

DESLIZAMIENTOS EN EL ESCARPE EN YESOS DE ALFAJARIN (ZARAGOZA)

F. GUTIERREZ, T. ARAUZO & G. DESIR

Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.
50009 Zaragoza

Resumen. El escarpe en yesos de Alfajarín muestra una alta densidad de movimientos de masas activos e inactivos. Se analizan los factores y procesos que controlan la evolución de estos deslizamientos. La abertura de diaclasas paralelas al escarpe, y la presencia de una formación de margas y arcillas en su base, juegan un papel importante en su generación. La karstificación del yeso en contacto con el nivel impermeable de margas y arcillas es el principal proceso desencadenante de los deslizamientos.

Palabras clave: Escarpe en yesos, deslizamiento, karstificación, Depresión del Ebro.

Abstract. The Alfajarín gypsum escarpment shows a high density of inactive and currently active mass movements. An analysis of the numerous factors and processes which control the evolution of these landslides is performed. Both unloading in a family of joints parallel to the scarp, and the presence of a clay and marl formation in its base, play an important role in the generation of the landslides. Karstification of the gypsum in contact with the impermeable marl and clay strata, seems to be the main triggering process in the development of the slides.

Key words: Gypsum escarpment, landslide, karstification, Ebro Basin.

1. Introducción

El escarpe de Alfajarín constituye el margen septentrional del Valle del Ebro aguas abajo de Zaragoza, siguiendo de forma rectilínea una dirección N145E a lo largo de 16 Km (Fig. 1).

El escarpe y los relieves yesíferos adyacentes presentan numerosos movimientos de masas activos e inactivos, tales como deslizamientos rotacionales (*slumps*), vuelcos (*topples*) y desprendimientos (*rock falls*) (Varnes, 1978; Corominas, 1989). Un aspecto a destacar es la presencia de barrancos perpendiculares al escarpe que quedan colgados hasta 35 m respecto a la llanura aluvial (Ibañez y Mensua, 1976). Las paredes verticales de hasta 100 m de altura y los barrancos colgados sugieren que el escarpe ha experimentado recientemente un rápido retroceso. Los movimientos de masas parecen ser el principal fenómeno responsable de la evolución del escarpe. La disolución del yeso en contacto con el agua del cauce del Ebro ha podido ser uno de los mecanismos fundamentales en la evacuación del material (Navas, 1988).

El origen del escarpe está en relación con el encajamiento y la migración lateral hacia el Norte del río Ebro a lo largo del Cuaternario. Su traza rectilínea está controlada por una familia de diaclasas de dirección N145E paralela al escarpe (Benito, 1989). El valle del Ebro en este sector es marcadamente asimétrico,

con una secuencia de terrazas escalonadas en su margen meridional, que contrasta con las paredes verticales del escarpe en la margen septentrional. La asimetría del valle y la presencia de un escarpe parece ser una característica común de los sistemas fluviales cuando atraviesan materiales yesíferos. Este es el caso de los ríos Ebro, Jalón, Huerva y Gállego en la Depresión del Ebro, del Jalón en la Fosa de Calatayud y del Alfambra en la Fosa de Teruel.

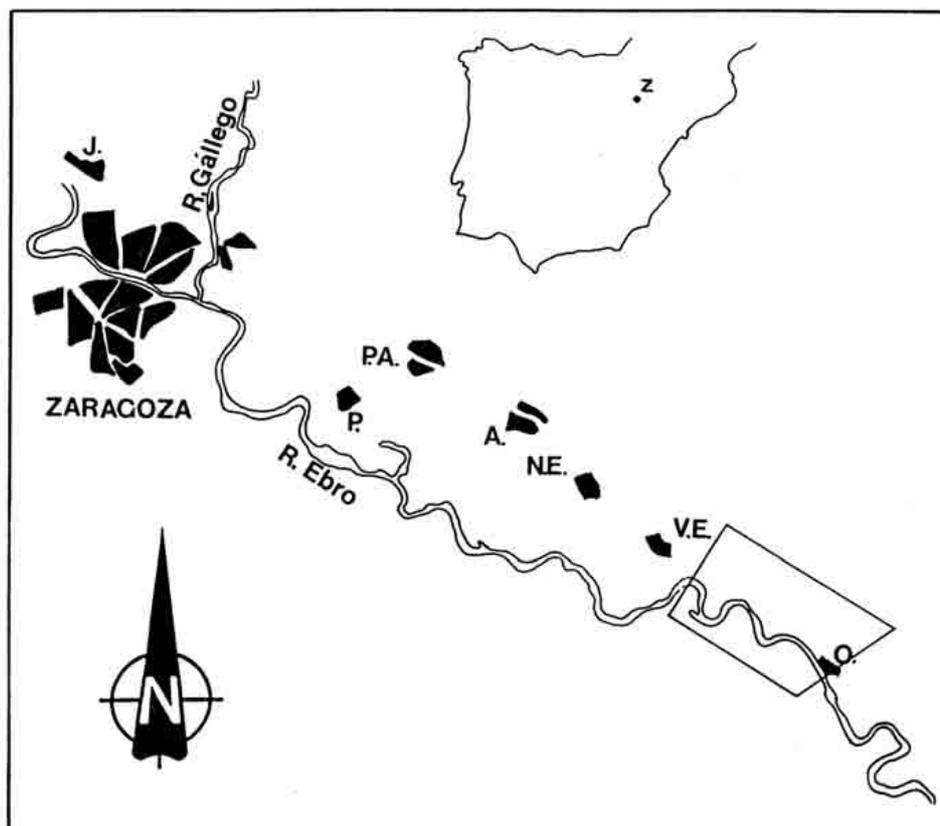


Fig. 1. Situación Geográfica. P.: Pastriz. P.A.: La Puebla de Alfindén. A.: Alfajarín. N.E.: Nuez de Ebro. V.E.: Villafranca de Ebro. O.: Osera.
(Geographical Location)

En otro contexto Tsui y Cruden (1984) estudian un escarpe en yesos en el río Salt, Alberta Nororiental (Canadá). En este escarpe, un sistema de diaclasas ortogonales individualizan bloques que experimentan una subsidencia como consecuencia de la karstificación del material evaporítico.

El río Ebro en este tramo presenta un trazado meandriforme. En la llanura de inundación se reconocen diversos meandros recientemente abandonados (galachos). Estudios a partir de secuencias temporales de fotografías aéreas y cartografías que datan desde el siglo XVIII, demuestran como el Ebro ha experimentado numerosas modificaciones en su curso, debido tanto a fenómenos de migración lateral como de avulsión (Regato, 1985).

Geológicamente el área de estudio está situada en el centro de la Depresión Terciaria del Ebro. La litología de los sedimentos miocenos que forman el escarpe está dominada por los yesos de la Formación Zaragoza, constituida por yesos blancos con margas azuladas interestratificadas (Quirantes, 1978). En la base de parte del escarpe afloran margas y arcillas con niveles de yeso y caliza. Estos sedimentos presentan

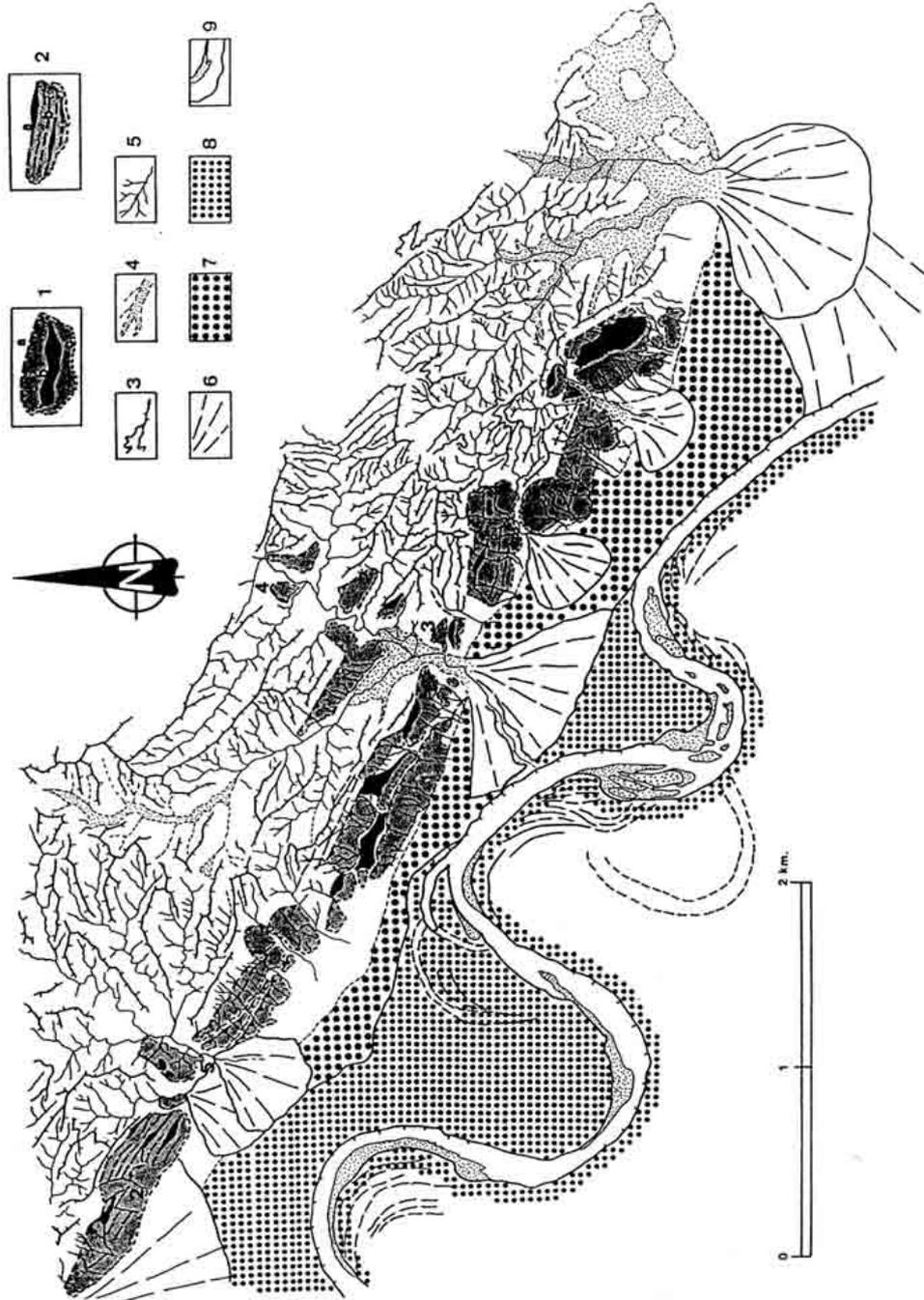


Fig. 2. Mapa geomorfológico del escarpe de Alfajarín entre Villafranca de Ebro y Osera. 1: Deslizamiento rotacional, a: escarpe de coronación, b: depresión cerrada, c: bloque deslizado. 2: Deslizamiento, a: depresión cerrada (corredor), b: grietas controladas por el diaclasado. 3: Líneas de capa y crestas en yesos. 4: Valles de fondo plano. 5: Barrancos. 6: Conos de deyección. 7: Segunda terraza (T₂). 8: Llanura aluvial (T₁). 9: Canal y barras activas. (Geomorphological map of the Alfajarín escarpment between Villafranca de Ebro and Osera. 1: Rock slump, a: head scar, b: closed depression, c: slided block. 2: Rock landslide, a: closed depression (corridor), b: cracks controlled by jointing. 3: Bed lines and ridges in gypsum. 4: Infilled valleys. 5: Gullies. 6: Alluvial fans. 7: Second terrace (T₂). 8: Flood plain (T₁). 9: River channel and active bars)

una estratificación subhorizontal y se encuentran escasamente deformados, con pliegues muy laxos, fallas normales de pequeño salto y un diaclasado subvertical.

Las características climáticas del área se engloban en un ambiente morfoclimático semiárido, con una precipitación media anual en torno a 350 mm, una temperatura media anual de 15 °C y una evapotranspiración potencial de unos 760 mm. La precipitación se distribuye principalmente en dos máximos pluviométricos, primavera y otoño, siendo de carácter tormentoso. En Osera se han registrado tormentas con una precipitación total de 51 mm, una intensidad máxima de 120 mm/h y un tiempo de duración de 120 minutos.

2. Descripción de los deslizamientos

En el escarpe de Alfajarín se han diferenciado tres tipos principales de movimientos de masas: deslizamientos rocosos (*rock slides*), vuelcos (*topples*) y desprendimientos (*rock falls*). Todos estos tipos pueden aparecer a lo largo de todo el escarpe. El dominio de un tipo sobre otro aparece controlado por la presencia de arcillas y margas basales, dominando los deslizamientos rocosos cuando estas están presentes, mientras que en su ausencia los tipos preferentes son el desprendimiento de bloques y el vuelco de monolitos de yeso (individualizados por los sistemas de diaclasas).

El mapa geomorfológico representa una porción de 7 Km del escarpe de Alfajarín y los terrenos yesíferos adyacentes, desde Villafranca de Ebro hasta Osera (Fig. 2). En todo este área los materiales yesíferos se apoyan sobre niveles margosos y arcillosos, y el deslizamiento (*sliding*) es claramente el principal tipo de movimiento.

En el área cartografiada casi la totalidad del escarpe ha sido afectada por deslizamientos. Todos ellos son inactivos a excepción del deslizamiento 2 (Figs. 2 y 4), el cual ha sido recientemente reactivado. Este último está en relación con la llanura de inundación (T1), mientras que los deslizamientos inactivos aparecen en el tramo donde se preserva la segunda terraza (T2). Algunos de estos deslizamientos inactivos se encuentran directamente sobre la terraza, mientras otros poseen un coluvión en su frente que fosiliza a la misma. También han sido reconocidos algunos deslizamientos en los relieves yesíferos adyacentes al escarpe, todos ellos en relación con sistemas de barrancos.

La mayoría de los deslizamientos son múltiples, y poseen en planta una forma elongada, con su dimensión mayor paralela al escarpe. Estos deslizamientos pueden alcanzar 1 Km de anchura. El escarpe de coronación y las discontinuidades entre diferentes bloques en el mismo deslizamiento son rectos, con una dirección dominante N145E, controlada por la principal familia de diaclasas. En algunos deslizamientos el escarpe de coronación puede ser curvado y tomar una dirección diferente a la principal.

A continuación describiremos algunos deslizamientos particulares. Los referidos en el texto han sido numerados en el mapa geomorfológico (Fig. 2). Los dos principales tipos de deslizamientos reconocidos en el área están representados por los deslizamientos 1 y 2; una sección de los mismos se muestra en las figuras 3 y 4 respectivamente.

Deslizamiento 1.- Este es un deslizamiento rotacional compuesto por diversos bloques elongados paralelos al escarpe (Fig. 3). Estos han deslizado generando depresiones cerradas en el reverso de los bloques. Este deslizamiento es representativo de la mayoría de los deslizamientos rotacionales del escarpe.

Las depresiones cerradas están rellenas de limos yesíferos (producto de la meteorización del yeso), con cantos y bloques de yeso resultantes de desprendimientos y vuelcos procedentes de las paredes verticales generadas por el deslizamiento de los principales bloques.

Los limos yesíferos y el yeso pueden ser fácilmente diferenciables en superficie gracias a su distinta cubierta vegetal (dominio de romero, *Rosmarinus sp.*, sobre el yeso y espartina, *Linum sp.*, en los limos).

La estratificación en los bloques deslizados presenta un buzamiento dominante hacia el escarpe, aunque también aparecen bloques cuya estratificación buza hacia el frente del deslizamiento. Estos pueden ser vuelcos y desprendimientos generados a partir de una pared vertical previa.

Detrás del escarpe se reconocen barrancos rectilíneos con dolinas y *pipes* alineados según la dirección de las diaclasas.

Estos deslizamientos parecen ser relativamente antiguos ya que los bloques deslizados se encuentran bastante degradados y profundamente disectados por barrancos que capturan las depresiones cerradas.

Deslizamiento 2.- Este es el único deslizamiento activo (Fig. 4) y posee algunas características que lo diferencian del resto.

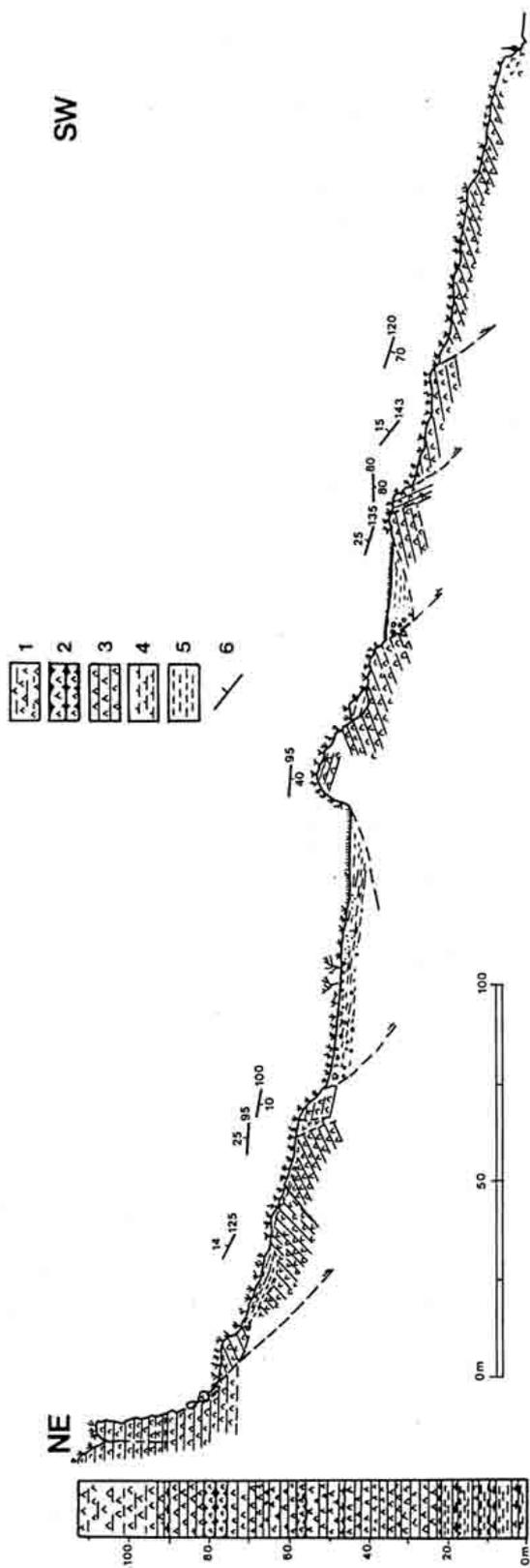


Fig. 3. Corte del deslizamiento 1. 1: Yeso masivo. 2: Yeso nodular. 3: Yeso estratificado. 4: Marga. 5: Arcilla. 6: Cubierto. 7: Dirección y buzamiento de la estratificación.
(Cross-section of landslide 1. 1: Poorly stratified gypsum. 2: Nodular gypsum. 3: Stratified gypsum. 4: Marl. 5: Clay. 6: Covered. 7: Bedding strike and dip)

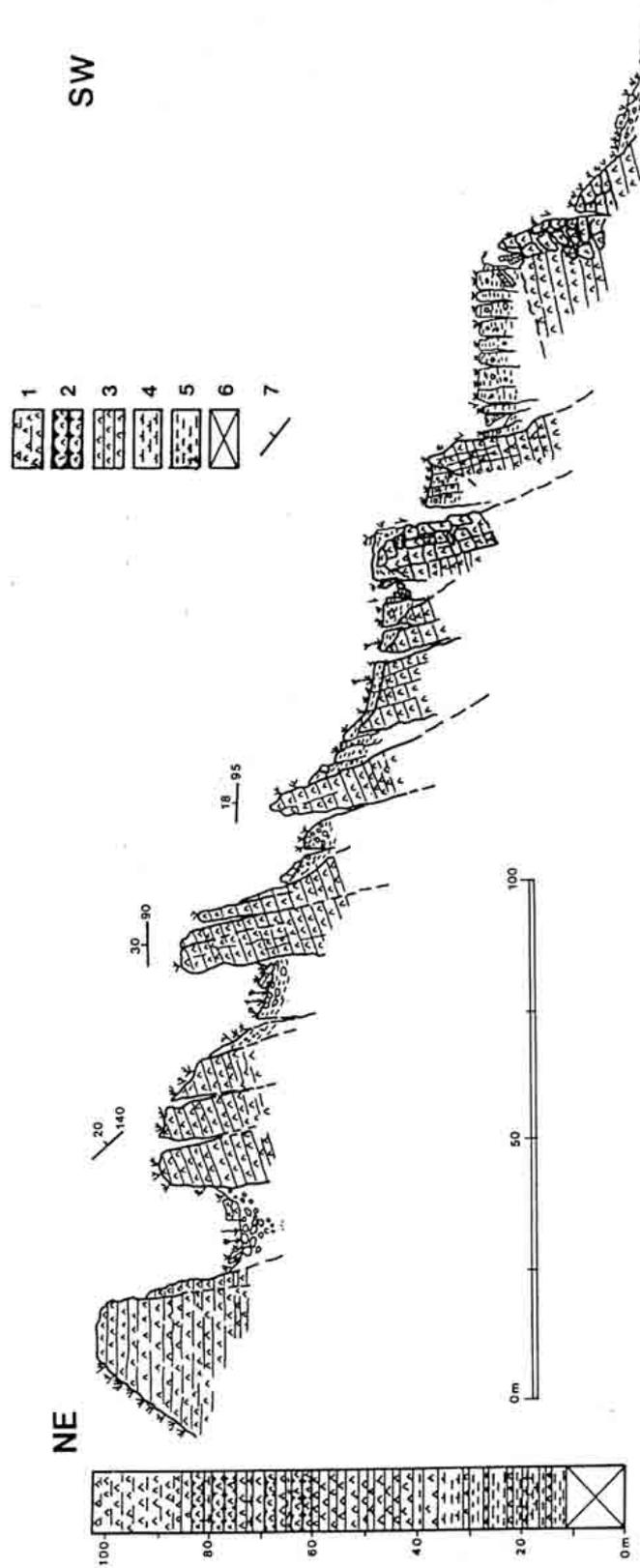


Fig. 4. Corte del deslizamiento 2. 1: Yeso masivo. 2: Yeso estratificado. 3: Yeso nodular. 4: Marga. 5: Arcilla. 6: Cubierto. 7: Dirección y buzamiento de la estratificación.
 (Cross-section of landslide 2. 1: Poorly stratified gypsum. 2: Nodular gypsum. 3: Stratified gypsum. 4: Marl. 5: Clay. 6: Covered. 7: Bedding strike and dip)

Está compuesto por varios paneles que han sido despegados del escarpe a favor de un diaclasado estrechamente espaciado y paralelo al mismo. Estos paneles de yeso han experimentado un desplazamiento vertical con rotación, y posiblemente un movimiento lateral alejándose del escarpe.

Los paneles traseros están separados por depresiones cerradas elongadas, a modo de corredores o pasillos de hasta 140 m de largo. Estos corredores corresponden a antiguas diaclasas que han sido ensanchadas por disolución y por el movimiento lateral de los paneles.

Los bloques pierden altura según nos alejamos del escarpe. Hacia el frente del deslizamiento el material yesífero se encuentra intensamente fragmentado y casi reducido a limos yesíferos por meteorización. Las depresiones son aquí más anchas y situadas sobre los bloques de yeso en lugar de entre ellos. Estas están rellenas con limos yesíferos, cantos y bloques de yeso en una secuencia granodecreciente.

Los bloques de yeso y los rellenos de las depresiones del frente del deslizamiento han experimentado movimientos verticales recientes, dando lugar a escarpes de hasta 10 m. Estos tienen una rápida evolución por desprendimiento de paneles. En los depósitos que rellenan las depresiones se han generado "grabens" con dirección paralela al escarpe.

En todo el deslizamiento los paneles de yeso presentan diaclasas ensanchadas por disolución así como dolinas y *pipes* controlados por el diaclasado. Los *pipes* y las dolinas también aparecen con mayor frecuencia en los limos yesíferos.

Deslizamiento 3.- En este deslizamiento ha sido posible observar la superficie de rotura (Fig. 5). Se trata de una masa de yeso intensamente karstificada que ha deslizado sobre estratos de arcilla con niveles de margas y yeso nodular. El plano presenta acanaladuras y estrías. Esta superficie de deslizamiento posee un segmento inferior subhorizontal controlado por una capa más competente de marga, y muestra dos *horses* de arcilla y fracturas de cizalla. En la parte superior la superficie de rotura se descompone en dos planos inclinados. Esta es una zona de transtensión con *boudinage* en las capas de yeso nodular inmersas en arcilla. El material arcilloso ausente puede haber sido arrastrado hacia el frente del deslizamiento. Algunos deslizamientos rotacionales del escarpe poseen un abombamiento de arcilla en su frente, probablemente por el arrastre de este material a lo largo de la superficie de deslizamiento.

Deslizamiento 4.- Este deslizamiento consiste en una masa deslizada de bloques de yeso sobre material arcilloso (Fig. 6). Los esfuerzos propagados por el deslizamiento han provocado la formación de una estructura de cabalgamiento en los estratos de arcilla de la parte frontal. Esta estructura de cabalgamiento corresponde a un anticlinal de bloque superior, con delaminación de las capas inferiores de arcilla, y un *horse* despegado de la rampa. El frente de este deslizamiento ha sido fosilizado por un relleno de valle de fondo plano (*infilled valley*).

Deslizamiento 5.- El plano de deslizamiento aflora en su frente. Esta superficie presenta raíces aplastadas y alineadas paralelamente a las estrías.

3. Procesos que controlan la generación de deslizamientos

Los sedimentos miocenos en los que ha sido generado el escarpe están esencialmente constituidos por dos unidades litológicas con diferentes propiedades geotécnicas. Una unidad inferior de margas y arcillas, y otra superior de yesos con margas interestratificadas. Ambas unidades pueden ser afectadas por diferentes procesos, y poseen distinto comportamiento mecánico.

Como hemos mencionado anteriormente, en una escala de tiempo dilatada, la principal causa de la generación del escarpe de Alfajarín es el encajamiento y la migración lateral del río Ebro. Actualmente el río no se encuentra en contacto con el escarpe en este sector, sin embargo la socavación basal podría haber sido el principal proceso desencadenante de la generación de deslizamientos. Este puede ser el caso de los deslizamientos en conexión con la segunda terraza (T2), cuya generación parece estar relacionada temporalmente con el desarrollo de este nivel aluvial.

Un fenómeno que puede influir en la estabilidad del escarpe es la subsidencia kárstica aluvial. El agua subterránea que circula en el acuífero aluvial disuelve el sustrato yesífero subyacente, provocando la subsidencia del depósito aluvial. Por medio de sondeos se ha observado que los depósitos aluviales pueden alcanzar espesores anómalamente elevados. Esta subsidencia se manifiesta en superficie mediante dolinas, muy numerosas en este área (Benito y Gutiérrez, 1987).

Se han cartografiado dos generaciones de conos de deyección temporalmente relacionados con la llanura aluvial (T1) y la segunda terraza (T2). Su disposición relativa es variable, pudiendo aparecer encajados o superpuestos. Esta última situación podría ser explicada por una subsidencia local.

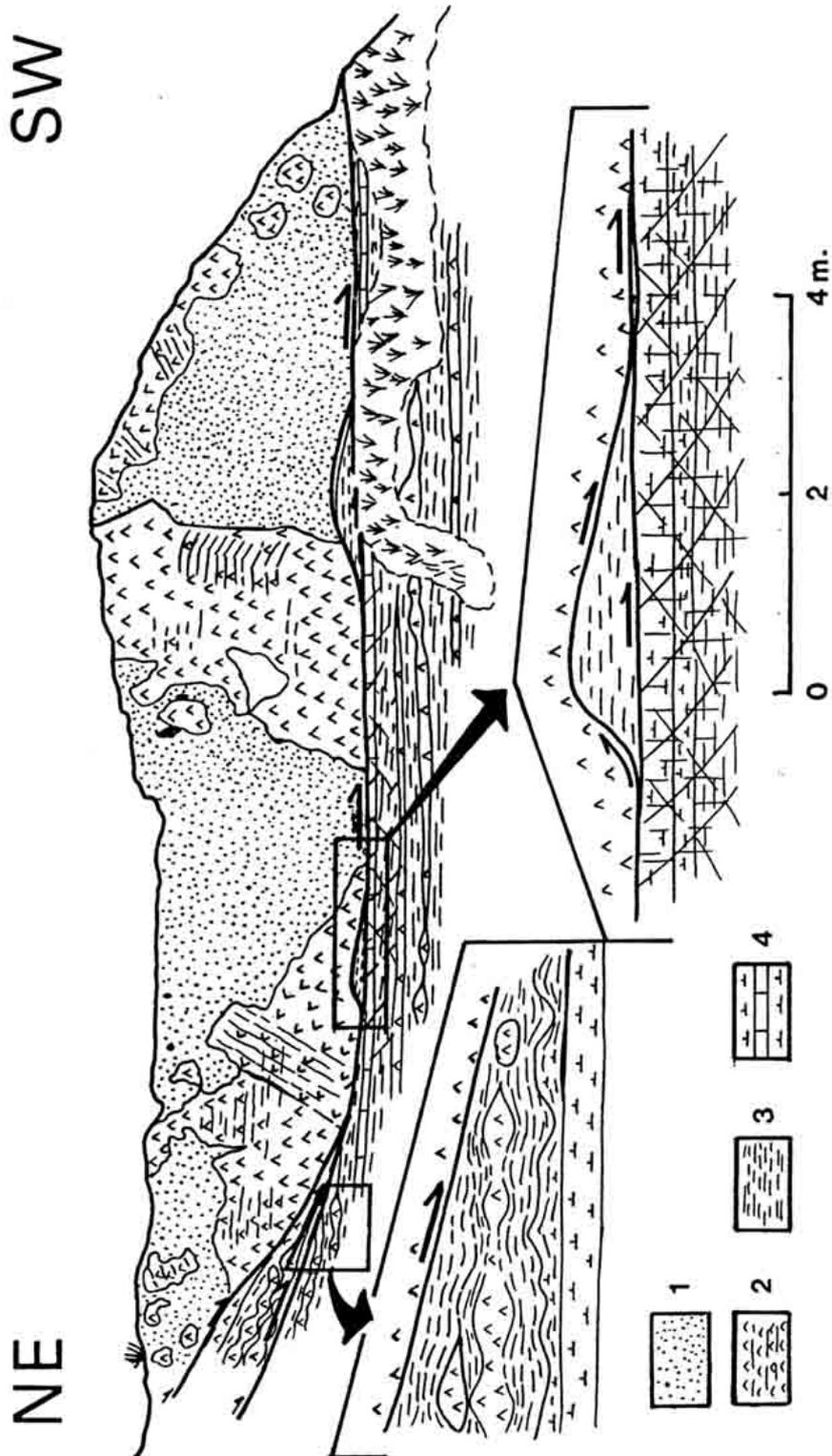


Fig. 5. Corte del deslizamiento 3, con *boudinage* en las capas de yeso nodular. 1: Residuo de karstificación. 2: Yeso. 3: Arcilla. 4: Marga.
(Cross-section of landslide 3 with boudin structure in gypsum beds. 1: Karstification residuum. 2: Gypsum. 3: Clay. 4: Marl)

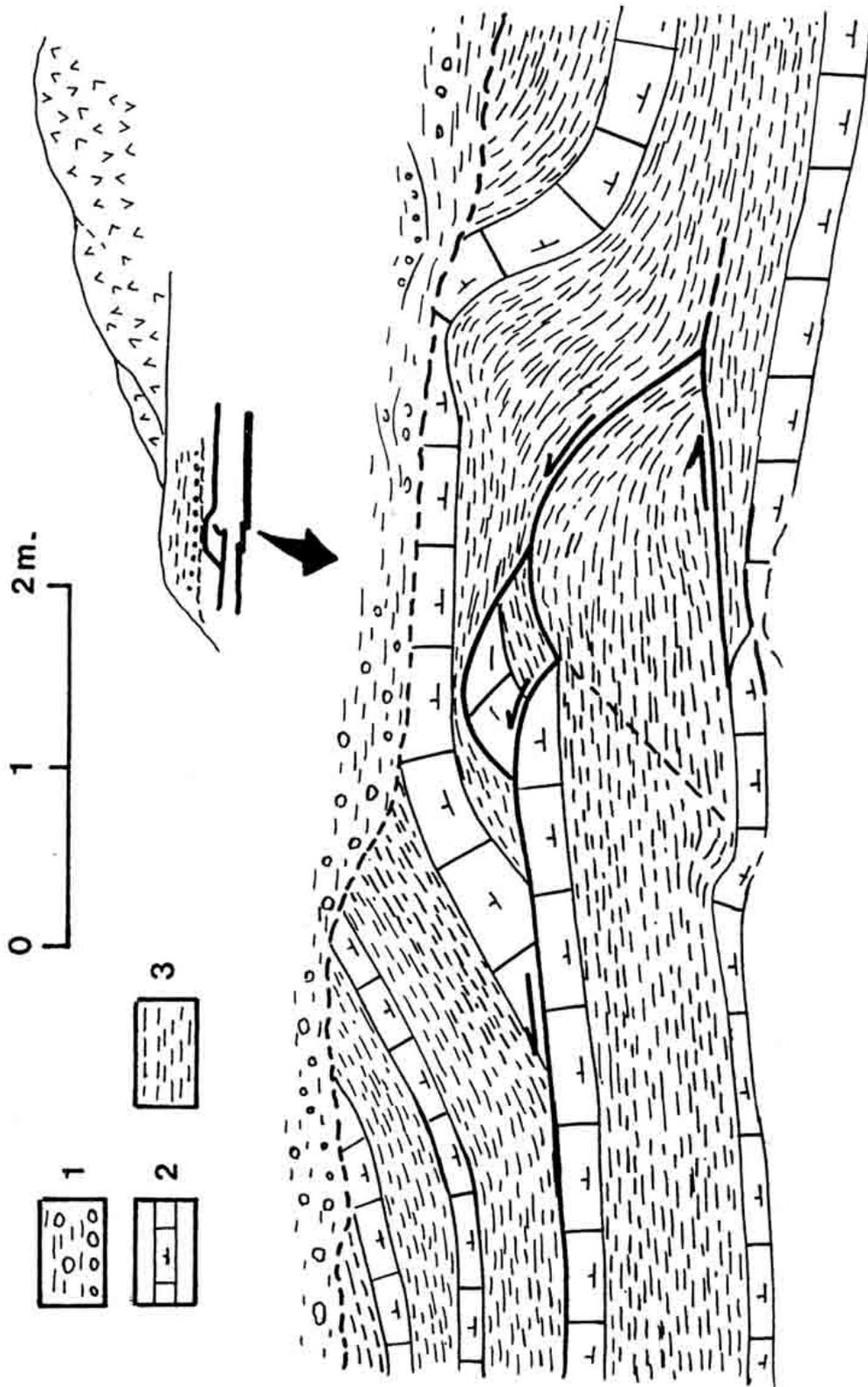


Fig. 6. Estructura de cabalgamiento en el deslizamiento 4, con un anticlinal de rampa superior, delaminación de las capas de arcilla y un *horse* despegado de la rampa. 1: Limo yesífero con cantos de yeso. 2: Marga. 3: Arcilla.
 (Thrust structure in landslide 4 with a hanging wall anticline, delamination of the clay beds and a horse detached from the ramp. 1: Gypsiferous silt with gypsum clasts. 2: Marl. 3: Clay)

La traza rectilínea del escarpe está controlada por una familia de diaclasas. El diaclasado es de origen tectónico y previo a la formación del escarpe. Con la excavación de los sedimentos que rellenan la Depresión del Ebro, los materiales sobreconsolidados del escarpe han experimentado una progresiva descarga, con la consecuente apertura de las diaclasas verticales y la separación de paneles del escarpe. El techo de los sedimentos que rellenan la Depresión del Ebro ha alcanzado al menos la cota de 800 m (811 m es el punto más alto de la Sierra de Alcubierre, la plataforma carbonatada más cercana). La cornisa del escarpe se encuentra en torno a los 300 m. Si asumimos una densidad media de 2 gr/cm^3 para los sedimentos terciarios, deducimos que los materiales del escarpe han experimentado una descarga superior a 100 Kg/cm^2 .

Las diaclasas facilitan la generación de grietas, dolinas y *pipes* (Pellicer *et al.*, 1984) que permiten la entrada de agua, la cual es responsable de la meteorización del material y la pérdida progresiva de su resistencia mecánica.

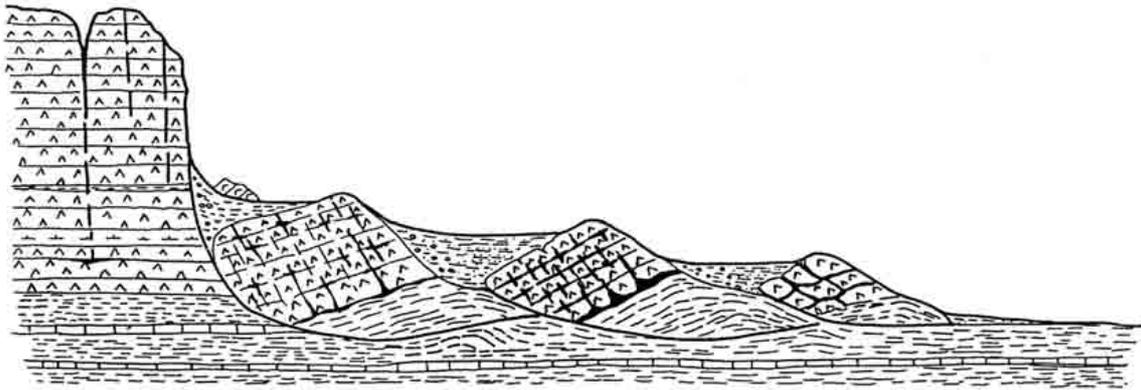


Fig. 7. Modelo general de evolución de los deslizamientos.
(General evolution model of the landslides)

El agua que penetra a través de grietas, dolinas y *pipes*, o por infiltración, fluye hasta alcanzar las capas impermeables. En este punto el flujo tiende a ser horizontal sobre la unidad impermeable. Este agua disolverá yeso mientras permanezca en contacto con el mismo hasta alcanzar la saturación. La solubilidad del yeso a $25 \text{ }^\circ\text{C}$ y 1 atm es de 2.4 gr/l (Ford y Williams, 1989), 183 veces más soluble que la calcita (Jackus, 1977).

La disolución actuará principalmente en zonas de megaporosidad como grietas o conductos, y esencialmente en la base de los yesos que se apoyan sobre los niveles impermeables de margas y arcillas. Las grietas y conductos son ensanchados, mientras que la karstificación que actúa en el yeso en contacto con el material impermeable ocasiona una progresiva reducción del volumen y la pérdida de su resistencia mecánica. Consecuentemente los bloques de yeso subsiden.

Además de la disolución, el agua que fluye a través de conductos y grietas puede producir una erosión interna. Durante periodos de tormenta, cuando la entrada de agua a través de estas vías de circulación es mayor que la salida, se pueden producir situaciones de elevadas presiones de fluido. Esto incrementa la erosión mecánica interna además de reducir los esfuerzos efectivos normales y la resistencia al corte en una superficie de rotura potencial.

Los limos yesíferos son el producto de la meteorización de los yesos miocenos. Este es un material cohesivo, aunque altamente colapsable cuando se humedece (hidroconsolidación o hidrocompactación),

perdiendo drásticamente su resistencia mecánica (Faraco, 1975). Además este material es susceptible de ser afectado por procesos de *piping* y karstificación.

Las arcillas y margas que soportan el peso de los bloques de yeso, pueden comportarse plásticamente cuando son humedecidas con agua, y sufrir una deformación por *creep* causando la expansión lateral (*lateral spreading*) de los bloques. Las capas inferiores de yeso también podrían experimentar una deformación plástica (Bell, 1981).

4. Modelo de evolución de los deslizamientos

Se propone un modelo de evolución general para los deslizamientos (Fig. 7). Este modelo pretende integrar los diferentes procesos responsables de la generación de deslizamientos en el área estudiada.

Originalmente el escarpe fue generado por el encajamiento y la migración lateral del río Ebro hacia el Norte. Las diaclasas verticales paralelas al escarpe son abiertas debido a la descarga sufrida por los materiales que forman el escarpe. En consecuencia diversos bloques son desgajados del escarpe. Las fracturas abiertas entre los bloques permiten la entrada de agua que fluye hasta alcanzar el nivel impermeable de margas y arcillas. Este agua agranda por disolución las aberturas entre bloques y disuelve el yeso en contacto con el nivel impermeable. La karstificación en la base de la unidad yesífera conduce a la subsidencia de los bloques.

Además el agua humedece el material margoso y arcilloso aumentando su plasticidad. Estos materiales pueden experimentar una deformación por *creep* provocando la expansión lateral de los bloques de yeso.

La superficie de rotura en la unidad margo-arcillosa tenderá a ser curvada y/o planar cuando es controlada por capas más competentes de marga. Los bloques individualizados deslizan rotacionalmente (y presumiblemente de forma retrogresiva) generando depresiones cerradas. Con el deslizamiento de los bloques, las arcillas y margas asociadas a la superficie de rotura pueden ser arrastradas generando abombamientos y estructuras compresivas en el frente de los deslizamientos.

Referencias bibliográficas

- Bell, F. G. (1981): Geotechnical properties of some evaporitic rocks. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 24, 137-144.
- Benito, G. (1989): *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 764 p. (inédita).
- Benito, G. & Gutiérrez, M. (1987): Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin (Spain). En: Beck, B. F. (Ed.): *Karst Hydrogeology: Engineering and environmental applications*. A. A. Balkema, 137-141.
- Corominas, J. (1989): Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. En: Corominas, J. (Ed): *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Monografía nº 3 de la Sociedad Española de Geomorfología, 1-30, Barcelona.
- Faraco, C. (1975): Estudio del colapso de la estructura de los limos yesíferos. *Revista de Obras Públicas*, 3127, 776-790.
- Ford, D. & Willians, P. (1989): *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, 601 p., London.
- Ibañez, M. J. & Mensua, S. (1976): Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipos de vertientes sobre yesos en el valle del Ebro. *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, CXII, 381-394.
- Jackus, L. (1977): *Morphogenetics of karst regions*. Adam Hilger, 284 p., Bristol.
- Navas, A. (1988): *La participación de los yesos en la salinización de las aguas superficiales en la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 466 p. (inédita).
- Pellicer, F.; Echevarría, M. T. & Ibañez, M. J. (1984): Procesos actuales en el escarpe de yesos de Remolinos. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 159-169.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico, 200 p., Zaragoza.
- Regato, P. (1985): *Contribución al estudio de la flora y la vegetación del Galacho de la Alfranca (Zaragoza) en relación con la evolución del sistema fluvial*. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Madrid, 158 p. (inédita).

- Tsui, P. C. & Cruden, D. M.** (1984): Deformation associated with gypsum karst in the Salt River Escarpment, northeastern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**, 949-959.
- Varnes, D. J.** (1978): Slope movements types and processes. En: Schuster, R. L. & Krizek, R. J. (Eds.): *Landslides analysis and control*. Special Report n° 176, 11-33, Washington.