

CONTROLES TECTÓNICOS EN LOS DESLIZAMIENTOS DE BLOQUES DE VILLAVIL, SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES, ARGENTINA.

Fauqué Luis¹, Cortés José M.², Casa Analía^{1,2} y Moser Leda¹

¹ Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Email: fauqueluis@yahoo.com.ar, ancasa@minplan.gov.ar, lmoser@minplan.gov.ar

² Laboratorio de Neotectónica (LANEO), Universidad de Buenos Aires. Email: josemacortes@yahoo.com

INTRODUCCIÓN

Entre los 26° y 33° LS, el antepaís adyacente a los Andes Centrales de Argentina ha sido deformado durante el Neógeno y Cuaternario por una tectónica contraccional que ascendió, mediante fallas inversas, bloques del basamento cristalino y su cobertura cenozoica. Los cordones montañosos y depresiones allí formadas constituyen la provincia morfoestructural de las Sierras Pamperas (Fig. 1a). El desarrollo espacial y temporal de esta unidad morfoestructural estuvo relacionado a la progresiva subhorizontalización de la placa de Nazca. Entre los 26° y 28° LS, las Sierras Pampeanas Noroccidentales representan una zona de pasaje transicional entre el segmento de subducción subhorizontal y el segmento de subducción normal que se halla más al norte. En esa zona de transición, se han originado durante el Cuaternario, movimientos de ladera de gran envergadura. Hermanns *et al.* (2006) describen dos ambientes geomorfológicos a los que se asocian estos procesos: valles estrechos que drenan grandes cuencas y frentes montañosos bordeados por amplias áreas de piedemonte. Los primeros con edades pleistocenas tardías y holocenas se asocian a períodos de clima húmedo en el NO de Argentina (Trauth *et al.* 2000), en los que el incremento del escurrimiento habría favorecido el socavamiento por erosión lateral y la profundización de los valles, habilitando las laderas para la generación de deslizamientos. El segundo grupo de movimientos corresponde a grandes colapsos de frentes montañosos. Estos son significativamente más antiguos y no tienen una marcada relación con los cambios climáticos o los períodos más húmedos; los condicionantes estructurales serían más importantes y habrían sido disparados sísmicamente (Hermanns *et al.* 2006). A pesar de la generalización que estos autores hacen respecto de la distribución espacial y temporal de los deslizamientos y sus disparadores, ellos mencionan que hay excepciones. Una de estas son los deslizamientos ocurridos en el valle de Villavil, ubicado entre las sierras de Altohuasi y Hualfín (27°10' LS, 66°45' LO), junto al borde suroriental de la Puna (fig. 1b). Estos movimientos han sido muy estudiados (Fauqué 1994, Fauqué y Tchilinguirian 2002) porque Villavil es una pequeña población de 400 habitantes, que viven bajo un serio riesgo de deslizamientos. El objetivo de esta contribución es destacar la importancia de la litología y de la estructura regional y local como factores condicionantes de estos movimientos, y de la sismicidad vinculada a la tectónica activa como probable mecanismo disparador de los mismos.

LOS DESLIZAMIENTOS DE VILLAVIL

El valle de Bolsón-Villavil se halla labrado sobre un paisaje de crestas desarrollado en una secuencia de sedimentitas continentales neógenas con intercalaciones volcánicas (Formación Chiquimil), dispuestas homoclinamente al noroeste entre las sierras de Hualfín y Altohuasi (fig. 1c). El pueblo de Villavil, ubicado en el valle homónimo, se halla rodeado por depósitos de deslizamiento de bloques de gran envergadura. La ladera oriental del valle está compuesta por brechas volcánicas, tufo-psamitas y tufo-pelitas (Miembro El Áspero), cuya estratificación inclina en la misma dirección que la pendiente.

La disposición de las capas a favor de la pendiente y la presencia de pelitas rojas infrayacentes (Miembro Los Baños), resultan condicionantes litológico-estructurales de los movimientos en masa de Villavil. Entre ellos, debe mencionarse además la presencia de fracturas oblicuas de orientación NO, remarcadas por escurrimiento fluvial, que han funcionado como límites laterales de las losas deslizadas. Finalmente, para que se produzcan estos deslizamientos, se requiere de la presencia de otras dos estructuras geológicas: las fallas transgresivas, que cortan el paquete rocoso hacia arriba y hacia fuera y las fallas de estratificación, que permiten el patinaje o deslizamiento a favor de los planos de estratificación.

En este tipo de deslizamientos se puede separar una etapa cuasi-estática y una etapa dinámica. La primera es tan lenta que el movimiento es imperceptible (milímetros o décimas de milímetros al año), esta etapa concluye cuando ya están desarrolladas las fallas transgresivas y las fallas de estratificación. La segunda es

muy rápida (varios metros por segundo) corresponde al patinaje de la losa o verdadero deslizamiento. En muchos casos el pasaje de la primera etapa a la siguiente requiere de un disparador (precipitaciones, sismos, acción antrópica).

Los dos tipos de estructuras arriba mencionadas (fallas transgresivas y fallas de estratificación), han sido detectadas en la losa correspondiente a las rocas del Miembro El Áspero ubicada por detrás de la localidad de Villavil. La presencia de estas fallas indica que el movimiento en su etapa cuasi-estática ya ha concluido.

El marco litológico-estructural hasta aquí planteado, sumado a la actividad tectónica cuaternaria, ha hecho que en la ladera oriental del valle de Bolsón-Villavil, se produjeran seis deslizamientos de tipo planar. En ellos se movilizó ladera abajo todo o parte del Miembro El Áspero (80-100 m) sobre pelitas rojas (Miembro Los Baños) y tufopelitas del propio miembro volcániclastico. Las losas desplazadas y los flujos distales resultantes de la fracturación de las mismas han tenido una distancia de viaje de hasta 1800 m, invadiendo el antiguo valle de Bolsón-Villavil (fig. 1c).

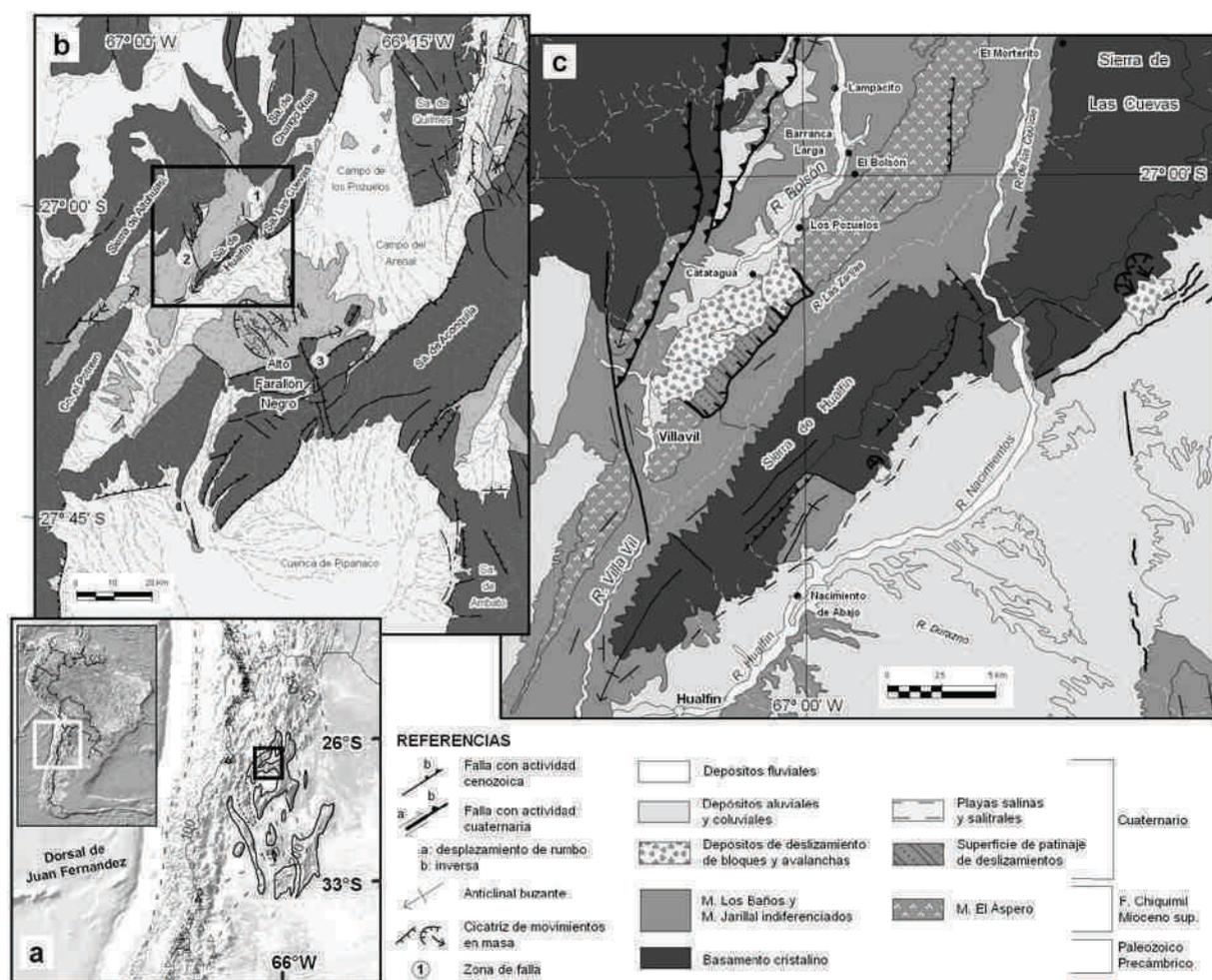


Figura 1. a) Esquema de ubicación de las Sierras Pampeanas en el segmento de subducción subhorizontal, b) Estructura regional y ubicación de la zona de estudio, c) Mapa de los deslizamientos de Villavil y estructura local.

ESTRUCTURA CENOZOICA REGIONAL Y LOCAL

Las Sierras Pampeanas se han deformado mediante un estilo estructural *thick-skinned* de vergencia occidental, controlado por fallas inversas que en superficie presentan una inclinación moderada (35° a 70°) y orientación general N-S. El fallamiento generó la rotación de los bloques ascendidos y pliegues por propagación de falla en la cobertura neógena.

Los deslizamientos de Villavil se originaron dentro del sistema de bloques Hualfín-Las Cuevas-Altohuasi (fig. 1c). Las fallas inversas que delimitan esos bloques, son de rumbo NE e inclinan al NO. Su traza es discontinua y muestra un diseño escalonado (en *echelon*), cortado por fracturas oblicuas de orientación NO. El frente estructural de los bloques Las Cuevas-Hualfín, por ejemplo, está segmentado y pasa de una falla emergente que corta el piedemonte del bloque Las Cuevas, a una estructura de fallas y *kinking* del basamento en el tramo norte de la sierra de Hualfín para terminar finalmente en un suave arqueamiento en su extremo sur. La estructura de la cobertura cenozoica acompaña, con flexiones y desplazamientos, los mencionados cambios en el basamento del frente estructural. Se comprueba que la mencionada segmentación está controlada por fallas oblicuas de orientación NO y NNO (zonas de falla 1 y 2, figs. 1b, c), que a modo de rampas acomodan las diferencias de acortamiento y ascenso de los bloques. De igual manera, se reconocen cambios longitudinales en la estructura del frente de la sierra de Altohuasi, en coincidencia con fallas oblicuas. En la región, estas estructuras oblicuas de orientación NO y NNO son un rasgo sobresaliente y se presentan a distintas escalas. En el alto estructural Farallón Negro (fig. 1b), conforman una extensa zona de cizalla de más de 50 km de largo (zona de falla 3). En ese sector constituyen asimismo el juego de fracturas con máxima frecuencia en dimensiones mesoscópicas (Bassi y Roquefort 1980). Las fracturas oblicuas de esa orientación son el rasgo estructural predominante en las rocas del complejo volcánico neógeno (Miembro El Áspero, Formación Chiquimil) de las sierras Hualfín-Las Cuevas. Existen evidencias de que estructuras de esa orientación son resultado de la reactivación de anisotropías precenozoicas. Así por ejemplo, la zona de falla 3, se ha sobrepuesto sobre una zona de deformación dúctil de edad paleozoica (Durand *et al.* 1984). Además de su rol en la segmentación longitudinal de las unidades morfotectónicas cenozoicas, estas fracturas han controlado la intrusión de diques y domos neógenos, así como la localización de vetas y alteración hidrotermal en Farallón Negro (Llambías 1972).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

No quedan dudas de la importancia de los condicionantes estructurales que favorecieron los deslizamientos de Villavil. En cambio es más difícil argumentar la importancia de los disparadores sísmicos o climáticos. Sin embargo definir cual ha sido el mecanismo desencadenante de los movimientos tiene muchísima importancia a la hora de encarar un estudio de riesgo que incluya, por ejemplo, un plan de contingencia ante futuros deslizamientos.

Trauth *et al.* (2000) encuentran que los deslizamientos de Villavil se agrupan temporalmente con otros movimientos en masa de la región, dentro del período húmedo Titicaca (alrededor de 5000 años AP). Los autores concluyen que el escurrimiento de agua y una mayor humedad así como condiciones estacionales más marcadas, pueden incrementar la presión de poros y disminuir el umbral sísmico necesario para desencadenar la ruptura; sismos de magnitud menor a la esperada podrían haber disparado este tipo de movimientos. Sin embargo, movimientos de similares características también habrían ocurrido durante períodos de mayor aridez (Hermanns y Schellenberger 2008). Como fue planteado inicialmente nos inclinamos por considerar a la sismicidad, vinculada a la tectónica activa, como mecanismo disparador de los antiguos movimientos de Villavil. A continuación mencionaremos los argumentos que nos permiten llegar a esa conclusión.

La hipótesis de la actividad sísmica como disparadora de deslizamientos en el valle de Bolsón-Villavil, implica la ocurrencia de actividad tectónica cuaternaria. En tal sentido, todos los frentes del sistema de bloques Hualfín-Las Cuevas-Altohuasi, muestran evidencias de tal actividad. En el frente suroriental, por ejemplo, Casa (2008a y b) describió escarpas de falla y flexuras en distintos depósitos pedemontanos cuaternarios de la sierra de Las Cuevas al NE de Villavil (Figura 1c). Estas estructuras se asocian a escarpas de falla de orientación NNO y probable edad holocena que coinciden con la zona de falla 1 entre las sierras de Las Cuevas y Hualfín (fig. 1c). De igual modo, en el borde oriental de la sierra de Altohuasi, al oeste del valle Bolsón-Villavil (fig. 1c), una asociación de fallas escalonadas corta depósitos cuaternarios (Allmendinger 1986) y termina lateralmente en una rampa de orientación NO (zona de falla 2). En su conjunto, conforman un sistema ligado cuyo carácter sismogénico queda evidenciado por la actividad sísmica registrada en junio de 1986 al norte de Hualfín (INPRES 1993), con desplazamiento de rumbo sinistral a lo largo de la estructura oblicua. Otra vinculación entre los deslizamientos y la estructura es el control que ejercen las fracturas oblicuas en la localización de estos movimientos. En efecto, los cuatro deslizamientos de Villavil se concentran en una zona delimitada por las zonas de falla oblicuas 1 y 2 (fig. 1c), esta última comprobadamente activa. Asimismo, la masa rocosa en cada uno de esos eventos fue

removida a lo largo de fallas gravitacionales en la base y fallas laterales de transferencia, empujadas y de orientación noroeste.

La marcada asociación entre los sistemas de fallas cuaternarias activas con los depósitos de deslizamientos y el control de esas estructuras en la localización de los movimientos de Villavil sugieren que la actividad sísmica es el proceso disparador de los mismos. Esto está sustentado además por la señalada desconexión entre el proceso de incisión del río Villavil y la posición de las fallas gravitacionales que delimitan la base de las losas deslizadas y permiten su movilidad. Estas fallas se hallan muy por encima del piso del valle, permitiendo descartar la incisión fluvial como disparadora de los movimientos. Finalmente la baja fluidalidad que muestran las masas deslizadas es un indicio de que los movimientos ocurrieron con escasa o nula participación de agua. Fueron movimientos secos, facilitados por fluidización mecánica (choque entre bloques a través de los cuales éstos transfieren su energía cinética o de movimiento). Si los movimientos fueron secos es difícil asociarlos a erosión fluvial vinculada con épocas más húmedas. Estos argumentos contribuyen a sustentar la hipótesis de la actividad sísmica como disparadora de los deslizamientos.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 97(9): 1070-1082.
- Bassi, H. G. L. y G. Roquefort, 1980. Estudio geológico del yacimiento cuproaurífero de la Alumbreira, provincia de Catamarca. Servicio Minero Nacional, *Anales* 18, 77 pgs., Bs. As.
- Casa, A. L., 2008a. Neotectónica de la región del Distrito Minero Farallón Negro, provincia de Catamarca, Argentina. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy*, 3: 1126-1127.
- Casa, A. L., 2008b. Actividad tectónica cuaternaria en la sierra de Las Cuevas, Sierras Pampeanas Septentrionales, provincia de Catamarca, Argentina. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy*, 3: 1128-1129.
- Durand, F. R., Toselli, A. J., y Aceñolaza, F. G., 1984. Las rocas cataclásticas de las sierras de Capillitas-La Ovejera, provincia de Catamarca. *Actas del 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 204-217.
- Fauqué, L. E., 1994. Deslizamientos de tipo block-glide en el noroeste de la provincia de Catamarca. Identificación y análisis de peligrosidad. *Actas de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 8:7-45, Buenos Aires.
- Fauqué, L. and Tchilinguirian, P., 2002. Villavil rockslides, Catamarca Province, Argentina, en *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms* (Ed: Evans, S. G., y DeGraff, J.V.), *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 15: 303-324.
- Hermanns, R. L. and Schellenberger, A., 2008. Quaternary tephrochronology helps define conditioning factors and triggering mechanisms of rock avalanches in NW Argentina. *Quaternary International*, 178(1): 261-275.
- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Villanueva García, A., Schellenberger, A., 2006. Rock avalanching in the NW Argentine Andes as a result of complex interactions of lithologic, structural and topographic boundary conditions, climate change and active tectonics. In: Evans, S. G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A. L., Hermanns, R. L. (Eds.), *Landslides from massive rock slope failure*. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, 49. Springer, Berlin, pp. 497-520.
- INPRES 1993. Informe del operativo sismológico realizado en la localidad de Villa Vil, Departamento de Belén, provincia de Catamarca.
- Llambías, E. J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27: 161-169.
- Trauth, M. H., Alonso, R. A., Haselton, K. R., Hermanns, R. L., Strecker, M. R., 2000. Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 179: 243-256.