

**ESTUDIO GEOTÉCNICO Y CARTOGRAFÍA DE
PELIGROSIDAD Y RIESGO DE LA SIERRA
DE SAN JUST (TERUEL)**



*Ángel Luis Cortés Gracia, Adolfo Maestro González
y Santiago Martín Alfageme*

ESTUDIO GEOTÉCNICO Y CARTOGRAFÍA DE PELIGROSIDAD Y RIESGO DE LA SIERRA DE SAN JUST (TERUEL)*

Ángel Luis Cortés Gracia**, Adolfo Maestro González**
y Santiago Martín Alfageme***

RESUMEN

La observación de importantes procesos de inestabilidad de laderas en la vertiente norte de la Sierra de San Just (Teruel) ha determinado la necesidad de realizar un análisis detallado de estos fenómenos. Para ello se ha caracterizado el macizo rocoso desde el punto de vista geológico y geotécnico, prestando especial atención al establecimiento de los patrones de fracturación y auscultación de taludes. Con los datos obtenidos se ha realizado, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG), una serie de mapas temáticos a partir de los cuales se ha derivado el Mapa de Peligrosidad por Deslizamientos. En este último mapa se observa que los puntos de mayor peligrosidad se localizan: 1) en la cabecera de los barrancos del sector más oriental del área estudiada, 2) en la zona de influencia de las grietas de tracción y 3) en áreas afectadas por paleodeslizamientos. Aunque se han determinado las principales zonas inestables, todavía no se dispone de información suficiente que permita determinar la velocidad y dirección de movimiento de los procesos que tienen lugar en ellas.

Palabras clave: deslizamiento, riesgo geológico, peligrosidad geológica, fracturación, cartografías temáticas, Sistemas de Información Geográfica, Sierra de San Just (Teruel).

* Este trabajo es un resumen del proyecto titulado: *Los deslizamientos de la Sierra de San Just: seguimiento del fenómeno y cartografía de peligrosidad y riesgo*, realizado gracias a una ayuda del Instituto de Estudios Turolenses concedida en su XIV Concurso de Ayudas a la Investigación celebrado en 1995.

** Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco s/n. 50009 Zaragoza.

*** Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

Geotechnical study and cartography of dangerousness and risk of the Sierra de San Just (Teruel).

After the observation of important slope instability processes along the northern side of the Sierra de San Just (Teruel), a detailed analysis of them was carried out. The rock massif has been characterised as a result of geological and geotechnical studies, including determination of fracture patterns and checking of unstable slopes. From these data, thematic maps were plotted by means of a Geographic Information System (GIS) in order to obtain a Landslide Dangerousness Map. The main recognised dangerous areas are: 1) headwaters of gullies in the easternmost part of the studied region, 2) zones near the tension cracks and 3) zones affected by ancient landslides. Although major unstable areas have been determined, there is not enough information for knowing both movement velocity and trend of instability processes.

Key words: landslide, geological risk, geological dangerousness, fracturing, thematic maps, Geographic Information Systems, Sierra de San Just (Teruel).

INTRODUCCIÓN

La existencia de grandes grietas de tracción y deslizamientos en la vertiente norte de la Sierra de San Just (Teruel) es un fenómeno conocido desde hace años pero no por ello suficientemente estudiado. En una zona de intensa actividad minera e industrial (Cuenca minera de Montalbán-Utrillas), parecía recomendable un estudio adecuado de los riesgos geológicos y geotécnicos, habida cuenta de las actividades que se realizan frecuentemente en estos sectores (desmontes, creación de nuevos taludes y escombreras, canalizaciones, etc.) y de los métodos que se emplean para ello (maquinaria pesada y explosivos). Todas estas actividades pueden crear desequilibrios importantes con el medio natural y, por tanto, aumentar el riesgo de deslizamientos y erosión hídrica entre otros fenómenos.

Con el trabajo de MAESTRO y CORTÉS (1995) se inició un estudio detallado de los fenómenos de inestabilidad de laderas en la Sierra de San Just. Sin embargo, el seguimiento de la evolución de las grietas de tracción cercanas al vértice de San Just (1.552 m) no se pudo llevar a cabo satisfactoriamente debido a dos motivos fundamentales: 1) corto período de auscultación en relación con la velocidad del proceso y 2) sustracción o deterioro de los instrumentos de medida. La realización en los últimos años de la variante de la carretera N-420 en el puerto de San Just ha permitido disponer de nuevos datos geotécnicos sobre los materiales de la zona, así como de una auscultación de alta precisión en la ladera norte del macizo que bordea el trazado de la carretera.

El presente trabajo plantea el seguimiento de los procesos de inestabilidad de laderas en la Sierra de San Just, incorporando todos los datos disponibles sobre los materiales y los procesos geológicos de la zona estudiada, y utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG), cada vez más importantes en los estudios de Geotecnia, Geología Ambiental y Ordenación del Territorio.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CLIMATOLOGÍA

Situada en el centro de la provincia de Teruel (fig. 1), la Sierra de San Just forma una alineación montañosa de orientación WNW-ESE con elevaciones medias entre 1.400-1.500 m s.n.m. que alcanzan sus altitudes máximas en los altos de Trinidad (1.548 m) y San Just (1.522 m). Estos relieves constituyen el límite meridional de la Cuenca Minera de Montalbán. Los principales núcleos de población de la comarca son Montalbán, Utrillas y Escucha, con una economía basada durante muchos años en la explotación minera del lignito y la transformación eléctrica en la Central Térmica de Escucha. La zona estudiada se sitúa en lo que se ha denominado Comarca de las *Parameras Montalbinas* (Diputación General de Aragón, 1990) o *Sierras Montalbinas* (Diputación Provincial de Teruel, 1995). La vía de comunicación más relevante que se localiza en el área es la carretera N-420.

La erosión relacionada con la actuación de los agentes atmosféricos es uno de los factores causantes de la alteración de las rocas y de la modificación del relieve, llegando a constituir un factor desencadenante de inestabilidades. En este sentido, mostraremos las principales características climatológicas de la zona estudiada. Para su elaboración se han consultado datos de los observatorios del Instituto Meteorológico Nacional existentes en Utrillas y Aliaga, localidades cercanas al área de estudio. Los valores de temperaturas y precipitaciones obtenidos no se ajustan exactamente a los

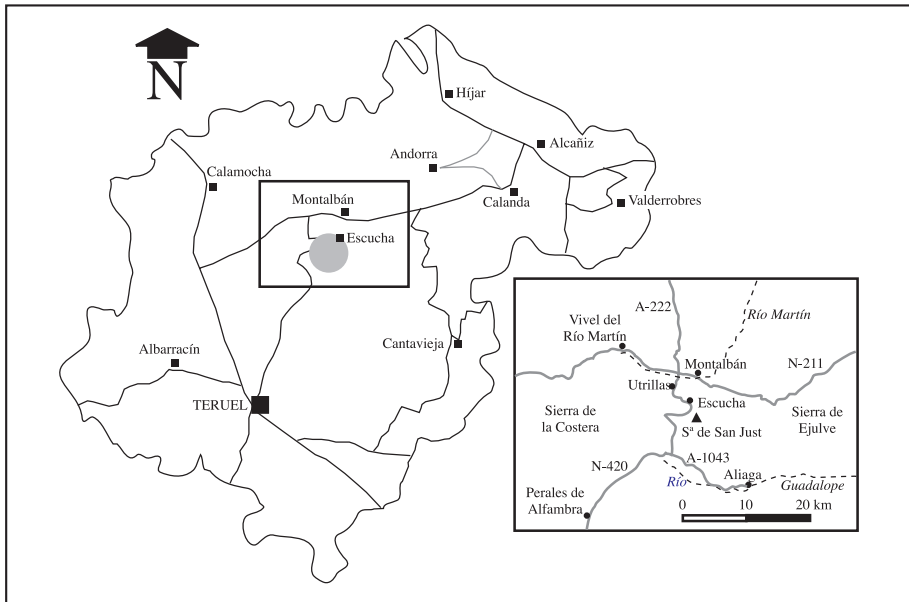


Fig. 1. Situación geográfica de la zona estudiada.

existentes en la Sierra de San Just, ya que debido a su elevada altitud (en torno a 1.500 m) las temperaturas alcanzan valores más extremos (varios grados menos) y parte de las precipitaciones invernales son en forma de nieve.

Con estos datos se han obtenido las temperaturas máximas y mínimas medias disponibles para los años 91-92 en Utrillas (fig. 2a) y los valores de precipitación total en mm/mes en cada uno de los observatorios citados para los años 90-93 (fig. 2b). Como valores medios de temperatura se observa que en Utrillas la máxima se produce en agosto (22,4°) y la mínima en enero (4,8°). Las temperaturas máximas y mínimas absolutas para este período fueron 35,5° y -5,5° respectivamente. Las precipitaciones totales en Utrillas varían entre los 30,2 mm en mayo y los 9,3 mm en julio.

Se ha aplicado también la clasificación morfogenética de Wilson (1968) de los sistemas clima-proceso con el objeto de evidenciar los cambios del tipo de meteorización debido a los cambios climáticos. Se puede observar que a lo largo de los meses del año hay una modificación importante de la precipitación y de la temperatura. Según la distribución morfogenética anual, la región estudiada se situaría en una zona Climática Árida (régimen climático Semiárido). Los procesos de meteorización anuales controlados por el clima que se observan en este tipo de regiones son: alta meteorización mecánica, fundamentalmente por procesos de crioclastia, mínima meteorización química, movilización de masas en ladera y escorrentía superficial.

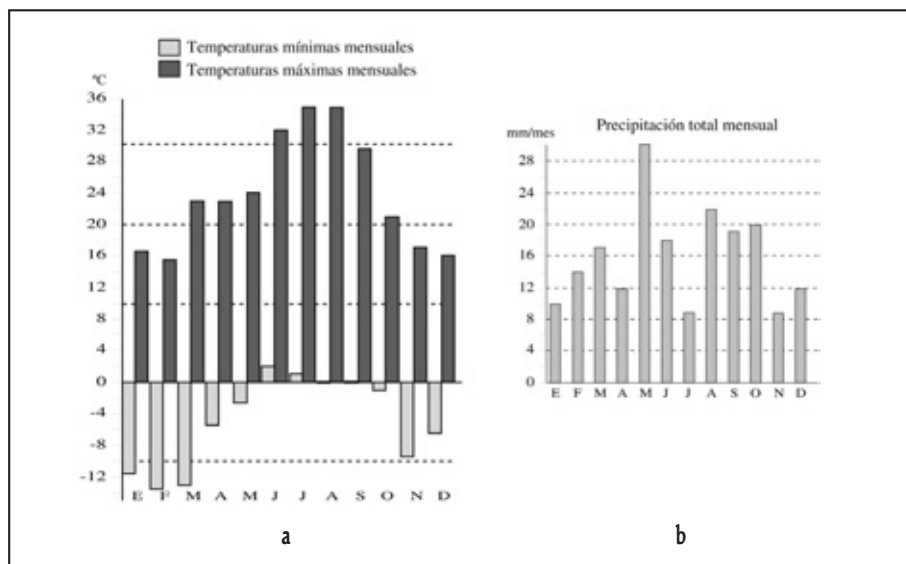


Fig. 2. a) Temperaturas máximas y mínimas mensuales (°C) registradas en la estación meteorológica de Utrillas (años 1991-1992). b) Precipitaciones totales mensuales (mm/mes) recogidas en las estaciones de Aliaga-Utrillas (años 1990-1993).

MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera Ibérica, debido a su gran extensión y a la variedad de directrices estructurales, se suele dividir en varias unidades geográfico-geológicas (fig. 3): 1) macizo de Cameros-Demanda, 2) Rama Aragonesa, 3) Rama Castellana, 4) Maestrazgo, 5) Sector Levantino, 6) Serranía de Cuenca y 7) Sierra de Altomira. Algunas de las unidades citadas están separadas de las otras por cuencas interiores de la cadena rellenas por sedimentos terciarios. Estas cuencas están relacionadas con la deformación compresiva paleógena (cuencas de Almazán, Calatayud-Montalbán, Loranca) o la distensión neógeno-cuaternaria (fosas de Teruel y Maestrazgo).

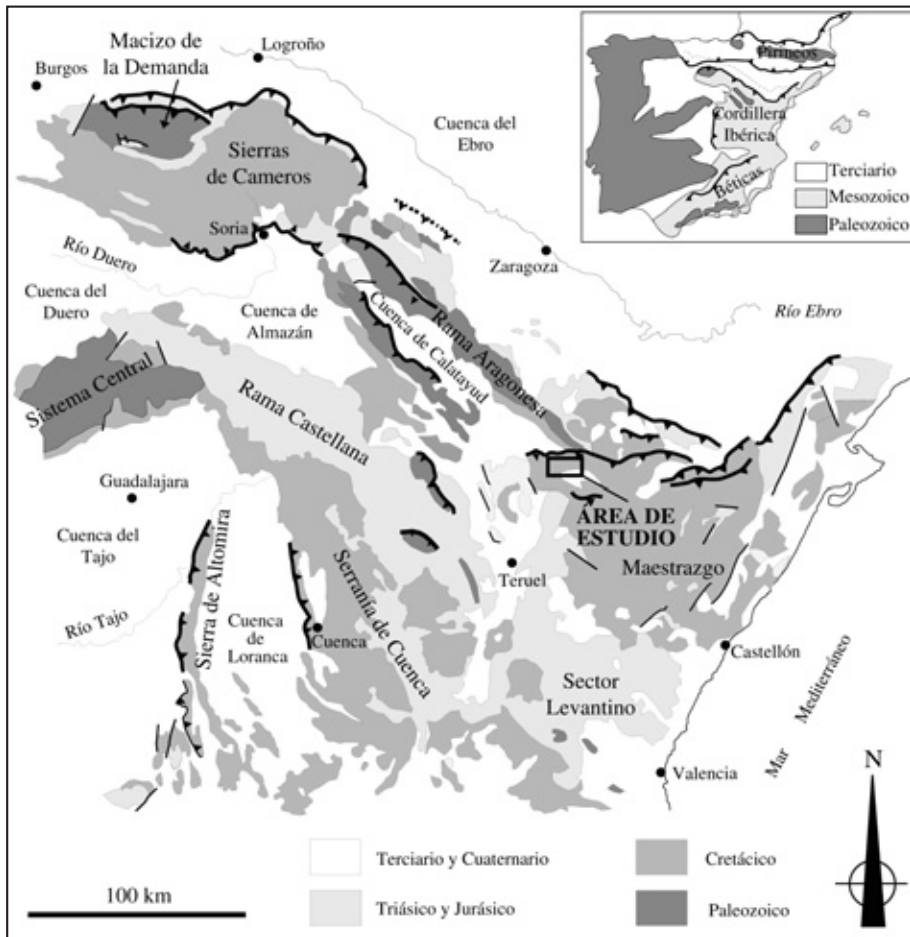


Fig. 3. Situación geológica de la zona estudiada dentro del marco de la Cordillera Ibérica.

La Sierra de San Just se localiza en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica, al sur del sistema de cabalgamientos de la Muela de Montalbán-Ejulve, que limitan por el norte el macizo del Maestrazgo. Los materiales estudiados corresponden fundamentalmente a sedimentos cretácicos y terciarios deformados durante la compresión terciaria.

ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica de la Sierra de San Just está formada por materiales cretácicos y terciarios característicos del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica (fig. 4). Por encima de las calizas y

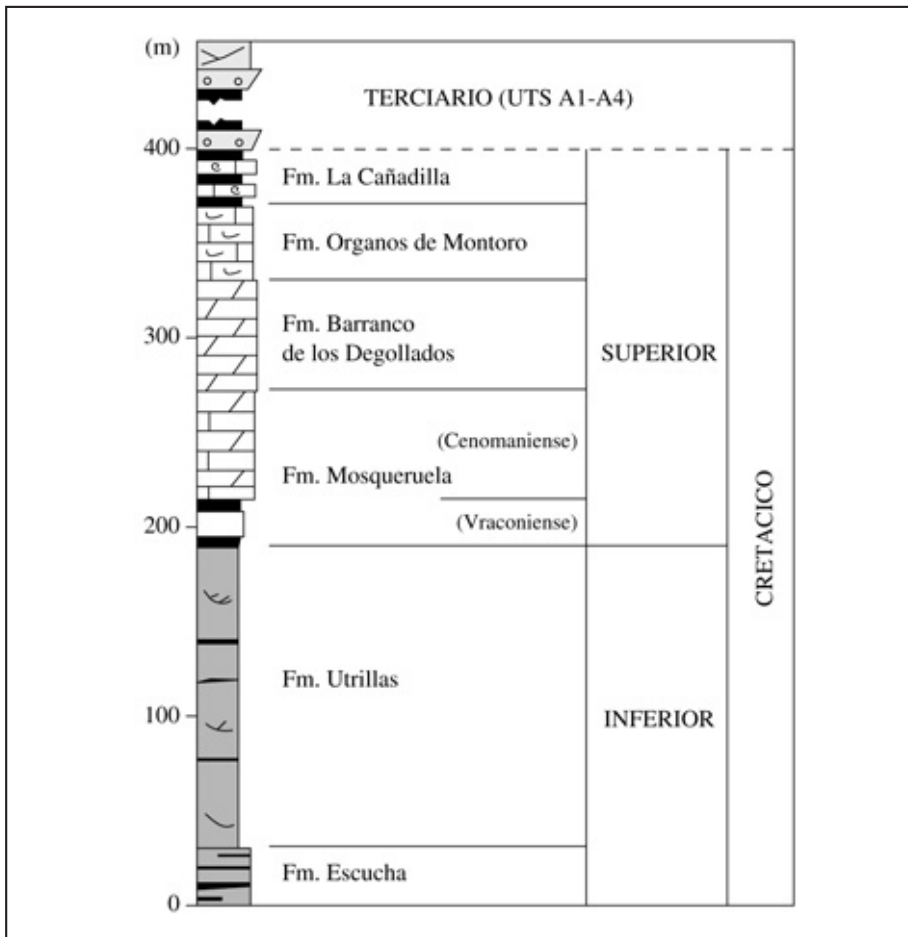


Fig. 4. Columna estratigráfica general del sector de la Sierra de San Just.

margas del Cretácico inferior (Aptiense en facies Urgon) y en ocasiones directamente encima del Jurásico, se sitúa un conjunto de carácter fundamentalmente detrítico correspondiente a una serie de transición desde ambientes marinos a continentales (MARTÍN *et al.*, 1986). Dentro de este conjunto, AGUILAR *et al.* (1971) definen la "Formación Lignitos de Escucha" y la "Formación Arenas de Utrillas" como unidades litoestratigráficas con límites diacrónicos. Sobre las arenas de la Fm. Utrillas aparecen margas y margocalizas marinas que marcan el inicio en la zona de la transgresión del Cretácico superior. En la región estudiada podemos diferenciar varias unidades con rango de formación, constituidas fundamentalmente por calizas, dolomías y margas con una edad comprendida entre el Vraconiense y el Campaniense (MELÉNDEZ, 1991):

- Fm. Calizas y Margas de Mosqueruela (Vraconiense-Cenomaniense).
- Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados (Turonense).
- Fm. Calizas de los Órganos de Montoro (Coniaciense-Santoniense).
- Fm. Margas y Calizas de La Cañadilla (Santoniense sup.-Campaniense).

Los materiales terciarios de esta región aparecen por encima de las unidades anteriores y corresponden a depósitos paleógenos, fundamentalmente conglomerados, areniscas y lutitas, paraconformes o discordantes sobre diversos términos del conjunto subyacente. Estas unidades terciarias (unidades tectosedimentarias A1-A4) se interpretan como depósitos sintectónicos de la cubeta de Aliaga (GONZÁLEZ, 1989; GONZÁLEZ y GUIMERA, 1993) relacionados con la sedimentación en sistemas aluviales asociada al desarrollo de las principales estructuras.

Los depósitos cuaternarios de la zona estudiada corresponden a derrubios de ladera (gravas, arenas y arcillas), resultado de la erosión de los relieves superiores, que se han depositado tras un corto transporte sobre el sustrato cretácico (fundamentalmente sobre las arenas de Utrillas), dando lugar a recubrimientos de ladera con espesores variables. En algunos barrancos aparecen depósitos arcillosos con precipitados de carbonatos de tipo travertínico que están relacionados con la existencia de manantiales y surgencias de agua.

ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural, la zona estudiada se sitúa dentro del conjunto de pliegues y cabalgamientos que forman el arco de Portalrubio-Vandellós (GUIMERA, 1988). Este conjunto de estructuras, que enlazan el sector NE de la Cordillera Ibérica con las Cordilleras Catalanas, muestra direcciones diversas: NW-SE ("ibéricas"), a E-W y NE-SW. En general, a excepción del anticlinal de Montalbán (con núcleo paleozoico), corresponden a pliegues y cabalgamientos de cobertera despegados sobre los niveles plásticos (lutitas y yesos) del Muschelkalk medio y Keuper. La zona estudiada forma parte de la lámina cabalgante de la Muela de Montalbán, que presenta un desplazamiento hacia el norte de unos 6 km (GUIMERA, 1988).

Las estructuras observadas en la Sierra de San Just son pliegues en general poco apretados de longitud hectométrica a kilométrica, con orientaciones WNW-ESE, NW-SE y NE-SW, y fallas de diversas orientaciones, muy numerosas y normalmente con escaso desplazamiento. Muchas de

estas fallas se formaron durante la etapa extensional cretácica, controlando la sedimentación de las unidades del Cretácico inferior (ARANDA y SIMÓN, 1993; SORIA, 1997). También aparecen fallas direccionales e inversas formadas durante la compresión terciaria (ARANDA y SIMÓN, 1993) y fracturas sin indicadores de movimiento correspondientes a cualquiera de las etapas anteriores o a una etapa tardía de fracturación.

HIDROGEOLOGÍA

Hidrogeológicamente la zona estudiada pertenece al *Sistema Acuífero* n.º 57, denominado *Mesozoico Ibérico de la Depresión del Ebro*, concretamente al *Subsistema I* o *Zona de Cabalgamientos Portalrubio-Calanda* (IGME, 1981). Queda incluido, según el estudio realizado por ITGESGOP (1988), dentro de la Unidad Hidrogeológica 09.41, también conocida como Unidad de Poltarubio-Calanda, en la que se han diferenciado dos acuíferos: Acuífero de Palomar de Arroyos-La Zoma, y Acuífero de los Altos Valles del Parras y Ramblas. El área donde se centra este trabajo queda englobada en este último.

El comportamiento hidrológico de los distintos materiales estudiados está determinado por las características litológicas de los mismos. 1) Las arenas de la Fm. Utrillas son permeables por porosidad intergranular cuando no se encuentran muy cementadas. Las limolitas y margas por el contrario son impermeables debido al tamaño de grano. De esta manera, dada la alternancia de niveles permeables e impermeables dentro de esta formación, el conjunto se puede considerar semipermeable, con una baja permeabilidad vertical. El drenaje en este caso se produce generalmente por escorrentía superficial y por percolación a favor de capas permeables de arenas. 2) Las calizas y dolomías del Cretácico superior están muy fracturadas, lo que permite la percolación de aguas meteóricas y una permeabilidad ligada a las fracturas y a procesos de karstificación dentro del conjunto carbonatado superior. La existencia de niveles poco permeables en la base de este conjunto (Vraconiense y Fm. Utrillas) hace que las surgencias de agua se produzcan a través de la zona de contacto entre las grandes unidades litológicamente diferentes o a través del coluvial de ladera. 3) El coluvial de ladera cuaternario es permeable por porosidad intergranular. El drenaje se produce por percolación y el agua circula preferentemente sobre el contacto con la Fm. Utrillas.

GEOMORFOLOGÍA

El relieve de la Sierra de San Just está formado por una planicie alargada en dirección aproximadamente E-W con una altura media de 1.500 m. La vertiente norte presenta un fuerte desnivel de hasta 1.000 m en los alrededores de la localidad de Escucha. Esta sierra constituye una importante divisoria de aguas regional ya que la vertiente norte está incidida por numerosos barrancos que fluyen hacia el río Martín, mientras que los barrancos de la vertiente sur, menos escarpada, fluyen hacia el río Guadalupe.

El arrasamiento de la superficie superior de la Sierra de San Just corresponde con la "Superficie de Erosión Fundamental" de la Cordillera Ibérica (SOLÉ SABARÍS, 1978; PEÑA *et al.*, 1984). Sobre

esta superficie se desarrollan procesos de karstificación que dan lugar a diversas formas de disolución en las calizas del Cretácico superior: lapiaz estructural controlado por la fracturación, lapiaz en regueros sobre los planos de estratificación y algunas dolinas. La vertiente norte presenta frecuentes procesos de ladera como deslizamientos de diferentes dimensiones, reptación (*creep*) en suelos y caída de bloques y descalces en el escarpe calcáreo (calizas del Cretácico superior) y en los niveles competentes de las arenas de Utrillas.

METODOLOGÍA

Cuando se analiza la estabilidad de un macizo rocoso es preciso, en primer lugar, caracterizarlo desde el punto de vista geológico y geotécnico. En este trabajo, además de los métodos de geología clásica (fotogeología, cartografía geológica y geomorfológica, etc.), se han utilizado sistemas cuantitativos de control de movimientos en superficie, así como algunos cualitativos que puedan servir igualmente de ayuda. Asimismo, se ha realizado un estudio detallado de la fracturación a escala de afloramiento con objeto de analizar la estabilidad del macizo rocoso. Finalmente, se han elaborado una serie de mapas temáticos y mapas de peligrosidad y riesgos que incorporan todos los datos geográficos, climáticos, geológicos y geotécnicos de la zona estudiada.

AUSCULTACIÓN DE TALUDES

Para llevar a cabo la auscultación se han empleado una serie de técnicas que enumeramos a continuación:

- Medida de abertura de grietas. La separación entre bloques puede ser estudiada siguiendo los cambios de posiciones relativas entre señales (estacas, barras, etc.) situadas en ambos lados de la discontinuidad.
- Clinómetro. Se ha utilizado para realizar una medida precisa de desplazamientos angulares en la vertical o la horizontal. Estos aparatos se adosan sobre bases especiales solidarias al bloque del cual se quiere controlar la inclinación. A partir de este tipo de medidas es imposible deducir la cinemática del movimiento, pero se pueden determinar las zonas móviles y estudiar la evolución de éstas con el tiempo.
- Inclímetro. Permite detectar y medir movimientos horizontales a lo largo de la vertical de un sondeo en el que se introduce una tubería flexible. Esta se hace solidaria a las paredes del sondeo mediante una inyección cementante. La medida de los movimientos del terreno se lleva a cabo con una sonda introducida por las guías existentes en la cabeza del sondeo.

ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN DEL MACIZO ROCOSO

La caracterización geotécnica de los macizos rocosos debe completarse con un estudio detallado de las discontinuidades y su estabilidad. Una vez reconocido el tipo de discontinuidad se debe rea-

lizar una descripción detallada de sus características mediante la observación de afloramientos (MAESTRO y CORTÉS, 1995). Con todos los datos obtenidos del estudio de las discontinuidades se procede al análisis geométrico simple de las condiciones de estabilidad. Este análisis se realiza en laboratorio mediante métodos gráficos manuales y/o informáticos que determinan el comportamiento cinemático y el factor de seguridad para cada familia de discontinuidades.

MAPAS TEMÁTICOS, DE PELIGROSIDAD Y DE RIESGOS

Dentro de la región estudiada se ha seleccionado una zona de trabajo concreta para la que se ha realizado una serie de cartografías temáticas que intentan mostrar todos los aspectos estudiados por separado y el grado de riesgo que supone la coincidencia de algunos de éstos en determinados puntos. Con el objeto de analizar y manipular los datos, conjuntamente con otras capas de información, y estudiar determinados fenómenos se ha utilizado un Sistema de Información Geográfica (SIG). La integración de los distintos valores de los mapas temáticos dará como resultado los diferentes mapas de peligrosidad y riesgos para la zona estudiada.

ESTUDIO GEOLÓGICO Y GEOTÉCNICO

CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA DE LOS MATERIALES

A partir de los parámetros geotécnicos obtenidos por MAESTRO y CORTÉS (1995) y los ensayos realizados durante los estudios previos y obras de la variante del puerto de San Just (ENTECSA, 1994) se han caracterizado desde el punto de vista geotécnico los distintos materiales que forman el macizo de San Just, tanto en el caso de rocas más o menos sanas como de rocas alteradas y suelos. Las características geotécnicas y los resultados de los ensayos de laboratorio sobre distintos materiales se muestran en la tabla I.

ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN DEL MACIZO ROCOSO A ESCALA DE AFLORAMIENTO

Para caracterizar los patrones de fracturación a escala de afloramiento se han estudiado 10 zonas a lo largo de la Sierra de San Just, midiendo un total de 472 planos correspondientes a fallas y fracturas sin indicadores de movimiento. En cada uno de los planos se han tomado datos sobre la orientación (dirección, buzamiento y sentido de buzamiento) y sobre las características del mismo: tipo de plano, apertura, relleno, rugosidad, grado de meteorización, etc. El análisis conjunto de todos los datos de fracturación (fig. 5) muestra la existencia de dos máximos claros de dirección N060-070 y N120-130 y máximos relativos N090-100 y N160-170. Es destacable que no existe un patrón de fracturación claro común a todos los afloramientos, probablemente debido a la complejidad tectónica de la zona estudiada que muestra estructuras de distinto origen y diferentes direcciones superpuestas entre sí.

TABLA I
Caracterización geotécnica de las rocas y suelos de la zona estudiada

MUESTRA	A1-SJ	A2-SJ	AR-SJ	CA-SJ	c-1	c-3	c-5	c-6	c-8	c-12	c-14	c-15	s-1.1	s-1.2	s-1.3	s-1.4	s-2.3	s-2.4	s-2.6	s-2.7	s-2.8
tipo de material	AR	AR	AC	CAL	AC	GR	AC	AC	4.1	3.6	4.1	4.1	16.0	16.0	16.0	16.0	13.5	13.5	13.5	13.5	13.5
profundidad total (m)	-	-	-	-	3.4	3.75	3.5	4.0	4.1	3.6	4.1	4.1	16.0	16.0	16.0	16.0	13.5	13.5	13.5	13.5	13.5
profundidad de la muestra (m)	-	-	-	-	2.7	1.75	2.0	1.8	3.5	2.9	1.9	1.9	3.0	3.6	5.4	6.0	5.5	6.0	6.0	6.6	7.4
penetrómetro de bolsillo (kg/cm ²)	-	-	-	-	20	30-40	0.5-3.0	-	-	-	-	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
sección de la muestra (mm)	69.2	-	-	69.2	51x89	-	-	-	92.0	-	93	-	-	-	136	161	144	125	-	-	154
altura de la muestra (mm)	176	-	-	169	82.0	-	-	-	312	-	378	-	-	-	791	1.374	1.216	690	-	-	1.372
humedad (%)	-	-	-	-	677.0	-	-	-	283	-	18.5	6.2	-	-	16.6	13.4	14.4	19.5	-	-	8.2
densidad seca (gr/cm ³)	2.57	2.26	2.43	2.68	1.5	-	-	-	1.4	-	1.79	-	-	-	1.85	1.88	1.93	1.78	-	-	2.14
resistencia compresión simple (kg/cm ²)	196.22	53.4	-	125.07	1.4	-	-	-	1.5	-	1.6	-	-	-	1.5	1.7	0.4	0.3	-	-	11.0
deformación en rotura (%)	-	-	-	-	3.4	-	-	-	8.7	-	8.2	-	-	-	15.4	1.9	2.0	2.0	-	-	5.7
resistencia tracción (kg/cm ²)	46.4	11.81	-	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cohesión envolvente de Mohr (kg/cm ²)	74	20	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cohesión en corte directo (kg/cm ²)	80.56	15.68	-	75.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
áng. fricción entre sup. de discontinuidad	32	30	-	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
límite de Aterberg (líquido)	-	-	24.5	-	50.0	28.2	42.0	233	-	21.3	46.9	25.5	33.0	30.9	34.5	46.8	-	36.4	34.2	28.1	32.2
límite de Aterberg (plástico)	-	-	16.77	-	21.1	15.8	15.7	14.1	-	14.3	18.2	12.9	14.7	13.8	14.5	16.1	-	14.3	13.9	13.1	14.3
índice de plasticidad	-	-	7.73	-	28.9	12.4	26.3	9.2	-	6.9	28.7	12.6	18.3	17.1	20.0	30.7	-	22.1	20.3	15.0	18.9
Clasificación de suelos de Casagrande	-	-	Cl-ML	-	CH	GC	CL	GC	-	GM	-	CL	GC	GC	CL	CL	-	CL	CL	CL	CL
% que pasa por el tamiz 0.075 mm	55	-	-	-	31.2	80.3	25.8	30.9	19.5	-	56.7	49.2	47.5	71.2	93.4	-	-	72.6	-	-	73.5
% que pasa por el tamiz 0.08 mm	50	-	-	-	46	-	36	55	54	-	82	65	71	-	-	-	-	-	-	-	-
% que pasa por el tamiz 2 mm	100	-	-	-	86	-	62	87	81	-	84	86	89	-	-	-	-	-	-	-	-
% que pasa por el tamiz 20 mm	-	-	-	-	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	-	-	-	-	-	-	-	-
presencia de agua	-	-	-	-	NO	NO	2.55 m	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
humedad natural (%)	-	-	-	-	7.3	-	6.1	11.9	4.5	-	-	-	11.4	12.0	-	-	-	-	-	-	16.8

A1-A2: areniscas, AR: arcillas, CA: calizas, CL: arcillas de baja plasticidad, CH: arcillas de alta plasticidad, GC: gravas arcillosas, GM: gravas limosas, ML: limos orgánicos, c: calicata, s: sondeo.

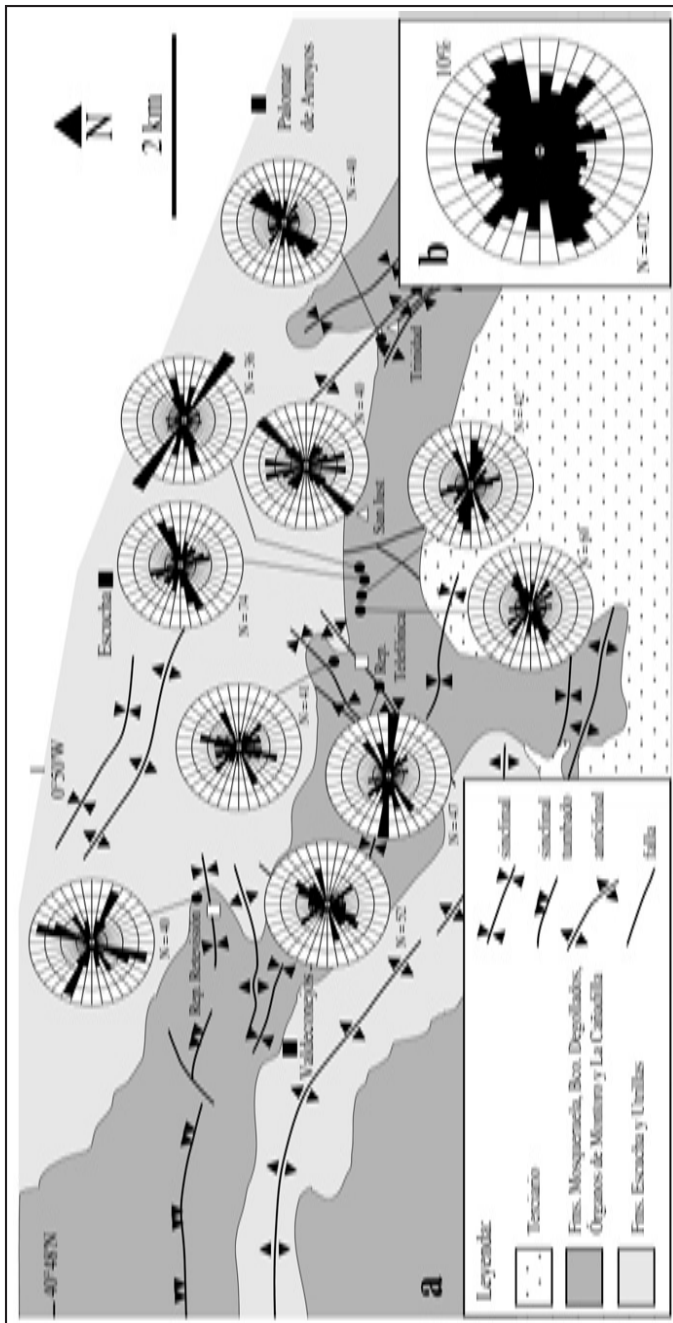


Fig. 5. Análisis de la fracturación en el macizo de San Just. a) Direcciones de fracturación en cada uno de los 10 afloramientos estudiados (círculo externo: 20%). b) Direcciones de fracturación para el conjunto de afloramientos.

Los deslizamientos en roca están controlados fundamentalmente por las discontinuidades existentes en el macizo rocoso. La estabilidad del macizo fracturado ha sido analizada con el programa ROCA.BAS de CASAS *et al.* (1995), mediante el que se ha determinado la existencia de fallas planares y cuñas, definidas por discontinuidades, que presentan inestabilidad desde el punto de vista cinemático. A partir de los resultados de este análisis, se han representado las cuñas inestables que presentan un factor de seguridad menor de 1 (fig. 6). De esta manera, se observa que en el afloramiento de Retevisión sólo hay posibilidad de deslizamiento en la cuña 4x6. En la estación de Telefónica son inestables las cuñas 1x3 y 4x5. En los afloramientos de San Just y Trinidad existen bastantes combinaciones de cuñas inestables tanto en condiciones de talud seco como completamente saturado.

EVOLUCIÓN DE LAS GRIETAS DE TRACCIÓN EN LA SIERRA DE SAN JUST

El seguimiento de la evolución de las grietas de tracción desarrolladas en el macizo de San Just, fundamentalmente entre el vértice geodésico de San Just y el repetidor de Telefónica, se ha realizado mediante mediciones sobre puntos de control fijos situados a ambos lados de las grietas. A partir de los controles de distancia con bulones móviles y estacas fijas no se ha detectado ningún cambio significativo en la abertura de las principales grietas.

Las medidas realizadas con el clinómetro de precisión entre agosto de 1994 y octubre de 1997 indican un basculamiento hacia el norte en los primeros estadios (con una diferencia de 0,439 mm en la componente A) y un posterior basculamiento hacia el sur (0,045 mm) apenas perceptible (fig. 7).

GRIETAS Y MOVIMIENTOS DE LADERA EN LAS OBRAS DE REMODELACIÓN DE LA CARRETERA N-420. SEGUIMIENTO CON EQUIPO INCLINOMÉTRICO

Durante los trabajos de mejora de plataforma de la carretera N-420 se detectaron una serie de grietas en la vertiente norte de la Sierra de San Just (GEOCISA, 1995), algunas de las cuales llegaban a afectar al trazado de la carretera. Las grietas observadas se vinculan tanto con el sustrato albiense (arenas de Utrillas) como con el coluvial de ladera que lo recubre, que aparece totalmente abierto en unos casos y hundido de forma discontinua en otros. Las aberturas oscilan entre 0,1 y 0,4 metros que se conservan durante bastantes metros en profundidad a lo largo de la grieta. La estructura del entorno de las grietas y la dirección de éstas, oblicuas a la dirección general de las estructuras de la zona, hacen pensar que correspondan a una importante zona de materiales deslizados sobre la ladera, como ocurre en los deslizamientos de Telefónica y Trinidad (MAESTRO y CORTÉS, 1995).

La existencia de estas grietas llevó al MOPTMA a solicitar la instalación de un equipo inclinométrico alrededor de las grietas que podían afectar al trazado de la carretera. De esta forma, se realizaron cinco sondeos de rotación con recuperación de testigo (fig. 8), donde se colocó la tubería inclinométrica, que se fue controlando regularmente según IEC-CC-0001 con una sonda modelo

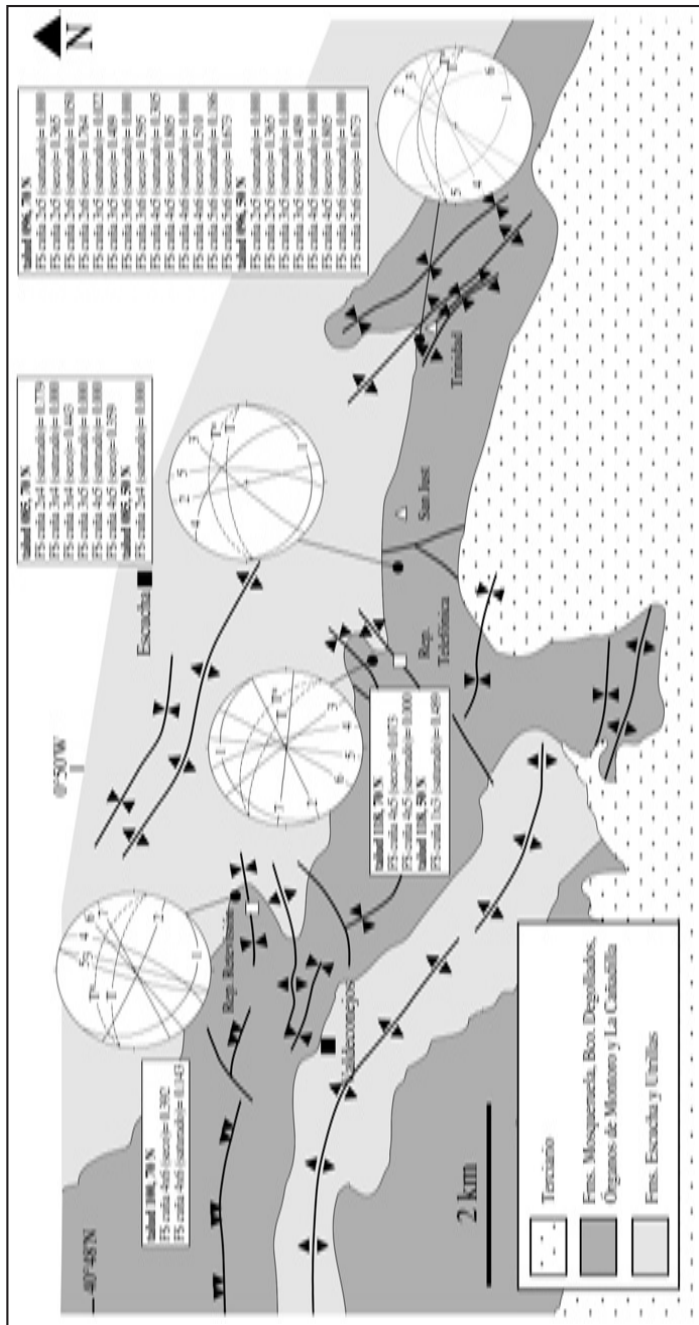


Fig. 6. Resultados del análisis de estabilidad de las discontinuidades en la Sierra de San Just. Representación estereográfica de las familias deducidas y cuñas inestables con factor de seguridad menor de 1. FS: factor de seguridad. 1-7: familias determinadas. T: talud (70°), T*: talud (50°).

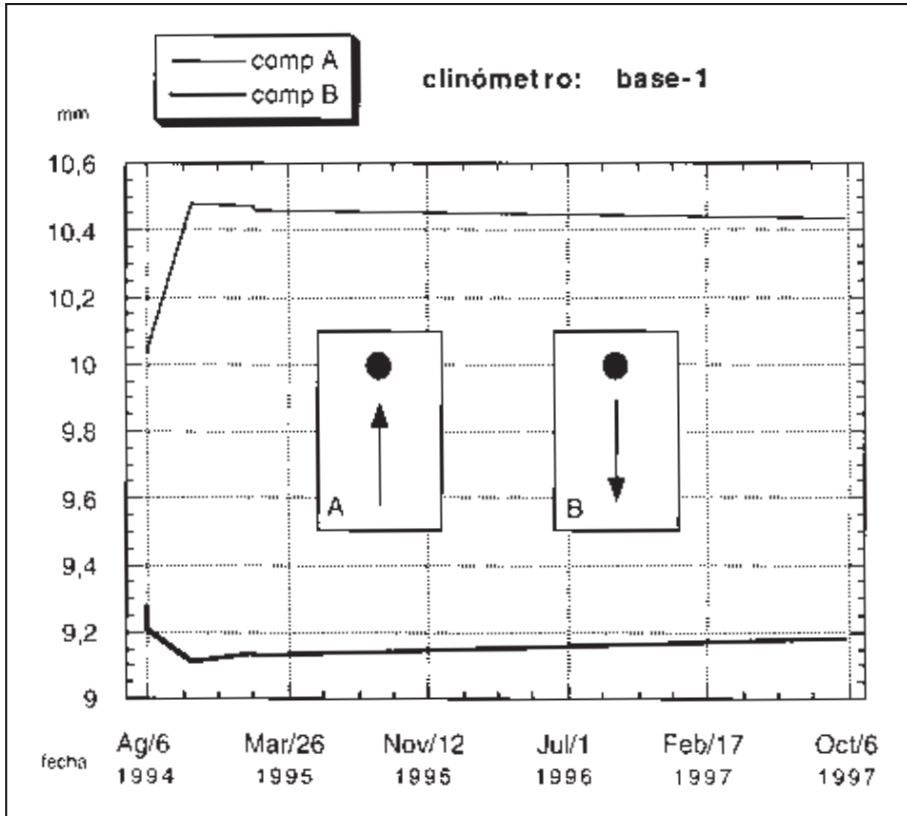


Fig. 7. Evolución de los movimientos asociados a las grietas del área de San Just estimados a partir del clinómetro de precisión.

Q-TILT-PROBE (GEOTEYCO, 1996-97). En cada uno de los sondeos se realizó un perfil estratigráfico a partir del testigo para controlar la litología en profundidad y su posible influencia en la estabilidad de las laderas.

El resultado de la instrumentación mediante el equipo inclinométrico muestra en general movimientos poco significativos en la mayoría de los sondeos, muchos de los cuales corresponden a ligeros cabeceos en la boca del sondeo (fig. 9). Por lo tanto, prestaremos especial atención a las deformaciones existentes a lo largo de la vertical del sondeo sin tener en cuenta el cabeceo de la boca de los sondeos que es un hecho común en la totalidad de los mismos. Las medidas iniciales a lo largo del sondeo tras la colocación de la tubería flexible se toman como cero y las siguientes medidas son referenciadas respecto a la primera en valores positivos o negativos en dos componentes arbitrarias (A y B) perpendiculares entre sí a lo largo de la vertical del sondeo.

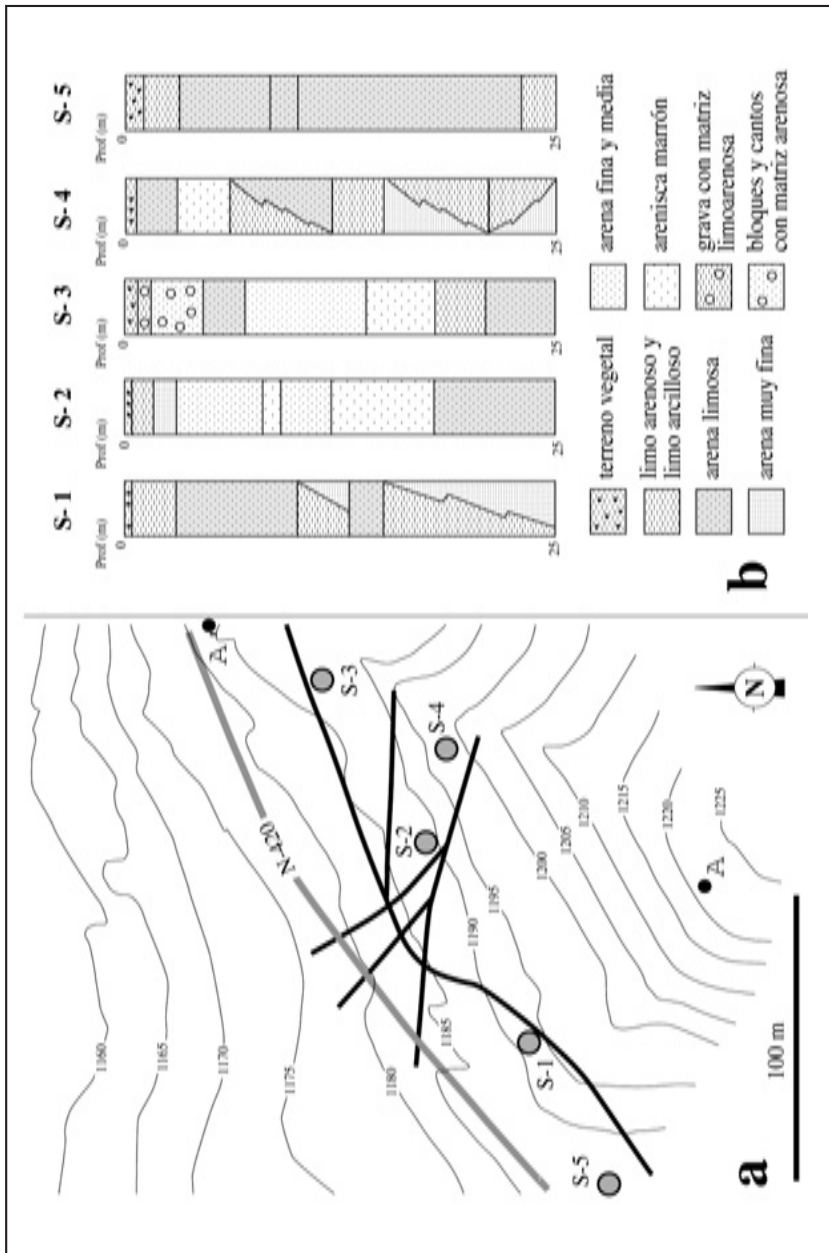


Fig. 8. a) Situación de las grietas de tracción que afectan al trazado de la carretera y sondeos instalados para el seguimiento con equipo inclinométrico (A-A: corte de la figura 10). b) Columnas estratigráficas de los sondeos.

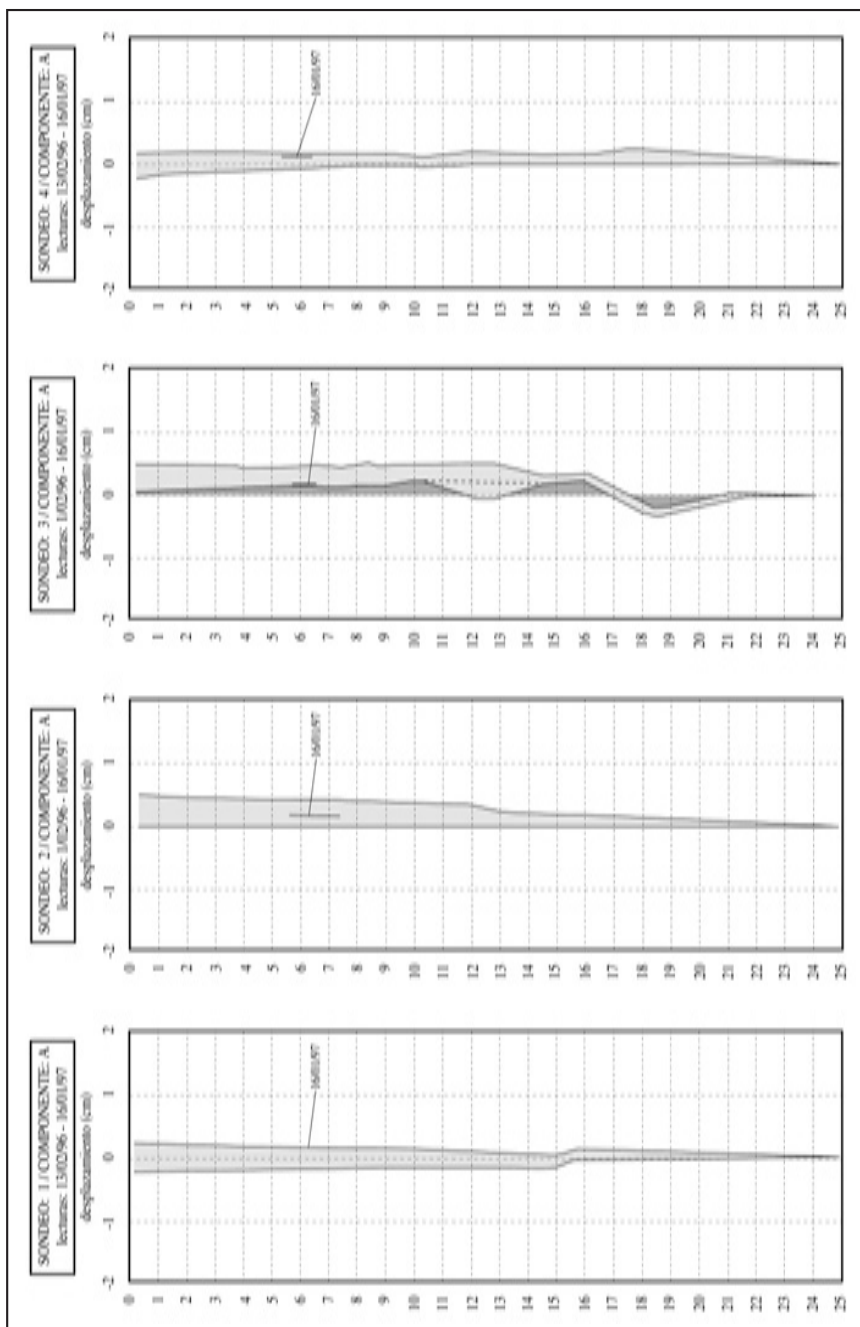


Fig. 9. Seguimiento con el equipo inclinométrico (febrero 1996-febrero 1997).

En el sondeo 1 se observa una pequeña deformación (menor de 2 mm) a una profundidad de 15-16 m que queda registrada a partir de las primeras medidas en las dos componentes analizadas. El sondeo 2 presenta deformaciones entre 12 y 14 m que quedan bien registradas únicamente en la componente A. En el sondeo 3 se produjo en los primeros estadios una deformación importante entre 17 y 22 m de profundidad (0,6 cm: +0,31 a -0,28) que se estabilizó con posterioridad. Esta deformación se registra bien en la componente A. El sondeo 4 muestra una pequeña deformación entre 18 y 19 m de profundidad que apenas se registra en los primeros estadios aunque queda bien marcada en las medidas finales (componente A). El sondeo 5 no presentaba ningún tipo de deformación reseñable, por lo que se dejó de auscultar en octubre de 1996.

A partir de los datos obtenidos por el equipo inclinométrico se ha realizado un mapa de isólinas de una posible superficie de deslizamiento que afecta a los cuatro sondeos que presentan deformaciones en profundidad (fig. 10a). En el mapa se dibuja una superficie relativamente plana con una pendiente media del 3,4% hacia el NE. En un corte NE-SW (aproximadamente paralelo a la máxima pendiente de la superficie deducida) se ha intentado reconstruir la relación existente entre la morfología actual de la ladera, las grietas cartografiadas y la posible superficie de deslizamiento (fig. 10b). En este caso las grietas observadas en superficie corresponderían a grietas transversales al deslizamiento principal.

OTROS PROCESOS DE LADERAS OBSERVADOS EN LA ZONA

La reptación de suelos es un fenómeno bastante generalizado en la ladera norte de la Sierra de San Just y afecta a la cubierta de tierra vegetal de 30-40 cm de espesor. Normalmente da lugar a deslizamientos de escasa entidad que movilizan pequeños volúmenes de material de la capa más superficial. Otro proceso frecuente es el desprendimiento y caída de bloques, tanto de calizas del Cretácico superior como de niveles competentes de la Fm. Utrillas, por descalce de las capas en zonas de pendiente elevada. Este hecho se ve favorecido por la existencia de alternancias de materiales competentes y poco competentes (calizas / margas o areniscas / lutitas). También se observan pequeños deslizamientos dentro de los materiales de la Fm. Utrillas y en las margas vracenienses en zonas con taludes artificiales de elevada pendiente. Así mismo aparecen algunos deslizamientos de escasa importancia a favor de las capas margosas y arcillosas en una ladera con pendiente hacia el sur, coincidente con el buzamiento de las capas. Todos estos procesos de inestabilidad de laderas están condicionados por la existencia de agua procedente de las lluvias, el deshielo y las frecuentes surgencias de la zona, donde el agua circula preferentemente por el contacto entre los materiales albienses y los depósitos de ladera cuaternarios.

CARTOGRAFÍAS TEMÁTICAS

En este estudio, la metodología seguida en la elaboración de los mapas de peligrosidad y riesgos es de carácter analítico o paramétrico, acudiéndose a representar por separado aspectos concretos del territorio. Este tipo de cartografía y evaluación analítica ha sido definida por SANCHO (1997)

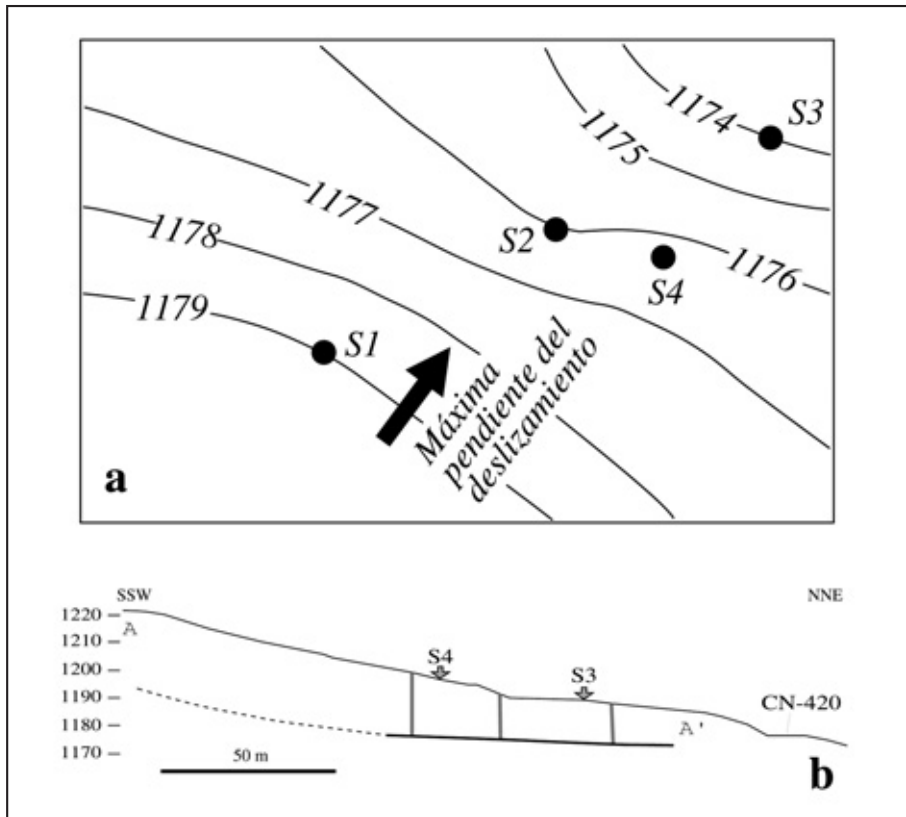


Fig. 10. Geometría de la superficie de deslizamiento deducida a partir del seguimiento con el equipo inclinométrico. a) Isocóntas de la superficie en profundidad (m s.n.m.) y dirección de la línea de máxima pendiente del plano. b) Relación entre la topografía y el plano deducido (ver situación del corte A-A' en la figura 8).

como la "clasificación y subdivisión del territorio a partir de la utilización de atributos seleccionados". Se considera, por lo tanto, el territorio constituido por la superposición de una serie de elementos. Cada elemento individualizado da lugar a un mapa temático, obteniéndose tantos mapas como elementos se han inventariado. De este modo el territorio seleccionado queda definido por un conjunto de valores cuya agregación posterior permitirá obtener el valor conjunto. Estos mapas temáticos tienen un carácter meramente descriptivo, y en ellos se reflejan los rasgos y parámetros que caracterizan el medio de una forma objetiva. Mediante la combinación de estos mapas (superposición o agregación ponderada) se obtienen los mapas de carácter interpretativo que representan cualidades o variables interpretativas significativas del territorio en función de los usos humanos

(CENDRERO *et al.*, 1986). La zona estudiada queda englobada en la zona nororiental y noroccidental de los mapas topográficos del Servicio Geográfico del Ejército escala 1:50.000, números 517(27-20) y 518(28-29) respectivamente. En el área de Escucha-Sierra de San Just los mapas temáticos que se han elaborado y que constituyen la cartografía básica de partida son los que siguen:

MAPA COROPLÉTICO DE ALTITUD (mapa 1)

En la región estudiada el relieve es accidentado, pasándose de una altitud próxima a los 1.000 metros en las cercanías de la localidad de Escucha a más de 1.500 metros en la zona más elevada de la Sierra de San Just. Esta sierra es una plataforma plana con una orientación WNW-ESE donde destacan como zonas más elevadas el Alto de San Just (1.522 m) y el Alto de Trinidad (1.545 m). Constituye una importante divisoria de aguas de carácter regional. Su borde septentrional está incidiendo por numerosos barrancos y ríos. Por último, hay que destacar la existencia de numerosas surgencias de agua en el borde norte de la Sierra de San Just.

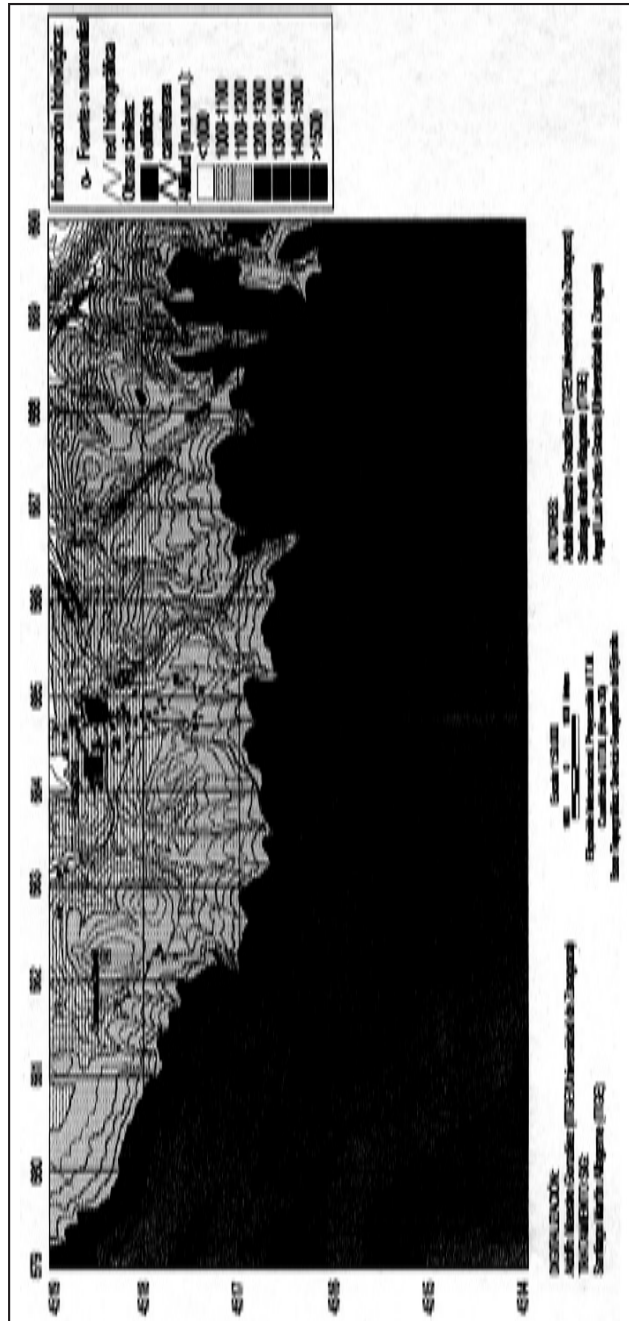
MAPA GEOLÓGICO (mapa 2)

Geológicamente la zona estudiada está constituida en su totalidad por depósitos mesozoicos y terciarios. Las estructuras más importantes son de orientación WNW-ESE, aunque existen otras de menor entidad de dirección NE-SW y NW-SE. En el apartado de marco geológico se realiza una descripción más detallada de la estratigrafía y tectónica de la región.

MAPA GEOMORFOLÓGICO (mapa 3)

Desde el punto de vista geomorfológico, esta zona se ubica en la Serranía de San Just-Castellote (PEÑA *et al.*, 1984). La forma del relieve más significativa y de mayor desarrollo es una extensa superficie de erosión que arrasa los materiales mesozoicos. Su grado de conservación en esta zona es bueno. Esta superficie de erosión se reconoce en diversas zonas de la Cordillera Ibérica y enrasa en muchos puntos con calizas de las "facies Páramo" tanto de las grandes cuencas que la circundan como de las cuencas intramontañosas del sistema de Calatayud-Teruel. PEÑA *et al.* (1984) la denominan "Superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica", datando la etapa final de su elaboración como el inicio del Plioceno superior. En la zona de estudio esta superficie se sitúa a 1.500 m s.n.m.

Sobre esta superficie de erosión se han desarrollado procesos de karstificación localmente importantes, que se manifiestan por la formación de pequeñas dolinas en la proximidad de la ermita de San Just. Se trata de dolinas en cubeta con un diámetro próximo a 10 metros. Esta etapa de karstificación parece que no ha progresado significativamente, aunque en algunos puntos, donde afloran las calizas del Cretácico superior sin ningún tipo de recubrimiento edáfico, se reconocen procesos de disolución que se manifiestan por la presencia de lapiaces estructurales desarrollados a favor de planos de fracturación. También, sobre la superficie de erosión y en la ladera septentrional



Mapa 1. Mapa coroplético de altitud.

se ha observado la existencia de grietas de tracción, algunas de ellas con separaciones entre bloques de hasta 8 metros. Estas grietas se nuclean en fracturas preexistentes que se abren por procesos gravitacionales.

La red fluvial cuaternaria se encaja sobre los depósitos arenosos de las facies Utrillas y a su vez diseca intensamente la superficie de erosión en las áreas elevadas. Como consecuencia de estos continuos ataques se va a producir una erosión diferencial que va a traer consigo la generación de distintos tipos estructurales. Se reconocen estructuras monoclinales en la zona suroriental que se modela en un *hog-back* de largo recorrido y espectaculares *chevrons* labrados en los depósitos detríticos paleógenos. El borde norte de la sierra se caracteriza por la existencia de un fuerte escarpe que oscila entre los 20 y 30 metros de altura. Se observa también la existencia de escarpes de menor entidad bordeando el cauce del Barranco Bajo del Hocino. Por lo general las divisorias entre los cauces de los barrancos presentan forma de arista, aunque en el borde nororiental su morfología más característica es de cresta alomada.

Las formas acumulativas cuaternarias más significativas se localizan en la vertiente norte de la Sierra de San Just. Se ha determinado la existencia de tres paleodeslizamientos en esta zona (MAESTRO y CORTÉS, 1995). Se les ha denominado de oeste a este: Deslizamiento de Telefónica, Deslizamiento de San Just y Deslizamiento de Trinidad. Al sur de la localidad de Valdeconejos se distingue un importante valle de fondo plano. Presenta una concavidad de enlace con las vertientes que le marginan y está alimentado por depósitos procedentes de éstas. Este valle se encuentra incidiendo por el Barranco Bajo del Hocino que lo diseca.

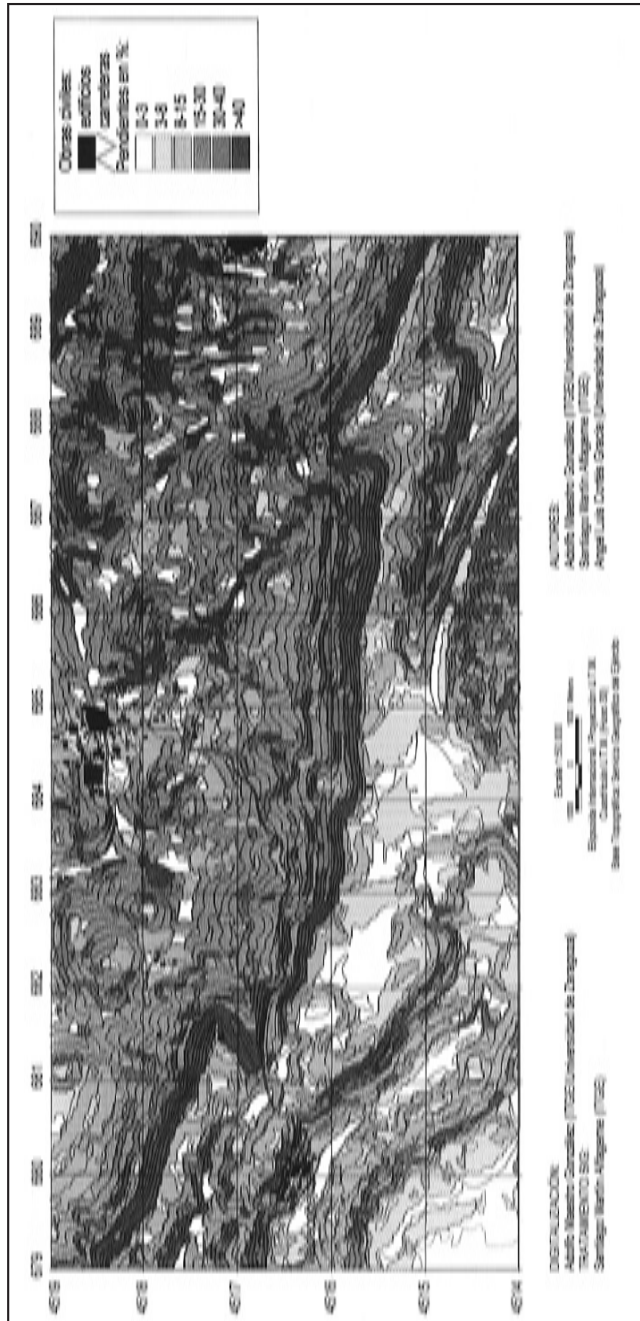
MAPA DE PENDIENTES (mapa 4)

En general, los movimientos de ladera están claramente relacionados con la pendiente del terreno, por lo que parece imprescindible la realización de un mapa de pendientes detallado en función de la topografía de la zona. Para la elaboración del mapa de pendientes partimos de la información ofrecida por el Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

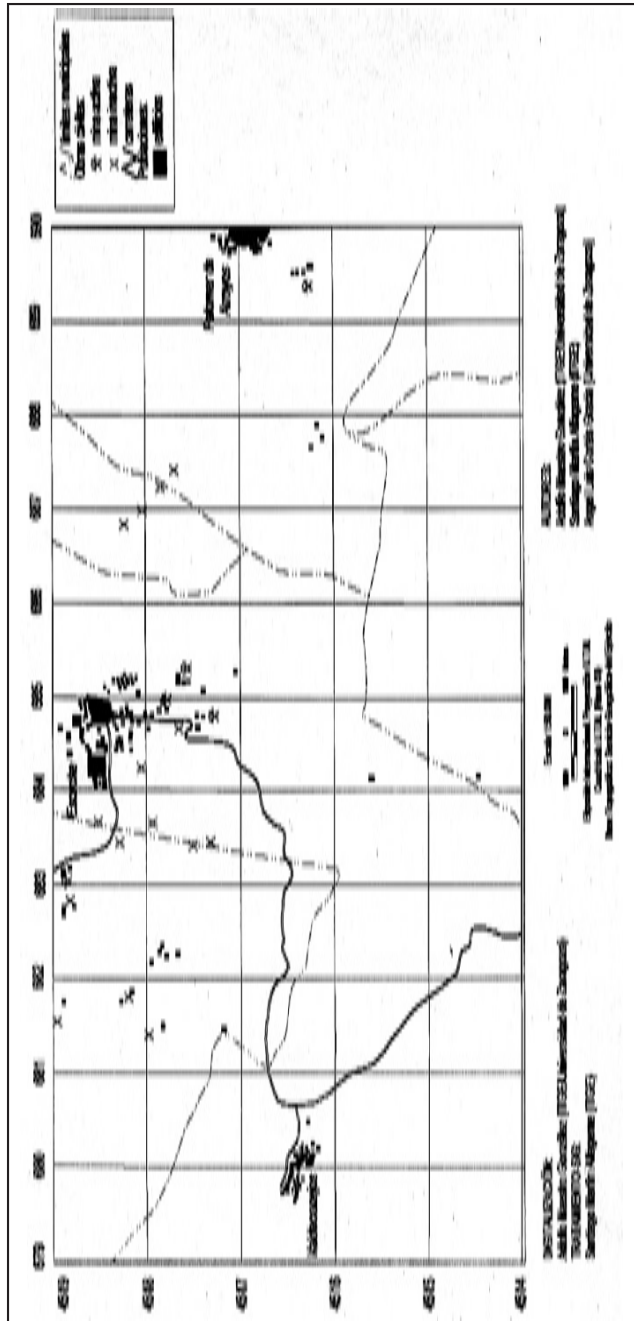
El entorno de la Sierra de San Just se caracteriza por su accidentalidad, cubriendo las zonas con una pendiente superior al 30% un área algo mayor a 14 km², es decir, un 25% de la zona estudiada presenta fuertes pendientes. La zona más elevada de la Sierra de San Just es relativamente llana, con pendientes que oscilan entre el 0% y 8%, con una superficie de unos 9 km². En cualquier caso, existe un claro predominio areal, con respecto a la totalidad, de zonas con pendientes que oscilan entre el 15% y 30%, que ocupan una superficie de 20 km².

MAPA DE OBRAS CIVILES Y USOS DEL SUELO (mapa 5)

La cartografía de obras civiles y usos del suelo es la que permitirá determinar posteriormente la incidencia que los distintos fenómenos naturales tienen sobre las poblaciones, edificaciones, obras lineales y explotaciones mineras, con el consiguiente riesgo de pérdidas humanas y/o económicas.



Mapa 4. Mapa de pendientes.



Mapa 5. Mapa de obras civiles y usos del suelo.

El mapa de obras civiles y usos del suelo se ha confeccionado a partir de la cartografía realizada por el Servicio Geográfico del Ejército y las Hojas Geológicas del Plan MAGNA a escala 1:50.000, y la Síntesis Geológico-Minera de las cuencas ligníferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Aliaga y Castellote (MARTÍN *et al.*, 1986). La zona de estudio queda enmarcada dentro de la cuenca carbonífera de Escucha, limitando al norte con esta localidad, al este con Palomar de Arroyos y al oeste con Valdeconejos. En ella confluyen parte de los municipios de Utrillas, Escucha, Montalbán, Palomar de Arroyos, Cuevas de Almudén y Aliaga. De norte a sur es atravesada por la carretera N-420. Existen catalogadas unas 20 explotaciones mineras, de las cuales únicamente 5 han sido activas en los últimos 20 años (MARTÍN FERNÁNDEZ *et al.*, 1979; CRESPO *et al.*, 1979; MARTÍN *et al.*, 1986).

MAPA LITOLÓGICO (mapa 6)

Las características litológicas de la zona estudiada se han deducido de la cartografía geológica (serie MAGNA) elaboradas por el Instituto Tecnológico Geominero de España (MARTÍN FERNÁNDEZ *et al.*, 1979; CRESPO *et al.*, 1979), apoyadas por las observaciones directas de campo. El conjunto de litologías aflorantes se ha agrupado en tres clases diferentes en función de su susceptibilidad a la erosión y de su resistencia mecánica. Los valores de la susceptibilidad a la erosión se han obtenido de manera aproximada a partir de la información existente en la *Guía para la elaboración de estudios del medio físico* (AGUILO *et al.*, 1996), mientras que los datos de resistencia mecánica han sido obtenidos de los análisis realizados por ENTECSA (1994) y MAESTRO y CORTÉS (1995). El muestreo para la obtención de estos últimos valores se ha centrado en el borde norte de la Sierra de San Just, aunque los valores medios se han generalizado para cada uno de los tres conjuntos de litologías diferenciados en este estudio: conglomerados-arenas, arcillas-margas y calizas.

En el primero de ellos, los conglomerados y arenas, se pueden diferenciar dos grandes afloramientos en función de su edad. Las arenas de las facies Utrillas, de edad Cretácico inferior, se disponen en una amplia banda de dirección WNW-ESE al sur de esta localidad. Se trata de areniscas cuarzosas de cemento carbonatado con algún nivel de arcillas versicolores. Al sur del área estudiada afloran conglomerados terciarios, poligénicos y bien redondeados con matriz arcillo-arenosa, arenas groseras formadas por cantos de cuarzo y niveles arcillosos rojos.

La distribución de las arcillas y margas es más heterogénea. Junto a Palomar de Arroyos, en el núcleo de un anticlinal de dirección NW-SE, existe un afloramiento de arcillas y margas rojas con niveles de areniscas y yesos correspondientes a las facies Keuper. Al NW, aflorando en los flancos de este mismo anticlinal, también se observa un importante afloramiento del Cretácico inferior con arcillas, margas y arenas de colores violáceos o verdosos. Extendiéndose de oeste a este, a techo de las arenas de las facies Utrillas, aflora un nivel calcáreo-margoso de color verde de unos 10 m de espesor. La edad de este depósito también es Vraconiense y marca el tránsito entre los niveles detríticos inferiores y carbonatados superiores. Por último, hay dos afloramientos de arcillas, margas y arenas con yesos correspondientes al Cretácico superior. Uno de ellos se sitúa al norte del Alto de Ericas y el otro orlando los depósitos terciarios del borde suroccidental de la zona de estudio.



Mapa 6. Mapa litológico.

Las calizas son un grupo ampliamente representado en la zona más elevada de la Sierra de San Just y en el borde norte del área de trabajo. Esta sierra está constituida por depósitos del Cretácico superior, fundamentalmente calizas beige y dolomías grises. En el borde norte predominan mayoritariamente las calizas arenosas y bioclásticas con alternancia de niveles margosos del Cretácico inferior. En el borde oriental de este sector aflora un conjunto de depósitos carbonatados triásicos, jurásicos y cuaternarios. Los materiales triásicos son dolomías y calizas dolomíticas amarillas a grisáceas generalmente masivas. En las calizas jurásicas se engloban un amplio conjunto de texturas: micríticas, brechoides, oolíticas, nodulosas, etc., presentando colores grises y beige y alternando con margas amarillentas. Los depósitos cuaternarios son travertinos calcáreos y se localizan junto a la población de Palomar de Arroyos.

Tal y como se observa en el mapa, la mayor parte de los materiales aflorantes están constituidos por calizas (27 km²) y por arenas-conglomerados (25 km²). El resto, aproximadamente 4 km², corresponde a depósitos arcillosos y margosos.

MAPA DE VEGETACIÓN (mapa 7)

La elaboración del mapa de vegetación se ha realizado a partir de la fotografía aérea a escala 1:18.000 y por observaciones realizadas *in situ* en el área estudiada. Se han diferenciado 7 grupos homogéneos por las características de su cubierta vegetal:

1. Se observa la existencia de una franja de dirección WNW-ESE, más o menos continua, de superficie de terreno destinada a cultivos en la falda norte de la Sierra de San Just, y a lo largo y ancho del Barranco Bajo del Hocino, al SW del sector estudiado. Su extensión total es de 10 km².

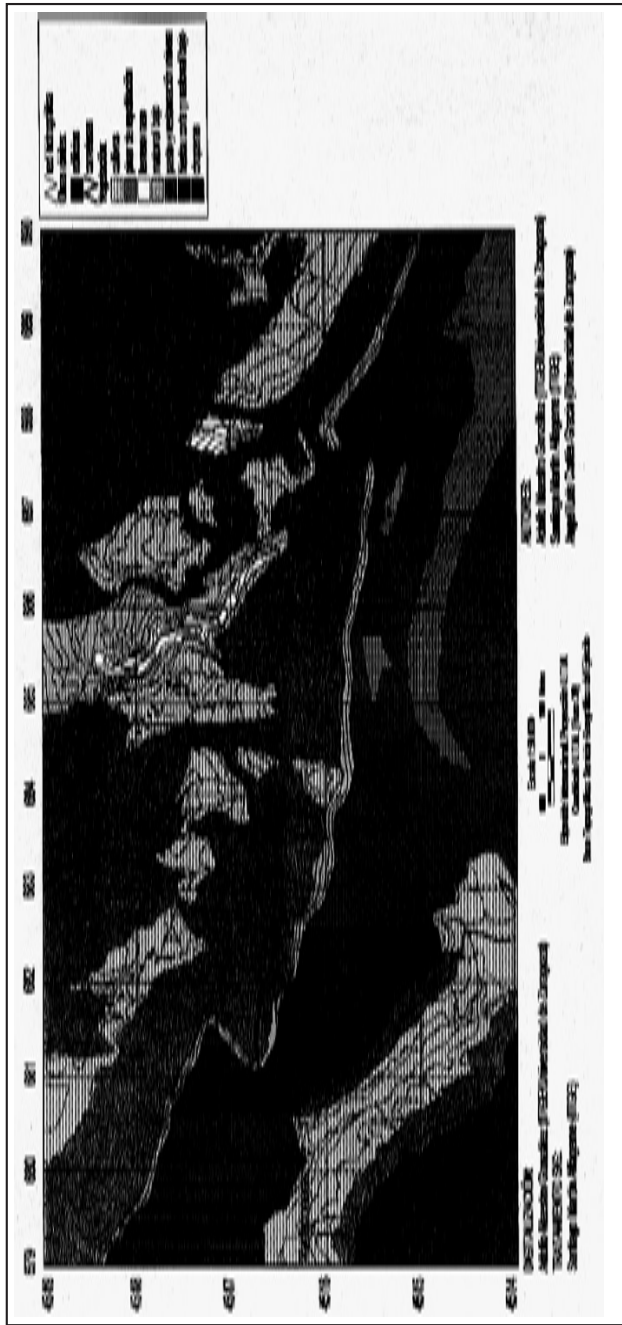
2. La superficie que se caracteriza por presentar pinar de repoblación (2,6 km²) se centra en dos pequeñas áreas en las proximidades de los altos de San Just y Trinidad, así como a lo largo del Barranco de la Umbría del Buitre.

3. Existen dos áreas en las que la cubierta vegetal es inexistente: a lo largo del Arroyo de Escucha, desde su cabecera hasta las proximidades de la localidad de Escucha, y en la cabecera del Barranco Malo. La extensión total de estas dos áreas es de 0,8 km².

4. La zona de máxima pendiente, que orla la Sierra de San Just en su vertiente norte, así como las zonas marginales que bordean el Arroyo de Escucha, se caracterizan por presentar vegetación del tipo matorral bajo. La superficie que ocupa en su distribución este tipo de cubierta vegetal es de 3 km².

5. Prácticamente toda la superficie de la vertiente norte de la Sierra de San Just, a excepción de las zonas citadas anteriormente, presenta vegetación del tipo pastizal, mayoritariamente como resultado de las actividades de restauración minera. El área total que ocupa es 22,7 km².

6. Las zonas más elevadas del sector estudiado: los altos de Ericas, Horma, San Just y Trinidad, de este a oeste, y el Alto de Cerradas en el borde suroccidental presentan una vegetación característica constituida por hierba corta y matorral bajo, con un área de 16,7 km².



Mapa 7. Mapa de vegetación.

7. Por último, se observa una pequeña superficie (0,04 km²), en la cabecera del Arroyo de Escucha, donde existe vegetación arbórea, constituida fundamentalmente por chopos. Estos u otros árboles caducifolios también pueden aparecer dispersos a lo largo de barrancos, pistas o carreteras (aunque no han sido considerados en este mapa).

CARTOGRAFÍAS DE PELIGROSIDAD Y RIESGO

Antes de comenzar la descripción de la elaboración y resultados obtenidos en las cartografías de peligrosidad y riesgos realizadas en el entorno de la Sierra de San Just creemos adecuado clarificar los conceptos de peligrosidad y riesgo.

AYALA (1988) define peligrosidad como "todo proceso o suceso en el Medio Geológico, natural, inducido o mixto, que puede generar un daño económico o social para alguna comunidad, y en cuya predicción, prevención o corrección han de emplearse criterios geológicos". CENDRERO (1988) se refiere a la Peligrosidad como relacionada con: "la mayor o menor probabilidad de que un determinado proceso afecte a una zona con cierto nivel de intensidad, independientemente de que afecte o no a los seres humanos".

La UNDRO (*United Nations Disaster Relief Office*) propone una serie de definiciones relacionadas con el riesgo y los elementos implicados (VARNES, 1984):

- Azar natural (H): es la probabilidad de que ocurra un fenómeno potencialmente dañino en un período de tiempo específico y dentro de una determinada área o región.
- Vulnerabilidad (V): grado de pérdidas sufridas por un determinado elemento o conjunto de elementos sometidos a riesgo, como resultado del desencadenamiento de un fenómeno natural de una magnitud dada. Se expresa en una escala de 0 (no hay daños) a 1 (pérdida total).
- Elementos de riesgo (E): población, propiedades, actividades económicas, servicios públicos, infraestructuras y bienes sometidos a riesgo en una determinada región.
- Riesgo específico (Rs): grado de pérdidas esperado como resultado de un fenómeno natural particular. Se puede expresar como el producto (H) x (V).
- Riesgo total (Rt): es el número esperado de pérdidas humanas, heridos, daños a las propiedades, o perturbación de la actividad económica, resultantes de un fenómeno natural particular. Por lo tanto, se puede expresar como el producto del riesgo específico (Rs) por los elementos de riesgo (E):

$$Rt = (E) \times (Rs) = (E) \times (H) \times (V)$$

Para CENDRERO (1988) el concepto riesgo incluye la posibilidad de daños a personas, instalaciones o actividades, por lo que además de la peligrosidad, habrá que tener en cuenta la existencia de poblaciones, infraestructuras, etc. Esta idea expuesta expresa cualitativamente los dos elementos básicos del concepto riesgo (ROWE, 1977): fenómeno y bienes o personas expuestas.

Para realizar una estimación de cada uno de estos parámetros debemos tener controlados todos los factores involucrados en los procesos de inestabilidad de las laderas y los elementos naturales o

artificiales sometidos a riesgo. En este trabajo se han realizado una serie de mapas temáticos que han sido posteriormente digitalizados y tratados mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), para la evaluación de zonas potencialmente inestables y análisis de los factores influyentes y condicionantes.

MAPA DE RIESGO SÍSMICO (mapa 8)

El procedimiento seguido se basa en los criterios de ALFORS *et al.* (1973) aplicados al Estado de California (USA), que GONZÁLEZ de VALLEJO y SKIPP (1981) adaptaron a las características del territorio español. Los principales criterios considerados son los sísmicos, los geológicos, los demográficos y los económicos. Estos criterios permiten definir una serie de factores denominados de "Severidad Geológica-Población Anual-Beneficio Inmediato y Riesgo de Catástrofe", a partir de los cuales se evalúa el grado de prioridad con que deben aplicarse medidas encaminadas a la mitigación del riesgo sismotectónico. La actividad neotectónica y la densidad de población son los factores más influyentes en la determinación del riesgo sísmico de un área. A continuación describiremos los factores que han sido considerados en este trabajo para la elaboración del mapa de riesgo sísmico.

El primer factor a tener en cuenta es el llamado de *Severidad Geológica* (SG) que indica el grado de severidad del riesgo sismotectónico. Dicho grado puede ser cuantificado asignándole un valor comprendido entre 0 y 3. Para la estimación de SG se han considerado los siguientes parámetros:

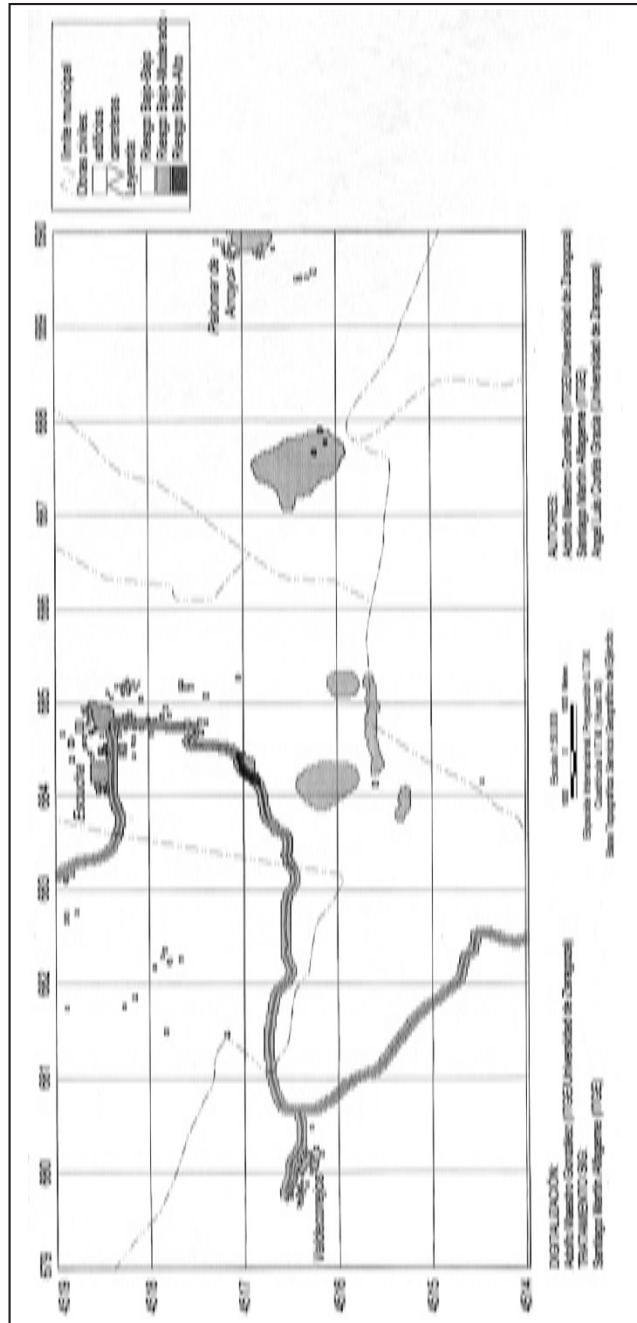
– *Sismicidad Histórica* (SH). El sector Escucha-Utrillas-Sierra de San Just queda encuadrado dentro de la Zona B.3 definida por ALFARO *et al.* (1987) en la región sismotectónica de la Cordillera Ibérica Central, concretamente dentro de la zona sismotectónica denominada del Borde NE de la Cordillera Ibérica. Es una zona muy poco activa sísmicamente. Los datos obtenidos del catálogo sísmico de MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES (1983) sólo reseñan dos seismos de magnitudes $M = 2,9$ y $3,8$, respectivamente, acaecidos después de 1975.

– *Riesgo Sísmico* (RS). Este parámetro se determina a partir de la probabilidad de ocurrencia de terremotos capaces de causar daños (Intensidad \geq VII) para un periodo de retorno de 50 años, según datos de MUNUERA (1969).

– *Actividad Neotectónica* (AN). Se considera actividad neotectónica la producida en estructuras geológicas después del final del período Mioceno (\approx 7 millones de años), aunque la más interesante en un estudio de riesgos es la más reciente, concretamente la desarrollada durante el último millón de años. La zona estudiada en este trabajo, que como se ha mencionado anteriormente corresponde a la zona sismotectónica B.3 (ALFARO *et al.*, 1987) se caracteriza, según estos autores, por presentar una actividad tectónica plio-cuaternaria escasa.

A cada uno de estos parámetros se les asigna un coeficiente (tabla II) y se considera que el valor de la Severidad Geológica es:

$$SG = \frac{SH + RS + AN}{3}$$



Mapa 8. Mapa de riesgo sísmico.

TABLA II

Coefficientes asignados para el establecimiento del grado de Severidad Geológica para el sector Utrillas-Escucha-Sierra de San Just (GONZÁLEZ de VALLEJO *et al.*, 1981)

FACTOR	PARÁMETRO	COEFICIENTE	OBSERVACIONES
Sismicidad Histórica (SH)	Intensidad I ≤ VII	1	Daños menores
Riesgo Sísmico (RS)	Probabilidad P < 30%	1	Probabilidad de ocurrencia de sismos de I ≥ VII en un periodo de 50 años
Actividad Neotectónica (AN)	Edad Geológica Movimientos postmiocenos escasos	1	

Con lo que obtenemos que el valor de la Severidad Geológica en la zona estudiada es baja (SG = 1) (AGUILO *et al.*, 1996).

Otro de los factores que se consideran es el llamado *Población Anual* (PA), que representa el número medio de habitantes por año y por unidad de superficie. El inconveniente de aplicar algunos de estos datos directamente es que pueden llegar a falsear la realidad de la zona estudiada. El procedimiento más correcto sería el de realizar un mapa de densidad real de población en cada municipio, ya que el valor del coeficiente PA no puede ser el mismo en un núcleo urbano que en una zona agrícola. Este es el caso del municipio de Utrillas, que aunque el coeficiente que se le debería asignar en función del método utilizado debe ser 3, se observa, de un modo claro, que en la zona de estudio no existe apenas población por lo que el valor real debe ser 1. Es por ello que en toda el área analizada se ha utilizado un valor de PA igual a 1.

Por otro lado, como consecuencia de la aplicación de un plan de medidas para la mitigación de riesgos sismotectónicos se derivarían beneficios inmediatos que dependerían del grado de desarrollo urbano. En las ciudades que han alcanzado pleno desarrollo no sería posible modificar sus emplazamientos ni actuar con normativa antisísmica sobre sus edificaciones, siendo dichos beneficios muy bajos. Sin embargo, las regiones en vías de desarrollo y sujetas a estudios de planificación podrían beneficiarse en mayor grado de la aplicación de tales normativas. Para tener en cuenta estos criterios se ha definido el llamado factor de *Beneficio Inmediato* (BI). El BI se ha establecido mediante una escala arbitraria de 1 a 3 (de mayor a menor BI) y se realiza en función del desarrollo de las ciudades, por lo que sólo se asigna coeficiente a zonas puntuales, en nuestro caso a las localidades que se encuentran en el área de estudio. Como ninguna de ellas supera los 10.000 habitantes se les ha asignado un coeficiente de BI igual a 1.

Por último, hemos incluido un nuevo factor que tenga en cuenta el potencial del riesgo geológico capaz de producir daños extraordinarios, destrucción de obras civiles, inestabilidades de laderas, etc., que dan lugar a pérdidas de vidas humanas y económicas. A este factor se le ha denominado de *Riesgo de Catástrofe* (RC), empleando la nomenclatura de GONZÁLEZ de VALLEJO y SKIPP (1981). En la determinación de coeficientes se ha tenido en cuenta la actividad sísmica poco importante del área, por lo que únicamente se le ha asignado un coeficiente de $RC = 1$ a las carreteras y a las zonas de alta inestabilidad de ladera, concretamente en tres sectores: en las grietas del borde de la N-420 entre los kilómetros 12 y 13, en las grietas existentes en las proximidades del repetidor de Telefónica y en las áreas de localización de los paleodeslizamientos.

El grado de *Prioridad del Riesgo Sismotectónico o Riesgo Sísmico* (RS) se ha definido según la siguiente expresión:

$$RS = SG + PA + BI + RC$$

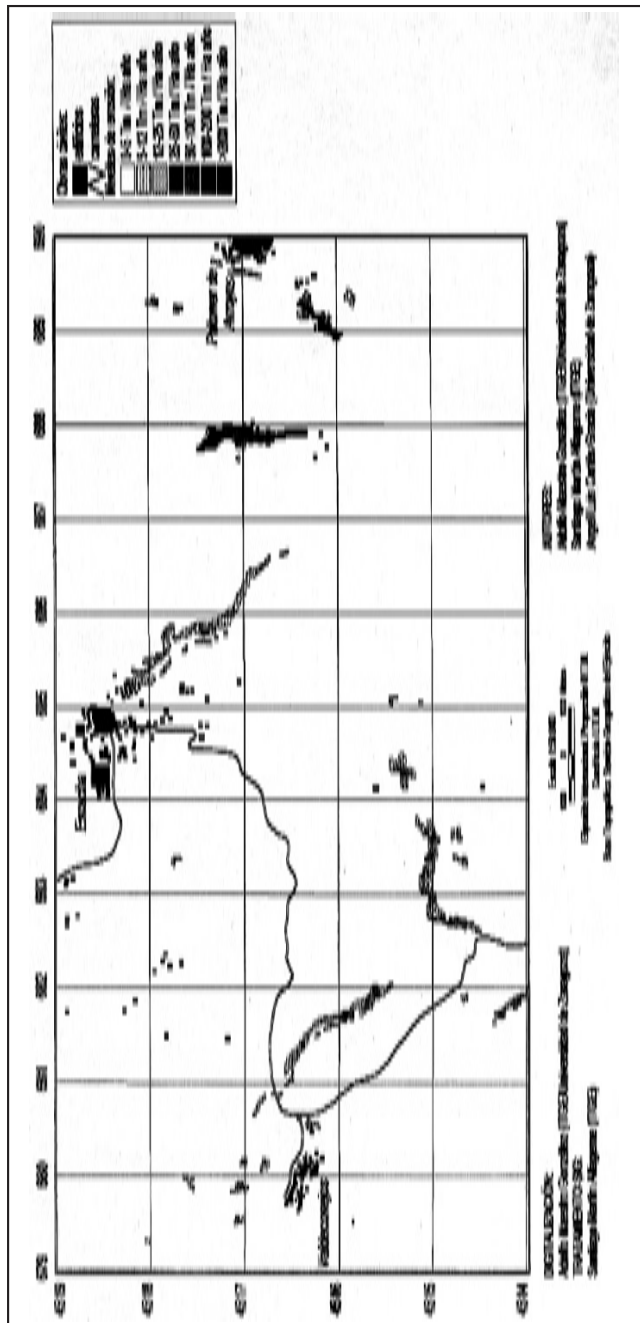
Este grado de prioridad RS representa la necesidad e importancia relativa con que deben llevarse a cabo planes y medidas encaminadas a la mitigación del riesgo sismotectónico. Los resultados obtenidos de aplicar la anterior expresión se muestran en el mapa adjunto, donde se pone de manifiesto la existencia de 3 niveles de Riesgo Sísmico, calculados según los intervalos siguientes:

INTERVALOS DE RS	CALIFICACIÓN DEL RS
$7 > RS \geq 6$	Riesgo bajo-alto
$6 > RS \geq 5$	Riesgo bajo-moderado
$5 > RS \geq 4$	Riesgo bajo-bajo

La zona estudiada se encuentra dentro de la categoría de riesgo sísmico bajo. En este trabajo hemos considerado interesante desglosar esta clasificación en tres (riesgo bajo-bajo, riesgo bajo-moderado, y riesgo bajo-alto) para determinar zonas en que la interacción del fenómeno sísmico con la actividad humana puede ser algo más problemática. Como se puede observar en el mapa de riesgo sísmico (mapa 8) la mayor parte de la zona estudiada se considera de riesgo bajo-bajo, localizándose las zonas de riesgo bajo-moderado y bajo-alto en las poblaciones y edificaciones, obras lineales y zonas inestables con alto riesgo de deslizamiento. En concreto, las dos únicas zonas donde se detecta riesgo sísmico de grado bajo-alto se sitúan junto al kilómetro 13 de la carretera N-420, donde existen grietas de tracción asociadas a inestabilidades de ladera, y en dos pequeñas edificaciones existentes sobre el paleodeslizamiento de Trinidad.

MAPA CUANTITATIVO DE EROSIÓN REAL (mapa 9)

La inclusión de la erosión en este estudio se justifica, de forma resumida, por la importancia de los siguientes puntos:



Mapa 9. Mapa cuantitativo de erosión real.

1. Detectar los lugares donde la erosión se encuentra más avanzada para intentar la corrección y salvaguardia del medio.

2. Detectar las zonas más sensibles a la erosión, máxime cuando se realiza un estudio de estabilidad de taludes y el fenómeno erosivo puede suponer un elemento altamente inestabilizador, para regular las acciones sobre dichas zonas y evitar el desarrollo de los procesos erosivos.

3. Detectar los lugares donde el fenómeno erosivo es, o puede ser, más intenso, con el fin de evitar los perjuicios sobre las obras humanas (construcciones, obras lineales, etc.).

El estudio de la erosión está basado en los elementos que la originan (el clima) y los elementos que la regulan (el suelo, la cubierta vegetal, etc.). Por esta razón, un estudio de erosión debe ir íntimamente unido al estudio y cartografía de los elementos relacionados con ella. En este trabajo, como ya se ha mencionado en el apartado anterior, se ha realizado una serie de cartografías temáticas que han permitido la elaboración del mapa cuantitativo de erosión real (mapa 9): mapa litológico, mapa de pendientes y mapa de vegetación.

La evolución del riesgo de erosión y la cuantificación de las pérdidas de suelo son las cuestiones más debatidas en el campo de la planificación de usos del suelo. Los diversos métodos desarrollados para la evaluación y predicción de la erosión han evolucionado desde formulaciones puramente descriptivas hasta modelos matemáticos complejos, basados en las leyes físicas que regulan el proceso de la erosión del suelo por los agentes erosivos. Para la elaboración de la cartografía que se presenta en este trabajo se ha empleado el modelo empírico para el estudio de erosión en parcelas y campos de cultivo conocido como *Ecuación Universal de Pérdida de Suelo* (WISCHMEIER y SMITH, 1958). Esta ecuación se ha utilizado para calcular de modo cuantitativo la pérdida de suelo que se ha producido en el área de estudio.

La expresión de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo es:

$$A \equiv R \times K \times L \times S \times C \times P$$

A: es la pérdida media anual de suelo en Tm/Ha/año;

R: es el factor de lluvia o erosividad de la lluvia en J x cm/m² x h;

K: es el factor de erosionabilidad del suelo en Tm x m² x h/Ha x J x cm;

L: es el factor de longitud de la pendiente en m;

S: es el factor de inclinación de la pendiente en %;

C: es el factor de ordenación de cultivos (adimensional); y

P: es el factor de control de la erosión mediante prácticas de cultivo.

La estimación de cada uno de los factores que intervienen se ha realizado de la siguiente forma:

- *Factor de lluvia o erosividad de la lluvia (R)*. La erosividad se define como el producto de la energía cinética del aguacero (*E*) por su intensidad máxima en 30 minutos (*I*) dividido por 100. Es decir,

$$R \equiv \frac{E \times I_{30}}{100}$$

Para establecer un valor medio interanual es necesario sumar la erosividad de todas las tormentas de un año durante un número suficiente de años. Se recomienda utilizar al menos una serie de registros pluviográficos de 22 años de duración. Los datos de los valores medios anuales de los índices de erosividad pluvial de la red hidrográfica, así como el establecimiento de ecuaciones realizadas mediante el análisis de regresión de los índices de erosión pluvial con otros parámetros pluviométricos deducidos de las observaciones efectuadas en la red convencional se recogen en ICONA (1988). Próxima a nuestra zona de estudio se encuentra el observatorio meteorológico n.º 9531-Montalbán, cuyo valor medio anual del Índice de Erosividad Pluvial (R) es 95 J x cm/m² x h. Este es, por lo tanto, el valor que nosotros hemos utilizado en el área de Escucha-Utrillas-San Just.

- *Factor de erosionabilidad del suelo (K)*. Expresa la influencia de las propiedades químicas y físicas del suelo en la erosión, a través de la infiltración, permeabilidad, capacidad de retención de agua, resistencia a la dispersión, aplastamiento, abrasión y fuerzas de transporte. Se determina empíricamente en unas condiciones determinadas y se expresa en Tm/Ha.

En este estudio se han aplicado los índices que relacionan directamente la erosionabilidad del terreno con el sustrato litológico propuestos por la FAO (1980):

TIPOS DE ROCA	ÍNDICE DE RESISTENCIA A LA EROSIÓN
Areniscas consolidadas _____	0,5-0,6
Calizas friables _____	0,6-0,7
Margas y arcillas _____	0,1-0,2

- *Factor de longitud de declive (L)*. Representa la longitud del terreno, talud, ladera, etc., que se ha tomado como unidad de estudio y donde se manifiesta la escorrentía. Este factor viene definido por:

$$L \equiv \left[\frac{\lambda}{22,1} \right]^m$$

En donde *L* es la longitud del declive en metros y *m* un exponente influenciado principalmente por la interacción entre la longitud del declive y la pendiente. La longitud *L* se define como la distancia desde el origen de la escorrentía superficial hasta el inicio del depósito de sedimentos, o hasta donde la escorrentía se concentre en su cauce.

- *Factor de pendiente del declive (S)*. Representa la pendiente del terreno, talud, ladera, etc., que se ha tomado como unidad de estudio. Se determina mediante la expresión:

$$S = \frac{0,43 + 0,30 \times s + 0,043 \times s^2}{6,613}$$

siendo *s* la pendiente en porcentaje.

Estos dos factores suelen agruparse bajo la denominación del factor topográfico LS , que integra el efecto del relieve, longitud del declive o ladera y pendiente. La ecuación obtenida del análisis estadístico de los datos para representar el producto $L \times S$ es la siguiente:

$$LS = \left[\frac{\lambda}{22,1} \right]^m \times \left[\frac{0,43 + 0,30 \times s + 0,043 \times s^2}{6,613} \right]$$

En este trabajo se han utilizado dos variantes de esta expresión en función de la pendiente de la ladera:

1. Para pendientes menores de 20% la expresión se reduce a:

$$LS = \left[\frac{\lambda}{22,1} \right]^{0,5} \times \left[0,065 + 0,0454 \times s + 0,0065 \times s^2 \right] = \\ = \lambda^{0,5} \times \left(0,0138 + 0,00965 \times s + 0,00138 \times s^2 \right)$$

2. Para pendientes mayores de 20% la ecuación utilizada es:

$$LS = \left[\frac{\lambda}{22,1} \right]^{0,5} \times \left[\frac{s}{9} \right]^{1,4}$$

- *Factor de cultivo y ordenación (C)*. Es un factor combinado que refleja la influencia de: a) las secuencias de la cubierta vegetal (en el caso de cultivos), b) los tipos de cubierta vegetal y c) la cantidad de aguaceros caídos durante los períodos en que las prácticas agrícolas dejan desprotegido el suelo. Representa la relación entre la pérdida de suelo en un terreno cultivado en condiciones específicas y la pérdida correspondiente del suelo en barbecho continuo.

En este trabajo se ha utilizado la siguiente escala de valores de C para el tipo de vegetación que se ha determinado en el área de estudio (AGUILO *et al.*, 1996):

TIPO DE VEGETACIÓN	VALOR DE C
Matorral bajo bien consolidado	0,015
Pasto y restauración minera	0,015
Pinar de repoblación	0,02
Choperas	0,02
Hierba corta y matorral disperso	0,15
Cultivos	0,3
Terreno raso	1,0

- *Factor de prácticas de cultivo (P)*. Expresa la influencia que ejercen las prácticas de cultivo, corrección y conservación de la erosión hídrica. Su función es disminuir el valor de pérdida obteni-

do suponiendo que existen o van a llevarse a cabo prácticas de conservación en el área de estudio. Este factor ha sido considerado 1, ya que en la zona estudiada no se observa ningún tipo de práctica agrícola ni de ingeniería destinada a la conservación del suelo.

A partir de estos datos se ha realizado la Cartografía Cuantitativa de Erosión Real. Se han establecido 7 niveles basados en los elaborados por el Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza (ICONA) en 1987:

NIVELES	VALOR DE A (Tm/Ha AÑO)
1	0-5
2	5-12
3	12-25
4	25-50
5	50-100
6	100-200
7	>200

Los resultados obtenidos del análisis de los datos expuestos se pueden observar en el mapa cuantitativo de erosión real (mapa 9). En él se observa que los niveles de erosión en el área estudiada son, por lo general, muy bajos, oscilando entre 0 y 5 Tm/Ha año. Se pueden diferenciar dos zonas con importantes tasas de erosión: la zona nororiental de la Sierra de San Just, entre las localidades de Escucha y Palomar de Arroyos, y la zona suroccidental, en las proximidades de Valdecoñejos. En la zona nororiental se encontrarían las áreas con procesos de erosión más importantes, con tasas en muchos casos superiores a 12 Tm/Ha año. Estos fenómenos se localizan en las cabeceras del Arroyo de Escucha, el Río Palomar y el Barranco Malo. En este último se podrían detectar pérdidas por erosión que superarían las 200 Tm/Ha año. Del mismo modo, en el sector suroccidental las mayores tasas de erosión se localizarían en las cabeceras de los barrancos, concretamente en el Barranco Bajo del Hocino y en la Rambla de los Cingles. La cuantía de la erosión prevista en estas zonas oscila entre 5 y 50 Tm/Ha año.

A continuación se indica la superficie a la que afecta cada uno de los 7 niveles establecidos:

NIVELES	ÁREA QUE AFECTAN (km ²)
1	54,84
2	0,5
3	0,16
4	0,05
5	0,04
6	0,02
7	0,03

MAPA DE PELIGROSIDAD POR DESLIZAMIENTOS E INESTABILIDADES DEL TERRENO (mapa 10)

Las técnicas para evaluar la inestabilidad del terreno incluyen, al menos, uno de los siguientes métodos (MARSH, 1978):

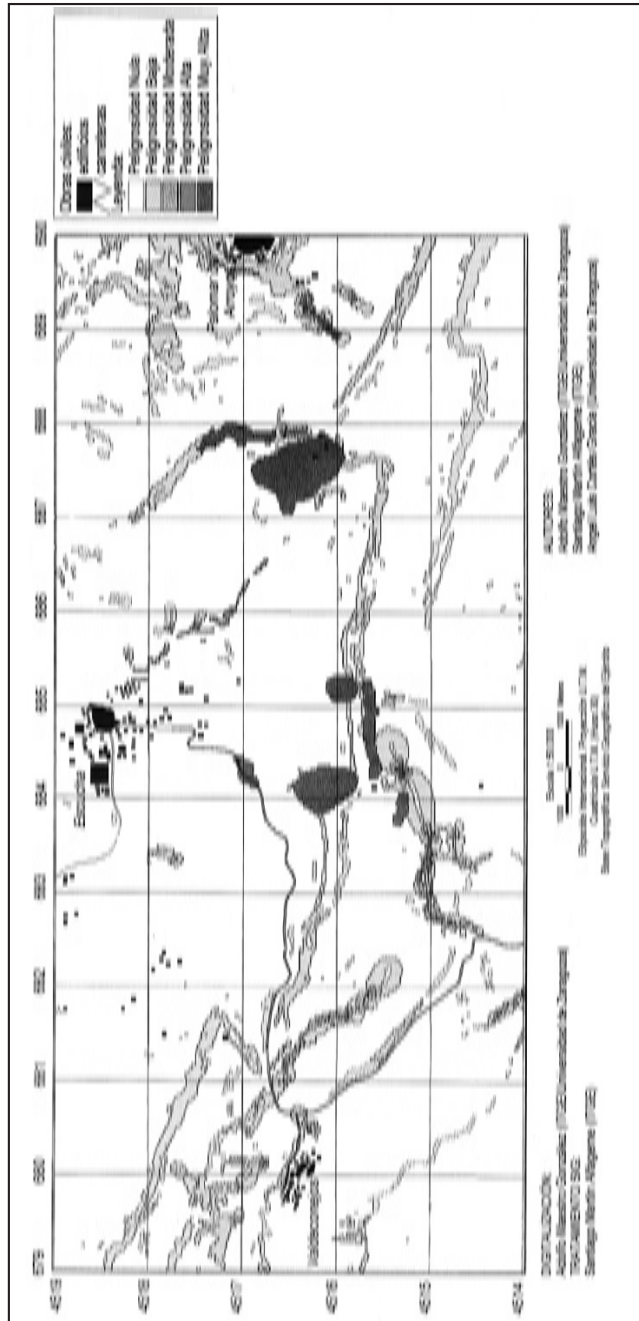
1. Estudio histórico y localización de antiguos movimientos en masa en las laderas.
2. Reconocimiento y estudio de las condiciones que motivan tales movimientos en masa en cada lugar determinado.
3. Reconocimiento y estudio del efecto desestabilizador que puedan tener determinados desarrollos previstos.

En nuestro caso, para la confección del mapa de peligrosidad por deslizamientos e inestabilidades del terreno (mapa 10), hemos tenido en cuenta fundamentalmente los dos primeros puntos, ya que, tras el estudio detallado de campo, no se observan datos que hagan suponer el efecto desestabilizador de ninguna actividad humana.

Inicialmente, el análisis se basa en el conocimiento de la topografía del terreno, a partir de la cual se determina la pendiente del mismo. Este factor se conjuga con las características litológicas de las distintas zonas analizadas. En el estudio desarrollado partimos de la premisa que cuando el valor del ángulo de fricción de la roca es superior al ángulo de la pendiente ese sector es considerado como potencialmente inestable. Esta afirmación no es del todo cierta, ya que se han de cumplir además otros requisitos geométricos para que tenga lugar el deslizamiento. El más importante y sencillo de todos ellos es que el plano de debilidad a partir del cual se produce el movimiento ha de cortar la superficie del talud. Aun con todo, es necesario además que el ángulo del plano de deslizamiento unido al peso de la cuña supere el ángulo de fricción de la roca, suponiendo en todo momento que la cohesión en este plano es nula.

A pesar de que se pueda suponer que estos condicionantes pueden restringir los fenómenos de deslizamientos a zonas muy determinadas, estos fenómenos en la Sierra de San Just son frecuentes, sobre todo en áreas de fuertes pendientes y en zonas con gran predominio de materiales arcillosos. Además, se ha observado la existencia de una densa fracturación que afecta a los materiales calcáreos que culminan la sierra. Por ello, se ha creído conveniente el establecimiento de áreas de inestabilidad potencial, a pesar de que no ha sido posible verificar en todo el sector estudiado si las condiciones geométricas eran favorables a la existencia de inestabilidades tanto cinemáticas como dinámicas.

Para ello, a partir de los datos de ensayos geotécnicos realizados en el entorno de la Sierra de San Just (ENTECSA, 1994; MAESTRO y CORTÉS, 1995) se han asignado unos valores medios del ángulo de fricción a cada una de las litologías determinadas en esta zona:



Mapa 10. Mapa de peligrosidad por deslizamientos.

TIPOS DE LITOLOGÍA	ÁNGULO DE FRICCIÓN MEDIO
Calizas _____	30°
Arcillas y margas _____	17°
Arenas y conglomerados _____	31°

A partir de esta información y del valor de la pendiente en grados establecemos una cartografía aproximada de las áreas susceptibles a movimientos de masas (tabla III). Para la realización de esta cartografía asignamos el coeficiente 1 a las zonas inestables y el coeficiente 0 a las zonas estables.

Con el objeto de aproximarnos más a la realidad, consideramos la incidencia que los procesos erosivos pueden tener en los fenómenos de desestabilización de las laderas. Para ello, a partir del mapa cuantitativo de erosión real asignamos coeficientes a los distintos niveles definidos, que en algún caso han sido reagrupados (tabla IV).

TABLA III

**Aproximación al grado de estabilidad de las laderas en función de la litología
(con un ángulo de fricción determinado) y la pendiente del terreno**

PENDIENTE	CALIZAS	ARCILLAS Y MARGAS	ARENAS Y CONGLOMERADOS
<17° _____	Estable	Estable	Estable
17°-30° _____	Estable	Inestable	Estable
>30° _____	Inestable	Inestable	Inestable

TABLA IV

**Asignación de coeficientes de erosión en función del factor A
(pérdida media anual de suelo)**

VALOR DE A (Tm /Ha AÑO)	DENOMINACIÓN	COEFICIENTE
0-5 _____	Erosión ligera	0
5-12 _____	Erosión moderada	1
12-25 _____	Erosión moderada	1
25-50 _____	Erosión severa	2
50-100 _____	Erosión severa	2
100-200 _____	Erosión muy severa	3
>200 _____	Erosión muy severa	3

El análisis se completa con los datos de paleodeslizamientos y grietas. En el sector estudiado se ha observado, a partir de la fotografía aérea y del trabajo de campo, la existencia de tres paleodeslizamientos, dos de los cuales presentan grandes dimensiones, así como de una extensa zona con importantes grietas de tracción al borde de la cornisa de la Sierra de San Just, y junto al kilómetro 13 de la carretera N-420. A estos sectores, altamente inestables, se les ha asignado un coeficiente 3.

Con el sumatorio de estos factores enunciados se han determinado 5 niveles de peligrosidad:

NIVELES DE PELIGROSIDAD	VALOR DEL SUMATORIO DE LOS COEFICIENTES
Peligrosidad nula _____	0
Peligrosidad baja _____	1
Peligrosidad moderada _____	2
Peligrosidad alta _____	3
Peligrosidad muy alta _____	4-5

Las zonas de peligrosidad baja se localizan fundamentalmente en la cornisa norte de la Sierra de San Just, así como a lo largo de la Rambla de los Cinglos y del Río Palomar, en la cabecera del Barranco Bajo del Hocino, en la zona de convergencia del Arroyo de la Tejería y el Río Palomar, y en la Solana del Puerto. Las áreas de peligrosidad moderada se sitúan en puntos concretos de las cabeceras de la Rambla de los Cinglos, Barranco Bajo del Hocino, Arroyo de Escucha, Barranco Malo y el Río Palomar. Por último, las áreas de peligrosidad alta y muy alta se ubican en las zonas más elevadas del Barranco Malo y Río Palomar, en las zonas de grietas tensionales existentes tanto al oeste como al este del repetidor de Telefónica y en el kilómetro 13 de la carretera N-420, y en las zonas donde han sido detectados paleodeslizamientos.

ESTUDIO DE LOS PALEODESLIZAMIENTOS

CARACTERIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS PALEODESLIZAMIENTOS

En la vertiente norte de la Sierra de San Just se han determinado tres importantes paleodeslizamientos que involucran un volumen importante de material de la ladera (más de 25 Hm³ en conjunto). Las principales características de los mismos se pueden observar en las tablas V-VII.

La evolución de estos deslizamientos es compleja y está fuertemente condicionada por la intensa fracturación existente en los niveles carbonatados que coronan la Sierra de San Just, controlando la formación y orientación de las grandes grietas de tracción. Esta fracturación es responsable igualmente de los procesos de infiltración de aguas meteóricas y posterior karstificación de las calizas, lo que favorece la saturación permanente de los niveles impermeables situados bajo las grietas de tracción y la disminución de los valores de resistencia de las rocas.

TABLA V
Características del paleodeslizamiento de Telefónica

hoja M.T.N. (escala 1:50.000)	518 (Montalbán)
coordenadas UTM:	684.150 / 4516.200
superficie:	27,8 Hm ²
relación longitud / anchura:	1,5
volumen:	12,7 Hm ³ (aprox.)
litología:	calizas, margas, lutitas y arenas
altura de la cicatriz:	40 m
orientación de la cicatriz:	WNW-ESE
pendiente de la ladera natural:	35°
pendiente de la ladera deslizada:	10°
altura de la ladera:	1.480 m
conserva estructuras originales:	SI (estratificación basculada)
cotas de la superficie de deslizamiento:	1.320-1.440 m
surgencias de agua:	SI (Fuente de las Canaletas)
otras estructuras:	grietas transversales en el lóbulo deslizado de orientación NW-SE y abiertas 10-50 cm
actividad:	NO
mecanismo de rotura:	deslizamiento rotacional
condiciones de rotura:	– calizas: $C = 0 \text{ kg/m}^2$; $\varphi = 17^\circ$
modelización programa STABL5	– arenas Vr: $C = 0 \text{ kg/m}^2$; $\varphi = 15^\circ$
	– arenas U: $C = 8,4 \text{ kg/cm}^2$; $\varphi = 10^\circ$
	– aceleración sísmica: 0,1 g

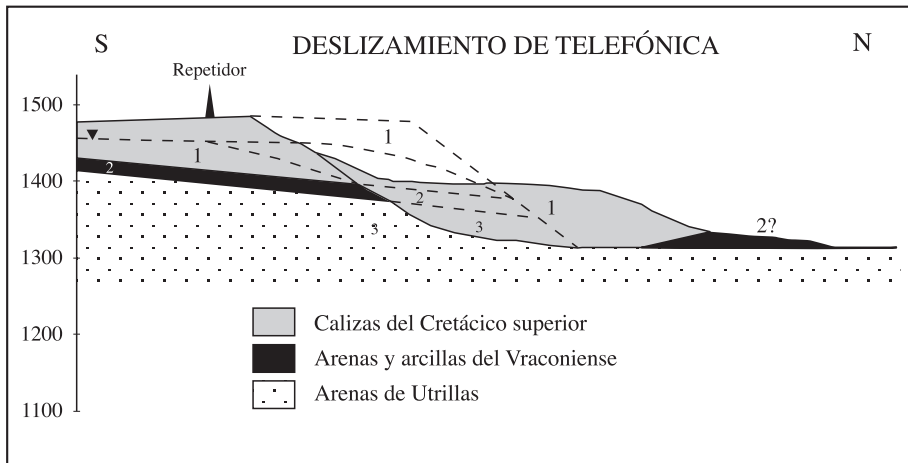


TABLA VI
Características del paleodeslizamiento de San Just

hoja M.T.N. (escala 1:50.000)	518 (Montalbán)
coordenadas UTM:	685.600 / 4515.900
superficie:	6,3 Hm ²
relación longitud / anchura:	1,3
volumen:	3,15 Hm ³ (aprox.)
litología:	calizas, margas, lutitas y arenas
altura de la cicatriz:	20 m
orientación de la cicatriz:	E-W
pendiente de la ladera natural:	50°
pendiente de la ladera deslizada:	20°
altura de la ladera:	1.500 m
conserva estructuras originales:	SI (algunos bloques basculados)
cotas de la superficie de deslizamiento:	1.380-1.480 m
surgencias de agua:	NO
otras estructuras:	NO
actividad:	NO
mecanismo de rotura:	deslizamiento rotacional
condiciones de rotura:	- calizas: C= 0 kg/m ² ; φ = 17°
modelización programa STABL5	- arenas Vr: C= 0 kg/m ² ; φ = 15°
	- arenas U: C= 10,5 kg/cm ² ; φ = 15°
	- aceleración sísmica: 0,06 g

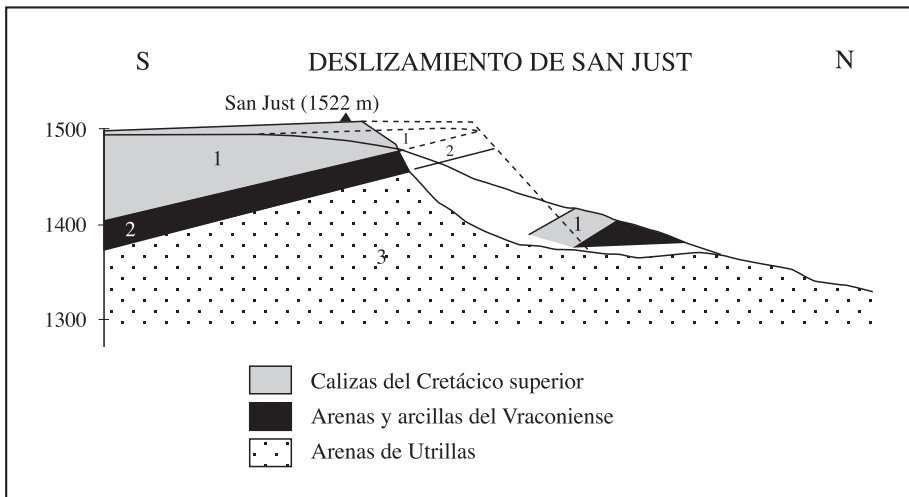
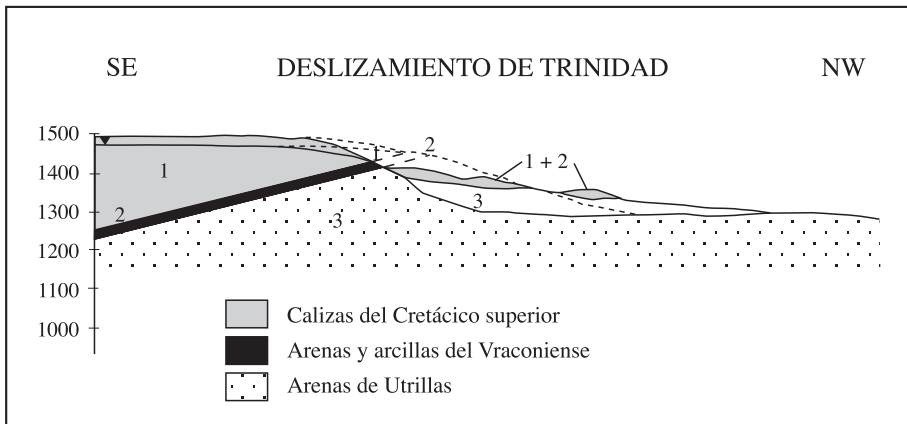


TABLA VII
Características del paleodeslizamiento de Trinidad

hoja M.T.N. (escala 1:50.000)	518 (Montalbán)
coordenadas UTM:	687.500 / 4516.300
superficie:	17,1 Hm ²
relación longitud / anchura:	2,5
volumen:	11,73 Hm ³ (aprox.)
litología:	calizas, margas, lutitas y arenas
altura de la cicatriz:	60 m
orientación de la cicatriz:	ENE-WSW
pendiente de la ladera natural:	22°
pendiente de la ladera deslizada:	10°
altura de la ladera:	1.480 m
conserva estructuras originales:	SI (sinclinal NW-SE en calizas)
cotas de la superficie de deslizamiento:	1.320-1.420 m
surgencias de agua:	SI (encharcamientos y Fuente de Ortiga)
otras estructuras:	<ul style="list-style-type: none"> - escarpes escalonados - estrías y surcos (dirección de movimiento hacia el NW) - crestas y grietas transversales y radiales en la zona de acumulación
actividad:	NO
mecanismo de rotura:	deslizamiento rotacional
condiciones de rotura:	<ul style="list-style-type: none"> - calizas: $C = 0 \text{ kg/m}^2$; $\varphi = 17^\circ$ - arenas Vr: $C = 0 \text{ kg/m}^2$; $\varphi = 15^\circ$ - arenas U: $C = 0 \text{ kg/cm}^2$; $\varphi = 23,1^\circ$ - aceleración sísmica: 0,06 g



A partir de los datos aportados en este trabajo y la información que proporciona la modelización (retroanálisis) de MAESTRO y CORTÉS (1995) se puede establecer una evolución de los paleo-deslizamientos similar al *modelo de rotura progresiva* propuesto, entre otros, por JIMÉNEZ SALAS (1984). Las fracturas (grietas de tracción) existentes en las calizas cretácicas progresan desde la superficie hacia el interior del macizo rocoso favoreciendo la meteorización progresiva de los materiales cercanos a la superficie potencial de rotura. El mecanismo de rotura progresiva implica que la masa alterada se comprime longitudinalmente y en la parte superior se desplaza lo suficiente como para alcanzar el estado de resistencia residual. De esta manera, la superficie de rotura progresa hacia abajo hasta alcanzar la base del talud, produciéndose un deslizamiento brusco (fig. 11).

Estos deslizamientos de tipo rotacional se caracterizan, en general, por presentar velocidades en sus movimientos que oscilan entre 1 m y 1 cm / año, que se pueden considerar relativamente lentas. No obstante, como se ha comentado en el párrafo anterior, una vez que la rotura alcanza la base del talud (o el nivel de base del deslizamiento, que puede situarse en la ladera) el deslizamiento puede producirse de forma brusca y muy rápida.

ANÁLISIS DE LOS FACTORES INFLUYENTES

En el análisis de los procesos de inestabilidad de laderas se diferencian generalmente factores determinantes y factores activadores de la inestabilidad (HANSEN, 1983; CHACÓN *et al.*, 1996). Los factores determinantes se refieren a las condiciones generales de estabilidad de las vertientes. Los factores activadores o desencadenantes tratan de ofrecer respuestas a la movilización particular de una ladera o talud en unas condiciones espacio-temporales definidas.

Entre los diversos factores determinantes, en la bibliografía se suelen incluir los referentes a 1) la forma del relieve (pendiente, elevación, orientación, unidades morfológicas, etc.), 2) propiedades geotécnicas de los materiales o unidades litológicas, 3) disposición de las discontinuidades respecto a la vertiente o talud, 4) disposición del nivel freático local y 5) otros factores como la cercanía de cursos fluviales, posición en la ladera, longitud de la misma o presencia de vegetación.

Los factores activadores o desencadenantes incluyen aquellos cambios, generalmente a corto o medio plazo, en las condiciones de la vertiente y del material que la compone. Estas variaciones implican incrementos en las fuerzas perturbadoras o reducciones en las fuerzas resistentes (disminución de los parámetros de resistencia, cohesión, incremento en la presión de poros, etc.). Igualmente hay que considerar la acción sísmica como un factor importante a tener en cuenta, ya que sus efectos dinámicos contribuyen a reducir la resistencia de los materiales y a aumentar el momento perturbador por el incremento de la constante gravitatoria asociada a la aceleración sísmica.

Los factores que pueden influir en la zona estudiada son los siguientes:

- Topografía (elevada pendiente de la ladera norte de la Sierra de San Just).

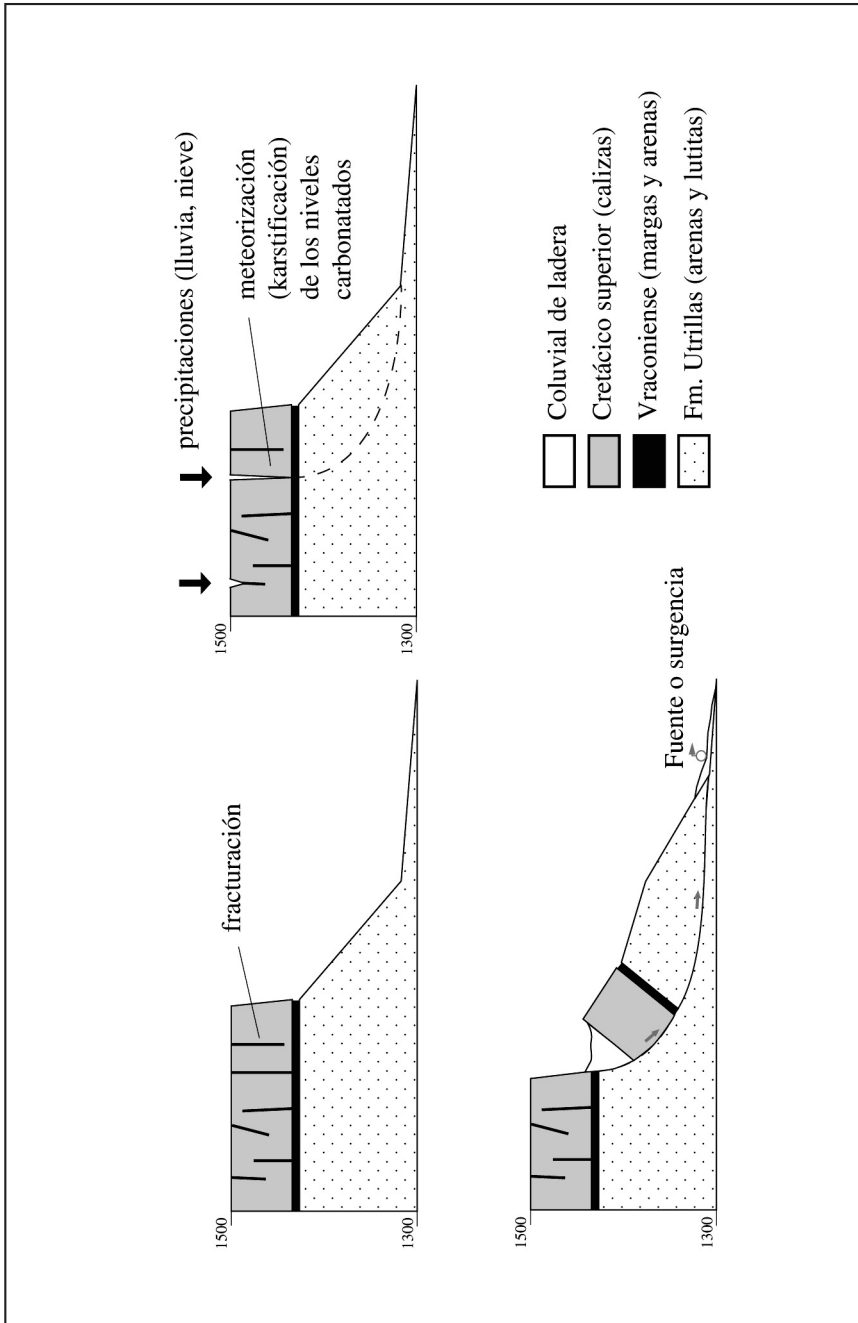


Fig. 11. Modelo evolutivo simplificado propuesto para los deslizamientos de la vertiente norte de la Sierra de San Just.

- Fracturación de las rocas (especialmente las calizas del Cretácico superior que forman la parte superior del macizo).
- Orientación de la ladera (vertiente norte: mayor humedad).
- Tipo de materiales (Fm. Utrillas: lutitas y areniscas, Vraconiense: margas y arenas, con un comportamiento geomecánico similar a un "suelo").
- Erosión diferencial de los niveles menos competentes ("rocas blandas").
- Procesos de karstificación y meteorización de las fracturas preexistentes.
- Escasez o ausencia de una cubierta edáfica y vegetal importante (especialmente la cubierta arbórea).
- Posible influencia de la aceleración sísmica debida a sismicidad natural o inducida por las explosiones en las minas.
- Procesos de subsidencia minera (?).

CONCLUSIONES

La existencia de importantes grietas de tracción y deslizamientos en la vertiente norte de la Sierra de San Just ha dado lugar a la necesidad de realizar un estudio detallado sobre los fenómenos de inestabilidad de laderas en esta área. Se ha observado la existencia de tres grandes paleo-deslizamientos localizados al sur de la localidad de Escucha. El estudio de estos antiguos deslizamientos ha permitido determinar la situación del nivel base de la superficie de rotura en torno a los 1.320 m s.n.m., aunque se han localizado materiales del coluvial de deslizamiento en cotas más bajas, por lo que cualquier movimiento de laderas actual, de entidad similar a los deslizamientos analizados, podría llegar a afectar a las obras lineales ahora existentes. Además, recientemente se ha detectado la existencia de grietas de tracción afectando también al trazado de la carretera N-420.

El análisis de las direcciones de fracturación de la zona muestra la existencia de dos máximos claros de dirección N060-070 y N120-130 y máximos relativos N090-100 y N160-170. No existe un patrón de fracturación común a todos los afloramientos, probablemente debido a la complejidad tectónica de la zona estudiada que muestra estructuras de distinto origen y diferentes direcciones superpuestas entre sí.

En el seguimiento de la abertura de las grandes grietas de tracción desarrolladas en el macizo de San Just no se han apreciado movimientos destacables que superen el intervalo de confianza de los instrumentos de medida. Las medidas realizadas con el clinómetro de precisión a lo largo de tres años (agosto 1994-octubre 1997) indican un basculamiento hacia el norte en los primeros estadios (con una diferencia de 0,439 mm) y un posterior basculamiento hacia el sur (0,045 mm) apenas perceptible. En las grietas que afectan el trazado de la N-420 se ha realizado un detallado estudio sobre su evolución mediante la utilización de un equipo inclinométrico en varios sondeos. Las deformaciones obtenidas se localizaban entre los 12 y 22 metros de profundidad. A partir de los

datos se ha establecido la existencia de una superficie de rotura, con una pendiente media del 3,4% hacia el NE. En este caso las grietas observadas en superficie corresponderían a grietas transversales al deslizamiento principal.

Los factores que pueden influir de una manera más o menos determinante en la estabilidad de las laderas de la zona estudiada son los siguientes: elevada pendiente de la ladera; fracturación de las rocas; orientación de la ladera; características litológicas de los materiales; procesos de erosión diferencial de los niveles menos competentes; procesos de karstificación y meteorización de las fracturas preexistentes; escasez o ausencia de una cubierta edáfica y vegetal importante; posible influencia de la sismicidad natural o inducida por las explosiones en las minas; y posibles fenómenos localizados de subsidencia minera.

A partir de la elaboración de mapas temáticos del territorio estudiado y su posterior tratamiento se han realizado diferentes mapas de riesgo y peligrosidad. Las cartografías temáticas de partida han sido: mapa coroplético de altitud del que se ha derivado el mapa de pendientes; mapa geológico del que se deriva el mapa litológico; mapa geomorfológico; mapa de obras civiles y usos del suelo; y mapa de vegetación.

Desde el punto de vista del Riesgo Sísmico, la zona estudiada entra dentro de la categoría de riesgo sísmico bajo. La mayor parte de ella se considera de riesgo bajo-bajo, localizándose las zonas de riesgo bajo-alto junto al tramo de la carretera N-420 donde existen grietas de tracción y en dos pequeñas edificaciones existentes sobre el paleodeslizamiento de Trinidad.

En la zona estudiada los niveles de erosión son, por lo general, muy bajos, oscilando entre 0 y 5 Tm/Ha año. En la zona nororiental de la Sierra de San Just se encontrarían las áreas con procesos de erosión más importantes, con tasas en muchos casos superiores a 12 Tm/Ha año. Estos fenómenos se localizan en las cabeceras de los principales arroyos y barrancos, pudiéndose detectar pérdidas por erosión que superarían las 200 Tm/Ha año en el Barranco Malo. Del mismo modo, en el sector suroccidental las mayores tasas de erosión se localizarían en las cabeceras de los barrancos y oscilaría entre 5 y 50 Tm/Ha año.

Desde el punto de vista de la Peligrosidad por deslizamientos, las áreas de mayor peligrosidad se ubican en las zonas más elevadas del Barranco Malo y Río Palomar, en las zonas de grietas tensionales existentes junto al repetidor de Telefónica y en la carretera N-420, y en las zonas donde han sido detectados paleodeslizamientos.

Agradecimientos

Queremos mostrar nuestro agradecimiento a Jesús Iranzo, Jefe de la Demarcación de Carreteras del Estado en Aragón, Unidad de Teruel (Ministerio de Fomento), por todas las facilidades concedidas para la obtención de datos geológicos y geotécnicos inéditos de la zona estudiada. Agradecemos la colaboración de M.^a José Rodríguez (GEOTEYCO) que nos proporcionó la información geológica y geotécnica relacionada con el proyecto y las obras de la variante de la carretera N-420 en el

puerto de San Just y nos mostró algunos puntos inestables detectados en la ladera norte de la sierra. En el mismo sentido agradecemos a Miguel Ángel Pérez (U.T.E. Teruel-Montalbán, Dragados-O.C.P) la cesión de datos inéditos. Por último, no queremos olvidar la ayuda prestada en distintos momentos por los miembros del equipo de Geología Estructural de la Universidad de Zaragoza y la ayuda desinteresada en la toma de datos de Juan José Hernández, M.^a Carmen Satué y Elena Tirado.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J.; RAMÍREZ del POZO, J. y RIBA, O. (1971), «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares», *Estudios geol.*, 27, pp. 497-512.
- AGUILO, J. y otros (1996), *Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología*, Serie monográfica, Madrid, Secretaría General de Medio Ambiente, 809 págs.
- ALFARO, J.A.; CASAS, A.M. y SIMÓN, J.L. (1987), «Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde Sur Pirenaico», *Estudios geol.*, 43, pp. 445-457.
- ALFORS, J.T.; BURNETT, J.L. y GAY, T.E. (1973), *Master Plan for California. Urban Geology*, California Div. of Mines and Geology, Bull. 198, 112 págs.
- ARANDA, J.M. y SIMÓN, J.L. (1993), «Aspectos de la tectónica cretácica y terciaria en la Cuenca de Utrillas (Teruel) a partir de los datos de minería de interior», *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2), pp. 123-129.
- AYALA, F.J. (1988), «Introducción a los Riesgos Geológicos», en *Riesgos Geológicos*, Madrid, ITGE, 333 págs.
- CASAS, A.M.; PITARCH, J.E. y ROMÁN, T. (1995), «La fracturación terciaria en la Formación de Arnedo (Cuenca del Ebro, La Rioja), consecuencias geotécnicas», *Zubía*, 13, Logroño, pp. 9-32.
- CENDRERO, A. (1988), «Riesgos Geológicos, Ordenación del Territorio y Protección del Medio Ambiente», en *Riesgos Geológicos*, Madrid, ITGE, 333 págs.
- CENDRERO, A. y otros (1986), *Mapa geocientífico de la provincia de Valencia*, Diputación Provincial de Valencia, 71 págs.
- CRESPO, A.; NAVARRO, D.; CANEROT, J.; PAN, T. del; FERNÁNDEZ-LUANCO, M.C. y LEYVA, F. (1979), *Cartografía y memoria explicativa de la hoja n.º 518 (Montalbán) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, Madrid, IGME, 31 págs. y 1 mapa.
- CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. y FERNÁNDEZ, T. (1996), «Consideraciones sobre los riesgos derivados de los movimientos del terreno, su variada naturaleza y las dificultades de su evaluación», en J. CHACÓN y C. IRIGARAY (eds.), *Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente* (VI CNGAOT/ICEGLUP), pp. 407-418.
- DIPUTACIÓN General de Aragón (1990), *Aragón por todos los caminos*, Departamento de Industria, Comercio y Turismo, Eds. Informática Blanco S.L., 2 discos magnéticos.
- DIPUTACIÓN Provincial de Teruel (1995), *Teruel al natural: Sierras Montalbinas*, 11 págs.
- ENTECSA (1994), *Estudio geológico-geotécnico de rellenos. Carretera Teruel-intersección con N-211 (Montalbán). Variante del PK 25+100 al PK 28+440*, U.T.E. Teruel-Montalbán, Dragados-O.C.P., informe inédito: 168 págs.
- FAO (1980), *Metodología provisional para la evaluación de la degradación de suelos*, Roma, FAO.

- GEOCISA (1995), *Carretera N-420 Teruel-Montalbán, variante de San Just. Nota sobre la visita*, MOPTMA, Demarcación de Carreteras del Estado en Aragón, Unidad de Teruel, informe inédito, 18 págs.
- GOTEYCO (1996-97), *Instrumentación de los movimientos de ladera en CN-420 de Córdoba a Tarragona por Cuenca. Tramo Teruel-intersección CN-211. Entre PK 28+300 y 28+600 (Tramo II)*, Ministerio de Fomento, Demarcación de Carreteras del Estado en Aragón, Unidad de Teruel, informe inédito.
- GONZÁLEZ, A. (1989), *Análisis tectosedimentario del terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 507 págs.
- GONZÁLEZ, A. y GUIMERA, J. (1993), «Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga», *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2), pp. 151-165.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I. y SKIPP, B.O. (1981), «A General Procedure for Regional Seismotectonic Mapping for Engineering Purposes», *Bol. Inter. Assoc. Eng. Geology*, 21 págs.
- GUIMERA, J. (1988), *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 600 págs.
- HANSEN, M.J. (1983), «Strategies for classification of landslides», en D. BRUNDSSEN y D.B. PRIOR (eds.), *Slope stability*, New York, John Wiley & Sons, pp. 1-25.
- ICONA (1987), *Mapas de estados erosivos: Cuenca Hidrográfica del Ebro*, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 87 págs.
- ICONA (1988), *Agresividad de la lluvia en España: Valores del factor R de la Ecuación Universal de Pérdidas de Suelo*, Memoria 39, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 39 págs.
- IGME (1981), *Estudio hidrogeológico del Sistema Acuífero n.º 58: Mesozoico Ibérico de la Depresión del Ebro*.
- ITGE - SGOP (1988), *Proyecto de actualización, infraestructura hidrogeológica, vigilancia y catálogo de acuíferos* (inédito).
- JIMÉNEZ SALAS, J.A. (1984), «La rotura progresiva en la estabilidad de taludes», *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, Barcelona, II, pp. 4.1-4.4.
- MAESTRO, A. y CORTÉS, A.L. (1995), *Fenómenos de inestabilidad de taludes y laderas naturales en la provincia de Teruel: identificación y auscultación en distintas áreas morfoestructurales (Sierras de San Just, Gúdar y Javalambre)*, Memoria final del Proyecto de Investigación concedido en el XII Concurso de Ayudas a la Investigación del Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 168 págs.
- MARSH, W.M. (1978), *Environmental analysis for land use and site planning*, New York, McGraw-Hill.
- MARTÍN, L.; LEYVA, F. y ARTEAGA, R. (1986), *Síntesis geológico-minera de las cuencas ligníferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Aliaga y Castellote*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, 231 págs.
- MARTÍN FERNÁNDEZ, M.; CANEROT, J.; PAN, T. del y LEYVA, F. (1979), *Cartografía y memoria explicativa de la hoja n.º 517 (Argente) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, Madrid, IGME, 23 págs. y 1 mapa.
- MELÉNDEZ, A. (1991), «Sedimentología del Cretácico Superior», *Memoria explicativa de la hoja n.º 40 (Daroca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000*, Madrid, ITGE, pp. 113-138.
- MEZCUA, J. y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983), *Sismicidad del área ibero-magrebí*, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, Pub. 203, 299 págs.
- MUNUERA, J.M. (1969), *El Mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica*, Madrid, Instituto Geográfico y Catastral, 55 págs. y 14 mapas.

- PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN-GÓMEZ, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984), *Geomorfología de la provincia de Teruel*, Teruel, Instituto de Estudios Turolenses, 149 págs.
- ROWE, W.D. (1977), *An Anatomy of Risk*, New York, John Wiley & Sons, 488 págs.
- SANCHO, C. (1997), «Los Mapas de Riesgos», en J.L. PEÑA MONNÉ (ed.), *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*, Logroño, Geoformas Ediciones, pp.181-200.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1978), «La Meseta», en M. de TERÁN (ed.), *Geografía de España*, Madrid, Ariel, pp. 42-62.
- SORIA, A.R. (1997), *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 363 págs.
- VARNES, D.J. (1984), *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*, Paris, Int. Assoc. Eng. Geol., Commission on Landslides and other mass movements on slopes, Unesco.
- WILSON, L. (1968), «Morphogenic classification», en R.W. FAIRBRIDGE (ed.), *The encyclopedia of geomorphology*, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., pp. 717-731.
- WISCHMEIER, W.H. y SMITH, D.D. (1958), «Rainfall energy and its relationship to soil erosion», *Trans. Am. Geophys. Un.*, 39, pp. 285-291.

Recibido el 28 de enero de 1998

Aceptado el 20 de abril de 1998

