donde A, es el área; PH la profundidad hipocentral, Bz buzamiento del plano de falla y Mo el momento sísmico.

6.4 ESTIMACIÓN DE LA INTENSIDAD EPICENTRAL

La intensidad es una medida de los efectos causados por un sismo en un lugar determinado de la superficie terrestre. La escala de Mercalli Modificada (MM), es una escala subjetiva, desarrollada para evaluar la intensidad de los terremotos. La misma se compone de 12 grados, donde los niveles más bajos están asociados por la forma en que las personas

sienten el temblor, mientras que los grados más altos se relacionan con el daño estructural observado. Otra manera de estimar la intensidad epicentral es mediante el uso fórmulas empíricas donde se considera la magnitud y la profundidad hipocentral.

Cuando se habla de la intensidad de un sismo, sin indicar dónde fue medida, ésta representa (usualmente) la correspondiente al área de mayor intensidad observada.

Para la zona en estudio, se calculó la intensidad máxima epicentral de acuerdo con la fórmula de Lomtadze (1983), el cual considera la profundidad del foco (h) y la magnitud (M), en donde:

$$I_0 = 1,5 \times M - 3,5 \log h + 3$$

En la aplicación de esta fórmula se utilizó la magnitud determinada con la longitud de ruptura, calculado con la longitud de ruptura denominada L3, según la fórmula de Slemmons (1982), en donde el valor obtenido fue de M_s 7,2. Para la profundidad hipocentral se utilizaron 2 valores, de 12 y 33 km, según los antecedentes de eventos sísmicos y de las mediciones realizadas en campo de la geometría de plano de falla, con el fin de observar como varía la intensidad epicentral con la profundidad hipocentral a la que se producen los terremotos. Luego de realizar los cálculos, los resultados que se obtuvieron fueron: para una profundidad hipocentral de 33 km, una intensidad de VIII (MM) y para 12 km una intensidad de X (MM) (Tabla 6.3).

Con los valores de intensidad epicentral obtenidos, también se realizó una aproximación sobre las aceleraciones esperadas del suelo. Estas se expresan como un porcentaje de la aceleración de la gravedad en función de la intensidad obtenida, considerando el criterio propuesto por Bolt (1995). Los valores de aceleración estimados se presentan en la Tabla 6.3.

PH (km)	Intensidad (MM)	Bolt (1995)
12	X	>0,60g
33	VIII	0,25-0,30g

Tabla 6.3: Tabla con los valores de Intensidad Epicentral obtenidos vs las aceleraciones esperadas, donde PH corresponde con la profundidad hipocentral.

La zonificación de la peligrosidad sísmica realizada por el INPRES, en Argentina, está basada en registros sismológicos históricos. El grado de peligrosidad de cada zona se calculó mediante fórmulas empíricas que utilizan como valor de entrada la intensidad máxima registrada en cada una de ellas, determinando así una aceleración sísmica correspondiente a cada región, la cual representa un porcentaje de la aceleración de la gravedad. La zona de

estudio, como se ha mencionado en el Capítulo 3, se encuentra en el límite entre la zona 1 y 2, donde las aceleraciones esperadas para las mismas son de 0,08g-0,10g y de 0,16g-0,18g respectivamente.

Si se analiza los valores de intensidad obtenidos y se utiliza la tabla de equivalencias de Bolt (1995), se deduce que para una intensidad de VIII (MM), le corresponde una aceleración de la gravedad entre 0,25-0,30g, mientras que para un sismo cuya intensidad sea de X (MM) la aceleración de la gravedad es >0,60g (Tabla 6.3). Estos valores permiten interpretar que, aquellos sismos cuyas intensidades alcancen los VIII (MM) superarán los valores estimados por el INPRES correspondientes a la aceleración de la gravedad, casi en tres veces para la zona 1 y casi en dos veces para la zona 2. Mientras para aquellos sismos que alcancen los IX (MM), superaran casi en seis veces para la zona 1 y casi en cinco veces para la zona 2 la aceleración de la gravedad, por lo que se interpreta o supone que el peligro sísmico en la zona de estudio está siendo ampliamente subestimado.

A pesar de que los sismos generados a 12 km de profundidad se corresponden con el mayor grado de intensidad obtenido, X (MM), aquellos generados a mayor profundidad tienen aun una elevada intensidad, VIII (MM).

Considerando que el esfuerzo de corte en la base de la construcción está en función de este parámetro en las diferentes zonas sísmicas (INPRES-CIRSOC-103-1983), sería de esperar que los daños que pudiese generar un eventual terremoto fuerte, de la magnitud calculada fuera mucho mayor que a los hasta ahora previstos.

De lo anterior se desprende, la importancia de resaltar que las magnitudes estimadas en el presente trabajo, superan las de los registros de sismos históricos e instrumentales que han tenido epicentro en el área, por lo tanto se considera que la amenaza sísmica en la zona de estudio es mayor a la esperada sobre la base de estos registros. A esto se suma el hecho de que las localidades de la región presentan un importante grado de vulnerabilidad, debido al crecimiento en infraestructura, en los últimos años relacionados al gran desarrollo turístico, la cual se ignora o desconoce, si en su realización se ha tenido en cuenta las normativas de construcción sismoresistentes propuestas, y vigentes, por el INPRES. Aunque en el supuesto caso que se hayan construido siguiendo a las mismas, no sería suficiente para resistir las aceleraciones esperadas de acuerdo a las estimaciones realizadas.

Ambos parámetros, amenaza y vulnerabilidad sísmica, permiten estimar que la zona de estudio posee un riesgo sísmico importante, donde las acciones necesarias para disminuir el mismo deberían provenir de las tareas de concientización y prevención sísmica, como así

también del estricto control por parte de las autoridades de turno en las obras de construcción como viviendas, edificios, puentes, represas, etc.

CAPÍTULO VII

DISCUSIONES, CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES



7.1 DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

-La falla El Molino, considerada un brazo secundario del frente principal de levantamiento serrano constituido por la falla de Comechingones, es la que presenta, hasta el momento, las evidencias más claras de las deformaciones modernas en el ámbito de este sistema de estructuras asociadas al frente de levantamiento, a esta latitud, expresadas como un importante corrimiento con vergencia occidental, que durante el Pleistoceno superior–Holoceno superior habría generado una ruptura–superficial de aproximadamente 35 km y desplazamientos de inclinación de más de 3 metros, en algunas secciones. Por lo tanto, se concluye que este corrimiento posee características similares a las descritas para la falla de la Sierra Chica en Córdoba, por otros autores, en cuanto a las edades del corrimiento, vergencia, deformaciones asociadas y actitud de la falla. Como así también, al igual que la falla citada, se adjudica que las evidencias morfoestructurales, paleosísmicas, la sismicidad histórica y actual son una respuesta, en la intraplaca, de la influencia de la subducción subhorizontal generada por la placa de Nazca.

-Los rasgos morfológicos superficiales asociados a esta estructura, principalmente los relacionados con el basculamiento hacia el E de los potentes estratos de sedimentos y de las paleosuperficies de erosión generadas durante los últimos 10.000 años, por lo tanto si bien no se conoce la velocidad de la falla o el periodo de recurrencia, es posible afirmar que seguramente las futuras reactivaciones de la estructura tendrán mucha similitud en términos de energía y deformaciones generadas con las citadas anteriormente, y que tal vez se conviertan en información o datos “análogos modernos” de deformaciones cosísmicas en materiales cuaternarios.

-La información paleosismológica fue obtenida mayormente por medio de la descripción de los perfiles de trincheras ubicadas en sitios donde la topografía y la cobertura vegetal permitió el acceso a las exposiciones de las deformaciones asociadas al plano de falla, mientras que, en otros sitios donde no se han dado las condiciones citadas, se debió trabajar con evidencias indirectas analizando escarpas, disección de abanicos y el basculamiento de niveles de sedimentos cuaternarios y de paleo-superficies de erosión en el sentido opuesto a la pendiente regional, lográndose obtener valiosa información sobre la actividad cuaternaria de la falla. Esto permite concluir que las evidencias indirectas son una potente herramienta cuando son usadas como un complemento en el desarrollo de las investigaciones paleosismológicas en frentes serranos debido a las particularidades, como topografía, cobertura vegetal y accesibilidad, que éstos presentan.

-La ausencia de registros históricos y de evidencias de deformaciones cosísmicas generadas por terremotos fuertes en el área, sumado la corroboración con este estudio de que

la actividad tectónica más reciente no se ubica al pie del frente principal de levantamiento serrano, sino que se reconoce desplazada hacia sectores occidentales medios y distales del frente serrano y puesta de manifiesto por fallamientos secundarios modernos como la falla El Molino y el lineamiento Los Molles, coincidente con lo que plantea Costa (1999) sobre la migración de la actividad cuaternaria respecto del frente de levantamiento principal que es un rasgo que caracteriza a las Sierras Pampeanas, permiten concluir, que existe la posibilidad de la ocurrencia de fuertes terremotos con epicentro en la zona, como así también que pueden existir otras fuentes sismogénicas en el área que aún no han sido reconocidas, tal vez ignoradas y no valoradas.

-Se concluye que las estructuras deformacionales de carácter frágil y dúctil identificadas en sedimentos cuaternarios, asociadas a un ambiente compresivo, están genéticamente relacionadas a la ocurrencia de terremotos prehistóricos. Estos paleoeventos sísmicos, al menos un total de 9 cuya magnitud habría alcanzado $M_s \geq 7,2$ y $M_w \geq 7,3$, con ocurrencia desde el Plioceno-Pleistoceno hasta el Holoceno, inclusive, permiten confirmar a la falla El Molino como una falla activa.

-La interpretación de los resultados paleosismológicos obtenidos a través de la descripción de 5 nuevas trincheras, en exposiciones de la falla, que han permitido además de definir la longitud de ruptura pleistocena-holocena de la estructura, avanzar en el conocimiento sobre el comportamiento de fallas con actividad cuaternaria en Argentina y sobre el conocimiento del potencial sismogénico de la falla El Molino, que hasta el presente era solo parcialmente conocido, permiten concluir que el tamaño de un terremoto fuerte, futuro, asociado a esta estructura podría alcanzar o superar la magnitud (Ritcher) de 7,5.

-Las paleomagnitudes determinadas para los terremotos prehistóricos fuertes superan ampliamente a las que constan en los registros de sismos históricos e instrumentales que han tenido epicentro en el área y son coincidentes con las determinadas como umbral, superiores a $M 6,5$, para el ámbito de las Sierras Pampeanas, estas aproximaciones permiten concluir que el peligro sísmico en la región es importante y está siendo subestimado.

7.2 CONSIDERACIONES FINALES

-El análisis de la sismicidad de la región como magnitud, intensidad, distribución epicentral e hipocentral, sumado a la revisión realizada de los mecanismos focales determinados para sismos con epicentro en las Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales, ha permitido valorar la importancia que tiene este tipo de información como complemento que aporta la paleosismicidad al momento de hacer una aproximación sobre el peligro y riesgo

sísmico de una región. Por lo tanto, se considera que es sumamente necesario contar en la región con estaciones sismológicas sincronizadas que permitan realizar el registro permanente de la actividad sísmica, información de base para la determinación del mecanismo focal. En el caso de sismos que tengan ocurrencia asociados a la falla El Molino, se espera que posiblemente el mecanismo focal sea de carácter compresivo, similar al determinado para el sismo ocurrido en la localidad de Villa Cañada del Sauce (Córdoba) y coincidente con el campo de esfuerzos propios de Sierras Pampeanas durante el Ciclo Ándico.

-Si bien, la sismicidad asociada a la falla El Molino hasta el momento no posee registros de sismos con magnitud superior a M 4,1 es de esperar, de acuerdo a la paleomagnitud calculada superior al registro histórico, que la estructura en la actualidad posiblemente se encuentre en una etapa intersísmica, sumado a esto que las posibles aceleraciones pico del suelo excederían a las esperadas y siendo éstas un parámetro de diseño de las construcciones, se considera que, sobre la base de los resultados obtenidos en este estudio y en otros realizados en fallas geológicas activas presentes en las provincias de Córdoba y San Luis, se deberían establecer nuevamente los límites de las Zonas de Peligrosidad Sísmica 1 y 2, definidas por el INPRES, ya que de mantenerse como hasta el presente se seguiría subestimando el peligro sísmico de la región.

-En la actualidad, las zonas sísmicamente activas del planeta en las que se emplazan importantes centros urbanos, son las acciones de prevención y concientización las herramientas más importantes y económicas a la hora de disminuir la vulnerabilidad sísmica y por lo tanto, el riesgo sísmico en las mismas. Dado que la mayoría de las poblaciones de la región carecen de un plan de gestión del riesgo y que no se realiza en forma efectiva el control de la aplicación de normas sismoresistentes, se considera que es necesario en forma urgente la implementación de estas acciones con el fin de disminuir la vulnerabilidad sísmica, mitigar los posibles daños que podría causar un sismo de la magnitud esperada y así mejorar la calidad de vida futura de los pobladores de la región.

-Se considera que, en el desarrollo de estudios paleosismológicos futuros es necesario realizar dataciones de los materiales de algunos niveles de interés, para hacer una aproximación más realista sobre la edad de ocurrencia de los paleoeventos sísmicos y para establecer sus períodos de recurrencia, como así también, para hacer un aporte al establecimiento de las edades de las formaciones estratigráficas definidas en la zona (Hoja Geológica Santa Rosa) ya que, se ha reconocido cierta inconsistencia en la asignación de las edades relativas siguiendo criterios descriptivos.

-Finalmente, se considera que los resultados obtenidos en el presente trabajo, son una contribución al conocimiento sobre las deformaciones cuaternarias y el comportamiento de

fallas activas de intraplaca, ubicadas en la región central de Argentina, dentro de un contexto de subducción subhorizontal. Por lo tanto, se recomienda continuar con las investigaciones paleosismológicas al norte de la zona estudiada, ya que se observan morfologías superficiales que estarían relacionadas a la falla El Molino y al oeste de la misma donde existe un lineamiento que posee rasgos morfoestructurales en sedimentos cuaternarios, ya que estos estudios podrían permitir realizar una valoración del potencial sismogénico, más realista, de estas estructuras.

BIBLIOGRAFÍA



BIBLIOGRAFÍA

- AKI, K. 1966. Generation and propagation of G waves from the Nigata Earthquakes of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G waves spectrum: Bulletin of the Earthquake Research Institute, v44, 73-78 p.
- ALVARADO, P., CASTRO DE MACHUCA, B. y BECK, S. 2005. Comparative seismic petrographic crystal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas Region (31° S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (4): 787-796.
- AMEGHINO, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Obra escrita bajo las nupcias de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina para presentarla en la Exposición Universal de París 1889. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas 6: 1-1027 y atlas. Córdoba.
- BETTIOL, A. 2012. Estudio neotectónico de fallas con actividad cuaternaria, ubicadas al sur de las Sierra de las Peñas. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 115 p., Río Cuarto.
- BODENBENDER, G. 1905. La Sierra de Córdoba, Constitución geológica y productos minerales de aplicación. Ministerio de Agricultura de la Nación, Actas: 1 (Sec. Geol. 2): 1-146, Buenos Aires.
- BODENBENDER, G. 1929a. Triásico y Terciario en la falda occidental de la Sierra de Córdoba. Relaciones morfológico-tectónicas. Rocas volcánicas. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias. Actas 25: 1-73, Córdoba.
- BOLT, B. A. 1995. Earthquakes. W.H-Freeman and Co, 331 p., New York.
- BONALUMI, A., MARTINO, R., BALDO, E., ZARCO, J., SFRAUGULLA, J., CARIGNANO, C., KRAMER, P., ESCAYOLA, M. y TAUBER, A. 1999. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Hoja Geológica 3166-IV-Villa Dolores. Boletín N°250. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 141 p., Buenos Aires.
- BONALUMI, A., MARTINO, R., SFRAUGULLA, J., CARIGNANO, C. y TAUBER, A. 2005. Hoja Geológica 3363-I, Villa María, SEGEMAR, 74 p., Buenos Aires.
- BONILLA, M., MARK, R. y LIENKAEMPER, J. 1984. Statical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. USGS. Open file Report 84, 256 p., version 1.1.
- BONILLA, M.G. 1988. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. Bulletin of the Association of Engineering Geologist, Actas 25: 17-29. USA.

- BURTON SLEMMONS, D. y KRINITZSKY, E. 1990. Neotectonics in Earthquake Evaluation. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology, Volume VIII.
- CASTANO, J.C. 1977. Zonificación sísmica de la República Argentina. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Publicación Técnica N° 5, 42 p., San Juan.
- CASTANO, J. y BASTIAS, H. 1981. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del riesgo sísmico. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Publicación Técnica N°7, 42p. San Juan.
- CASTELLANOS, A. 1944. Paleontología y estratigrafía de los sedimentos neógenos de la provincia de Córdoba. Publicación del Instituto de Fisiografía y Geología, Facultad de Ciencias Matemáticas, Físicas, Químicas y Naturales Aplicadas a la 108 Industria. Universidad Nacional del Litoral, Actas 23: 5-47, Rosario.
- COSTA, C. 1992. Neotectónica del sur de la Sierra de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inérita), 390 p., San Luis.
- COSTA, C. 1994. The Neogene thrust front of the Sierra de San Luis, Pampean Ranges, Argentina. Bulletin INQUA Neotectonics Commission, Actas 17: 76, Estocolmo.
- COSTA, C. y VITA FINZI, C. 1996. Late Holocene faulting in the southeast Sierras Pampeanas of Argentina. Geology, v24, n12. 1127-1130.
- COSTA, C. 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y Métodos. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 285-300.
- COSTA, C. 1999. Rasgos Estructurales del territorio argentino, tectónica cuaternaria en las Sierras Pampeanas. Geología Argentina, 779-784, Buenos Aires.
- COSTA, C., MURILLO, M., SAGRIPANTI, G. y GARDINI, C. 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of Seismology 5: 399-409.
- COSTA, C. 2002. Curso de Neotectónica y Paleosismología, Universidad Nacional de San Luis, 63 p., San Luis.
- COSTA, C. 2004. ¿Microtectónica en el Cuaternario? Métodos y aplicaciones de la Paleosismología. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 7: 9-19.

COSTA, C., A. ORTIZ SUÁREZ, A., GARDINI, C., CHIESA, J., OJEDA, G., STRASSER, E., ESCAYOLA, M., KRAEMER, P., ULACCO, J., MORLA, P. y ALMANDOZ, G. En prensa. Hoja Geológica 3366-II Santa Rosa. Provincias de San Luis y Córdoba.

CRONE, A. y MACHETTE, M. 1995. Paleosismology and earthquakes in stable continental regions: Insights into long-term behavior of some intraplate seismogenic faults. En Vañlense, G. y D. Pantosi (Eds.), Workshop on active faulting studies for seismic hazard assessment, extended abstracts, I.N.G., Roma.

CRONE, A., MACHETTE, M. y BOWMAN, R. 1997. Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by palaeoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults. Australian journal of Earth Sciences 44: 203-214.

CRONE, A., de MARTINI, P., MACHETTE, M., OKUMURA, K. y PRESCOTT, J. 2003. Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia: implications for fault behavior in stable continental regions. Bulletin of Seismological Society of America, 93, (5): 1913-1934.

DE POLO, C. y SLEMMONS, B. 1990. Estimation of earthquake size for seismic hazards. Geological Society of American. Vol. III: 1-22.

FLORES, M. 1979. Cuenca de San Luis. En: Turner, J (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina; Academia Nacional de Ciencias (1): 745-767.

GALLO, M. 2011. Estudio neotectónico de la falla de Sierra Chica de Córdoba, en la sección Las Peñas-Los Cóndores. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédito), 100 p., Río Cuarto.

GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. 1999. Cuaternario de la Región de Cuyo, Geología Argentina, 692-695, Buenos Aires.

GORDILLO, C. y LENCINAS, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650.

GROSS, W. 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla, Revista de la Asociación Geológica Argentina 3: 73-132.

HANKS, T. y KANAMORI, H. 1979. A moment magnitude scale: Journal of Geophysical Research, 48: 2348-2350.

HUNICKEN, M., AZCUY, C. y PENSA, M. 1981. Sedimentitas Paleozoico. Relatorio N°8, Congreso Geológico Argentino, p. 74-75, San Luis.

ISACKS, B., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R. y RAMOS, V.A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 587-606, Buenos Aires.

JORDAN, T.T., ISACKS, B., RAMOS, V.A. y ALLMENDINGER, R.W. 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983 (3): 20-26, Ottawa.

JORDAN, T. y ALLMENDINGER, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. American Journal of Science 286: 737-764.

KULL, V. y METHOL, E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 211, Alta Gracia Provincia de Córdoba, Servicio Geológico Nacional, 165 p., Buenos Aires.

KRAEMER, P.E., ESCAYOLA, M.P. y MARTINO, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina.

KRAEMER, P., MARTINO, R., GIAMBASTINI, M. y SFRAGULLA, J. 1988. Análisis dinámico cinemático preliminar de la falla Santa Rosa, Dpto. de Calamuchita, Provincia de Córdoba. Reunión de Microtectónica, Actas V (I): 107-114.

LENCINAS, A. y TIMONIERI, A. 1968. Algunas características estructurales del valle de Punilla, Córdoba, 3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1, 195-208.

LIRA, R., MILLONE, H.A., KIRSCHBAUM, A.M. y MORENO, R.S. 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitic activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. Journal of South American Earth Science 10 (2): 157-178.

Mc CALPIN, J. 1996. Paleosismology. Academic Press. 587 p., San Diego, California.

MARTINEZ DIAZ, J. 1998. Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inédita), 312p., Madrid.

MARTINO, R. 1993. La faja de deformación "Guamanes", petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48: 21-32.

MARTINO, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 549-571

MASSABIE, A. 1976. Estructura tectónica cenozoica entre Chaerbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. VI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 109-123, Buenos Aires.

- MASSABIE, A. 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de Sierras Pampeanas Orientales, sierras de Córdoba, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino. Actas 1, 271-274.
- MASSABIE, A. y SZALAFSZTEIN, C. 1991. Condiciones geomecánicas y edad de fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas 6: 154-168, Córdoba.
- MASSABIE, A., SANGUINETTI, A., LO FORTE, G. y CEGARRA, M. 2003. La actividad neotectónica en la sierra Baja de San Marcos - Cruz del Eje, flanco occidental de las Sierras Pampeanas Orientales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 653-663.
- METHOL, E.J. 1971. Hoja Geológica 22h, Santa Rosa. Provincia de Córdoba y San Luis. Boletín N°124. Dirección Nacional de Geología y Minería de la República Argentina, Buenos Aires.
- MIGORANCE, F. 1991. Análisis y evaluación del tectonismo reciente asociado a la falla de Sampacho, Provincia de Córdoba, Argentina Central. Instituto Panamericano de Geofísica e Historia de México 35: 13-39. México DF:
- MURILLO, M. 1996. Neotectónica del flanco occidental de la Sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel, Provincia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 135 p., Buenos Aires.
- PANIZZA M. 1991. Geomorphology and Seismic Risk. Earth Science Reviews, 11-20p.
- PARDO CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6 (3): 233-248, Washington.
- PINOTTI L., CONIGLIO, J., ESPARZA, A., D'ERAMO, F. y LLAMBÍAS, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stopping at shallow crustal levels. Cerro Aspero Batholith, Sierras Pampeanas de Cordoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15, issue 2: 251-265. Elsevier Science.
- PLIEGER, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. South American Andes: Journal Geological Society of London 141: 793-802.
- RAMONELL, C. y LATRUBESSE, E. 1991. El loess de la Formación Barranquita: comportamiento del sistema Eólico Pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. 3º Reunión PIGG-281, Publicación Especial 3: 64-81.
- RAMOS, V. 1999. Rasgos Estructurales del territorio argentino. Geología Argentina. Anales 29 (24): 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.

RAPELA, C.W., SAAVEDRA, J., TOSELLI, A. y PELLITERO, E. 1996. El plutonismo fuertemente peraluminoso de las Sierras Pampeanas Orientales. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 337-354.

RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J. y GALINDO, E. 1998. The pampean orogeny of the southern proto-Andes evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba, En: Pankhurst, R: J y Rapela, C. W., (Eds.).The Proto-Andean Margin of South America. Special Publication of the Geological Society London.

RAPELA, C.W., CASQUET, C., BALDO, E. DAHLQUIST, J., PANKHURST, R.J., GALINDO, C. y SAAVEDRA, J. 2001. Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of Iberian Geology 27: 23-41.

REDUCA (Geología). 2010. Cálculo del Mecanismo Focal de un Terremoto. Serie Tectónica. 2 (6): 1-91, ISSN: 1989-6557

REITER, L. 1988. Earthquake hazard analysis. 241p., Columbia University Press. New York.

RICHARDSON, T., GILBERT, H., ANDERSON, M. y RIDGWAY, K. 2012. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Geophys. J. Int. 188, 408-420.

SAGRIPANTI, G., VILLALBA, D., GROSSO, V. y DAGA, R. 2003. Análisis morfológico de escarpas, aplicado a la reconstrucción de la sismicidad prehistórica de la falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. II Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología. Actas: 369-377. Tucuman.

SAGRIPANTI, G., VILLALBA, D., BETTIOL, A. y SEITZ, C. 2009. Sismicidad y paleosismicidad en la región sur de la provincia de Córdoba. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente 23: 45-53.

SAGRIPANTI, G., SCHIAVO, H., FELLIZIA, J., VILLALBA, D., AGUILERA, H., GIACCARDI, A. y MEMBRIVES, J. 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (1): 53-71.

SAGRIPANTI, G. 2006. Neotectónica y Peligro Sísmico de la Región de Sampacho, Departamento Río cuarto. Provincia de Córdoba. Tesis de Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 300 p., Río Cuarto.

SAGRIPANTI. G. y VILLALBA, D. 2009. Paleosismicidad y estimación del intervalo de recurrencia de fuertes terremotos asociados a fallas de intraplaca a la latitud de 33° S: Falla

Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (3): 417-428.

SANTINELLI, M.A. 2013. Caracterización de las deformaciones Neógenas-Cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica sector embalse de Río Tercero-Villa General Belgrano. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 110 p., Río Cuarto.

SCHALAGINTWEIT, O. 1954. Una interesante dislocación en Potrero de Garay (Valle de Calamuchita). Sierra Chica y Grande de la Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 9: 135-154.

SEITZ, C. 2009. Relevamiento Neotectónico de nuevas secciones de la falla de Las Lagunas, Sur de Córdoba. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 110 p., Río Cuarto. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 107 p., Río Cuarto.

SLEMMONS, D. 1977. Faults and earthquake magnitude, in State of art for assessing earthquake hazard in the United States, Report 6: U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station Miscellaneous Paper S-73-1, 129p.

SLEMMONS, D. 1982a. Determination of design earthquake magnitudes for microzonation in proceeding of the 3er international earthquake microzonization conference: Seattle Washington, v1: 119-130.

SLEMMONS, D. y CHUNG, D. 1982. Maximum credible earthquake magnitudes for the Calaveras and Hayward fault zones, California, in Hart, E-W., Hirschfeld, S.E. and Schulz, S.S., eds., Proceedings of a Conference on Earthquake Hazard in the Eastern San Fransisco Bay Area: California Division of Mines and Geology Special Publication 62: 115-124. California.

SMALLEY, R., PUJOL, M., CHIU, J., CHATELAIN, J., ISACKS, B., ARAUJO, M. y PUEBLA, N. 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior, Tectonics 12: 63-76.

SOMERVILLE, P. 2006. Review of magnitude-area scaling of crustal earthquakes. Reporte to WGCEP, 22 p., URS Corp., Pasadena.

VILLALBA, D. 2011. Estudio neotectónico y geodésico tendiente a comprobar movimientos prehistóricos y recientes en la falla Las Lagunas, Sampacho. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 144 p., Río Cuarto.

VON HUENE, R., CORVALAN, J., FLUEH, E.R., HINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C.R., WEINREBE, W. y THE CONDOR SCIENTISTS. 1997. Tectonic control of the subducting Juan

Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics* 16 (3): 474-488, Washington.

WALLACE, R. 1986. *Active tectonics*, National Academy Press, Washington.

WELLS, D. y COOPERSMITH, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture area and surface displacement. *B.S. Soc. Am.* 84: 974-1002.

WHITMEYER, S. y SIMPSON, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology* 25: 909-922.

WYSS, M. 1979. Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology* 7: 336-340.