

SERIE
CONTRIBUCIONES
TECNICAS

*Peligrosidad
Geológica*

14



Peligrosidad sísmica en la Sierra de Velasco

Provincia de La Rioja

SEGEMAR

María A. González
E. F. González Díaz
Manuela Elisondo
Pablo Juárez
Mariana Coppolecchia

U.N.S.Luis

Carlos Costa
Héctor Cisneros

U.N.S.Juan

Graciela Tello
D.G.M. La Rioja
Carlos Hunicken



AUTORIDADES

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
PRESIDENTE
ING. JORGE MAYORAL

SECRETARIO EJECUTIVO
LIC. PEDRO ALCÁNTARA

DIRECTOR DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS MINERALES
LIC. ROBERTO F. N. PAGE

DIRECTOR DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y APLICADA
LIC. OMAR R. LAPIDO

AÑO 2008

PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA SIERRA DE VELASCO

ÍNDICE

I.-Introducción	1
Ubicación de área	1
Características geográficas	2
Características climáticas	3
II.-Geología	5
Geología regional	5
Unidades litológicas	9
Sismicidad histórica	24
III.- Neotectónica	30
Objetivos y Alcance de este estudio	32
Metodología	33
Contexto geológico regional	34
Principales deformaciones recientes y fuentes sismogénicas potenciales de la región	36
Implicancias de las observaciones realizadas en la caracterización del peligro sísmico de la región	63
IV. Conclusiones	68
V. Recomendaciones	70

ANEXO

Mapa Geológico
Mapa Litológico
Mapa Geomorfológico

I. INTRODUCCIÓN

Este estudio se desarrolló en el marco del convenio firmado entre el SEGEMAR y la DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA DE LA PROVINCIA DE LA RIOJA, referente al desarrollo del conocimiento geológico y minero del país, ambos organismos realizaron un estudio de peligrosidad sísmica en la zona de influencia de la “Falla del Velasco” que ha tenido actividad sísmica reciente y ha afectado, con diferente magnitud a varias localidades del piedemonte oriental de la Sierra de Velasco. La zona a estudiar abarcará las localidades de San Blas de los Sauces, Aimogasta, Aminga, Anillaco y La Rioja. En una segunda etapa se extenderá el estudio hacia la vertiente occidental del Velasco, incluyendo localidades como Chilecito, Nonogasta, Vichigasta, etc.

Los mapas tienen un uso directo para la localización y delimitación de zonas amenazadas por peligros sísmicos, e indirectamente son de para los trabajos de ordenación territorial y de toma de medidas preventivas y predictivas en función del tipo de proceso de que se trate.

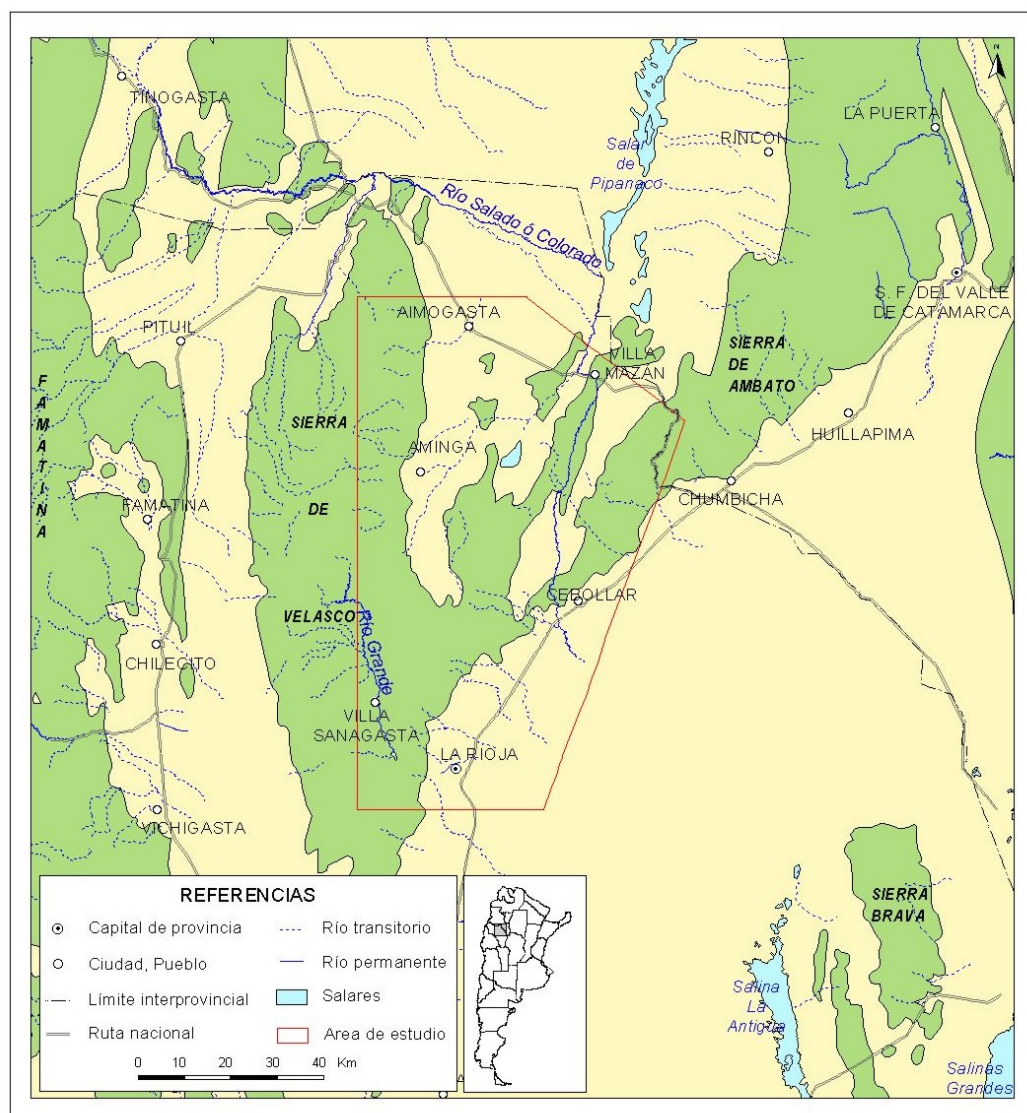
Esta cartografía de base aporta información necesaria para las medidas no estructurales y es una herramienta básica para la toma de decisiones para el diseño de medidas estructurales encaminadas a prevenir o evitar daños, al indicar la localización o peligrosidad de los diferentes procesos geodinámicos que afectan o puedan afectar al territorio provincial.

I.a. UBICACIÓN DE ÁREA

El área estudiada se ubica en la región centro-este de la provincia de La Rioja, entre los 28°30' y 29°30' de latitud sur y los 66°20' y 67° de longitud oeste. Involucra gran parte de la sierra de Velasco y su sector pedemontano, además del extremo sur de la sierra de Ambato (Figura 1). Incluye la totalidad del Velasco Oriental y el faldeo oriental del Velasco Occidental. Latitudinalmente la zona de estudio se extiende desde el norte de la localidad de Machigasta hasta la latitud de la localidad de Santa Rita, ubicada al sur de la ciudad de La Rioja.

El centro urbano más importante corresponde a la ciudad de La Rioja, capital de la provincia. Otras poblaciones con menor cantidad de habitantes incluidas dentro del área son: Bazán, Cebollar y Villa Mazán, en el sector oriental; y las poblaciones ubicadas en la zona de “la costa del Velasco” Asha, San Pedro, Santa Cruz, Aimogasta, Udpinango, Anjullón, Los Molinos, Anillaco, Aminga, Chusquis, Pinchas, Agua Blanca, además de la localidad de Villa Sanagasta (Villa Bustos) ubicada en el valle del río Grande.

Las vías de acceso al área de estudio son la ruta nacional N° 38 que comunica con la provincia de Córdoba por el sur y con la provincia de Catamarca por el norte, la ruta provincial N° 5 que comunica también con las provincias de Catamarca y Córdoba. La ruta provincial N° 1, parte de la ciudad de La Rioja y llega al flanco occidental de la sierra del Velasco, atravesando la localidad de Villa Sanagasta. La ruta nacional N° 60 comunica con la provincia de Catamarca.



I.b. CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La provincia de La Rioja ocupa una superficie de 89.680 km² y se encuentra dividida políticamente en 18 departamentos agrupados en seis regiones. El área de estudio está comprendida entre la Región 3 o La Costa (Arauco, San Blas de Los Sauces y Castro Barros) y la Región 4 o Capital (La Rioja Capital y Sanagasta).

Recorren la región, al oeste la ex ruta provincial 1, actual nacional 75 que une la ciudad de La Rioja con los pueblos de la Costa Riojana, la ruta provincial 9 que une Bazán con Aimogasta atravesando la sierra de Mazán y la nacional 38 que corre paralela a la traza del FCGB que comunica en su recorrido a la ciudad de La Rioja con la de San Fernando del Valle de Catamarca. La ruta nacional 60 une esta última ruta con Aimogasta, atravesando la quebrada de La Cébila, y la ruta provincial 10 une la provincial 9 con la nacional 60 en Villa Mazán, siendo su recorrido paralelo al río Salado.

La Sierra de Velasco está ubicada en el noreste de la provincia, lindando con la provincia de Catamarca. La integran sierras menores como la Sierra de la Punta, la Sierra de Mazán y parte de la Sierra de Ambato. Los picos más altos se encuentran en el Velasco Occidental, en el cerro El Melao con 4189 msnm. En el sector oriental, las elevaciones más importantes se encuentran en el cerro el Manzano de 2602 msnm,

disminuyendo hacia el norte y el sur. El cerro La Cruz, al SO de La Rioja, presenta una altura de 1644 msnm y la Sierra de Mazán no supera los 1400 msnm.

La región de la Costa Riojana está constituida por el bajo donde escurre el río de la Punta, al oeste del área.

Se distinguen otras regiones deprimidas como la Pampa de Los Altos, el Barreal de la puerta de Arauco, y el Bolsón de Huaco.

El río Grande se ubica en el suroeste del área de estudio, nace en los alrededores del C. La Peñas y está embalsado aguas arriba de la ciudad de La Rioja en el Embalse Los Sauces. El río Salado corre por el sector este con un rumbo preponderantemente N-S.

La ciudad más relevante es La Rioja, capital de la provincia. Otras ciudades y pueblos son Aimogasta, Machigasta, San Pedro, Santa Cruz, Anjullón, Los Molinos, Anillaco, Aminga, Chuquis, Pinchas, Agua Blanca, Villa Sanagasta, Bazán, Cebollar, Villa Mazán, entre otros.

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

La región árida de La Rioja se caracteriza en general por una fuerte continentalidad, una débil humedad, una fuerte insolación diaria, limpidez atmosférica, lluvias estacionales (violentas y torrenciales) y una fuerte evaporación así como vientos cálidos y secos. El clima se caracteriza por extremos. La lluvia es esporádica, debido a tormentas de convección.

En el esquema de Köppen, en términos generales, La Rioja se sitúa en una zona de transición entre el clima desértico y el clima del "espinal" (o "mesquite"). La fórmula sería B.S.h.w., es decir, un clima seco con lluvias escasas en verano (tormentas) con una larga y fuerte sequía de invierno. (B: cantidad de lluvia menor al límite de la sequía. S: desértico - "espinal". W (h) cálido, temperatura media superior a 18° C. W (w) época seca: invierno. (a) mes más cálido con temperaturas medias superiores a 22°C. (Dato que podría agregarse). En el esquema de Thornwaite, se clasifica como mesotermal "D" (semiárido índice hídrico -40 a -20). "B"-4, mesotermal, subtipo termal con evapotranspiración potencial de 977 a 1140 mm (Rosa, 2000).

El régimen térmico es propio de un clima continental seco y cálido. Sólo en las montañas la temperatura desciende por la altura y la exposición, más aún siempre y cuando haya vientos favorables. El régimen térmico muestra veranos cálidos e inviernos bastante suaves (Rosa, 2000). Esto puede observarse en el gráfico **xxa** donde está representada la temperatura media, la máxima media y la mínima media registradas en la ciudad de La Rioja. En el verano la temperatura máxima media alcanza los 35°C, mientras que en el invierno, la temperatura media y la mínima media se aproximan a los 10° y 5° C respectivamente.

Las lluvias caen principalmente en verano, siendo enero el mes más lluvioso, en tanto que el invierno es muy seco, como se aprecia en el gráfico **xxb** que muestra las precipitaciones para la ciudad de La Rioja. Por otra parte las precipitaciones disminuyen en sus totales de E a W, de 300 mm en la zona de contacto con Córdoba y Catamarca, hasta 100 mm al pie de la Cordillera de Los Andes. Esta variación se reconoce en la zona de la sierra de Velasco que registra un desigual régimen de precipitaciones entre ambas laderas (**Tablas xx1 y 2**), causado por el efecto sombra orogénica que ejercen las sierras sobre los vientos provenientes del sector oriental. La desigualdad en las precipitaciones está evidenciada en las diferentes características que presenta la red de drenaje desarrollada en ambas laderas y en la vegetación que crece en las mismas.

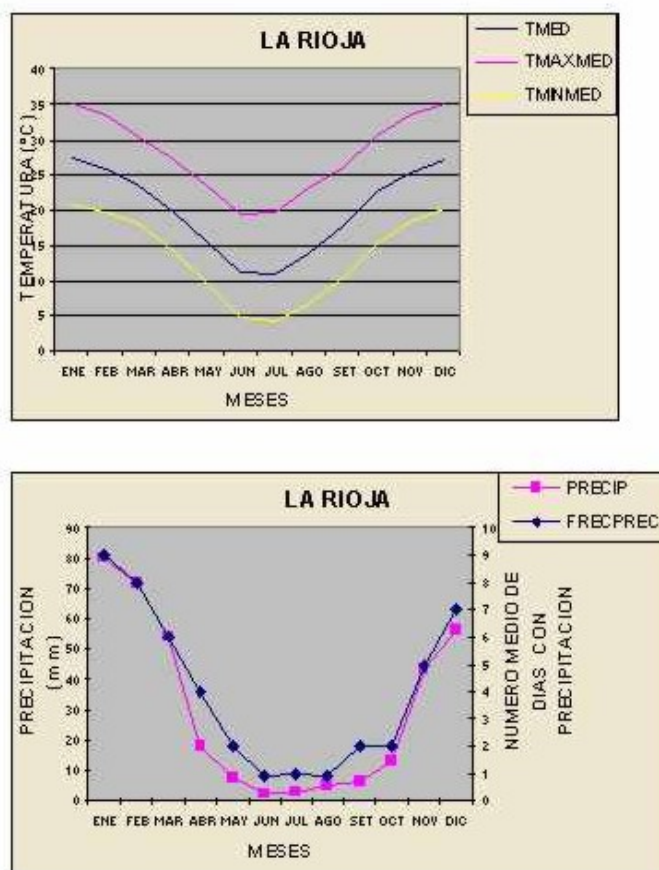


Grafico xx: (a): Temperatura media, máxima media y mínima media (°C) para la ciudad de La Rioja. (b): Precipitación (mm) y número de días con precipitación registrados en La Rioja. Tomado del Servicio Meteorológico Nacional.

Estación	Precipitación (mm/año)	Período
Santa V. Cruz	199,7	1958/70
	257,6	1975/97
Anjullón	177,2	1958/70
Anillaco	157,2	1958/70
Aminga	150	1958/70
	242,1	1974/99
Chuquis	129,6	1958/70
	167,5	1974/89
Pinchas	123,6	1958/70
	163,6	1974/89
A. Blanca	183,2	1974/91
San Pedro	221,6	1974/89
Las Peñas	258,1	1974/91
Ismiango	188,3	1974/89

Tabla xx1: Precipitaciones registradas en el sector occidental (“Costa Riojana”). Tomado de Hidromediterránea, 1998 y Del Moral,

Estación	Precipitación (mm/año)	Período
Sanagasta	134	1916-1957
Dique Los Sauces	205	1916-1957
Cerro de La Cruz	357	1976-1978
Ciudad de La Rioja	337	1916-1957
	323	1968-1987
	307	1951-1960
	325	1919-1957
	378	1939-1944
	346	1992-1995
Bazán	289	1968-1987
La Aguadita	374	1975-1988

Tabla xx2: Precipitaciones registradas en el sector oriental. Tomado de Hidromediterránea, 1998 y Del Moral, 2002.

II. GEOLOGÍA

II.a. GEOLOGÍA REGIONAL

Las unidades geológicas aflorantes en el área son:

1. Formación La Cébila (González Bonorino, 1951).

Esta unidad integrada por rocas metamórficas aflora de manera discontinúa en la ladera oriental de las sierras de Ambato y Velasco desde el límite norte de la provincia hasta la quebrada del río Los Sauces.

Está compuesta por metacuarcitas de grano fino, metacuarcitas micáceas, micacitas, esquistos cuarzo-micáceos inyectados, pizarras y filitas (Cravero y González Díaz, 1999). González Díaz (1967) describe variedades ricas en anfíbol en menor proporción. En la zona de Puesto El Negro afloran pegmatitas.

En base a dataciones radimétricas y a relaciones estratigráficas, Cravero y González Díaz (op. cit), asignan una edad Proterozoica superior - Cámbrica inferior a esta Formación.

2. Complejo Antinaco (Turner, 1971)

Complejo integrado por gneises, migmatitas, esquistos inyectados y cuerpos de granito migmatítico. Aflora en ambas ramas de la sierra de Velasco.

Cravero y González Díaz (1999) describen distintos tipos de gneises, en la zona de Ismiango afloran gneis color gris claro y pardo rosado, con estructura foliada, granos de cuarzo y feldespato y lentes de biotita. En el cerro La Cruz mencionan esquistos cuarcíticos con inyección cuarzo-feldespática y gneises oscuros de grano fino. En todos los afloramientos del faldeo oriental han encontrado pegmatitas no zonadas y aplitas, cuyo espesor varía desde unos pocos centímetros a un metro.

López, et. al. (1996) describen a estas rocas como esquistos miloníticos, gneises miloníticos y protomilonitas, siendo las rocas originales monzogranitos y tonalitas. Incluyen dentro de la Formación Antinaco a las rocas afectadas por metamorfismo dinámico, y a los granitos porfíricos no afectados por deformación dúctil los incluyen dentro de la Formación Paimán. Los contactos entre los granitoides y las rocas deformadas son transicionales.

Cravero y González Díaz (1999) consideran que esta unidad se generó durante el emplazamiento del batolito de Velasco, entre el Ordovícico superior y Devónico inferior.

López et. al. (1996) estiman una edad devónica superior-carbonífera inferior.

3. Complejo Huaco (Aceñolaza et al. 2000 y Toselli et al 2000)

Compuesta por rocas graníticas que pueden dividirse en dos facies diferentes, granitos porfiroides y granitos normales.

Los granitos porfiroides son de color gris claro a rosado, compuestos por grandes fenocristales de microclino de hasta quince centímetros de longitud, que constituyen entre el 20 y 80 % de la masa rocosa. Los fenocristales están incluidos en una matriz granosa gruesa compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son circón y apatita. Se encuentran intruídos por pegmatitas zonadas, diques aplíticos y microgranitos (Cravero y González Díaz, 1999).

En el borde sur de la Pampa de los Altos aflora un cuerpo de granito orbicular, emplazado dentro del granito porfiroide y flanqueado al oeste y sudeste por diques de microgranito más jóvenes (González Díaz, 1968).

Los granitos normales son también de color gris o rosado y se diferencian de los anteriores en que el tamaño del grano es uniforme, no contienen fenocristales de feldespato potásico y la biotita es más escasa. En la zona de la quebrada Aberastain describen un intrusivo que produjo metamorfismo de contacto en los esquistos que lo contactan por el este. La roca es de grano mediano compuesta por cuarzo, microclino, plagioclasa subordinada y micas (Cravero y González Díaz, 1999).

Cravero y González Díaz (op.cit.) proponen que el magmatismo de las sierras de Velasco y Paimán se extendió desde el Ordovícico superior al Pérmico superior, con tres períodos de mayor intensidad que abarcan el Silúrico, el límite Devónico-Carbonífero y el Carbonífero superior.

4. Formación El Trampeadero (González Díaz, 1969)

Aflora en la quebrada de La Cébila, con un espesor de 274 m, apoyándose de manera discordante sobre el basamento. El techo también es una discordancia, por encima de la cual se apoyan depósitos aluviales cuaternarios. Está compuesta por areniscas feldespáticas de colores variados, en sectores afloran arcosas. Presenta intercalación de bancos limolíticos de color gris o verdoso, lutitas oscuras y conglomerados (González Díaz, 1969).

Moreno y Bossi (1993) la dividen en dos secciones. La sección inferior está compuesta por areniscas medianas rojizas y una sucesión granocreciente que comienza con areniscas finas y limolitas con microflora y finaliza con areniscas gruesas. La superior inicia con areniscas medianas con estratificación en artesa y continúa con una alternancia de areniscas finas con ondulitas y estratificación hummocky, limolitas castañas y areniscas medianas con estratificación plana. Estos autores describen 7 facies sedimentarias interpretando los ambientes depositacionales como depósitos litorales, barras deltaicas, canales deltaicos y fondo lacustre.

Basándose en los restos fósiles hallados, González Díaz (1969) asigna una edad Carbonífera superior a esta unidad.

5. Formación Lagares

Corresponde a la sección basal de la unidad “Estratos de Paganzo” (Bodenbender, 1911). Aflora en los laterales del dique Los Sauces y en la quebrada del río Grande. Está compuesta por sedimentitas de color gris, verdoso, amarillento y rosado, que se apoyan en discordancia sobre el basamento y están a su vez cubiertas por la Formación Patquía. En el dique Los Sauces la composición es conglomerádica, comienza con un potente conglomerado basal y sigue con una alternancia entre arcosas, conglomerados y niveles arcillosos gris verdosos. El espesor es de 110 m (Cravero y González Díaz, op.cit.).

Amos y Zardini (1962) encontraron restos de flora (*Calamites sp.*), en niveles carbonosos en la zona del dique Los Sauces, asignando una edad Carbonífera superior a esta unidad.

6. Formación Patquía. (Frenguelli, 1946)

Aflora en dique Los Sauces y en el sector oriental de la sierra de Velasco, al suroeste de Bazán. Se encuentra de manera concordante sobre la anterior, sobrepasándola en extensión, apoyándose en los bordes de cuenca sobre el basamento granítico-metamórfico.

En el dique Los Sauces está integrada por areniscas gruesas, areniscas conglomerádicas y limolitas, con lentes de conglomerados intercalados en la parte basal. Los espesores varían entre 50 m y 60 m y estaría representando a la base de la formación (Cravero y González Díaz, op.cit.).

Frenguelli (1946) le atribuye una edad Pérmica inferior. Ascuy (1975) asigna a la misma una edad Carbonífera superior - Pérmica inferior.

7. Mesozoico

En la zona no han sido descritas rocas de edad mesozoica, sin embargo Hunicken (com.pers.) halló huevos de dinosaurios en sedimentitas rojas aflorantes en la quebrada del río Grande. Sedimentos similares que se encuentran en la zona de la sierra de La Punta fueron denominados por Turner (1971) como Formación Schaqui.. En ambos casos los bancos rojos se encuentran en contacto por falla con el basamento.

Fisher et. al. (2002) en un estudio del subsuelo de la cuenca de La Rioja, interpretando varias líneas sísmicas, distinguen 4 secuencias estratigráficas principales separadas por discordancias. Por encima de la unidad inferior, a la cual le asignan una edad pérmica, se distribuyen depocentros posteriores al Paleozoico, en angostas fajas de 10 a 15km de ancho. Muestran una relación de traslape sobre un relieve provocado por fallamiento que afecta a los niveles paleozoicos. Estos depocentros serían de edad mesozoica, correspondiendo a cuencas de rift de edad cretácica.

Por lo tanto, es probable que existan afloramientos de edad cretácica en la región que hayan sido asignados al Paleozoico superior o al Terciario

8. Formación Estratos de los Llanos. (Bodenbender, 1911)

Aflora al pie de la sierra de Velasco, en forma de pequeñas cuestas que se distinguen al pie del Velasco oriental, desde la zona de Carrizal hasta el sur de la ciudad de La Rioja.

Está compuesta por areniscas claras, conglomerádicas y friables, con cemento calcáreo. Presenta intercalaciones de bancos delgados de conglomerados finos en la base y calizas impuras en la parte media-superior de la columna. Las areniscas y conglomerados contienen clastos pequeños de esquistos, granitos y cuarzo subredondeado. Presenta rumbo N 30° O e inclinación de 35° al NE, estando cubierta en discordancia por depósitos cuaternarios. En la zona de Tanín el espesor es de 32 m (Cravero y González Díaz, op. cit).

Los autores previamente mencionados le asignan una edad Pliocena inferior.

9. Terciario indiferenciado

González Díaz (1967) describe sedimentitas terciarias similares a las descritas como Formación Estratos de Los Llanos, aflorando entre ambas ramas del Velasco, desde la localidad de Aimogasta hasta la zona de la Sierra de La Punta. Se trata de limos arenosos y areniscas limosas de color castaño amarillento, muy friables, en sectores cementadas por carbonato de calcio. En ciertos casos la unidad culmina con

conglomerados grises polimícticos de composición alóctona. Se encuentran dislocadas con Rumbo NE-SO e inclinaciones que van desde los 15° a los 60°.

De Alba (1979) describe asomos aislados de sedimentos rojizos en los bordes del Bolsón de Huaco y a lo largo de la quebrada del río Grande, asignándoles la denominación de Formación Huaco.

Está compuesta por areniscas rosadas y rojas con cemento calcáreo, arcosas y conglomerados finos. Son friables, casi sin estratificación, dispuestas con rumbos variables y suave inclinación. Los conglomerados están formados por clastos subredondeados de cuarzo, rocas del basamento y areniscas pérmicas (Cravero y González Díaz, 1967).

De Alba (1979) les asigna una edad miocena. Cravero y González Díaz, (1999), infieren una edad pliocena inferior, por considerarlos sincrónicos con la Formación Estratos de los Llanos.

Esta última unidad podría tratarse de los bancos de edad cretácica mencionados por Hunicken, ya que las áreas donde aflora y la composición de los mismos parecen similares.

En el mapa geológico se ha denominado a todas las unidades previamente descritas como Terciario indiferenciado, ya que no fue posible realizar un chequeo de campo.

10. Formación Vichigasta (Fidalgo, 1968)

Aflora en forma discontinúa en los bordes de las sierras y en el bolsón de Huaco. Está compuesta por remanentes de abanicos aluviales, formados por sedimentos clásticos de granulometría variable, observándose en ciertos casos estratificación entrecruzada. La litología está relacionada con las rocas aflorantes en las sierras aledañas. Apoyan de manera discordante sobre el basamento y las sedimentitas del Paganzo y del Terciario (Cravero y González Díaz 1999).

Esta unidad incluye a los sedimentos de los tres niveles de agradación que De Alba (1979) describe en forma separada como Formación Los Manzanos, Formación Chúcaras y Formación Manzangán.

Cravero y González Díaz (1999) sugieren una edad Pleistocena inferior para esta unidad.

11. Relleno Moderno

Se refiere a sedimentos no consolidados o levemente consolidados pertenecientes a depósitos pedemontanos, aluviales, eólicos y salinos.

En el piedemonte de ambas ramas del Velasco, se desarrollan bajadas compuestas por grandes bloques, gravas y arenas gruesas, cuya granulometría decrece al aumentar la distancia al frente montañoso (Cravero y González Díaz, 1999).

En el piedemonte del Velasco oriental se desarrollan además, grandes abanicos aluviales asociados a los cursos de los ríos Salado y los Sauces. Según Del Moral (2002) estos depósitos están integrados por bloques, gravas y arenas gruesas en la parte apical, que gradan progresivamente a arenas finas, limos y arcillas en la parte distal. La potencia de esta cobertura aumenta hacia el este alcanzando profundidades superiores a los 500 m.

También se distinguen depósitos de abanicos aluviales en los bolsones intramontanos, como en el bolsón de Huaco.

Los depósitos de planicies aluviales se encuentran asociados a los cursos más importantes, como el río Salado y el río Grande ó Los Sauces.

Los depósitos eólicos se encuentran en el sector pedemontano distal ubicado entre ambas ramas del Velasco, al noreste de la localidad de Aimogasta y en ambos flancos de la Sierra de Mazán.

Los depósitos de playa se ubican en el Barreal de La Puerta de Arauco, compuestos por limos, arcillas y sales.

II.b. UNIDADES LITOLÓGICAS

El estudio de las unidades litológicas se hace necesario al considerar que la litología es uno de los factores condicionantes de los movimientos en masa que pueden desencadenar los sismos, como así también de la licuefacción. A diferencia de un estudio geológico o litoestratigráfico, este divide a los macizos rocosos y a las unidades superficiales en grupos de comportamiento geomecánico similar. A esta escala de trabajo la memoria posee datos cualitativos orientativos que caracterizan las unidades y facilitan el intercambio de información con otras disciplinas afines a la geotecnia.

La nominación adoptada es la propuesta por la Normativa de Cartas de Peligrosidad Geológica del SEGEMAR (1997). La primera separación es por unidades litogenéticas y en un nivel menor se individualizan los diferentes comportamientos geomecánicos si los hubiere. Las características consideradas para la calificación son las recomendadas por el Instituto Internacional de Mecánica de Rocas (identificación de la roca, meteorización, resistencia; diaclasas: orientación, espaciamiento, continuidad, rugosidad, apertura, relleno, número de familias, tamaño de bloques, intensidad de fracturación, etc.). La descripción se completa con información de permeabilidad, ya sea con datos directos o indirectos. En el caso de los depósitos superficiales se mencionan datos de composición, permeabilidad, cantidad de materia orgánica, etc., y en algunos casos la relación con el nivel freático.

Para la identificación de unidades litológicas en el área de estudio se recopiló la información geológica regional e hidrogeológica previa, y se realizaron observaciones de campo.

Los antecedentes geológicos del área presentan algunas disparidades por lo que es conveniente aclarar las fuentes de información. Para las unidades de roca dura se consideraron los mapas de Cravero y Gonzalez Díaz (1999), Gonzalez Díaz (1967) y el mapa realizado para este proyecto. Para el mapeo y descripción de las unidades superficiales se tuvo en cuenta el mapa geomorfológico realizado para este proyecto, Carta de suelos del INTA, los ensayos de laboratorio y antecedentes previos como los de Del Moral (2002), Hidromediterránea (1998).

Las observaciones de campo se realizaron en una campaña del 29 de noviembre al 8 de diciembre del 2004 en donde se relevaron puntos de observación, y se tomaron muestras. Las muestras de rocas fueron cortadas en un aserradero (Fig. UL.1) y analizadas en el laboratorio del INTEMIN – Córdoba. Las muestras de suelo fueron procesadas por el laboratorio de la Administración Provincial de Vialidad.



Figura UL.1: Corte de las muestras de rocas realizadas en el aserradero de La Rioja. Las Unidades se diferenciaron según su génesis registrándose cuatro grandes grupos (ver cuadro 1). Dentro de cada uno de estos se clasificaron y separaron según las características litológicas y físico-mecánicas de los materiales.

UNIDADES LITOLÓGICAS		LITOLÓGÍAS	
I. UNIDADES SUPERFICIALES	I.a.	<i>Suelos pobremente consolidados, granulares gruesos.</i>	Gravas y arenas medianas a finas coluviales.
	I.b.	<i>Suelos no consolidados medianos a finos.</i>	Arenas eólicas
II. ROCAS SEDIMENTARIAS	II	<i>Macizo rocoso de matriz blanda a muy blanda.</i>	Limolitas arenosos y areniscas limosas.
III. ROCAS PLUTÓNICAS	III	<i>Macizo rocoso diaclasado con matriz rocosa muy resistente</i>	Granitoides porfíricos y equigranulares no deformados, y milonitas y granitos gneisicos.
IV. ROCAS METAMÓRFICAS	IV	<i>Macizos rocosos fracturado y plegado de matriz rocosa competente.</i>	Metacuarcitas, micacitas, esquistos cuarzosos, pizarras y filitas.

Cuadro UL.1: Unidades litológicas identificadas en el área de trabajo de la Sierra de Velasco.

I. Unidades Superficiales.

Los depósitos superficiales están representados en su mayoría por depósitos de acumulación fluvial que rellenan los valles y las grandes depresiones, y en menor proporción por depósitos eólicos. Conforman los pedimentos, los abanicos, las terrazas y las playas y barreales

La diferenciación con las Rocas sedimentarias es la consolidación y la granulometría. Los depósitos superficiales están compuestos por material suelto o pobremente consolidado y de granulometría generalmente más gruesa (a excepción de los depósitos eólicos).

Dentro de esta Unidad se caracterizan dos subunidades:

I.a. *Suelos pobremente consolidados, granulares gruesos*. Estos son los más extendidos en el área. Están constituidos por materiales heterométricos, pobremente seleccionados y generalmente gruesos. Se encuentran en geoformas fluviales y coluviales preponderantemente. Los materiales que conforman los pedimentos y las

terrazas y abanicos antiguos presentan mayor consolidación, aunque en general es muy pobre. En los suelos finos con baja plasticidad es mínimo el contenido de arcillas y ninguna de las muestras ensayadas presentó gran cambio de volumen, por lo que no son expansibles.

I.b. *Suelos no consolidados medianos a finos*. Están restringidos a un área muy pequeña al norte del sector de estudio. Son materiales bien gradados, medianos a finos. Constituyen los médanos del área cercana a Villa Mervil, al noroeste de la Sierra de Mazán. Son materiales granulares sueltos.

	Unidad	Localización	Aspecto regional
I.a.	<i>Suelos pobremente consolidados, granulares gruesos.</i>	Playas, bajadas, abanicos y terrazas (Región de la Costa, desagüe del Salado, Bolsón de Huaco)	
I.b.	<i>Suelos no consolidados medianos a finos.</i>	Campo de médanos en Villa Mervil	


Cuadro U.L.2: Bolsón de Huaco (foto superior) y Médanos de Villa Mervil (foto inferior).

Las muestras de materiales tipo suelo fueron tomadas a lo largo de la Región de la Costa desde Pinchas a Asha (M7 a M17) en los alrededores del Tembleque, al norte de la Sierra de la Punta (M19 a M21) y en el pedimento de la Sierra al norte de la ciudad de La Rioja (M30 y 31). Las tomadas de calicatas se extrajeron entre 60 y 90 cm de profundidad, mientras que las muestras en perfiles excavados oscilan entre 100 y 150 cm de profundidad.


Los ensayos realizados fueron: granulometría por vía húmeda, límites Atterberg (LL,LP,IP), % de sales totales, % de sulfatos totales, contenido de materia orgánica (M.O.) y clasificación HRB (Clasificación AASHTO: Committee on Classification of Materials for Subgrades and Granular Type Roads of Highway Research Board) (esta incluye la estimación de la permeabilidad, capilaridad, plasticidad y cambios de volumen en su designación). La responsable de los mismos fue la Ing. Marta Soterías de Vera, jefe del Departamento Laboratorio de la Administración Provincial de Vialidad de La Rioja.

Los resultados obtenidos fueron los siguientes:


M	UBICACIÓN	HRB
M07	Pinchas	A - 4
LL	LP	IP
23,6	19,7	3,9
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	Vestigios
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		baja




M	UBICACIÓN	HRB
M08	Chuquis	A - 1 - b
LL	LP	IP
16,5	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M09	Aminga	A - 1 - a
LL	LP	IP
17	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M10	Aminga	A - 2 - 4
LL	LP	IP
25,8	21,6	4,2
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		mediana
cambios de volumen		Plasticidad
presenta		baja




M	UBICACIÓN	HRB
M11	Anillaco	A - 2 - 4
LL	LP	IP
19	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
poco		---




M	UBICACIÓN	HRB
M12	Anillaco	A - 2 - 4
LL	LP	IP
20,3	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
poco		---




M	UBICACIÓN	HRB
M13	Anillaco	A - 2 - 4
LL	LP	IP
16,2	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M14	Los Molinos	A - 1 - b
LL	LP	IP
16,2	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M15	Anjullón	A - 2 - 4
LL	LP	IP
16,4	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
poco		---




M	UBICACIÓN	HRB
M16	S. Vera Cruz	A - 1 - b
LL	LP	IP
22,4	19,5	2,9
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		baja




M	UBICACIÓN	HRB
M17	Asha	A - 1 - b
LL	LP	IP
17	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M19	Tembleque	A - 2 - 4
LL	LP	IP
14,4	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
0,336	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
poco		---




M	UBICACIÓN	HRB
M20	Tembleque	A - 1 - b
LL	LP	IP
13,9	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---




M	UBICACIÓN	HRB
M21	Tembleque	A - 2 - 4
LL	LP	IP
20,7	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
0,642	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
poco		---




M	UBICACIÓN	HRB
M27	Asha	A - 1 - b
LL	LP	IP
20,8	0	0
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
0,102	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
Muy pequeños		---



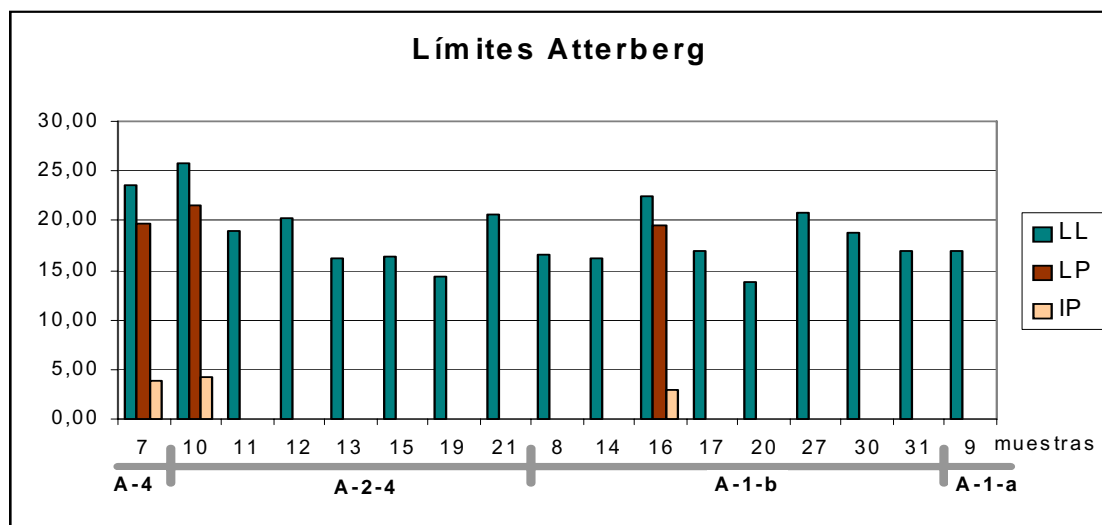
M	UBICACIÓN	HRB
M30	Duraznillo	A - 1 - b
LL	LP	IP
18,7	np	np
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---



M	UBICACIÓN	HRB
M31	Cantadero	A - 1 - b
LL	LP	IP
17	np	np
%SALES T.	%SULFATO	M.O.
<0,1	<0,1	No contiene
Permeabilidad		capilaridad
baja		baja
cambios de volumen		Plasticidad
muy pequeños		---



Los límites Atterberg no presentan gran variación según los cuatro grupos de suelos presentes de acuerdo a la clasificación de HRB.



II. Rocas Sedimentarias.

Macizo rocoso de matriz blanda a muy blanda.

Ocupa pequeñas superficies concentrándose mayormente en el centro norte del área de trabajo. Corresponden a distintas formaciones geológicas con edades que varían del Paleozoico superior al Terciario. El control de campo se realizó en Aimogasta y Udpinango (Figura UL 2 y 3) donde se tomaron muestras que fueron analizadas por el laboratorio de la Administración Provincial de Vialidad de La Rioja.

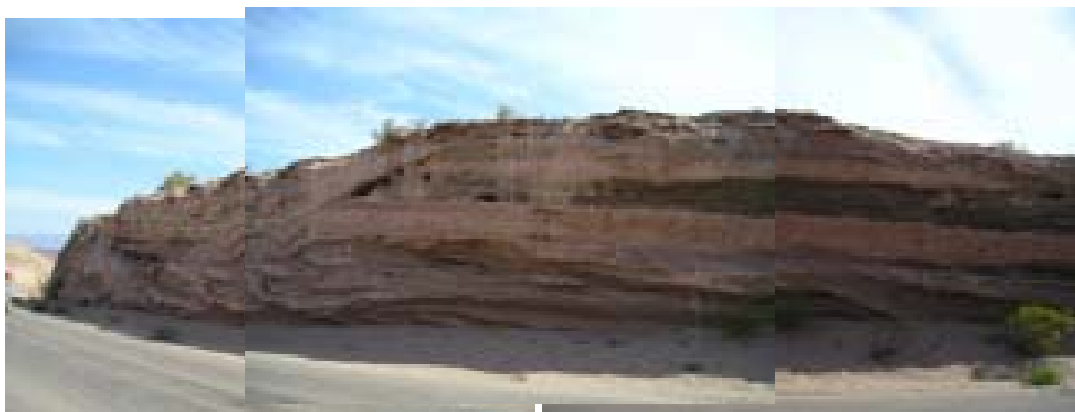


Figura U.L. 2: Foto 123-124-125 para armar Afloramiento en la región de Aimogasta.



Figura U.L. 3: Foto 143-144-145: Aspecto general de la localización de los macizos en la región de Udpinango

La mayor superficie que ocupa esta unidad corresponde a limolitas arenosas de color castaño amarillento. También se encuentran otras litologías minoritarias como areniscas conglomerádicas claras, areniscas medianas rojizas y limolitas gris verdosas. Algunas de estas presentan cemento de carbonato de calcio.

La matriz rocosa es fresca y varía entre blanda y muy blanda (resistencia a la compresión simple de 1 a 25 Mpa, estimada mediante índices indirectos en campo - ISRM) .

Las discontinuidades observadas son solo sedimentarias, con disposición subhorizontal y continuidad alta. En general no suponen planos de debilidad netos importantes que condicionen el comportamiento geomecánico.

Según del Moral (2002) constituyen una barrera impermeable aunque presenta niveles permeables y pequeñas fracturas.

Según los análisis de laboratorio informados por la APV (Administración Provincial de Vialidad de La Rioja) las muestras presentan los siguientes resultados:

MUESTRA	UBICACIÓN	LL	LP	IP	%SALES T.	%SULFATO	M.O.	HRB
M18	Aimogasta	23.37	19.40	3.97	<0,1	<0,1	No contiene	A - 4
M26	Udpinango	22.10	17.68	4.42	10,566	<0,1	No contiene	A - 4

M. O. = Materia orgánica

HRB = Clasificación AASHTO (Committee on Classification of Materials for Subgrades and Granular Type Roads of Highway Research Board).

Muestra		DESCRIPCIÓN
M18		Material fino de color marrón claro, es una mezcla de suelo limoso con bajo contenido de arena, baja plasticidad, mediana permeabilidad, elevada capilaridad y pequeño cambio de volumen
M26		Material fino de color marrón, mezcla de suelo limoso con bajo contenido de arena, baja plasticidad, mediana permeabilidad, elevada capilaridad y pequeño cambio de volumen. Es alto el contenido de sales totales.

III. Rocas Plutónicas

Macizo rocoso diaclasado con matriz rocosa muy resistente.

Las rocas plutónicas son las de mayor representación en el área de estudio. Constituyen el cuerpo central de la sierra y forman parte de diversos cuerpos ígneos que sufrieron distintos eventos deformativos. Están representadas por granitos

(monzogranitos y sienogranitos del Complejo Huaco), granitos gneisicos, milonitas y diques de diferente emplazamiento (Complejo Antinaco).

Para la clasificación se tomaron datos en los alrededores de Villa Sanagasta, en la quebrada que conduce a Villa Mazán, la quebrada que atraviesa la Sierra de Mazán por la que cruza la ruta N° 9, en los alrededores de Carrizal Abajo, de Ismiango y en el Cerro la Cruz.

La matriz rocosa es resistente en general. Los análisis de compresión simple arrojaron resultados muy variados, pero en la clasificación del macizo fueron compensados. El promedio de los resultados de laboratorio coincidió con la estimación en el campo con la piqueta.

Las diaclasas en los alrededores de Sanagasta presentan una abertura ancha a muy ancha (>10mm – 10cm) existiendo casos aislados menores en los cuales la matriz está moderadamente alterada (Figura U.L. 4). Son planas lisas, moderadamente juntas a separadas con alta continuidad. En el área de Mazán están parcialmente abiertas (0,1 – 0,25 mm), también son planas lisas y moderadamente juntas, pero con una continuidad media (Figura U.L. 5). Más al sur en la misma sierra son abiertas (0,5 – 2,5 mm), planas lisas, moderadamente juntas y baja continuidad. En Carrizal abajo son semejantes pero juntas. Finalmente en Ismiango y en el Cerro La Cruz están abiertas a moderadamente anchas, onduladas lisas, moderadamente juntas y de baja continuidad.

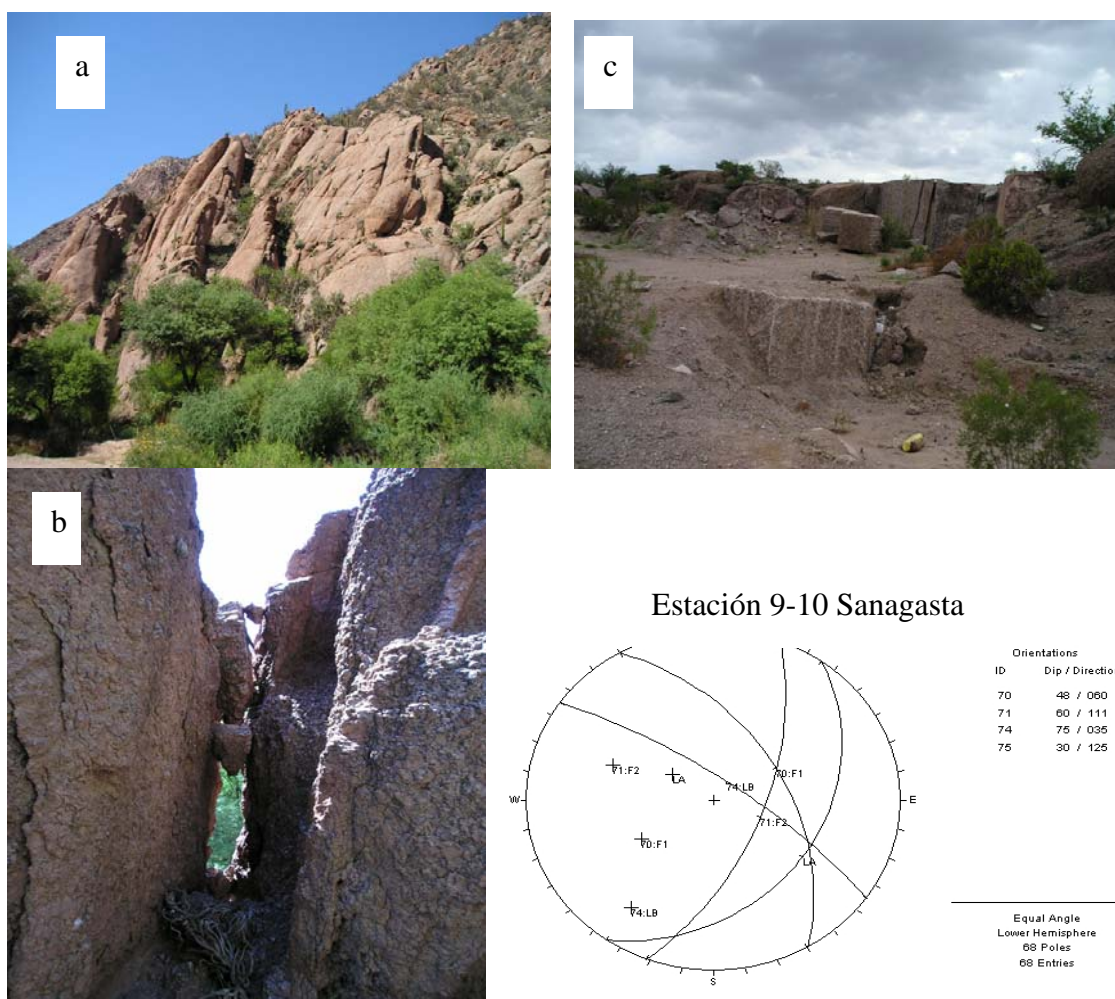
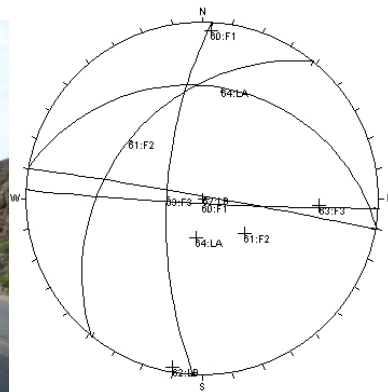


Figura U.L. 4 : Macizo rocoso en los alrededores de Villa Sanagasta. En sectores se observa una moderada alteración (a) y coincide con diaclasas que se clasifican en el límite entre muy anchas y extremadamente ancha (b). En otros sectores se presenta fresca y es explotada comercialmente (c).



Orientations	
ID	Dip / Direction
80	87 / 183
81	34 / 309
82	88 / 010
83	87 / 273
84	25 / 010

Equal Angle
Lower Hemisphere
54 Poles
54 Entries

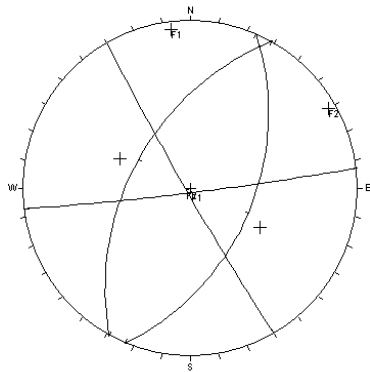
Estación 12 -15: Región de Mazán.



Figura U.L. 5 : Macizo rocoso por el cual atraviesa la ruta N° 60 que pasa por Villa Mazán. Se observan las diaclasas planas lisas, moderadamente juntas y parcialmente abiertas.



Figura U.L. 6: Diaclasas abiertas, planas lisas, moderadamente juntas y de baja continuidad.

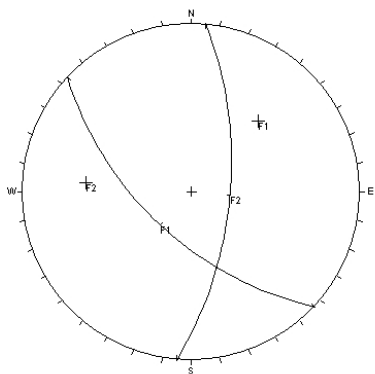


Orientations	
ID	Dip / Direction
1	87 / 173
2	87 / 240
3	51 / 290
4	49 / 113

Equal Angle
Lower Hemisphere
42 Poles
42 Entries



Estación 25-26: Región de Carrizal Abajo.

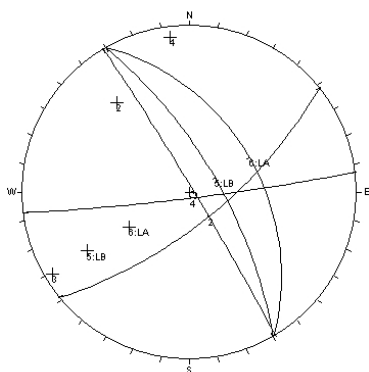


Orientations	
ID	Dip / Direction
1	60 / 223
2	64 / 096

Equal Angle
Lower Hemisphere
12 Poles
12 Entries



Estación 23: Región de Ismiango



Orientations	
ID	Dip / Direction
2	69 / 141
3	87 / 059
4	86 / 173
5	70 / 080
6	45 / 080

Equal Angle
Lower Hemisphere
84 Poles
84 Entries



Estación 3 a 6: Región del Cerro de la Cruz.

De acuerdo a las mediciones y observaciones realizadas en el campo para la valoración del macizo según la clasificación de Bieniawski (1979) se concluye que es un macizo rocoso de Clase II de Calidad Buena:

Parámetros de clasificación	Valoración			
	Sanagasta	Villa Mazán	Sierra Mazán	Carrizal Abajo
Resistencia a la compresión simple (#)	2	7	7	12
RQD (*)	20	20	20	20
Separación entre discontinuidades	10	10	8/5	10
Estado de las discontinuidades	25	25	25	25
Agua freática	15	15	15	15
Total	72	77	75 / 72	82

Parámetros de clasificación	Valoración	
	Ismiango	Co. La Cruz
Resistencia a la compresión simple (#)	12	4
RQD (*)	13	13
Separación entre discontinuidades	8	8
Estado de las discontinuidades	25	25
Agua freática	15	15
Total	73	65

Clase II Calidad Buena

(#) Resultados tomados de los ensayos de laboratorio realizados por el INTEMIN y estimados en el campo con piqueta.

(*) Cálculo estimado según la expresión de Palmstrom (1975), $RQD=115-3.3J_v$

IV- Rocas Metamórficas

Macizo rocoso fracturado y plegado de matriz rocosa competente.

Este tipo de macizo se encuentra aflorando en el faldeo oriental de la Sierra de Velasco. Se lo caracterizó en el campo en la quebrada de la Cébila, al oeste de Bazán y en quebrada la de la Rioja.

El macizo rocoso está representado por metacuarcitas, micacitas, esquistos cuarzosos, pizarras y filitas, de color gris a gris oscuro. Son rocas metamórficas de bajo grado que corresponden a la Formación La Cébila.

La matriz rocosa es competente con un grado de alteración alta, que tiñe al afloramiento de tonos amarillentos. Está dispuesta en bancos centimétricos en finas láminas que favorecen la generación de lajas. También se observan estratos masivos pero el diclasamiento provoca la separación de pequeños bloques. En el primer caso el macizo rocoso se presenta fuertemente plegado.



Figura U.L.7: a) Talud de rocas metamórficas en el que se observa la esquistocidad y el plegamiento. b) Bloque de metacuarcita alterada identificable por su tonalidad amarillenta.

En sectores se encuentran intercalaciones de niveles de mayor dureza debido a las inyecciones cuarzosas a la presencia de diques pegmatíticos.

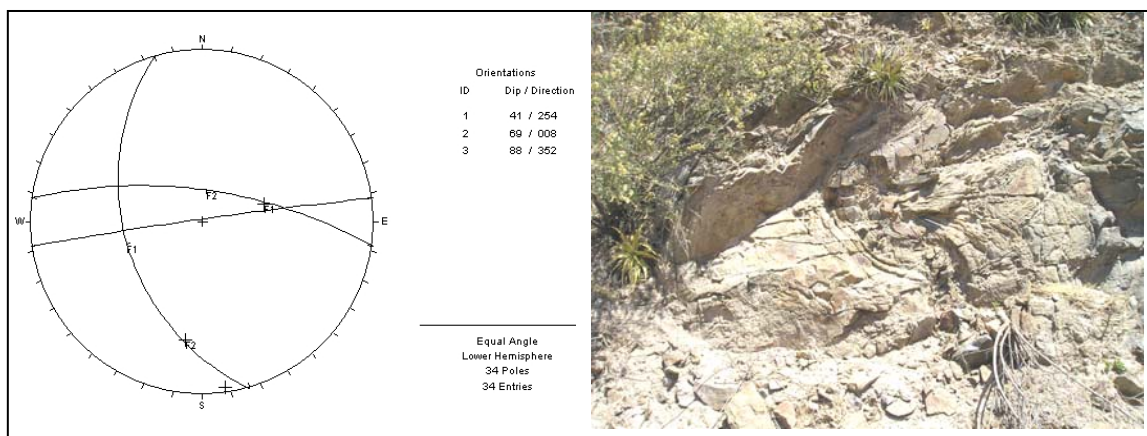
Presenta baja resistencia debido a la intensa fracturación sufrida.

Las discontinuidades analizadas fueron la esquistocidad y las diaclasas. El rumbo general de la esquistocidad es NNO con inclinación al NE. El espaciado es muy junto (20 – 60 mm, ISRM) y tienen continuidad alta (10 – 20 m, ISRM). Son planas lisas a rugosas y generalmente están cerradas (0,1 – 0,25 mm). Estas condiciones generan bloques pequeños (10 – 30 Jv) aproximadamente equidimensionales.

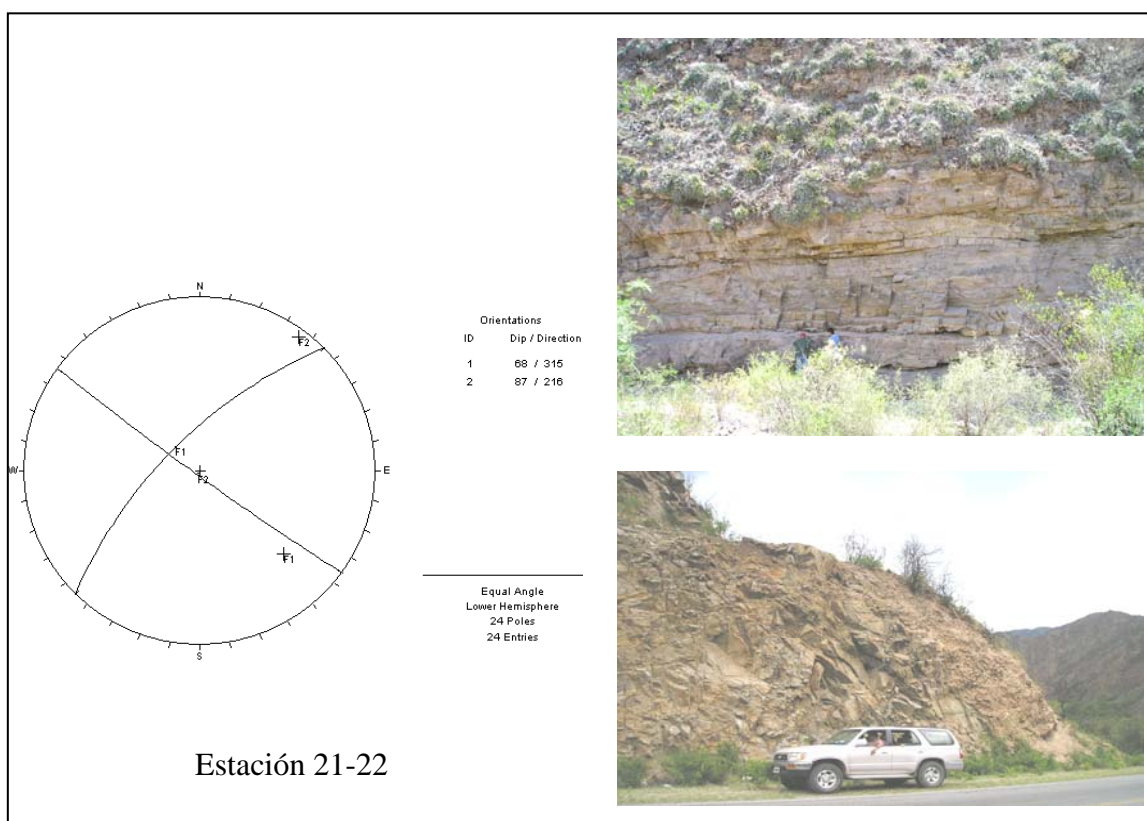


Figura U.L. 8 : Detalle del espaciado de la esquistocidad en un talud al oeste de Bazán.

Las diferentes familias de diaclasas se reconocieron en dos sectores de la quebrada de la Cébila y en la de la Rioja. Presentan características muy heterogéneas dependiendo de la deformación sufrida. En general se presentan juntas (60 – 200 mm, ISRM), con una baja a media continuidad. Las superficies son onduladas rugosas con abertura muy variada que va desde abierta (0,5 – 2,5mm) a muy ancha (1 – 10 cm).



Estación 20



Estación 21-22

Figura U.L. 9 : Gráficos que proyectan los planos de discontinuidades correspondientes a las familias de diaclasas que presentan mayor continuidad en la quebrada de la Cébila.



Figura U.L. 10 : Diaclasas juntas, onduladas rugosas, anchas a muy anchas, en la quebrada de la Rioja.

De acuerdo a las mediciones y observaciones realizadas en el campo para la valoración del macizo según la clasificación de Bieniawski (1979) se concluye que es un macizo rocoso de Clase III de Calidad Media.

Parámetros de clasificación	Valoración	
Resistencia a la compresión simple (#)	12	
RQD (*)	6	
Separación entre discontinuidades	Diaclasas	8
	Esquistocidad	5
Estado de las discontinuidades	20	
Agua freática	15	
Total	61 / 58	
Clase III Calidad Media		

(#) Resultados tomados de los ensayos de laboratorio realizados por el INTEMIN.

(*) Cálculo estimado según la expresión de Palmstrom (1975), $RQD=115-3.3J_v$

II.c. SISMICIDAD HISTÓRICA

En este apartado, se efectúa la revisión crítica de la documentación, vinculada con los terremotos que afectaron la provincia de La Rioja. En especial aquellos que dejaron sentir sus efectos en el valle de La Rioja.

El análisis se concentra en el periodo histórico, atendiendo a los efectos de los eventos sísmicos descriptos cualitativamente y, en muchos casos, por autores no científicos.

La ciudad capital de La Rioja, situada en el margen oriental de la sierra de Velasco, ha sido castigada fuertemente por el terremoto de 1894, ha percibido los terremotos de provincias vecinas (Catamarca, San Juan y Mendoza) y en el año 2002 fue estremecida por un violento movimiento, que si bien no ocasionó daños de gravedad en la ciudad, perjudicó al Departamento Castro Barros.

De considerar los registros de sísmicos de los últimos 30 años, se concluye que esta área presenta una continua actividad sísmica superficial con magnitudes entre 4 – 6 grados en la Escala Richter.

La Rioja es una provincia con una importante actividad sísmica, que cuenta con registros sísmicos históricos (desde el Siglo XIX). Este territorio sufrió los efectos devastadores de los terremotos del 27 de Octubre de 1894 , 12 de Abril de 1899, 24 de Octubre de 1957 y 28 de Mayo de 2002.

Percibió los terremotos del 20 de Marzo de 1861, en la ciudad de Mendoza (Mendoza), 5 de Febrero de 1898, en Pomán (Catamarca); 23 de Noviembre de 1977, en Caucete (San Juan); y 26 de Enero de 1986 en el Gran Mendoza (Mendoza).

CARACTERÍSTICAS DE LOS SISMOS HISTÓRICOS

Se destacan a continuación las características de los principales registros sísmicos ocurridos en la provincia de La Rioja y que afectaron el área en estudio.

TERREMOTO 27 DE OCTUBRE DE 1894

El terremoto del 27 de octubre de 1894, conocido como “Terremoto Argentino”, en virtud de la gran extensión territorial en la que fue percibido y por ser el sismo, documentado, de mayor magnitud ocurrido en la Argentina. Este terremoto fue descripto por Bodenbender (1894), quien atendiendo a como fue sentido en el Dpto. de

Iglesia (San Juan) y en el sur de la Rioja, localizo el epicentro, al Norte de los 27° 00' de Latitud Sur. Castano y Zamarbide, 1978, determinaron los coeficientes sísmicos zonales para la Argentina, estimando la magnitud del terremoto de 1894 en 8.2 y su localización en los 30° 50' Latitud Sur y los 68° 40' Longitud Oeste.

De acuerdo a crónicas de la época, el sismo fue muy fuerte, de carácter ondulatorio y larga duración. Produjo daños de consideración en las ciudades de San Juan, La Rioja, y en menor grado en Córdoba y Catamarca y se sintió en Buenos Aires (a 1100 kilómetros de la zona epicentral). El número de víctimas fatales fue de alrededor de 100 (cien), ya que el epicentro se ubico en una región de densidad poblacional muy baja.

La destrucción en la ciudad de La Rioja fue considerable, aparentemente mayor que en la ciudad de San Juan, en Guandacol se menciona la destrucción de la mayoría de las casas.

El Gobernador de La Rioja, Dr. San Ramón le comunicó el desastre al Ministro del Interior (Buenos Aires), el 28 de Octubre de 1894 a las 8.30 a.m., expresando : *“Telegrafía a V. E. sobre las ruinas completas de La Rioja. Ayer a las 4 p.m sintiose un espantoso terremoto que conmovió violentamente la tierra por 26 segundos consecutivos, dando tan violentos sacudimientos que los edificios caían en todas direcciones envueltos en una nube de polvo que cubrió subitamente por completo el horizonte. El temblor comenzó con un movimiento ondulatorio de sur a norte. A principios fue suave y luego violento.”*

La Capital de La Rioja, con aproximadamente 14.000 habitantes y casas de adobes y cantos, se había constituido en trampa para sus moradores. Del primer recuento de daños ocasionados y de crónicas posteriores, el panorama era desolador.

“En los departamentos de Chilecito, Castro Barros y en la población de Sanagasta (30 km de la capital) ha ocasionado bastante perjuicios el terremoto pero no hay desgracias personales que lamentar.”

Algunas crónicas mencionan que: hubieron derrumbes de laderas en el Velazco y en el margen occidental del Famatina; en Anillaco y Aminga se destruyeron los templos, algunas casas y perdió la vida un niño. En Aimogasta, Los Sauces y Chamental, también hubo destrucción de casas. En Guandacol se hace referencia a que la destrucción fue casi total, al igual que en Villa Unión (Dpto. General Lavalle), donde además habian grietas en el suelo por las que salía abundante agua y barro, su tamaño se estima en 10 cm de ancho y 150 m de largo. En Jagüe, Cerro Negro, Pituil, Nonogasta, Vichigasta, Tinogasta, Copacabana, Angulo, Campana, Famatina, hubo destrucción en menor grado. Las poblaciones de Vinchina y Villa Castelli, no sufrieron daño alguno. (Tello y Perez, 2004)

El Inpres (1987), en su listado de terremotos históricos, le asigna una intensidad de IX EMM, una magnitud Ms 8, considera que el area mas afectada es Iglesias (San Juan) y estima el numero de victimas 60 personas.

Tello y Pérez (2004), estiman que el área epicentral, se podría extender desde el sur de Laguna Brava en La Rioja hasta Rodeo en San Juan; e infieren un rango de intensidad probable entre VIII-IX en la zona epicentral, intensidad VII valle del río Vinchina y Guandacol, intensidad menor VI en el área comprendida entre Velasco y Famatina y en la ciudad de La Rioja.

TERREMOTO 12 DE ABRIL DE 1899

Crónicas de periódicos de 1899 (La Unión, Prensa, Nación) indican que el 11 de Abril, en horas de la tarde se sintieron al menos dos *“sacudimiento del terreno”* de corta duración, y el 12 de Abril *“a las 1.5 PM se produjo un sismo muy fuerte, que duro 2 minutos, poco mas o menos”*. Desde esa hora ha seguido temblando con intervalos cortos hasta las 11.15 PM que se produjo otro tan fuerte como el primero, este duro 1

minuto y desde esa hora siguió temblando siempre por intervalos (sin especificar la duración de los mismos).

Se produjeron 6 muertos y 3 heridos.

Los daños materiales fueron cuantiosos en Vinchina y Jagüel, en el primer pueblo quedaron solo 6 casas sanas y 30 habitables, de las 256 que lo componían y en el segundo la destrucción fue absolutamente completa.

Hubo desprendimientos de bloques y caída de rocas, en las crónicas de la época, se lee: “..En Jagüel salen grandes columnas de humo y abundantes cenizas de las grandes grietas que se han producido por efecto de los temblores. El camino de Jagüel a Vinchina se haya completamente obstruido por innumerables peñascos que se han desprendido de la cordillera durante los terremotos.” (Tello, 2005).

En las poblaciones cercanas a Vinchina, como Villa Unión, Guandacol y Villa Castelli, los perjuicios han sido también de consideración, pues la mayor parte de las casas han quedado en estado casi de ruinas, por las grietas producidas en sus muros.

En Famatina y Nonogasta, fue sentido pero no ocasiono mayores daños.

El Inpres (1987), en su listado de terremotos históricos, le asigna una intensidad de VIII EMM, una magnitud Ms 6.4, considera que el área más afectada es Jagüe y estima el número de víctimas en 10 personas.

Tello (2005), estima una intensidad de VIII para la zona más afectada (Jagüe, Vinchina y Hornos), VI en Pagancillo y Famatina. menor a IV en Villa Castelli. La apreciación en Villa Unión, Guandacol y La Rioja, se dificulta, debido a que cinco años antes estas localidades fueron muy afectadas por el terremoto de 1894.

TERREMOTO 24 DE OCTUBRE DE 1957

Se produjo a las a las 20 hs 07 min 21 seg, el área epicentral se localizo a 125Km al NO de la capital de La Rioja, cerca de la localidad de Villa Castelli (Dpto. General La Madrid), a los 28° 90' Lat. Sur y 68° Long. Oeste, y a 37 Km. de profundidad. Su magnitud fue de 6.0 y su intensidad de VII. (INPRES, 1987)

Ocasiono daños de consideración en la localidad de Villa Castelli. Se percibió en Vinchina, Villa Unión y El Condado.

TERREMOTO 28 DE MAYO DE 2002

Se produjo a las a las 1hs 04 min, el área epicentral se localizo a 60 Km. al NNE de la capital de La Rioja, cerca de la localidad de Chuquis y Anillaco (Dpto. Castro Barros), a los 28° 94' Lat. Sur y 66° 80' Long. Oeste, y a 22 Km. de profundidad.

Su intensidad fue de VI-VII (EMM) y su magnitud de 6.0 Escala Richter (INPRES, 2002).

No se registraron víctimas, pero sí heridos (27), con contusiones leves producidas por elementos que se cayeron mientras salían de sus viviendas.

Entre los daños materiales, se reporta el derrumbe de unas 70 viviendas precarias.

Respecto a la red vial, se produjeron cortes en :

- Ruta 40 sobre la cuesta de Miranda, entre Sañogasta y Las Tucumanesas, donde el derrumbe dejó menos de media calzada de paso.
- Ruta Nac. 75, en el ingreso del túnel del dique Los Sauces, en la cuesta de Huaco y en Agua blanca.

OTROS SISMOS

- 7 de Junio de 1977 : Se produjo a las a las 13 hs 31 min 23 seg, el área epicentral se localizo a 120 Km. al SO de la capital de La Rioja, en el Dpto. General Lavalle, a los 29° 74' Lat. Sur y 67° 80' Long. Oeste, y a 102 Km. de profundidad. Su magnitud fue de 5.10 y su intensidad de VII.

Afecto las localidades de Patquía y San Ramón en La Rioja y Valle Fértil en San Juan. Produjo grietas y daños menores en construcciones de adobe, fue sentido con menor intensidad en Villa Unión, La Rioja y Vinchina.

- *11 de Octubre de 2005* : Se produjo a las a las 11 hs 10 min 45,5 seg, el área epicentral se localizo a 25 Km. en dirección oeste de la ciudad de Chepes, en las cercanías de la localidad de Mascasín , a los 31° 45' Lat. Sur y 67° 05' Long. Oeste, y a 130 Km. de profundidad. Su magnitud fue de 4.8 y su intensidad de III en la ciudad de Chepes y de grado II a III en las ciudades de San Juan y La Rioja.

No se registraron daños ni víctimas. (INPRES, 2006).

CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL

Los sismos representados en la Fig. 1, corresponden a registros históricos e instrumentales, seleccionados de la base de datos del Catalogo SISRA (CERESIS, 1981), con registros desde 1890. Mientras que en la Fig. 2, los sismos ploteados son del Catalogo PDE (NEIC, 2006), con datos desde 1973. De ellos, se han tomado aquellos eventos superficiales (< 80 Km. profundidad) y de magnitud superior a 3 ($M > 3$), por estimar que pueden influir en el peligro sísmico de la región.

En la Fig. 1, se observa que los sismos de 70 – 150 Km. de profundidad, muestran una tendencia en la concentración de los mismos en el sector noroeste del territorio riojano.

Se puede distinguir dos nubes de sismos: al oeste de los 68° 30', en la región de la sierra de la Punilla, y entre los 68° – 68° 30' Long. Oeste, en la región del valle de Vinchina.

En la zona oriental de la sierra de Famatina, entre los 28° 30' – 29° Lat. sur y los 67° - 68° Long. Oeste, se observa una nube bien definida de sismos.

En la zona de la sierra de Velasco, entre los 28° 30' – 30° 30' Lat. sur y los 67° - 67° 30' Long. Oeste, la densidad de registros es menor.

En la Fig. 2, se observan los sismos de profundidad inferior a 80 km.

Al oeste de la sierra de Famatina, entre los 68° - 69 °, se distinguen nubes de sismos que acompañan a los sismos mas profundos (70-150 Km.) .

Entre los 28° 30' – 29° Lat. sur y los 66° - 68° Long. Oeste, en la zona de sierras pampeanas, se observa una nube bien definida de sismos.

En particular, entre los 28° 30' – 30° 30' Lat. sur y los 67° - 67° 30' Long. Oeste, en la zona de sierra de Velasco, los sismos se disponen en forma dispersa, dando la apariencia de una “línea quebrada” de dirección N-S / NE-SO / N-S.

CONSIDERACIONES FINALES

Los valles situados a ambos lados de la sierra de Velasco, fueron afectados por sismos violentos, durante el siglo XIX, algunos de ellos con epicentro en el área cordillerana (1894).

Al presente continua la actividad sísmica superficial, se han registrado al menos 10 (diez) eventos de magnitud 4 - 5 y profundidad inferior a 70 Km., de acuerdo al registro sísmico de los últimos 30 años (NEIC, 2006).

No ha sido posible establecer las probables relaciones entre la sismicidad actual y las estructuras cuaternarias, debido al escaso numero de registros, a la insuficiente precisión en la localización de los mismos, y a la necesidad de un mayor conocimiento de la tectónica en profundidad.

Fig. 1 : SISMOS SUPERFICIALES
(1890 - 1980)

Latitud : 27° 30' - 32° 30'

Magnitud : 3 - 9.9

Longitud : 65° - 70°

Profundidad : 70 - 150 km

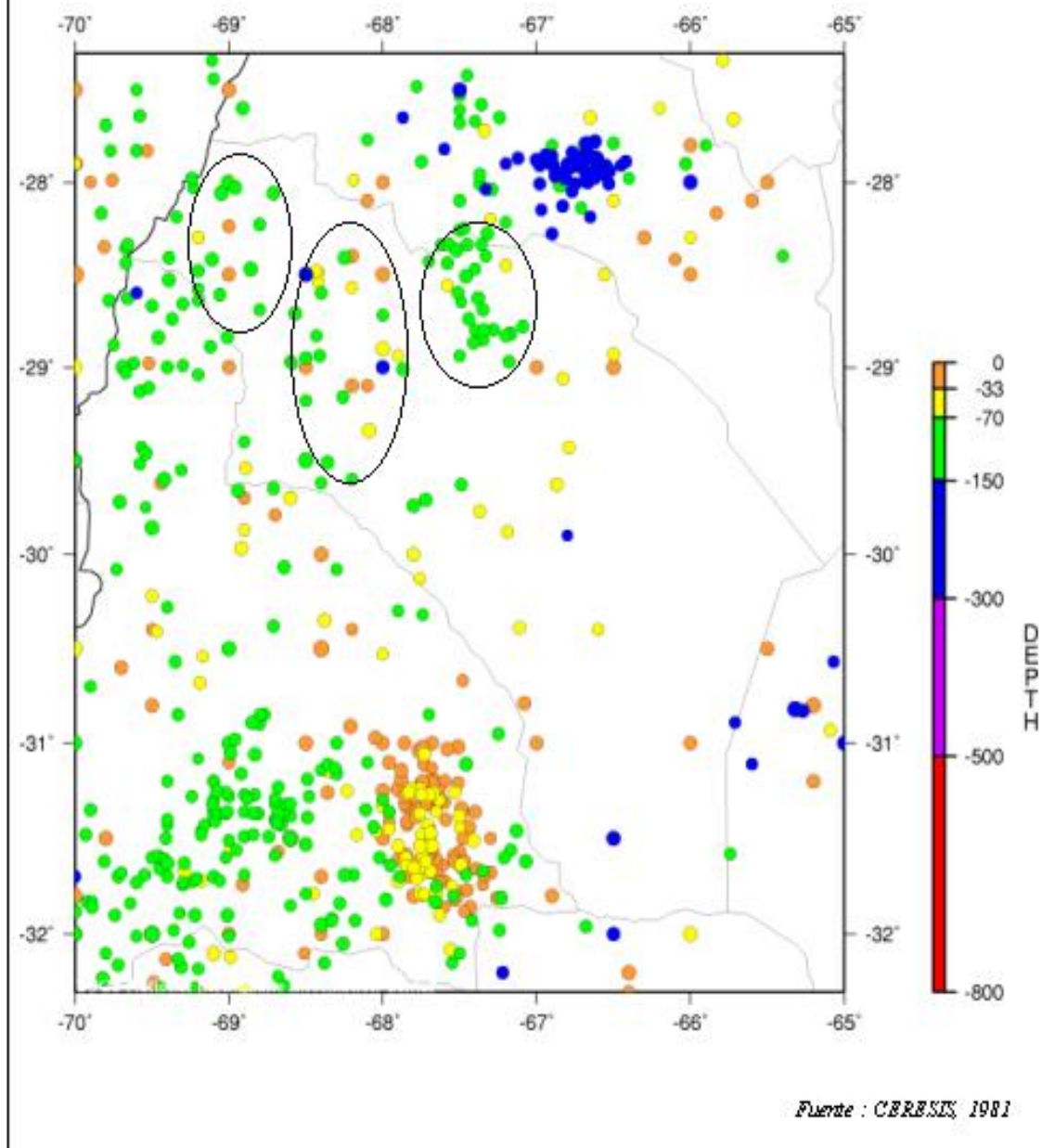


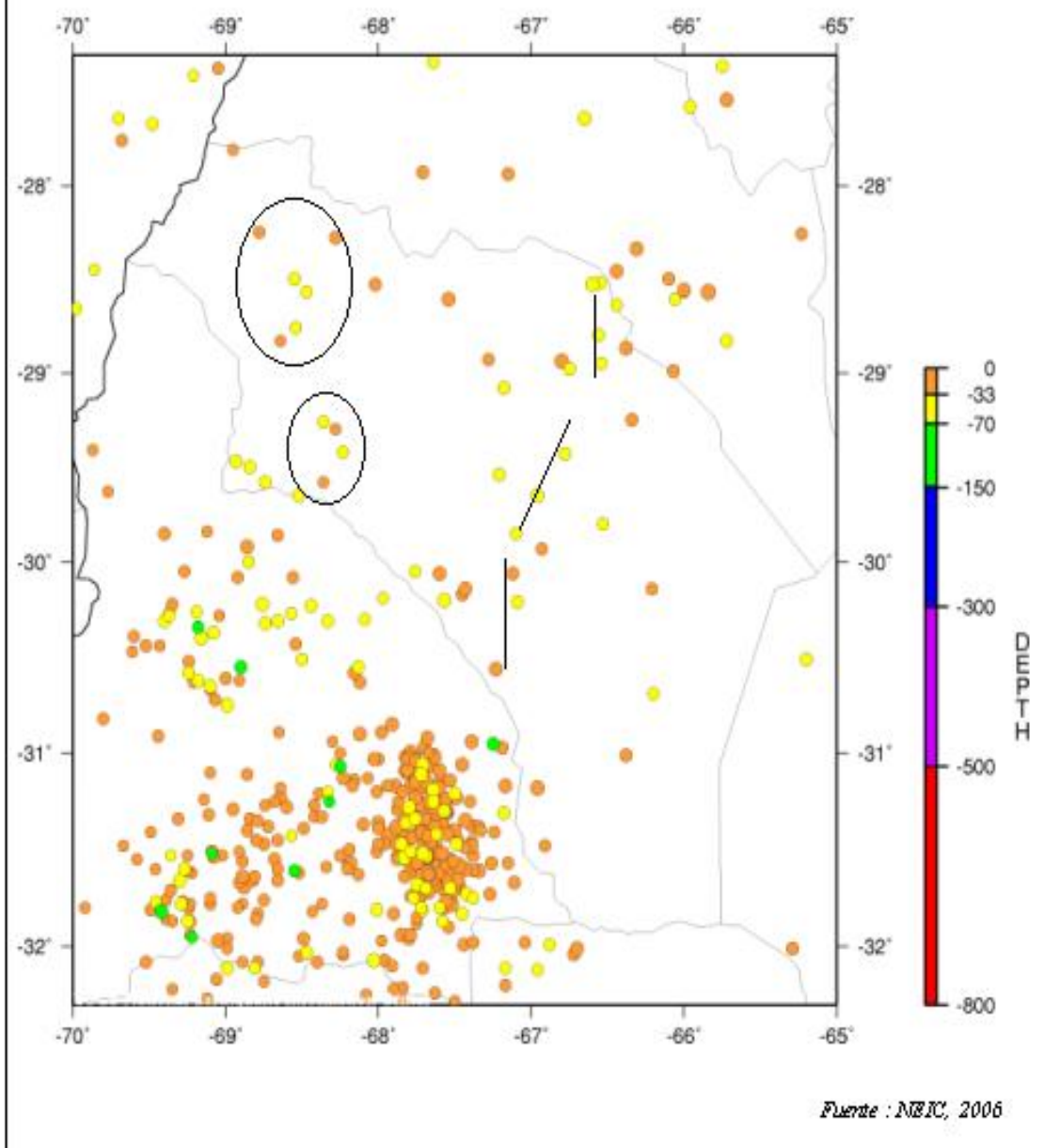
Fig. 2 : SISMOS SUPERFICIALES
(1976 - 2006)

Latitud : 27° 30' - 32° 30'

Magnitud : 3 - 9.9

Longitud : 65° - 70°

Profundidad : < 70 km



III. NEOTECTÓNICA

CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR DEL PELIGRO SÍSMICO EN LA PROVINCIA DE LA RIOJA

La distribución de la sismicidad mundial y la localización de sismos destructivos no presenta una distribución aleatoria, sino que estos fenómenos están concentrados en las vecindades de los bordes de las placas litosféricas o zonas de interplacas (Figura 1). En estos sectores el movimiento continuo de las masas continentales genera importantes colisiones o expansiones determinando la liberación de energía elástica en forma de ondas sísmicas. Sin embargo, la comunidad científica ha prestado también mucha atención en la última década a los **sismos que ocurren en sectores alejados de los bordes de placas (zonas de intraplaca)**, ya que si bien la frecuencia de terremotos destructivos en estas regiones es comparativamente menor, los mismos tienen efectos mucho más devastadores. En dichas regiones, la población y las construcciones están por lo general muy poco preparadas para enfrentar este problema.

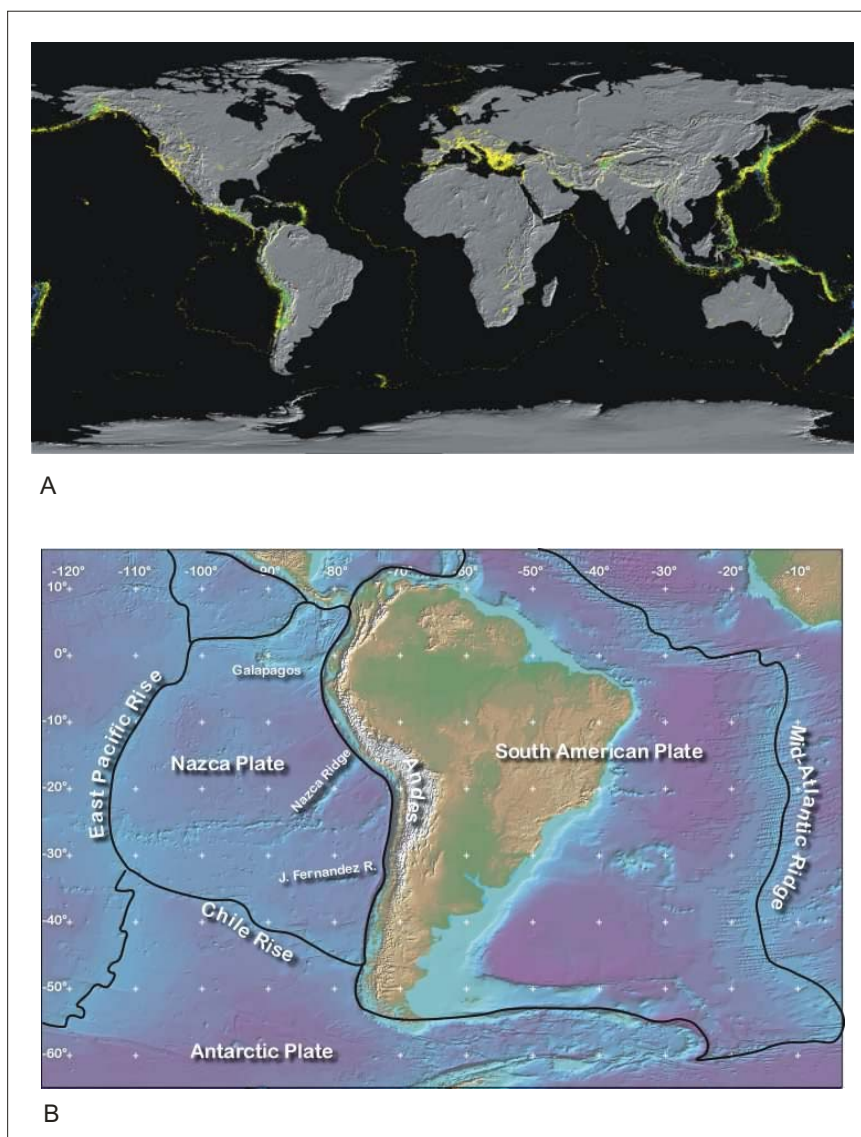


Figura 1

Hay otros factores que complican y agrava un sismo semejante en la actualidad ocasionaría a esa región pérdidas mayores a **U\$S 50 billones y miles de muertes**, debido a la escasa preparación para este tipo de contingencias.

Considerando que no existen en la actualidad procedimientos exitosos o infalibles para predecir en espacio y tiempo un evento sísmico destructivo en el corto plazo, las estrategias inherentes a la mitigación del problema sísmico están concentradas en la prevención de sus efectos. El fundamento que ha guiado la generación de políticas sobre el particular en los países más avanzados en la materia, ha sido conocer y obtener la mayor cantidad de información que permita la mejor caracterización posible del **Peligro Sísmico**; es decir el fenómeno físico que determina el problema (presencia de fallas activas donde comúnmente están concentrados los terremotos, localización de epicentros, zonificación, fenómenos de cesión del terreno –licuefacción-, inestabilidad de laderas etc.), con el propósito de minimizar el **Riesgo Sísmico**. Este concepto es comúnmente definido como la exposición al peligro sísmico de vidas humanas, propiedades, etc. y sus características dependen no solamente de la exposición a la amenaza física, sino también de la **vulnerabilidad** de terrenos y obras humanas.

El asesoramiento del peligro sísmico requiere información sobre la localización, recurrencia y magnitud de los terremotos que ocurren en la actualidad y que ocurrieron en el pasado, con el propósito de desarrollar prognosis lo más ajustadas posibles sobre su actividad y localización futura.

Las redes sismológicas proveen información sobre la ubicación y magnitud de los terremotos que ocurren en la actualidad y también es posible usar registros históricos para conocer estos datos, que en caso de nuestro país se remontan al siglo XVII.

Sin embargo, **para identificar sismos anteriores al registro histórico, la única fuente posible de información, son las huellas que los terremotos importantes pudieron haber dejado en el registro geológico**. Este concepto es de fundamental importancia para la correcta evaluación del problema sísmico debido a que las fallas están sometidas a un “ciclo sísmico”. El mismo define un orden de magnitud temporal durante el cual una estructura o sistema acumula energía de deformación elástica, que en casi todos los casos se libera en algún momento en forma repentina originando un terremoto. En ambientes de bordes de placa o en fallas con importante tasa de movimiento, este periodo puede abarcar entre 50 y 300 años.

En regiones de intraplaca o en estructuras con tasas de movimiento bajas, el ciclo sísmico puede ser de 1.000-50.000 años o aún mayor. Por ello, si la recurrencia de una estructura es por ejemplo de 3.000 años, entonces la información de 300-400 años provista por la sismicidad histórica e instrumental, proporcionará una ventana temporal insuficiente para conocer el comportamiento a largo plazo de la misma.

Por lo tanto, algunas fallas sin registros evidentes o importantes de sismicidad en el período histórico, podrían constituir importantes fuentes sísmicas en el futuro inmediato, sin que puedan ser detectadas y por lo tanto quedarían excluidas en un análisis regional, a través de la información sismológica. Existen abundantes ejemplos de esta situación, aún en regiones con adecuada cobertura instrumental (USA, N. Zelanda) y con registros históricos mucho más prolongados que nuestro país (Japón, China).

También es factible que algunas estructuras con actividad sísmica actual hayan generado con anterioridad terremotos de mayor magnitud que los conocidos en el periodo histórico, modificando por lo tanto en forma notoria, la caracterización del peligro sísmico regional. Esto cobra más vigencia aún, en regiones de recurrencia sísmica prolongada, como el caso de las Sierras Pampeanas.

El reconocimiento y estudio de las deformaciones recientes como potenciales fuentes

sismogénicas, constituye una información básica e insustituible para la adecuada caracterización del peligro sísmico regional. Ello tiene un impacto directo en la zonificación sísmica y sin duda debe estar presente en planes de ordenamiento territorial, microzonificación sísmica, evaluación de riesgos potenciales, etc.

La información geológica en estos estudios de base, está orientada a aportar datos respecto a:

1. Fallas u otras estructuras que puedan constituir escenarios probables de rupturas o deformaciones del terreno. Esta estrategia está basada en el concepto de que futuras rupturas sísmicas seguirán probablemente fallas con movimiento reciente.

2. Sectores proclives a experimentar efectos secundarios durante vibraciones sísmicas, tales como licuefacción e inestabilidad de laderas/deslizamientos, etc.

Asimismo, la localización de fallas con probabilidad de reactivación en el futuro inmediato, permite definir la “Zona de peligro de desplazamiento superficial” vinculada a la misma, para la cual se determina un área a ambos lados del trazo o zona de fracturación conocida, a manera de una franja de seguridad (“Earthquake Risk Zone (ERZ)” según California Division of Mines and Geology, 1997, Hart y Bryant, 1997, Hart, 2000,). Esta es una información básica para los estudios de zonificación y microzonificación sísmica, además de su importante significación en el ordenamiento territorial.

OBJETIVOS Y ALCANCE DE ESTE ESTUDIO

La provincia de La Rioja se ubica en un sector de intraplaca, como las demás regiones del territorio argentino, excepto Tierra del Fuego. Probablemente los eventos sísmicos que generaron mayores intensidades y daños en la región fueron los denominados “Terremoto argentino” de 1894, con epicentro localizado en la provincia de San Juan (Bodenbender, 1894) y el “Terremoto de Jagüe”, en 1899 (Perruca y Navarro, 2005, Tello, 2005).

Considerando que las potenciales fuentes sismogénicas constituidas por las fallas geológicas con actividad reciente pueden tener ciclos o intervalos de recurrencia de crisis sísmicas relativamente prolongados (> 1.000 años), la sismicidad histórica e instrumental proporcionarán información sobre la localización de epicentros y características de los sismos en la actualidad y el pasado reciente. Pero dichos datos serán con seguridad insuficientes para conocer el real potencial sismogénico. Peor aún, sus resultados parciales podrían subestimar la magnitud de eventos capaces de ocurrir en la región.

Con tal objetivo, se consideró pertinente como primer paso para el conocimiento del peligro sísmico regional, identificar y caracterizar la presencia de fallamiento reciente en la comarca estudiada. Para ello se ha asumido que el mismo ha sido generado por crisis sísmicas prehistóricas que produjeron rupturas en el terreno y que pueden ser epicentros de sismos futuros, cuya probabilidad de ocurrencia en un lapso determinado de tiempo es difícil de estimar con la información existente.

El estudio de las fuentes sismogénicas potenciales fue encarado con dos objetivos principales:

. Identificar la presencia de fallamiento reciente como elemento de peligro sísmico con probable localización de epicentros y rupturas del terreno con las consiguientes consecuencias para poblaciones y obras de infraestructura en sus alrededores.

. Tratar de conocer a través de determinadas características de estas deformaciones la posible existencia de terremotos prehistóricos de magnitud mayor que la indicada por la información sismológica.

Debe destacarse que considerando la envergadura presupuestaria de este proyecto, los trabajos fueron acometidos solo en una etapa de reconocimiento general, con estudios de semidetalle solo en una de las estructuras reconocidas (Falla Aminga). Por lo que las conclusiones emitidas son en tal sentido preliminares y apuntan fundamentalmente a destacar el tamaño de sismos que podrían ocurrir en la región.

La identificación de zonas de fallamiento reciente no excluye la posibilidad de ocurrencia de eventos futuros en otros sectores donde no se han detectado evidencias de este tipo de fenómenos ni existen antecedentes de registros sismológicos. Ello es fundamentalmente debido al prolongado ciclo sísmico de la mayoría de las estructuras presentes en el área.

Por lo tanto, la información contenida en el presente informe pretende señalar las probabilidades de ocurrencia en espacio y tiempo de una futura crisis sísmica, sino a una caracterización preliminar del potencial sísmico de la región estudiada y a la identificación de las zonas más proclives para la localización de eventuales rupturas en superficie.

Para poder elaborar estudios probabilísticos respecto a la ocurrencia de eventos de una determinada magnitud en un lapso temporal específico, son necesarios numerosos y detallados estudios que caractericen adecuadamente el potencial sísmico de cada estructura en particular (tamaño máximo de sismo capaz de generar, recurrencia sísmica, etc.). Ello es debido a que los cálculos de los modelos probabilísticos se apoyan en grandes bases de datos, de las cuales se carece en la actualidad por ser escasos o inexistentes los estudios sobre esta temática en la región.

METODOLOGÍA

La zona de estudio presenta deformaciones de variada antigüedad. Es probable que las estructuras de fracturación más antiguas estén vinculadas con la primera estructura de bloques fallados de estos sistemas de serranías, cuya edad presumiblemente data del Paleozoico superior (aproximadamente 300 millones de años). El análisis aquí realizado estuvo centrado en la identificación de las deformaciones cuyo origen o reactivación se ubica dentro del Cuaternario, es decir el intervalo temporal que abarca el último millón de años en la escala geológica. Este intervalo se considera suficientemente representativo de la probable recurrencia de movimientos asociados a eventos sísmicos a lo largo de las mismas, considerando las probables magnitudes del ciclo sísmico en las regiones de intraplaca. Estas deformaciones por lo general se caracterizan por presentar asociadas algunas evidencias en el relieve que afectan a los depósitos más jóvenes comúnmente desarrollados en el pie de sierra.

La identificación y caracterización preliminar de estas estructuras denominadas neotectónicas o cuaternarias, así como el reconocimiento de zonas sospechosas de su presencia fue realizada a partir de la interpretación de imágenes satelitales (Landsat, Radar y Aster) y fotografías aéreas, utilizando asimismo la información geológica existente (González Díaz, 1968).

La fotointerpretación preliminar fue cotejada mediante el reconocimiento aéreo a baja altura en las zonas sospechosas y con la verificación en el terreno de todos esos sectores.

Considerando la naturaleza preliminar de este proyecto, se seleccionó la estructura en la que el análisis realizado permitió identificarlo como uno de los accidentes más recientes y de acceso sencillo para maquinarias (falla Aminga). Se realizaron allí excavaciones para poder estudiar con mayor detalle la deformación que afecta a los depósitos sedimentarios más recientes y asimismo tratar de encontrar evidencias sobre la ocurrencia de episodios prehistórico que hayan generado rupturas en el terreno.

Todas las deformaciones que en el presente estudio fueron identificadas o sospechadas como cuaternarias están indicadas en la carta imagen que acompaña al presente informe (Anexo Mapa Neotectónico).

Las estructuras han sido caracterizadas según la edad estimada de los últimos movimientos importantes detectados, antes que en función de su grado de actividad. Se ha evitado el uso de términos tales como “falla activa”, debido a que el intervalo de recurrencia de muchas fallas seguramente supera 10^3 años. Por lo tanto, la estructura más “activa”, es decir aquella de movimiento más reciente, probablemente no sea la más significativa en términos del peligro sísmico asociado. Ya que la probabilidad de generar otro evento en el futuro inmediato es menor que otra estructura, cuyo intervalo de inactividad sea más prolongado.

En consecuencia, la caracterización de fallas en función de su grado de actividad puede resultar un criterio inapropiado (Machette, 1999, Costa 2000) para los fines que persigue el presente análisis.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Las Sierras Pampeanas son montañas presentes en una amplia comarca del noroeste argentino a manera de cordones elongados principalmente con dirección Norte-Sur y separados por cuencas y planicies intermontanas. Están constituidas principalmente por rocas de edades mayores de 300 millones de años y cuyo último episodio de levantamiento ocurrió en forma concomitante con el surgimiento de la Cordillera de los Andes, fundamentalmente durante los últimos 10 millones de años (González Bonorino, 1950, Caminos, 1979, Jordan y Allmendinger, 1986, Ramos et al., 2000).

El mecanismo de levantamiento de estas sierras responde a la acción de fallas localizadas en sus bordes, las que debido al movimiento asociado a numerosos terremotos han ido generando el relieve que exhiben actualmente. Las Sierras Pampeanas muestran aún evidencias de rasgos del paisaje que las caracterizaba en épocas previas al levantamiento, tal como la suave pendiente que define a una antigua superficie de erosión regional y que en la Sierra de Velasco ocupa buena parte de la ladera occidental de la misma (Ver Mapa Geomorfológico). La preservación de este rasgo geomorfológico destaca una notoria asimetría de estas sierras perpendicular a su elongación mayor. Esta peculiar situación ha sido atribuida por González Bonorino (1950) a un basculamiento general de las serranías durante el levantamiento de los bloques a través de fallas marginales con superficie curva. En las sierras de Velasco Oriental y Occidental estas estructuras se ubican en la ladera oriental (Figura 2), pero en la gran mayoría de las Sierras Pampeanas están localizada en su borde occidental.

El dispar levantamiento de la sierra de Velasco debido a la presencia de estas fallas, ha generado una pendiente más suave y tendida en el flanco occidental y una ladera más corta, abrupta y de características más complejas que mira hacia el Este. Los fenómenos de erosión fluvial actuales son más vigorosos en este sector y allí se

concentran las manifestaciones neotectónicas (deformaciones recientes de la corteza terrestre).

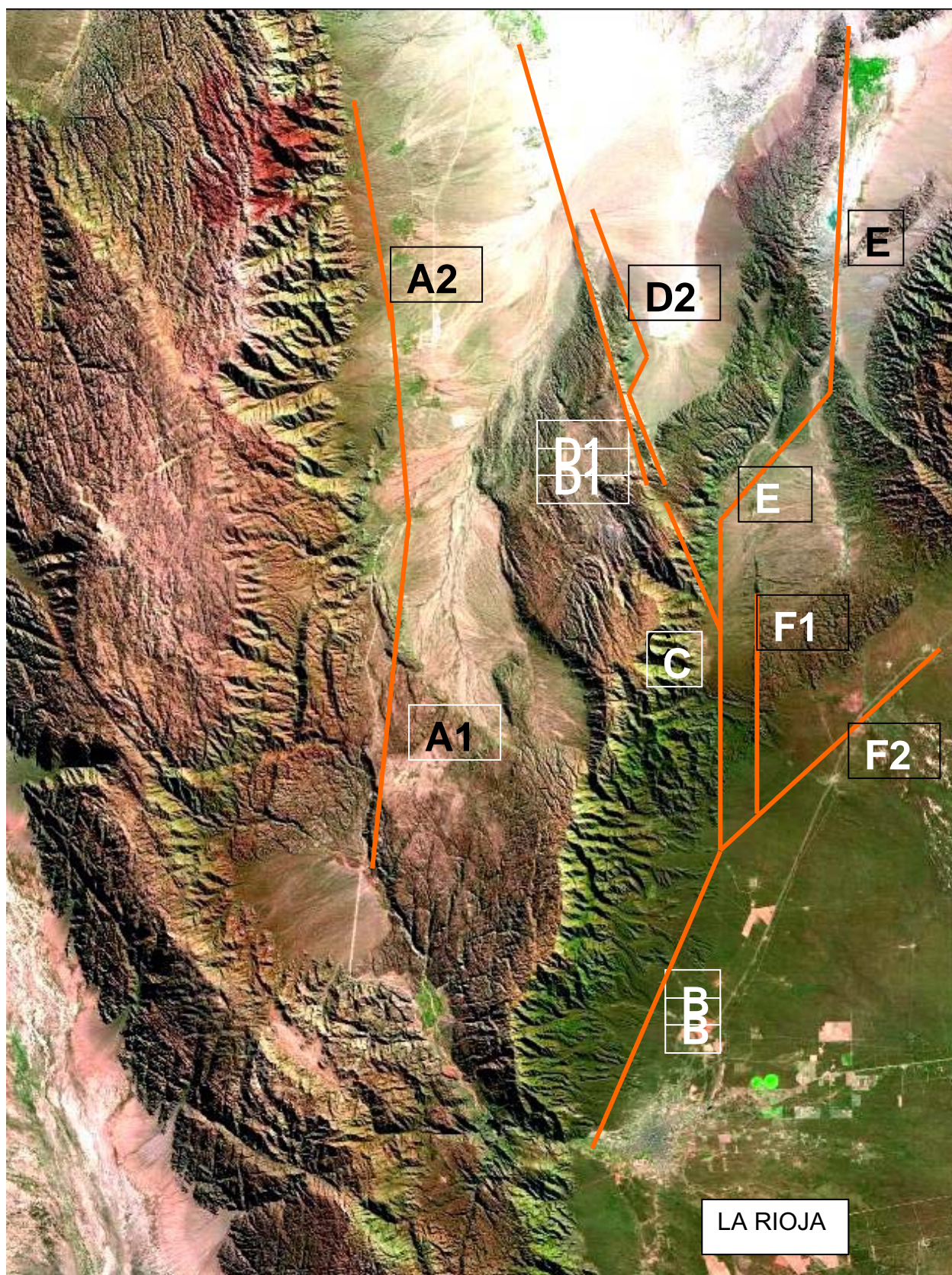


Figura 2

Las estructuras responsables del levantamiento serrano se localizan en el quiebre de pendiente en la base serrana, donde las rocas del basamento serrano son cubiertas por los sedimentos más jóvenes que evacua el sistema fluvial. El trazo de estas fallas está por lo general cubierto por los sedimentos del piedemonte.

Tal como se ha observado en otros sectores de las Sierras Pampeanas (Costa, 1996, 2000), la actividad más reciente de las fallas que marginan los bloques serranos no se encuentra en la zona de quiebre topográfico principal, sino que la misma aparece asociada a escarpas desarrolladas en el ambiente pedemontano con expresión morfológica de definición variada.

Por lo tanto la expresión en superficie de los movimientos más recientes de estas fallas, a los que puede vincularse la actividad sísmica prehistórica, se ubica por lo general desplazada desde la posición de las fallas principales hacia el sector pedemontano, donde parece haberse concentrado la actividad durante el Cuaternario (Anexo Mapa Neotectónico).

PRINCIPALES DEFORMACIONES RECIENTES Y FUENTES SISMOGÉNICAS POTENCIALES DE LA REGIÓN

Las sierras de Velasco Oriental y Occidental constituyen una complicada estructura de bloques ascendidos durante la orogenia andina, principalmente a partir de eventos sísmicos recurrentes. El rasgo morfológico más notable en buena parte de estos bloques, como ya se indicó, está constituido por la preservación de antiguos paisajes denudados denominados aquí genéricamente “superficies de erosión”, destacándose bruscas diferencias altimétricas entre diferentes niveles de estas superficies de erosión.

Es aún una cuestión no resuelta si estos notorios escalones son el producto del desmembramiento tectónico del bloque, si constituyen escalones erosivos correspondientes al desarrollo de superficies de erosión diacrónicas (Carignano et al., 2000) o si están presentes ambos tipos de situaciones. No obstante, aún tratándose de fallas que han desmembrado a los bloques serranos, estas zonas presentan escasa o nula información para los propósitos de este estudio. Ello es debido a la carencia en los alrededores de la zona de falla de depósitos cuaternarios, lo que impide caracterizar adecuadamente la edad de sus últimos movimientos y por lo tanto su eventual contribución al peligro sísmico regional.

Tal como ya se destacó, las manifestaciones de deformaciones recientes (Cuaternarias) identificadas, se encuentran por lo general en el piedemonte oriental de las sierras de Velasco occidental y oriental.

Se considera que estas fallas testifican la existencia de terremotos prehistóricos y es muy probable que a lo largo de las mismas vuelvan a verificarse sismos, sin que por el momento puedan establecerse mayores precisiones sobre la probabilidad de su ocurrencia.

Debido a las características morfotectónicas propias del fallamiento inverso, las escarpas no exponen al plano de falla, sino que las fallas recientes se insinúan en muchos casos como flexuras monoclinales. En otras ocasiones la cara libre ha sido cubierta por depósitos coluviales o derrumbes gravitacionales. El carácter psefítico de la cobertura aluvial y su escasa consolidación, dificultan una clara expresión en superficie de los planos de falla que han tenido actividad durante el Cuaternario. Por tal razón, fue ejecutada una trinchera exploratoria y también la limpieza de paredes de quebradas en las zonas de escarpa de la falla Aminga, para exponer la geometría y características del fallamiento reciente y tratar de determinar la existencia de deformaciones superficiales

prehistóricas asociadas a sismos.

Dentro del mencionado contexto, se describen las principales evidencias considerando su agrupación geográfica en el piedemonte de los dos sistemas serranos mencionados.

SECTOR SIERRA DE VELASCO OCCIDENTAL

El frente de levantamiento de la sierra de Velasco Occidental presenta complejas características, aunque desde una óptica morfotectónica general, pueden establecerse en él dos sectores principales.

El sector localizado al Norte de la población de Pinchas (*Sección A2*) está caracterizado por una ladera serrana simple, con quebradas con profunda disección y típicos valles en “V”, sin preservación de remanentes de superficies de erosión. El ancho de la ladera serrana disminuye hacia el norte conforme a la disminución de la altura de la sierra (Figura 2).

El frente de levantamiento se presenta aquí muy bien definido. Aunque el trazo de la falla principal se encuentra sepultado bajo depósitos aluviales modernos, el contacto montaña-piedemonte es bastante claro, no solo por el brusco cambio litológico sino también por un notorio quiebre topográfico.

La proyección del trazo de la estructura principal (falla Velasco Occidental) muestra un contorno lobulado y aserrado en planta. Se desarrolla al pie de la misma un importante sistema de abanicos aluviales coalescentes y bajadas con su sector distal localizado en la zona de El Tembleque-Aimogasta.

En la *Sección A1* localizada entre Pinchas y el bolsón de Huaco, el frente de levantamiento neotectónico está mucho menos localizado y definido. La ladera serrana está caracterizada por divisorias de aguas secundarias que definen bloques menores dentro del macizo serrano, probablemente debido a desmembramientos tectónicos y/o la supervivencia de relieves residuales. Esto determina que aún los cauces principales, lejos de desarrollar una dirección perpendicular a la principal divisoria de aguas, presenten tramos subsecuentes paralelos/subparalelos a la divisoria principal.

Otra importante diferencia entre las dos secciones refiere a la preservación en la sección A1 de remanentes de paleosuperficies de erosión y al entallamiento de los cauces principales con diseño antecedente o probablemente sobreimpuesto.

Existe escasa o nula sedimentación cuaternaria desarrollada al pie de esta ladera. La misma se presenta muy integrada morfológicamente con la pendiente de inclinación de la sierra de Velasco Oriental, desarrollando un típico valle de ángulo de falla. Aquí la escarpa cuya amplitud decrece hacia el Norte coincide con el trazo de la ruta provincial 75 (Figura 2). La degradación mecánica de la roca es puesta de manifiesto por los problemas de inestabilidad de taludes propios de este sector. Podría interpretarse a esta estructura como un retrocorrimiento asociado a la estructura de la sierra de Velasco Oriental, en la que no se descarta una importante componente transcurrente.

La sedimentación cuaternaria ha sido evacuada hacia los bolsones de Huaco y Aimogasta y solo se conserva una modesta potencia de este tipo de depósitos, ya que el nivel de base regional de los cauces que drenan esta ladera se encuentra hacia el Norte o hacia el sur de esta sección serrana.

Se interpreta que esta situación mortotectónica determinó cotas más elevadas a lo largo de este valle de ángulo de falla y también una falta de espacio para acumulación de sedimentos pedemontanos. A medida que la pendiente de inclinación de la sierra de Velasco Oriental se hunde hacia el Norte fragmentada por sistemas de fallas N-S y NO-

SE, prevalecen condiciones de espacio más favorable para el desarrollo de depocentros. Es a partir del cambio de esta situación, donde también puede establecerse con bastante precisión la divisoria entre ambas secciones del frente serrano.

En concordancia con lo anterior merece destacarse que la expresión en el piedemonte del sector de fallamiento cuaternario se observa a partir de la división entre ambas secciones. De todos modos, no se descarta la presencia de fallamiento cuaternario en la sección Pinchas-Huaco, pero su estudio requieren trabajos de mayor detalle, ya que al no estar desarrolladas geoformas diagnósticas de deformaciones neotectónicas, es muy difícil precisar su ocurrencia en el ambiente erosivo del basamento cristalino. Se destaca esta situación ya que es probable que el lineamiento que define la falla Aminga tenga su continuidad más al Sur, dentro del basamento cristalino.

Falla Aminga

El trazo de la falla de Velasco Occidental (Anexo Mapa Neotectónico) que ha constituido el frente de levantamiento principal de esta sierra, se encuentra sepultado por los depósitos de abanicos aluviales cuaternarios y el mismo no ha podido ser reconocido en los sectores visitados. No se han observado tampoco morfologías diagnósticas en dichos depósitos que permitan sospechar movimientos recientes o al menos que presenten tasas de movimientos mayores que las tasas de sedimentación pedemontana. Se asume que esta estructura, al igual que lo observado en otras Sierras Pampeanas, no presenta una actividad importante actualmente y que por lo tanto la probabilidad de localización de epicentros sísmicos a lo largo de su trazo es poco probable o su recurrencia sería considerablemente prolongada (10^5 - 10^6 años).

El análisis realizado indica que la actividad de este sistema de fallas y la generación de relieve asociado, se ha trasladado al menos desde el Pleistoceno a una falla secundaria expresada mediante una escarpa en los materiales pedemontanos. Esta estructura es reconocible entre las localidades de Chuquis y Anillaco, presentando esporádicas expresiones discontinuas de escarpas evolucionadas hasta la localidad de Asha. Estas últimas manifestaciones morfológicas no parecen corresponder a la misma traza de falla (Figura 2 y Anexo Mapa Neotectónico).

La falla Aminga representa la propagación del movimiento de un basamento cristalino somero en los materiales aluviales cuaternarios, probablemente bien impuesto con anterioridad en las litologías frágiles. El trazo de esta estructura de orientación NNE es levemente oblicuo al frente de levantamiento principal y a su vez es paralelo a lineamientos presentes en la sierra de Velasco Oriental, por lo que es probable que reactive zonas de debilidad mecánica más antiguas.

La expresión morfológica principal de la falla Aminga corresponde a una escarpa monoclinial con labio hundido al naciente. Su amplitud es variable, llegando a varias decenas de metros en su extremo sur a la latitud de Chuquis. Allí expone depósitos pre-cuaternarios en el labio elevado y evidencias de sucesivas etapas de reactivación con desplazamientos variables en los diferentes depósitos aluviales cuaternarios afectados por su trazo (Figura 3). Su trazo es quebrado y resulta de la conjunción de lineamientos de rumbo NNE y NE (Figura 4).

Al Sur del punto (1) (Figura 4) esta escarpa se presenta como un accidente topográfico de tipo compuesto, en el que se pueden reconocer diferentes estados evolutivos representados por las diferentes pendientes en su perfil (Figuras 4, 5 y 6). Al Norte del punto (1) (Figura 4) la escarpa presenta un perfil simple y disminuye paulatinamente su amplitud desde aproximadamente 10 m hasta un escalón de 50 cm reconocible hasta aproximadamente el punto (2) de la misma figura. Su expresión como

escarpa se pierde en el terreno, dando lugar en cambio a un sutil desnivel en el terreno que aún es visible en la localidad de Anillaco particularmente sobre la calle Mendoza, entre las calles Pte. C. S. Menem y Tucumán, pese a las modificaciones del terreno asociadas a la urbanización y movimientos de suelos.

Esta situación parece tener su correlato en los sedimentos cuaternarios expuestos en la quebrada sobre la que se ha construido la presa de tierra en la localidad de Anillaco.



Figura 3

Algunos leves cambios en la inclinación (entre 2°E y 5°E) de los estratos podrían sugerir una sutil flexura monoclinal representada por estratos que se acuñan hacia el Oeste. Esta situación podría vincularse con la propagación del plano de falla de Sur a Norte, indicando que sus rasgos no están aún bien impuestos en el terreno a la latitud de la localidad homónima.

El cambio en las referidas características de la escarpa podría estar asociada a la bifurcación del trazo principal de un ramal (splay) indicado con trazo discontinuo en la Figura 4. Su existencia manifestada por una muy sutil y amplia flexura, ha sido interpretada a partir de evidencias indirectas tales como niveles elevados de abanicos aluviales y menor depositación aluvial al pie de la escarpa. Una interpretación de esta situación se presenta en la Figura 7.

La bifurcación de este trazo, posiblemente vinculado con una falla ciega propagante, puede resultar en la distribución del movimiento ocurrido a lo largo del trazo principal durante el Cuaternario y por lo tanto la brusca disminución de la amplitud de la escarpa al Norte de este punto.

Las evidencias más diagnósticas sobre la actividad reciente de esta estructura se encuentran en el extremo septentrional de la escarpa, entre las localidades de Aminga y Anillaco. En este sector se reconoce una flexura con flanco corto al naciente que deforma a los depósitos aluviales más jóvenes.

Asimismo en el punto (1) de la Figura 4, puede observarse los depósitos más recientes en una quebrada innominada desplazados por lo menos 4 m respecto al nivel del labio bajo en superficie. No se ha podido constatar que se trate de los mismos depósitos, por lo que este desplazamiento se considera como mínimo (Figura 5).

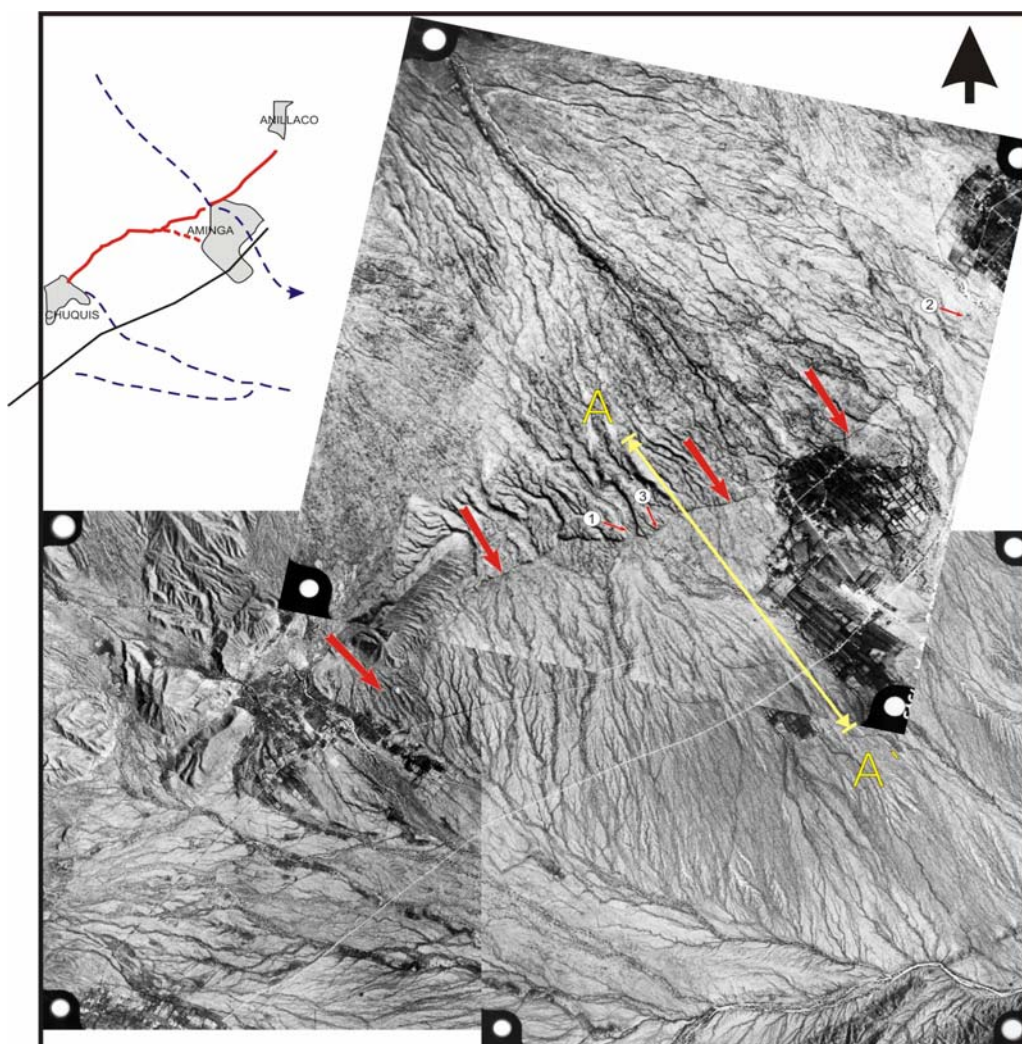


Figura 4



Figura 5

Entre Aminga y Anillaco la escarpa va perdiendo amplitud topográfica hasta convertirse en un sutil escalón en el relieve el cual aún es visible en la localidad de Anillaco. Entre estas dos localidades se han reconocido quiebres topográficos que se interpretan como caras libres de la escarpa asociadas a fracturas secundarias extensionales (tipo “*bending-moment*”) vinculadas a la charnela monoclinas (Figura 8). Este rasgo podría estar asociado a rupturas sísmicas secundarias, caracterizadas por grietas abiertas desarrolladas durante un terremoto, pero no representan el plano principal de la falla. Como se describirá en la trinchera realizada, la geometría de la falla principal presenta un plano buzante al Oeste y carácter inverso.

La indicada situación también fue reconocida al Sur de Aminga (Punto 3 de la figura 4), aunque en este caso la amplitud de la cara libre puede alcanzar hasta 1.5m (Figura 9) y la escarpa presenta una amplitud total comprendida entre 5 y 8 m (Figura 10)

La actividad continua de esta estructura al menos durante el Pleistoceno superior-Holoceno, está testificada por la acumulación del desplazamiento en los estratos más antiguos, tal como queda expuesto en la figura 5. En dicho sector se reconocen también escarpas de 5-6 m de amplitud en depósitos aluviales psefíticos modernos, probablemente del Holoceno superior (aprox. 3ka?). La generación de esta escarpa requeriría al menos 5 eventos de magnitud $M \geq 7.0$, por lo que ello podría indicar una recurrencia aproximada de 500-700 años para este tipo de eventos o eventos con mayor recurrencia, magnitud y amplitud de ruptura cosísmica.

El sector comprendido entre Aminga y Anillaco fue investigado con mayor detalle, por exponer las deformaciones más recientes asociadas a la falla Aminga y por lo tanto las más factibles de expresar alguna vinculación con la preservación de eventos sísmicos prehistóricos.



Figura 6

Con el propósito de analizar la estructura interna de la escarpa e identificar la estructura geológica responsable de esta morfología, se efectuaron dos excavaciones a

lo largo de su trazo. Una de ellas fue efectuada mediante una trinchera perpendicular a la falla (punto 4 en la figura 4) y en la restante se acondicionó una exposición natural del labio elevado de la falla en la quebrada indicada en el punto 5 de la misma figura.

En la excavación realizada en el punto 4 mediante retroexcavadora y medios manuales, se logró exponer el trazo de la falla, a pesar de lo poco consolidado de los depósitos y su aparente monotonía (Figuras 11 y 12).

Las diferentes unidades reconocidas fueron (Figura 11):

Unidad A: Conglomerado gris claro-beige claro matriz soportado, en parte clasto soportado. Presenta bloques de basamento cristalino redondeados a sub-redondeados con tamaño máximo de eje mayor de hasta 40 cm. Su coloración blanquecina deriva de una abundante participación de carbonato pulverulento que determina un color claro en la matriz y desarrolla pátinas de algunos milímetros que recubren a los bloques. Se entiende que esta precipitación es epigenética respecto al depósito principal.

Pese a la pobre organización de la estratigrafía expuesta, su transición a la unidad suprayacente es bastante neta, determinada principalmente por la diferencia cromática debido a la ausencia del cemento carbonático.

La base de esta unidad no ha sido expuesta por la excavación.

A₁: Corresponde a un bloque de basamento cristalino fracturado dentro de la Unidad A

Unidad B: Grava de bloques angulosos-subangulosos con matriz de sedimentos finos color beige. El material se presenta bastante desagregado y en el contacto con la unidad A se observan clastos angulosos con disposición desorganizada, en cuya arquitectura parece haber intervenido la acción tectónica.

Unidad C: Sedimento suelto color beige con mucho limo, gravilla suelta y bloques dispersos. El desarrollo de esta unidad corresponde al sector de flexura monoclinal de la escarpa.

Unidad D: Material limoso beige con abundante gravilla dispersa. Representa una unidad de escaso desarrollo areal, que aparece como una intercalación pseudolenticular de material fino entre las unidades A y C.

Unidad E: Sedimento psefítico de color beige grisáceo bastante desagregado y con algunos bloques redondeados dispersos, principalmente en su base. Su potencia máxima expuesta es de alrededor de 60 cms., bastante coincidente con la zona de máxima pendiente de la escarpa. No obstante predominan clastos angulosos mezclados con otros redondeados a subredondeados y abundante matriz en la que participan en proporción variable arena y limo. En algunos sectores pudo reconocerse una agrupación de clastos con orientación preferencial, tal como se destaca en la figura 11 y en el detalle expuesto en la figura 13. Esta unidad se acuña hacia los términos superiores de la escarpa.

Unidad F: Material fino con gravilla dispersa de color beige que también disminuye su potencia hacia el labio alto de la escarpa. Presenta algunos bloques sueltos angulosos y abundante material limoso.

Unidad G: Material removido por la excavación.

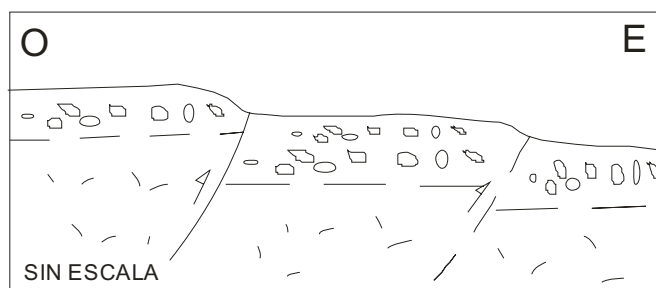


Figura 7

Interpretación

El contacto lateral abrupto entre las unidades más antiguas expuestas, A y B, permiten interpretarlo como un plano de falla que ha dislocado a las mismas. Asimismo, en las inmediaciones de este plano, se localiza en la unidad A un bloque de contornos irregulares y eje mayor promedio de 50-60 cms que aparece fracturado con planos en diferentes posiciones que lo desagregan. Esta fracturación es claramente postdeposicional, ya que el bloque no podría haberse transportado en las condiciones mecánicas actuales.

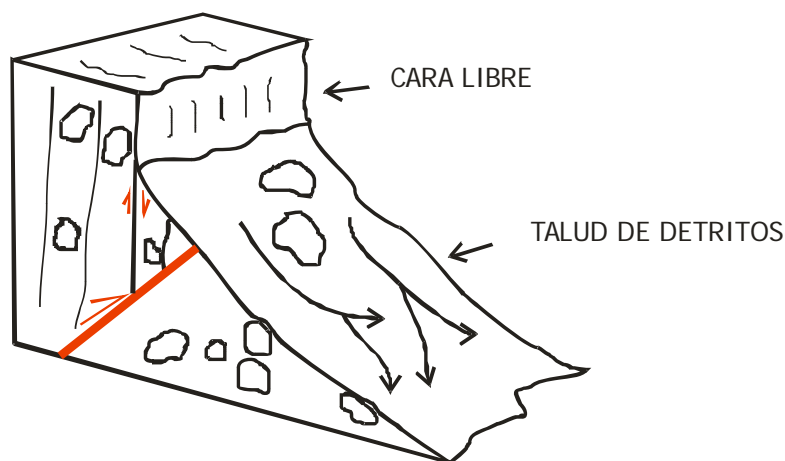


Figura 8

En la Unidad B la fábrica cambia en las inmediaciones del plano (Figura 11), ya que en ese sector predomina el agrupamiento de clastos angulosos de 10 cm promedio de eje mayor, con un aspecto semejante a una brecha tectónica.

Resulta difícil precisar la actitud espacial de esta falla, debido al carácter psefítico de los depósitos y a su escasa consolidación y organización. Sin embargo se pudo determinar una inclinación promedio al Oeste de 50°, en tanto que el rumbo de la misma coincide con la orientación general de la escarpa.

Considerando que el labio elevado es el occidental, esta falla se corresponde con una geometría de tipo inverso, lo cual es concordante con el carácter del fallamiento principal que elevó a la sierra de Velasco durante la orogenia Andina.

Si bien este es el accidente tectónico más neto, existen rasgos sutiles en la organización interna de las unidades A y D que sugieren la presencia de una cizalla distribuida a lo largo del sector indicado en la figura 11 (ver sector indicado con círculos en dicha figura y ver detalles en la figura 13). La inclinación de estos rasgos es coincidente con la del plano de falla, y podría corresponder a la propagación en material no consolidado de la deformación que afecta a la flexura anticlinal en niveles más antiguos no aflorantes (Figura 14).

Como interpretación preliminar puede decirse que la dislocación observada constituye la propagación en sedimentos recientes (Holoceno) de la falla Aminga.

De la observación de esta trinchera resulta que las Unidades A y B se encuentran involucradas en la deformación.

En las Unidades C y D no se encontraron evidencias directas de fallamiento, aunque el desarrollo de las mismas parece estar limitado a la zona de falla infrayacente, por lo que podrían constituir cuñas coluviales vinculadas al ascenso y erosión de la escarpa monoclinal.

La Unidad E no presenta rasgos de deformación primarios, aunque es muy llamativo la orientación preferencial localizada de varios clastos (Figura 13). Esto podría sugerir un estadio inicial de la propagación de la deformación en esta unidad, probablemente como un plano secundario de una falla infrayacente con menor tasa de movimiento y magnitud de rechazo.

La Unidad F no parece haber estado afectada por fenómenos asociados a flexura y/o dislocación.

La geometría de las unidades C, D y E se encuentra condicionada o vinculada a la posición del plano de falla, por lo que se considera que las mismas constituyen fenómenos de respuesta local de erosión/sedimentación a un relieve asociado con esta estructura.

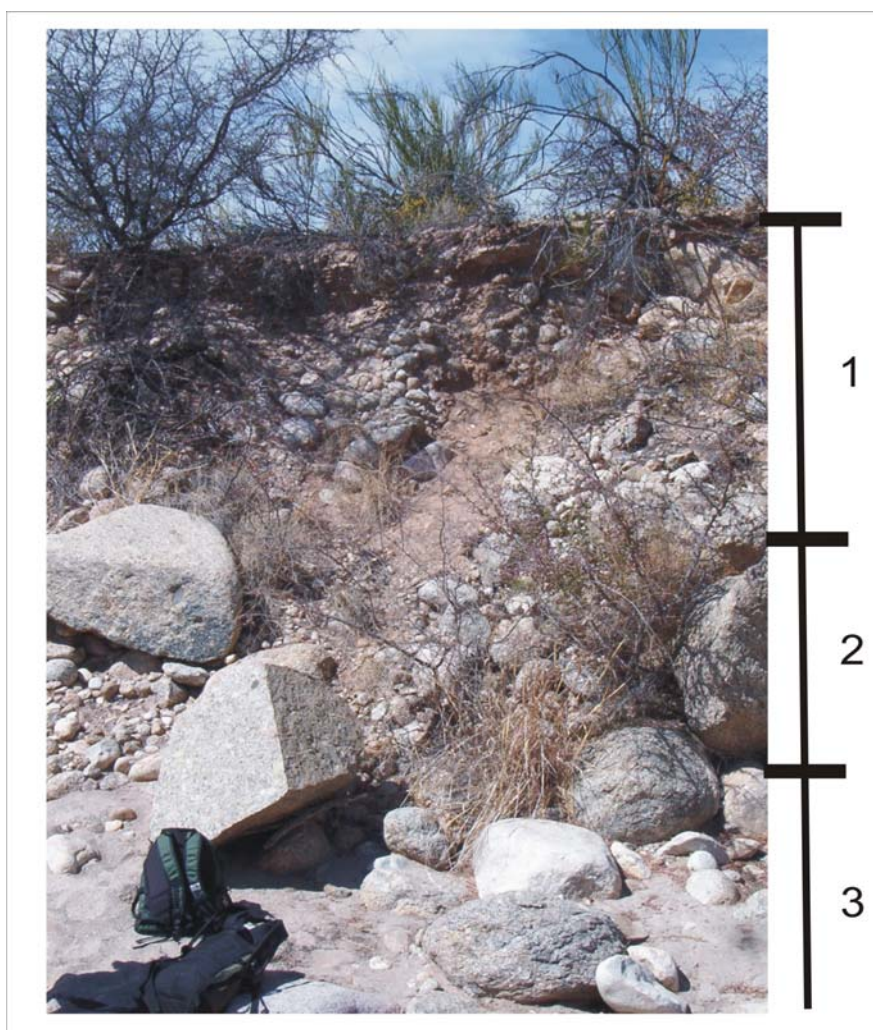


Figura 9

Una evolución morfodinámica posible de las unidades estratigráficas observadas en este sitio podría ser la siguiente (Figura 15): La propagación de la falla Aminga hacia superficie debido a la acción de sucesivos eventos sísmicos, generó un contacto tectónico entre las Unidades A y B.

La disposición discordante de las unidades suprayacentes y la pobre erosión observada en las cercanías de la geoforma aluvial principal, sugiere que la transposición tectónica de este pliegue por propagación de falla evolucionó hasta generar una ruptura en superficie. La supervivencia de la geoforma resultante fue efímera debido a las características geométricas de las fallas inversas y al contexto morfoclimático.



Figura 10

Los procesos locales de erosión-sedimentación resultantes en las adyacencias de la escarpa generaron el desarrollo de las Unidades C y D, a modo de cuñas coluviales. Esta última unidad está solo desarrollada en el labio colgante, lo cual puede interpretarse como una mera coincidencia o como un truncamiento tectónico de la misma.

El tope de estas unidades junto con la Unidad A, configuraba una paleotopografía que seguramente también destacaba la flexura asociada a la falla y sobre la cual se depositó en otro ciclo aluvial la Unidad E.

Es probable que cambios en el nivel de base, cambios climáticos y/o una reactivación de la flexura a través de las evidencias de cizalla distribuida en la orientación de clastos, determinaran la erosión de esta unidad en el sector de charnela.

El episodio más reciente está asociado con la etapa no funcional del nivel aluvial representado por la Unidad E y estratos inferiores. Su signatura deposicional está representada por la Unidad F, de naturaleza esencialmente coluvial y cuyos mayores espesores (30-50 cms.) comienzan a desarrollarse desde la zona de flexura hacia el labio bajo.

En síntesis, se interpreta que las relaciones expuestas sugieren la existencia de ruptura superficial asociada a la falla Aminga, cuya expresión en superficie fue erosionada previo a la depositación de las Unidades C y D.

El desplazamiento entre las unidades A y B expuesto por la excavación alcanza a 54 cms., el cual puede considerarse como rechazo mínimo. El carácter desorganizado de los depósitos y la carencia de marcadores estratigráficos dentro de ellos impide conocer si dicho desplazamiento ha sido debido a uno o más eventos sísmicos.

Otra observación en el perfil de esta escarpa fue realizada en la quebrada indicada como punto 5 en la figura 4 y con una flecha en la figura 16. Dicha exposición natural corresponde al labio colgante de la escarpa y por lo tanto localizada al Oeste de la zona de falla. No se han reconocido allí manifestaciones primarias de fallamiento, aunque resulta llamativo la sutil orientación vertical/subvertical de clastos elongados de la fábrica del conglomerado según se indica en la figura 17. Es probable que estas geometrías correspondan a incipientes manifestaciones de un ordenamiento tectónico vinculado con fallas tipo “bending-moment”. Estas estructuras se localizan en las charnelas de flexuras anticlinales o sinclinales (Figuras 8 y 14), donde ocurren fenómenos de extensión local. Muchas veces estos rasgos obedecen a grietas extensionales o fallas normales cosísmicas que pueden generar aperturas o reordenar parcialmente la fábrica de materiales poco consolidados (Philip y Meghraoui, 1983, Yeats et al., 1997).

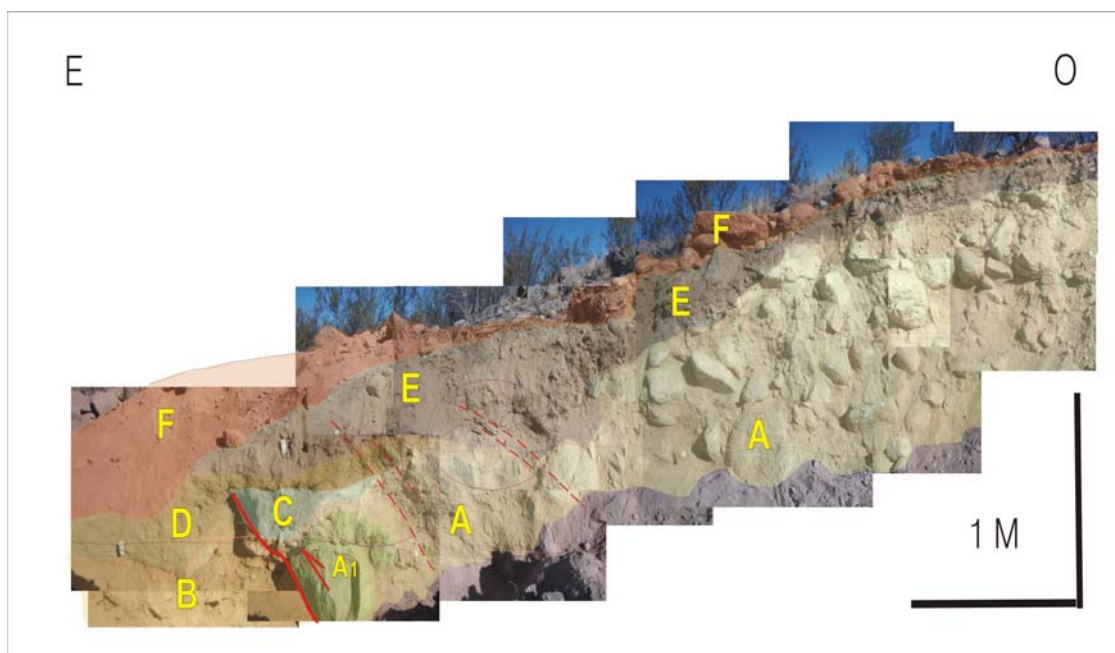


Figura 11

De aceptarse esta interpretación, debe asumirse que dichas rupturas cosísmicas tuvieron expresión efímera en superficie (cuya paleotopografía ha sido actualmente erosionada) con posterioridad a la depositación de la Unidad A y previamente al desarrollo de la Unidad B.

La zona donde se han reconocido posibles modificaciones epigenéticas en la fábrica del conglomerado presenta una geometría tipo “Y” invertida, la cual no es precisamente característica de las fallas “bending-moment”. Por lo tanto son necesarios estudios más detallados para reforzar o descartar esta hipótesis. De todos modos la orientación preferencial de elementos de la fábrica sedimentaria con actitud subvertical, no parece ser un fenómeno atribuible a los procesos deposicionales del conglomerado. Por lo que considerando su cercanía con la zona de falla (aproximadamente 10 m.), se consideran a estos rasgos como un efecto asociado al fallamiento principal.



Figura 12

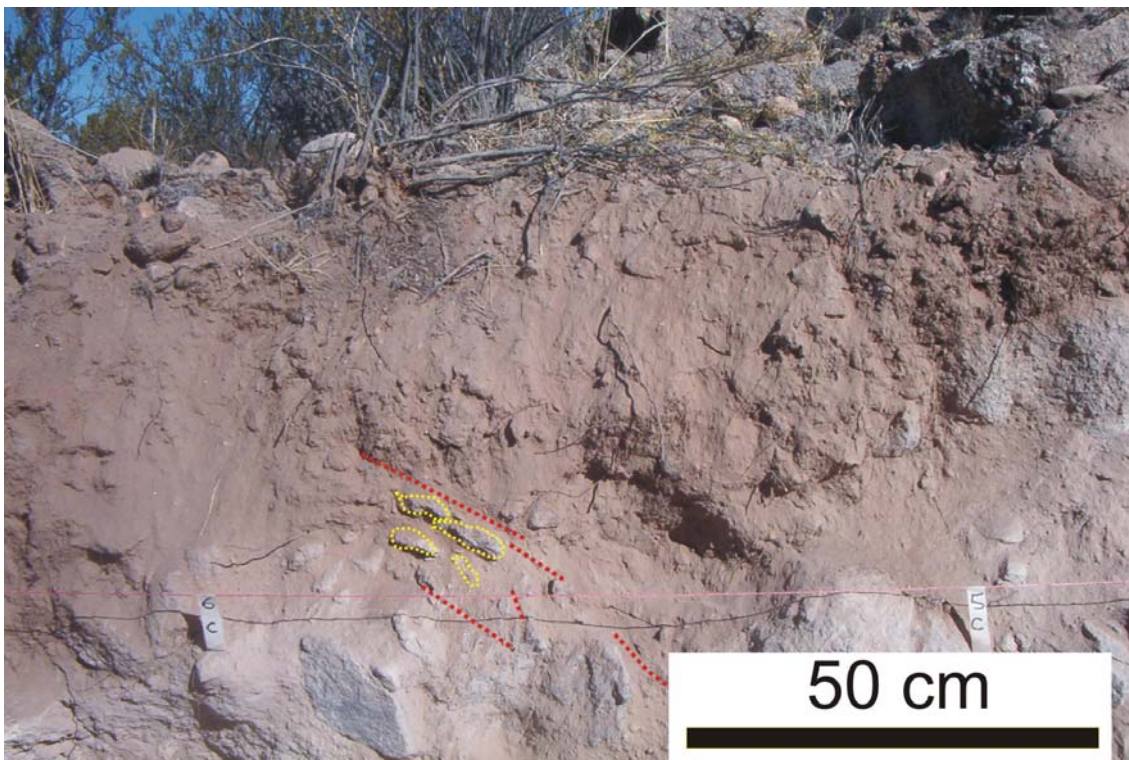


Figura 13

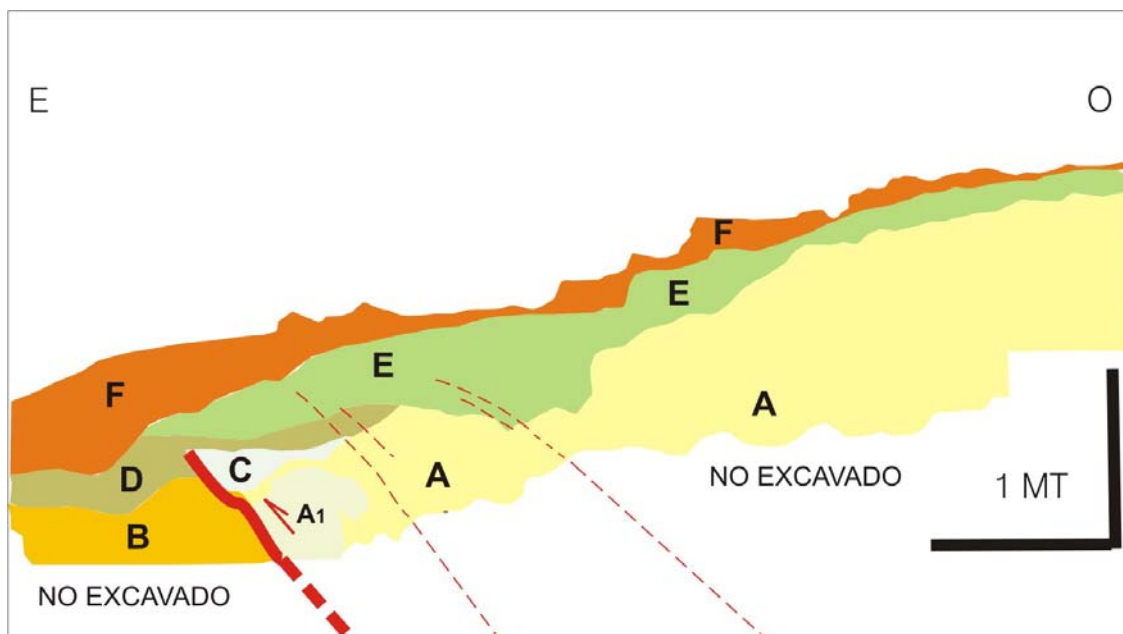


Figura 14

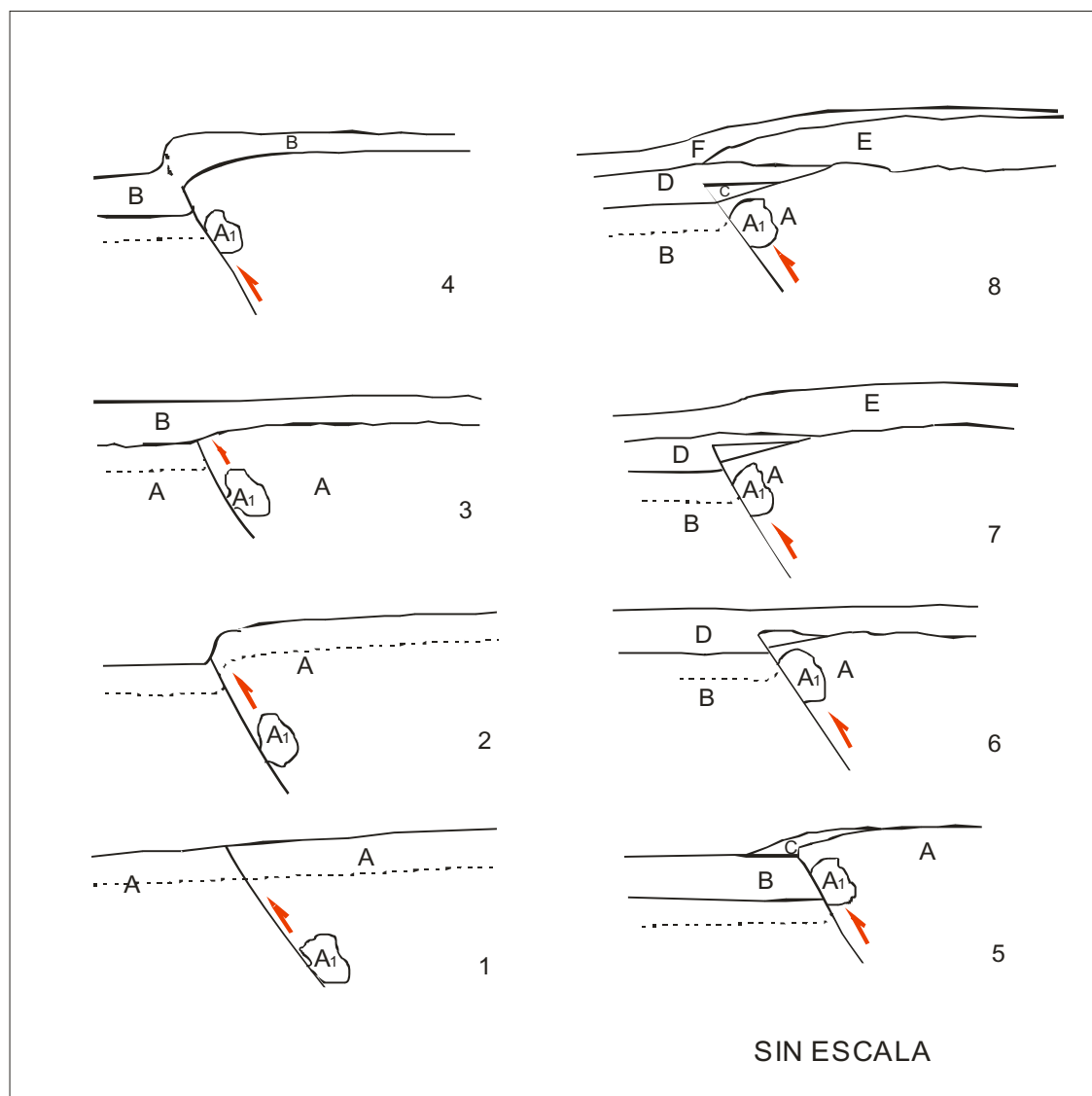


Figura 15



Figura 16

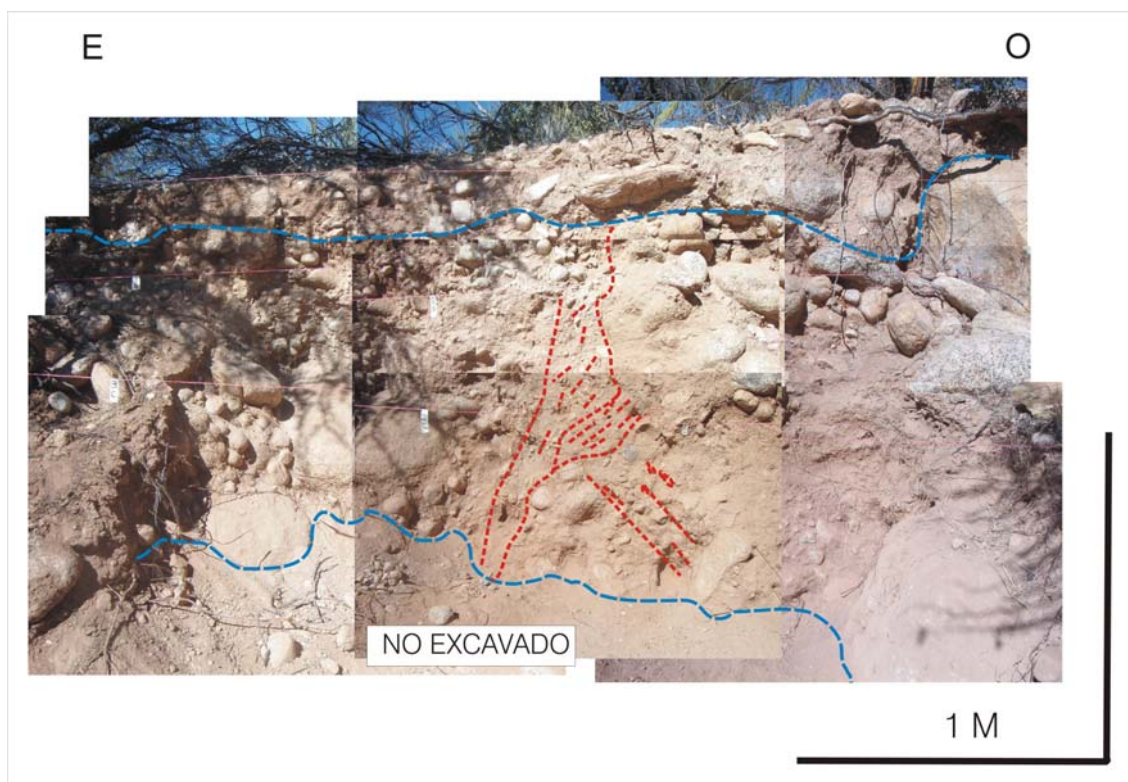


Figura 17

SECTOR SIERRAS DE VELASCO ORIENTAL-AMBATO

Este frente serrano está caracterizado por bifurcaciones y desmembramientos de bloques menores. Se describirá la geometría general del mismo que muestra directas vinculaciones con la presencia del fallamiento cuaternario.

Este sistema de fallamiento presenta una dirección general NNE-SSO y las mencionadas bifurcaciones de su trazo (Secciones B, C, D, E y F) están asociadas a una paulatina pérdida de altura del macizo serrano hacia el Norte (Figura 2)

La sierra de Velasco presenta una escarpa de falla con orientación NNE que mira al naciente, cuyo aspecto corresponde a un frente montañoso bastante evolucionado y sin indicios evidentes de morfologías primarias asociadas a fallamiento reciente.

Al Norte de la quebrada de Los Sauces y de la ciudad de La Rioja, la ladera serrana muestra notorios engolfamientos de los materiales aluviales cuaternarios en las rocas del basamento cristalino, definiendo una unión montaña-piedemonte menos marcada que la descrita para la sierra de Velasco Occidental (Sección B). Por lo tanto la traza inactiva de la zona de fallamiento responsable del levantamiento principal del bloque, aparece mucho más difusa y de difícil reconstrucción.

Entre la ciudad de La Rioja y la latitud de la localidad de Bazán (aproximadamente 29° 10' LS), la ladera serrana presenta una silueta simple. No se reconocen divisorias de aguas secundarias y los valles principales muestran importante disección y desarrollo notorio de diferentes niveles de abanicos aluviales al pie de sierra.

El límite entre el frente de levantamiento neotectónico y la pendiente de inclinación del bloque aparece muy bien delimitado por un hombro sinuoso que destaca la posición actual de la onda de erosión retrocedente

Al Norte de la latitud de la localidad de Bazán, el frente de levantamiento presenta se bifurca, estando la escarpa principal vinculada al ramal occidental (Secciones C y F en la figura 2). El trazo o ramal oriental con rumbo general NE se presenta asociado a un bloque con escaso levantamiento o con un considerable tiempo transcurrido desde su última reactivación. Éste fallamiento parece conectarse hacia el Norte con el frente oriental de la sierra de Ambato. Dicha interpretación implica asumir la presencia de fallamiento andino también en el margen oriental de la sierra de Ambato, cuyo levantamiento neotectónico ha sido tradicionalmente asociado con una sola escarpa estructural ubicada al Oeste (González Bonorino, 1950, Baldis et al., 1975, Jordan y Allmendinger, 1986).

Ambos sistemas de fallamiento marginan a bloques basculados hacia el Oeste, desarrollándose entre los mismos una depresión romboidal (denominada aquí depresión de El Carrizal), sobre cuyo extremo oriental se recuesta el río Salado (Figura 18), destacando el notable carácter asimétrico de la misma.

Es de destacar que el mencionado cauce parece imponerse de manera antecedente sobre el “Bloque de Bazán”, mostrando todas las características de un cauce con impedimentos para su esorrentía, hasta que logra encauzarse en el mencionado bloque. También es interesante mencionar que la quebrada importante que aparece mas al Norte (-2- en la figura 18, no presenta en la actualidad un sistema fluvial activo de importancia acorde con sus dimensiones. Es probable que el cauce -1- hubiera desaguado sus caudales a través de la misma en el pasado, lo que destaca una reorganización reciente de la pendiente regional, probablemente asociada a actividad tectónica de los bloques.

Asimismo entre las secciones C y F del frente de levantamiento, se destaca la presencia de un trazo lineal NNE que margina por el occidente al bloque de Bazán, vinculado a la actividad tectónica descrita más adelante (Sistema de fallas Carrizal Arriba).

Considerando su geometría podría corresponder a una falla propagante con vergencia occidental, lo cual permite caracterizar a la misma como un retrocorrimiento respecto al sistema de fallamiento principal.

Esta estructura ha inducido reorganizaciones recientes del drenaje pedemontano (Sección E1). Trazos secundarios y paralelos a la misma parecen determinar complicaciones en el frente serrano a la latitud de la bifurcación de los dos sistemas de fallas de Velasco Oriental. Ello es debido a que aparentemente la falla Carrizal Arriba genera un desplazamiento con vergencia contraria al de la falla Velasco oriental.

La sección C se bifurca a su vez algo más al Norte (aproximadamente a los 29° 00' LS), aunque de una forma mucho menos notoria que en el caso anterior. Debido a la naturaleza de este estudio, no se ha investigado la naturaleza de las escarpas expuestas en el interior serrano a dicha latitud, para determinar el carácter erosivo o tectónico de las mismas.

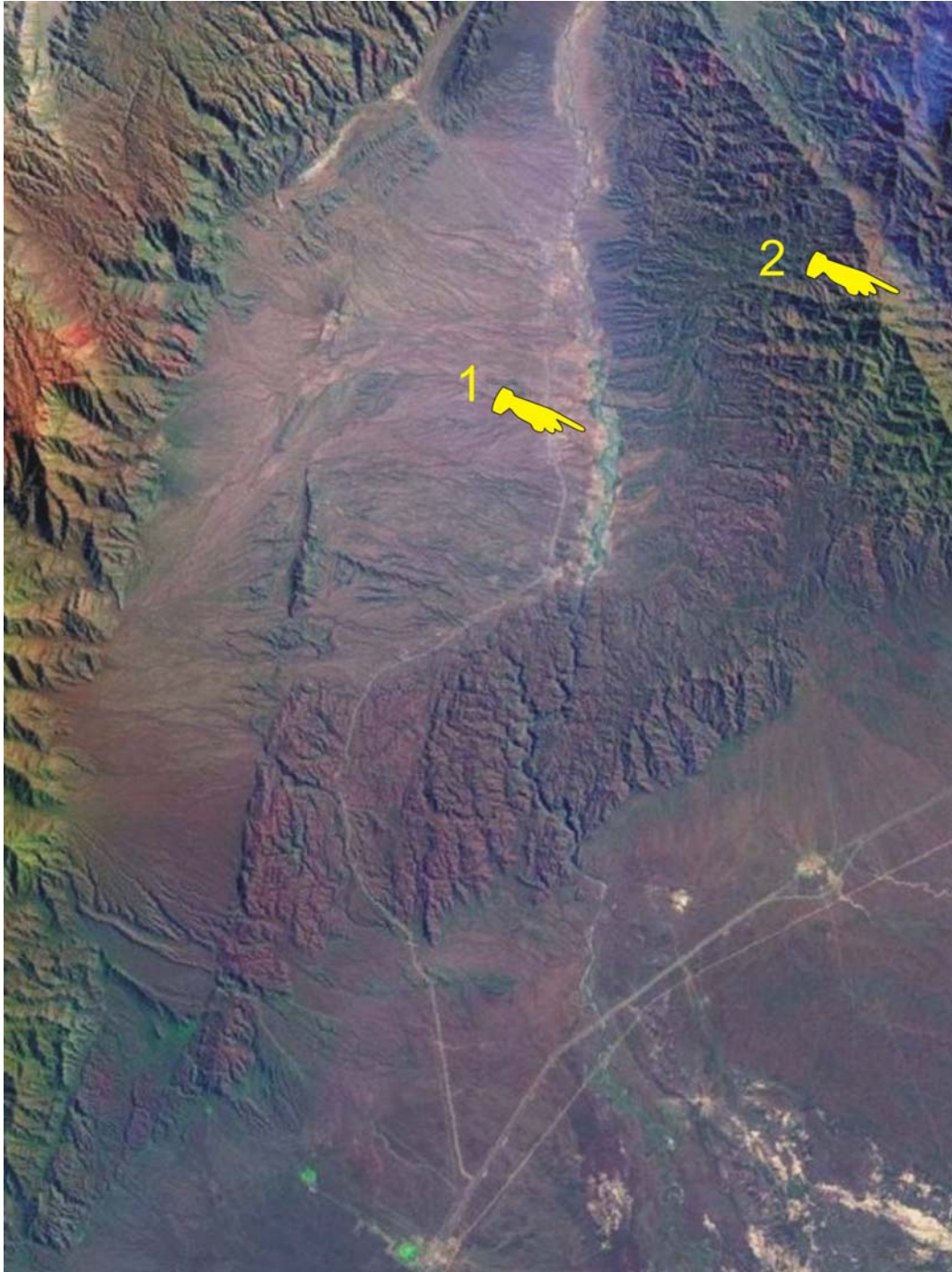


Figura 18

El trazo occidental presenta a su vez dos escarpas principales con diseño pseudo-anastomosado y sus extremos septentrionales están vinculados con la escarpa serrana (B3a) donde se ubica el sistema de fallamiento El Tembleque-Aimogasta y el Señor de La Peña.

En el sector del frente serrano que margina por el NO a la depresión de El Carrizal (B2a y B3b), la expresión de la escarpa de falla es menos notoria y la actitud de los estratos plegados periféricos en el ambiente de la depresión sugieren que este sector no ha constituido un frente de fallamiento emergente. El mismo presentamantiene una traza sinuosa hasta la desaparición de este sistema serrano a la latitud de la localidad de Villa Mazán.

Sector Tembleque-Aimogasta (Sección D₁)

A diferencia de la mayoría de las evidencias neotectónicas reconocidas en otros sectores, las manifestaciones que podrían vincularse con deformaciones recientes están localizadas en el trazo principal de la escarpa (Figura 2), tal como se reconoce en el puesto El Tembleque.

En dicho sector, las labores realizadas para alumbramiento de agua en la zona correspondiente al trazo de falla permiten reconocer al basamento cristalino montando con un ángulo variable entre 40°E y 60°E a sedimentitas rojizas atribuibles al Neógeno (Carignano, González Díaz, com verb.). El desplazamiento expuesto supera los 2.5 m., lo cual debe considerarse como el rechazo mínimo de esta falla.

Los materiales coluviales (Holoceno?) que suprayacen al plano de falla no aparecen involucrados en la deformación, aunque es muy probable que esta estructura haya experimentado movimientos durante el Pleistoceno.

El plano de falla bien desarrollado e impuesto en los depósitos neógenos sugiere un desplazamiento de escala al menos métrica a decamétrica.

Sector Villa Mazán (Sector E)

Asociado a la culminación septentrional de la traza de fallamiento (Sección E en la figura 2), aparece esta evidencia puntual de fallamiento cuaternario afectando abanicos aluviales (Anexo Mapa Neotectónico).

Se observa una traza continua por aproximadamente 400 m localizada en el ambiente pedemontano que desplaza niveles de abanicos aluviales cuya cronología puede ser asignada al Pleistoceno superior. Su trazo por lo tanto no coincide con el trazo de la falla responsable del levantamiento del bloque. No se han observado evidencias superficiales del plano de falla, aunque considerando las relaciones de labio elevado/labio hundido puede asumirse un estilo geométrico semejante al de la escarpa principal, es decir fallas inversas con inclinación al Oeste.

La amplitud del desplazamiento reconstruida alcanza a aproximadamente 10 m. La falta de evidencias no permite establecer precisiones sobre las características de esta estructura y su vinculación con el peligro sísmico, pero es probable que este trazo de falla represente antiguas rupturas Pleistocenas (> 20.000 años)

Sector Carrizal Arriba

Las evidencias detectadas de deformaciones cuaternarias en el sector de Carrizal Arriba (Sección F₁ en la figura 2) corresponden a lineaciones muy notorias en las bajadas pedemontanas del denominado Bloque de Bazán destacadas por una convergencia del drenaje en un abra principal del drenaje pedemontano (Figuras 19 y 20). Ello supone obstrucciones o anomalías en la pendiente regional del drenaje.

En planta pueden reconocerse dos trenes de lineamientos principales (Figura 19) con orientación NO-SE coincidentes con la estratificación de rocas beige-rojizas asignadas al Terciario s.l. Estos lineamientos representan dos ramales de escarpas cuya amplitud máxima alcanza a 15 mts.

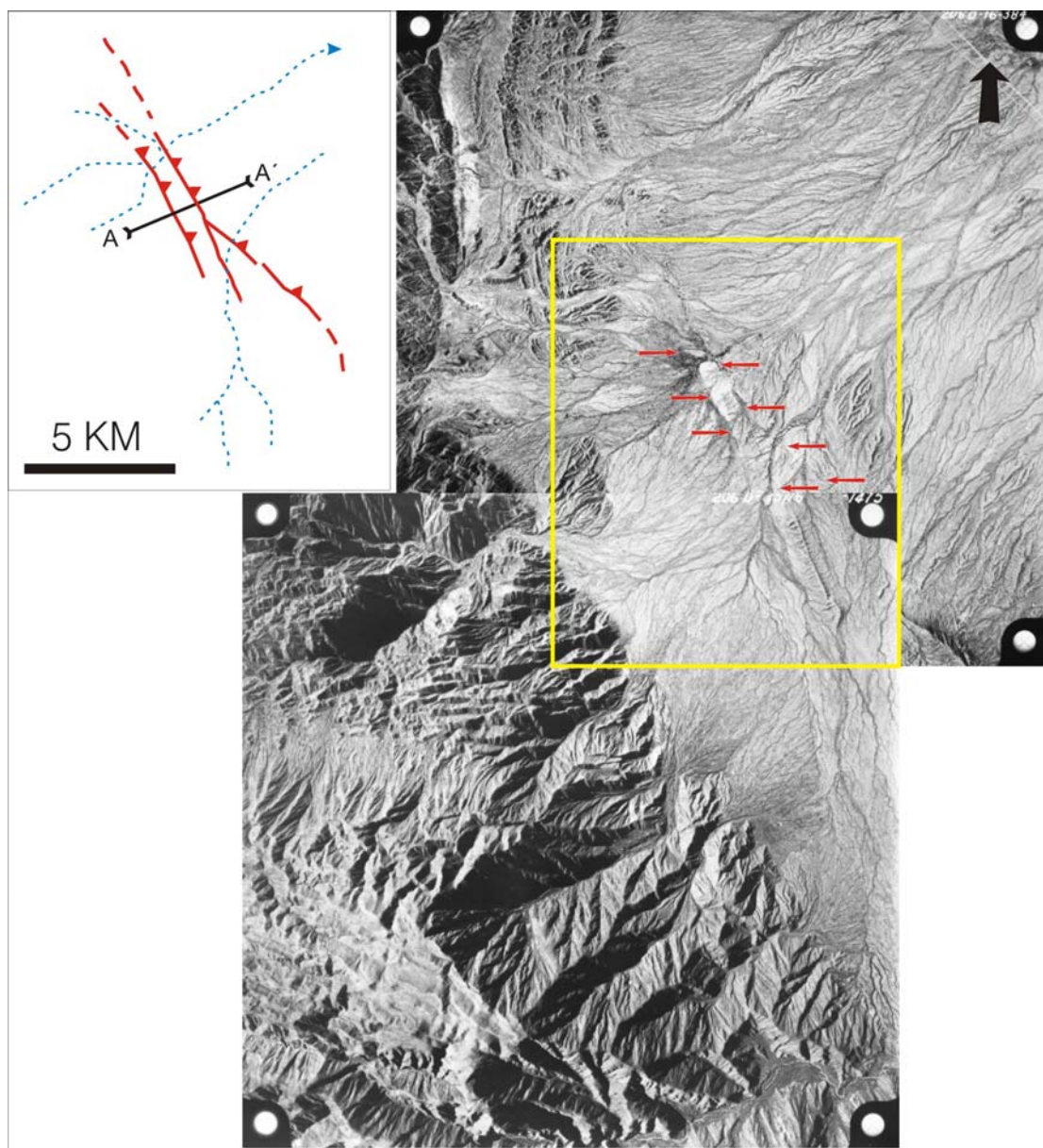


Figura 19

Las capas terciarias subaflorantes están cubiertas en este sector por sedimentos de colores muy claros y granulometría fina, semejantes a depósitos de playa o barreal. Esto sugiere la existencia en tiempos probablemente holocenos de endicamientos u obstrucciones al drenaje en este sector, lo cual es difícilmente atribuible a fenómenos de control pasivo o erosión diferencial, dado la alta susceptibilidad erosiva de los sedimentos terciarios. Por lo tanto se interpreta que la depositación de dichos sedimentos estuvo controlada por la generación de escarpas contrapendiente en los lineamientos mencionados.

En el control de campo se observa que el ramal oriental presenta el mayor rechazo (Figura 21), mientras que el occidental constituye solo un tenue escalón topográfico.

Estos sedimentos tipo playa han sido observados principalmente entre ambos ramales y al Oeste del ramal occidental. Ello refleja la inexistencia de obstrucciones topográficas (al menos preservadas) al Este del ramal oriental.

Las observaciones expeditivas realizadas en el terreno no han permitido conocer la geometría de la estructura responsable de la escarpa Oriental. En principio parece tratarse de un pliegue asimétrico propagante en los sedimentos terciarios, cuyo plano sería coincidente con la estratificación. Sin embargo más al Sur la fotointerpretación sugiere que su trazo se aparta de las estructuras primarias de las sedimentitas (Figura 19).

Debido a la erosión que ha sufrido su flanco frontal, no ha podido determinarse si esta estructura representa aún una flexura propagante correspondiente a una falla ciega o si por el contrario han existido rupturas superficiales asociadas a su trazo.

En el ramal occidental de la falla, estas relaciones están más claras ya que puede interpretarse con mayor certidumbre que las mismas corresponden a flexuras de los sedimentos de playa. El detalle de la figura 21 muestra a los niveles aterrazados más antiguos del sector de abra, generando mayor deformación de la paleotopografía que los planos más recientes.



Figura 20

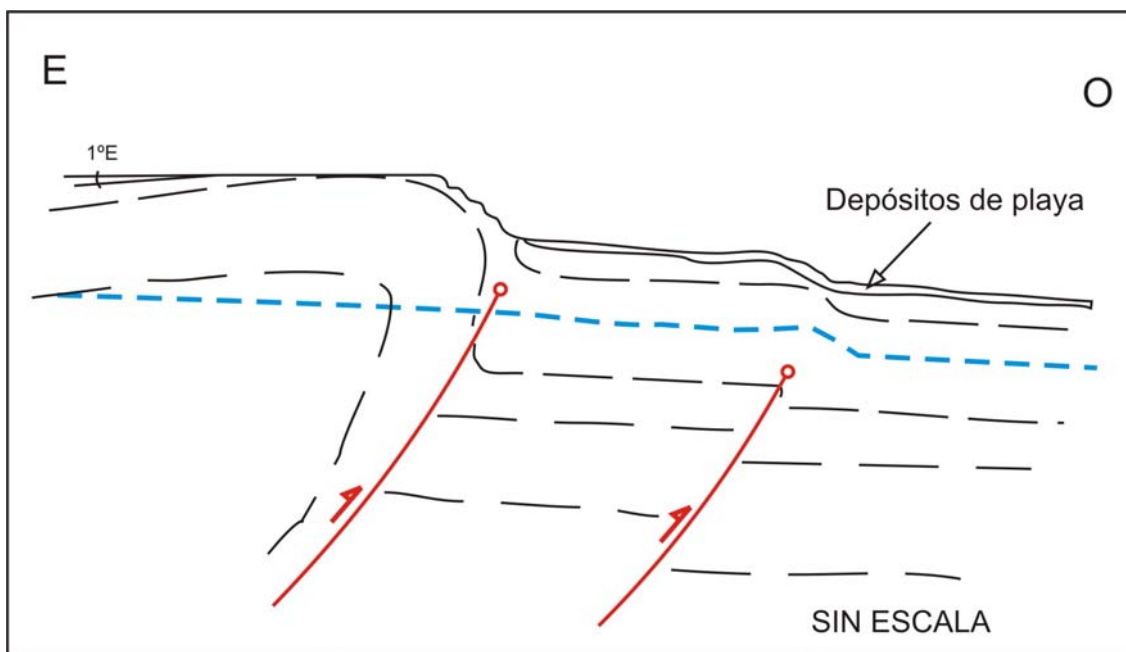


Figura 21

Los datos expuestos sugieren que en algún momento del Cuaternario, el movimiento a lo largo de la falla Carrizal Arriba (Este) o las flexuras generadas en superficie, interrumpió la escorrentía hacia el Este del drenaje pedemontano. Esto determinó el desarrollo de facies tipo *playa-lake* al Oeste de esta estructura.

Posteriormente, el movimiento a lo largo del trazo occidental de la falla Carrizal Arriba deformó a dichos sedimentos con suaves flexuras monoclinales, producto de la propagación de una falla con el mismo estilo que la anterior (con buzamiento al Este).

Se desconoce la edad de estos depósitos, pero preliminarmente se le asigna a los mismos una edad Pleistoceno superior-Holoceno, por lo que la actividad en el trazo occidental de la falla Carrizal Arriba es muy probablemente holocena.

Sector Bazán

El ramal oriental que resulta de la bifurcación del frente de levantamiento de la sierra de Velasco Oriental, corresponde a un frente serrano poco emergente (Sección F₂ en la Figura 2). Su orientación general es NE y los sistemas de fracturas más conspicuos parecen continuar en el frente de levantamiento de la sierra de Ambato.

A la latitud de Bazán se reconocieron lineamientos en el piedemonte correspondientes a escarpas con orientaciones NE y ENE (Figura 22). Estas escarpas desmembran planos aluviales cuaternarios y presentan el labio elevado al Oeste, sugiriendo un estilo de fallas inversas semejante al frente de levantamiento del bloque principal, con inclinación al Oeste y por lo tanto opuesta a las actitudes interpretadas para las fracturas del sector de El Carrizal.

El rasgo geomórfico más notorio corresponde a la escarpa identificada como falla Bazán (1 en la figura 22). Esta morfoestructura presenta una orientación E-O y su trazo rectilíneo afecta a la cobertura aluvial pedemontana y a niveles de terrazas encajados dentro de ésta (Pleistoceno superior?).

El trazo de esta escarpa puede reconocerse por espacio de 9,5 kms y su sector medio es atravesado por la ruta provincial 9 (Figura 23)

Su extremo oriental coincide con un cambio notorio de patrón del drenaje de dos cauces (ver círculo A en la figura 22). Éstos cambian abruptamente de un patrón erosivo

con cauce entallado al Norte de esta estructura, a un patrón deposicional con diseño distributivo al Sur de la misma. Ello es consistente con la disposición de labio alto y labio bajo de esta estructura e indica una reorganización reciente de estos cauces debido a ajustes locales de su perfil ocasionados por el movimiento de la falla (Pleistoceno superior-Holoceno).

Más hacia el Noroeste, existe otro rasgo linear (2) que podría tratarse de una escarpa bastante evolucionada afectando a material aluvial cuaternario antiguo.

El origen tectónico o antrópico del rasgo identificado como (3) en la figura 22 no ha podido ser dilucidado a satisfacción durante las tareas realizadas. El mismo se destaca en las imágenes aéreas por su notoria linearidad y aparentemente en el sector (A) (Figura 22) muestra una escarpa contrapendiente que controla y desvía el drenaje. Esta posible falla produce un cambio brusco en la disección de los planos a ambos lados del citado rasgo, lo cual resulta inusual para un rasgo antrópico. No obstante, si se tratara de una escarpa contrapendiente, el plano con mayor disección debería corresponder al labio colgante oriental, situación que se contrapone con lo observado en el terreno.

Por lo expuesto, son necesarias mayores observaciones para establecer las precisiones correspondientes respecto a la naturaleza de este rasgo.

La asociación de geoformas pedemontanas del sector (4) (Figura 22), particularmente la disposición en tijera de los abanicos aluviales, sugiere una suave flexura monoclinal de estos niveles. Ello podría estar vinculado con la actividad de una falla propagante ciega con buzamiento al Oeste y sin expresión superficial aún (Figura 24). Esta presunta estructura podría representar al frente de levantamiento del Bloque de Bazán, aunque la misma no resulta obvia en la interpretación de líneas sísmicas efectuada por Fisher et al. (2002). No obstante debe destacarse que esta información tampoco cubre los sectores proximales pedemontanos.

El sector referido coincide con la bifurcación del frente de la sierra de Velasco Oriental y con la transferencia del levantamiento principal al ramal occidental (Sector C), aunque probablemente esta actividad sea principalmente pre-cuaternaria

Sector El Cebollar-Chumbicha

Las anomalías neotectónicas detectadas en este sector fueron estudiadas desde la localidad de El Cebollar hasta algo al Sur de la localidad de Chumbicha, aunque las mismas continúan en territorio catamarqueño. Este sector se indica en la figura 25, pero se encuentra fuera del área de la cobertura provista en la figura 2. Este sector se encuentra fuera de la cobertura provista por la imagen satelitaria expuesta en dicha figura y en el Anexo Neotectónico, indicándose sus rasgos más destacados en la figura 24.

Un rasgo tan destacado como intrigante corresponde a un lineamiento de notable continuidad por espacio de 16 kms paralelo al frente serrano (1 en la figura 25). Fue reconocida también una escarpa ya con considerable evolución desarrollada en un abanico aluvial (2 en la figura 25) con disposición oblicua al frente serrano.

La naturaleza tectónica del rasgo mencionado en primer término no ha podido ser fehacientemente corroborada con los estudios generales y expeditivos realizados. La profusa cobertura del monte pedemontano, mucho más importante en la actualidad que en la fecha de obtención de las fotografías aéreas utilizadas obstaculizó la observación de este tipo de rasgos sutiles en los vuelos de reconocimiento realizados y en las observaciones de campo.

El citado lineamiento determina incluso control del drenaje actual, mediante adaptación subsecuente parcial de cauces activos con escaso poder erosivo. Aunque de

tratarse de una escarpa de falla no es bien claro cual sería la relación labio elevado/labio bajo.

Existe la posibilidad de interpretar a la misma como una falla con movimiento esencialmente transcurrente. No obstante habría que descartar que el mismo no corresponda a un rasgo antrópico (antiguas huellas) que al degradar la cobertura superficial generó al mismo tiempo una dirección preferencial para el escurrimiento de las arroyadas pedemontanas. Son necesarios estudios de campo más detallados para precisar esta situación.

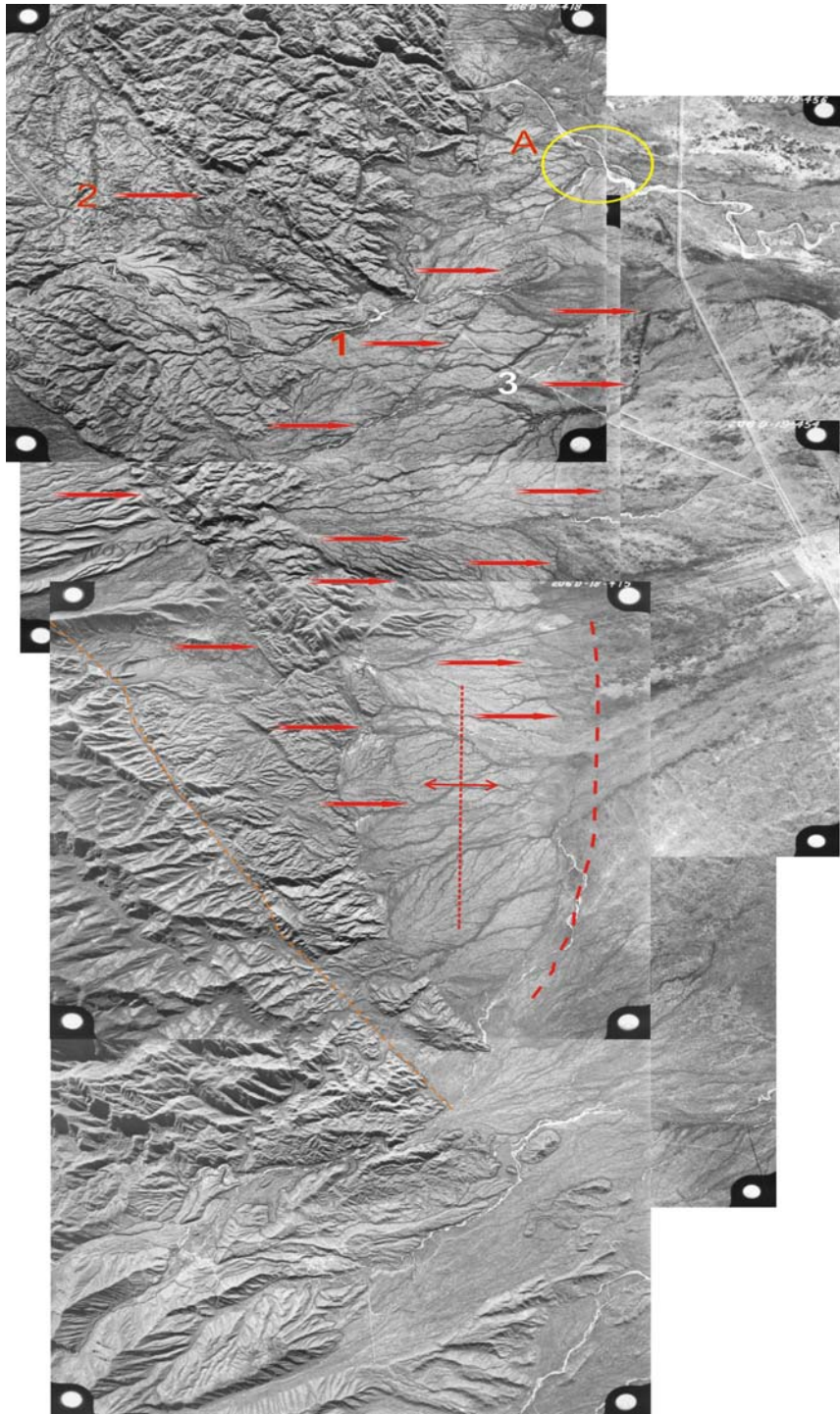


Figura 22



Figura 23

Los rasgos lineares con posición semejante al descripto son más notorios en las proximidades de la localidad de Chumbicha donde es bastante clara la dislocación tectónica de los planos aluviales pedemontanos.

Independientemente de los rasgos mencionados, existen evidencias en la disposición y patrones del drenaje que sugieren la existencia de suaves flexuras afectando a los materiales aluviales pedemontanos. Estas sutiles deformaciones recientes se ponen de manifiesto por disección localizada de los cauces actuales (Figura 25). En el terreno resulta evidente que el sector medio a distal de los abanicos aluviales, cuyo eje corre aproximadamente a la longitud de las vías de ferrocarril, presenta una cota topográfica más elevada que la del sector proximal.

El núcleo que aflora al norte del paraje El Cebollar podría considerarse en tal sentido como un núcleo emergente de una falla propagante pedemontana que ocasiona flexuras en sus adyacencias. Dicha interpretación (basamento somero asociado a fallas no emergentes o parcialmente emergentes) también es consistente con el estilo estructural indicado en las secciones sísmicas de la zona periserrana (Fisher et al., 2002). En las cercanías de dicho afloramiento se reconoce también una zona de disección localizada, lo que sugiere una zona con actividad tectónica positiva reciente (Holoceno?), ya que está afectando a los planos aluviales más jóvenes (Sector 3 en la figura 25).

Sector Norte de La Rioja

En el piedemonte de la sierra de Velasco Oriental comprendido entre la quebrada de Los Sauces y la latitud del paraje Bazán (Sector B, figura 2), pueden reconocerse dos sistemas de fallamiento cuaternario, los cuales se interpretan asociados a la propagación hacia el piedemonte del frente de levantamiento neotectónico de la sierra de Velasco Oriental.

El sistema de fallamiento occidental, aquí denominado falla Los Sauces (se desconoce si existe otra denominación previa) se reconoce a partir de la quebrada de Los Sauces hacia el Norte (Figura 26). En este sector dicho rasgo constituye el quiebre de pendiente más notable que destaca la unión serranía-piedemonte (1). No se lograron reconocer evidencias de campo respecto a su actividad cuaternaria, probablemente

debido a que la importante pendiente del sector determina un significativo aluvionamiento y procesos gravitacionales asociados, además de existir sobreimpuesta una importante modificación urbana.

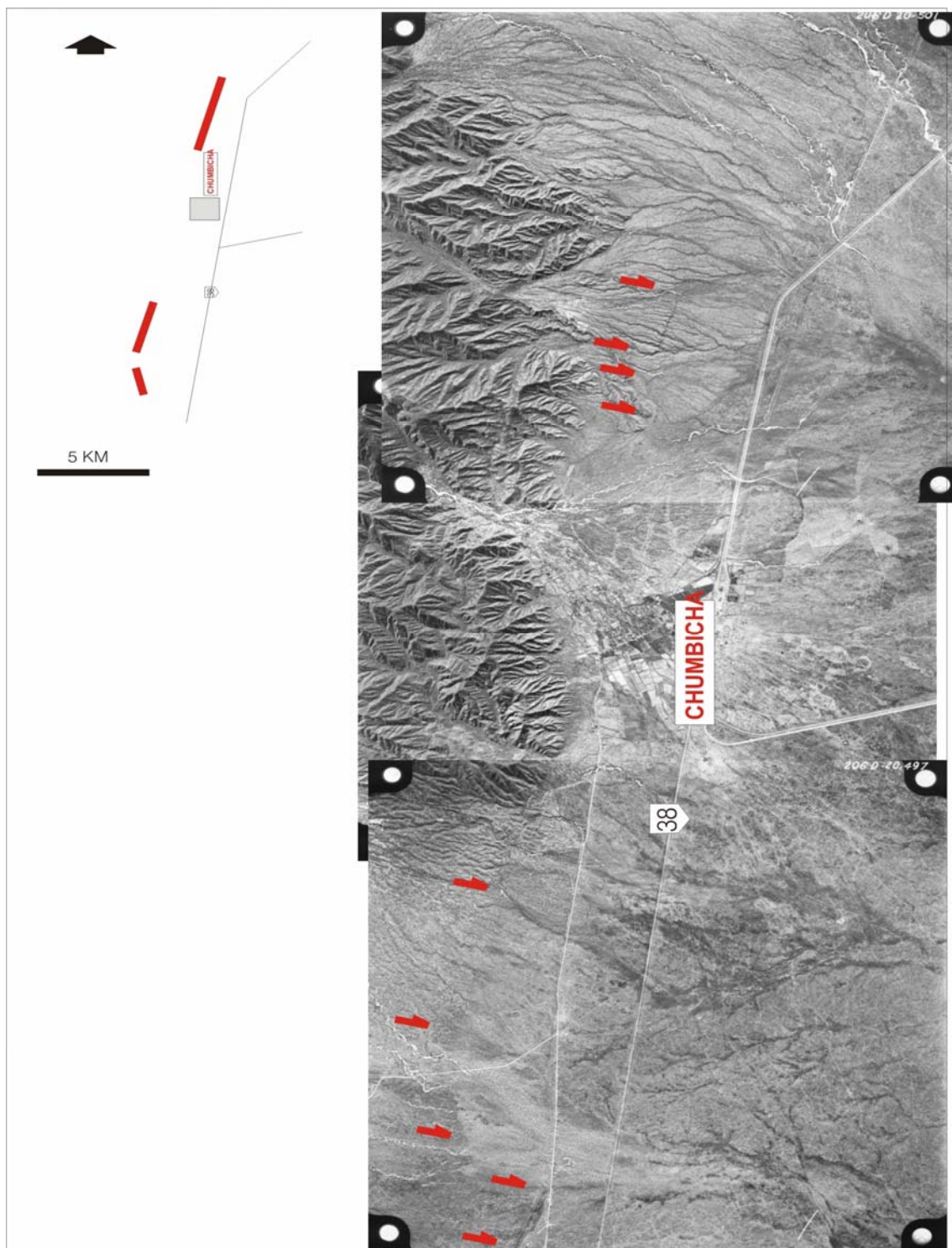


Figura 24

Algo al Norte (2 en la figura 26), la expresión topográfica de esta falla está acentuada por un notorio control y deflexiones del drenaje con desvío y adaptación

subsecuente de cauces. Ello parece ser consecuencia de la ubicación del labio elevado de esta falla al naciente, situación que solo podría explicarse con una importante participación de movimientos transcurrentes en el movimiento cuaternario.

En el sector 3 (Figura 26) la falla muestra nuevamente su labio elevado a occidente, afectando a planos aluviales bastante disectados (Pleistoceno). Su expresión topográfica en dichos niveles se pierde paulatinamente hacia el Norte.

En el control de campo realizado fue posible localizar la zona de escarpa, pero no pudieron reconocerse exposiciones naturales que permitieran estudiarla. Por ello, son necesarias tareas específicas de excavación y limpieza para su adecuado estudio.

Hacia el Norte del sector 3, se reconocen lineamientos discontinuos con importante linearidad truncando al basamento y aparentemente afectando también a planos aluviales antiguos.

Se considera que si bien existen evidencias de actividad cuaternaria a lo largo de este ramal, las mismas son más significativas en el sector Sur (sectores A y B), atenuándose sus efectos hacia el Norte.

El sistema de fallamiento oriental, denominado falla El Duraznillo tiene una localización más distal respecto al frente montañoso que el sistema recién descrito.

Presenta asimismo una expresión geomorfológica más clara y continua, afectando a diversos niveles aluviales (Figura 26). Se interpreta a la misma como una propagación más reciente hacia el Este de la falla de Velasco Oriental, cuyos movimientos principales están asociados al levantamiento serrano y carecen de evidencias diagnósticas de actividad reciente.

Las disposiciones espaciales de los planos de abanicos aluviales muestran en muchos casos actitudes anómalas, que se supone inducidas por tectonismo cuaternario. Así por ejemplo en la falla Los Sauces, los planos aluviales presentan una disposición en tijera con la mayor diferencia de altura en la zona apical (por ejemplo Sector 3 en la figura 26), mientras que en la falla El Duraznillo la situación es inversa (sector 4 en la figura 26).

Las escarpas mejor expuestas aparecen en el sector de El Duraznillo (4 en la figura 26). Esta escarpa mira al naciente y su trazo resulta de la interpolación de espolones de contornos lobulados correspondientes a planos aluviales antiguos. Pese a su aparente rectilinearidad, se trata de una escarpa bastante evolucionada que probablemente haya resultado de la transposición tectónica de un monoclinial desarrollado en un estadio inicial de propagación de la falla. Esta interpretación surge de considerar la expresión morfológica de esta estructura en los planos aluviales más jóvenes (Sector 5, figura 26). Allí los cambios bruscos en la disección de los cauces en la intersección del trazo de esta estructura, sugiere la propagación de una flexura con ruptura en los niveles aluviales más antiguos. La flexura de las superficies aluviales en relación a esta deformación reciente, son más obvias en las vistas aéreas oblicuas (Figura 28), determinando entallamientos diferenciales a ambos lados del trazo de falla.

En dicho sector puede reconocerse también la abrupta culminación de un cauce activo, como así también deflexiones y reorganizaciones del drenaje (Sector 6, figura 26).

Esta estructura se distribuye en varios lineamientos con arreglo paralelo y oblicuo entre sí manteniendo una tendencia de arribamiento NNE y perdiendo expresión bien definida en la topografía, hacia el Sur.

La falla El Duraznillo presenta un trazo algo quebrado y discontinuo por espacio de al menos 12 kms. Esta geometría es típica de la propagación en superficie de diversos segmentos de fallas con un basamento somero prefracturado.

La falla El Duraznillo muestra una dirección general NNE y probablemente constituya un escalón de basamento subaflorante también marginado por fallas inversas con el mismo estilo que el bloque principal. Este tipo de geometría está también presente en otros bloques pampeanos (Costa, 1996, 2000).

En la ventana de imagen de radar expuesta en la Figura 27 pueden visualizarse mejor ciertos rasgos lineares pedemontanos y de su interpretación surge que este sistema termina contra el frente montañoso principal en el sector de bifurcación de los sectores C y F.

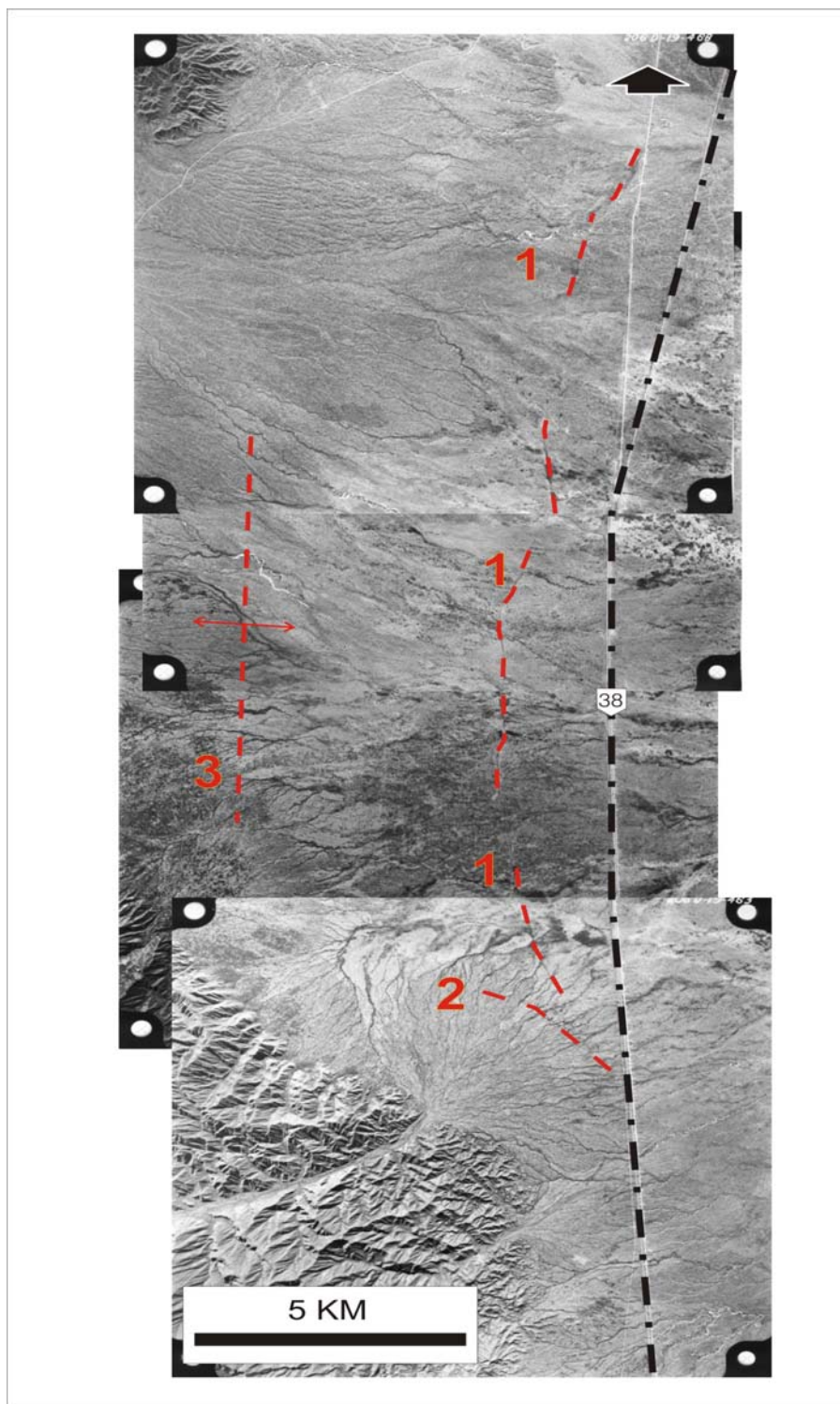


Figura 25

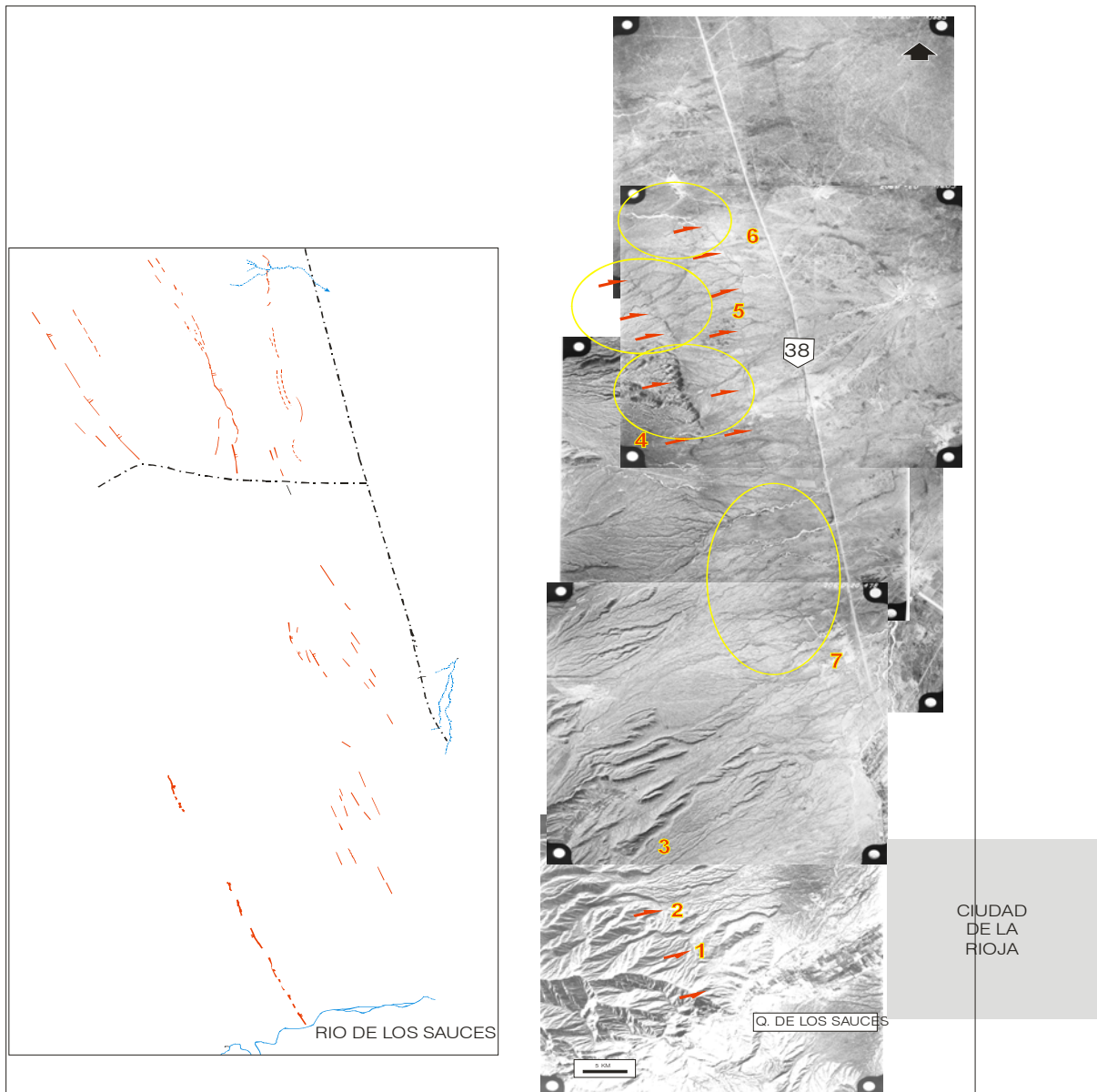


Figura 26

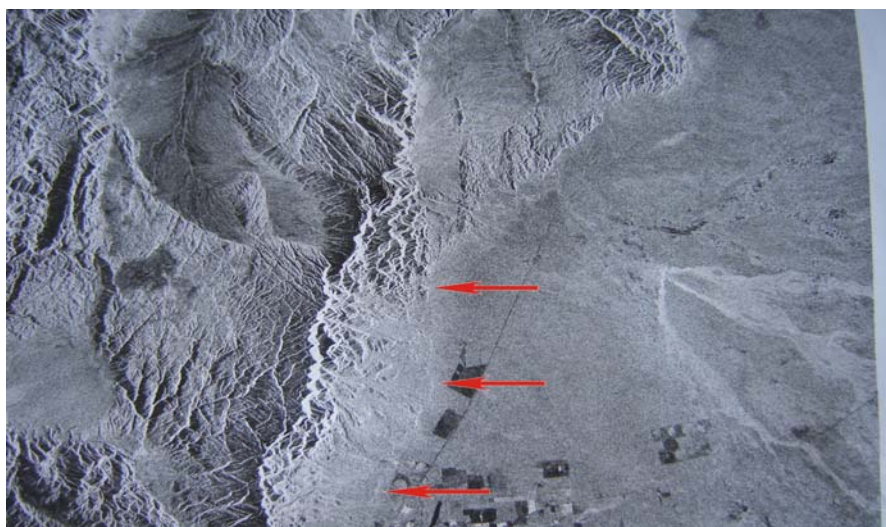


Figura 27

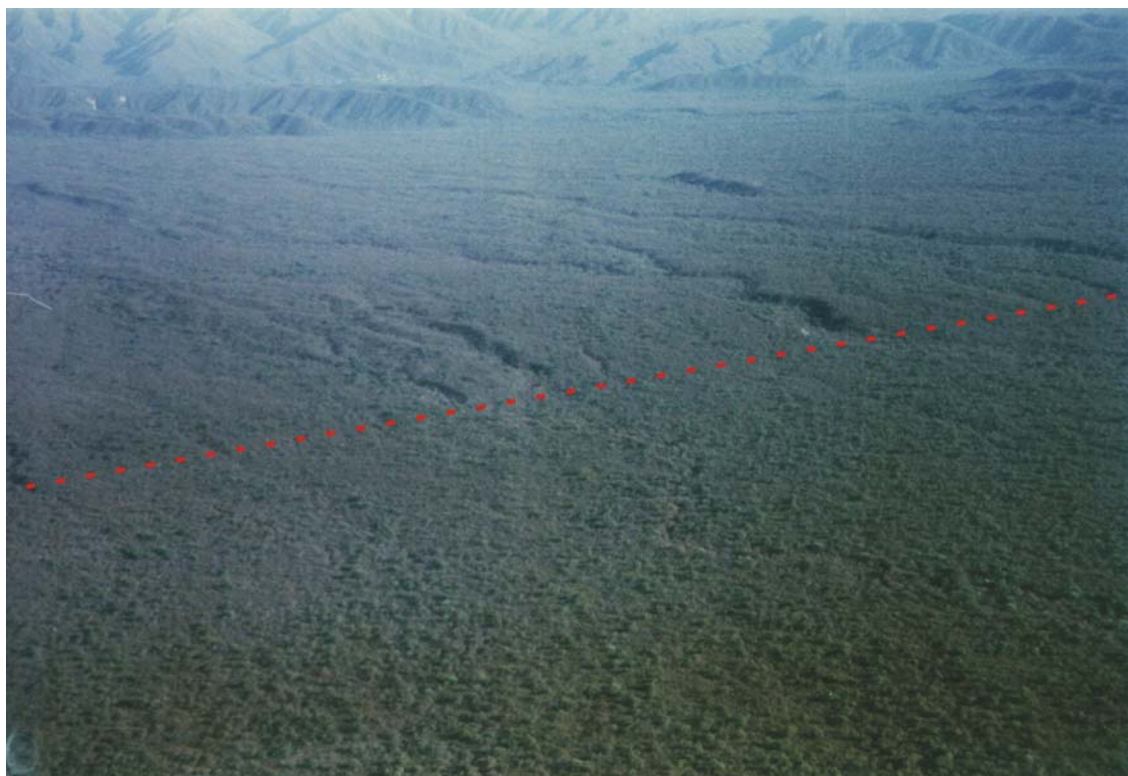


Figura 28

Considerando la reciente reorganización del drenaje asociado al trazo de este sistema, es probable que su actividad se haya prolongado desde el Pleistoceno medio-superior hasta el Holoceno.

Al Este del sistema descrito aparecen también lineamientos con trazo subparalelo a la Ruta Nacional 38, destacados principalmente por concentración de la vegetación y adaptaciones del drenaje (Sector 7 en la figura 26). No se ha podido reconocer en las fotografías aéreas ni en las vistas oblicuas un relieve asociado a dicho rasgo. En la observación general del terreno, el mismo aparece enmascarado por la abundante vegetación y/o modificaciones antrópicas. No obstante merece destacarse que pueden identificarse dos cambios importantes en cauces activos. El cauce G1 desaparece o se oblitera notablemente al Este del trazo y el cauce G2 sufre significativas modificaciones en cuanto a captación de colectores cuando atraviesa este lineamiento (Figura 26).

Se entiende por lo expuesto que dicho lineamiento es de naturaleza tectónica y pese a no presentar rasgos morfológicos notorios asociados, las adaptaciones impuestas al drenaje configuran un control activo sobre el mismo, por lo que se presume una actividad holocena para el mismo.

IMPLICANCIAS DE LAS OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA CARACTERIZACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO DE LA REGIÓN

Las observaciones realizadas en el trazo de la falla Aminga sugieren evidencias de movimientos durante el Holoceno (últimos 11.000 años) que han generado rupturas en el terreno, incrementándose la cantidad de movimiento acumulado durante el Cuaternario hacia el Sur del trazo de esta falla. Estas rupturas han podido ser documentadas en la trinchera realizada al Sur de Anillaco (Figura 11) donde el

truncamiento tectónico entre las Unidades A y B indican la existencia de una escarpa tectónica posterior a la depositación de la Unidad B (Pleistoceno superior-Holoceno?) y de un posterior control de esta morfología resultante en la geometría y disposición de las unidades suprayacentes.

El desplazamiento mínimo expuesto en dicha ruptura es de 0.80 m, aunque no existen evidencias que permitan determinar si dicho desplazamiento es producto de uno o más sismos. Aún suponiendo que el desplazamiento cosísmico de la falla fuera submétrico, el sismo umbral para generar deformaciones en el contexto cortical de las Sierras Pampeanas ha sido estimado en $M \geq 6.8$ para focos someros (Costa, 2004). Ello resulta de considerar la magnitud del único sismo histórico conocido que ha generado escarpas de falla en el ambiente de las Sierras Pampeanas (Falla Niquizanga asociada al sismo M 7.4 de Caucete, 1977 en la sierra de Pie de Palo; Volponi et al., 1978) y a los registros de sismicidad somera instrumental (< 30 kms) en la región, en donde según los catálogos de INPRES se han registrado terremotos de magnitud Ms 6.4, sin que éstos hayan generado deformaciones visibles en el terreno. Debe tenerse en cuenta también que el sismo umbral para regiones como la provincia Basin and Range en el SO de Estados Unidos fue establecido en M 6.6 por Smith y Arabasz (1986), donde la geometría de las deformaciones (fallas normales) y las características de la corteza requiere menor energía sísmica para generar rupturas superficiales. Por lo tanto una magnitud umbral de M 6.8 se considera un piso muy conservador para que se generen deformaciones en superficie (Costa, 2004), excepto por sismos muy someros (< 10 kms.) los cuales no son comunes en los catálogos de sismicidad disponibles.

Asimismo, es aceptado que las fallas que generan sismos $M \leq 6.0$ con períodos de recurrencia prolongados, como en este caso, difícilmente dejan señales bien impuestas en la topografía, debido a la acción de los procesos exógenos

Por lo expuesto, se asume preliminarmente que la magnitud del sismo responsable de estas deformaciones ha sido de una magnitud mínima cercana a M 7.0. Dicho valor necesita necesariamente ser contrastado con investigaciones más amplias y detalladas en los diversos sectores de fallamiento cuaternario en la región, pero esta interpretación está indicando la existencia de sismos sin homólogos conocidos en tiempos históricos. Es decir que ninguno de los sismos reportados, incluyendo también al denominado Terremoto Argentino de 1894 (localizado fuera del área de estudio) y el terremoto de Jagüé de 1899 (Perrucci y Navarro, 2005, Tello, 2005) generaron deformaciones visibles o identificables en el terreno que puedan vincularse sin lugar a dudas con dichos eventos. Por lo que las evidencias de sismicidad prehistórica sugieren que las estructuras identificadas pueden generar sismos mayores a los registrados en el período histórico y que pueden alcanzar la categoría de terremotos destructivos.

Se han reconocido deformaciones también que preliminarmente se consideran más jóvenes que los últimos 11.000 años (Holoceno) en el sector Norte de la ciudad de La Rioja (Falla El Duraznillo) y en el Sector de Bazán.

Deformaciones de presumible edad holocena, probablemente sin rupturas asociadas a escarpas de falla sino expresadas mediante suaves flexuras fueron también reconocidas en Carrizal Arriba y presumiblemente también en el extremo Norte de la provincia, en cercanías de la localidad de Chumbicha (Sector El Cebollar-Chumbicha).

En ninguno de estos sectores fueron realizadas excavaciones para conocer en detalle la naturaleza de estas deformaciones y el desplazamiento mínimo asociado, como en la falla Aminga. Pero en forma preliminar podría especularse sobre la magnitud de los sismos responsables de estos rasgos del relieve, considerando la posible longitud unitaria de ruptura en función de la preservación de rasgos geomórficos semejantes. Existen diversas relaciones empíricas, como por ejemplo las propuestas por

Wells y Coppersmith (1994), que relacionan la longitud de ruptura sísmica para cada tipo de geometría de falla y la magnitud del sismo que la produjo. En tal sentido, si se considera una longitud de ruptura cosísmica de 20 kms para la Falla El Duraznillo, la misma correspondería a un sismo generador de M 6.7 según se consideren los distintos criterios mencionados más arriba.

Para la falla Bazán estas estimaciones resultan en valores de M 6.0.

Estas interpretaciones establecen una discrepancia con el concepto de Sismo Umbral, subestimando el potencial de estas estructuras. Ello es debido a que han ocurrido sismos registrados instrumentalmente en profundidades someras de hasta M 6.4, sin que se observen deformaciones superficiales. Por ello se considera que dentro del contexto tectónico de las Ias Sierras Pampeanas-Precordillera, dichas relaciones empíricas pueden ayudar a estimar el piso de la capacidad sismogeneradora de una estructura, pero las rupturas superficiales siempre estuvieron asociadas a terremotos $M \geq 7.0$.

Por las razones expuestas se entiende que eventuales rupturas asociadas a sismos de profundidades menores de 20 km estarán sin duda asociadas a eventos de magnitudes mayores de M 7.0.

El estudio realizado, de naturaleza general y preliminar, no ha permitido obtener datos que permitan especular respecto a la recurrencia o repetibilidad en el tiempo de este tipo de eventos que generan deformación en superficie. Debido a las bajas tasas de deformación que imperan en la región durante el presente régimen cinemático de placas (Kendrick et al., 1999) el ciclo sísmico de las fallas y por lo tanto la acumulación de energía elástica necesaria para generar sismos destructivos puede variar entre 1.000 y 50.000 años. Se ha considerado también para esta estimación resultados obtenidos en otras regiones con tasas de deformación menores que las Sierras Pampeanas (Crone et al., 2003).

REFERENCIAS DE LAS FIGURAS

Figura 1

(A) Distribución de la sismicidad mundial y (B) esquema de placas litosféricas de la región sudamericana. De la comparación de ambos gráficos se destaca la notable coincidencia entre los límites de placas y la concentración de epicentros.

Figura 2

Imagen Landsat TM del sector bajo estudio. Las secciones indicadas de la A a la F corresponden a diferentes ámbitos morfoTECTÓNICOS de los frentes de levantamiento de las sierras de Velasco Oriental y Occidental, asociados a los cuales se han reconocido evidencias de fallamiento reciente. Ver detalles en el texto.

Figura 3

Foto oblicua con bajo ángulo de iluminación solar tomada hacia el NO de la escarpa correspondiente a la falla Aminga (en sombras), localizada entre la localidad homónima y la población de Chuquis.

Figura 4

Mosaico no controlado de fotografías aéreas que cubre el sector donde se desarrolla la escarpa de la falla Aminga (indicada con flechas). Ver más detalles en el texto.

Figura 5

Vista tomada hacia el Sur de la escarpa de la falla Aminga (indicada con trazos discontinuos en rojo) afectando a depósitos psefíticos (holocenos?), cuyo desplazamiento se indica en trazos discontinuos amarillos. En el círculo a la derecha se indica una persona para escala.

Figura 6

Vista oblicua tomada hacia el NO de la escarpa de la falla Aminga, cuyo trazo aparece destacado por las sombras. Nótese que el rechazo disminuye hacia los depósitos más jóvenes en el sector interno de las quebradas, lo que indica una continuidad de su movimiento.

Figura 7

Interpretación de la geometría y disposiciones de las estructuras someras asociadas al posible trazo secundario (splay) de la falla Aminga. Ver su ubicación en la figura 4.

Se ha distinguido de manera genérica los depósitos pedemontano y el basamento precuaternario.

Figura 8

Esquema ilustrando el desarrollo de cara libre en fallas inversas, no coincidentes con el plano principal sino con fracturas secundarias asociadas a extensión en el labio elevado.

Figura 9

Figura 10

Vista tomada hacia el sur en el punto 3 (figura 4) donde se observa el desplazamiento ocasionado por la falla Aminga a depósitos aluviales (Holoceno?). Se ha indicado una persona dentro del círculo para escala.

Figura 11

Unidades estratigráficas y estructuras reconocidas en la trinchera abierta sobre el trazo de la falla Aminga. Ver el texto para descripción.

Figura 12

Vista general tomada hacia el sur de la excavación sobre el trazo de la falla Aminga, cuyos detalles se muestran en la figura anterior. Se ha destacado con trazo negro en perfil de la escarpa y la exposición del plano de falla.

Figura 13

Clastos alineados (destacados en amarillo) y orientación preferencial de la fábrica caótica del conglomerado (trazos discontinuos en rojo) con igual orientación que el plano de falla principal. Ello sugiere la propagación incipiente hacia superficie de planos de ruptura con actitud espacial semejante que la falla reconocida en la trinchera (Figura 11).

Figura 14

Interpretación de las relaciones expuestas en la figura 11.

Figura 15

Interpretación evolutiva de las unidades cuaternarias y sus relaciones tectónicas, según lo descripto en el sitio de la trinchera ejecutada (Figura 11).

Figura 16

Vista aérea con bajo ángulo de iluminación solar tomada hacia el NO de la escarpa de la falla Aminga (indicada por las flechas). La foto corresponde al trazo de la escarpa localizado entre Aminga y Anillaco, identificándose también la posición de la ruta provincial N° 1.

Figura 17

Exposición natural acondicionada reconocida en el punto 5 (Figura 4) y correspondiente al labio elevado de la falla Aminga. Ver detalles en el texto.

Figura 18

Imagen Landsat del sector correspondiente al denominado “Bloque de Bazán”.

Figura 19

Mosaico no controlado de fotografías aéreas correspondiente al sector denominado Carrizal Arriba. En el esquema que acompaña a la figura se han indicado en rojo los trazos de las estructuras cuya expresión en el terreno se ha interpretado como producto de actividad cuaternaria.

Figura 20

Foto oblicua tomada hacia el SSE del Sistema de Fallas de Carrizal Arriba. Cotejar con la interpretación realizada en la figura anterior.

Figura 21

Perfil interpretativo de las estructuras superficiales observadas en el sector Carrizal Arriba.

Figura 22

Mosaico no controlado de fotografías aéreas correspondiente al sector de Bazán. En el esquema que acompaña a la figura se han indicado en rojo los trazos de las estructuras cuya expresión en el terreno se ha interpretado como producto de actividad cuaternaria. Ver más detalles en el texto.

Figura 23

Vista aérea oblicua tomada hacia el Oeste del sector principal de la escarpa de la falla de Bazán.

Figura 24

Mosaico no controlado de fotografías aéreas correspondiente al sector de Chumbicha. En el esquema que acompaña a la figura se han indicado en rojo los trazos de las estructuras cuya expresión en el terreno se ha interpretado como producto de actividad cuaternaria. Ver más detalles en el texto.

Figura 25

Mosaico no controlado de fotografías aéreas correspondiente al sector de El Cebollar. En el esquema que acompaña a la figura se han indicado en rojo los trazos de

las estructuras cuya expresión en el terreno se ha interpretado como producto de actividad cuaternaria. Ver más detalles en el texto.

Figura 26

Mosaico no controlado de fotografías aéreas correspondiente al sector Norte de la ciudad de La Rioja. En el esquema que acompaña a la figura se han indicado en rojo los trazos de las estructuras cuya expresión en el terreno se ha interpretado como producto de actividad cuaternaria. Ver más detalles en el texto.

Figura 27

Imagen de radar correspondiente al sector cubierto por la figura anterior. Nótese que las escarpas correspondientes a la denominada falla El Duraznillo, se destacan como rasgos lineales de alta reflectancia.

Figura 28

Vista aérea oblicua tomada hacia el NO de la expresión superficial de la falla El Duraznillo (indicada con trazo discontinuo en rojo). Esta estructura se expresa en los depósitos pedemontanos más jóvenes como suaves flexuras monoclinales que generan gargantas epigénicas.

IV. CONCLUSIONES

1. En la región estudiada se reconocieron estructuras geológicas con deformaciones y movimientos recientes (últimos 11.000 años) las cuales son consideradas a priori como fuentes sismogénicas cuyo potencial sísmico es mayor que el representado por la sismicidad actual. Por lo tanto los datos sismológicos solamente no son suficientes para caracterizar el potencial sísmico de la región.

2. Dentro de las fallas en las que el análisis geomorfológico ha indicado la existencia de movimientos recientes (Cuaternario) se destacan:

. El sector del Piedemonte de la sierra de Velazco Oriental (Falla Aminga), cuyo trazo con evidencias más conspicuas se localiza entre Chuquis y Anillaco.

. El piedemonte de la sierra de Velazco Oriental (Sistemas de Fallas El Duraznillo, Bazán, Carrizal Arriba y Cebollar-Chumbicha)

. La culminación Norte de la sierra de Velasco Oriental (Falla de Villa Mazán), con probables manifestaciones también en el sector Tembleque-Aimogasta.

3. La falla Aminga muestra evidencias de rupturas en la superficie del terreno, cuya edad no ha podido ser precisada pero que se estima que ha ocurrido durante los últimos 10.000 años.

Se interpreta preliminarmente que este tipo de ruptura fue producida por al menos un terremoto de magnitud al menos igual, pero muy probablemente superior a M 6.8. La mayor amplitud de la escarpa topográfica hacia el extremo sur de la falla indica que en su desarrollo han intervenido un número mayor de sismos, lo cual indica la persistencia de fenómenos con ruptura en superficie durante el pasado geológico reciente, los cuales con toda seguridad se repetirán en el futuro.

4. Interpretando las eventuales longitudes de paleoruptura unitarias como correspondientes a terremotos prehistóricos en los sectores de El Duraznillo y Bazán, se asume preliminarmente que las mismas pudieron haber sido originadas por sismos someros (< 30 km) con magnitudes mínimas M 6.0.

5. La información recogida en las deformaciones presentes en los sectores de El Cebollar, Villa Mazán y Carrizal Arriba, no ha permitido elaborar datos que permitan estimar con el presente grado de detalle las características del potencial sísmico asociado a estas estructuras.

6. La información paleosísmica obtenida corresponde a un relevamiento muy expeditivo y por lo tanto es preliminar, por lo que la estimación de las paleomagnitudes fue realizada mediante la aplicación del concepto de sismo umbral, el cual estima en función de los antecedentes de sismicidad histórica y de la comparación con sectores de fallamiento conocido en otros ambientes geológicos. De esta manera la magnitud mínima necesaria para que un sismo con hipocentro menor de 30 kms. produzca deformación o ruptura en superficie (sismo umbral), ha sido estimada en M 6.8 para la región de las Sierras Pampeanas.

7. El intervalo de recurrencia de estas estructuras no ha podido ser determinado en el presente estudio y se asume que la repetición de sismos destructivos en las mismas pueden ocurrir en intervalos variables entre 1.000 y 50.000 años.

Asimismo se desconoce si el patrón de recurrencia de estos eventos es periódico, agrupado o aleatorio o si es común o variable para cada estructura.

Esto configura ordenes de magnitud temporal sin duda muy imprecisos y variables, de lo cual se desprenden dos consideraciones principales respecto a las implicancias para el peligro sísmico:

a. Son necesarios estudios más detallados para determinar los intervalos de recurrencia de las principales fuentes sismogénicas de la región.

b. Para el estudio del peligro sísmico de la región son necesarios estudios paleosismológicos que provean un registro de los movimientos de las fallas acorde con el intervalo cronológico del probable ciclo sísmico de las mismas. Dicho ciclo (10^3 - $5 \cdot 10^4$ años) es sin duda mucho mayor que el corto período provisto por la sismicidad histórica e instrumental ($< 5 \cdot 10^2$ años).

8. Resulta difícil con el actual estado del conocimiento, estimar el mayor o menor grado de peligrosidad de cada estructura en particular en términos probabilísticos, es decir en asignar probabilidades de ocurrencia de un evento destructivo en determinada estructura, durante un período de tiempo en particular (por ejemplo, durante los próximos 50 años).

Este estudio no pretende resolver este problema, ya que para ello se necesita una base de datos sismológicos y paleosismológicos mucho más completa y confiable. Se pretende más bien llamar la atención sobre las principales líneas de investigación prioritarias a desarrollar en trabajos más abarcativos, como por ejemplo estudios de microzonificación sísmica.

9. Considerando el prolongado período de recurrencia que podrían tener estas fallas, la estructura en donde se ha verificado el movimiento más reciente, no necesariamente es la más peligrosa en términos de probabilidades de ocurrencia del próximo sismo con ruptura en superficie.

10. La información obtenida indica que el registro de la sismicidad histórica e instrumental no es representativo del potencial asociado a las fallas estudiadas, debido a que la recurrencia de éstas es por lo menos un orden de magnitud superior que el intervalo temporal cubierto por los catálogos sísmicos.

11. No existe una clara relación espacial entre la sismicidad actual y las fallas estudiadas; por lo que futuros sismos podrían producirse sobre cualquiera de estas estructuras estudiadas, podrían reactivar otras más antiguas o podrían generar nuevas deformaciones en superficie, ya que es muy probable que algunos sectores (El Duraznillo, El Cebollar) representen la propagación hacia superficie de estructuras no aflorantes y en algunos casos aún sin expresión en superficie.

V. RECOMENDACIONES

1. El presente informe reviste un carácter expeditivo, cuyo principal objetivo fue detectar la existencia de deformaciones recientes y estimar preliminarmente su potencial sismogénico sobre una base no probabilística. Son necesarias investigaciones más detalladas para profundizar las consideraciones aquí vertidas.

2. De los sectores con deformaciones recientes analizados, se recomienda focalizar la atención en el sistema de fallas localizado al Norte de la ciudad de La Rioja y en la falla Aminga, debido a la proximidad con núcleos urbanos y a lo reciente de las manifestaciones en superficie.

3. La caracterización preliminar del potencial sismogénico de algunas de las fallas reconocidas indica que el mismo es significativamente mayor que lo indicado por la sismicidad actual.

Ello debería ser considerado en diversas acciones de gestión y planificación, tales como la aplicación de determinadas normas de construcción sismorresistente, la determinación del sismo de diseño en obras civiles, la identificación de zonas de mayor riesgo potencial asociadas a dichas estructuras para evitar el desarrollo urbano o la instalación de obras civiles y sobre todo de facilidades críticas (hospitales, escuelas, presas, líneas de alta tensión, poliductos, etc)

REFERENCIAS

- Amos, A. J. y Zardini, R. A., 1962. Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XVII (1 y 2). Argentina, SEGEMAR-IGRM, Anales N 29, pp: 41-96
- Ascuy, C., 1975. Palinología estratigráfica de la cuenca Paganzo. Revista de la Asociación Geológica Argentina. XXX (1): 104-109.
- Baldis, B., Viramonte, J. Y Salfity, J., 1976. Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Argentino y el borde austral de la Puna. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica Actas 4: 25-44.
- Bieniavsky, Z. T., 1979. The geomechanics classifications in rock engineering applications. 4th International Conference Rock Mechanics. Montreaux, pp. 41-48.

- Bodenbender, G. (1894) El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, XIV: 293 - 329, Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIX: 5-221.
- Bonilla, M., 1988. Minimum Earthquake Magnitude Associated with Coseismic Surface Faulting: Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 25, 1: 17-29.
- Bonilla, M., Mark, R. y Lienkaemper, J., 1984, Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement: U.S. Geological Survey Open-File Report 84-256, 37 p., 21 figs.
- California Division of Mines and Geology, 1997. Guidelines for Evaluation and Mitigation of Seismic Hazards in California. Special Publication 117.
- Carignano, C., Cioccale, M. y Rabassa, J., 1999. Landscape antiquity of the Central-Western Sierras pampeanas (Argentina): Geomorphological evolution since Gondwanic times. Zeitschrift für Geomorphologie, 118: 245-268.
- Castano y Zamarbide, 1978. Determinación de los Coeficientes Sísmicos Zonales para la República Argentina. Publicación Técnica. INPRES. N° 6
- CERESIS, 1981. Catálogo sismos de Sudamérica.
- Costa, C., 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, Volumen 2: 285-300
- Costa, C., 2000. Geomorphic signature of Quaternary deformation and strategies for regional mapping in Argentina. Abstract en CD 31° International Geological Congress. Río de Janeiro, Brazil.
- Costa, C., 2004. Microtectónica en el Cuaternario?: Métodos y aplicaciones de la Paleosismología. Revista Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 7: 9-19.
- Cravero O. y Gonzalez Díaz, E. F., 1979. Carta Geológica 2966-III La Rioja. Escala 1:250.000. DGR – IGRM – SEGEMAR. inédito
- Crone, A.; De Martini, P.; Machette, M.; Okumura, K.; Prescott, J., 2003. Paleoseismicity of Two Historically Quiescent Faults in Australia: Implications for Fault Behavior in Stable Continental Regions. Bulletin of the Seismological Society of America, 93: 1913-1934.
- De Alba, E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 16d, Chilecito. provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Bol.163. Buenos Aires.
- Del Moral, D. E., 2002. Mapa hidrogeológico del departamento de Castro Barros, provincia de La Rioja. Administración Provincial del Agua. Inédito. La Rioja.
- Fidalgo, E., 1968. Descripción Geológica de la Hoja 17d, Catinzaco. provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- Fisher, N., Jordan, T. y Brown, L., 2002. Structural and stratigraphic evolution of the La Rioja Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15:141-156.
- Frenguelli, J., 1946. Consideraciones acerca de la serie de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja. Rev. Museo La Plata (n.s.), secc. Geología 18: 313-376. La Plata.
- Gonzalez Bonorino, F. 1951, Una nueva formación precámbrica en el noroeste argentino. Comunicaciones Científicas del Museo de La Plata, N°5. La Plata.
- Gonzalez Diaz, E. F., 1967. Informe geológico sobre el “ajuste” de los Mosaicos 43A, 43B, 35B y 35C del NE de la provincia de La Rioja (Plan Cordillera Norte). Instituto Nacional de Geología y Minería. Inédito.

- González Díaz, E. F., 1968. Mapa geológico, escala 1:100.000 de la Hoja 15e-Valle de Mazán (La Rioja). Inéd. Inst. Nac. Geol. Minería.
- González Díaz, E. F., 1969. El Carbónico Superior Alto (Westfaliano-Estefaniano) de la quebrada de la Cébila (NE de La Rioja). Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas II: 163-186.
- Hart, E., 2000. Alquist-Priolo Earthquake Fault Zoning Act: Mitigating the hazard of surface faulting in California. Proceedings of the Hokudan International Symposium on Active Faulting, p. 95-98, Japan.
- Hart, E. y Bryant, W., 1997. Fault rupture hazard in California. California Division of Mines and Geology, Special Publication 42, 38p.
- Hidromediterránea S.R.L., 1998. Evaluación Hidrológica del Recurso Hídrico Superficial y Subterráneo del Cono Aluvial de La ciudad de La Rioja y Areas de Promoción Agrícola en el Departamento Capital.
- INPRES, 1987. Listado de Sismos Históricos en Argentina.
- INPRES, 2006. Listado últimos movimientos sísmicos registrados. <http://www.inpres.gov.ar>
- Jordan, J. y Allmendinger, R. 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina—A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation: American Journal of Science, Volume 286: 737-764.
- Kendrik, E., Bevis, M., Smalley, R., Cifuentes, O y Galbán, F., 1999. Current rates of convergence accross Central Andes: Estimates from continuous GPS observations. Geophysycal Research Letters, 26, 5: 541-544.
- López, J. P., Durand, F. R., Toselli, A. J., 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 179-185.
- Machette, M., 2000. Active, Capable and Potentially Active Faults- A paleoseismic perspective. En: Cello, G., Giovanni, D., Invernizzi, C. y Tondi, E. (Eds.). The Resolution of Geological Analysis and Models for Earthquake Faulting Studies. Journal of Geodynamics, 29: 387-392.
- Moreno, P. E. M., Bossi, G. E., 1993. Estratigrafía del Carbonífero superior de la quebrada de La Cébila (Catamarca-La Rioja). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas II: 42-48.
- NEIC, 2006. Earthquake Data Base. U.S. Geological Survey. USA.
- Palmstrom, A., 1975. Characterization of degree of jointing and rock mass quality. International Report Ing. A. B. Berdel, A. S. Oslo, 62pp.
- Perucca, L. y Navarro, C., 2005. El terremoto de Jagüé, Departamento Vinchina, provincia de La Rioja. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas en CD, 337.
- Philip, H. y Meghraoui, M., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of october 10, 1980. Tectonics, 2: 17-49.
- Rosa, H., 2000. El Clima de La Rioja. Catalogo de recursos humanos e información relacionada con la temática ambiental en la Región Andina Argentina Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT) Mendoza, Argentina. <http://www.cricyt.edu.ar/ladyot/catalogo>
- SEGEMAR - DGAA, 1997. Normativa para la Cartografía Línea Base de Peligrosidad Geológica de la República Argentina a escala 1:250.000. Proyecto PASMA. 64pp. Buenos Aires.
- Slemmons, D. , 1977. Faults and earthquake magnitude. en: State of the art of assessing earthquake hazards in the United States. Rep. 6. US Army Eng. Water. Station. Mis. Paper S-73-1, 129p.

- Smith, R. y Arabasz, W., 1991. Seismicity of the Intermountain Seismic Belt. En: Slemmons, D. et al. (Eds.). Neotectonics of North America, Geological Society of America, Decade Map Volume, p. 185-228.
- Tello G y Pérez I., 2004. "El terremoto de 1894 : investigación histórica". Simposio Bodenbender. Serie Correlación Geológica 19. INSUGEO. UNT. Editores : Aceñolaza G. F et al. Ediciones Magna - ISSN : 1514-4186 en línea 1666-9479
- Tello, G., 2005. La Rioja: Terremotos históricos del Siglo XIX. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas en CD.
- Turner, J. C. M., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina. provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Bol.126. Buenos Aires.
- Wells, C. y Coppersmith, K., 1994. New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 84: 974-1002.
- Volponi, F., Quiroga, M. and Robles, A., 1978. El terremoto de Caucete del 23 de noviembre de 1977. Inst. Sismológico Zonda, Univ. Nac. San Juan, 81 p., San Juan.
- Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C., 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press., 568p, Oxford.