

“LA MONTAÑA CAÍDA DE VALDECOJOS”, UN GRAN DESLIZAMIENTO RECIENTE EN LA LADERA DEL PÁRAMO DE ROS (BURGOS, ESPAÑA)

JULIÁN CUESTA ROMERO,
LUÍS ISMAEL ORTEGA RUIZ

RESUMEN: Con el nombre de “la montaña caída de Valdecojos” se conoce, en la localidad burgalesa de Ros, un gran deslizamiento en la ladera del páramo. El estudio de fotografías aéreas y el análisis de los datos aportados por los registros meteorológicos han permitido situar el acontecimiento probablemente a finales del invierno de 1979. Pero este no es el único deslizamiento, en el entorno se han inventariado hasta 86 manifestaciones similares en las laderas de los páramos neógenos, de diversa magnitud, más o menos profundos y en distintos grados de conservación. En este artículo se analizan los factores determinantes que permiten explicar la rotura del terreno y se justifica la concentración de movimientos en masa en la zona.

PALABRAS CLAVE: Cuenca del Duero, deslizamientos de ladera, facies Cuestas, Ros

ABSTRACT: *“La montaña caída de Valdecojos” is a large landslide in the slope of the Ros limestone plateau. The study of aerial photographs and the analysis of meteorological records data have allowed to date the event in the late seventies of last century. This is not the only landslide in same Neogene limestone plateau slopes. We have located 86 landslides with different magnitude and conservation status. This paper discusses the main geo-environmental*

ISSN: 0211-8998. B.I.F.G. Burgos, XCIX, 261 (2020/2), (569-594)

Recibido: 09-09-2020

Aceptado: 26-10-2020

factors to explain the concentration and the specific possible causes of mass movement.

KEY WORDS: *Cuestas facies, Duero basin, landslides, Ros.*

1. INTRODUCCIÓN

En la localidad de Ros los vecinos aun recuerdan la zona antes de que se desencadenara el gran deslizamiento, y relatan como aparecieron las primeras grietas, imperceptibles al principio, pero luego se irían abriendo progresivamente con el paso del tiempo hasta el punto de poder introducirse en ellas para jugar. Finalmente sobrevino el derrumbe, del que fueron alertados al ver que el arroyo que atraviesa el pueblo llegaba muy turbio.

El lugar se ubica en el borde noreste de la Cuenca del Duero, en su mayor parte dentro del término municipal de Valle de Santibáñez (Santibáñez-Zarzaguda), en la provincia de Burgos. Este gran deslizamiento se localiza próximo a la población de Ros, a unos 18 km al noroeste de Burgos, sobre la ladera de un páramo cenozoico en la cabecera del valle del arroyo Valdecojos (fig. 1), que vierte sus aguas al río Úrbel, afluente a su vez del río Arlanzón. Su singularidad estriba en la magnitud, sus formas bien conservadas y su origen reciente; y aunque es el más espectacular no es el único. En las laderas próximas se observan numerosas cicatrices y deslizamientos, algunos también de gran envergadura, que se han ido sucediendo a lo largo de la historia geológica más reciente de estos valles.

Las vertientes de los páramos, de relieve acusado, se muestran frecuentemente inestables y concentran un gran número de deslizamientos; y entre los materiales cenozoicos de la Cuenca del Duero destaca, por sus bajas características resistentes, los materiales de la facies Cuestas que afloran en estas laderas, que se constituyen como terrenos susceptibles a la inestabilidad, dando lugar a grandes deslizamientos en otras partes de la Cuenca.

En el deslizamiento de Ros, el factor desencadenante de la inestabilidad no parece ser único, o al menos no tan evidente como lo es en otros casos de grandes movimientos en masa de la misma Cuenca, donde el principal factor que desencadena estos procesos sue-



Fig. 1. Vista general del gran deslizamiento de Ros desde el SE, en la cabecera del arroyo Valdecojos, encajado unos 70 m en la altiplanicie de los páramos.

le ser la socavación de las vertientes por la acción divagante del meandro de un curso fluvial. En este caso parece tratarse de una concatenación de factores, *a priori* no determinantes, cuya suma ocasiona la activación del deslizamiento.

El objetivo principal de este trabajo es dar a conocer la existencia de este deslizamiento y los procesos de inestabilidad en el entorno, describir sus características y realizar una discusión sobre los factores que han favorecido su génesis. Adicionalmente se plantea una hipótesis sobre la datación del momento en que aconteció el suceso.

2. ENCUADRE GEOLÓGICO

El entorno de la zona de estudio está constituido por las unidades cenozoicas de la Cuenca del Duero, representadas aquí por cuatro formaciones sedimentarias de edad neógena, dispuestas subhorizontalmente y con bastante continuidad lateral, denominadas, de muro a techo: facies Dueñas, facies Tierra de Campos, facies Cuestas y Calizas del Páramo. Estos materiales conforman un paisaje característico integrado por tres elementos morfológicos esenciales: los páramos, las cuestas y los fondos de valle. Las

altiplanicies de los páramos forman superficies elevadas disectadas por la red fluvial, y las laderas que enlazan las superficies culminantes de los páramos con el fondo de los valles son las denominadas “cuestas”.

La facies Cuestas y la facies Dueñas son litológicamente parecidas, formadas por sedimentos de tono blanquecino, gris-verdoso, beige y crema, constituidos por margas, arcillas, calizas y dolomías, con intercalaciones de yesos; siendo su génesis similar: sedimentación en medios lacustres o fluvio-lacustres, de poca energía y generalmente alcalinos, lo que favorece la concentración de yesos diagenéticos, costras salinas y neoformación de minerales fibrosos de la arcilla. Hacia el techo de la facies Cuestas se halla una alternancia constituida por margas calizo-dolomíticas blanquecinas y arcillas margosas, con diversas facies de yesos.

En medio de ambas formaciones se encuentra la facies Tierra de Campos, constituida por depósitos de naturaleza siliciclástica: arenas, arcillas y limos, con algunos niveles de arenas microconglomeráticas y gravas, con tonos de color ocre y rojizo que destacan claramente de las otras formaciones entre las que se encuentra. Las arenas y gravas se presentan en bancos lentejonares, canalizados, con estratificación cruzada.

Culminando la serie, los niveles calizos terminales de la sucesión miocena están representados por las Calizas del Páramo, más o menos karstificadas, que dan lugar a los horizontes de páramos existentes.

Los depósitos más recientes son cuaternarios, en general de poca potencia, y corresponden al fondo de valle de arroyos y ríos secundarios, y coluviones, resultado de la disección fluvial y la evolución de pendientes consiguiente.

3. EL MODELADO DE LAS VERTIENTES DE LOS PÁRAMOS

Desde el punto de vista geomorfológico, se trata de un paisaje desarrollado sobre materiales cenozoicos horizontales, donde los páramos forman superficies elevadas disectadas por la red fluvial. Este relieve, tabular o amesetado, debe su morfología al contraste litológico entre las capas subhorizontales duras y blandas que lo

componen. Así, las calizas de los páramos protegen los materiales blandos subyacentes de la erosión, y constituyen una superficie estructural ligeramente inclinada hacia el suroeste. Los páramos definen aquí las cotas más elevadas, variables entre 970 y 1.030 m, y ascendentes de SO a NE.

Otro rasgo morfológico fundamental del paisaje lo constituyen los valles y vaguadas cerradas, encajonados en la planicie dominante de los páramos. La morfología de la red de drenaje es de carácter mixto: por un lado tiende a ser dendriforme como fruto de su encajamiento en materiales blandos, más o menos homogéneos y con estratificación subhorizontal, y por otro ofrece segmentos muy rectilíneos en determinadas direcciones, indicando su adecuación a la configuración tectónica de la región.

El límite de la superficie estructural de los páramos da lugar, en el borde de los mismos, a escarpes netos, bajo los cuales arranca la cuesta que va a enlazar con el fondo de los valles. Llama la atención la ligera concavidad que muy frecuentemente se advierte en los segmentos superiores de los perfiles de las laderas de la zona, de tal manera que el contacto de la vertiente con la plataforma culminante de los páramos se efectúa a través de un escarpe muy definido.

Las cuestas, de pendientes relativamente fuertes, labradas en terrenos esencialmente margosos y tapizadas en gran parte por materiales coluviales y derrubios de gravedad, muestran una regularización generalizada que manifiesta con bastante frecuencia signos de inestabilidad fósiles, latentes y activos. La presencia de numerosos deslizamientos de ladera, algunos de ellos de grandes dimensiones y relativamente recientes, constituye la característica morfológica más destacable de la zona¹.

La evolución de las vertientes en las laderas de los páramos está gobernada por procesos de movimientos en masa influenciados por la acción combinada de múltiples factores. Unos han funcionado como condicionantes de ámbito general, como la litología, la disposición de los estratos, o la herencia paleoclimática;

¹ CUESTA ROMERO, J. y ANTÓN VICENTE, J.L., *Estudio Previo de Terrenos. Itinerario Burgos – Aguilar de Campóo. Tramo: Quintanadueñas– Aguilar de Campóo*, Serie monografías, Madrid, Dirección General de Carreteras, Ministerio de Fomento, 1998, 208 pp.

mientras que otros factores son de carácter más local, como los procesos de arroyada difusa, que pueden propiciar la reptación, y los derrubios de vertiente, así como fenómenos de soliflucción favorecidos por la presencia de arcillas en las formaciones superficiales. Por otra parte se observan procesos activos de arroyada concentrada en regueros, que producen acarcavamientos de reducidas dimensiones, además de otros mecanismos gravitatorios menores que han contribuido a evacuar los materiales movilizados en los deslizamientos antiguos. A ello hay que sumar procesos de gelifración, muy atenuados debido a la baja intensidad de los ciclos de hielo-deshielo.

3.1. Deslizamientos del entorno

El desarrollo de deslizamientos a lo largo de las cuestas que enlazan los páramos con el fondo de los valles adquiere especial significación en el área de estudio, y afecta a los materiales de la facies Cuestas en la práctica totalidad de los casos. Se trata de deslizamientos rotacionales y roto-traslacionales, relativamente profundos, que se producen a lo largo de una superficie de fractura interna con morfología aproximadamente circular y cóncava, donde el movimiento tiene una componente rotacional, definido y condicionado por una serie de grietas de tracción ubicadas en su cabecera, y siguiendo una superficie más o menos plana o suavemente ondulada en su base.

En el entorno se observan numerosos deslizamientos de diversa magnitud y en distintos grados de conservación debido al desmantelamiento erosivo; desde escarpes que perfilan la cicatriz de un antiguo deslizamiento muy desdibujado por la erosión, hasta deslizamientos más recientes en los que se reconoce perfectamente la lengua de material movilizado (fig. 2).

En un área de 56 km² se han inventariado 86 movimientos en masa (fig. 3), 15 corresponden a deslizamientos profundos, recientes, que presentan bien conservados todos sus elementos morfológicos, y conservan íntegra la lengua de material movilizado. En otros 12, más antiguos, la masa de material deslizado está parcialmente desmantelada o se trata de deslizamientos superficiales; y en los 59 restantes la erosión ha desdibujado su morfología y sólo se conserva el escarpe de cabecera.



Fig. 2. Aspecto de otros deslizamientos del entorno, donde los más recientes conservan sus formas y en los más antiguos la erosión ha desdibujado su morfología original.

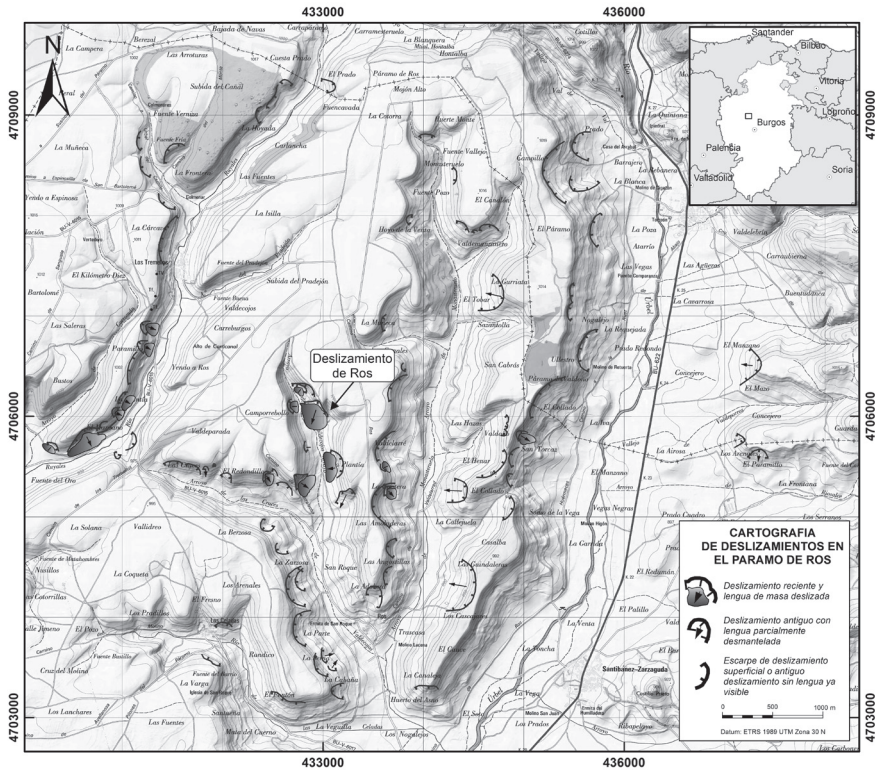


Fig. 3. Cartografía de deslizamientos en el páramo de Ros, sobre base topográfica del IGN.

La mayor frecuencia de deslizamientos corresponde a laderas con orientaciones comprendidas entre $N80^\circ$ y $N130^\circ$ –hacia el ESE–, donde se localizan el 40% de los inventariados, y los de mayores dimensiones (fig. 4); coherente con un predominio de vertientes con esta orientación en unos valles donde los cursos principales siguen un trazado NNE-SSO. El deslizamiento de Ros, sin embargo, se dispone en una ladera con orientación $N207^\circ$, que corresponde al intervalo $N180^\circ$ a $N220^\circ$, segundo en frecuencia, donde se agrupa el 20% de los deslizamientos registrados en el área de estudio. Estas serían las laderas orientadas al SSO de los cursos fluviales secundarios, tributarios de los anteriores.

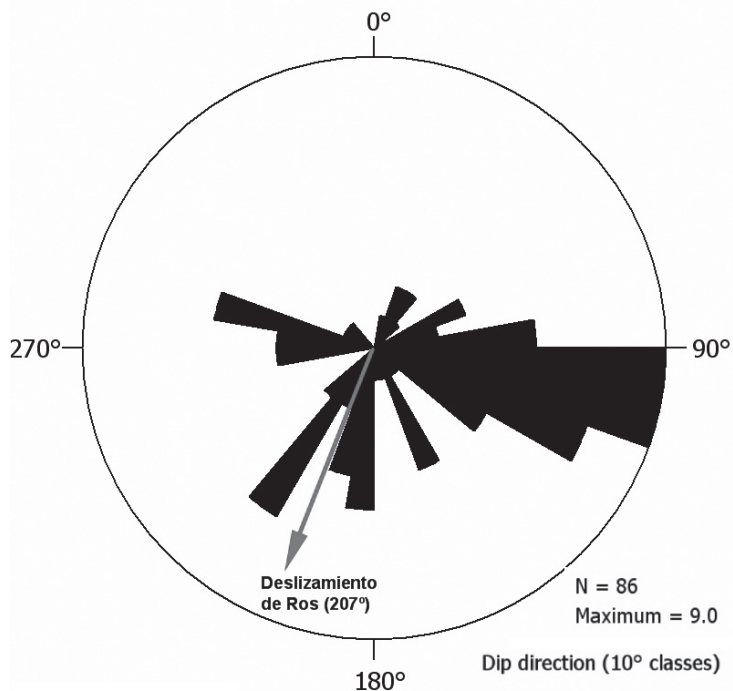


Fig. 4. Diagrama de rosa que muestra la disposición del deslizamiento de Ros en relación con la frecuencia de deslizamientos según su orientación.

4. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

En la zona de estudio, la secuencia estratigráfica está representada por un conjunto inferior esencialmente margoso, que corresponde a la facies Cuestas, de unos 17 m de espesor, y una unidad superior formada por calizas con intercalaciones de margocalizas y margas, que alcanza potencias de 23 m, perteneciente a la facies Calizas del Páramo.

El contacto de la facies Cuestas con la terrígena infrayacente no se observa en el entorno del deslizamiento de Valdecojos debido a que la profundización erosiva de la red fluvial no lo permite, por lo que desconocemos su espesor real.

4.1. Caracterización geológica de la facies Cuestas

La facies Cuestas es una de las más características de la Cuenca del Duero, por su color blanco, su carácter blando, y por encontrarse típicamente en las laderas constituyentes del relieve amesetado de la región. Está integrada por margas y arcillas margosas de tonos blanquecinos y grises, entre los que se intercalan varias capas decimétricas de margocalizas. Las margas son frecuentemente dolomíticas, masivas y compactas, de tonos blanco-verdes y grisáceos, y pueden presentar niveles milimétricos a centimétricos de yeso secundario hialino y otros niveles más oscuros ricos en materia orgánica.

Las margas y margas yesíferas, dominantes en el grupo, constituyen desde estratos masivos a capas decimétricas; mientras que las calizas y margocalizas se intercalan de manera muy irregular, con potencias que oscilan desde unos decímetros hasta algo más de un metro, y son frecuentes a muro pero, sobre todo, a techo, tratándose de micritas y biomicritas.

Los depósitos yesíferos forman bancos tabulares decimétricos, habiendo yesos químicos y yesos detríticos. Los yesos químicos se presentan en niveles de 1 a 6 cm de espesor y gran continuidad lateral, con límites generalmente netos y planos, muestran tonos verdes claros y son deleznales y masivos. Los niveles de yesos detríticos están constituidos por capas de arenas yesíferas de tonos verdes con cierta continuidad lateral, de 0,20 a 0,75 m de espesor.

Desde el punto de vista sedimentario, la facies Cuestas representa ambientes lacustres de salinidad variable, palustres, de llanura fangosa o *playa-lake*, con escasa profundidad de agua y nivel freático próximo. La existencia de fases expansivas y retractivas en los ambientes lacustres favorece la concentración de yesos diagenéticos y costras salinas, y propician el establecimiento de procesos edáficos y diagenéticos que inciden de manera especial en la mineralogía de las arcillas. La implantación de ambientes confinados y condiciones más restringidas, con encharcamiento y escaso drenaje de los perfiles, origina un incremento progresivo de los procesos de transformación y neoformación de los minerales

fibrosos de la arcilla –sepiolita y paligorskita². Se le atribuye una edad Astaraciense superior-Vallesiense inferior.

4.2. Caracterización geológica de la facies Calizas del Páramo

Las Calizas del Páramo se encuentran coronando la serie miocena y constituyen el resalte superior que configura una extensa superficie morfológica. Son los característicos páramos o parameras, superficies planas situadas a cotas próximas a los 1.000 m, que generan mesas más o menos aisladas típicas de la región.

Es un conjunto carbonatado caracterizado por la presencia de calizas y margocalizas, de aspecto masivo a noduloso, muy oquerosas y fragmentadas, distribuidas en capas de espesor decimétrico, alternando con niveles de margas y margas arcillosas que no llegan a superar los 20 cm. Presenta una estratificación en bancos tabulares con disposición subhorizontal con suaves abombamientos. Los niveles calcáreos, desde el punto de vista petrográfico, son micritas y biomicritas (*mudstones y wackestones*).

El espesor del conjunto en la región muestra oscilaciones notables porque su techo está erosionado y karstificado, estando comprendido entre los 20 y 30 m. Su color es fundamentalmente gris blanquecino, a veces crema. La edad que se les atribuye es Vallesiense.

4.3. Caracterización geotécnica de la facies Cuestas

La caracterización paramétrica se ha realizado a partir de los datos recogidos en la documentación bibliográfica consultada³ y los resultados obtenidos en otros trabajos practicados en la región sobre idénticos materiales.

Los materiales margo-arcillosos que integran la facies Cuestas presentan una baja densidad, con valores más frecuentes compren-

² C. POZO RODRÍGUEZ, M. y CARAMÉS LORITE, M., “Sobre la existencia de minerales fibrosos de la arcilla en el sector central de la Cuenca del Duero (Facies Cuestas)”, *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 7, (1983), pp. 51-58; POZO RODRÍGUEZ, M. y LEGUEI JIMÉNEZ, S., “Mineralogía de la Facies de las Cuestas en la zona de Tudela de Duero. (Valladolid, Cuenca del Duero)”, *Boletín Geológico y Minero*, vol. 101-5, (1990), pp. 792-807.

³ FERNÁNDEZ CALVO, C. y PAYÁN DE TEJADA, F.J., *Las margas de la facies Cuestas de Castilla y León y la inestabilidad de taludes*, Comité de Geotécnica Vial de la ATC, (s.f.), 25 pp.

didados entre 1,4 y 1,9 g/cm³. La plasticidad es elevada, con un valor medio del límite líquido comprendido entre 41 y 81, y un índice de plasticidad entre 10 y 46. Se clasifican como arcillas y limos inorgánicos de plasticidad media a alta, CL, ML, CH o MH según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), y A-7 según la clasificación AASHTO.

Por lo que respecta a sus características resistentes, en estado sano los valores de pico muestran valores medios de cohesión efectiva de 20 a 40 kPa, con ángulos de rozamiento de 31° a 33°; que se verán reducidos hasta el 35% con la alteración, a valores medios de cohesión y ángulo de rozamiento interno de 10 kPa y 14°-16°, muy cercanos a los valores residuales.

Desde el punto de vista de la expansividad cabe destacar que, aunque estas arcillas presentan un aspecto que hace sospechar cierto carácter expansivo debido a sus tonalidades gris-verdosas, ser pegajosas cuando están húmedas y mostrar grietas de retracción cuando se secan, en los ensayos de presión de hinchamiento en edómetro se obtienen valores comprendidos entre 55 y 304 kPa, correspondientes a suelos de expansividad media a baja. No obstante, en algunas capas que presentan una elevada plasticidad el potencial expansivo puede ser alto a muy alto en función de la existencia de arcillas expansivas (esmeclitas, sepiolitas y paligorskitas).

5. CARACTERÍSTICAS DEL DESLIZAMIENTO DE ROS. ANÁLISIS DE LOS FACTORES CONDICIONANTES Y POSIBLES MECANISMOS DESENCADENANTES DE LA INESTABILIDAD

El deslizamiento de Ros se localiza en el extremo SO de la hoja nº 167 (Montorio) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, a 2,2 Km al NNO de la pequeña localidad de Ros y dentro del término municipal de Valle de Santibáñez (Santibáñez-Zarzaguda). Sus coordenadas UTM son X: 432.950, Y: 4.706.100.

5.1. Características del deslizamiento

Se trata de un gran deslizamiento rotacional sencillo⁴ que afecta a materiales de las facies Cuestas y Calizas del Páramo. Ocupa una superficie de aproximadamente 7 hectáreas en la ladera del páramo, y la rotura reciente ha dejado una profunda cicatriz y una gran masa movilizada de unos 800.000 m³.

El escarpe superior que delimita la cabecera del deslizamiento se sitúa en la coronación de la superficie del páramo, a 1.000 m de altura, y el pie coincide con el cauce del arroyo Valdecojos, a 930 m. La presencia de un escarpe neto y verticalizado, de unos 30 m altura, indica que el deslizamiento se produjo a favor de una grieta de tracción en la Caliza del Páramo y tramo superior, esencialmente margo-calcáreo, de la facies Cuestas; mientras en el tramo inferior de la ladera, donde la facies Cuestas es de naturaleza margo-arcillosa, el deslizamiento progresó mediante una superficie de rotura circular.

La masa movilizada no se muestra muy desorganizada y en ella se reconoce fácilmente la estructura original. En su deslizamiento describe un claro giro dextrógiro y levanta en su frente, por empuje, una banda de material removido del fondo del valle sobre el que se emplaza, de unos 30 m de anchura. El deslizamiento cegó parcialmente el valle y desvió el curso del arroyo Valdecojos, llegándolo a represar durante un tiempo en este punto, hasta abrirse paso disecando el borde de la lengua. Aun hoy día se observa aquí una zona encharcada de difícil drenaje.

5.2. Desarrollo temporal

En la primera imagen de la zona que disponemos, la fotografía aérea del vuelo americano del año 1956, se observa en este punto un escarpe de 230 m de corrida, delimitando una masa de terreno movilizado de unos 190.000 m³, que constituiría un deslizamiento previo del sector suroriental, equivalente a una cuarta parte del volumen total de la masa que posteriormente se vio movilizada (fig. 5);

⁴ VARNES, D.J., "Slope movements: types and processes", en SCHUSTER, R.L. y KRIZEK, R.J. (Ed.), *Landslides: Analysis and Control*, Washington D.C., Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report, 176, (1978), pp. 11-33.

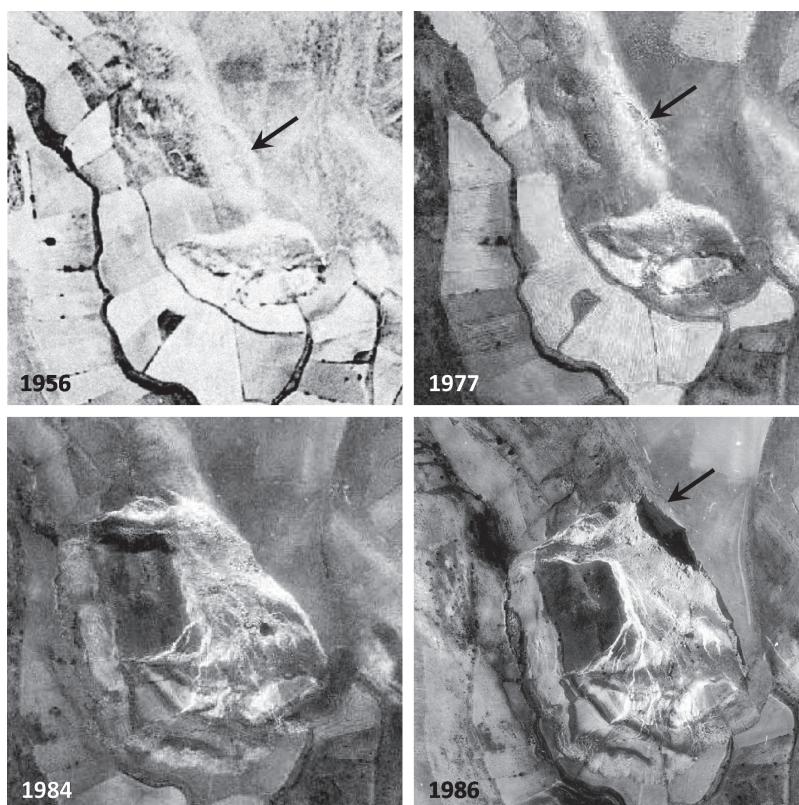


Fig. 5. Serie sucesiva de fotografías aéreas del deslizamiento de Ros, tomadas en los años 1956 (vuelo americano), 1977, 1984 y 1986. En la primera de ellas, de 1956, ya se observa la existencia de un deslizamiento inicial de la parte más meridional de la ladera, precursor del gran deslizamiento generalizado que sobrevendría años más tarde, y del que parece dibujarse una incipiente grieta de tracción, señalada por la flecha, que delimitaría su posterior cabecera. En la imagen de 1977 se aprecia mayor nitidez en esta grieta de tracción que más adelante definirá el escarpe del gran deslizamiento, que ya se había producido cuando se tomó la fotografía de 1984, y donde se muestra una extensión de área afectada similar a la que podemos contemplar en la actualidad. La imagen siguiente, de 1986, permite estimar el retroceso del escarpe en su sector más septentrional, por individualización y desprendimiento de masas rocosas inestables, que siguen evolucionando hoy día. Si se mira con detenimiento la última fotografía, en la cabecera del escarpe, que aparece sombreado, se ve una nueva grieta de tracción señalada con una flecha que, a la postre, sería la desencadenante del desprendimiento rocoso más reciente, posiblemente del año 2002.

y parece esbozarse, a continuación del escarpe y en dirección NO, la cicatriz precursora de la posterior rotura, que ya se dibuja nítidamente en la siguiente fotografía aérea tomada en 1977. Pero el deslizamiento generalizado se produjo, según recuerdan vagamente los habitantes de las localidades cercanas, hacia finales de los años setenta del pasado siglo XX. En las fotografías aéreas del siguiente vuelo disponible, realizado en 1984, se puede ver ya el deslizamiento prácticamente con la extensión que muestra en la actualidad.

Por lo tanto, se trata de un proceso dilatado en el tiempo, desarrollado durante más de 22 años desde que se iniciaron las primeras inestabilidades hasta que sobrevino el gran deslizamiento. En el pueblo los vecinos aun recuerdan la zona antes de que se produjera el mayor derrumbamiento, y relatan como aparecieron las primeras grietas, casi imperceptibles al principio, luego se fueron abriendo progresivamente con el paso del tiempo, hasta el punto de que se introducían en ellas para jugar, y finalmente sobrevino el gran deslizamiento.

5.3. Factores que han condicionado la estabilidad de la ladera

El origen de los movimientos en masa está condicionado por el comportamiento de los materiales del sustrato y por las modificaciones geométricas de las laderas, derivadas de la herencia de procesos fluviales durante el cuaternario.

5.3.1. Pendiente

El principal factor del relieve que favorece la inestabilidad en la zona es la acusada pendiente de las laderas de los páramos. El incremento de la altura y la inclinación de las vertientes ocasionan el aumento del esfuerzo de cizalla en las superficies de potencial inestabilidad. Como elementos clave del relieve en la zona del deslizamiento de Valdecojos cabe señalar el desnivel de 70 m existente entre la superficie del páramo y el fondo de valle, y una ladera de pronunciada pendiente que alcanza los 27°-31° en el entorno del deslizamiento.

5.3.2. Litología y estructura

Respecto al componente litológico, ya se ha señalado la baja resistencia al corte de los materiales margo-arcillosos de la facies

Cuestas, próxima al umbral crítico de equilibrio, lo que hace de éste el principal factor condicionante. A ello hay que sumar otros factores relacionados con la estructura geológica y disposición estratigráfica de estos materiales miocenos: a) predominio de materiales impermeables, margosos o arcillosos, con intercalaciones de niveles calizos o detríticos más o menos permeables; b) elevada permeabilidad por fisuración y karstificación de los niveles calizos más potentes, en los horizontes más altos de la serie, que constituyen las plataformas de los páramos; c) la propia estructura horizontal, que facilita el paso del agua meteórica a través de las fracturas y diaclasas o siguiendo niveles permeables conectados a distinta altura como consecuencia de cambios laterales de facies. Este proceso hidrata los niveles arcillosos higroscópicos intercalados en la serie y el agua surge a media ladera en numerosos puntos del terreno, lo cual permite la existencia de óptimas condiciones para la inestabilidad. Y d) la existencia de superficies de debilidad preexistentes a través de las cuales rompe el material: planos de falla, red de diaclasado, fisuras, planos de cizalla, discontinuidades estratigráficas y otras microdiscontinuidades.

5.4. Posibles mecanismos desencadenantes del deslizamiento

En el entorno del deslizamiento de Ros es notable la existencia de numerosos deslizamientos en distintos estadios de evolución, desde cicatrices en los escarpes rocosos sin vestigio de la masa deslizada, hasta el deslizamiento más reciente que nos ocupa. Escenario que interpretamos, no tanto como eventos catastróficos puntuales, sino que responde a un modelo evolutivo propio de la dinámica de laderas de los páramos en este sector de la Cuenca del Duero, de carácter cíclico y amplia escala temporal.

Hemos considerado la pendiente, junto a la naturaleza litológica, la disposición estratigráfica y estructura como los factores condicionantes principales; sin embargo, el factor desencadenante de la inestabilidad no se considera único ni evidente, y más bien parece ser el resultado de una concatenación de factores, alguno de ellos aun no bien identificado, que clarifiquen, no solamente el deslizamiento descrito, sino la concentración de movimientos en masa en este área y su distribución a lo largo de los distintos tramos de las vertientes.

Entre los factores desencadenantes, descartamos *a priori* la acción fluvial, teniendo en cuenta que en la mayor parte de los casos los cursos son arroyos no funcionales durante buena parte del año, incapaces, en las condiciones actuales, de socavar las laderas. Proceso que sin embargo es el detonante en otros grandes deslizamientos de la Cuenca del Duero⁵. Asimismo consideramos poco probable la incidencia de la sismicidad, pues la zona pertenece a una región de sismicidad baja y en el registro histórico de movimientos sísmicos⁶ no se reflejan eventos de esta naturaleza. Tampoco se han podido documentar modificaciones antrópicas (cambio de uso del suelo, desmontes o talas forestales que impliquen un aumento de la infiltración o sobrecargas en la cabecera de las vertientes) como causa decisiva de la rotura de la ladera.

Quizás haya que buscar la respuesta en una característica de este sector de la Cuenca del Duero que lo hace diferente de otras zonas, y es que aquí, la facies de Calizas del Páramo se encuentra más completa y mejor conservada, alcanzando potencias de hasta 23 m, los máximos de la región. El hecho de que las laderas estén culminadas por una sucesión de bancos calcáreos de este espesor, limitados por escarpes verticalizados, puede condicionar la estabilidad de estos farallones y las dimensiones de los deslizamientos que se originan.

5.4.1. Diaclasado y permeabilidad

Como factores favorables señalamos la importancia del agua y el comportamiento hidrogeológico de los materiales. Su papel desestabilizador es consecuencia de la disminución de la resistencia al corte, el aumento de peso y la creación de presiones intersticiales, que hacen disminuir el rozamiento interno y la cohesión en los materiales de las laderas.

En las capas calcáreas de los tramos superiores de la ladera existe una red de diaclasado con disposición ortogonal que presenta

⁵ YENES, M., MONTERRUBIO, S., FERNÁNDEZ, B., BLANCO, J.A. y SANTOS, G., "Inventario de deslizamientos del centro de la Cuenca del Duero", en *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, vol. II, Madrid, 2001, pp. 511-523.

⁶ Catálogo sísmico del Servicio de Información Sísmica del Instituto Geográfico Nacional.

fracturas verticales con espaciamentos decimétricos a métricos, cuya apertura aumenta hacia la superficie debido a la relajación de esfuerzos. Asociada a la descompresión, la meteorización química y el efecto acumulado de los ciclos de hielo-deshielo, se produce el debilitamiento de la roca y el desarrollo, apertura y propagación de fisuras que hacen aumentar la porosidad efectiva del terreno y disminuir la presión de sobreconsolidación. A pesar de ser materiales casi impermeables, a través de las fisuras y diaclasas de la red kárstica, o siguiendo niveles más permeables conectados a distinta altura, se favorece la percolación del agua meteórica a las profundidades del terreno, donde actúa hidratando los niveles margo-arcillosos impermeables subyacentes hasta su saturación. La infiltración del agua de lluvia en la ladera aumenta las presiones hidrostáticas en los poros y en las fisuras del terreno, saturando las arcillas y reduciendo su resistencia al corte; mecanismos estos precursores de la desestabilización de la ladera, iniciada en su tramo superior donde predominan los materiales rocosos duros.

La relación entre el caudal de agua infiltrada y la que fluye de la ladera regula los cambios en la presión del agua subterránea. Cuando la presión intersticial aumenta hasta un nivel crítico se produce la rotura. El ritmo de infiltración lo regula la pendiente topográfica, el recubrimiento vegetal, la permeabilidad del terreno y el grado de saturación.

Por otro lado, al estar constituida la ladera en su mayor parte por materiales de baja permeabilidad, la pre-saturación es condición necesaria para la ocurrencia de la inestabilidad. La lluvia antecedente reduce la succión en el suelo y favorece el incremento de las presiones intersticiales de lluvias posteriores, disminuyendo la resistencia. En presencia de lluvia antecedente, la rotura de la ladera ocurrirá con intensidades de precipitación menores que las requeridas en otro tipo de terrenos más permeables.

5.4.2. *Precipitaciones*

Si bien es cierto que las características climáticas han podido favorecer estos procesos, al desconocerse la fecha exacta del deslizamiento no se ha podido constatar una relación directa de los factores meteorológicos como desencadenantes de la inestabilidad, y tampoco los vecinos que recuerdan cuando se produjo el desliza-

miento lo asocian con periodos de lluvias intensas o prolongadas, ni lo relacionan con la fusión de nieves, aunque estos detalles pueden haberse olvidado o no haber quedado registrados en la memoria. No obstante, su rotura, acontecida entre los años 1977 y 1984, coincide con un periodo de mayores precipitaciones en los años 1977 a 1979 (fig. 6). El año 1979 registra la mayor precipitación del período 1961-1985, con 746,2 mm; siendo enero el mes más lluvioso con una precipitación total de 107,4 mm, precedido además por un mes de diciembre en el que se recogieron 103,8 mm de lluvia, la máxima registrada en 1978, y seguido por los 106,3 mm de febrero y los 90,2 mm de marzo (fig. 7). Recordemos que la precipitación media anual en el registro histórico (1944-2010) de la estación meteorológica de referencia: Burgos-Villafría, para el periodo comprendido entre 1944 y 2010, ha sido 566,4 mm, y en los cuatro meses comprendidos entre diciembre de 1978 y marzo de 1979 se recogieron 407,7 mm, el 72% de la media anual del registro histórico.

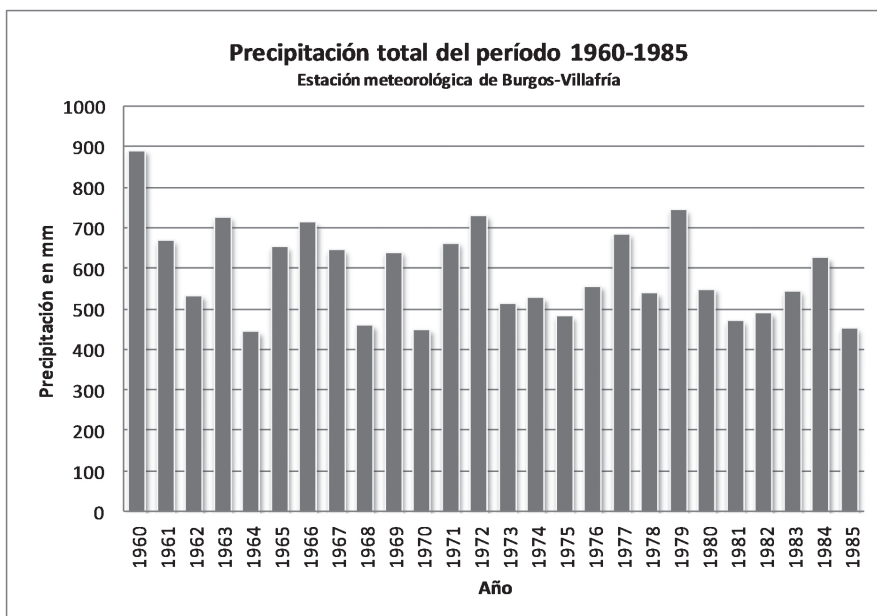


Fig. 6. Representación gráfica en la que se muestra la precipitación total anual en el período de tiempo comprendido entre los años 1960 y 1985, en la que destaca el año 1979 como el más lluvioso desde 1961.

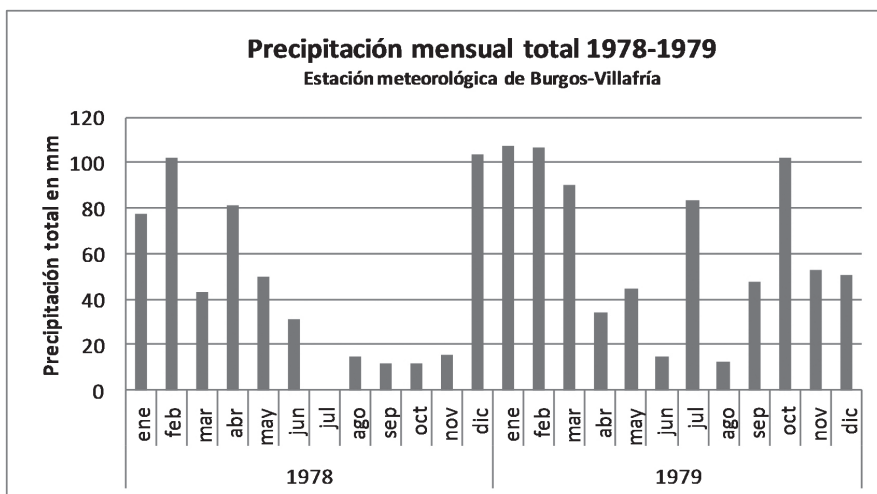


Fig. 7. En la gráfica se muestra la precipitación total por meses para los años 1978 y 1979. Destaca la acumulación de precipitaciones entre diciembre de 1978 y marzo de 1979, que contabilizan un total de 407,7 mm de lluvia, el 72% de la media anual del registro histórico de la estación meteorológica de referencia.

Otra circunstancia notable es que este año 1979 fue el año con más días de nieve del período 1977-1984, entre noviembre de 1978 y abril de 1979 se produjeron 37 días de nieve, y en el mes de marzo de 1972 se contabiliza el máximo número de días de nieve con 12.

Dado que, como es conocido, en la Cuenca del Duero las roturas son más frecuentes en periodo invernal y durante la primavera, no sería muy desatinado situar el deslizamiento a finales del invierno de 1979, tras las intensas precipitaciones de diciembre de 1978 a marzo de 1979, y el deshielo de las copiosas nevadas de este último mes, que favorecieran las condiciones de saturación del terreno necesarias para desencadenar este tipo de procesos.

5.4.3. Variables geomecánicas

Aunque la rotura de la ladera responde a un cambio en las condiciones de equilibrio y de la redistribución de las tensiones debido una acción externa cuyo efecto hace aumentar las tensiones desestabili-

zadoras o reducir la resistencia del terreno, también pueden ocurrir de forma espontánea, como resultado, por ejemplo, de la relajación de tensiones provocada por la pérdida de la resistencia de los materiales, debido a la alteración o meteorización física. Estos procesos influyen en el comportamiento geotécnico de los materiales descritos, muy susceptibles a transformaciones de tipo mecánico.

El efecto acumulado de la erosión, que provoca el alivio de presiones verticales y la relajación de las tensiones horizontales, junto con la degradación de las características geomecánicas de la roca, hace que muchos deslizamientos tengan lugar sin relación aparente con la precipitación.

Los mecanismos que producen la degradación en rocas de consistencia blanda y suelos son principalmente la meteorización física, asociada a ciclos de humedad-sequedad, que afecta fundamentalmente a los materiales arcillosos que conforman las laderas de los páramos. El efecto de estos procesos es la modificación de las características geomecánicas de los materiales, especialmente la reducción de sus parámetros resistentes –ángulo de fricción interna y cohesión– y un aumento de la deformabilidad.

En los análisis retrospectivos realizados de los grandes deslizamientos documentados en la Cuenca del Duero⁷, se comprueba que el límite de estabilidad de este tipo de terrenos margo-arcillosos está controlado por los parámetros en estado de máxima alteración; es decir, muy cerca de los valores residuales que se obtienen en laboratorio. Y que el desencadenamiento de los deslizamientos precisa de presiones intersticiales propias de materiales saturados.

5.5. Evolución futura

Un escarpe neto y verticalizado de unos 30 m de altura, en las laderas del páramo, es sumamente inestable, máxime cuando está constituido por el tramo superior predominantemente calcáreo de la facies Calizas del Páramo, intensamente diaclasado y muy per-

⁷ MONTERRUBIO, S., YENES, M., SÁNCHEZ, J., BLANCO, J.A., FERNÁNDEZ, B. y SANTOS, G., “Características geotécnicas de la facies Dueñas en el sector central de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la formación de los grandes deslizamientos rotacionales de la zona”, en *V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, vol. I, Madrid, 2001, pp. 149-160.

meable (fig. 8), y su pie descansa en el tramo margo-arcilloso de la facies Cuestas, impermeable y de bajas características resistentes. La tendencia es hacia la progresiva regularización de la ladera por desprendimiento y retroceso del frente, como sucedió en torno al año 2002, en que se produjo un gran desprendimiento rocoso que ya se anunciaba por las grietas observables sobre la cabecera del talud en la fotografía aérea de 1986.

En la actualidad nuevas grietas de tracción se abren en la cabecera del escarpe del deslizamiento, y una gran masa rocosa de unos 2.500 m³ se está independizando del mismo a favor de los planos de discontinuidad que delimita el diaclasado (fig. 9). Estos procesos seguirán evolucionando con la misma dinámica hasta que la ladera alcance su perfil de equilibrio.



Fig. 8. Vista frontal del escarpe del deslizamiento de Ros, de 30 m de altura, y derrubios del desprendimiento rocoso reciente, originado en los primeros años del 2000, por inestabilización y retroceso del talud.



Fig. 9. Nuevas grietas de tracción se abren en la cabecera del escarpe y grandes masas rocosas se están independizando del mismo, anunciando su más que inmediata inestabilización.

6. CONCLUSIONES

“La montaña caída de Valdecojos” es un gran deslizamiento reciente situado en la ladera del páramo de Ros, localidad perteneciente al municipio de Valle de Santibáñez, en la provincia de Burgos, donde la presencia de numerosos deslizamientos de ladera, algunos de ellos de grandes dimensiones y relativamente recientes, constituye la característica morfológica más destacable de la zona.

El deslizamiento de Ros es un gran deslizamiento rotacional sencillo que afecta a materiales de las facies Cuestas y Calizas del Páramo del relleno Neógeno de la Cuenca del Duero. Ocupa una superficie de aproximadamente 7 hectáreas en la ladera del páramo, y la rotura reciente ha dejado una profunda cicatriz, con un escarpe de hasta 30 m de altura y una gran masa movilizada de

unos 800.000 m³. Se trata de un proceso dilatado en el tiempo, desarrollado durante más de 22 años desde que se iniciaron las primeras inestabilidades hasta que sobrevino el gran deslizamiento.

El principal factor del relieve que ha favorecido la inestabilidad es la acusada pendiente de la ladera del páramo en esta zona, que alcanza los 27° a 31° en el entorno del deslizamiento, con un desnivel de 70 m. Respecto al componente litológico, el principal factor condicionante es la baja resistencia al corte de los materiales margo-arcillosos de la facies Cuestas, próxima al umbral crítico de equilibrio. A ello hay que añadir otros factores relacionados con la estructura geológica, como son la disposición estratigráfica de los materiales miocenos, que sitúa a los niveles calizos de los páramos en los horizontes más altos de la serie, y la presencia de superficies de debilidad preexistentes, que facilitan el paso del agua meteórica en profundidad a través de las fracturas y diaclasas o siguiendo niveles permeables conectados a distinta altura debido a cambios laterales de facies, lo que hidrata los niveles arcillosos higroscópicos intercalados en la serie margo-arcillosa subyacente, creando óptimas condiciones para la inestabilidad.

Es sabido que los factores meteorológicos favorecen estos procesos y el desencadenamiento de movimientos en masa suele estar asociado a periodos de intensas precipitaciones. En laderas como esta, constituida en su mayor parte por materiales de baja permeabilidad, la pre-saturación es una condición necesaria para la ocurrencia de la inestabilidad. La lluvia antecedente reduce la succión en el suelo y favorece el incremento de las presiones intersticiales de lluvias posteriores, disminuyendo la resistencia del terreno. En presencia de lluvia antecedente la rotura de la ladera ocurrirá con intensidades de precipitación menores que las requeridas en otro tipo de materiales más permeables.

Aunque se desconoce la fecha exacta del deslizamiento, por las fotografías aéreas que disponemos sabemos que aconteció entre los años 1977 y 1984 del siglo pasado, y lo podemos suponer coincidente con un periodo de mayores precipitaciones en los años 1977 a 1979. Dado que, como es conocido, en la Cuenca del Duero las roturas son más frecuentes en periodo invernal y durante la primavera, no sería muy desatinado situar el deslizamiento a finales del invierno de 1979, tras las intensas precipitaciones de diciembre de 1978 a marzo de 1979, y el deshielo de las copiosas nevadas de este

último mes, que favorecieran las condiciones de saturación del terreno necesarias para desencadenar este tipo de procesos.

En el entorno se observan numerosos deslizamientos de ladera más o menos profundos, de diversa magnitud y en distintos grados de conservación debido al desmantelamiento erosivo. En un área de 56 km² se han inventariado 86 movimientos en masa, 15 corresponden a deslizamientos profundos, recientes, que presentan bien conservados todos sus elementos morfológicos, y conservan íntegra la lengua de material movilizado; en otros 12, más antiguos, la masa de material deslizado está parcialmente desmantelada o se trata de deslizamientos superficiales. En los 59 restantes la erosión ha desdibujado su morfología y sólo se conserva el escarpe de cabecera.

La mayor frecuencia de deslizamientos corresponde a laderas con orientaciones comprendidas entre N80° y N130°-hacia el ESE-, donde se localizan el 40% de los deslizamientos inventariados, y los de mayores dimensiones, coherente con un predominio de vertientes con esta orientación en unos valles donde los cursos principales siguen un trazado NNE-SSO. El deslizamiento de Ros, sin embargo, se dispone en una ladera con orientación N207°, que corresponde al intervalo N180° a N220°, segundo en frecuencia, donde se agrupa el 20% de los deslizamientos registrados en el área de estudio. Estas serían las laderas orientadas al SSO de los cursos fluviales secundarios, tributarios de los anteriores.

En esta zona, por tanto, el relieve junto a la naturaleza litológica, disposición estratigráfica y estructura del terreno, serán los factores principales que explicarían la rotura por deslizamiento, pero deben existir otros factores aun no bien conocidos que clarifiquen la concentración de movimientos en masa en este área y su distribución a lo largo de los distintos tramos de las vertientes. Teniendo en cuenta que los cursos fluviales corresponden, en la mayor parte de los casos, a arroyos no funcionales durante buena parte del año, incapaces en la actualidad de socavar las laderas, quizás haya que buscar la respuesta en una característica de este sector de la Cuenca del Duero que lo diferencia de otras zonas, y es que aquí, la facies de Calizas del Páramo se encuentra más completa y mejor conservada, alcanzando potencias de hasta 23 m, los máximos de la región. El hecho de que las laderas estén culminadas por una sucesión de bancos calcáreos de este espesor, limitados por escarpes

verticalizados puede condicionar la estabilidad de estos farallones y las dimensiones de los deslizamientos que se originan.

AGRADECIMIENTOS

Los deslizamientos del entorno de Ros fueron citados por primera vez en el Estudio Previo de Terrenos del Itinerario Burgos-Aguilar de Campóo, publicado en la Serie Monografías por la Dirección General de Carreteras del Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, en 1998, donde quedaron representados en una cartografía adjunta. El Estudio se realizó bajo la dirección de Jesús Martín Contreras, geólogo burgalés, de Gumiel de Hizán, entrañable persona y buen maestro, junto al que recorrimos estos páramos, y a cuya memoria queremos dedicar este trabajo.