



ANÁLISIS DE ESTABILIDAD EN TALUDES ARENOSOS: DESLIZAMIENTOS EN LOS “CABEZOS” DE HUELVA

Analysis of stability in sandy slopes: landslides in the "cabezos" of Huelva

Encarnación García Navarro¹, Manuel A. Camacho¹, Juan Antonio Morales² y Francisco M. Alonso Chaves¹

¹ *Departamento de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas s/n. 21007 Huelva. navarro@uhu.es, manuel.camacho@dgeo.uhu.es, alonso@uhu.es*

² *Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas s/n. 21007 Huelva. jmorales@uhu.es*

Abstract: In the “cabezos” (hills) of Huelva there have been important phenomena of instability which sometimes originated disastrous consequences. These represent topographic elevations developed mainly in the geological formations “Huelva Sands” and “Bonares Sands” being formed by sandy-silty material. We have studied and characterized the geotechnical properties of the levels of sands in different slopes, near Huelva’s bullring. The slopes are being affected by water superficial erosion and mass movements, which are very active in times of significant rainfall. This study is based on detailed geometric of landslides analysis and related rainfall patterns, for the time period from 1984 to 2010. In this period have been recognized the moments more actives of erosion and landslides, which coincide with increase between 44% and 85% in annual mean rainfall. On the other hand, landsliding is seen to be related to a period preparatory of 1-2 months with values of cumulative rainfall more than 300 mm and a daily intensity upper than 40 mm. Back analyses of landslides provide a peak and residual friction angles (ϕ') of $17^\circ \pm 5^\circ$ and $6^\circ \pm 3^\circ$, respectively. This work can serve as a starting point for the recommendation and design of preventive actions, or where appropriate, corrective of stability.

Key words: Rainfall analysis, slope stability, landslides, safety factor.

Resumen: En los “cabezos” de Huelva se han producido importantes fenómenos de inestabilidad de laderas que han tenido en ocasiones consecuencias catastróficas. Los “cabezos” son elevaciones topográficas, desarrolladas sobre las Formaciones sedimentarias “Arenas de Huelva” y “Arenas de Bonares”. Estos materiales areno-limosos, cuyas propiedades geotécnicas han sido caracterizadas en este trabajo, están siendo afectados por la erosión hídrica superficial y los movimientos en masa, especialmente, más activos en épocas de importantes lluvias. Se presenta un estudio de los deslizamientos que han afectado a los “cabezos” próximos a la Plaza de Toros de Huelva, desde 1984 hasta 2010. Para este periodo se han identificado los momentos de intensificación de los procesos de erosión y los deslizamientos coincidiendo con un incremento de la precipitación media anual entre un 44% y un 85%. Por otra parte, los deslizamientos han sucedido cuando la lluvia acumulada supera los 300 mm y la intensidad diaria ha sido igual o mayor a 40 mm. El análisis retrospectivo de los deslizamientos estudiados ha permitido determinar resistencias de pico con valores de $\phi'=17^\circ \pm 5^\circ$ y resistencias residuales con $\phi'=6^\circ \pm 3^\circ$. Estos datos pueden servir de punto de partida para la recomendación y diseño de medidas preventivas, y/o en su caso, correctoras de estabilidad.

Palabras clave: Análisis pluviométrico, estabilidad de laderas, deslizamientos, factor de seguridad.

García Navarro, E., Camacho, M.A., Morales, J.A. y Alonso Chaves, F.M. (2011): Análisis de estabilidad en taludes arenosos: deslizamientos en los “cabezos” de Huelva. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24 (1-2): 101-115.

Introducción

El modelado de las laderas en áreas urbanas resulta de la interacción dinámica de los procesos naturales (de tipo climático y gravitacional) y las actuaciones antrópicas. Los llamados “cabezos” de Huelva, constituyen elevaciones situadas entre 50 – 70 metros sobre el nivel del mar, siendo parte de las señas de identidad de la ciudad. En el margen oriental del río Odiel, estas laderas presentan inclinaciones superiores a los 45°, lo que ha favorecido los procesos de caída y colapso de bloques, así como deslizamientos históricos. Todos estos procesos son especialmente activos en las zonas donde la actividad continuada del hombre en los

últimos años ha supuesto una modificación de la evolución natural de la ladera (eliminación de material, cargas en la cabecera de los taludes, etc.). De hecho, los movimientos en masa constituyen en el momento actual uno de los riesgos geológicos potenciales más importantes que afectan a la ciudad de Huelva.

El objetivo de este trabajo ha sido investigar los deslizamientos que se han producido en los “cabezos” de la Plaza de Toros de Huelva, durante periodos de lluvias intensas comprendidos entre 1984 y 2010. Para ello se han caracterizado las propiedades mecánicas de los suelos y sus discontinuidades en los taludes de las calles Luis Buendía y Pérez Galdós (Figs. 1 y 2).

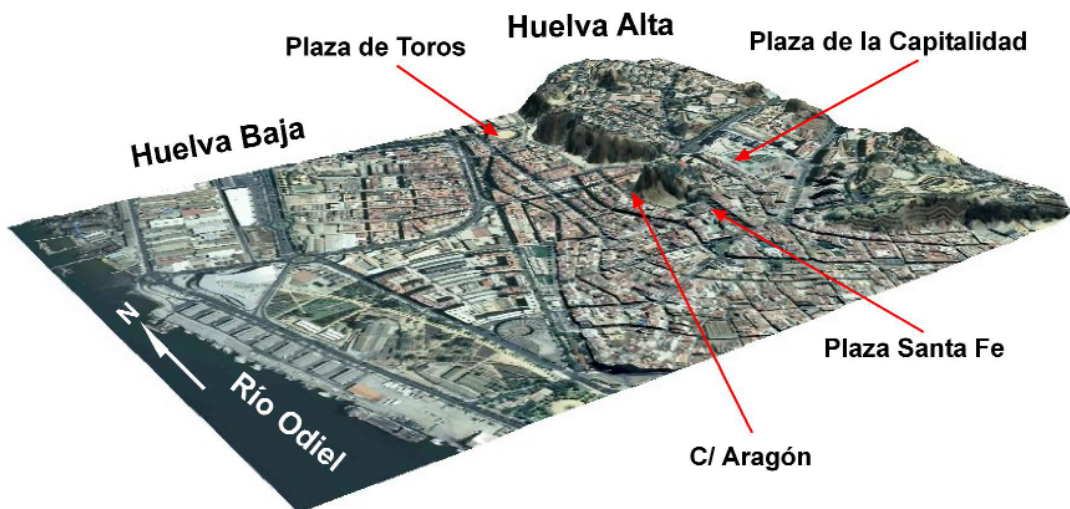
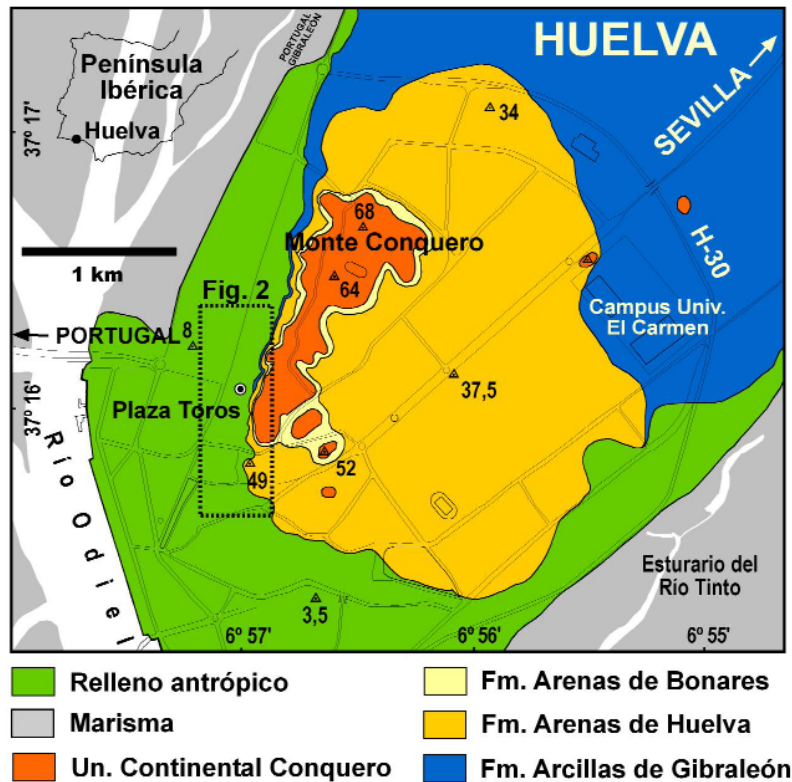


Fig. 1.- Mapa geológico e imagen panorámica del área de estudio.



Fig. 2.- A. Panorámica de los taludes y laderas estudiados. Punto 1: "Deslizamiento 1" (Figs. 5E y 7). Punto 2: "Deslizamiento 2" (Fig. 5B y C y Fig. 8). Punto 3: Barranco NE-SO. Punto 4: Zona de menor pendiente donde dominan los deslizamientos superficiales (Fig. 5A). Punto 5: Deslizamiento. Puntos 6 y 7: laderas cóncavas. Punto 8: Talud escalonado tras las lluvias del año 1996 (Fig. 5D). Punto 9: cárcava paralela al talud. B. Mapa geológico y bloque diagrama correspondiente a la panorámica de la parte superior. Los números colocados dentro de un círculo corresponden a los lugares dónde se han recogido las muestras que aparecen en la tabla III.

Paisaje, Acción Antrópica y Geología

La ciudad de Huelva es una de las ciudades de España que más ha cambiado su entorno natural en los últimos 250 años. Es este periodo de tiempo han desaparecido “cabezos” como el del Molino de Viento y el del Pino Viejo (actualmente: Plazas de Santa Fe y de la Capitalidad, respectivamente) y se ha extendido la ciudad sobre los márgenes de los ríos Tinto y Odiel. Materiales extraídos de los “cabezos” han sido vertidos sobre los fangos de las marismas, cambiando de esta manera el paisaje al amparo del desarrollo urbanístico. Valga la cita a Castro Crespo (2008) como ejemplo de lo anteriormente comentado: “los cabezos son una estructura sedimentaria de naturaleza arenosa y de color ocre anaranjado, característica que lo convierten, o al menos así era antes, en el protagonista paisajístico de la Huelva de siempre”.

El asentamiento humano sobre el actual emplazamiento urbano data, al menos, desde el cuarto milenio a.C., teniendo su mayor desarrollo en época protohistórica durante la época Tartéssica, es decir, desde los años 1000 a 570 a.C. (González de Canales, 2004; Vera *et al.*, 2009). Durante esta época las partes topográficamente más bajas de la ciudad fueron usadas como zonas habitables, para posteriormente abandonarlas y trasladarlas a zonas más altas, coincidiendo con el asentamiento Turdetano y la ocupación romana. Fue a partir del siglo XV cuando se extiende el desarrollo urbano hacia la ría, circunstancia que persiste en la actualidad.

El nuevo trazado de calles transversales y paralelas a las curvas de nivel que rodean a los “cabezos”, implica el desmantelamiento de las partes bajas de los taludes que los forman. La ocupación de esas zonas ha implicado en determinados momentos de la historia graves pérdidas económicas y ocasionalmente de vidas humanas. En este sentido cabe destacar el desprendimiento de 1000 toneladas de tierra del “cabezo” situado en la calle Aragón, que tuvo lugar el 12 de septiembre de 1956 ocasionando 13 muertos

y 10 heridos. En la Tabla I se citan distintos eventos catastróficos recopilados a partir de información reciente encontrada en periódicos, y nótese que entre otros, están los “cabezos” de la Plaza de Toros de Huelva. Cabe citar que para estabilizar algunas laderas, sobretodo a partir de 1996, se han acometido distintas actuaciones, entre otras: construcción de muros de gaviones al pie de los taludes y escalonamiento de los mismos lo que en cierta medida ha supuesto una desaceleración del proceso, si bien, es evidente que las inestabilidades persisten, ya que esos muros están deformados y en los últimos años se han producido deslizamientos, desprendimientos y caídas de bloques.

En la ciudad de Huelva afloran diferentes formaciones sedimentarias neógenas relacionadas con la evolución tectono-sedimentaria del margen septentrional de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 1). Sobre dichos materiales se han depositado recientemente los sedimentos holocenos del relleno estuarino de la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel (Borrego, 1992). En la Tabla II se detallan los nombres y las principales características de las formaciones geológicas, que de muro a techo son: Formación Arcillas de Gibraleón, Formación Arenas de Huelva, Formación Arenas de Bonares y Unidad Continental Conquero. El registro sedimentario de estas formaciones se relaciona con un ciclo transgresivo establecido para el Tortonense y un ciclo regresivo desde el final del Mioceno a la actualidad (Borrego, 1992). En estos sedimentos se observan dos conjuntos de diaclasas con orientaciones ONO-ESE y NNE-SSO, véase para más detalles Camacho (1999).

Así pues, los “cabezos” onubenses están coronados en la parte alta por los conglomerados de la Unidad Continental Conquero, e inmediatamente por debajo de ellos, se encuentran los materiales arenosos y limo-arenosos depositados en un medio sedimentario somero. En la base de los taludes que configuran las laderas de los “cabezos” se encuentra un importante nivel de arcillas, del que solo aflora su techo.

Fecha	Sucesos / Hechos Documentales	Consecuencias más trascendentes	Fuentes
Julio 1956	Desprendimiento de un cabezo en Fuente Vieja	Algunas viviendas quedan sepultadas	ABC
12-9-1956	Desprendimiento de 1000 Toneladas de tierra del cabezo de la Calle Aragón	13 muertos y 10 heridos	ABC
4-12-1989	Deslizamientos en los cabezos de la calle Luis Buendía		Huelva Información
15-1-1996	Importante erosión en los cabezos y coladas de barro. Deslizamientos en 10 cabezos entre ellos los de las Calles Luis Buendía y Pérez Galdós	Muchos coches quedan sepultados bajo la masa de tierra deslizada. Evacuación de más de 30 familias cuyas viviendas estaban adosadas a los cabezos onubenses. Importantes daños en infraestructuras urbanas	La voz de Huelva. Huelva Información. Observación directa en el sitio
27-2-1996	Deslizamiento en el Cabezo de la Plaza de Toros en la calle Luis Buendía	Daños materiales y en infraestructura urbana	Huelva Información
14-4-1996	Comienzan las obras de escalonamiento y estabilización de los cabezos de la Plaza de Toros		Huelva Información
Enero 2010	Deslizamiento en el cabezo de la Plaza de Toros	Observación directa	Odiel Información

Tabla I. Eventos que afectaron a los taludes de los “cabezos” de Huelva.

Potencia	Denominación	Descripción litológica	Edad	Referencias
25 mt	<i>Unidad Continental Conquero</i>	Niveles de gravas con laminaciones cruzadas de alto ángulo, interdigitadas con arenas de tamaño de grano medio-muy grueso y arcillas	Pleistoceno inferior	Bosch-Montoro <i>et al.</i> , 2006
2 mt	<i>Fm. Arenas de Bonares</i>	Arenas finas granocrecientes hacia techo. En ocasiones pequeños niveles conglomeráticos y concentraciones de conchas de moluscos	Plioceno superior	Civis <i>et al.</i> , 1987 Mayoral y Pendón, 1986
30 mt	<i>Fm. Arenas de Huelva</i>	Limos con alta concentración de glauconita en su base, pasando hacia techo a limos arenosos	Plioceno inferior (Tabianiense)	Civis <i>et al.</i> , 1987
15 mts (*)	<i>Fm. Arcillas de Gibraleón</i>	Arcillas y margas masivas con concentraciones elevadas de glauconita hacia techo. El muro no aflora en la ciudad de Huelva (*)	Tortoniense superior-Plioceno inferior	Civis <i>et al.</i> , 1987 Sierra, 1984

Tabla II. Características de las unidades geológicas que forma parte de los “cabezos” de la ciudad de Huelva.

Metodología

Este trabajo se comenzó realizando un recuento histórico de los deslizamientos ocurridos y las diversas actividades antrópicas realizadas en la zona. Para ello se llevó a cabo la búsqueda de información histórica, principalmente en periódicos tanto de tirada nacional (ej. ABC) como local (ej. Huelva Información, Odiel Información), además de realizar un seguimiento mediante observación directa de dichos afloramientos desde 2007 a 2011, periodo en el que se realizaron numerosas fotos del estado y evolución de los taludes. Se ha prestado atención a los deslizamientos antiguos anteriores al año 2007 cuyas huellas han podido ser reconocidas aún en los taludes estudiados.

A lo largo de las visitas a los afloramientos se han tomado diversas muestras con el objeto de estudiar los diferentes materiales que afloran en la zona para caracterizarlos desde el punto de vista geotécnico y determinar sus posibles variaciones espaciales. Para este estudio se han realizado ensayos de laboratorio en los que se analizaron las propiedades físicas, granulométricas y de plasticidad de cada suelo, así como aspectos relacionados con la compresibilidad y esfuerzos cortantes. Para obtener los parámetros resistentes más adecuados a las condiciones de rotura se realizaron 2 ensayos de corte directo drenados y sin consolidar (Selby, 1993). Las muestras ensayadas fueron tomadas una en la parte media-alta del talud y otra en la parte inferior, próxima al contacto con la Formación “Arcillas de Gibraleón”. Para asegurar esfuerzos tangenciales efectivos en las muestras se usaron velocidades de cortes muy lentas ($\sim 5 \cdot 10^{-4}$ mm/min). Con posterioridad a cada rotura y una vez bien definido el plano de la misma, se obtuvieron los parámetros resistentes residuales para cada muestra.

Así mismo, se ha realizado un análisis de los registros de precipitaciones en la zona para identificar los periodos lluviosos más importantes y su posible relación con la ocurrencia de deslizamientos. Para conseguir este objetivo, a partir de la información pluviométrica desde 1984 hasta 2010, se calculó la Precipitación Media Anual (PMA), la Precipitación Media Anual Normalizada (PMA_{NOR}) y los picos de intensidad diaria y la lluvia acumulada antecedente. Circunstancia esta última, que pudiera ser el factor desencadenante de los deslizamientos.

Por último, se ha realizado el análisis de estabilidad de los taludes y laderas, en el que se han tenido en cuenta varios aspectos de estudio. Para la caracterización geométrica

del talud se ha hecho un estudio sistemático de las discontinuidades existentes y su relación con los planos de deslizamiento, teniendo en cuenta también otros aspectos como la topografía y pendiente de las laderas, y procesos activos que influyen en la evolución y estabilidad de las laderas.

Para realizar un análisis de estabilidad, teniendo en cuenta las propiedades geotécnicas de los materiales afectados, se ha intentado reconstruir las condiciones en las que se produjeron los deslizamientos, a partir de los métodos que calculan el factor de seguridad (F) basados en el equilibrio límite (Ayala Carcedo y Andreu Posse, 2006). Para esta modelización matemática se ha utilizado el software “Slide” v. 5.0 de la empresa Rocscience inc., basado en los métodos tradicionales de equilibrio límite en 2-D, como: Método Simplificado de Bishop, Ordinario de Fellenius, Simplificado de Janbu, Corregido de Janbu, Spencer y Morgenstern & Price.

Propiedades Geotécnicas

Para la caracterización geotécnica de las formaciones arenosas (Fms Arenas de Huelva y Bonares), se han tomado en la zona estudiada un total de 6 muestras, con el propósito de diferenciar las características específicas de estas unidades sedimentarias y las posibles variaciones en la vertical (Fig. 2 y Tabla III). Desde la parte superior del talud a la parte inferior puede observarse una variación del tamaño de grano, con un incremento progresivo de finos de techo a muro en las formaciones arenosas. El porcentaje de finos varía de un 36.3% en la parte superior aumentando hasta un 87.6% en la parte baja (Tabla III y Fig. 3A). El límite líquido (WL) oscila entre un 24.57 y 29.86%, variando el IP entre 4.44-10.01% (Tabla III y Fig. 3B). En general, se trata de arenas finas limosas o mezcla de arcillas y limos de baja plasticidad cuya clasificación según USCS, corresponde a suelos del tipo CL, CL-ML o CL-ML. El peso específico seco (γ_d) de las muestras oscila entre 14.3 kN/m³ y 16 kN/m³, el índice de poros (e_0) entre 0.77 y 0.58 y el peso específico de las partículas sólidas (G) entre 2.54 y 2.66. El valor medio del peso específico aparente (γ_{ap}) es de 18.93 kN/m³ (Tabla III).

Desde el punto de vista resistente, estas formaciones arenosas constituyen suelos sobreconsolidados con bajos índices de compresibilidad (Bochs-Montoro *et al.*, 2006) siendo poco deformables frente a la aplicación de cargas. El cálculo de la resistencia a la compresión simple aportó va-

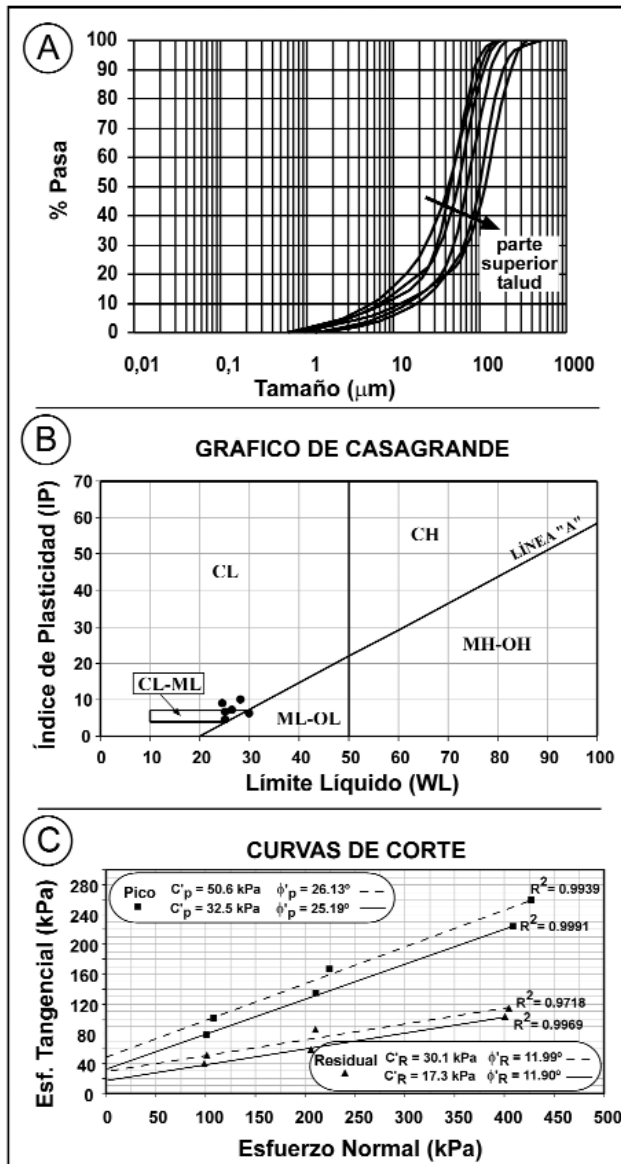


Fig. 3.- Propiedades geotécnicas de las formaciones Arenas de Huelva/Bonares. A. Granulometría de las muestras estudiadas. B. Distribución de las muestras en el Gráfico de Plasticidad de Casagrande. C. Resultados de los ensayos de Corte Directo en muestras inalteradas. La línea continua corresponde al ensayo de una muestra situada en la parte media-alta del talud y la línea discontinua a una muestra situada en la parte baja, próxima al contacto con la Formación Arcillas de Gibraleón.

lores de 257,915 kPa para estos materiales en estado seco. Este dato ha sido contrastado con los índices de campo propuestos por la clasificación del ISRM (*International Society for Rock Mechanics*), siendo suelos del tipo S_2 (suelo blando) para valores altos de humedad y suelos del tipo S_5 (suelos muy rígidos) para condiciones secas.

En los ensayos de resistencia al corte de estos materiales (Fig. 3C) se obtuvieron parámetros efectivos de resistencia que corresponden a una Cohesión (C') de 32.1 kPa y a un ángulo de rozamiento interno (ϕ') de 25.19° para la muestra situada en la parte media-alta del talud (línea continua en la Fig. 3C); y una $C'=50.6$ kPa y $\phi'=26.13^\circ$, para la situada en la parte inferior (línea discontinua en la Fig. 3C). Los residuales fueron: $C_R'=17.3$ kPa y $\phi_R'=11.99^\circ$ y $C_R'=30.1$ kPa y $\phi_R'=11.99^\circ$, respectivamente.

Procesos geomorfológicos activos

Los procesos geomorfológicos activos fundamentales que pueden reconocerse en la zona son la erosión hídrica y los movimientos en masa (Figs. 2, 4 y 5). Es frecuente también la presencia de biocostras con coloración oscura desarrolladas sobre las superficies verticales de la ladera.

La erosión producida por el agua origina pequeñas acanaladuras o surcos de acarreamiento y la eliminación de láminas superficiales del material en las zonas de pendiente vertical, que a veces afectan a las biocostras. Puede observarse también la formación de regueros al profundizar la erosión y cárcavas o barrancos (Fig. 2). El volumen de material generado por erosión hídrica llega a ser importante en épocas de lluvias (centenares de metros cúbicos) produciendo grandes cantidades de lodo y barro que históricamente lograron construir abanicos aluviales en la base de los "cabezos" y que en la actualidad suelen inundar las calles próximas. Esto es consecuencia de la facilidad con la que los materiales arenosos de los cabezos se desintegran por meteorización, perdiendo la cohesión, las altas pendientes, la inexistencia de vegetación o presencia sólo de vegetación herbácea y las altas intensidades de lluvia que llegan a alcanzarse.

La forma de las laderas influye en los movimientos del terreno. En este sentido son importantes tres factores: la curvatura en planta, la curvatura en perfil y la inclinación o pendiente de las laderas y taludes. La zona estudiada tiene una orientación aproximada $N20^\circ E$ (Fig. 2) y está atravesada por un barranco de dirección $N60^\circ E$ (Fig. 2A, nº 3). A partir de él hacia el sur la forma en planta de las laderas (Parsons, 1988) es convexa-cóncava-convexa (ver curvas

MUESTRA	IDENTIFICACIÓN Y ESTADO							
	% Finos	Límite Líquido WL	Límite Plástico WP	Índice Plásticidad IP	Clasificación U.S.C.S	Densidad Seca kN/m^3	G	ϵ_0
1	87,61	25,27	20,83	4,44	CL-ML	15,90	2,57	0,59
2	80,30	29,86	23,75	6,11	ML-OL	16,10	2,59	0,58
3	70,00	28,33	18,31	10,01	CL	16,00	2,65	0,66
4	65,50	26,48	19,30	7,18	CL-ML	15,40	2,66	0,73
5	36,30	24,57	15,54	9,03	CL	14,30	2,54	0,77
6	52,00	25,17	18,69	6,48	CL-ML	15,90	2,65	0,67

Tabla III. Propiedades geotécnicas de las Formaciones Arenas de Huelva/Bonares.

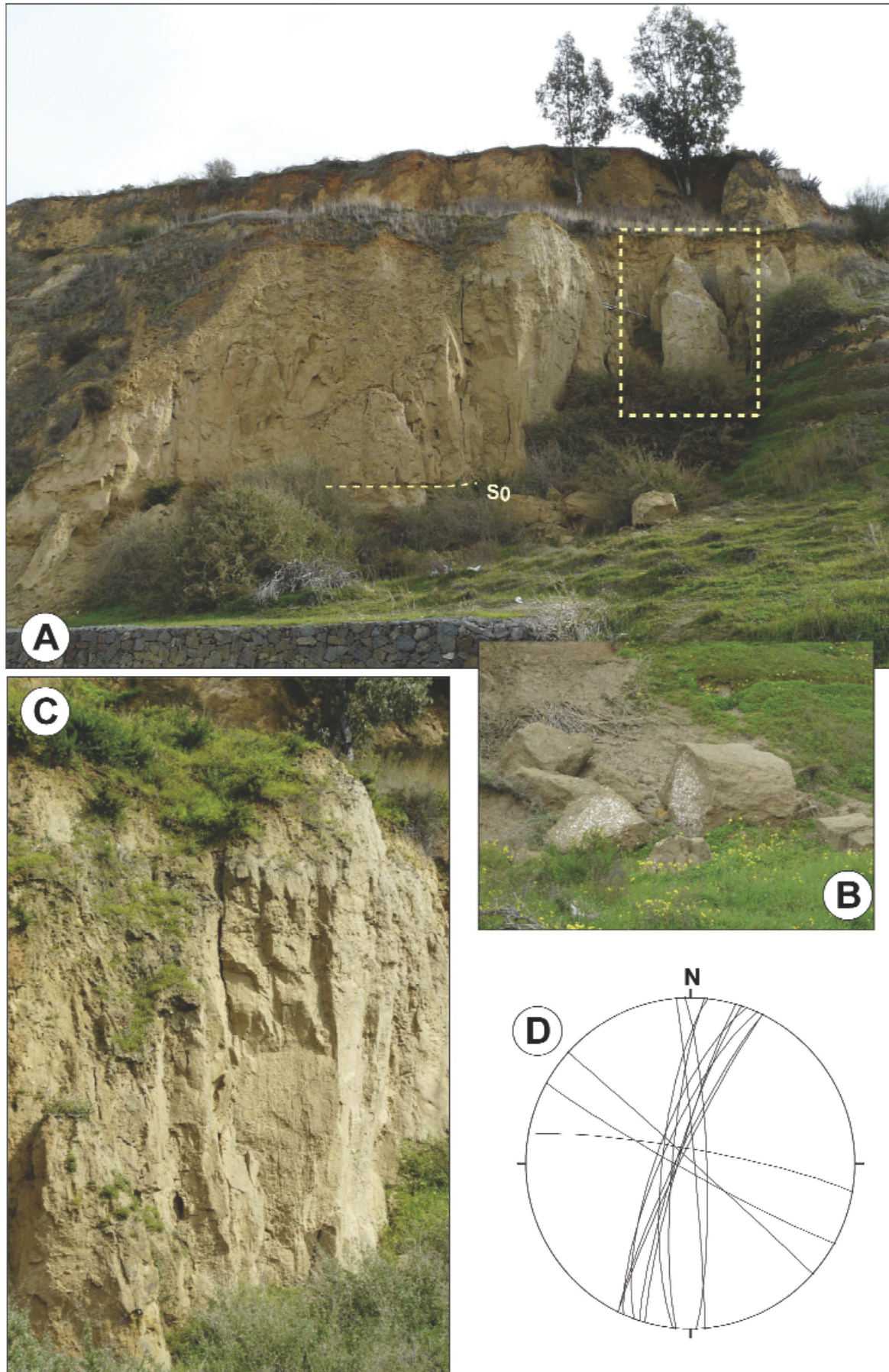


Fig. 4.- A. Vista de la ladera NE-SO (punto 7 Fig. 2). Puede observarse la estratificación (S_0) y la existencia de columnas de arenas señaladas en el cuadro discontinuo. B. Bloques caídos limitados por planos de diaclasas y la estratificación (niveles de conchas). C. Aspecto de los sistemas de diaclasas existentes en los taludes. D. Proyección equiareal (hemisferio inferior) de los sistemas de diaclasas.

de nivel de la Fig. 2B). La zona cóncava es la que registra la mayor inestabilidad por lo que se encuentra en la actualidad recorrida en gran parte por muros de gaviones. En cuanto al perfil se presentan morfologías variadas que dependen en algunos casos de la aplicación de medidas correctoras. La inclinación es elevada $>30^\circ$ (en la mayoría de los casos $>70^\circ$ e incluso subvertical) lo que favorece los procesos de inestabilidad. La inclinación de las laderas ha sido demostrado que constituye un factor determinante de riesgo si la inclinación alcanza valores entre 15° y 30° (Hernández del Pozo *et al.*, 2000).

La relajación de esfuerzos producida por la erosión favorece la apertura de las fracturas subverticales existentes en el talud. La intersección de los planos de diaclasas da lugar a verdaderas columnas con una sección horizontal de varios metros cuadrados y superior a los 7-10 metros de sección vertical (Fig. 4B, C y D). Las fracturas que delimitan estas columnas de suelo se van abriendo cada vez más de arriba hacia abajo y se van rellenando de agua en épocas de lluvias, lo que produce su caída mediante tres mecanismos (Corominas y García Yagüe, 1997): i) vuelco por desplome, ii) colapso y iii) desprendimiento. Los prismas areno-limosos quedan divididos en bloques de dimensiones decimétricas a métricas y de forma aproximadamente equidimensional al intersectar con la estratificación, observable en muchas ocasiones por los niveles de conchas que la definen (Fig. 4A y B). En otros casos se produce la desintegración y lavado de material por las fracturas quedando columnas aisladas *in situ* separadas del talud original por la pérdida de arena a lo largo de fracturas (cuadrado discontinuo de la Fig. 4A).

Los deslizamientos en la zona suelen ser de dos tipos: movimientos superficiales (Fig. 5A) y deslizamientos de mayor profundidad (Fig. 5B, C, D y E). Los primeros son de morfología curvilínea o plana y afectan a finas capas de suelo edáfico con vegetación hasta una profundidad de unos 0.5 m. Estos se producen aunque las precipitaciones caídas no sean muy abundantes. Los segundos alcanzan mayores profundidades pudiendo llegar a decenas de metros y afectan a mayor volumen de material. Son de geometría circular, y normalmente, se inician por grietas y sistemas de diaclasas subverticales. Su frecuencia es menor, produciéndose cuando se alcanzan grandes precipitaciones y afectan incluso a las laderas estabilizadas deformando y rompiendo los muros colocados en el pie del talud (Fig. 5D). Su geometría puede describirse como círculos de pie, coincidiendo con el contacto de la Formación “Arcillas de Gibraleón” que forma la base de los cabezos. En algunas ocasiones, como en las Fig. 5B y C (deslizamientos 2 y 5) puede observarse como la parte alta del muro de estabilización es la que actúa como base del talud y el plano de rotura puede considerarse también como un círculo de pie que pasa por ese punto. Los bloques deslizados sobre el muro de gaviones se disgregan con facilidad por las lluvias posteriores y los planos de rotura que han quedado expuestos se degradan rápidamente formándose surcos de erosión. El deslizamiento del punto 1 de la Fig. 2A y Fig. 5E, se inicia en una diaclasa vertical cuyo plano forma la parte alta del deslizamiento y llega a alcanzar los 20 m de altura.

Precipitaciones vs. Deslizamientos: Correlación estadística

Como es sabido, el principal factor desencadenante de los deslizamientos es la lluvia, ya que su acumulación produce un aumento en la saturación del terreno y una subida del peso del suelo, así como una disminución de la cohesión y variación de la fricción que contribuyen a la pérdida de estabilidad. En la estación seca el suelo se mantiene seco o parcialmente saturado, generándose incluso tensión o presión negativa en el agua, lo que define temporalmente una resistencia al corte relativamente alta del material y su alta resistencia a la compresión simple. Ante precipitaciones prolongadas esa succión se pierde e incluso se genera un aumento de la presión de fluidos que disminuye la resistencia del suelo en superficies que constituyen planos potenciales que pueden dar lugar a deslizamientos. En cada ladera ocurren fluctuaciones en los niveles del agua del terreno, de acuerdo con las variaciones estacionales y cambios climáticos a los que año a año está expuesta (Brand, 1985; Faisal, 2000; Deutscher *et al.*, 2000).

Se han realizado numerosos trabajos para estudiar las precipitaciones umbral para el inicio de deslizamientos (por ejemplo Guidicini e Iwasa, 1977; Govi y Sorzana, 1980; Aleotti, 2004). En el trabajo de Guzzetti *et al.* (2007), se recopilan numerosos parámetros utilizados por diferentes autores en este sentido. La variedad de parámetros propuestos es muy grande y de difícil comparación entre ellos. En muchos casos esto es debido a la dificultad en la obtención de datos junto con la necesidad de obtenerlos de forma dilatada en el tiempo. Además los parámetros umbral propuestos son aplicables sólo a determinados sitios para los que han sido definidos y no son extrapolables a otros lugares. En este sentido Ferrer y Ayala (1997) recogen numerosos datos para España.

Para la realización de este trabajo se disponía de los datos de precipitación diaria desde 1984 hasta 2010 para la estación estatal Huelva Ronda Este (AEMET – Agencia Estatal de Meteorología, dependiente del Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino), a partir de los que se ha obtenido una precipitación media anual (PMA) de 518 mm. En la Fig. 6A se han representado las precipitaciones anuales caídas en la ciudad de Huelva, considerando años hidrológicos (octubre a septiembre). La línea continua representa el valor de PMA_{NOR} respecto del cual se han detectado deslizamientos de ladera (movimientos no superficiales) en la zona estudiada, teniendo en cuenta los datos obtenidos en la prensa local y la observación directa en 1996 y desde 2007, respectivamente. Como puede verse los valores de PMA_{NOR} alcanzan cuatro máximos que abarcan los años 1989-90, 1995-96, 1996-97 y 2009-2010. En estos periodos se supera la PMA en un 44%, 85%, 68% y 54%, respectivamente. Los años correspondientes a los máximos señalados destacan no sólo por superar la precipitación media anual sino también por una lluvia acumulada bastante considerable para cada periodo de lluvias, siempre por encima de los 300 mm (Fig. 6B, C, D y E).

Si analizamos con detalle estos cuatro periodos podemos destacar el 5 de Diciembre de 1989 como uno de los

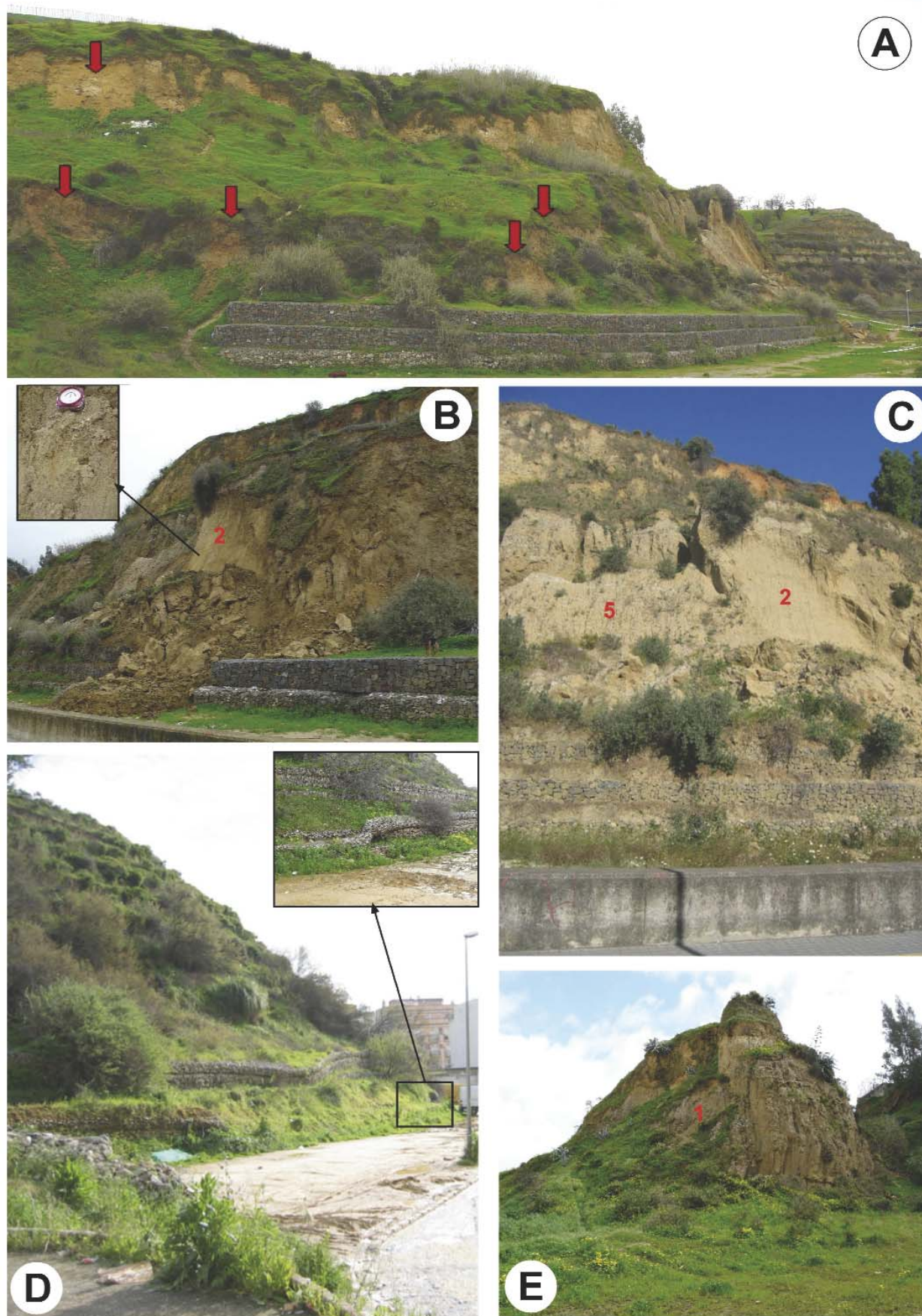


Fig. 5.- A. Deslizamientos superficiales que afectan a delgadas capas de suelo. B. Imagen del “Deslizamiento 2”. C. Deslizamientos por encima de la zona estabilizada con muros de gaviones. El número 2 corresponde al “Deslizamiento 2”. El número 5 corresponde al deslizamiento representado con el mismo nº en la Fig. 2. D. Deformación en el muro de gaviones después de la estabilización de 1996. E. Imagen del “Deslizamiento 1”.

días más lluviosos, día en el que se publica en el Huelva Información que algunos vecinos de la calle Luis Buendía (Fig. 2) fueron evacuados debido a los deslizamientos que se estaban produciendo. Si observamos los datos pluviométricos obtenemos una intensidad para esos días entre 35 y 50 mm, con una acumulada de unos 330 mm (Fig. 6B).

La etapa de mayor número y magnitud de deslizamientos tuvo lugar en enero de 1996. Según el periódico Huelva Información, en la madrugada del 14 al 15 de enero de 1996 se produjo una intensidad máxima de lluvia de 60 l/m² en una hora (entre las cuatro y cinco de la mañana), produciéndose numerosos deslizamientos en todos los cabezos de Huelva. En esta fecha se produce el deslizamiento del punto 1 de la figura 2 ("Deslizamiento 1"). Si analizamos los datos pluviométricos, durante esa madrugada cayeron más de 130 mm, llegándose a una acumulada de 488 mm. (Fig. 6C), lo que prácticamente corresponde al 94 % de la PMA en unos 30 días. Ante los deslizamientos ocurridos en estas fechas se inician trabajos de estabilización en la zona consistentes en el escalonamiento del talud e instalación de muros de gaviones. Esto explicaría que aunque el invierno del año 1996-97 es también muy lluvioso (Fig. 6D), con algunas intensidades diarias por encima de los 70 mm y una acumulada durante el periodo de lluvias por encima de los 300 mm, no se produjeran deslizamientos importantes en la zona. En la figura 6A el valor de PMA_{NOR} de 1,685 para el año 1996/1997, se ha representado como una singularidad, ya que no hubo deslizamientos por la influencia de las medidas estabilizadoras.

Por último, en el año hidrológico 2009-2010 tuvo lugar el deslizamiento del punto 2 de la figura 2 ("Deslizamiento 2"). El evento tuvo lugar el 3 de enero del 2010, tras haberse acumulado 297 mm (un 57% del PMA) y tras un pico diario de intensidad aproximado de 39 mm/día. (Fig. 6E).

Es interesante también destacar que durante todo el periodo estudiado, se han detectado algunos días como el 21 de diciembre de 2000 (Fig. 6F) con unas precipitaciones de 85 mm en 24 horas. Aunque este valor corresponde a una de las intensidades más altas del periodo 1984-2010, toda la lluvia cae en un día y los días anteriores y posteriores son prácticamente secos (excepción hecha para el intervalo entre el 18 y 26 de diciembre), por lo que no hay grandes cantidades de lluvia acumulada en el terreno y no se producen deslizamientos. Obsérvese en la figura 6F que el total de precipitaciones acumulada, entre el 8 de diciembre de 2000 y el 7 de enero de 2001, es de 200 mm (valor sensiblemente inferior al necesario para alcanzar condiciones de inestabilidad).

Por todo lo expuesto, puede decirse que en el periodo estudiado, la lluvia antecedente tiene gran importancia en el desarrollo de deslizamientos produciéndose éstos cuando aparecen dos condiciones: a) una cierta cantidad de lluvia acumulada a lo largo de un periodo de tiempo (un mes como mínimo) que en los casos estudiados es próximo o superior al 45% del PMA y b) un umbral crítico en la intensidad de las precipitaciones, que actúa como factor desencadenante, y que puede ser aproximadamente igual o mayor a unos 40 mm/día.

Análisis de estabilidad

Para realizar un análisis de estabilidad de los taludes y laderas de los cabezos de la Plaza de Toros de Huelva, se eligieron dos de los deslizamientos que han afectado a estos taludes durante el periodo estudiado. Uno de ellos es el de mayores dimensiones o "Deslizamiento 1" (punto 1 de la figura 2), que tiene lugar en enero de 1996. El otro es el llamado "Deslizamiento 2" (punto 2 de la figura 2) ocurrido el 3 de enero de 2010.

Para dicho análisis (comentado en el apartado de metodología) el suelo se consideró bastante uniforme en cuanto a su comportamiento mecánico. Los parámetros de C' , ϕ' (pico y residual) y peso específico aparente utilizados, corresponden a los expuestos en el apartado de propiedades geotécnicas de las formaciones Arenas de Huelva y Bonares. Como se ha descrito con anterioridad, estas formaciones presentan una variación granulométrica de techo a muro (Fig. 3A). Ésta consiste, fundamentalmente, en la variación de la proporción de arenas finas y limos, presentando porcentajes de arcillas menores del 8 %. Sin embargo, desde el punto de vista de las propiedades cortantes del suelo, puede considerarse que éstas son muy parecidas en toda la formación (Fig. 3C), detectándose valores de ϕ_R' muy bajos debidos a la gran proporción de limos en estos materiales y al alto porcentaje de finos. Por otro lado conviene señalar que las superficies de estratificación están subhorizontales y se hallan atravesadas por los planos de rotura, no actuando como planos de anisotropía mecánica.

Teniendo en cuenta estas condiciones mecánicas, se ha llevado a cabo una modelización de los dos deslizamientos conociendo, de ellos, los planos de rotura y las posibles posiciones del nivel freático en el momento de producirse, ya que el factor desencadenante de los mismos puede considerarse la existencia de precipitaciones persistentes.

El "Deslizamiento 1" (Fig. 7), podemos considerarlo en este estudio como un deslizamiento histórico en el que no se conoce la posición del nivel freático en el momento en el que se produce la rotura, aunque sí la superficie de la misma. Por ello se ha intentado buscar la posición del mismo que condujo a la inestabilidad. Así se ha procedido a calcular los factores de seguridad basándose en tres premisas de cálculo (Fig. 7): a) nivel freático en el pie del talud; b) talud completamente saturado; y c) nivel freático en posición intermedia, situación próxima a la encontrada después de un periodo de lluvias más o menos largo en condiciones actuales. Al realizar el cálculo del F por los diversos métodos (apartado de metodología) se obtuvieron resultados coherentes utilizando los parámetros correspondientes a la resistencia de pico de los materiales en condiciones drenadas (Fig. 3C). Esto puede explicarse porque es el deslizamiento de mayores dimensiones en la zona y el material al que afecta está más profundo y menos alterado. Con el talud seco se obtenían valores de F entre 1,210 a 1,362. Al realizar los mismos cálculos situando el nivel freático a una altura de 2 m a partir del pie del talud y que podría coincidir con la situación en la que probablemente se produjo el deslizamiento, se obtenían F próximos a 1 (exactamente entre 0,890 y 1,051). Para el talud totalmente sa-

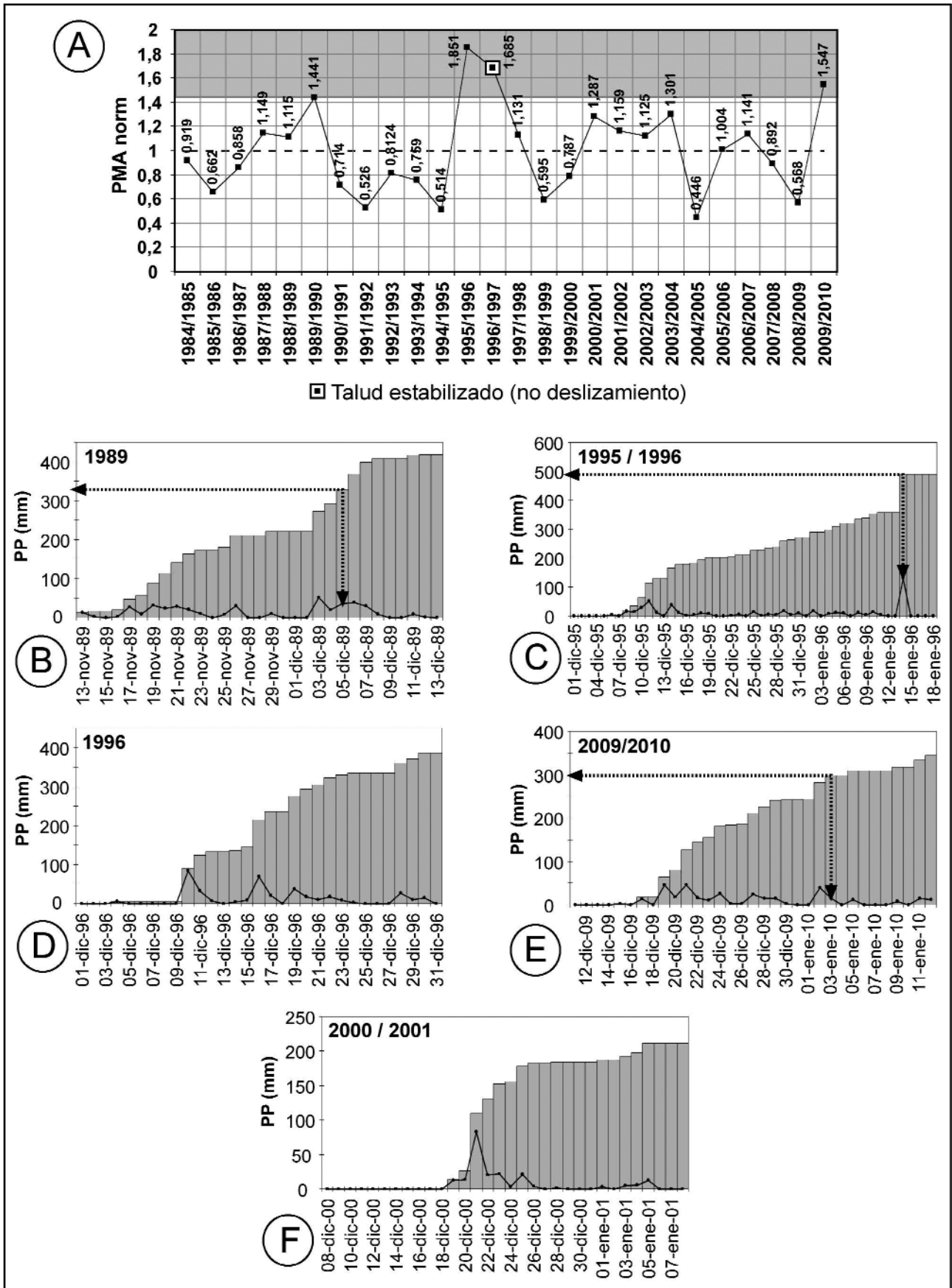
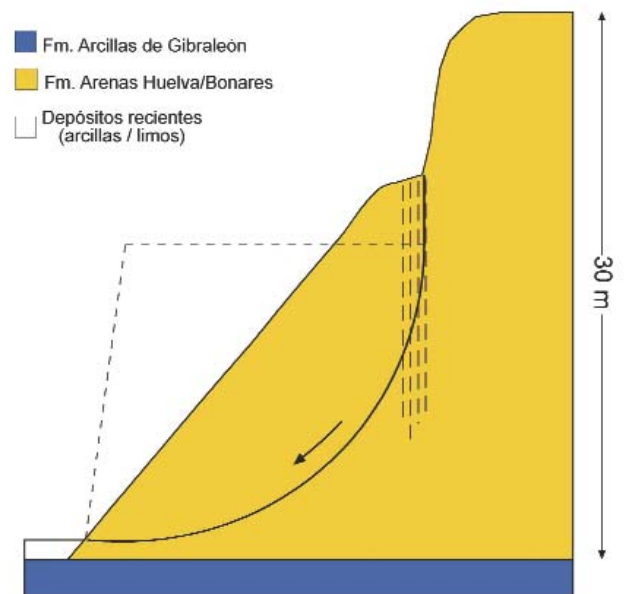


Fig. 6.- Datos pluviométricos del periodo comprendido entre 1984 y 2010. A. PMA normalizado vs años hidrológicos. La zona gris representa los valores del PMA normalizado a partir de los cuales se han podido identificar deslizamientos. B, C, D y E. Precipitación mensual en los años hidrológicos con mayor precipitación acumulada y deslizamientos. F. Año 2000-2001 con gran intensidad de lluvia y sin deslizamientos. Más información en el texto. Datos obtenidos de AEMET – Agencia Estatal de Meteorología (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino).

turado, el talud es completamente inestable, obteniéndose valores de F entre 0,6 y 0,875 (Fig. 7).

En el "Deslizamiento 2" (Fig. 8), se conocen mejor las condiciones en las que tuvo lugar, y puede observarse una imagen anterior y otra posterior al deslizamiento. En el seguimiento realizado en el tiempo a este deslizamiento, se observó como el plano de rotura estaba ya formado días antes al deslizamiento y la fractura se inició en un grieta subvertical. Además se conoce la posición del nivel freático en el momento del deslizamiento que coincidía con la base del mismo. Con estas condiciones se modelizó por los diferentes métodos de análisis para obtener un F próximo a 1, observándose que los resultados son coherentes para los obtenidos utilizando los valores de corte residual, ya que los valores de pico siempre aportaban al modelo condiciones de estabilidad (variando F entre 0,992 y 1,111). Esto es coherente con la observación de que el plano de deslizamiento estaba ya generado como tal anteriormente al deslizamiento, por lo que el ϕ' residual parece ser el parámetro que se adapta a las condiciones de corte. Además el material del bloque de techo de la superficie de rotura estaba muy agrietado y afectado por la erosión superficial antes del deslizamiento, por lo que la penetración del agua en él era fácil (véase en la Fig. 8 la foto del 20/12/09). De forma similar, Alonso (2005) encuentra que los deslizamientos que atraviesan a superficies de estratificación (como es este caso) y están asociados a actividades geomorfológicas naturales, corresponden a resistencias residuales. Al realizar el cálculo de F por los métodos de Spencer y Morgenstern-Price se observa que el equilibrio entre momentos y fuerzas entre rebanadas no convergen a una solución para describir la superficie de deslizamiento planteada y observada en el campo y las superficies de rotura calculadas correspondían a círculos de talud de menores dimensiones y en ningún caso coincidían con la real observada, de ahí que no se haya podido determinar el valor de F en la figura 8.

Estos resultados se han completado con un análisis retrospectivo o de sensibilidad para estimar la resistencia del suelo *in situ* en el momento del deslizamiento, representado por la cohesión (C') y el ángulo de rozamiento interno (ϕ') del material implicado en él, asumiendo un $F=1$. El procedimiento usado para este cálculo, es el propuesto por Wesley y Lelaratnam (2001). Para el "Deslizamiento 1" (Fig. 9A), los valores de ϕ' que se adaptan al plano de rotura observado en campo y $F=1$, aumentan según elevamos el nivel freático. Por lo que para condiciones completamente saturadas se necesitarían unas fricciones *in situ* mayores que las de pico, obtenidas en laboratorio. En el caso de considerar el talud seco, los valores de ϕ' obtenidos están por debajo del residual calculados en el laboratorio (línea discontinua de la Fig. 5A y B), por lo que el talud sería excesivamente inestable incluso en periodos sin lluvia. Si consideramos un nivel freático en posiciones intermedias del talud, se obtienen los valores que mejor se adaptan a la realidad observada en campo, estando estos valores por debajo de la resistencia de pico calculada (franja gris de la Fig. 5A y B). Estos datos coinciden con el análisis realizado por Alonso (2005) donde se concluye que los datos de laboratorio están sobreestimados respecto de los obtenidos



F	Bishop Simpl.	Fellenius	Janbu Simpl.	Janbu Correg.	Spencer	Morgenstern and Price
Saturado	0,875	0,770	0,800	0,840	0,890	0,870
Húmedo	1,043	0,890	0,890	0,960	1,051	1,038
Seco	1,362	1,250	1,210	1,280	1,340	1,340

Fig. 7. Análisis de estabilidad del "Deslizamiento 1" ocurrido en enero de 1996. La tabla muestra los resultados de F calculados por los diferentes métodos de equilibrio límite usados para distintas posiciones del nivel freático. Más información en el texto.

para el suelo *in situ*. Por todo ello, y teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el análisis de estabilidad por los métodos de equilibrio límite puede concluirse que los parámetros mecánicos en este deslizamiento se ajustan mejor a las condiciones de pico que a las residuales.

En el caso del "Deslizamiento 2" se ha repetido el mismo análisis, anteriormente descrito, pero para la posición del nivel freático conocido en el momento del deslizamiento, observándose como los valores de ϕ' que se obtienen por el análisis retrospectivo están igualmente sobreestimados con respecto a los valores residuales calculados en laboratorio. Así este deslizamiento puede caracterizarse mecánicamente por los parámetros de resistencia residual (Fig. 9B).

Los valores de C' y ϕ' obtenidos por el análisis retrospectivo pueden ser tenidos en cuenta para futuros análisis de estabilidad que se realicen en estos materiales, considerando que cuando el material está poco meteorizado responde a condiciones resistentes de pico ($\phi' = 17^\circ \pm 5^\circ$ según análisis de sensibilidad) y cuando el material está más alterado a condiciones residuales ($\phi' = 6^\circ \pm 3^\circ$ según análisis

de sensibilidad). Obsérvese en la figura 9C la situación de estos parámetros en el espacio de Mohr, tanto los obtenidos en laboratorio como los obtenidos por el análisis de sensibilidad. Las líneas A y B representan la media de los valores de C' y ϕ' por los diferentes métodos de equilibrio límite para los deslizamientos 1 y 2, respectivamente.

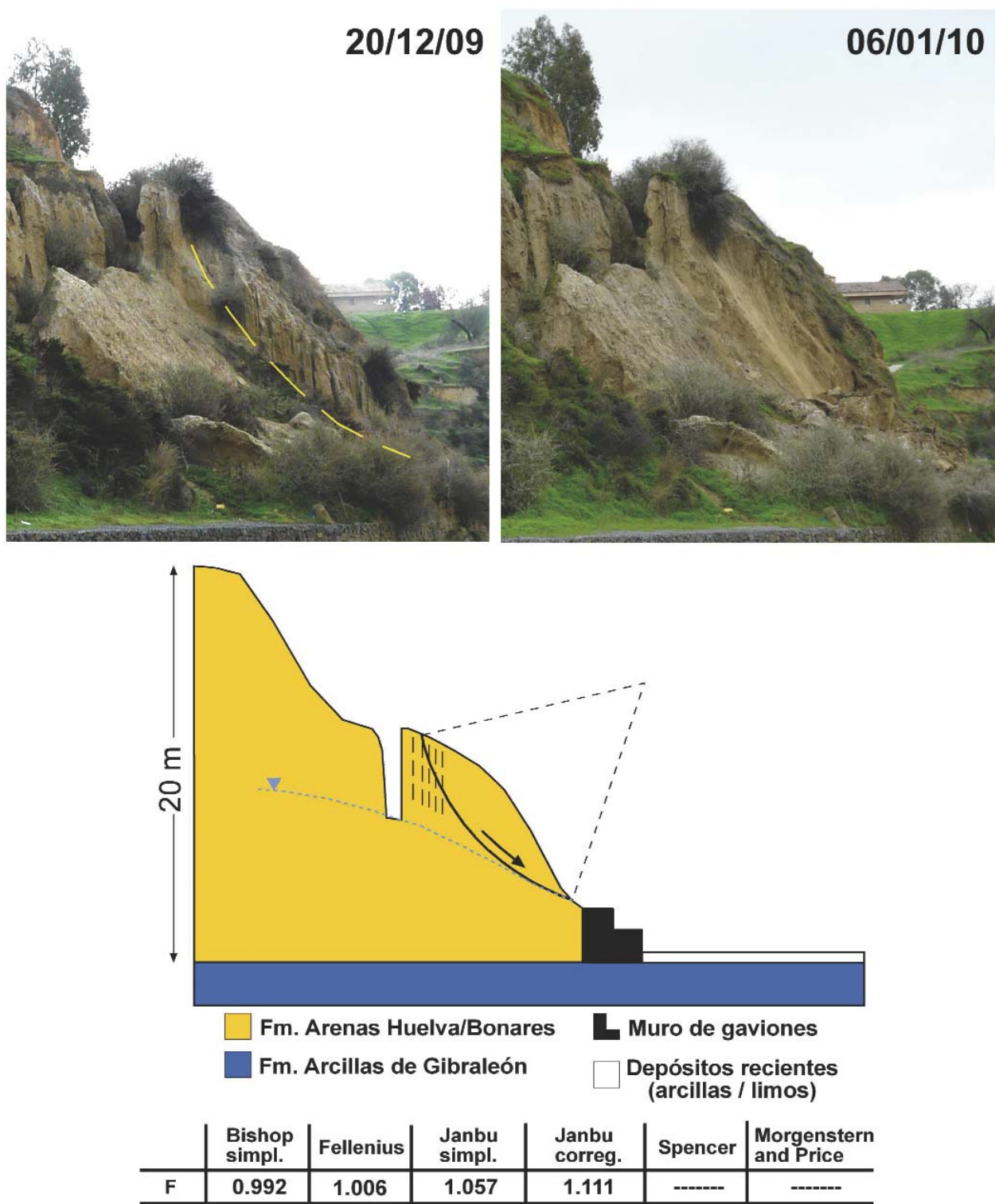


Fig. 8. Análisis de estabilidad para el “Deslizamiento 2” ocurrido el 3 de enero de 2010. Véase fotos de la situación anterior y posterior al deslizamiento. En ellas se muestra la fecha de realización de las mismas. En la foto del día 20-12-2009 se ha señalado con una línea discontinua el plano de deslizamiento que podía reconocerse entonces. La tabla muestra los resultados de F calculados por los diferentes métodos de equilibrio límite. Más información en el texto.

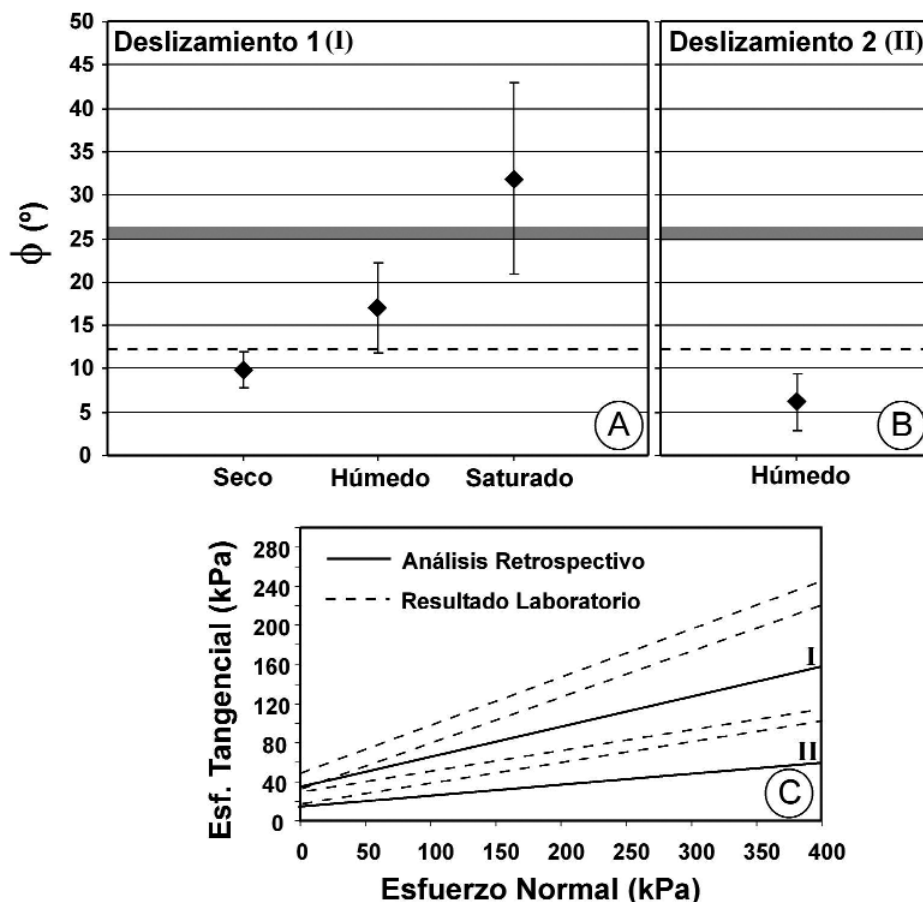


Fig. 9. Resultados del análisis de sensibilidad o retrospectivo. A. Valores de ϕ obtenidos para distintas posiciones del nivel freático en el "Deslizamiento 1". B. Valores de ϕ obtenidos para las condiciones en las que tuvo lugar el "Deslizamiento 2". C. Comparación de los resultados de C y ϕ obtenido por el análisis retrospectivo con los valores de laboratorio en el espacio de Mohr.

Conclusiones

El levantamiento del suroeste de la Península Ibérica implica el afloramiento de las formaciones sedimentarias arenosas de edad Plioceno (Fm. Arenas de Huelva y Fm. Arenas de Bonares) durante el Cuaternario y el desarrollo de laderas con fuertes inclinaciones en el margen oriental del estuario del Río Odiel. La evolución de estos taludes, que rodean a los "cabezos" de Huelva, está relacionada con la acción de los agentes atmosféricos, que inducen una degradación progresiva de los materiales, así como, por la influencia en ellos de las actuaciones antrópicas, documentadas desde la época de los Tartessos.

Los aspectos geológicos y geotécnicos más significativos en relación con la evolución y estabilidad de los taludes arenosos descritos en este artículo se enumeran a continuación:

1.- Los procesos geomorfológicos activos en las laderas de los cabezos onubenses están relacionados fundamentalmente con la erosión hídrica (surcos de erosión, erosión laminar y cárcavas o barrancos), que produce una intensa disgregación del suelo y los movimientos en masa (deslizamientos y vuelco por desplome, colapso y desprendimientos). Los movimientos en masa están muy influenciados por la existencia de sistemas de diaclasas subverticales en el talud (de dirección NNE-SSO

y ESE-ONO originadas por la actividad tectónica desde el Mioceno al Cuaternario (Camacho, 1999). Estas diaclasas se abren debido a la relajación de esfuerzos por la erosión, condicionando en muchos casos las altas pendientes de las laderas y el inicio de planos de deslizamiento.

- 2.- Las precipitaciones son el principal factor desencadenante de los deslizamientos estudiados, siendo lo más importante la lluvia antecedente a la que se añadiría una determinada intensidad de las precipitaciones de forma puntual. Puede decirse que en el periodo estudiado tiene gran importancia la lluvia antecedente y se producen deslizamientos importantes cuando aparecen dos factores: un umbral crítico de precipitaciones acumuladas a lo largo de un periodo de tiempo (un mes mínimo) superior a 300 mm y una cierta intensidad que puede ser aproximadamente igual o mayor a 40 mm/día.
- 3.- Desde el año 1984 al 2010 tienen lugar cuatro periodos en los que se producen deslizamientos importantes en los "cabezos" de Huelva y corresponden a los años hidrológicos 1989-90, 1995-96, 1996-97 y 2009-2010. En estos periodos se supera la PMA en un 44%, 85%, 68% y 54%, respectivamente. Es posible establecer un valor crítico del 44% a partir del cual se incrementaría el riesgo de deslizamiento.
- 4.- Del análisis de estabilidad de dos de los deslizamientos

existentes en la zona, se deduce que los deslizamientos poco profundos y que afectan a material más meteorizado, responden mejor a modelizaciones que consideran resistencias de corte residuales. Los más profundos corresponden a parámetros resistentes de pico. Del análisis retrospectivo o de sensibilidad de los deslizamientos estudiados se obtienen valores de $\phi' = 17^\circ \pm 5^\circ$ para resistencias de pico y de $\phi' = 6^\circ \pm 3^\circ$ para residuales. Estos valores son menores que los datos obtenidos en el laboratorio y podrían ser tenidos en cuenta para análisis posteriores de estabilidad en la zona.

Por otra parte, la actividad antrópica es un proceso activo en estas laderas y actúa como factor desestabilizador en algunas ocasiones (construcciones, excavaciones, retirada de material deslizado en el pie de los taludes, etc.) o estabilizador al aplicarse medidas correctoras, persistiendo la inestabilidad en los taludes de los “cabezos” próximos a la Plaza de Toros de Huelva.

Agradecimientos

Este artículo está dedicado a nuestro compañero y amigo José Manuel González Casado (*In Memoriam*), con él tuvimos oportunidad de compartir días de campo en muchos lugares de España, conversaciones apasionadas sobre geología y algún que otro paseo por los “cabezos” de la ciudad de Huelva.

Agradecemos las críticas constructivas realizadas por los dos revisores anónimos y así mismo al Dr. Carlos Fernández Rodríguez (Editor Asistente), responsable de la gestión editorial de este manuscrito. Los ensayos de laboratorio se han realizado en el Departamento de Geodinámica y Paleontología de la Universidad de Huelva. Este trabajo es una contribución científica cofinanciada por los Grupos de Investigación de la Junta de Andalucía RNM-316: Tectónica y Paleontología y RNM-276: Geología Costera y Recursos Hídricos.

Referencias

- Aleotti, P. (2004): A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Eng. Geol.*, 73: 247-265.
- Alonso, E. (2005): Parámetros de resistencia en cálculos de estabilidad. VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia.
- Ayala Carcedo, F.J. y Andreu Posse, F.J. (2006): Manual de Ingeniería de taludes. Instituto Geológico y Minero de España. 456 p.
- Bochs-Montoro, A., Camacho, M.A., García-Navarro, E. y Alonso-Chaves, F.M. (2006): Características geotécnicas de los suelos de la ciudad de Huelva: parámetros de identificación y ensayos de consolidación. *Geogaceta*, 39: 79-82.
- Borrego, J. (1992): Sedimentología del estuario del Río Odiel. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 350 p.
- Brand, E. (1985): Predicting the performance of residual soil slopes. Proc. 11th ICSMFE, San Francisco, Vol. 5: 2541-2578.
- Camacho, M.A. (1999): Tectónica reciente y Campos de esfuerzos en el Suroeste de la Península Ibérica. Tesis de Licenciatura, Univ. Huelva, 96 p.
- Castro Crespo, J. C. (2008): Huelva ilustrada. 300 años de paisaje urbano. Ed. Gestocomunicación. Huelva.
- Civis, J., Sierro, F., González, J., Flores, J., Andrés, I., Porta, J. y Valle M. (1987): El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva*, (J. Civis, Ed). Univ. Salamanca, 9-21.
- Corominas, J. y García-Yagüe, A. (1997): Terminología de los movimientos de ladera. En: IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables (E. Alonso, J. Corominas y J. Chacón, Eds). Granada, 3: 1051-1072
- Deutscher, M. S., Gasmó, J.M., Rahardjo, H., Leong, E.C. y Tang, S.K. (2000): Field measurements of pore-water pressure profiles in residual soil slopes of the Bukit Timah Granite Formation, Singapore. En: *Unsaturated Soils for Asia* (Rahardo, Toll & Leong, Eds), Balkema, 777-782.
- Faisal, H. A. (2000): Unsaturated tropical residual soils and rainfall induced slope failures in Malaysia. *Unsaturated Soils for Asia* (Rahardo, Toll & Leong, Eds), Balkema, 41-52.
- Ferrer, M. y Ayala, F. (1997): Relaciones entre desencadenamiento de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos de España. En: IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada, I: 185-198.
- González de Canales, F. (2004): El emporio fenicio precolonial de Huelva. Editorial Biblioteca Nueva. Huelva. 309 p.
- Govi, M. y Sorzana, P.F. (1980): Landslide susceptibility as function of critical rainfall amount in Piedmont basin (Northwestern Italy). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 14: 43-60.
- Guidicini, G. y Iwasa, O.Y. (1977): Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 16: 13-20.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. y Stark, C.P. (2007): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology Atmospheric Physics*, 98: 239-267. DOI 10.1007/s00703-007-0262-7
- Hernández del Pozo, J.C., Menéndez Ondina, A y Alejo García Mauricio, J.L. (2000): Propuesta metodológica mediante S.I.G. para la prevención de riesgos geotécnicos en infraestructuras viarias. En: Seminario-Taller internacional: Las aplicaciones de la Tecnología espacial en la Gestión de Desastres. La Serena (Chile).
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986): Icnofacies y Sedimentación en Zona Costera. Plioceno Superior (?), Litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 507-513.
- Parsons, A. J. (1988): *Hillslope form*. Routledge, London. 212 p.
- Sierro, F.J. (1984): Foraminíferos Planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del Borde Occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 391 p.
- Selby, M. J. (1993): *Hillslope materials and processes*. Oxford Univ. Press. 466 p.
- Vera, J.A., Linares, J.A., Martín D., Cámlich, M.D. y González P. (2009): Los Inicios de la Producción de Alimentos en Huelva. Pasado y Presente. En: Os Últimos Caçadores-Recolectores e As Primeiras Comunidades Produtoras Do Sul da Península Ibérica e Do Norte de Marrocos. Faro, Portugal. Universidade Do Algarve. 119-130.
- Wesley, L. D. y Lelaratnam, V. (2001): Shear strength parameters from back-analysis of single slips. *Geotechnique*, 51(4): 373-374.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 26 de Abril de 2011.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 12 DE ABRIL DE 2012.

