

Título de la tesis:

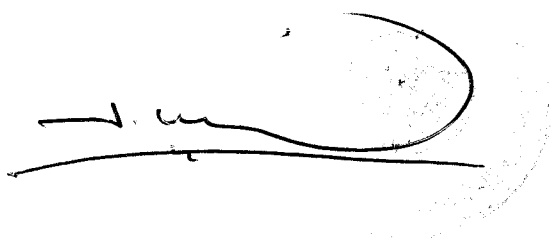
**ESTUDIO DE MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA CUENCA DEL
RÍO ÍZBOR MEDIANTE UN SIG: CONTRIBUCIÓN AL
CONOCIMIENTO DE LA RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA
ACTIVA E INESTABILIDAD DE VERTIENTES.**

Presentada por:



Rachid El Hamdouni

Para optar al grado de Doctor por la Universidad de Granada.



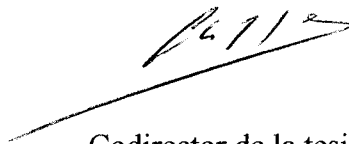
Director de la tesis:

José Chacón Montero

Catedrático de Ingeniería del Terreno

Departamento de Ingeniería Civil

Universidad de Granada



Codirector de la tesis:

Carlos Sanz de Galdeano Equiza

Investigador Científico del

Instituto Andaluz de Ciencias de
Tierra.

Consejo Superior de Investigaciones
Científicas (CSIC).

Este trabajo ha sido realizado en el seno del “Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos y Ingeniería del Terreno” del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Granada (Grupo RNM 121 del Plan Andaluz de Investigación, Junta de Andalucía, España) del que es investigador principal el Dr. José Chacón Montero. Además, se contó con la financiación de las becas del Convenio de Cooperación entre la Universidad de Granada y la Universidad Abdelmalek Essaadi de Tetuán (1993-1994), del Ministerio de Asuntos Exteriores Español (1994-1997) y del Ministerio de Enseñanza Superior e Investigaciones Científicas del Gobierno Marroquí (1993-1998).

A: Adelaida, mis padres y hermanos

AGRADECIMIENTOS:

Al finalizar este trabajo, quisiera mostrar mi profundo agradecimiento a todos aquellos que me han permitido directa o indirectamente superar cualquier obstáculo para realizar esta tesis, tanto en el plano científico, técnico o moral. Que cada uno de ellos sepa que reservo para él, mi estima y consideración.

En primer lugar, debo lo esencial de mi aprendizaje en el campo de la investigación en general y en el de los riesgos geológicos en particular al director de esta tesis, el **Dr. José Chacón Montero** Catedrático de Ingeniería del Terreno de la Universidad de Granada que desde mi llegada al departamento de Ingeniería Civil, que él dirige actualmente, me ha recibido en su grupo “Investigaciones Medioambientales: Riesgos geológicos e Ingeniería del Terreno”. Es un gran privilegio para mí poder beneficiar de la experiencia de uno de los investigadores con más méritos en el campo de Investigación, especialmente en riesgos geológicos asociados a movimientos de ladera. Valoro mucho la manera de expresar sus críticas y también de felicitar los avances realizados durante el transcurso de esta tesis. Paralelamente a la ayuda científica, reservo siempre en mis pensamientos la hospitalidad y ayuda material que siempre me ha ofrecido para llevar a cabo este trabajo (equipamiento del laboratorio de SIG, asistencia a congresos, salidas de campo ...etc).

Agradezco igualmente al **Dr. Carlos Sanz de Galdeano Equiza**, Investigador Científico del IACT (CSIC). Sus observaciones, críticas y discusiones, las de un gran conocedor de geología y neotectónica de las Cordilleras Béticas, me han permitido enriquecer esta tesis y mejorar mis conocimientos en el campo de la neotectónica. Le agradezco también por aceptar la codirección de esta tesis y el tiempo dedicado a corregir esta memoria. Me ha aconsejado siempre y ha puesto a mi disposición su amplia bibliografía sobre las Cordilleras Béticas. Espero que encuentre aquí mis reconocimientos más profundos.

Pienso igualmente en el **Dr. Clemente Irigaray Fernández**, Profesor Titular de Ingeniería del Terreno. Lo considero mi tercer “supervisor”. A él debo la corrección, además del contenido científico, la del ortográfico y gramatical de este texto y la multitud de consultas sobre los métodos utilizados en este trabajo. Desde el comienzo de esta tesis, ha sido siempre fuente de consultas en todos los temas relacionados con esta. No olvido nunca su gran ayuda en la gestión de los trámites de tesis que sin él me habría resultado muy difícil realizar al encontrarme en Sevilla. Es un gran placer para mí que forme parte del tribunal de esta tesis.

Mis agradecimientos también al **Profesor Edward Keller** de la Universidad de California por su ayuda en la corrección de los resultados del apartado “Evaluación de

encajamiento de ríos mediante el estudio de travertino”. Estoy muy contento de que forme parte del tribunal de esta tesis. Agradezco también al **Dr. Antonio Delgado Huertas** de la Estación Experimental del Zaidín por los análisis de isótopos estables de las muestras de agua y de travertino.

Particularmente entrañable ha sido la colaboración de mis amigos y compañeros del equipo de investigación. A **Tomas Fernández del Castillo** por su gran ayuda en el tema de SIG y las múltiples consultas en todos los aspectos de la tesis. A **Francisco Lamas** por facilitarme los datos de lluvia y multitud de consultas relacionadas con los ensayos de laboratorio. A **Manuel Salinas** por su ayuda en algunos ensayos del laboratorio, preparación de muestras de travertino, ...etc. Todos ellos, siempre me han mostrado su amistad y apoyo. A todos guardo la expresión de mis reconocimientos y profundo gratitud.

Este trabajo no hubiera sido posible llevarlo a cabo sin la ayuda material de las becas del ICMA (Ministerio de Asuntos Exteriores Español), Convenio de colaboración entre la Universidad Abdelmalek Essaadi (Tetuán) y la Universidad de Granada, Ministerio de Enseñanza Superior e Investigaciones Científicas de Marruecos, Proyecto del CICYT español AMB92-0656 y el Grupo RNM 121 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

No quiero olvidar a mis padres y hermanos los cuales me han prestado continuamente su apoyo moral y económico con más que infinita paciencia. Especialmente a mi hermano **El Mokhtar** que siempre hemos compartido nuestras preocupaciones en el campo de investigación.

Mis reconocimientos sin límite a mi mujer **Adelaida** por su paciencia y por soportar mi gran dedicación a esta tesis desde el primer día que nos conocimos. También quiero mostrar mi agradecimiento por el apoyo tanto moral como económico que nos han prestado mis suegros **Antonio y Adela** y a mis cuñados **Toni y Claudio** con sus continuos ánimos.

Quiero agradecer también a mi amigo: **Mohamed Bouamama**, con quien he compartido momentos de preocupación y alegría durante nuestra estancia en Granada.

Miles de agradecimientos a mis amigos: **Susana, Isidro, Amparo, José Miguel y Casi** que siempre se han interesado por el desarrollo de este trabajo.



ÍNDICE GENERAL



	<u>Páginas</u>
AGRADECIMIENTOS	
ÍNDICE GENERAL	1
ÍNDICE DE FIGURAS	9
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS	21
ÍNDICE DE TABLAS	25
RESUMEN	31

PARTE PRIMERA: INTRODUCCIÓN GENERAL

CAPÍTULO I.1. FUNDAMENTOS DEL ESTUDIO	43
I.1.1 Justificación y objetivos del estudio	45
I.1.1.1. Justificación	45
I.1.1.2. Objetivos	46
I.1.2. Material de trabajo y métodos de estudio	47
I.1.2.1. Material de trabajo	47
I.1.2.2. Métodos de estudio	48
I.1.2.2.1. Métodos de gabinete	48
I.1.2.2.2. Métodos de laboratorio	49
I.1.2.2.3. Métodos de campo	50
I.1.3. El Sistema de Información Geográfica (SIG): SPANS	51
I.1.3.1. Definición de un SIG y características generales de SPANS	52
I.1.3.2. Datos geográficos.	52
I.1.3.3. Estructura de los datos geográficos.	53
I.1.3.4. Funciones principales de SPANS.	54
I.1.3.4.1. Entrada de datos	54
I.1.3.4.2. Procesamiento de datos	54
I.1.3.4.3. Salida y presentación de datos	55
I.1.3.5. El Modelo Digital del Terreno (MDT).	55
I.1.3.5.1. Obtención de la información base	55
I.1.3.5.2. Elaboración del MDT	56

CAPÍTULO I.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLOGÍA.....	57
I.2.1. Localización geográfica y geológica.....	59
I.2.2. Geología	61
I.2.2.1. Introducción.....	61
I.2.2.2. Estratigrafía y petrología	63
I.2.2.2.1. Complejo Nevado-Filábride	63
I.2.2.2.2. Complejo Alpujarride	65
I.2.2.2.3. Materiales postorogénicos (Neógeno y Cuaternario).....	68
I.2.2.2.3.1. Los sedimentos del Mioceno	69
I.2.2.2.3.2. Los sedimentos del Plioceno y Cuaternario.....	70
I.2.2.3. Tectónica, neotectónica y tectónica activa	73
I.2.2.3.1. Rasgos tectónicos generales	73
I.2.2.3.2. Neotectónica	75
I.2.2.3.3. Tectónica activa	79
I.2.3. Otras características generales.....	80
I.2.3.1. Hidrografía e hidrogeología.....	80
I.2.3.2. Aspectos geomorfológicos generales	82
I.2.3.3. Clima y vegetación natural	85
I.2.3.4. Aspectos socioeconómicos	87

PARTE SEGUNDA: INVESTIGACIONES DESARROLLADAS Y RESULTADOS OBTENIDOS

Capítulo II.1. TECTÓNICA ACTIVA	91
II.1.1. Introducción	93
II.1.2. Análisis morfométrico: Utilización de índices geomorfológicos de tectónica activa.....	95
II.1.2.1. Índices geomorfológicos relativos al sistema fluvial - cuencas de drenaje.....	96
II.1.2.1.1. Perfiles longitudinales de ríos y el índice de gradiente - longitud de cauce: SL.....	98
II.1.2.1.2. Asimetría de las cuencas de drenaje.....	110
II.1.2.1.2.1. El factor de asimetría FA.....	111

II.1.2.1.2.2. Factor de asimetría topográfico transversal T.	114
II.1.2.1.3. Curva hipsométrica e integral hipsométrico de las cuencas de drenaje	120
II.1.2.1.4. Relación anchura del fondo del valle - altura del valle (V_f)	127
II.1.2.1.5. El índice de forma de cuencas de drenaje: B_s	130
II.1.2.2. Índices geomorfológicos relativos a los frentes montañosos.	132
II.1.2.2.1. Índice de sinuosidad de frentes montañosos (S_{mf}).	133
II.1.2.3. Clasificación de tectónica activa	136
II.1.3. Evaluación del encajamiento de la red de drenaje mediante análisis de travertinos	139
II.1.3.1. Introducción y antecedentes	139
II.1.3.2. Caracterización geológica y geomorfológica de los afloramientos de travertino y muestras analizadas.	140
II.1.3.2.1. Afloramientos de travertino en la zona	140
II.1.3.2.2. Descripción y situación de las muestras analizadas	144
II.1.3.2.2.1. Muestras de travertino	144
II.1.3.2.2.2. Muestras de agua	145
II.1.3.3. Metodologías utilizadas en los análisis isotópicos	145
II.1.3.3.1. Datación absoluta	145
II.1.3.3.2. Análisis isotópico de ^{18}O y ^{13}C	146
II.1.3.4. Resultados e interpretación.	146
II.1.3.4.1. Dataciones absolutas	146
II.1.3.4.2. Isótopos estables	147
II.1.3.5. Situación de los travertinos estudiados en las etapas paleoclimáticas generales.	152
II.1.3.6. Aplicación del análisis de los travertinos a la valoración del encajamiento de los ríos.	156
II.1.4. Sismicidad y sismotectónica	158
II.1.4.1. Sismicidad y sismotectónica en el ámbito regional de la zona	158
II.1.4.2. Sismicidad y sismotectónica en la cuenca del río Izbor	159
II.1.5. Evidencias de tectónica activa registradas en el campo.	166

II.1.5.1. Formas tectónicas relacionadas con fallas activas	166
II.1.5.2. Anomalías geomorfológicas ligadas a depósitos aluviales en el pie de los frentes montañosos.	172
II.1.5.3. Anomalías geomorfológicas en la red de drenaje.	174
II.1.5.4. Anomalías geomorfológicas ligadas a formas de erosión.....	176
II.1.6. Conclusiones	176
Capítulo II.2. FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA	179
II.2.1. Factores determinantes de los movimientos de ladera.....	181
II.2.1.1. El Modelo Digital del Terreno	182
II.2.1.2. Factores derivados del MDE.....	183
II.2.1.2.1. Factores directos.....	183
II.2.1.2.2. Factores indirectos.....	192
II.2.1.3. Otros factores no relacionados con el MDT.....	198
II.2.1.3.1. Litología	198
II.2.1.3.2. Unidades tectónicas.....	208
II.2.1.3.3. Precipitación media anual	210
II.2.1.3.4. Intensidad de precipitación.....	211
II.2.1.4. Correlación entre factores	213
II.2.2. Movimientos de ladera.....	215
II.2.2.1. Terminología, clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera.....	216
II.2.2.2. Actividad y grado de desarrollo	221
II.2.2.3. Inventario de movimientos de ladera	225
II.2.2.3.1. Antecedentes	225
II.2.2.3.2. El inventario elaborado en este estudio	227
II.2.2.4. Daños registrados en el periodo de estudio (1994-1999) a causa de los movimientos de ladera	240
II.2.3. Relación entre factores determinantes y movimientos de ladera.....	247
II.2.4. Conclusión	264

Capítulo II.3. RELACIÓN TECTÓNICA ACTIVA - MOVIMIENTOS DE LADERA	267
.....	267
III.3.1. Introducción	269
III.3.2. Movimientos de ladera y índices geomorfológicos de tectónica activa	270
III.3.2.1. El índice SL y movimientos de ladera	270
III.3.2.2. Movimientos de ladera e inclinación del terreno :.....	276
III.3.2.3. Movimientos de ladera y el índice IH.....	278
III.3.2.4. Movimientos de ladera y el índice de relación anchura del fondo del valle-altura del valle (V_f).....	282
III.3.2.5. Movimientos de ladera y el índice de formas de cuencas (B_s)....	283
III.3.2.6. Movimientos de ladera y el índice de sinuosidad de los frentes montañosos (S_{mf}).....	285
III.3.3. Distribución de los movimientos de ladera en función de las clases de actividad tectónica establecidas	286
III.3.4. Relación entre movimientos de ladera y evidencias en el terreno de tectónica activa.....	289
III.3.5. Conclusión	293
 Capítulo II.4. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD DE LOS TERRENOS A LOS MOVIMIENTOS DE LADERA.....	 295
II.4.1. Introducción	297
II.4.2. Metodología utilizada.....	298
II.4.3. Resultados obtenidos.....	301
II.4.4. Coherencia del método utilizado y validación de los mapas de susceptibilidad obtenidos.....	313
III.4.4.1. Coherencia del método utilizado.....	313
III.4.4.2. Validación de los mapas de susceptibilidad obtenidos	316
II.4.5. Conclusión.....	319

PARTE TERCERA. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES GENERALES

Capítulo III.1. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES DE LOS RESULTADOS..... 321

 III.1.1. Discusión de los resultados..... 321

 III.1.2. Conclusiones generales..... 325

PARTE CUARTA. BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

IV.1. BIBLIOGRAFÍA GENERAL..... 335

IV.2. BIBLIOGRAFÍA DE INVESTIGACIONES EN LA REGIÓN..... 357

IV.3. ANEXOS..... 371

 Anexo I. Cálculo del índice SL en los diferentes ríos y barrancos de la cuenca del río Izbor. 373

 Anexo II. Cálculo del índice T en las diferentes sub-cuencas de la cuenca del río Ízbor..... 387

 Anexo III. Base de datos de movimientos de ladera 397

 Anexo IV. Análisis de correlación entre factores determinantes y movimientos de ladera..... 421

 Anexo V. Mapas de: actividad tectónica, inventario de movimientos de ladera y susceptibilidad por tipología de los terrenos a los movimientos de ladera..... 431



ÍNDICE DE FIGURAS



Capítulo I.1. FUNDAMENTOS DEL ESTUDIO

Figura 1. Organigrama del método de trabajo utilizado 51

Capítulo I.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLOGÍA

Figura 2. Localización geográfica del área de estudio..... 59

Figura 3. Esquema fisiográfico de la zona..... 60

Figura 4. Localización geológica del área de estudio..... 61

Figura 5. Esquema geológico de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1997).. 62

Figura 6. Columnas litológicas del Nevado-Filábride (tomada desde Díaz de Federico et al., 1980) 64

Figura 7. La distribución de los distintos mantos Alpujárrides y Nevado-Filábrides en la zona 66

Figura 8. Serie sintética de las formaciones carbonatadas del Alpujárride independiente del grado de metamorfismo que haya adquirido cada una de ellas (simplificado de Delgado et al., 1981)..... 67

Figura 9. Litologías aflorantes en el Valle de Lecrín 69

Figura 10. Mapa geológico del sector de Padul-Dúrcal (Sanz de Galdeano, 1996)71

Figura 11. Corte de la turbera de Padul-Manar y estimación de los valores de los saltos verticales de las fallas. (Sanz de Galdeano, 1996)..... 78

Figura 12. Corte en el sector del Padul-Silleta y estimación de los valores de los saltos verticales de las fallas. Leyenda en la figura 9. (Sanz de Galdeano, 1996)... 78

Capítulo II.1. TECTÓNICA ACTIVA

Figura 13. Red de drenaje utilizada en el cálculo de los índices geomorfológicos relativos al sistema fluvial 98

Figura 14. Esquema explicativo de los parámetros utilizados en el cálculo del índice SL 100

Figura 15. Índice SL en los cauces principales de Sierra Nevada (Keller et al., 1996) 101

Figura 16. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica en el río Albuñuelas (N de la sierra de los Guájares)..... 102

Figura 17. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica en el borde SW de Sierra Nevada	103
Figura 18. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica en el barranco del Anciano (SO de Padul).....	104
Figura 19. Clasificación de SL según su distribución en la zona	104
Figura 20. Índice SL en los ríos de la cuenca del río Izbor	105
Figura 21. Distribución de los valores anómalos de SL y la resistencia de materiales.....	106
Figura 22. Algunos perfiles longitudinales de ríos y sus índices SL en el borde SW de Sierra Nevada.....	107
Figura 23. Algunos perfiles longitudinales y sus índices SL en el borde de la sierra de los Guájares.....	108
Figura 24. Algunos perfiles longitudinales y sus índices SL en la zona SO del Padul	109
Figura 25. Bloque diagrama mostrando como se calcula el índice FA (según Keller y Pinter, 1996)	111
Figura 26. Mapa que muestra la litología del área estudiada y su relación con las cuencas de drenaje con asimetría considerable	114
Figura 27. Esquema de parte de una cuenca de drenaje mostrando los parámetros para el cálculo del factor de asimetría topográfico transversal (T). (Cox, 1994)	115
Figura 28. Vectores de asimetría en el río Izbor y sus afluentes. La longitud de los vectores es proporcional a la magnitud de migración (máximo = 0.89). Un pequeño círculo cerrado indica una simetría perfecta (magnitud 0).....	116
Figura 29. Representación estereográfica cluster y diagramas estelares de los vectores de asimetría independientemente de la litología en la cuenca del río Izbor. (A) todos los segmentos. (B) en los segmentos de la margen derecha. (C) en los segmentos de la margen izquierda. (Los puntos representan los vectores dispersos y los triángulos o el símbolo + indican vectores de grupos homogéneos según los parámetros utilizados en este análisis. El círculo grande representa el valor medio de cada grupo homogéneo).....	118
Figura 30. Representación estereográfica cluster y diagramas estelares de los datos recogidos en segmentos con litología de resistencia homogénea. (A) resistencia	

moderada (filitas y micasquistos). (B) materiales no consolidados de resistencia baja a muy baja (turba, arcilla, limos y abanicos aluviales) 119

Figura 31. Diagrama mostrando los parámetros de cálculo de la curva hipsométrica (a partir de Strahler, 1952)..... 120

Figura 32. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen izquierda de la cuenca principal (Izbor). La primera gráfica representa el conjunto de la cuenca del río Izbor..... 122

Figura 33. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen derecha de la cuenca principal del río Izbor 125

Figura 34. Esquema explicativo de los parámetros utilizados en el cálculo de V_f (Keller y Pinter, 1996) 128

Figura 35. Localización de los puntos de cálculo de V_f en la cuenca del río Izbor..... 129

Figura 36. Los parámetros de cálculo del índice B_s 131

Figura 37: Esquema mostrando los parámetros utilizados en el cálculo de S_{mf} (Keller y Pinter, 1996) 134

Figura 38. Frentes montañosos delimitados para el cálculo del índice S_{mf} 135

Figura 39. Distribución de la actividad tectónica relativa en la cuenca del río Izbor 138

Figura 40. Distribución de la frecuencia de clases de actividad tectónica relativa definidas en la cuenca del río Izbor. 138

Figura 41. Afloramientos de travertino en la zona 141

Figura 42. Cortes geológicos mostrando los afloramientos estudiados. A) Cónchar. B) Albuñuelas. C) Pinos del Valle. D) Zaza. E) Lanjarón. F) Vélez de Benaudalla.... 142

Figura 43. $\delta^{13}C$ en función $\delta^{18}O$ de los travertinos (Chacón et al., 2001)..... 149

Figura 44. El origen del carbono 150

Figura 45. $\delta^{13}C$. Cálculo del rango desde DIC y los valores obtenidos de los travertinos. (1: $\delta^{13}C$ calculado desde DIC. 2: $\delta^{13}C$ calculado desde travertino).... 151

Figura 46. $\delta^{18}O$ calculado desde los parámetros actuales ($\delta^{18}O$ del agua y temperatura) y valores obtenidos de los diferentes depósitos de travertinos. La temperatura se ha calculado con la ecuación de Kim y O'Neil (1997). El cuadrado representa la composición isotópica de la calcita precipitada en equilibrio con la

temperatura media anual y composición isotópica del agua. (1: $\delta^{18}\text{O}$ calculado desde DIC. 2: $\delta^{18}\text{O}$ calculado desde travertino).....	152
Figura 47. A partir de las dataciones U-Th se han podido localizar cada afloramiento de travertinos en el clásico diagrama de Dansgaard et al., (1993). Se constata la coincidencia de los episodios de precipitación masiva de travertinos con los episodios interglaciares descritos por estos autores.....	154
Figura 48. Velocidad de encajamiento en función de la distancia de los afloramientos de travertino desde el el frente SO de Sierra Nevada hacia el Sur .	157
Figura 49. Sismicidad en el área Ibero-Magrebí. (Figura cedida por el Prof. Carlos López Casado).....	159
Figura 50. Modelo de cizalla en relación con la convergencia entre África y la Península Ibérica (Vegas, 1992). AG: Arco de Gibraltar, CBS: Cuenca Surbalear, IA: Isla de Alborán.	159
Figura 51. Predominio de epicentros superficiales en una estrecha banda a 10-12 kms de profundidad (Buforn et al., 1994)	160
Figura 52. Esquema general simplificado mostrando los segmentos de fallas principales consideradas como activas (indicada por línea gruesa) en base de datos neotectónicos y sísmicos (Sanz de Galdeano et al., 1995).	161
Figura 53. Fallas principales de la cuenca del río Izbor y la situación de los epicentros sísmicos registrados en esta zona entre 1962 y 1995.	163
Figura 54. Magnitudes de eventos sísmicos registrados en la zona entre 1962-1995.	163
Figura 55. Profundidades de los epicentros sísmicos sucedidos entre 1962 y 1995.. ..	164
Figura 56. Profundidades de epicentros sísmicos en función de la distancia de estos del plano de falla “Padul-Nigüelas”	164
Figura 57. Representación del mecanismo focal conjunto de siete eventos de la zona del Padul (Serrano et al., 1996).....	165
Figura 58. Detalle de las fallas que afectan a los depósitos del Plioceno-Pleistoceno (Ci) situados sobre la falla N70E al E de Padul (Sanz de Galdeano et al., 1998). El cono superior (Cs), aunque menos deformado, también está afectado.....	170

Figura 59. Corte en el barranco de La Raja, en el sector del Puntal, al N de Padul, que muestra el buzamiento contra la montaña de los depósitos del Plioceno-Pleistoceno (Ci) y las fallas que lo afectan (Sanz de Galdeano et al., 1998). El cono superior (Cs) fosiliza estas estructuras.....	170
Figura 60. Generaciones de facetas triangulares en el borde SO de Sierra Nevada (Riley y Moore, 1993).....	171
Figura 61. Histograma de altitudes en el borde SO de Sierra Nevada. Los picos observados corresponden a áreas de baja pendiente supuestamente ligadas a diferentes generaciones de facetas triangulares.	171
Figura 62. Mapa de pendientes de la zona de Padul-Dúrcal. La flecha indica el cambio de pendiente en el cono de deyección de Dúrcal.	173

Capítulo II.2. FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA

Figura 63. Mapa de altitudes.....	184
Figura 64. Histograma de frecuencia absoluta de la altitud.....	185
Figura 65. Curva hipsométrica.....	185
Figura 66. Mapa de pendientes.....	187
Figura 67. Curva inclinométrica acumulada.....	187
Figura 68. Distribución de las clases de pendiente.....	188
Figura 69. Mapa de exposiciones.	189
Figura 70. Distribución de las áreas de las exposiciones	190
Figura 71. Mapa de iluminación media	191
Figura 72. Histograma de distribución areal de iluminación media.....	192
Figura 73. Mapa de curvatura vertical.....	194
Figura 74. Histograma de frecuencia de la curva vertical. (la numeración de las clases de curvatura vertical sigue la de la tabla 22).....	195
Figura 75. Mapa de formas del terreno.....	197
Figura 76. Mapa litológico.....	199
Figura 77. Distribución areal de los complejos litológicos	206
Figura 78. Localización de las muestras analizadas	207
Figura 79. Mapa de unidades tectónicas.....	209
Figura 80. Frecuencia relativa de cada unidad tectónica.....	209
Figura 81. Precipitación media anual	210

Figura 82. Histograma de frecuencia de la precipitación media anual.....	211
Figura 83. Precipitación máxima en 24 horas	212
Figura 84. Histograma de frecuencia de la precipitación máxima en 24 horas....	212
Figura 85. Zona de ruptura en un movimiento de ladera “tipo” (Chacón et al., 1993).....	217
Figura 86. Esquema de los principales tipos de movimientos de ladera (Irigaray, 1995). Se presentan sólo los tipos inventariados en la zona de estudio	219
Figura 87. Inventario de movimientos de ladera en la cuenca del río Albuñuelas.....	228
Figura 88. Inventario de movimientos de ladera en los alrededores del embalse de Béznar	229
Figura 89. Inventario de movimientos de ladera en los alrededores del pueblo de Albuñuelas (El Hamdouni et al, 1997).....	230
Figura 90. Inventario de movimientos de ladera en el Noreste de los Guájares (Fernández et al, 1997).....	231
Figura 91. Inventario de movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor.....	233
Figura 92. Frecuencia areal de cada tipo de movimiento de ladera en la zona. ...	233
Figura 93. Relación entre la zona de ruptura y el área total (expresada en grado de ajuste) en cada clase de altitudes.	249
Figura 94. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de pendiente.	251
Figura 95. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de exposición.	252
Figura 96. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de iluminación.	253
Figura 97. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de curvatura vertical.	255
Figura 98. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de formas del terreno.	256
Figura 99. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de litología.....	258

Figura 100. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de las unidades tectónicas	260
Figura 101. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de precipitación media anual.	261
Figura 102. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de precipitación máxima en 24 horas (intensidad de lluvia).	263

Capítulo II.3. RELACIÓN TECTÓNICA ACTIVA - MOVIMIENTOS DE LADERA

Figura 103. Distribución de áreas afectadas por fenómenos catastróficos en el registro histórico (Chacón, 1999).	269
Figura 104. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de SL a que pertenecen.	271
Figura 105. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (total y movimientos complejos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco del Pleito.....	272
Figura 106. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (deslizamientos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco Salado.....	273
Figura 107. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (flujos de tierra) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco Mizán de las Cuevas.	274
Figura 108. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (corrientes de derrubios) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco de Cabezuelas.....	275
Figura 109. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (desprendimientos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del río Lanjarón.....	276
Figura 110. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de FA a que pertenecen	277
Figura 111. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de IH a que pertenecen	278

Figura 112. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (totales y complejos) a lo largo del perfil de la cuenca del Pleito y la forma de su curva hipsométrica.....	280
Figura 113. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (deslizamientos) a lo largo del perfil de la cuenca del barranco Salado y la forma de su curva hipsométrica.....	280
Figura 114. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (flujos de tierra) a lo largo del perfil de la cuenca del barranco del Cortijo del Maestro y la forma de su curva hipsométrica.....	281
Figura 115. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (corrientes de derrubios) a lo largo del perfil de la cuenca Peña Horada y la forma de su curva hipsométrica.....	281
Figura 116. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (desprendimientos) a lo largo del perfil de la cuenca Lanjarón y la forma de su curva hipsométrica.....	282
Figura 117. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de V_f a que pertenecen	283
Figura 118. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de B_s a que pertenecen	284
Figura 119. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de S_{mf} a que pertenecen	286
Figura 120. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de actividad tectónica.....	287
Figura 121. Relación entre el grado de ajuste de las zonas de ruptura y las clases de actividad tectónica.....	288
Figura 122. Distribución de los movimientos de ladera, fallas y contactos tectónicos.....	291

Capítulo II.4. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD DE LOS TERRENOS A LOS MOVIMIENTOS DE LADERA.

Figura 123. determinación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante el “método de la matriz” (Irigaray, 1995 a partir de DeGraff y Romesburg, 1980).....	300
--	-----

Figura 124. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los deslizamientos determinado a partir del método de la matriz	303
Figura 125. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los deslizamientos	303
Figura 126. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los flujos de tierra y solifluxión determinado a partir del método de la matriz	304
Figura 127. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los flujos de tierra y solifluxión	304
Figura 128. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a las corrientes de derrubios determinado a partir del método de la matriz	305
Figura 129. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a las corrientes de derrubios	305
Figura 130. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los desprendimientos determinado a partir del método de la matriz	306
Figura 131. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los desprendimientos.....	306
Figura 132. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos complejos determinado a partir del método de la matriz	307
Figura 133. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los movimientos complejos.....	307
Figura 134. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera determinado a partir del método de la matriz	308
Figura 135. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los movimientos de ladera	308
Figura 136. Distribución de los movimientos de ladera en los niveles de susceptibilidad definidos.....	315
Figura 137. Relación entre la distribución de movimientos de ladera “posteriores” y los “anteriores” al mapa de susceptibilidad	317
Figura 138. Distribución de los movimientos de ladera (inventario posterior) en los niveles de susceptibilidad elaborados a partir del inventario “anterior”	318





ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS



Capítulo I.1. FUNDAMENTOS DEL ESTUDIO

Capítulo I.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLOGÍA

Capítulo II.1. TECTÓNICA ACTIVA

Fotografía 1. Vista aérea de la falla Padul-Nigüelas. Se muestra bien el trazado rectilíneo de la falla y los depósitos aluviales de los conos de deyección de Dúrcal (foto tomada por el Prof. Aldaya) 167

Fotografía 2. El Cerro Gordo al Norte de Padul. Lo interpretamos como el resultado de la activación de fallas antitéticas a la falla principal de Padul. 168

Fotografía 3. Escarpe moderno que afecta a conglomerados, arenas y arcillas del Plio-Pleistoceno al Norte de Padul. 169

Fotografía 4. Dos generaciones de conos de deyección separadas por una capa de caliche 173

Fotografía 5. Detalle de la falla principal con sedimentos de conos de deyección (a la derecha) arrastrados y parcialmente fosilizados por caliche..... 174

Fotografía 6. El impresionante encajamiento del río Tablate 175

Fotografía 7. Contacto entre las dolomías alpujárrides y el travertino de Cónchar en el río Dúrcal. El travertino está actualmente colgado 123 m por encima del fondo del río 175

Capítulo II.2. FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA.

Fotografía 8. Corriente de derrubios afectando a calizas y dolomías alpujárrides (kakiritas) en el Cerro del Manar (borde SO de Sierra Nevada)..... 234

Fotografía 9. Movimiento complejo (desprendimiento-deslizamiento) afectando a las dolomías y filitas alpujárrides en la zona del Cerro Soriano (municipio del Pinar)..... 235

Fotografía 10. Algunos movimientos que afectan a las laderas del embalse de Béznar. 236

Fotografía 11. Flujos que afectan a las laderas del barranco de Luna..... 237

Fotografía 12. Flujos que afectan a limos y arenas situados por encima del paquete calcarenítico en frente del pueblo de Albuñuelas (zona de Molino de los Úbedas)238

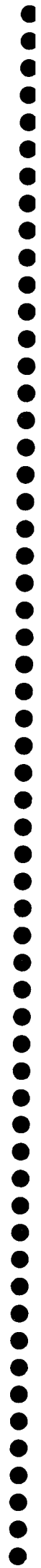
Fotografía 13. Escarpe principal de un deslizamiento rotacional que afecta al pueblo de Albuñuelas	239
Fotografía 14. La calle Correo del pueblo de Albuñuelas donde se aprecia la inclinación de casas antiguas respecto a otras nuevas posiblemente debido a las reactivaciones del deslizamiento rotacional que afecta a este pueblo (Chacón, 1988).....	242
Fotografía 15. Roturas en el firme de la carretera Albuñuelas-Cozvíjar producidas como consecuencia de la inestabilidad general que presenta la vertiente septentrional del barranco de Luna y el encajamiento del mismo.....	242
Fotografía 16. Cabecera del deslizamiento rotacional que afecta a la carretera forestal de Albuñuelas	243
Fotografía 17. Escarpe secundario del mismo deslizamiento de la foto 16.	243
Fotografía 18. Aspecto de las obras realizadas para contener varios deslizamientos enfrente del pueblo de Ízbor y que han afectado seriamente a la carretera N-323.	245
Fotografía 19. Movimiento complejo de la Fuente del Miriñaque afectando a la carretera N-323.....	246
Fotografía 20. Movimiento profundo en el pueblo de Ízbor en esquistos grises..	246

Capítulo II.3. RELACIÓN TECTÓNICA ACTIVA – MOVIMIENTOS DE LADERA

Fotografía 21. Inestabilidad de los materiales de uno de los conos de deyección antiguos sobre la falla de Padul-Nigüelas	290
Fotografía 22. Relación de algunos movimientos con fracturas correspondientes a fallas tectónicas	292



ÍNDICE DE TABLAS



Capítulo I.1. FUNDAMENTOS DEL ESTUDIO**Capítulo I.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLOGÍA**

Tabla 1. Valores medios de precipitación (mm) y temperatura (°C) en las estaciones de la cuenca del río Izbor (Junta de Andalucía, 1997 y Ministerio de Medio Ambiente, 1997).....	86
Tabla 2. Población de hecho para los distintos municipios y núcleos urbanos de la zona (Junta de Andalucía, 1997).....	87

Capítulo II.1. TECTÓNICA ACTIVA

Tabla 3. Terminología para la definición de la actividad de fallas. “Clasificación de la Oficina Estatal de Geología y Minería, California (1973)” (Keller y Pinter, 1996)	93
Tabla 4. Comparación de los criterios de falla en Estados Unidos para estructuras críticas (Robins et al 1979).....	94
Tabla 5. Resumen de índices geomorfológicos y sus significados utilizados en este estudio.....	97
Tabla 6. Clases de actividad tectónica relativa en ríos y barrancos de la zona según datos de perfiles longitudinales y valores de SL correspondientes.....	110
Tabla 7. Valores de FA en las cuencas de la zona de estudio.....	113
Tabla 8. Datos de integral hipsométrica de las cuencas estudiadas.....	126
Tabla 9. Valores de V_f calculados en la cuenca del río Izbor.....	129
Tabla 10. Datos de B_s en las distintas cuencas de la zona.	132
Tabla 11. Resultados del calculo de S_{mf} en los frentes definidos	136
Tabla 12. Clasificación de tectónica activa relativa en las subcuencas del río Izbor	137
Tabla 13. Situación topográfica de las distintas muestras de travertino	144
Tabla 14. Dataciones absolutas realizadas.....	147
Tabla 15. Composición isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) de los travertinos y de las aguas con las que han podido estar relacionados.....	148

Capítulo II.2. FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA

Tabla 16. Distribución de altitudes.....	184
Tabla 17. Estadísticos de la altitud en la zona.....	184
Tabla 18. Distribución de las clases de pendiente en la zona.....	188
Tabla 19. Algunos parámetros estadísticos de la distribución de pendientes en la zona.....	188
Tabla 20. Distribución de las clases de exposición en la zona.....	190
Tabla 21. Distribución de las clases de iluminación media.....	192
Tabla 22. Distribución de la curvatura vertical.....	194
Tabla 23. Frecuencias de las clases de formas del terreno determinadas en la zona..	197
Tabla 24. Frecuencia en porcentaje, porcentaje acumulado y kilómetros de cada complejo litológico en la zona de estudio.....	205
Tabla 25. Matriz del coeficiente de correlación entre los factores considerados en la zona.....	214
Tabla 26. Resumen de los principales movimientos de ladera que han causado daños después del temporal de 1996-1997.....	240
Tabla 27. Estadísticos de asociación entre la altitud y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	249
Tabla 28. Estadísticos de asociación entre la pendiente y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	250
Tabla 29. Estadísticos de asociación entre la exposición y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	251
Tabla 30. Estadísticos de asociación entre la iluminación y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	252
Tabla 31. Estadísticos de asociación entre la curvatura vertical y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	254
Tabla 32. Estadísticos de asociación entre las formas del terreno y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	255
Tabla 33. Estadísticos de asociación entre la litología y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.....	257

Tabla 34. Estadísticos de asociación entre las unidades tectónicas y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera..... 259

Tabla 35. Estadísticos de asociación entre la precipitación media anual y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera..... 260

Tabla 36. Estadísticos de asociación entre la precipitación máxima en 24 (intensidad de lluvia) y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera.. 262

Tabla 37. Clasificación de los factores por orden de correlación con las zonas de ruptura de los movimientos de ladera..... 263

Capítulo II.3. RELACIÓN TECTÓNICA ACTIVA – MOVIMIENTOS DE LADERA

Tabla 38. Valores de grado de ajuste de los diferentes tipos de movimientos de ladera en función de las clases SL de las cuencas analizadas en la zona de estudio..... 271

Tabla 39. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de FA a que pertenecen..... 277

Tabla 40. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de IH a que pertenecen..... 278

Tabla 41. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de V_f a que pertenecen..... 283

Tabla 42. Distribución del grado de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de Bs a que pertenecen..... 284

Tabla 43. Distribución del grado de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de S_{mf} a que pertenecen..... 285

Tabla 44. Distribución de la frecuencia de movimientos en zonas con distinto grado de actividad tectónica..... 287

Tabla 45. Estadísticos de asociación entre la tectónica activa y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera..... 288

Capítulo II.4. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD DE LOS TERRENOS A LOS MOVIMIENTOS DE LADERA

Tabla 46. Factores utilizados en la elaboración de mapas de susceptibilidad para cada tipo de movimientos de ladera..... 301

Tabla 47. Coeficientes de asociación obtenidos entre los mapas de susceptibilidad y los correspondientes movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor..... 314

Tabla 48. Valores del grado de ajuste de los mapas de susceptibilidad obtenidos por el método de la matriz para cada tipo de movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor..... 315

Tabla 49. Coeficientes de asociación obtenidos entre los mapas de susceptibilidad (elaborados a partir del inventario “anterior”y los movimientos de ladera del inventario “posterior” en la cuenca del río Ízbor..... 317

Tabla 50. Valores del grado de ajuste entre los movimientos de ladera del inventario “posterior” y los mapas de susceptibilidad obtenidos a partir del inventario “anterior” en la cuenca del río Ízbor..... 318



RESUMEN



La zona de estudio corresponde a la cuenca del río Ízbor, situada en el borde SO de Sierra Nevada. Se localiza en la Zona Interna de la Cordillera Bética, donde afloran los complejos Alpujarride y Nevado-Filábride y depósitos neógenos y cuaternarios de carácter postorogénico. Esta zona se considera como un área tectónicamente activa debido al régimen de compresión N-S y extensión E-O. Los movimientos de ladera son muy frecuentes y producen numerosos daños en infraestructuras, terrenos cultivables, casas...etc; sobre todo en épocas de lluvias intensas. Los riesgos naturales derivados de estos movimientos de ladera constituyen un claro ejemplo de asociación de factores geológicos, geomorfológicos y geotécnicos en zonas relativamente muy antropizadas. En este estudio se pretende cuantificar la actividad tectónica delimitando áreas con distintos grados de actividad, principalmente mediante el empleo de índices geomorfológicos de tectónica activa. El objetivo final consiste en incluir esta actividad tectónica, como un factor determinante más en la zonación de la susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera mediante un SIG.

Para abordar el estudio de la tectónica activa en esta zona se han analizado varios aspectos: topografía, morfometría, sismicidad, encajamiento de la red de drenaje, manifestaciones geomorfológicas recientes y deformaciones que afectan a materiales litológicos recientes.

En el análisis morfométrico y topográfico, se han aplicado 7 indicadores geomorfológicos: relación gradiente-longitud de cauce (SL), factor de asimetría de cuencas de drenaje (FA), factor de asimetría topográfico transversal (T), integral hipsométrico (IH), relación anchura/altura del valle (V_r), índice de forma de cuencas de drenaje (B_s), y sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}), todos ellos relacionados con el sistema fluvial y/o con frentes montañosos. Para ello, se han analizado varias cuencas de drenaje (el número de cuencas depende del índice en cuestión) delimitadas en la zona de estudio. Se han utilizado perfiles longitudinales detallados, secciones de ríos, relación de formas de cuencas y frentes de montaña. La comparación entre el perfil teórico y el perfil actual de los ríos analizados muestra perfiles convexos hacia arriba y/o con tramos a diferentes pendientes en ríos tales como: Albuñuelas, Lanjarón, Tablate, Dúrcal; mientras que en otros, como el Anciano (SO del Padul), muestran una convexidad menos marcada de sus perfiles. Los valores calculados del índice SL oscilan entre 5 y 5000 y su distribución en los distintos ríos y barrancos de la zona se ve interrumpida, frecuentemente, por cambios bruscos atribuibles a cambios litológicos y/o estructuras tectónicas. El valor más alto se encuentra al SE de la zona (norte de Lanjarón). La

discriminación de la influencia ejercida por la resistencia de los materiales atravesados por los cauces analizados muestra la presencia de anomalías no atribuibles a cambios litológicos. Estas anomalías se encuentran sobre todo en los bordes SO de Sierra Nevada y norte de Sierra de los Guájares, coincidiendo con fallas de borde en los alrededores de las líneas de frentes de montaña, mientras que en el borde norte de la Sierra de Albuñuelas, los valores de SL son relativamente bajos y no se observan valores anómalos de consideración y casi siempre se explican por el cambio litológico. El índice FA se ha aplicado a 43 cuencas de drenaje. Los valores obtenidos y su discriminación por el factor litológico indican la presencia de una importante asimetría ($|FA-50| > 15$) debida a inclinaciones tectónicas en algunas cuencas (Torres, la Cruz, Cabezuelas, Las Arenas, Zaza, Salado, Tablate, Torrente, Dúrcal, los Lobos, Peña Horada y la Raja). Los valores determinados del índice T (176 vectores) muestran la presencia de posibles inclinaciones o basculamientos del terreno en varias direcciones mediante la migración preferencial de los cauces de las cuencas analizadas, siendo la dirección dominante la del N-NO con diferentes magnitudes según las cuencas consideradas y las condiciones litológicas de éstas. El análisis hipsométrico nos ha permitido agrupar las cuencas analizadas en 3 clases según la forma de su curva hipsométrica y el valor de su integral. La clase 1 se caracteriza por una curva hipsométrica convexa hacia arriba y recta en el tramo alto, con valores de IH comprendidos entre 0,4 y 0,6, o bien la curva tiene una forma cóncava en todo el perfil, con valores de IH inferiores a 0,3. Esta clase se interpreta por la ausencia de fallas activas y, por lo tanto, una estabilidad relativa del nivel base local (cuencas del borde de la Sierra de Albuñuelas y algunas de la Sierra de los Guájares). La clase 2 se caracteriza por una curva convexa en la parte alta e IH superior a 0,6 ó entre 0,3 y 0,4. Se trata bien de cuencas sin procesos de denudación (IH superior a 0,6) ó bien de casos en los que se atraviesan frentes de fallas relativamente recientes, en los que los procesos de erosión-depósito están presentes (por ejemplo las cuencas Almeiza, cortijo de la Guindalera y el Baño). Por último, las cuencas de la clase 3, con formas sigmoidales de la curva hipsométrica o convexa en su parte de abajo y valores de IH superiores a 0,4. Esta clase muestra un relieve afectado por fallas activas que producen bloques elevados y otros subsidentes acentuando el proceso erosivo pero con continua generación de relieve (cuencas del borde SO de Sierra Nevada). El índice V_f , calculado entre 0,5 y 1 Km aguas arriba de los frentes montañosos en los principales valles que atraviesan estos frentes, muestra valores que varían entre 0,039 y 11,43. El valor promedio de V_f es de 0,39 en el borde de Sierra Nevada, 0,46 en el borde norte de los Guájares, 0,54 en el borde sur de la Sierra

de Albuñuelas y 3,92 en el borde norte de esta última. Los valores del índice B_s , calculados en 42 cuencas, oscilan entre 1,2 y 5,8. Se aprecia la presencia de valores altos (cuencas muy elongadas) en el borde de Sierra Nevada indicando una actividad tectónica muy importante, mientras que en el resto de las áreas los valores son medios o bajos (cuencas con formas circulares). Los valores de S_{mf} , calculados en los frentes montañosos diferenciados en el borde de Sierra Nevada, son muy próximos a 1 (actividad tectónica reciente). Los calculados en los frentes de Sierra de los Guájares muestran un ligero aumento; mientras que los correspondientes a los frentes N y NE de la Sierra de Albuñuelas son relativamente altos. La integración de todos los datos obtenidos nos ha permitido delimitar áreas con diferentes grados de tectónica activa: borde de Sierra Nevada (dominado por la clase muy alta), norte de Sierra de los Guájares (alta), sur de la Sierra de Albuñuelas (alta - moderada) y el norte de la Sierra de Albuñuelas (baja).

El cálculo de las velocidades de encajamiento de algunos ríos, basado en la posición y la edad de los travertinos, ofrece valores mínimos entre 0,1 y 6 m/ka. La evaluación de los valores isotópicos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ de las muestras de travertinos y su comparación con la temperatura y valores isotópicos ($\delta^{18}O$; $\delta^{13}C$ en DIC) de las aguas actuales de las fuentes y barrancos cercanos a los depósitos travertínicos ofrecen datos paleoclimáticos y paleoambientales utilizados para contrastar las edades absolutas obtenidas de la datación de las series Th/U. Los resultados obtenidos sugieren que los depósitos de travertino se han formado rápidamente en un corto plazo de tiempo durante los periodos interglaciares con temperaturas un poco más cálidas que las actuales. Se observa un decrecimiento norte-sur en la velocidad de encajamiento de la red de drenaje. Las velocidades son rápidas en la parte norte de la zona de estudio a lo largo del flanco suroccidental de Sierra Nevada, donde el proceso del levantamiento del relieve es activo. Mientras que estas velocidades son más lentas en la parte sur de la zona de estudio, cerca del nivel base de la costa mediterránea.

La distribución de la sismicidad a escala regional en esta zona es superficial (alrededor de 12 km de profundidad media) y muestra una estrecha relación con las fallas principales. Sin embargo, a escala de detalle esta distribución no es tan clara, aunque los terremotos registrados últimamente en esta zona y el estudio de mecanismos focales (por otros autores) barajan la hipótesis de la implicación de las fallas del borde SO de Sierra Nevada en estos sismos, en particular la falla de Padul-Nigüelas.

El análisis de evidencias de tectónica activa en el campo muestra la presencia de: formas tectónicas relacionadas con fallas activas (aspecto rectilíneo de frentes montañosos, escarpes de fallas afectando a materiales recientes, deformación de depósitos de conos, facetas triangulares y depresiones subsidentes), anomalías geomorfológicas ligadas a depósitos aluviales en el pie de los frentes montañosos (variación en la pendiente de los conos, diferentes generaciones de conos separados por depósitos de caliches y movimientos de masa), anomalías geomorfológicas en la red de drenaje (valles colgados o encajados) y anomalías geomorfológicas ligadas a las formas de erosión (arrasamiento del relieve).

Con el objetivo de elaborar el mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera se han seleccionado varios factores determinantes mediante el análisis cuantitativo del medio físico y otros factores de la zona con la ayuda de diversas herramientas de un SIG (SPANS 7). Los principales resultados obtenidos en relación con estos factores han sido los siguientes: la altitud media ponderada es de 1198 m, con un valor máximo de 3186 m y cota mínima de 185 m. La inclinación media ponderada es de 17° y la clase dominante es la 15-25°. Aunque no predomina una orientación de forma clara, destacan ligeramente los rangos de exposición Sur, Sur-Oeste y Oeste. El Coeficiente de Iluminación tiene una distribución normal con valores medios próximos al 50%. Las formas convexas predominan ligeramente sobre las cóncavas. Los radios de curvatura inferiores a 1000 m son más frecuentes que las superiores a 1000 m. El mapa de formas del terreno muestra el predominio de “montañas y colinas altas” que representan el 58,5% del área total. La agrupación de las formaciones geológicas cartografiadas en varios complejos litológicos muestra que “las dolomías, calizas y mármoles” presentan la frecuencia más alta con el 42,6%. Los materiales litológicos con más frecuencia de movimientos de ladera son los “limos, arenas y margas” que según la clasificación ingenieril de suelos son limos de baja plasticidad. “Neógeno y Cuaternario” y el manto de la “Herradura-Trevenque” son las unidades tectónicas más predominantes con el 28% y 42,2% del área total respectivamente. La precipitación media anual oscila principalmente entre 400 y 700 mm, mientras que la precipitación máxima en 24 horas, en la mayor parte del área, de 100 a 150 mm. Para ver el grado de correlación entre los diferentes factores analizados se ha procedido al análisis cruzado entre éstos. Algunos de estos factores se relacionan entre sí, sobre todo la altitud, la precipitación media, las unidades tectónicas y la litología. También, las pendientes, las formas del terreno y la iluminación presentan una correlación considerable entre ellos.

La dinámica de las vertientes constituye uno de los principales procesos activos en la cuenca estudiada con notable repercusión desde el punto de vista del riesgo geológico. Esta zona muestra una variada tipología de movimientos de ladera (deslizamientos, flujos de tierra y solifluxión, desprendimientos, corrientes de derrubios y movimientos complejos). Se presenta un inventario de 980 movimientos de ladera realizado sobre el terreno y digitalizado para su análisis en un Sistema de Información Geográfica. De estos movimientos, 71 corresponden a movimientos complejos, 157 a flujos de tierra y solifluxión, 198 son deslizamientos, 323 son corrientes de derrubios y 231 son desprendimientos. En los movimientos complejos se han observado diferentes combinaciones de movimientos: desprendimiento-corriente de derrubio, desprendimiento-deslizamiento y deslizamiento-flujo. La superficie afectada por movimientos de ladera ocupa el 7,37% de la superficie total y la mayoría corresponden a movimientos complejos (28,1%) que afectan, sobre todo, a las metapelitas alpujárrides y nevado filábrides y a los materiales neógenos del valle de Lecrín. Todos los movimientos de ladera presentan una actividad no permanente en donde el 67% tienen una actividad estacional. Los movimientos iniciados o incipientes representan el 42% de todos los movimientos de ladera de la zona. Se describe el inventario de movimientos de ladera según las unidades geomorfológicas estudiadas. Además, se presenta un inventario de los daños registrados en el periodo de estudio (1994-1999) sobre bienes e infraestructuras de la zona a causa de los movimientos de ladera. Tras las lluvias caídas en Andalucía a finales de 1996 y principios de 1997, los movimientos de ladera en el entorno de Albuñuelas han causado daños severos al menos en 22 viviendas, 100 fincas, arrastrando tierra cultivable y árboles y produciendo el corte del suministro de agua potable en el entorno urbano. Otros problemas son los numerosos cortes de la carretera que da acceso al pueblo desde Granada pasando por Cozvíjar.

El análisis cruzado entre los parámetros antes mencionados (litológicos, climáticos, morfométricos y geomorfológicos) y los movimientos de ladera, nos han permitido determinar los factores que mejor explican la distribución espacial de los movimientos de ladera en esta zona y que deberían tenerse en cuenta para la previsión espacial de estos movimientos. El grado de correlación entre los factores determinantes y los movimientos de ladera se ha valorado mediante un análisis estadístico de los datos de las tablas cruzadas utilizando los coeficientes: Contingencia, Goodman-Kruskal y Kolmogorov-Smirnov. Según este análisis los movimientos de ladera en esta zona se asocian a diferentes parámetros según la tipología considerada. Para los deslizamientos, los factores más determinantes son la intensidad de lluvia (> 150 mm/24

horas), litología (“derrubios”, “filitas y cuarcitas” y “micasquistos y cuarzo-esquistos”) y las formas del terreno (“montañas y colinas altas” y “terrenos con relieve fuerte”). Para los flujos de tierra y soliflucción: litología (“derrubios, “limos, arenas y margas”, limos, arenas y conglomerados” y “filitas y cuarcitas”), la altitud (400-800 m), unidades tectónicas (“Neógeno-Cuaternario” y “manto de Lújar”) e intensidad de lluvia (> 200 mm/ 24 horas). Para las corrientes de derrubios: unidades tectónicas (manto de la Herradura), la altitud (1200-1600 m), litología (“derrubios” y “calizas, dolomías y mármoles”), la curvatura vertical (cóncava con radio de curvatura < 550 m) y formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”). Para los desprendimientos: pendientes ($>35^\circ$), litología (“conglomerados y margas”) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas). Para los movimientos complejos: la altitud (200-600 m), formas del terreno (“montañas con colinas altas”), litología (“derrubios”, “travertinos” y “filitas y cuarcitas”), intensidad de lluvia (150-200 mm) y litología (“derrubios”, “travertinos” y “filitas y cuarcitas”) y finalmente, para el conjunto de los movimientos: formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas).

La observación del registro histórico de fenómenos catastróficos (relativos a movimientos de ladera y terremotos) en la Depresión de Granada muestra que estos se distribuyen frecuentemente en su límite y algunas de estas zonas catastróficas se encuentran dentro del área de estudio. En este trabajo se realiza un análisis mediante la tabulación cruzada de distribución de movimientos de ladera en función de los datos de índices geomorfológicos de tectónica activa. El análisis del conjunto de índices muestra una correlación considerable entre la distribución de movimientos de ladera y las diferentes clases de actividad tectónica excepto en el caso de flujos de tierra y corrientes de derrubios donde esta correlación se altera entre la clase de alta y de muy alta actividad tectónica. Según el análisis de SL en los perfiles de las cuencas con mayor frecuencia de movimientos de ladera, la inestabilidad se distribuye alrededor de las anomalías de SL que corresponden a estructuras tectónicas activas, excepto en el caso de las corrientes de derrubios que se distribuyen alejadas de las anomalías, aguas arriba en la parte media alta de los perfiles. En cuanto a los movimientos complejos y a los desprendimientos, la distribución se muestra principalmente en el bloque levantado (donde hay mayores pendientes y extensión). Para los flujos y deslizamientos la distribución se muestra justamente en la banda donde se sitúan las estructuras activas o en el bloque hundido (ya que se trata de movimientos en su mayoría superficiales y de reducido tamaño). El análisis de inestabilidad de vertientes en

función del índice FA muestra una correlación baja. Esto se explica por el hecho que los valores de este índice traducen un proceso de inclinación de bloques que genera principalmente altas pendientes que no se consideran condicionantes en el caso de los flujos de tierra. El análisis de la distribución de movimientos de ladera a lo largo de la curva hipsométrica de cuencas con mayor inestabilidad muestra que los movimientos complejos y los deslizamientos se distribuyen principalmente en la parte cóncava (hacia arriba) explicada por una destrucción activa de relieve. Los desprendimientos se presentan en todo el perfil de la curva hipsométrica que se muestra recta ya que con estos tipos de movimientos la destrucción de relieve es mínima o continua a lo largo de todo el perfil. Con los índices V_f , B_s y S_{mf} el análisis cruzado entre estos y los movimientos de ladera muestra una correlación positiva explicada en gran parte por el proceso de encajamiento de los barrancos reflejado por estos índices. Cuando estos barrancos se encajan en materiales menos resistentes la inestabilidad genera movimientos, sobre todo de tipo deslizamientos y movimientos complejos (deslizamientos-flujos), mientras que cuando atraviesan materiales resistentes los movimientos resultantes son de tipo desprendimientos o corrientes de derrubios. El análisis en conjunto de los índices muestra que los movimientos de ladera apenas superan el 4 % en la clases de baja actividad tectónica, mientras que más del 80% están repartidos entre las clases de alta y muy alta actividad tectónica. En el caso de las corrientes de derrubios, la clase moderada también presenta una frecuencia considerable de movimientos de ladera. La baja correlación de las corrientes de derrubios con la actividad tectónica se explica por el estricto control litológico y climático sobre este tipo de movimientos, al menos en esta zona. El carácter de la acción de actividad tectónica sobre el terreno, en cuanto a la generación de altas pendientes, hace que la correlación con los flujos de tierra sea algo menor respecto al resto de los movimientos de ladera ya que, este tipo se genera también en terrenos con pendientes menores. Según los parámetros estadísticos que se han calculado para cuantificar el grado de correlación entre los movimientos de ladera y las clases de tectónica activa, los deslizamientos y los movimientos complejos presentan mayores valores ($G-K > 0,6$) mientras que los corrientes de derrubios y los flujos tienen relativamente los coeficientes más bajos. El análisis de la distribución de los movimientos de ladera respecto a algunas zonas con evidencias de tectónica activa en el terreno nos ha permitido confirmar las conclusiones de los indicadores geomorfológicos de actividad tectónica en estas zonas (falla de Micena, río Torrente, falla Padul-Dúrcal, el SE de Lanjarón, norte del embalse de Béznar, zona de Albuñuelas...etc). En algunos puntos de la falla de Padul-Nigüelas, los conos de deyección

cuaternarios están afectados por movimientos de ladera debido a los arrastres ejercidos por el levantamiento tectónico, evidenciado por el cambio de buzamiento que presenta esta falla en los alrededores de las zonas inestables. La frecuencia alta de corrientes de derrubios en los materiales alpujárides en el borde de Sierra Nevada donde son frecuentes las evidencias de actividad tectónica contrasta con la ausencia de estos tipos de movimientos en los mismos materiales en la Sierra de Albuñuelas, donde no se evidencia la actividad tectónica. Tampoco los observamos con frecuencia en los micasquitos y cuarcitas del borde de Sierra Nevada. Esto nos indica que no sólo la actividad tectónica, tiene el mayor control en estos tipos de movimientos de ladera, sino también la litología. En el borde de Sierra Nevada, los deslizamientos y movimientos complejos se distribuyen principalmente en el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride donde las evidencias geomorfológicas (encajamiento del río Torrente, terrazas colgadas, inclinación contra-pendiente de depósitos de conos de deyección,..etc.) muestra una actividad tectónica reciente. Las fallas activas se relacionan con la inestabilidad de vertientes directamente, mediante la modificación de las condiciones de estabilidad (inclinación de bloques) o indirectamente, mediante las ondas sísmicas producidas en los epicentros sísmicos a distintas profundidades en la superficie de estas fallas, provocando sacudidas sísmicas que, según la magnitud, pueden desencadenar movimientos de ladera como en el caso de numerosos pueblos de la Depresión de Granada entre ellos el de Albuñuelas.

La combinación de varios factores determinantes de inestabilidad de laderas seleccionados, previo análisis según el grado de correlación con los distintos tipos de movimientos, nos ha permitido elaborar un mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera, para cada tipología y para el conjunto de todas ellas mediante el método de la matriz en un SIG. Los mapas obtenidos son poco conservadores, ya que la extensión de las zonas de baja y muy baja susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera es grande y por lo tanto no tienden a exagerar la amplitud de las zonas de mayor susceptibilidad (por tipología, en todos los casos más del 78 % de los terrenos son de clase “muy baja” susceptibilidad). Las zonas donde predominan las clases de “alta y “muy alta” susceptibilidad son: para los deslizamientos: parte alta del río Dúrcal, zona opuesta al pueblo de Cónchar, margen izquierda del río Torrente al NE de Nigüelas, cuenca del río Tablate, río Albuñuelas a la altura del barranco de la cruz y en algunos puntos de la cuenca de Zaza. Para los flujos: alrededores del pueblo de Lanjarón, parte baja de la cuenca de la Cantina, parte baja de la cuneca de Zaza y el lado derecho de la parte baja del río Ízbor. Para las corrientes de derrubios:

zona del cerro del Manar, cerro de la Silleta y las partes altas de las cuencas del río Albuñuelas y Zaza. Para los desprendimientos: alto del río Dúrcal y Torrente, sur del pueblo de Lanjarón, parte media-alta del río Lanjarón, alto del barranco de Zaza y en el barranco de la Calabacilla. Para los movimientos complejos: río Dúrcal, barrancos de la Rambla, Pleito y Tablate, zona de Loma de las Vacas y parte baja del barranco de Zaza y lado derecho del río Ízbor.

Para comprobar la coherencia del método utilizado, los mapas de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera obtenidos han sido calibrados mediante los inventarios de zonas de ruptura de movimientos con los que se han elaborado dichos mapas. En todos los casos, el coeficiente G-K supera el 0,8 y según los grados de ajuste calculados a partir de la tabla cruzada entre los movimientos de ladera y los mapas de susceptibilidad correspondientes, la mayoría de los movimientos quedan englobados (> 70 %) en los niveles superiores de susceptibilidad (clases alta y muy alta), mientras que en los niveles inferiores (clases baja y muy baja) el porcentaje de movimientos de ladera es claramente minoritario (< 9 %). Además, los mapas de susceptibilidad obtenidos se han validado mediante la comprobación con un inventario de movimientos de ladera más reciente que no se ha utilizado para elaborar el mapa de susceptibilidad, con el objetivo de comprobar la capacidad previsor de estos mapas. Se obtienen coeficientes de correlación altos (G-K superiores a 0,7) y los grados de ajuste superiores al 68 % para los niveles de susceptibilidad altos y muy altos e inferiores al 7 % para los niveles bajos y muy bajos. Estos datos muestran la bondad del método y de los mapas obtenidos.

Palabras claves: Movimientos de ladera; Tectónica activa; Índices geomorfológicos; Análisis de factores determinantes; Susceptibilidad; Sistema de Información Geográfica; Cuenca del río Izbor; Borde SO de Sierra Nevada (Granada, España).





PARTE PRIMERA:
INTRODUCCIÓN GENERAL

CAPÍTULO I.1
FUNDAMENTOS DEL ESTUDIO



El fuerte encajamiento de los ríos que excavan el borde occidental de Sierra Nevada y la Sierra de los Guájares, y los numerosos escarpes de falla que afectan a materiales recientes (conos de deyección cuaternarios) expresan una reciente actividad tectónica resultante de una surrección continental. Además, el registro sísmico histórico, aunque no muestra una frecuencia alta de terremotos catastróficos, se caracteriza por una frecuencia notable de sacudidas sísmicas pequeñas (magnitud < 4 en la escala de Richter) y diferentes terremotos históricos (como el de Andalucía de 1884 y el de Lisboa de 1755) que han sido catastróficos. Estos datos muestran que esta zona está situada en un área de un potencial sísmico importante y, por lo tanto, en un entorno de actividad tectónica considerable. Sin embargo, para cuantificar la importancia de esta actividad y los mecanismos de su desarrollo, es necesario, en primer lugar, precisar si las fallas observables son activas o no (Chacón, 1999), para lo cual es necesario demostrar la existencia de desplazamientos y sismicidad durante el Holoceno, o al menos desde el Pleistoceno Superior (Keller y Pinter, 1996), ya que las fallas activas pueden generar terremotos o rupturas del terreno e inducir procesos de inestabilidad en las vertientes de su entorno. En este estudio, se investigan las manifestaciones geomorfológicas de tectónica activa en la cuenca del río Izbor, utilizando índices geomorfológicos y observaciones directas de campo y se analiza la distribución de los movimientos de ladera respecto a esas manifestaciones. Al final se obtiene un mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera, elaborado a partir de la combinación de varios factores, entre ellos el de tectónica activa.

I.1.1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS DEL ESTUDIO.

I.1.1.1. JUSTIFICACIÓN

Las estimaciones de pérdidas que derivan o pueden derivar de los movimientos de ladera en Andalucía son muy elevadas comparándolas con otras regiones de España (González de Vallejo, 1988). En Andalucía, la provincia de Granada se considera una de las provincias más afectadas (Macau, 1962, 1963. ITGE, 1978. Nuhfer y Prodi, 1997). Las últimas lluvias intensas de finales de 1996 y principios de 1997, han desencadenado numerosos movimientos que han causado un impacto socioeconómico importante en la zona (Irigaray et al., 2000). Entre otros puntos dañados, cabe destacar los cortes de la carretera N323 causados por deslizamientos a la altura del pueblo de Ízbor (Fernández et

al., 1996a, 1996b, 1997, 1998) y los problemas que han afectado a algunos pueblos como Albuñuelas (El Hamdouni et al., 1996a, 1996b, 1997a), donde numerosos flujos se han desarrollado en los limos y arenas messinienses que afloran en este sector. Paralelamente a estas observaciones, las sacudidas sísmicas son frecuentes en las zonas del Padul y de Albuñuelas (aunque con magnitudes bajas hasta ahora). Los índices de tectónica reciente en los alrededores del sistema de fallas de Padul-Nigüelas y el importante encajamiento de los ríos Dúrcal, Torrente, Tablate, Chite y otros, hace pensar en la posible implicación de la actividad tectónica en la distribución de movimientos de ladera en esta zona. Así, se ha planteado el análisis de la relación entre los movimientos de ladera y las manifestaciones de la actividad tectónica y su grado de correlación, así como la elaboración de un mapa de susceptibilidad que constituirá un documento base de gran utilidad en la ordenación del territorio y en estudios preliminares de proyectos de ingeniería civil en la zona.

I.1.1.2. OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis es estudiar los movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor mediante un Sistema de Información Geográfica y hacer una aproximación al conocimiento de las relaciones existentes entre la tectónica activa y la inestabilidad de las vertientes utilizando principalmente índices geomorfológicos de tectónica activa y observaciones directas de campo. Para cubrir los objetivos propuestos, el trabajo realizado ha comprendido los siguientes aspectos:

- a) Estudio de tectónica activa: para evaluar y caracterizar la actividad tectónica cuaternaria en esta zona. Así se plantearon los siguientes puntos:
 - Aplicación de distintos índices geomorfológicos de tectónica activa utilizando tanto los sistemas fluviales como los frentes montañosos.
 - Caracterización del comportamiento sismotectónico de algunas zonas de falla y posible correlación de la actividad sísmica con estas fallas.
 - Evaluación del encajamiento de los ríos mediante el análisis de travertinos.
 - Recolección de datos en las zonas de fallas identificando deformaciones de la superficie, formas del terreno producidas por la tectónica, abanicos aluviales y anomalías geomorfológicas.
 - Determinación del grado de tectónica activa en la región mediante la combinación de los datos de índices geomorfológicos.

- b) Análisis de factores determinantes: definición y cuantificación espacial de algunos factores que determinan la inestabilidad de vertientes en esta zona.
- c) Cartografía de zonas inestables a escala 1:25.000:
 - Inventario de movimientos de ladera en base a la interpretación de fotografías aéreas y salidas de campo.
 - Base de datos sobre los elementos morfométricos, tipología (utilizando clasificaciones ampliamente reconocidas) y condiciones de actividad de movimientos (haciendo referencia, sobre todo, al grado de desarrollo y actividad de éstos).
- d) Relación factores determinantes - movimientos de ladera: análisis de la relación existente entre los factores determinantes de inestabilidad y los movimientos de ladera inventariados, así como la determinación del grado de correlación entre ellos.
- e) Relación tectónica activa - movimientos de ladera: se determina el grado de correlación entre la distribución de los índices de inestabilidad de vertientes y las clases de actividad tectónica. También se analiza la relación entre las formas tectónicas del terreno y la inestabilidad de vertientes.
- f) Elaboración del mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera: se emplean los datos obtenidos del inventario y análisis de factores para la elaboración de este mapa donde la actividad tectónica se incluye como factor determinante.

I.1.2. MATERIAL DE TRABAJO Y MÉTODOS DE ESTUDIO

I.1.2.1. MATERIAL DE TRABAJO

- Fotografías aéreas de Octubre 1992 de la Junta de Andalucía a escala 1:20.000 y 1:25.000.
- Estereoscopio de espejos Wild ST4 y otro de bolsillo.
- Equipo informático: Ordenador personal Pentium II, con 32 Mb de memoria RAM, un disco duro de 4.000 Mb, tarjeta de vídeo SVGA y sistemas operativos OS/2 Warp, MsDos y Windows 98. Impresoras (HP deskjet 690C y Canon) y escaner.

- Programas informáticos: SIG -Spans 7.0- (TYDAC, 1998), Systat, Microsoft office 2000 (MsWord, Excel, Access y Power Point), Surfer, Clu-star (GEO&SOFT, 1998) y otros.
- Tableta digitalizadora: A0 Calcomp-Drawing Board II.
- Laboratorio de Ingeniería del Terreno: Cuchara de Casagrande, equipo de sedimentación, tamices para granulometría...etc.

I.1.2.2. MÉTODOS DE ESTUDIO

I.1.2.2.1. MÉTODOS DE GABINETE

- Recopilación y revisión de una amplia bibliografía consultando 3 tipos de documentos:
 - *Bibliografía regional*: Tesis doctorales y de licenciatura realizadas en el ámbito de la zona de estudio. Trabajos publicados que tratan, sobre todo, de los materiales neógenos y cuaternarios y los aspectos de neotectónica en esta zona. También se ha consultado el conjunto cartográfico de la zona publicado a diferentes escalas como son las hojas geológicas 1:50.000 de la serie MAGNA del Padul, Güéjar-Sierra, Dúrcal y Lanjarón (números 1026, 1027, 1041 y 1042 respectivamente) y cartografías de materiales neógenos y cuaternarios realizadas de forma no sistemática por varios autores.
 - *Bibliografía específica*: Se ha consultado una amplia bibliografía sobre los temas específicos de esta tesis tal como movimientos de ladera, Sistemas de Información Geográfica y tectónica activa. En este último tema se ha basado principalmente en trabajos realizados en la zona de California donde el problema de la actividad tectónica es muy importante.
 - *Otros documentos*: Se han consultado documentos del archivo municipal de Granada en una campaña de búsqueda de datos históricos sobre los movimientos de ladera que han ocurrido en años anteriores en la zona de estudio. También se ha utilizado una base de datos sísmica proporcionada por el Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada.
- Estudio fotogeológico: Constituyó el punto de partida de este trabajo, siendo la base para la localización y cartografía de zonas inestables. Se han utilizado principalmente las fotografías aéreas a escala 1:25.000 y 1:20.000 de la Junta de Andalucía. En el sector de Albuñuelas, considerado de importancia en la inestabilidad de vertientes, se

ha recurrido a ortofotoimágenes a escala 1:5.000 del Servicio Técnico de Fotogrametría (Ministerio de Economía y Hacienda).

- Automatización de los datos mediante un SIG (Spans 7):
 - Digitalización manual de los mapas topográficos a escala 1:25.000, para luego transformarlos a datos puntuales con objeto de obtener posteriormente el Modelo Digital del Terreno (MDT).
 - Digitalización manual del inventario de movimientos de ladera y de los mapas temáticos publicados que se emplearon como factores determinantes de la inestabilidad, tales como litología y fallas.
- Análisis y modelización de los datos informatizados.
- Determinación de los índices geomorfológicos a partir de mapas topográficos, fotografías aéreas y MDT. Posteriormente se han incorporado estos datos en “Spans”.
- Tratamiento, análisis estadístico y representación gráfica mediante paquetes informáticos de los resultados obtenidos y elaboración del mapa de susceptibilidad mediante el método de la matriz (Irigaray, 1995).
- Redacción de la presente memoria: se ha organizado en varios bloques temáticos que constituyen los diferentes capítulos de esta tesis, diferenciando entre los capítulos de tipo introductorio que incluyen los fundamentos del estudio y los datos generales de la zona (parte primera) y los capítulos donde se presentan los resultados de esta investigación (parte segunda) y las discusiones correspondientes. Más adelante, se presenta la parte tercera en forma de conclusiones generales dejando la última parte para las referencias bibliográficas.

I.1.2.2.2. MÉTODOS DE LABORATORIO

- Análisis geotécnico de algunas muestras de materiales neógenos muy afectados por movimientos de ladera. Se han realizado las siguientes determinaciones:
 - Granulometría de las muestras alteradas mediante el ensayo de sedimentación según la norma ASTM D422/63.
 - Determinación de los límites Atterberg según la norma ASTM D4318/84.
- Preparación de muestras de travertinos y aguas relacionadas para su posterior análisis y/o datación. La datación absoluta de las muestras de travertino ha sido llevada a cabo por el Dr. Ramón Julià en el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Ciencias de

la Tierra "Jaume Almera" del CSIC (Barcelona). Los análisis de isótopos estables de las muestras de agua y travertino se ha llevado a cabo por el Dr. Antonio Delgado Huertas en el Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental de la Estación Experimental del Zaidín del CSIC (Granada).

I.1.2.2.3. MÉTODOS DE CAMPO

El trabajo de campo se ha apoyado en todos los casos en los estudios fotogeológicos previos y en los mapas topográficos a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional. Éste se desarrolló en múltiples salidas de campo a lo largo del transcurso de la tesis entre 1994 y 1999. Las salidas de campo se han realizado con varios objetivos:

- Reconocimiento físico y geográfico de la zona investigada.
- Reconocimiento geológico general, con especial interés en la naturaleza litológica de los materiales. Se ha revisado la cartografía geológica existente a escala 1:50.000 para adecuarla a la escala de trabajo.
- Reconocimiento sobre el terreno y cartografía de los movimientos de ladera, prestando especial atención a su tipología, grado de desarrollo y estado de actividad.
- Recogida de muestras de suelo, travertino y agua.
- Reconocimiento sobre el terreno de las manifestaciones de tectónica activa, prestando especial atención a fallas y fracturas en materiales recientes, anomalías del relieve, terrazas fluviales y red de drenaje. Realización de esquemas de los distintos afloramientos que nos ofrecen las ramblas y barrancos del borde SO de Sierra Nevada y que presentan evidencias de movimientos recientes de las fallas consideradas. Medidas de orientación y buzamiento de superficies geológicas (estratificación, superficies de discontinuidad, fallas...etc.) en algunas zonas de especial interés para la actividad tectónica reciente.
- Reportaje fotográfico de los movimientos más significativos de la zona y de las manifestaciones de tectónica activa.

La figura 1 resume la metodología seguida en la preparación de este trabajo.

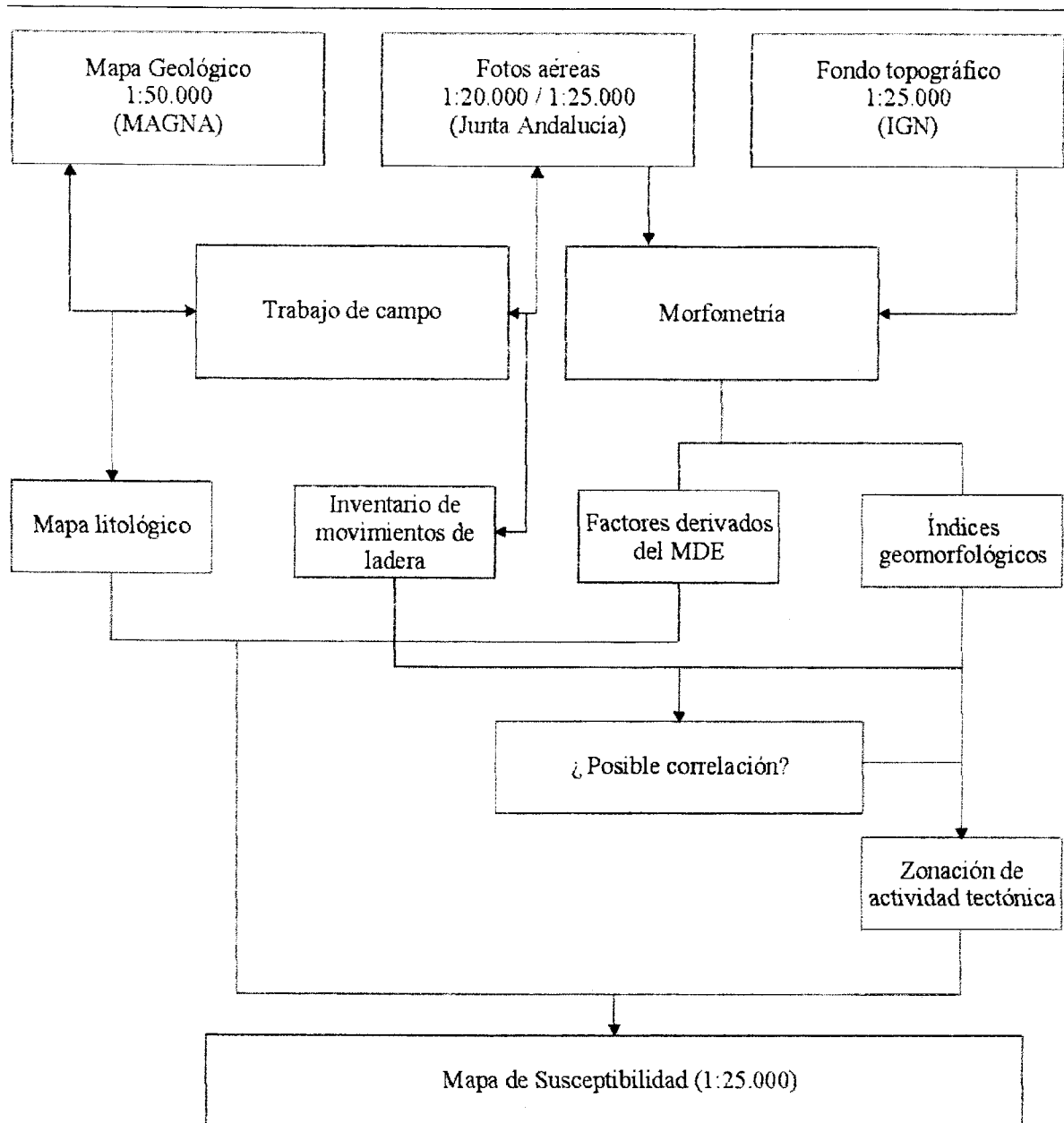


Figura 1. Organigrama del método de trabajo utilizado.

I.1.3. EL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG): SPANS

En este apartado se introducen algunas nociones básicas de los Sistemas de Información Geográfica con especial atención al software utilizado en este trabajo: SPANS 7. Gracias a la capacidad de análisis proporcionada por este SIG, se han podido abordar muchos aspectos de la morfometría en esta zona.

I.1.3.1. DEFINICIÓN DE UN SIG Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DE SPANS

Muchos autores han tratado de definir los SIG (Cebrián y Mark, 1986; Burrough, 1988; Bracken y Webster, 1990; Bosque Sendra, 1992; NCGIA, 1990). Aunque cada uno le ha dado una definición distinta, todos apuntan de una manera total o parcial a la siguiente definición: “El SIG es un conjunto de herramientas informáticas capaz de gestionar y analizar una base de datos espacialmente georeferenciados y presentarlos gráficamente, todo eso con el propósito de resolver problemas de tipo espacial”. Un SIG se distingue de un CAD/CAM (programas de dibujo o cartografía asistida por ordenador) por su capacidad de análisis, de generar nueva información de un conjunto previo de datos mediante su manipulación y reelaboración (Dueker, 1987; Cowen, 1988). Los SIG son, en algunos casos, simultáneamente, un Sistema de Información y un Sistema de Apoyo a la Decisión (NCGIA, 1990). Los SIG se han aplicado a una gama amplia de disciplinas entre ellas el análisis de inestabilidad de vertientes (Chacón et al, 1992, 1993, 1994; Irigaray, 1995).

Spans (Tydac-PCI, 1998) es un software de análisis geográfico capaz de crear, buscar, analizar, modelar y visualizar datos geográficos. Este SIG trabaja con datos de tipo vectorial, “raster” y “quadtree” y visualiza la información en 5 modalidades (composición de mapa, datos de capa, gráficos, imágenes y texto). Como la mayoría de los software, SPANS está constituido por 3 componentes principales: entrada, proceso y salida de los datos.

I.1.3.2. DATOS GEOGRÁFICOS

Los datos geográficos se descomponen en 3 elementos principales (Bosque Sendra, 1990; Irigaray, 1995):

- Observación o soporte (aspecto espacial): una entidad de la realidad sobre la cual se observa un fenómeno. Se refiere a las entidades con su correspondiente topología y coordenadas geográficas (X e Y). SPANS 7 incluye 3 tipos de entidades: Puntos, Líneas y Áreas.
- Variable o atributo temático (aspecto temático): que puede ser cualquier hecho que adopte diferentes modalidades en cada observación. Es decir, que los objetos espaciales están dotados de propiedades intrínsecas los cuales se pueden medir; cada una de ellas

constituye una variable o atributo temático asociado a un objeto. SPANS utiliza 4 tipos de atributos: identificadores únicos o etiquetas, atributos referentes a la geometría, atributos de relaciones topológicas y atributos asociados a otras propiedades. En función del tipo de atributo se utilizan uno de los 4 tipos generales de escalas de medida:

- Escala *nominal*: donde la única relación que se establece entre las variantes de la característica estudiada es la de ser iguales o diferentes.
- Escala *ordinal*: las relaciones que se pueden establecer entre las modalidades de una variable empírica son dos: por un lado, la ya conocida igualdad/desigualdad de la escala nominal; pero además, también es posible decir si una modalidad es mayor/menor que otra modalidad de la variable.
- Escala de *intervalos*: entre las modalidades de una variable observada es posible establecer hasta tres relaciones matemáticas: la de igualdad/desigualdad, la de mayor/menor que y la capacidad de asignar valores numéricos a las distancias/diferencias entre dos modalidades de la variable.
- Escala de *razón*: a las tres relaciones antes mencionadas se añade la posibilidad de que en una variable se determinen cuántas unidades de medida existen entre una modalidad y un punto cero u origen absoluto de la variable.
- Componente temporal: la componente temporal es la medida de una unidad a lo largo del tiempo. Permite comparar los datos adquiridos en diferentes momentos para evaluar, de forma cuantitativa o cualitativa, los cambios a lo largo del tiempo y así poder predecir la evolución futura.

I.1.3.3. ESTRUCTURA DE LOS DATOS GEOGRÁFICOS

Los datos se representan en SPANS según 3 modelos:

- El modelo *vectorial*: representa los objetos espaciales codificando, de modo explícito, sus “fronteras”. Las líneas que actúan de fronteras se representan mediante las coordenadas de los puntos o vértices que delimitan los segmentos rectos que las forman. La representación vectorial está unida a una geocodificación “continua” de las coordenadas, por ello se emplean números reales en los valores de las coordenadas reseñadas. Entre las ventajas de este método cabe destacar que la estructura de los datos es muy compacta y las gráficas son muy precisas. Entre sus inconvenientes, podemos

mencionar que la estructura de datos es muy compleja y la combinación/superposición crea dificultades.

- El modelo “*raster*”: Se registra el interior del objeto espacial y sus límites quedan implícitamente representados. Algunas de las ventajas de este método son la sencillez de la estructura de los datos y que la combinación/superposición es fácil de realizar. Entre los inconvenientes cabe citar el alto consumo de tiempo a la hora de transformar datos y la baja precisión de estos, sobre todo al escoger píxeles grandes.
- El modelo “*quadtree*”: Se basa en una subdivisión recursiva del espacio del plano/mapa a representar, es decir, una división en cuadrantes y subcuadrantes uniformes. Entre las ventajas de este método destacan: la baja necesidad de almacenamiento y la facilidad de simulación. Entre los inconvenientes se destaca la dificultad para establecer la relación de redes.

I.1.3.4. FUNCIONES PRINCIPALES DE SPANS

I.1.3.4.1. ENTRADA DE DATOS

Para emprender un trabajo en un SIG, primero hay que adquirir los datos. En el caso de datos no espaciales se pueden entrar por teclado. En el caso de los espaciales hay diferentes métodos, entre ellos citamos: digitalización, escaneo, procesamiento de imágenes, geoposicionamiento automático...etc. Estos procedimientos permiten convertir la información geográfica del formato analógico (mapas con datos continuos, fotografías aéreas, imágenes de satélite, bases de datos georeferenciadas...etc) al formato digital (datos discretos) que puede manejar el ordenador. El sistema incluye procedimientos que permiten eliminar errores o redundancias en la información incorporada al SIG. La versión 7 de Spans dispone de funciones integradas en el menú del programa para digitalizar entidades geográficas (líneas, puntos o áreas) en forma de capas de datos.

I.1.3.4.2. PROCESAMIENTO DE DATOS

SPANS cuenta con 2 tipos de funciones principales de procesamiento de datos:

- Funciones de *gestión de la información espacial*: con las cuales se extraen de la base de datos las porciones que interesan en cada momento, y es posible reorganizar todos los elementos integrados en ella de diversas maneras. En general, se pretende con estas

funciones garantizar los siguientes puntos: seguridad, integridad, archivo, accesibilidad y facilidad para el mantenimiento de los datos.

- Funciones *analíticas*: son el elemento más característico de un SIG. Facilitan el procesamiento de los datos integrados en él de modo que sea posible obtener mayor información, y con ello mayor conocimiento del que inicialmente se disponía. Mediante una combinación adecuada de una serie de mapas iniciales y mediante la aplicación de funciones analíticas concretas (reclasificación, superposición, etc..) se van creando mapas de trabajo intermedios para llegar a construir los denominados “modelos cartográficos”, los cuales permiten resolver gran número de cuestiones problemáticas de carácter espacial.

I.1.3.4.3. SALIDA Y PRESENTACIÓN DE DATOS

Se refiere a las actividades que sirven para mostrar al usuario los propios datos incorporados en la base de datos del SIG, y los resultados de las operaciones analíticas realizadas sobre ellos. Permiten obtener mapas, gráficos, tablas numéricas y otro tipo de resultados; en diferentes soportes (papel, pantallas gráficas u otros).

Spans 7 ofrece numerosas opciones de salida. Se pueden crear diapositivas en pantalla para una presentación interactiva. Se puede exportar gráficas, datos y texto como archivos. Y por último permite la salida clásica de los datos en papel.

I.1.3.5. EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO (MDT)

EL MDT es una superficie ondulada con tres dimensiones (Cebrián y Mark, 1986). Dos de estas dimensiones se refieren a los ejes de un espacio ortogonal plano (X e Y) y la tercera mide la “altura” (Z) de la variable temática representada en cada punto del espacio. El MDT ha tenido una gran importancia en la realización de este estudio, ya que a partir de él se han obtenido la mayoría de los datos morfológicos y morfométricos necesarios para el cálculo de los índices geomorfológicos de tectónica activa.

I.1.3.5.1. OBTENCIÓN DE LA INFORMACIÓN BASE

Para la generación del MDT, los datos se obtienen básicamente desde mapas topográficos o desde la restitución fotogramétrica (Cebrián y Mark, 1986). En el caso de los mapas topográficos se digitalizan las curvas de niveles, cotas de altitudes puntuales y a

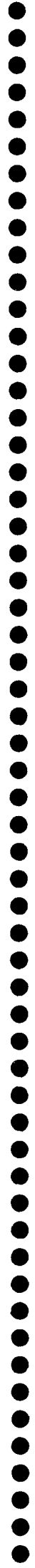
veces los llamados puntos críticos en crestas y valles. El resultado es un fichero de datos vectoriales asociados a una serie de alturas. En el caso de la restitución fotogramétrica se hace mediante un modelo estereoscópico de pares de fotografías aéreas del terreno. El resultado en este caso es un fichero informático con una rejilla densa de puntos en formato "raster". Este último método necesita un tratamiento de filtrado previo bastante complejo (Huber, 1994). En este trabajo el MDT se ha obtenido a partir de la digitalización manual de los mapas topográficos a escala 1:25.000 de la zona de estudio.

1.1.3.5.2. ELABORACIÓN DEL MDT.

Habitualmente los datos muestrales obtenidos por los procedimientos antes mencionados no son suficientes para representar adecuadamente la topografía de la variable, de ahí, la necesidad de un proceso de interpolación de estos datos para generar valores Z de otros datos no muestrales (puntos estimados). Los procedimientos de interpolación son muy diversos según se desee obtener el modelo "raster" o el modelo "TIN" (Red de Triángulos Irregulares). A continuación detallaremos el modelo TIN que utiliza SPANS. Este método necesita datos puntuales (en su caso se obtienen mediante la transformación de datos vectoriales a puntos con la opción "Isolines to points" de SPANS). Con este método se procede primero a la triangulación de los puntos donde cada uno de ellos es un vértice de un triángulo. Partiendo de estos triángulos se procede a la fase de interpolación. Cada tres puntos, que definen uno de los triángulos de la red TIN, determinan un plano cuya ecuación puede ser establecida desde los valores de las tres coordenadas (X, Y, Z) de cada punto. Esta ecuación varía según la función utilizada (media de valores Z, pendiente, orientación, derivada de X, derivada de Y o ángulo de incidencia). Si se utiliza la media de valores Z como opción de interpolación el resultado será el Modelo Digital de Elevaciones (MDE).

CAPÍTULO I.2

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLOGÍA



I.2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona investigada se encuentra al sur de la provincia de Granada (Andalucía, España) (figura 2) y corresponde a la cuenca vertiente del río Ízbor (un sector del borde suroccidental de Sierra Nevada). La superficie de esta zona es de 449,3 Km². El límite meridional lo constituye la Sierra de los Guájares y el límite septentrional está constituido por los relieves de Sierra Nevada. La zona se incluye en las hojas del mapa topográfico a escala 1:50.000 de Padul (1026), Güéjar-Sierra (1027), Dúrcal (1041) y Lanjarón (1042).

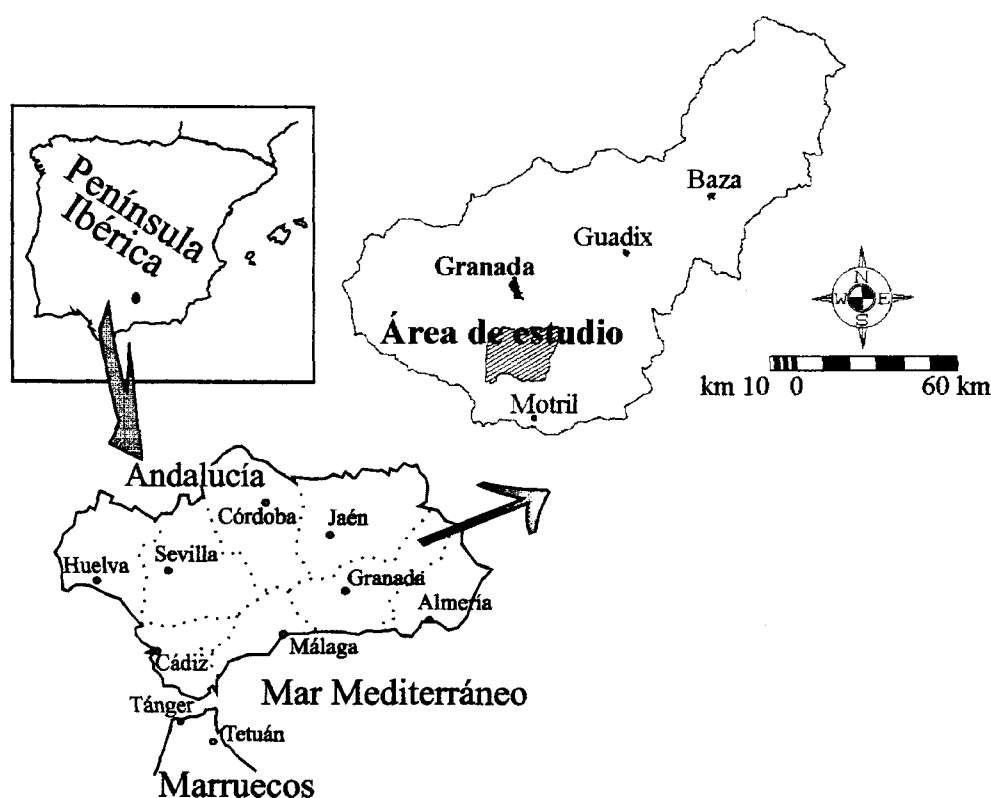


Figura 2. Localización geográfica del área de estudio.

Geográficamente, el área queda dentro de las coordenadas 36° 51' 51" - 37° 03' 31" de latitud Norte y 3° 23' 15" - 3° 43' 42" de longitud Oeste. Dentro de los límites de la zona (figura 3) se localizan las localidades de: Béznar, Melegís, Chite, Murchas, Restábal, Saleres, Pinos del Valle, Albuñuelas, Cónchar, Padul, Nigüelas, Cozvíjar, Lanjarón, Ízbor, Acebuches y Dúrcal.

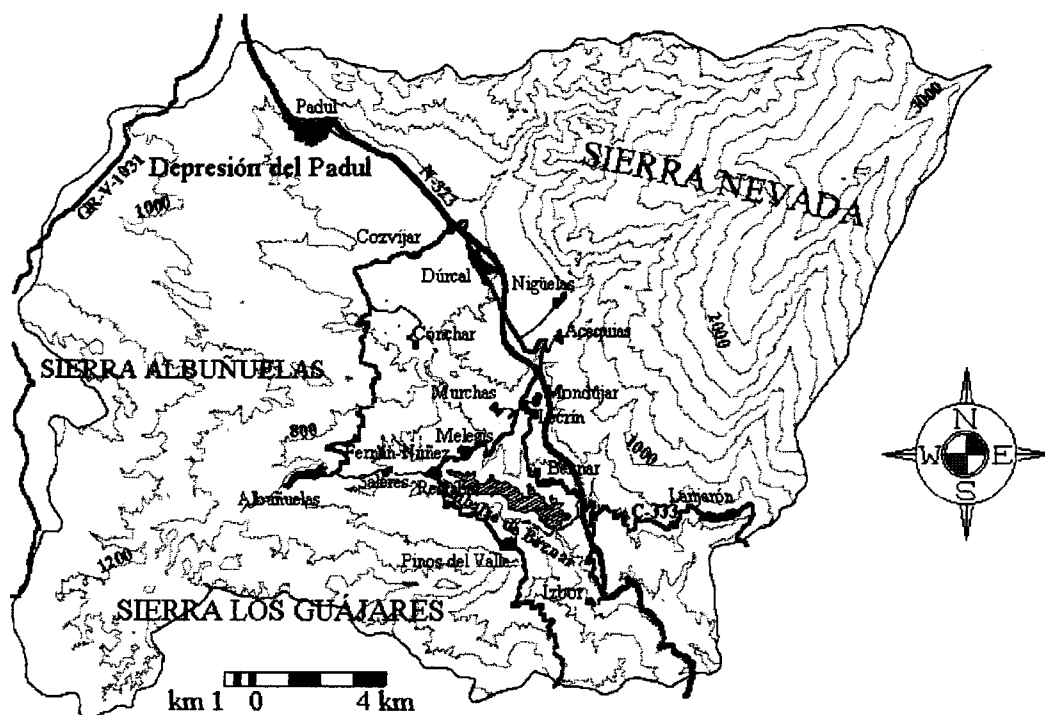


Figura 3. Esquema fisiográfico de la zona.

Geológicamente esta área se sitúa en las zonas internas de la Cordillera Bética (figura 4). En este sector afloran los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride y depósitos neógenos y cuaternarios de carácter postorogénico que rellenan las depresiones del Padul y de Lecrín. Estas depresiones se encuentran limitadas principalmente por fallas de dirección E-O y NO-SE. El complejo Alpujárride se superpone al Nevado-Filábride y los dos se componen de rocas mesozoicas y paleozoicas afectadas por deformaciones y metamorfismo alpino.

En general, las alineaciones montañosas de Albuñuelas y de los Guájares, junto con las estribaciones suroccidentales de Sierra Nevada, marcan los dominios alpujárrides, que limitan los materiales modernos del Valle de Lecrín y de la depresión del Padul, mientras que el Nevado-Filábride ocupa la parte alta de Sierra Nevada.

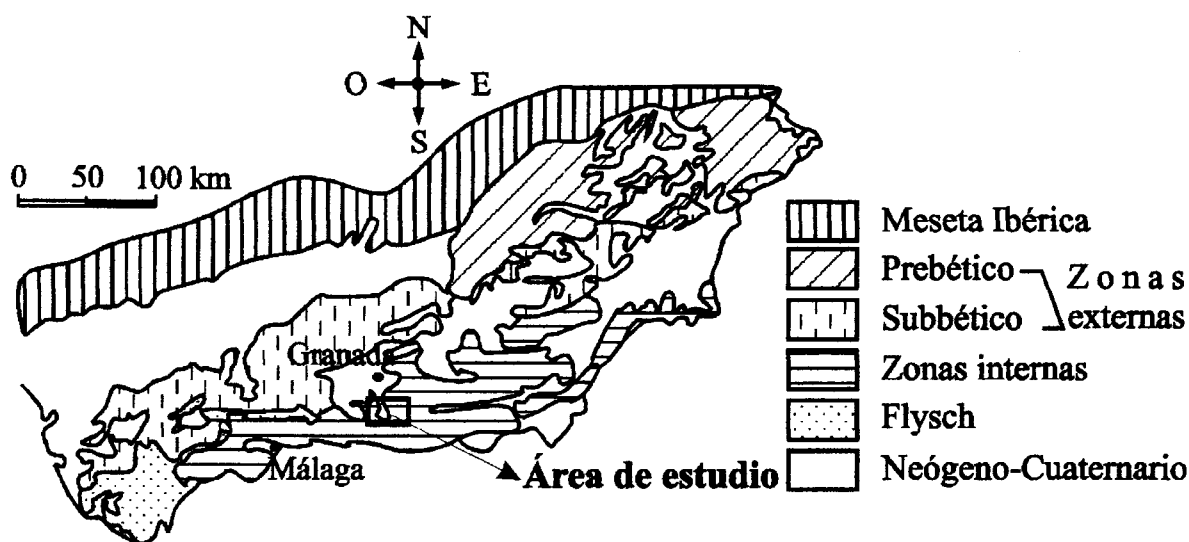


Figura 4. Localización geológica del área de estudio.

I.2.2. GEOLOGÍA

I.2.2.1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética se divide en varios dominios (Figura 5) (Sanz de Galdeano, 1997): las Zonas Externas, las Internas, los materiales del Campo de Gibraltar con la Predorsal y las cuencas neógenas.

La Zona Externa ocupa el margen sur y sudeste del macizo Ibérico. Se divide en Subbético y Prebético (Blumenthal, 1927; Fallot, 1948) y en ambos existen depósitos generalmente marinos, si bien el Subbético muestra facies más pelágicas, mientras el Prebético se caracteriza por sedimentos de facies poco profundas. Entre estos dos conjuntos existen unas “Unidades Intermedias” (Foucault, 1964; Azema et al., 1979), que representan la transición entre ambos dominios tectonopaleogeográficos.

El complejo del Campo de Gibraltar (Fallot, 1948) presenta principalmente turbiditas y hemipelagitas terciarias de facies flysch. Tectónicamente, este complejo ocupa la posición más alta, con una estructura muy compleja (Martín Algarra, 1987).

La Zona Interna se localiza en la parte más meridional de la Cordillera Bética. Se caracteriza por estar afectada por metamorfismo alpino generalizado y presentar estructuras principalmente de mantos de cabalgamiento. Está formada por tres complejos

alóctonos, superpuestos tectónicamente que, de abajo arriba, son el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide. El complejo de la dorsal está en buena parte asociado con el Maláguide. En el entorno del área estudiada aparecen los dos primeros complejos, los cuales presentan notable desarrollo de metamorfismo alpino y sus materiales originales son del Paleozoico, quizás incluso del Precámbrico y, sobre todo, del Triás. En esta área, no aflora el Maláguide debido a la erosión. El Nevado-Filábride ocupa el núcleo de Sierra Nevada, mientras que el Alpujárride forma una orla a su alrededor.

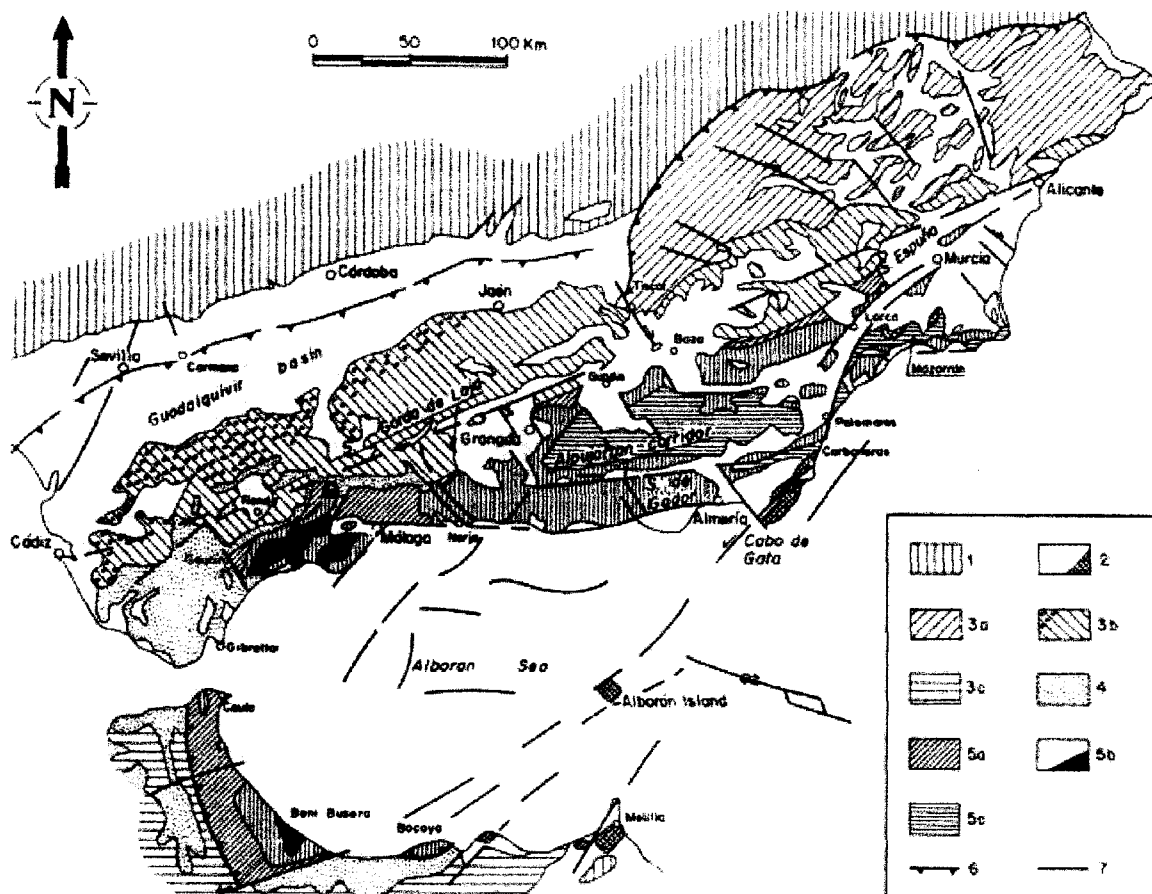


Figura 5. Esquema geológico de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1997).

1. Antepaíses, 2. Cuencas neógenas y cuaternarias. Volcanismo. 3a. Prebético. 3b. Subbético (Círculos: Olistostromas). 3c. Zona Externa Rifeña. 4. Unidades de los Flyschs. 5a. Maláguide y Dorsal. 5b. Alpujárride. Peridotitas. 5c. Nevado-Filábride. 6. Cabalgamientos. 7. Fallas. (3a y 3b pertenecen a la Zona Externa Bética. 5a, 5b y 5c forman la Zona Interna)

Los sedimentos neógenos y cuaternarios rellenan las depresiones intramontañosas de la Cordillera Bética y se disponen discordantemente sobre los materiales del complejo Alpujárride; son por tanto materiales post-manto. La distribución de estos materiales está

condicionada e influida por el desarrollo de las estructuras de fracturación, como resultado de la etapa neotectónica.

I.2.2.2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA

I.2.2.2.1. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

El complejo Nevado-Filábride (Egeler, 1963) presenta un zócalo paleozoico y una cobertura triásica parcialmente carbonatada. Este complejo puede contener materiales más recientes (Tendero et al. 1993). Las rocas que lo integran son todas ellas metamórficas que se agrupan en dos conjuntos litológicos: el inferior, compuesto por esquistos oscuros y cuarcitas y, el superior por micasquistos feldespáticos y en menor proporción gneises, anfibolitas y a techo pueden conservarse mármoles formados a partir de carbonatos depositados durante el Triásico. El Nevado-Filábride está formado por dos grandes mantos (Díaz de Federico y Puga, 1976); en posición inferior, el del Veleta (unidad de las Yeguas) y, encima rodeándolo, el del Mulhacén dentro del cual se pueden distinguir varias unidades menores. En general, el metamorfismo alpino es importante en estos materiales excepto en las unidades inferiores del manto del Veleta cuyo grado es algo menor. La potencia mínima en el Nevado-Filábride es de 3300 m (Díaz Federico et al., 1980). En esta región, el Nevado-Filábride aflora en las partes altas y medias de Sierra Nevada; no aflora más al sur o al oeste. La figura 6 muestra las columnas litológicas del complejo Nevado-Filábride (Díaz Federico et al., 1980), a la vez que se indica el empilamiento de las diferentes unidades tectónicas.

A continuación se describen las características litoestratigráficas de cada manto Nevado-Filábride (Puga, 1971. Puga y Díaz de Federico, 1976. Díaz de Federico et al., 1980):

- Manto del Veleta (unidad de Sierra Nevada o de las Yeguas): en esta área Puga et al (1984-1985) le han dado el nombre de Peña Caballera. Está formada por micasquistos feldespáticos y micasquistos con grafito, con más de 2000 m de espesor, siempre con granate. Estos materiales son, por lo general, de tono oscuro, gris o negro. Son rocas pre-pérmicas que han sufrido varias fases de metamorfismo alpino en condiciones de baja presión.

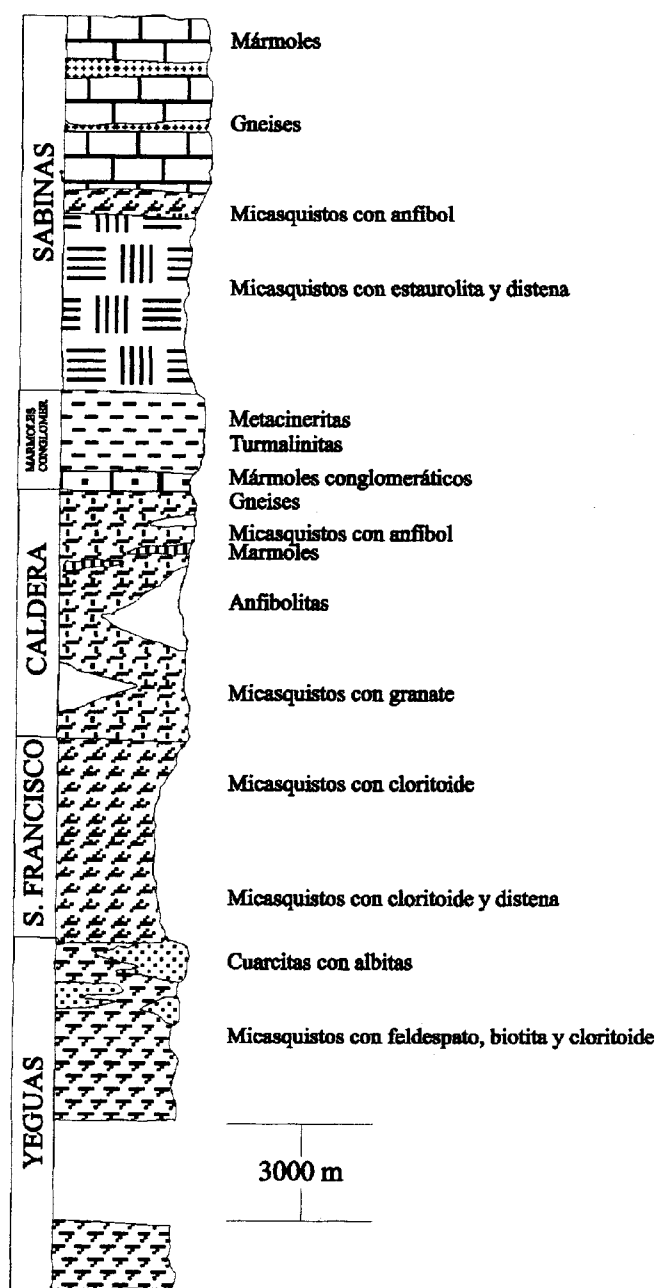


Figura 6. Columnas litológicas del Nevado-Filábride (desde Díaz de Federico et al., 1980).

- Manto del Mulhacén: se distinguen varias unidades que de, abajo hacia arriba, son:
 - Unidad de San Francisco: de carácter local, constituida por micasquistos.
 - Unidad de la Caldera: presenta micasquistos feldespáticos poco grafitosos, mármoles y anfíbolitas, algunos gneises y serpentinitas y piroxenitas, con algunas rocas ígneas, ácidas y básicas. La parte baja de esta unidad presenta metamorfismo de contacto, mientras que la alta no lo presenta.

- Unidad de Sabinas: está, a su vez, formada por micasquistos, cuarcitas y anfibolitas y hacia el techo existen mármoles y gneises. En esta unidad las serpentinas están mejor representadas.

A techo del Nevado-Filábride, en contacto con el Alpujárride, o localmente entre algunas unidades del Nevado-Filábride, existe un conjunto de rocas formadas por brechas angulosas con cemento carbonatado llamadas "Formación de mármoles conglomeráticos". Algunos autores (Leine y Egeler, 1962) atribuyen estos materiales a un origen tectónico, mientras otros (Díaz Federico y Puga, 1974. Puga y Díaz Federico, 1976) lo atribuyen a un origen sedimentario.

I.2.2.2.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

El complejo Alpujárride está formado por mantos de corrimiento. En esta área afloran los mantos de Guájares, Trevenque-Herradura o Almirajara, Alcázar (Escalate) y el manto de Lújar (Gallegos, 1975. Avidad et al., 1981) (Figura 7). Salvo en los mantos alpujárrides más bajos (Lújar y Escalate, donde los micasquistos no están representados), se distinguen en cada manto tres unidades litoestratigráficas (Delgado et al., 1981) que son de abajo arriba:

- Una formación metapelítica más o menos grafitosa, formada esencialmente por micasquistos con intercalaciones de cuarcitas. Los más típicos de estos esquistos se distinguen por su coloración oscura, gris negruzca y están formados esencialmente por cuarzo, mica incolora, biotita, granate y grafito. Este último es relativamente abundante y al que se debe la coloración mencionada. Estos esquistos se formaron a partir de sedimentos paleozoicos afectados por la orogenia alpina. En el área estudiada, estos materiales están presentes en pequeños afloramientos.
- Una formación constituida por materiales con menor grado de metamorfismo esencialmente filitas con intercalaciones de cuarcitas y eventualmente rocas piroclásticas. Son materiales del Trías inferior. En esta área, esta formación aparece en afloramientos algo mayores que la primera. En las unidades más altas pueden corresponder a esquistos claros.
- La formación superior está formada por abundantes calizas y dolomías, a veces con intercalaciones metapelíticas. Estos materiales están afectados por mayor o menor

grado de metamorfismo alpino pasando en las unidades superiores a mármoles y su edad corresponde al Trías medio-superior. Tienen espesores de varios cientos de metros y en esta área constituyen lo esencial de las sierras de la Silleta (1521 m), Manar y el Escopetar (1755 m).

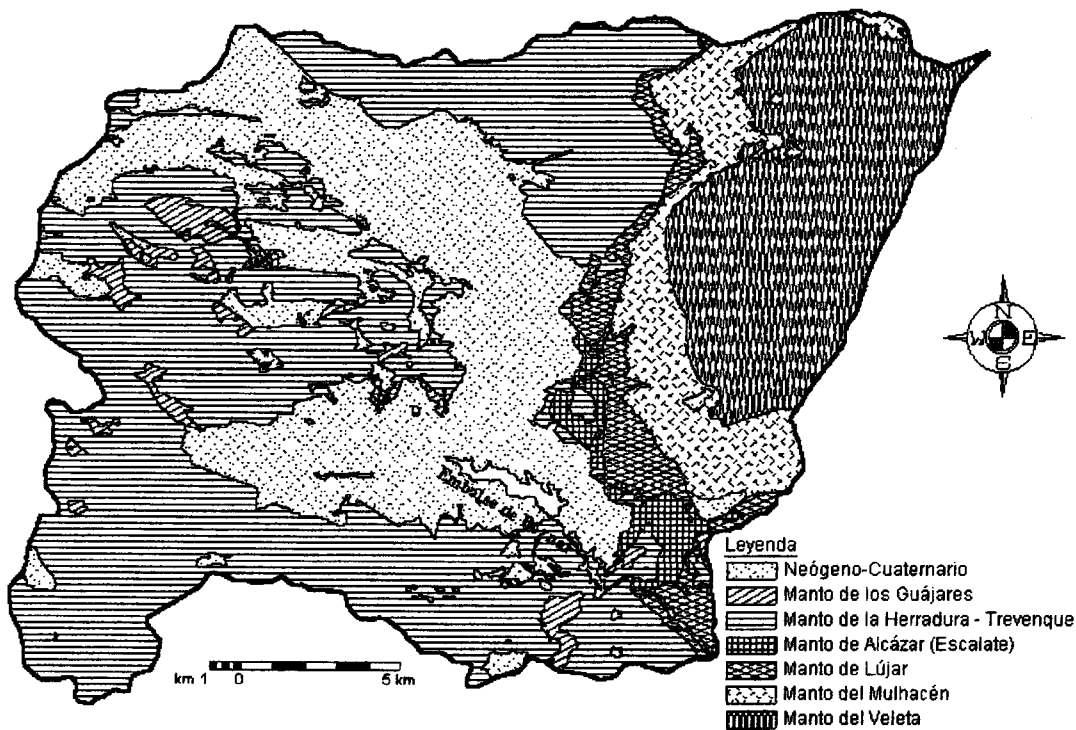


Figura 7. La distribución de los distintos mantos Alpujarrides y Nevado-Filábrides en la zona.

La figura 8 muestra la serie sintética de las formaciones carbonatadas del Alpujarride (Delgado et al. 1981).

Más detalladamente y de abajo hacia arriba aparecen las siguientes unidades:

- La unidad de Víboras (Lújar en la que englobamos la de Cástaras –Aldaya, 1969-) que en esta zona aflora especialmente en el barranco del Pleito. La serie característica presenta, de abajo hacia arriba, los siguientes materiales:
 - Filitas: a veces se presentan con varios colores y con intercalaciones de cuarcitas; su potencia es variable y a veces puede faltar.
 - Calco-esquistos: son visibles en algunos puntos y constituyen el paso de las filitas de la base a las calizo-dolomías suprayacentes.

- Carbonatos: hacia la base, se encuentran calizas tableadas que gradualmente pasan a dolomías. Sobre estas calizo-dolomías, aparecen calizas masivas, localmente con intercalaciones de calco-esquistos, filitas y cuarcitas.

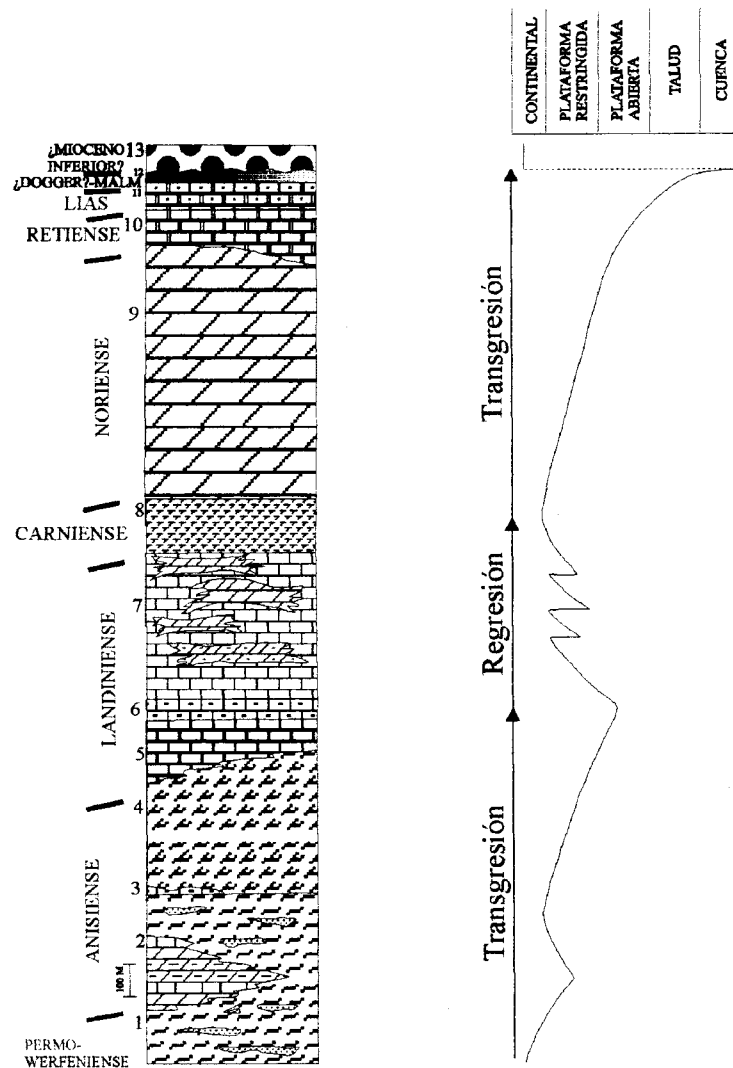


Figura 8. Serie sintética de las formaciones carbonatadas del Alpujarride independiente del grado de metamorfismo que haya adquirido cada una de ellas. En general no se observan términos más altos del Noriense, tal como ocurre en el área estudiada (simplificado de Delgado et al., 1981). 1: filitas y cuarcitas; 2: calizas, calco-esquistos y dolomías que pasan “lateralmente y a techo” a filitas, cuarcitas y metaconglomerados; 3: calizas de fucoides; 4: dolomías inferiores (lateralmente calizas en bancos); 5: calizas tableadas y calcoarcillitas en la parte superior; 6: calizas (con sílex en la parte inferior); 7: calizas con intercalaciones dolomíticas estratiformes (miembro mineralizado); 8: margas con finas intercalaciones calizas, dolomíticas y arcillosas; 9: dolomías superiores; 10: alternancias calizo-margosas (hacia arriba calizas en bancos); 11: calizas tableadas con sílex; 12: calizas nodulosas, radiolaritas y margocalizas; 13: brecha.

- Unidad Escalate (Alcázar): en su base está formada por filitas con intercalaciones de cuarcitas, localmente yeso y calcoesquistos y, encima, dolomías y calizas algo marmóreas, atribuidas al Trías medio-superior, con diques de rocas verdes. Su serie es muy parecida a la de Lújar.
- Unidad de Trevenque (Herradura o Almirajara): de las unidades que afloran en esta zona es la más representada, y constituye la mayor parte de los relieves calizos de las sierras meridionales, la Silleta,...etc. Esta unidad está formada por:
 - Esquistos verdosos en los que es frecuente la presencia de hierro que le da un tono rojizo.
 - Mármoles calizos y dolomíticos oscuros, localmente muy fracturados.
 - Mármoles calizo-dolomíticos (kakiritas): presentan una mayor fracturación que los mármoles anteriores y un grado de recristalización bastante alto.

Dado que esta unidad está erosionada, no se sabe con exactitud su potencia, pero con seguridad supera los 500 m.

- Unidad de Fuente Piedra (Guájares): está formada por micasquistos ricos en grafito, entre los que aparecen algunos niveles de cuarcitas. La potencia total debe ser próxima a los 100 m. Junto con el grafito puede distinguirse la presencia de hierro, en general, en forma de óxido que se hidrata con facilidad, dando como resultado tonalidades rojizas más o menos oscuras. Los materiales carbonatados están escasamente representados, con un espesor inferior a diez metros y en forma de mármoles muy recristalizados. En la base, se puede observar algún nivel de cuarcita compacta, sin continuidad lateral.

1.2.2.2.3. MATERIALES POSTOROGÉNICOS (NEÓGENO Y CUATERNARIO)

Estos materiales rellenan las fosas tectónicas del sector. Son depósitos no afectados por la orogenia alpina; se extienden desde el Burdigaliense (González-Donoso, 1977-78) hasta la actualidad; tienen un carácter discordante sobre los materiales alpujarrides y se ven afectados por procesos de neotectónica y tectónica reciente.

I.2.2.2.3.1. Los sedimentos del Mioceno.

Esta zona, a pesar de sus reducidas dimensiones contiene un registro sedimentario de casi todo el Mioceno, desde el Burdigaliense inferior hasta el Plioceno (Rodríguez Fernández, 1982). Se distinguen los siguientes materiales de más antiguos a más modernos (figura 9 y 10):

- Pequeños afloramientos de arenas y margas situadas al O de Murchas: son los sedimentos neógenos más antiguos del Valle de Lecrín, con una edad del Burdigaliense inferior (González Donoso, 1977-78). Estos materiales se inician con un tramo basal conglomerático de poco espesor y presentan pequeñas intercalaciones de calizas bioclásticas y algunas arenas. Representan la transgresión sobre las Zonas Internas del mar Burdigaliense.

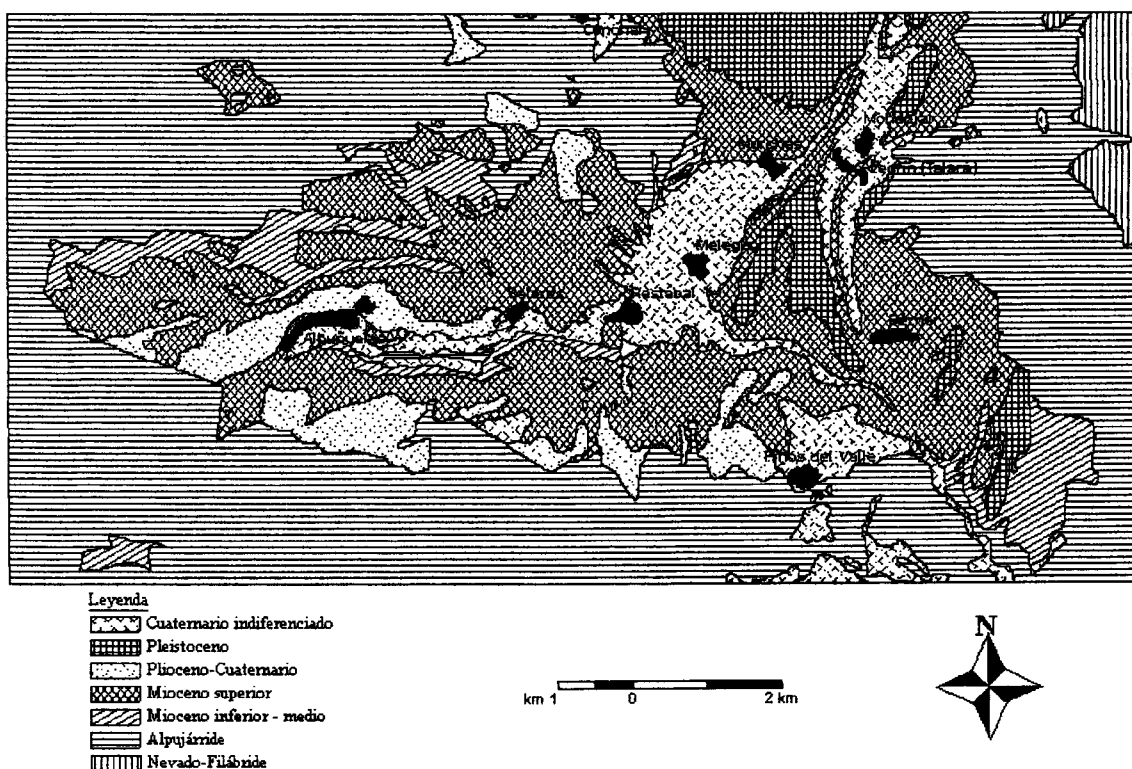


Figura 9. Litologías aflorantes en el Valle de Lecrín.

- Conglomerados, arenas y margas del Serravalliense que afloran en la parte SE y E del Valle de Lecrín, en la carretera a Lanjarón, en las proximidades del pueblo de Izbor y al sur del Valle de Lecrín, en el barranco de Zaza (Estévez et al, 1985). Estos materiales al principio se consideraron equivalentes a los de Murchas (González-Donoso, 1967,

1968) por la afinidad litológica; sin embargo, la determinación de la fauna que contiene ha demostrado que son posteriores.

- Limos, arenas y conglomerados de Albuñuelas: son materiales del Serravalliense; suelen aparecer directamente depositados sobre los materiales alpujárrides. Pueden constituir un cambio lateral de facies de los materiales anteriores. El límite superior de estos materiales es erosivo. El ambiente de depósito parece ser continental, con escasas influencias marinas (González Donoso, 1977-78).
- Tanto en el Valle de Lecrín como en la fosa de Padul, los primeros sedimentos del Tortoniense lo constituyen unas calizas bioclásticas u organógenas, conglomerados y calcarenitas de facies marinas someras con abundante fauna, con un espesor muy variable. En el sector del Valle de Lecrín pueden superar los 80 m de espesor, mientras que en Padul alcanzan 20 a 30 m a lo sumo (Sanz de Galdeano, 1996).
- Limos, arenas y margas con niveles arcillosos: tienen una potencia próxima a los 200 m Son del Tortoniense - Messiniense inferior. Hacia su techo aumenta la frecuencia de elementos detríticos.

1.2.2.3.2. Los sedimentos del Plioceno y Cuaternario

Corresponden a la última etapa de colmatación, con un relleno procedente de los relieves ya formados, como consecuencia de la reactivación de fallas durante el periodo Plio-Cuaternario. Los sedimentos presentan una litología variada y se sitúan discordantes sobre materiales más antiguos. Algunos se depositan sobre los materiales del Mioceno superior, otros lo hacen directamente sobre el Alpujárride. Los materiales plio-cuaternarios existentes en esta zona (figura 8 y 9) son (Avidad et al., 1981, Sanz de Galdeano, 1996):

- Conglomerados del valle del río Albuñuelas: al pie de la sierra de los Guájares, desde el pueblo de Albuñuelas a Pinos del Valle se observa un glacis de erosión y depósito. Sus sedimentos están formados preferentemente por brechas y conglomerados de cantos de mármoles procedentes de la citada sierra. Estos materiales poseen algunos niveles de arenas e incluso horizontes carbonatados, de calizas poco compactas, con restos de cianofíceas. La edad de estos conglomerados es del Plioceno y/o Cuaternario.
- Materiales del Plioceno-Pleistoceno que se encuentran en los bordes de las sierras de la Silleta y el Escopetar, netamente arrastrados por fallas (Sanz de Galdeano, 1996). Están

formados por arcillas, arenas y conglomerados de tonos pardo-rojizos, con numerosos niveles de paleosuelos de colores más intensamente rojos. El espesor máximo visible en esta área es de 50 m. Estos sedimentos, sin duda, continúan bajo la fosa del Padul, pasando a otros de tipo lacustre.

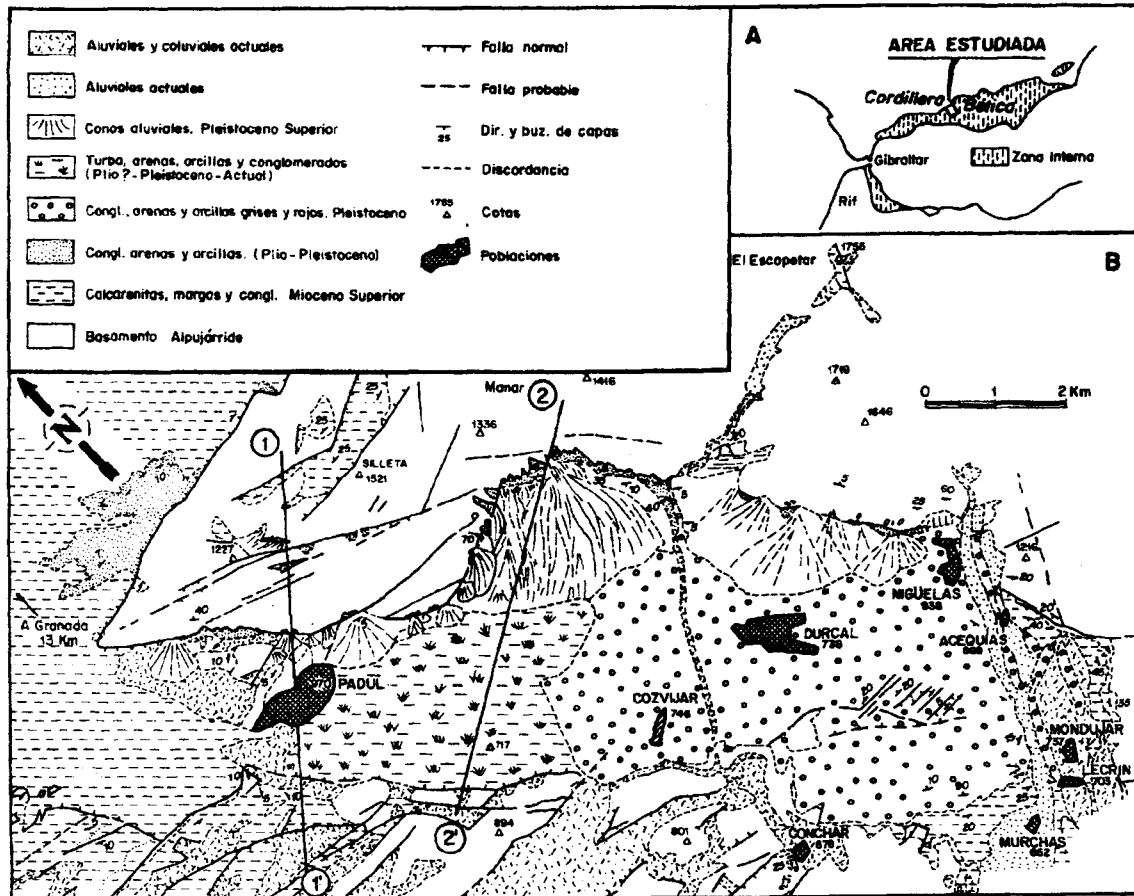


Figura 10. Mapa geológico del sector de Padul-Dúrcal (Sanz de Galdeano, 1996).

- Conglomerados heterométricos con arenas: estos materiales se depositan discordantemente sobre los anteriores. Se trata de una formación con cantos de tamaño a veces superior al m^3 , heredados fundamentalmente del Nevado-Filábride (gneises, micasquistos y, en menor proporción, calizas y dolomías). Estos materiales constituyen la formación Nigüelas, depositada a través de la garganta del río Torrente. Se expandió en abanico, sobre todo hacia el NO y O, ya que los relieves del Alpujárride y del Neógeno impedían su expansión hacia el E. Estos cantos tan gruesos van disminuyendo su tamaño conforme se alejan de la garganta del río Torrente, de manera que hacia el S, ya en la proximidad de Lecrín, existe una cierta abundancia de limos y arenas

intercalados. Igual sucede hacia la parte N de la fosa del Padul, donde estos sedimentos van a interdigitarse con los de la turbera allí existentes. Depósitos similares a los de la formación Nigüelas existen en el Puente de Tablate, y se prolongan más hacia el sur, hacia Izbor y también aparecen algo más al O de Tablate. Esto implica que en el sector oriental del Valle de Lecrín debió existir también un antiguo río que descargaba los productos de erosión de Sierra Nevada. Estos depósitos fueron considerados del Tortoniense-Messiniense (de la llamada Block-Formation o formación Tablate), pero su posición sobre el Plioceno-Pleistoceno en el río Dúrcal permiten atribuirlos al Pleistoceno.

- Los sedimentos de la turbera del Padul corresponden a arcillas, limos y arenas entre los que se intercalan niveles de turba, que son más potentes en el borde oriental de la fosa. Dataciones realizadas en la turba (Domingo García et al., 1983) dan edades que oscilan entre unos cuarenta mil y dos mil años. Es decir, son del Pleistoceno superior y del Holoceno. La potencia mínima de estos materiales en la parte central de la fosa es de 100 m.
- Al pie de la falla Padul-Nigüelas (desde Padul hasta Nigüelas) se desarrollan varios conos aluviales (Calvache et al., 1997). Son más modernos que los de la formación de grandes cantos de Nigüelas y también, cuando alcanzan a la turbera, se interdigitan con sus sedimentos. Su litología está exclusivamente formada por cantos heredados del Alpujárride. En estos conos se distinguen fundamentalmente dos generaciones; la más antigua está bastante deformada en las proximidades de fallas y la más moderna, sólo localmente está afectada por alguna fractura. En muchos puntos, los conos u otros materiales más antiguos presentan varios niveles de caliches.
- Existen algunos depósitos importantes de travertinos localizados en las proximidades de Pinos del Valle, Lanjarón, Cónchar, Zaza y en el barranco de Fuente de los Siete Años, que son del Pleistoceno superior-Holoceno, a juzgar por las dataciones realizadas en este trabajo.
- Materiales más modernos que los anteriores, casi no existen, excepto aquellos arrastrados actualmente por las ramblas o ríos y algunos derrubios que no constituyen propiamente formaciones.

I.2.2.3. TECTÓNICA, NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA.

La génesis de las estructuras de la zona está condicionada por la tectónica global que ha afectado a Sierra Nevada, y para la que Fontboté (1957) considera cuatro fases principales:

- a) Formación de mantos de corrimiento.
- b) Desarrollo de un gran pliegue de fondo, durante el Mioceno, que ha afectado a estos mantos.
- c) Formación, en las capas superiores del complejo Alpujárride, de pliegues agudos y de pequeña envergadura.
- d) Formación de fallas y fracturas correspondientes a una fase de relajación, que individualizan fosas tectónicas y que han vuelto a actuar en el transcurso del Cuaternario.

Es decir, tras la formación de mantos de corrimientos en el Oligoceno-Mioceno inferior se produce un progresivo levantamiento de la región en la que tiene lugar una compresión aproximadamente N-S y una extensión E-O. Por ello se forma el gran antiforme de Sierra Nevada y las fallas, en especial las del borde SO de Sierra Nevada, que entran en el área estudiada.

I.2.2.3.1. RASGOS TECTÓNICOS GENERALES.

Los rasgos tectónicos en esta zona están condicionados por procesos orogénicos del ciclo alpino, mientras que las estructuras antealpinas están mal conservadas. Solo presentamos un breve resumen, forzosamente incompleto, pues no es tema de la presente tesis. Quien desee una mayor información debe consultar los artículos que se citan y otros posteriores.

Complejo Nevado-Filábride

La estructura del Nevado-Filábride es el resultado de numerosas etapas de deformación en épocas y condiciones de presión y temperatura muy diferente. Las fases de deformación sufridas por las rocas nevado-filábrides son las siguientes: (Díaz Federico et al., 1980. Fontboté, 1983)

- Orogenia prealpina donde existen dos fases:

- Deformación penetrativa prealpina acompañada por formación de esquistosidad y de micropliegues de abiertos a cerrados de pequeña amplitud.
- Fase de fracturación prealpina: es posterior a la blastesis de metamorfismo de contacto y anterior a la primera fase de metamorfismo alpino. Esta fracturación está seguida o acompañada por circulación de fluidos que depositaron, al menos, cuarzo.
- Orogenia alpina. Comprende dos fases:
 - Fase eoalpina: en esta fase se produce esquistosidad acompañada de pliegues, aunque estos últimos se conservan muy poco. En esta fase se observa un importante aplastamiento y un profundo enterramiento de los materiales (subducción) (Puga y Díaz Federico, 1976).
 - Fase alpina en st. st.: se caracteriza también por una esquistosidad acompañada de pliegues. Estos, de plano axial, están acompañados por una linearidad y en algunos niveles por una esquistosidad más o menos marcada. Son pliegues apretados de charnelas curvas y de charnelas rectas (Galindo Zaldívar, 1990). A estos pliegues se superponen otro tipo de pliegues de mayor envergadura: se trata de pliegues de abiertos a isoclinales de plano axial inclinado. Luego siguen algunas fases de pliegues suaves. Posteriormente tuvo lugar la estructuración de unidades a la que sucede un importante proceso de extensión y una tectónica de fracturas. Estas últimas estructuras tienen relación con la surrección de Sierra Nevada que aún continúa actualmente.

Alpujárride

Las estructuras que afectan a los Alpujárrides pertenecen a varios ciclos (antealpino, alpino y postalpino):

- Estructuras antealpinas: Torres Roldán (1974) admite la existencia de un zócalo alpujárride presumiblemente metamorfozado antes del ciclo alpino. Mientras que otros autores se reservan el admitirlo o incluso lo descartan (Gallegos, 1975; Avidad, 1976; Elorza y García Dueñas, 1978).
- Estructuras del ciclo Alpino:
 - Las deformaciones alpinas más antiguas se presentan como pliegues anisopacos de tendencia isoclinal, junto a los que se desarrolla una esquistosidad generalizada de

flujo (Avidad et al., 1981). Tras un periodo intercinemático tiene lugar otra fase de esquistosidad (también de flujo) acompañada, en general, con neoformaciones de minerales (Aldaya et al., 1979) y asociada a micropliegues muy apretados.

- El Alpujárride cabalgó al Nevado-Filábride y se estructuró en las diversas unidades descritas. La magnitud de la traslación puede superar los 200 km para los mantos más altos.
- Estructuras postalpinas:
 - Posteriormente estas unidades han sido afectadas por una fuerte extensión y además, en el área estudiada, las superficies de empilamiento de mantos están afectadas por el gran pliegue antiformal de dirección general E-O responsable de la actual alineación de Sierra Nevada y otras sierras próximas. Este pliegue es de dirección N80-90°E y deforma también a materiales neógenos y se prolonga al Plioceno y, probablemente, al Cuaternario (Sanz de Galdeano et al., 1998) a juzgar por los rasgos del actual relieve de Sierra Nevada.
 - Fallas normales: formadas en la etapa de distensión posterior a los plegamientos.

Contacto Alpujárride – Nevado Filábride

Este contacto separa rocas que han tenido una evolución tecto-metamórfica diferente y a él se asocian las deformaciones de carácter extensivo. Es una superficie neta que originalmente fue un importante cabalgamiento del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride, posteriormente ha actuado como una gran falla frágil, que en el sector de Sierra Nevada se ha denominado Falla de Micena (Aldaya et al., 1984). A esta falla se asocia un desarrollo de cataclasitas y harinas de falla que engloban fragmentos de esquistos, de filitas y brechas tectónicas con cemento carbonatado. El sentido del movimiento (Galindo Zaldivar, 1990) coincide con el carácter descendente del contacto hacia el O-SO. La superposición mínima de los materiales alpujárrides sobre los nevado-filábrides varía desde 60 (en dirección N-NO) hasta 400 Km (en la dirección E-O).

I.2.2.3.2. NEOTECTÓNICA

El análisis de los materiales neógenos muestra que los tipos de estructuras que les afectan son totalmente diferentes de lo descrito en el apartado anterior. Son deformaciones que cortan también los materiales neógenos y desplazan las estructuras previamente

formadas. Estas deformaciones se manifiestan fundamentalmente por una estructura de fallas (Sanz de Galdeano, 1976). Los datos de tectónica neógena se pueden extraer de datos sedimentológicos, estratigráficos o geomorfológicos:

- La presencia en esta área de materiales del Burdigaliense (los más antiguos del Neógeno) (González Donoso, 1967, 1970) muestra que el Valle de Lecrín empezó a ser sede de depósito a esa edad. Más adelante, en el Serravaliense, se observan rasgos que indican el inicio del levantamiento de Sierra Nevada.
- Ya durante el periodo neotectónico, *sensu lato*, la presencia en la base de calcarenitas tortonienses de un tramo conglomerático se interpreta (González Donoso, 1967) por la existencia de movimientos diferenciales que, al menos en algunos momentos, fueron bruscos. Estos movimientos produjeron escarpes que dieron lugar a grandes bloques que se observan en algunos afloramientos, lo que explica la gran inestabilidad que sufría la zona en ese momento. Los cantos metamórficos que aparecen en estos depósitos muestran que el núcleo de Sierra Nevada ya estaba erosionándose en ese tiempo (Tortoniense).
- Al menos localmente (González Donoso et al., 1980), los materiales neógenos han sufrido compresiones, como lo demuestra, la existencia en diferentes puntos, de pliegues y fallas inversas de pequeño tamaño, de centímetros a varios metros. Estas estructuras, no tienen importancia regional y se observan fundamentalmente en el Mioceno terminal (limos, arenas y margas). También González Donoso (1967) señala una posible etapa de compresión durante el Tortoniense, responsable, probablemente, de la discordancia existente entre los materiales de limos, arenas y conglomerados del Serravaliense y las calcarenitas del Tortoniense.
- La fosa del Padul está formada por fallas de dirección NO-SE (Sanz de Galdeano, 1976; Santanach et al., 1980; González Donoso et al., 1980). Predominan los desplazamientos verticales de tipo normal, aunque en menor medida, existen movimientos horizontales (Sanz de Galdeano, 1997). Las fallas más importantes se sitúan en el borde oriental de la fosa y buzan hacia el O. Se trata de varias fallas casi paralelas con saltos hasta 700 m (González Donoso et al., 1980). En el borde occidental existen también fallas que son conjugadas con las anteriores y que buzan hacia el E. Tienen un menor salto y dan escarpes menos netos que los primeros. Existen, además,

fallas normales de dirección aproximada N70E y E-O que afectan tanto a los bordes de la fosa como a su interior, al que compartimentan transversalmente. La estructura general de la fosa puede verse en los cortes de las figuras 11 y 12. En ellas se muestra que el borde oriental es el más subsidente y, por tanto, el que más desarrollo de turba presenta (Sanz de Galdeano, 1996).

- Los rasgos neotectónicos del Valle de Lecrín se resumen en los siguientes puntos (Sanz de Galdeano et al, 1998):
 - Las estructuras del sector de Padul-Dúrcal continúan hacia el Sur, dentro del Valle de Lecrín, previamente desplazadas por fallas NNE-SSO, conjugadas con las fallas de Padul y Dúrcal. Estas fallas, de dirección NNE-SSO, son también predominantemente normales, aunque con notable componente de salto en dirección horizontal (sinistroso).
 - El corredor de las Alpujarras, que por el E se extiende desde Alhama de Almería (al menos), pierde en este área su neta morfología de valle, sin duda por el cruce de las estructuras que se acaban de aludir.
 - A la vez, el Valle de Lecrín constituye el borde sudeste de la depresión de Granada, cuya prolongación hacia el O está parcialmente cortada en el sector de la carretera de Granada a Almuñécar (los afloramientos de sedimentos neógenos se interrumpen varios kilómetros, pero es esto un rasgo relativamente moderno).
- Los sedimentos modernos con bloques grandes de la formación Nigüelas muestran la existencia de etapas tectónicas bruscas que han sucedido durante el Plioceno-Pleistoceno. Por ello, las fallas normales muestran diversas etapas de funcionamiento (Sanz de Galdeano, 1976). A esta distensión se asocian también algunos juegos de diaclasas.
- En relación con lo anterior, hay que señalar las importantes etapas de surrección ocurridas durante el Neógeno y Cuaternario que son las responsables de la actual elevación y de la orografía de Sierra Nevada. Estos relieves son resultado de la colisión en dirección NE-SO entre las placas Africana y Euroasiática donde los empujes principales presentan las direcciones y orientaciones siguientes: S1: ocupa una posición subvertical o pasa momentáneamente a estar en la dirección NNO-SSE (cambio entre

S1 y S2), mientras que S3 es subhorizontal EO a NE-SO (Galindo-Zaldívar et al., 1993) de los que resultan tanto la fracturación tardialpina como la actividad sísmica regional.

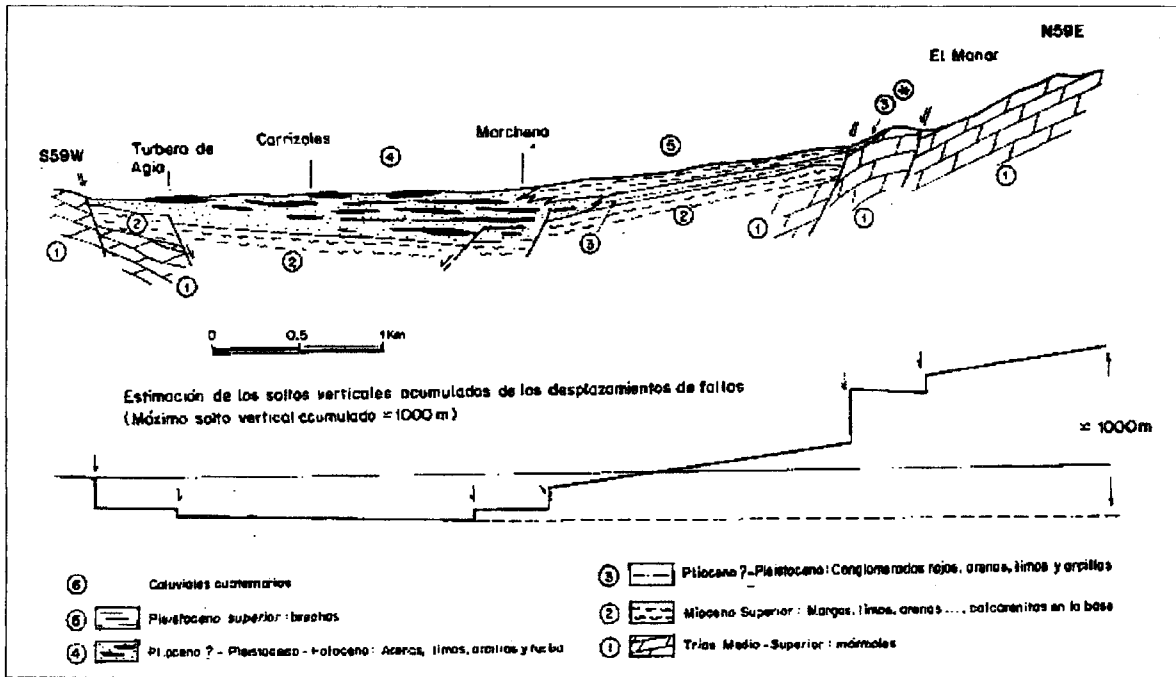


Figura 11. Corte de la turbera de Padul-Manar y estimación de los valores de los saltos verticales de las fallas. (Sanz de Galdeano, 1996).

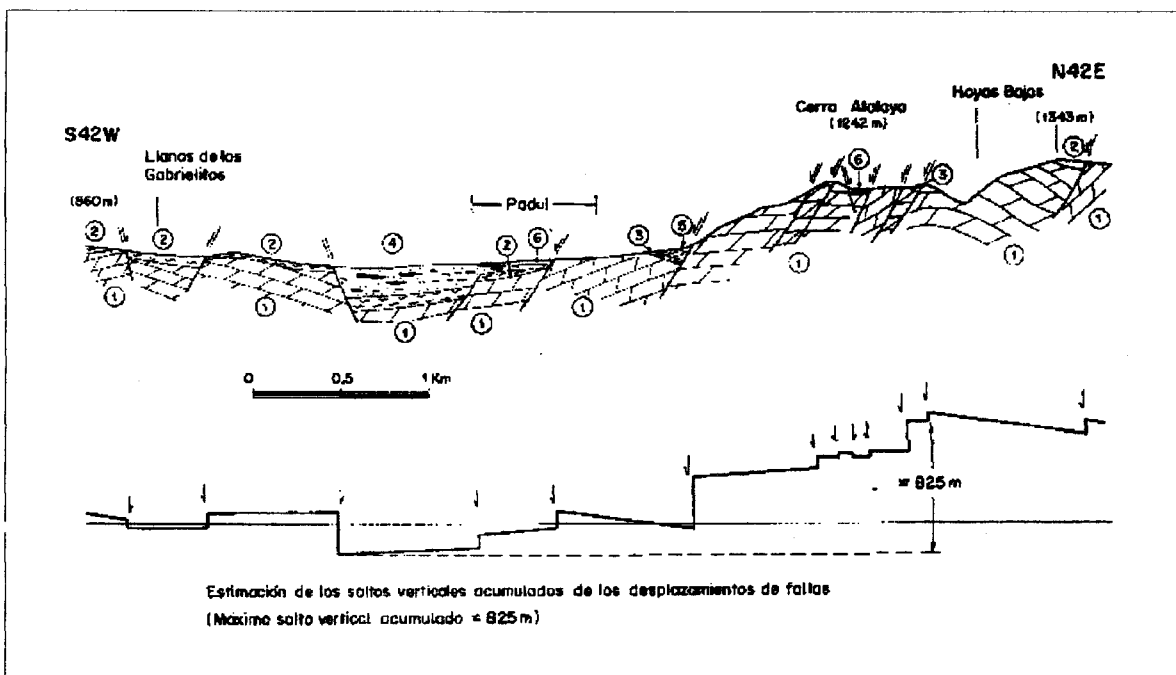


Figura 12. Corte en el sector del Padul-Silleta y estimación de los valores de los saltos verticales de las fallas. Leyenda en la figura 9. (Sanz de Galdeano, 1996).

I.2.2.3.3. TECTÓNICA ACTIVA

La última actividad tectónica está representada por fallas normales que, en numerosos puntos, afectan a terrenos cuaternarios. Lhènaff (1965) señala que materiales del Cuaternario antiguo buzaban en sentido contrario al de la pendiente de la montaña (pendiente formada por el plano de la falla). Esto se debe a un movimiento distensivo que al crear espacio, hizo bascular los materiales próximos a la falla.

Sanz de Galdeano (1996) señala la fuerte deformación que generalmente presentan los materiales rojizos de la formación del Plioceno-Pleistoceno situados sobre los planos principales de falla. Estos materiales del Plioceno-Pleistoceno presentan fallas conjugadas y sintéticas con la falla principal, pliegues de arrastre y deslizamientos gravitatorios, todo ello por efecto del desplazamiento de la falla principal. Esta falla principal se encuentra además rotada en numerosos puntos debido a la extensión progresiva producida en los diversos movimientos. Por ello presenta generalmente una clara flexión en algunos puntos. En algunos sectores la falla principal buza del orden de 30°, localmente incluso menos, en contraste con los 50-60° que suele buzarse. Los movimientos de las fallas afectan también a los conos aluviales de la primera generación en el área próxima a las fallas principales y tan sólo en los últimos depósitos de conos más recientes no se observan fracturas (Sanz de Galdeano et al., 1998).

Chacón (1999) revela que la presencia de la actividad tectónica junto a otros factores geomorfológicos y geotécnicos en el borde suroriental de la depresión de Granada se manifiesta en la actividad sísmica (en particular el terremoto de Andalucía de 1884 con epicentro en Arenas del Rey), los deslizamientos de Güevéjar, valle del Monachil, los Olivares de Moclín, Izbor, Albuñuelas, etc....

Además de estas evidencias que ponen de manifiesto la clara actividad tectónica cuaternaria, se presentan más adelante otras evidencias a partir del estudio de índices geomorfológicos de tectónica activa en esta zona.

1.2.3. OTRAS CARACTERÍSTICAS GENERALES

1.2.3.1. HIDROGRAFÍA E HIDROGEOLOGÍA

La cuenca del río Ízbor corresponde a una subcuenca del río Guadalfeo. Dicha subcuenca está limitada al Norte por la divisoria Atlántica-Mediterránea y al Sur vierte sus aguas en el río Guadalfeo por su margen derecha.

Los principales cursos de agua de régimen continuo existentes en este sector son:

- El río Dúrcal que nace en Los Nacimientos (3110 m), y desciende por la vertiente suroccidental de Sierra Nevada, para llegar a la depresión de Padul; allí se une con el arroyo de la Laguna (este arroyo, constituye el drenaje de la turbera realizado artificialmente para desecar la laguna del Padul) y luego atraviesa encajado los relieves tobáceos de los alrededores de Cónchar donde se une con el arroyo del Agua.
- El río Albuñuelas (también llamado Saleres) que se une con el río Dúrcal a la altura de Restábal. Este río nace en los alrededores del cerro del Espino (1340 m), al O de la Sierra de los Guájares. Antes de confluir con el río Dúrcal, se le suma el barranco Luna a la altura de Saleres, aumentando su caudal.
- El río Torrente nace en la Rinconada de Nigüelas al pie del pico Caballo (3010 m), y corre paralelo al trazado del río Dúrcal para sumarse a él en la depresión de Melegís.
- El río Ízbor: en el punto de unión de los ríos Torrente – Dúrcal el cauce comienza a llamarse Ízbor, el cual se encaja a favor de una serie de fracturas. Está regulado por el embalse de Béznar. Antes de abandonar el Valle de Lecrín este río recibe aguas del barranco de Tablate por la margen izquierda y, un poco antes de desembocar en el río Guadalfeo, se le suma el río Lanjarón que nace en la Cuerda de la Dehesa (3190 m).

Junto a estos cursos con régimen perenne, existen otros con régimen estacionario y temporal. Los caudales de los ríos del borde de Sierra Nevada están regulados por los deshielos de nieve de las cumbres de esta sierra. En general, el drenaje de los terrenos es bueno ya que las pendientes de los mismos y la red de los ríos, arroyos y barrancos favorece la salida del agua, tanto de lluvia como de riegos. Únicamente existe una zona al Sur del Padul que se encharca durante el invierno, con dificultad de drenaje, se trata de la laguna o turbera del Padul.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las calizas y dolomías alpujárrides y los sedimentos detríticos cuaternarios y pliocenos que ocupan los bordes del valle de Lecrín son materiales de interés por la extensión que ocupan en este área y por su potencial acuífero (Casas, 1975). A continuación detallaremos el comportamiento hidrogeológico de los materiales existentes en la zona:

- **Materiales del Nevado-Filábride:** forman un acuífero de baja permeabilidad. Sólo en la zona alterada se encuentran elementos transmisivos, mientras que, en otras zonas donde los materiales no han sufrido demasiada alteración, se comportan como acuicludo-acuífugo.
- **Materiales alpujárrides:**
 - Los materiales metapelíticos de este conjunto presentan permeabilidad baja. Las filitas alpujárrides son muy impermeables. Su situación sobre los materiales de Sierra Nevada condiciona las surgencias de agua entre ambos complejos. En cuanto a los micasquitos, presentan una cierta permeabilidad, resultado del desarrollo de una densa fracturación.
 - Las calizas y dolomías triásicas que ocupan el borde occidental de Sierra Nevada, las sierras de Albuñuelas y de los Guájares, constituyen acuíferos de permeabilidad por fisuración y karstificación. La explotación de este sistema acuífero es menor. En el borde de Sierra Nevada la descarga de este sistema se efectúa a través de los ríos que la cruzan, y por una serie de manantiales situados en los bordes de la turbera del Padul (Casas, 1975). El contacto entre estos materiales y los micasquitos y filitas subyacentes favorece, en algunos puntos, la formación de manantiales de cierta importancia.
- **Materiales neógenos y cuaternarios.** La permeabilidad de estos materiales depende de la abundancia de gravas y arenas dentro de sus componentes.
 - Las calcarenitas tortonienses forman un acuífero confinado bajo los limos y arenas messinienses y proporcionan captaciones de elevado rendimiento (Avidad et al., 1981).
 - Los limos y arenas messinienses se comportan como acuicludo, aunque los tramos de arenas y conglomerados intercalados pueden suministrar pequeños caudales.

Además, cuando la potencia de algunos tramos no es muy elevada, se comporta como acuitardo.

- Los materiales detríticos formados por aluviales y otros materiales pliocenos y cuaternarios deben su permeabilidad a la porosidad intergranular. Son numerosas las captaciones que explotan este acuífero, cuyas aguas se utilizan tanto en agricultura como en abastecimiento de algunos núcleos urbanos.
- En cuanto a los materiales de la turbera de Padul, tienen una permeabilidad muy baja y se comportan como acuicludo.
- Los travertinos que ocupan varios sectores (Pinos del Valle, Lanjarón, Zaza, Cónchar y el barranco de la Fuente de los Siete Años) tienen poca extensión superficial, son porosos y de permeabilidad elevada; se comportan como acuíferos de poca envergadura y sirven como medio de transmisión para los materiales que los rodean.

1.2.3.2. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS GENERALES

Se aborda la descripción del relieve según las unidades morfológicas observadas en el sector estudiado:

- Depresión del Padul: es una fosa tectónica limitada por las fallas de borde de Sierra Nevada y sus correspondiente antitéticas. El cono de deyección al O del río Dúrcal, ha independizado la depresión del Padul del Valle de Lecrín. Al no tener salida las aguas recogidas en la depresión, se formó una laguna donde el drenaje se realiza en forma artificial. Sobre este régimen lagunar y en un área subsidente, creció una vegetación lacustre que, recubierta por capas impermeables, fue sometida a un proceso incompleto de carbonización, lo que dió lugar a la formación de la turba que aflora en los alrededores del Padul.
- El Valle de Lecrín: se ha formado por efecto de la intensa erosión de las partes elevadas y el depósito de los materiales en las zonas más deprimidas, hundidas gracias a fallas. Esta unidad se ve interrumpida por el espolón que la sierra de Albuñuelas destaca hacia el Este, separando así la fosa del Lecrín de la depresión de Albuñuelas, que confluyen finalmente más al Este, una vez superado el obstáculo dolomítico. Esta

unidad geomorfológica sufre un desequilibrio continuo a lo largo del Plioceno y Cuaternario, dando lugar a formas morfológicas menores que son:

- Valle del río Dúrcal: desciende desde las vertientes de Sierra Nevada por un valle abrupto; se introduce en la depresión tras atravesar los conos de deyección allí existentes, y excavar un valle profundo de paredes subverticales. En el término municipal de Cónchar, atraviesa el espolón de la sierra de Albuñuelas y describe unos meandros muy pronunciados, como resultado de encajarse según direcciones de fracturas. En el término de Murchas, vuelve a ensancharse, para alcanzar la depresión de Melegís, a cuya formación ha colaborado, junto con los ríos Torrente y Albuñuelas.
- Valle o cuenca Dúrcal-Nigüelas: es el área limitada al Norte y Sur por los valles excavados por los ríos Dúrcal y Torrente respectivamente. Tanto en esta unidad como en la depresión del Padul, se han formado una serie de conos de deyección (Lhenaff, 1965. Calvache et al., 1997. Sanz de Galdeano et al, 1998), depositados por los diferentes barrancos que bajan de Sierra Nevada.
- El valle del río Torrente: discurre paralelamente al curso del río Dúrcal, hasta que corta la falla Padul-Nigüelas y entra en la depresión. A partir de este punto, su evolución va ser diferente a la del valle del río Dúrcal. Este río, se encaja en materiales miocenos y en los abanicos aluviales cuaternarios, de forma que facilita su capacidad erosiva y como resultado, el valle se hace más ancho y menos profundo progresivamente, hasta que se une al río Dúrcal en los alrededores de Melegís.
- Depresión de Albuñuelas: constituye una fosa tectónica similar a la depresión del Padul; ha sido aprovechada por el río Albuñuelas para excavar su cauce en materiales miocénicos. El valle es estrecho y profundo con paredes verticales cuando corta materiales competentes, y de pendiente más suave cuando atraviesa los materiales blandos, como resultado de una erosión diferencial.
- Depresión de Melegís: es el punto de confluencia de todos los ríos del Valle de Lecrín. Es una zona de subsidencia donde se pudo constituir un nivel base local.
- Valle del río Izbor: a la altura de Restábal, se unen los ríos de la cuenca y unidos, reciben el nombre de Izbor, que excava un valle estrecho y profundo en materiales

miocénicos y triásicos. Abandona el valle de Lecrín, después de pasar los materiales calizo-dolomíticos alpujárrides, por una estrecha garganta, para luego desembocar en el río Guadalfeo.

- Vertiente SO de Sierra Nevada: forma el límite N y NE del área estudiada y está constituida por materiales triásicos y paleozoicos. Se eleva desde el Valle de Lecrín hasta la cuerda de la Dehesa (3190 m). Según los tipos de materiales y disposición estructural, encontramos diversos relieves:
 - En los materiales nevado-filábrides a cotas altas (micasquistos, gneises, etc.), se ha marcado un relieve alomado por la baja resistencia a la erosión. A cotas más bajas pueden formar valles encajados, al igual que ocurre con las filitas alpujárrides.
 - Por el contrario, las calizo-dolomías alpujárrides, por su mayor resistencia a la erosión, han creado un relieve abrupto. La sierra del Manar constituye un paisaje típico de este relieve con una altura media de 1300 m. La cota más alta es la silleta de Padul con 1525 m. Las formas kársticas están poco desarrolladas.
- Sierras meridionales (los Guájares) y sierra de Albuñuelas:
 - La sierra de los Guájares: constituye el borde meridional del Valle de Lecrín y forma un glacis de erosión en su frente Norte, como resultado de la erosión, y a veces depósito, de una gran plataforma que desciende suavemente hacia el Norte, donde enlaza con el Mioceno del Valle de Lecrín. La karstificación es más evidente en esta unidad.
 - Las altiplanicies de Albuñuelas constituyen el límite occidental del Valle de Lecrín y forma una pequeña meseta de 1100 metros de cota media que queda dominada por el pico Herrero (1504 m).

Estas unidades morfológicas se han visto afectadas por los cambios climáticos que modifican las condiciones de erosión y sedimentación y la inestabilidad tectónica, manifiesta por los movimientos recientes de las fallas que han tenido lugar en el Plioceno y Cuaternario. Esta situación ha inducido un proceso de arrasamiento del relieve (Chacón, 1999) que ha afectado varios puntos (falda SO de Sierra Nevada y zona de Albuñuelas). Estas formas de arrasamiento son notorias en la perspectiva y testimonian la severidad del episodio erosivo que tuvo lugar durante el Pleistoceno en esta zona. A mayores alturas, se observa la presencia de aparatos glaciares con lenguas individualizadas en algunos puntos,

sobre todo en Sierra Nevada (alto de Dúrcal y Lanjarón) y muy limitadamente en Sierra de Albuñuelas (Chacón, 1999). En general, son glaciares de montañas secas, más cercanas a los de latitudes tropicales áridas (Alto Atlas, Andes centrales) que a los de latitudes medias húmedas (Alpes, Cárpatos). En la actualidad, el área que fue cubierta por los glaciares se encuentra en el entorno de Sierra Nevada, por encima de 2500 metros y la acción periglaciaria se restringe a las cotas superiores a 1600 – 1800 metros (Chacón, 1999).

En resumen, la región es accidentada, con frecuentes alineaciones montañosas orientadas aproximadamente con dirección E-O, en alguna de las cuales llega a superarse los 3190 m de altitud (punto más alto de la cuenca de Lanjarón) para descender bruscamente hasta 180 m en la desembocadura del río Izbor en el río Guadalfeo.

I.2.3.3. CLIMA Y VEGETACIÓN NATURAL.

CLIMA

Esta zona está extraordinariamente soleada y protegida de los vientos fríos del Norte por la muralla montañosa de Sierra Nevada. La diferencia de altura y de exposición en esta zona interviene para distinguir dos áreas climáticamente distintas:

- Zonas altas: con clima mediterráneo continental suavizado por una influencia marítima, con veranos cálidos, inviernos fríos y frecuentes heladas. En estas zonas, el clima es poco homogéneo debido al rápido ascenso altitudinal.
- Zonas bajas: con abundantes solanas por su orientación meridional. Se caracteriza por temperaturas más altas, humedad apreciable en intervalos no estivales, inviernos suaves y veranos desde frescos a muy cálidos.

La precipitación media anual es de 509,6 mm. La temperatura media anual de temperaturas máximas es de 36,6 °C. La temperatura media anual es de 15,2 °C. La media anual de temperaturas mínimas es de -1,7 °C. La tabla 1 resume los datos de precipitación y temperatura en las distintas estaciones ubicadas dentro del área de estudio.

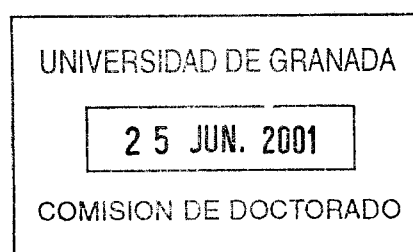


Tabla 1. Valores medios de precipitación (mm) y temperatura (°C) en las estaciones de la cuenca del río Izbor (Junta de Andalucía, 1997 y Ministerio de Medio Ambiente, 1997).

Estación	Altitud (m)	Serie	PMA(mm)	1 (°C)	2 (°C)	3 (°C)
Albuñuelas	730	1942-1994	485,6	37,4	15,1	-2,2
Albuñuelas "Huida"	1120	1953-1992	757,5	36,8	16,4	0,5
Dúrcal "Central"	890	1943-1997	484,9	37,4	15,1	-2,2
Dúrcal "Presa"	1800	1951-1992	767,4	34,4	14,7	-1,6
Lanjarón	710	1951-1997	529,3	35,8	14,7	-1,7
Nigüelas	931	1951-1992	513,9	37,4	15,1	-2,2
Béznar (Presa)	510	1983-1997	436,7	-	-	-
Melegís (Presa Izbor)	450	1940-1987	395,2	-	-	-
Padul	753	1955-1997	425,5	39	15,8	-2,3
Padul (Puntal)	840	1985-1996	363,7	-	-	-
Padul "Aguadero"	740	1951-1992	445,3	34,4	14,7	-1,6

PMA: Precipitación media anual

- (1) Valor máximo de la media de temperaturas máximas.
- (2) Valor medio de la media de temperaturas medias
- (3) Valor mínimo de la media de temperaturas mínimas

VEGETACIÓN NATURAL

Los terrenos montañosos son los únicos reductos donde aún se pueden contemplar vestigios de la vegetación climax, la cual se encuentra en grave peligro de extinción a causa de los continuados incendios forestales que asolan estos parajes. Se añade a eso el aumento de la actividad erosiva como resultado de la privación de la protección vegetal del suelo y de factores geológicos. Actualmente, se está siguiendo una política de repoblación forestal, pero a pesar de ello, el matorral xérico domina sobre las formaciones boscosas espontáneas y de repoblación. En esta zona se puede distinguir varios tipos de vegetación climax (Villegas, 1972. LUCDEME, 1992) según las altitudes:

- Entre los 500 y 200 metros se encuentran la encina (*quercus rotundifolia*), el pino alepo y el castaño. Allí donde ha desaparecido el bosque, surge el matorral, constituido por plantas leñosas y aromáticas. Las especies más frecuentes son: la retama (*retama sphaerocarpa*), el tomillo (*thimus vulgaris*) y el esparto (*stipa tenacissima*).
- En el piso superior de la encina, y hasta los 2600 metros, aparecen otros tipos diferentes de pinos. En cuanto al matorral, aparecen los astrágalos (*astragalus nevadensis*) y el piorno negro (*erinace pungens*).

- El piso alpino se inicia a partir de los 2400 m y la flora se limita a especies preparadas para resistir los rigores del invierno. Entre otras aparecen la samarilla blanca (*senderilis glacialis*) y la manzanilla de la sierra.
- En las depresiones se localizan los árboles típicos como álamos, abedules, chopos, sauces y olmos.

I.2.3.4. ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS

Población y núcleos urbanos:

La zona presenta una densidad de población media de 54 habitantes/km². Esta población se reparte en 9 municipios (tabla 2). Villegas (1972) clasifica los núcleos urbanos de esta zona, según su situación, en:

- Los que se sitúan sobre los glaciares que se extienden al pie de las sierras: Dúrcal, Nigüelas, Acequias, Mondújar, Talará, Chite, Béznar y Tablate.
- Los que lo hacen en los bordes de la depresión del Padul: Padul, Cozvíjar y Marchena (barrio de Dúrcal).

Tabla 2. Población de hecho para los distintos municipios y núcleos urbanos de la zona (Junta de Andalucía, 1997).

Municipio	Area (Km ²)	Núcleo urbano (habitantes)	Total (habitantes)
Albuñuelas	140	1298	1328
Dúrcal	77	5758	5822
Lanjarón	60	3926	3954
Lecrín	40	2261	2275
Nigüelas	31	1162	1167
Padul	89	6011	6015
El Pinar	38	1254	1275
El Valle	26	1412	1412
Villamena	20	941	941

- Los que aprovechan un ensanchamiento en los valles fluviales, debido a la confluencia de varios cursos de agua: Albuñuelas, Cónchar, Melegís y Murchas.
- Los que se colocan en vertientes o laderas de los ríos encajados: Saleres, Restábal, Pinos del Valle e Izbor.

Vías de comunicación

Las vías de comunicación en esta zona son diversas (figura 3):

- La carretera nacional N-323 (Bailén-Motril) que une Granada capital con las poblaciones de la costa y que atraviesa la zona diagonalmente de Norte a Sur. Actualmente está en proyecto de ampliación a autovía.
- La carretera Gr-V-1033 denominada “Cabra Montés” que va a Almuñécar desde el “Suspiro del Moro”.
- La carretera provincial de Albuñuelas desde la nacional de Bailén-Motril pasando por Cozvíjar, tiene unos 16 km, es estrecha y con muchas curvas.
- La carretera “Gr-120” que va a Restábal y Albuñuelas desde Lecrín.
- La comarcal C-333 que va a Lanjarón desde la N323.
- La provincial de Cónchar a Albuñuelas de unos 3 km de recorrido.
- La comarcal de Lecrín a Pinos del Valle que pasa por Melegís y Restábal, prolongándose a los Guájares (Gr-130).

Además existen numerosos caminos y pistas de interés local.

Usos del suelo y cultivos

Según las estadísticas realizadas por la Junta de Andalucía (1997), el 5,1 % del territorio está ocupado por herbáceos o barbecho (2965 ha); el 3,9 % por olivares solos o asociados con herbáceos (2236 ha); el 0,2 % por viñedos solos o asociados con herbáceos (93 ha); el 9,9 % con frutales solos o asociados con herbáceos (5726 ha); el 8,8 % con prados, praderas y pastizales (5103 ha); el 40,9 % de especies arbóreas forestales (23593 ha) y el 31,2 % son otras tierras no cultivadas (17999 ha).

La agricultura constituye la principal fuente de vida del sector y está concentrada, fundamentalmente, en el Valle de Lecrín donde el incremento de la temperatura permite la existencia de plantas más exigentes de calor como son los agrios. Todos los municipios de la zona pertenecen a la comarca agraria del Valle de Lecrín excepto el municipio de Lanjarón que pertenece a Las Alpujarras. En la zona existen:

- Cultivos de regadío que se limitan en dos zonas:

- Zona alta, con frecuentes heladas que impiden la presencia de agrios, y que ocupa una franja de terreno que se extiende a lo largo del pie de la falla de Padul-Nigüelas, está dedicada a olivar, cereales y hortalizas.
- Zona baja, que comprende el eje de los ríos Torrente, Dúrcal, Albuñuelas e Izbor, donde los olivos, de gran porte, protegen de las heladas y vientos a los cítricos.
- Cultivo de secano: donde destacan por su importancia los cultivos de olivar, cereales, almendros y viñas. Es importante la gran expansión adquirida últimamente por el cultivo del almendro, debido a su fácil implantación sobre suelo con débil desarrollo y a sus pocas exigencias climáticas.

Minería y canteras:

En los materiales alpujárrides, las mineralizaciones son pobres y escasas; sin embargo, las canteras tienen su importancia en estos materiales, ya que la explotación de gravas formadas a partir de mármoles calizos y calizodolomíticos es sumamente fácil porque estos materiales se encuentran triturados. Por esta razón han proliferado en la zona del Puntal y El Aguadero del Padul, las fábricas de vigas, terrazos y otros materiales de construcción, o simplemente la explotación de gravas y arenas como áridos.

Los depósitos de pie de monte de la zona del Padul, Marchena y Nigüelas son actualmente objeto de explotación con destino a áridos para la construcción.

La turba del Padul se explota para su uso como fertilizante de suelos agrícolas o bien para jardinería. La reserva de estos materiales es considerable.

En la carretera de Tablate a Lanjarón y al sur de Acequias, entre la carretera antigua a Talará, existen algunas canteras en materiales arcillosos para fabricación de ladrillos.

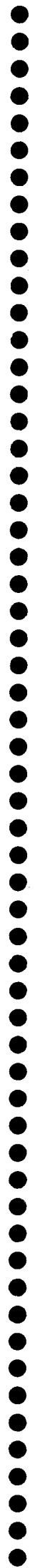


PARTE SEGUNDA:

**INVESTIGACIONES DESARROLLADAS Y
RESULTADOS OBTENIDOS**

CAPÍTULO II.1

TECTÓNICA ACTIVA



II.1.1. INTRODUCCIÓN

El término "tectónica activa" hace referencia a las deformaciones de la corteza terrestre de origen tectónico que ocurren actualmente. Es un término más restringido que el de neotectónica, la cual, en el ámbito mediterráneo y europeo, engloba las deformaciones ocurridas desde el Tortonense (11 millones de años antes del presente). La tectónica activa puede extenderse al Holoceno o como mucho incluir al Pleistoceno. Es una cuestión que puede depender de la región (Sanz de Galdeano et al., 1998) según se puedan obtener datos con mayor o menor precisión.

En la evaluación de las condiciones del terreno, es necesario precisar si las fallas son activas o no actualmente (Chacón, 1999), ya que las fallas activas pueden generar terremotos o rupturas del terreno induciendo procesos de inestabilidad en las vertientes de su entorno. Según Slemmons y McKinney (1977) en un trabajo de recopilación sobre definiciones de fallas activas: "Una falla activa es aquella que se ha desplazado durante el presente régimen sismotectónico y es susceptible de generar otros desplazamientos en el futuro". La actividad de fallas se identifica por distintas evidencias: históricas, geológicas, sismológicas, geodésicas o geomorfológicas.

Algunos autores (Keller y Pinter, 1996; Legget y Karrow, 1983) han tratado de caracterizar la actividad tectónica de las fallas a partir de normativas establecidas por agencias e instituciones públicas. La tabla 3 muestra los periodos durante los que las fallas pueden considerarse activas, potencialmente activas o inactivas, según la Clasificación de la Oficina Estatal de Geología y Minería de Estados Unidos.

Tabla 3. Terminología para la definición de la actividad de fallas. "Clasificación de la Oficina Estatal de Geología y Minería, California (1973)" (Keller y Pinter, 1996).

Edad geológica			Años antes del presente	Actividad de la falla		
Era	Periodo	Época				
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno200	Activa	Potencialmente activa	
		10.000			
		Pleistoceno10.000			
	Terciario	Pre-Pleistoceno1.650.000	Inactiva		
		1.650.000			
		65.000.000			
Pre-Cenozoico		4.500.000.000			

La tabla 4 muestra los criterios normativos de diferentes servicios oficiales de Estados Unidos en los que se define la actividad de las fallas para su empleo en proyectos de ingeniería, urbanismo y arquitectura que afectan a estructuras críticas. En general se consideran inactivas aquellas que no han funcionado con desplazamientos durante el Cuaternario, es decir, desde hace 1,65 millones de años. En las distintas normas se superponen diferentes criterios que pueden ser comprobados sobre el terreno (Chacón, 1999).

Tabla 4. Comparación de los criterios de falla en Estados Unidos para estructuras críticas (Robins et al 1979).

Agencia*	Instalación	Terminología	Criterios de actividad
NRC	Planta de energía nuclear	Falla capaz	Movimiento singular en los últimos 35.000 años. Movimiento múltiple en los últimos 500.000 años. Macrosismicidad. Relación estructural de las fallas.
COE	Presas	Falla capaz	Movimiento en los últimos 35.000 años. Macrosismicidad (magnitud 3,5). Arreglo estructural de las fallas.
DOT	Instalaciones para gas natural líquido	Falla de superficie activa	Movimiento singular en los últimos 35.000 años. Movimiento múltiple en los últimos 500.000 años. Arreglo estructural de las fallas.
VA	Hospitales	Falla activa	Movimientos en los últimos 10.000 años.
BR	Presas	Falla activa	Movimientos en los últimos 10.000 años.
EPA	Instalaciones para desperdicios peligrosos	Falla activa	Movimientos durante la vida tóxica del desperdicio.

*** Agencias:**

NRC : Comisión Reguladora Nuclear
 COR: Cuerpo de Ingenieros
 DOT: Departamento de Transporte
 VA: "Veterans Administration"
 BR: Oficina de Reclamación
 EPA: Agencia de Protección del Medio Ambiente.

Muchas definiciones de fallas activas incluyen las evidencias geomorfológicas como indicadores principales del grado de actividad tectónica y elementos esenciales para la clasificación de las fallas activas. Así, diferentes autores (Strahler, 1952; Hare y Gardner, 1985; Cox, 1994; Hack, 1973a; Bull, 1977b; Bull, 1978) han desarrollado criterios geomorfológicos para detectar la actividad tectónica en una región y localizar las fallas que son activas en el presente. Por lo general, se han desarrollado tales métodos en California donde el problema es generalizado y ha sido ampliamente estudiado (Keller y Pinter, 1996). A veces, la incorporación de criterios geomorfológicos es fundamental y constituye el único medio para detectar y situar dentro de una escala temporal más precisa los movimientos tectónicos más recientes (Gutiérrez Elorza et al., 1984), ya que los

criterios convencionales de estratigrafía o paleontología disminuyen su valor cuando se trata de periodos recientes (Cuaternario).

La zona se localiza en un entorno muy particular de actividad tectónica ya que pertenece a un frente de una cadena montañosa (Sierra Nevada) que se está elevando en el presente. Esta elevación afecta más al borde meridional que al septentrional (Keller et al., 1996). Esta sierra es resultante de un régimen de compresión NS que aún permanece activo según muestran las distintas manifestaciones que se tratarán más adelante. La presencia de materiales cuaternarios en varios frentes de montaña facilita la identificación de deformaciones tectónicas recientes.

Para analizar la tectónica activa en esta zona se han analizado varios aspectos: topografía, sismicidad, encajamiento de los ríos, manifestaciones geomorfológicas recientes y deformaciones que afectan a materiales litológicos del Holoceno - Pleistoceno.

II.1.2. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO: UTILIZACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS DE TECTÓNICA ACTIVA.

Se han desarrollado varios índices geomorfológicos para analizar la geomorfología asociada a la tectónica activa en una determinada zona (Hack, 1973a,b; Bull, 1977a,b; Strahler, 1952; Hare et Gardner, 1985; Cox, 1994).

Estos índices se basan fundamentalmente en el análisis morfométrico de la red de drenaje y de los frentes montañosos. Constituyen aproximaciones matemáticas a distintos aspectos geomorfológicos relacionados con los procesos erosivos y deposicionales del sistema fluvial (Keller, 1986), como puede ser: el perfil longitudinal de los ríos, morfología de los valles, degradación de escarpes generados tectónicamente, etc.

La implicación de estos índices en la evaluación de la tectónica activa se basa en que éstos son capaces de detectar las anomalías que afectan al sistema fluvial o a los frentes montañosos debido a cambios locales del nivel de base, provocados por movimientos tectónicos, principalmente verticales, produciendo una elevación o hundimiento del terreno.

Estos índices dan buenos resultados siempre que se analicen en condiciones litológicas y estructurales homogéneas. Los resultados obtenidos se pueden combinar para

establecer áreas con diferentes clases de actividad tectónica en la zona de estudio (Bull, 1978).

El éxito de estos índices en los estudios de tectónica activa se debe a su capacidad de evaluar rápidamente áreas muy amplias, identificar la localización de las manifestaciones geomorfológicas de tectónica activa y, sobre todo, a la disponibilidad de la información necesaria a partir de mapas topográficos y fotos aéreas o desde un Modelo Digital del Terreno (MDT).

La tabla 5 muestra la relación de los índices geomorfológicos utilizados en el análisis de tectónica activa en la cuenca del río Izbor.

La presencia de grandes depósitos de pie de monte en el borde SO de Sierra Nevada muestra que estos depósitos constituyen el nivel base local de los sistemas que drenan los relieves circundantes. Por lo tanto, el cálculo de los índices geomorfológicos en las proximidades de estos frentes montañosos debe reflejar la interacción de los procesos erosivos relacionados con el sistema fluvial y con los movimientos verticales recientes.

II.1.2.1. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS RELATIVOS AL SISTEMA FLUVIAL - CUENCAS DE DRENAJE.

La morfología de los valles que atraviesan los frentes montañosos activos debe reflejar el impacto del cambio local del nivel base debido a la sobre elevación relativa a lo largo de estructuras activas asociadas a un escarpe frontal de una montaña (Wells et al., 1988).

Para analizar los índices de este apartado se han utilizado perfiles longitudinales detallados, secciones de ríos (relación relieve – valle), y relación de formas de cuencas. Los parámetros necesarios se han calculado mediante el MDT, generado a partir de mapas topográficos a escala 1:25.000 y 1:10.000 con 10 m de equidistancia. El objetivo de este análisis es aislar anomalías que afectan a las formas de canales, valles y ríos que pueden ser atribuidos a la actividad tectónica.

Tabla 5. Resumen de índices geomorfológicos utilizados en este estudio.

Índice geomorfológico	Expresión matemática	Objetivo	Significado	Origen
Gradiente longitud de cauce	$SL = (\Delta h / \Delta l) * L$	Define cualquier irregularidad en la pendiente del canal reflejando condiciones de desequilibrio	Condiciones de desequilibrio en una litología uniforme sugieren implicación de actividad tectónica reciente.	Hack, 1973a.
Factor de asimetría de cuencas de drenaje	$FA = 100(A_r / A_t)$	Define el grado de asimetría de una cuenca de drenaje	Valores muy superiores o muy inferiores a 50 indican bloques inclinados a causa de movimientos tectónicos recientes	Hare y Gardner, 1985.
Factor de asimetría topográfico transversal	$T = D_a / D_d$	Define la dirección y la magnitud de migración de los ríos	La migración preferencial de los ríos supone una inclinación tectónica reciente por basculamiento de bloques	Cox, 1994
Integral hipsométrico	$IH = (E_{me} - E_{mi}) / (E_{ma} - E_{me})$	Describe la distribución del relieve en una cuenca	Valores altos de IH caracterizan áreas con ríos encajados asociados a una actividad tectónica.	Strahler, 1952
Relación anchura/altura del valle	$V_f = 2V_{fw} / ((E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc}))$	Define la relación de anchura del fondo del valle respecto a la media de altitud de las dos divisorias adyacentes.	Valles en forma de V con valores bajos de V_f reflejan fuerte encajamiento de los ríos indicando zonas con actividad tectónica reciente.	Bull, 1977c; Bull y MacFadden, 1977; Bull, 1978
Índice de la forma de cuenca de drenaje	$B_s = B_l / B_w$	Define la forma planimétrica de una cuenca	Valores altos de B_s (cuencas elongadas) indican actividad tectónica alta	Ramírez-Herrera, 1998 (después de Cannon, 1976)
Sinuosidad del frente montañoso	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$	Evalúa el grado de sinuosidad de un frente montañoso	Valores bajos muestran frentes rectos asociados a un sistema de fallas activo.	Bull, 1977c; Bull y MacFadden, 1977; Bull, 1978

Δh : incremento de altura. Δl : longitud del tramo del río considerado. L : distancia desde la cabecera del río hasta el punto medio del tramo en cuestión. V_{fw} : anchura del fondo del valle. E_{ld} y E_{rd} : elevaciones de las divisorias izquierda y derecha respectivamente. E_{sc} : elevación del fondo del valle. A_r : área de la mitad derecha de la cuenca. A_t : área total de la cuenca. D_a : distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje hasta la línea media del cinturón del meandro activo. D_d : distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje a la divisoria de agua. E_{me} , E_{mi} , E_{ma} : elevación media, elevación mínima y elevación máxima respectivamente. B_l : longitud de la cuenca. B_w : anchura de la cuenca. L_{mf} : longitud del frente a lo largo del pie de montaña. L_s : longitud recta del frente montañoso.

La figura 13 muestra los ríos utilizados en el cálculo de los índices geomorfológicos relativos al sistema fluvial.

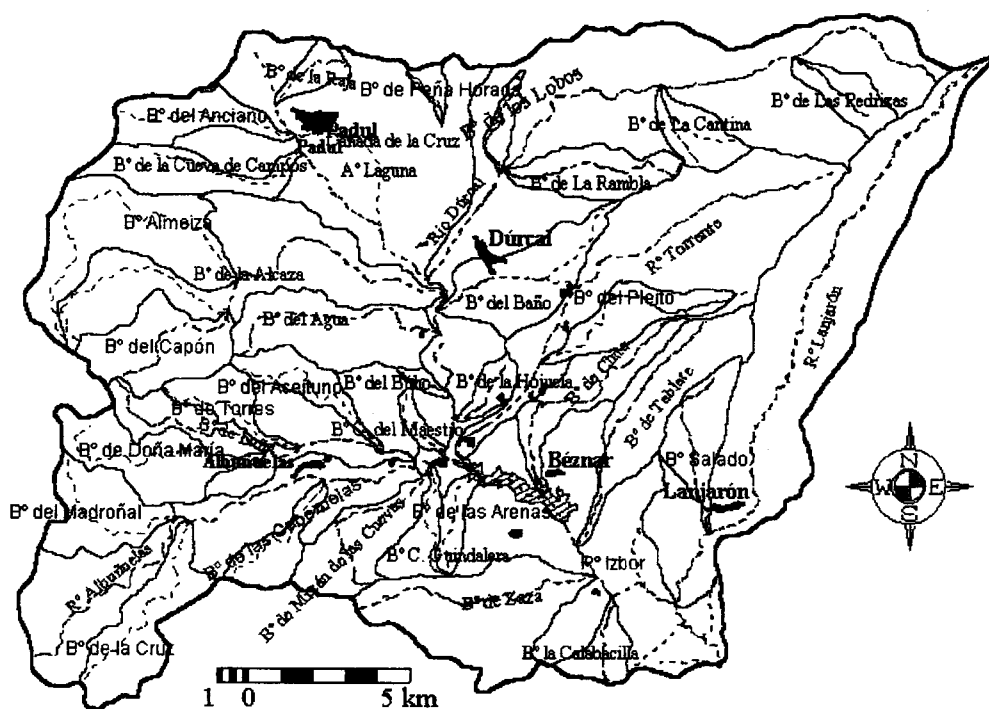


Figura 13. Red de drenaje utilizada en el cálculo de los índices geomorfológicos relativos al sistema fluvial.

II.1.2.1.1. PERFILES LONGITUDINALES DE RÍOS Y EL ÍNDICE DE GRADIENTE - LONGITUD DE CAUCE: SL

II.1.2.1.1.1. Perfiles longitudinales de ríos y tectónica activa.

El perfil longitudinal de un río es muy sensible al proceso del levantamiento tectónico y puede ser utilizado para reconocer estructuras activas que cruzan este río (Seeber y Gornitz, 1983. Bishop y Bousquet, 1989). Cambios bruscos en la pendiente a lo largo de perfiles de ríos no explicados por la diferencia en la resistencia litológica en el fondo del río, reflejan unas condiciones de desequilibrio. Una causa común de tal desequilibrio es una anomalía tectónica del cauce del río (Bishop y Bousquet, 1989) expresada por estructuras activas (fallas, por ejemplo) que cruzan este río. Hay que tener en cuenta que no es fácil interrumpir la regularidad de la red de drenaje por estructuras tectónicas antiguas, sobre todo en ríos que forman profundas gargantas que tienden a mantener los perfiles de sus cauces regulares durante la evolución tectónica y por lo tanto

las anomalías no litológicas en estos perfiles sugieren etapas recientes de esta evolución (Seeber y Gornitz, 1983). El análisis de los perfiles de cauces proporcionan información adicional sobre la interacción de la elevación y la resistencia litológica al encajamiento (Bull y Knuepfer, 1987).

La representación semilogarítmica de un perfil longitudinal en equilibrio es una recta (Hack, 1973a). El gradiente de un río en equilibrio decrece aguas abajo a medida que la descarga aumenta. La recta del canal teórico tiene como expresión matemática:

$$H = C - K \ln L.$$

Donde:

H : elevación

L: distancia desde la cabecera del río.

C y K: son constantes.

K: es la pendiente de este teórico canal. Se denomina índice de gradiente (Hack, 1973a) y puede ser evaluado como:

$$K = \frac{H_j - H_i}{\ln L_j - \ln L_i}$$

Donde i y j son dos puntos escogidos a lo largo del perfil del río.

Para caracterizar los perfiles de ríos actuales en todos sus tramos, Hack (1973a, 1973b) definió el índice de gradiente-longitud de cauce "SL" como: el producto de la pendiente del tramo por la longitud del río desde la divisoria hasta la mitad del tramo considerado. Este índice que se calcula en intervalos de altitudes constantes y consecutivos en los cauces de ríos (figura 14), tiene la siguiente expresión matemática:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) * L$$

Donde:

SL: es el índice de gradiente - longitud de cauce, expresado por (gradiente * metro).

$\Delta H / \Delta L$: es la pendiente o gradiente del canal en el tramo considerado del río (ΔH es el incremento de altura en el tramo y ΔL es la longitud del mismo).

L: es la longitud total del canal desde el punto medio del tramo donde se calcula SL hasta el punto más alto del canal aguas arriba.

Estos parámetros se han obtenido directamente del Modelo Digital del Terreno (MDT) en un SIG.

El índice SL es muy sensible a los cambios de pendiente del canal. Esta sensibilidad ofrece la posible relación entre tectónica activa, resistencia de materiales y topografía.

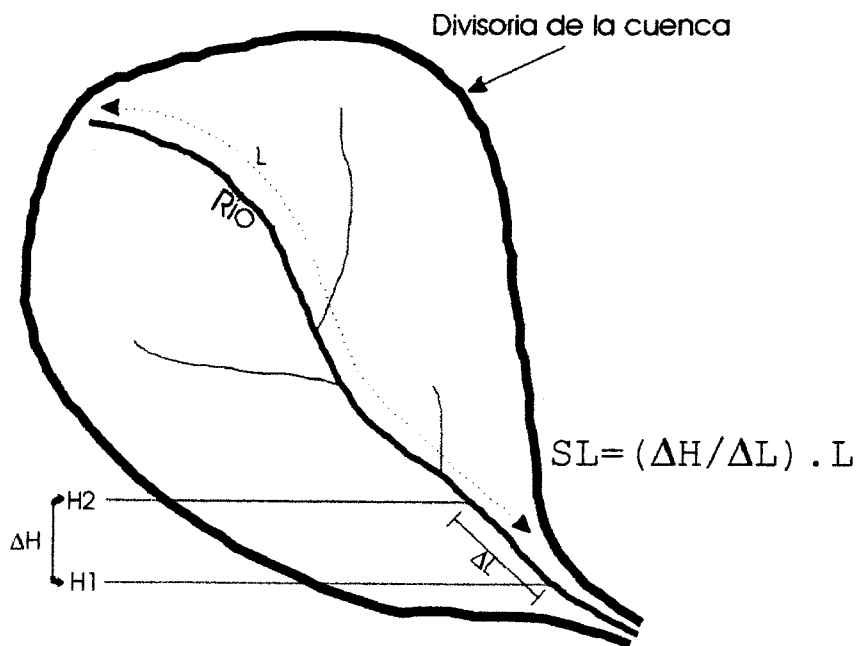


Figura 14. Esquema explicativo de los parámetros utilizados en el cálculo del índice SL.

En la evolución del paisaje, la forma del terreno se ajusta a la resistencia de los materiales litológicos (Hack, 1973b), pero el ajuste del perfil del cauce a la resistencia de los materiales no se consigue en un periodo corto de tiempo y, por lo tanto, valores anómalos (altos o bajos) del índice SL en una litología uniforme indicarían una posible relación con la actividad tectónica reciente.

En una litología uniforme los valores altos reflejan un aumento brusco de pendiente causado posiblemente por una estructura activa (por ejemplo una falla) y los valores bajos en materiales resistentes reflejan el tránsito por intercalaciones de materiales blandos provocados por la actividad de una falla (Keller y Pinter, 1996).

Algunos estudios (Keller, 1977; Zhao, 1990; Merritts y Vincent, 1989) han mostrado la gran utilidad del índice SL en el reconocimiento de zonas con actividad tectónica reciente. Hay una correlación muy estrecha entre la velocidad de elevación tectónica y el índice SL, sobre todo en los canales de órdenes inferiores (Merritts y Vincent, 1989). Sin embargo, en los canales con órdenes superiores, el gran poder del canal para

erosionar su cauce facilita la eliminación de las manifestaciones geomorfológicas ocasionadas por los efectos de tectónica vertical reciente.

II.1.2.1.1.2. Resultados obtenidos en la zona.

El análisis del índice SL en el conjunto del macizo de Sierra Nevada (Keller et al., 1996) sugiere la presencia de una actividad tectónica reciente a lo largo del borde SO del macizo. Los valores SL concuerdan bien con la densidad relativa de fracturación (figura 15).

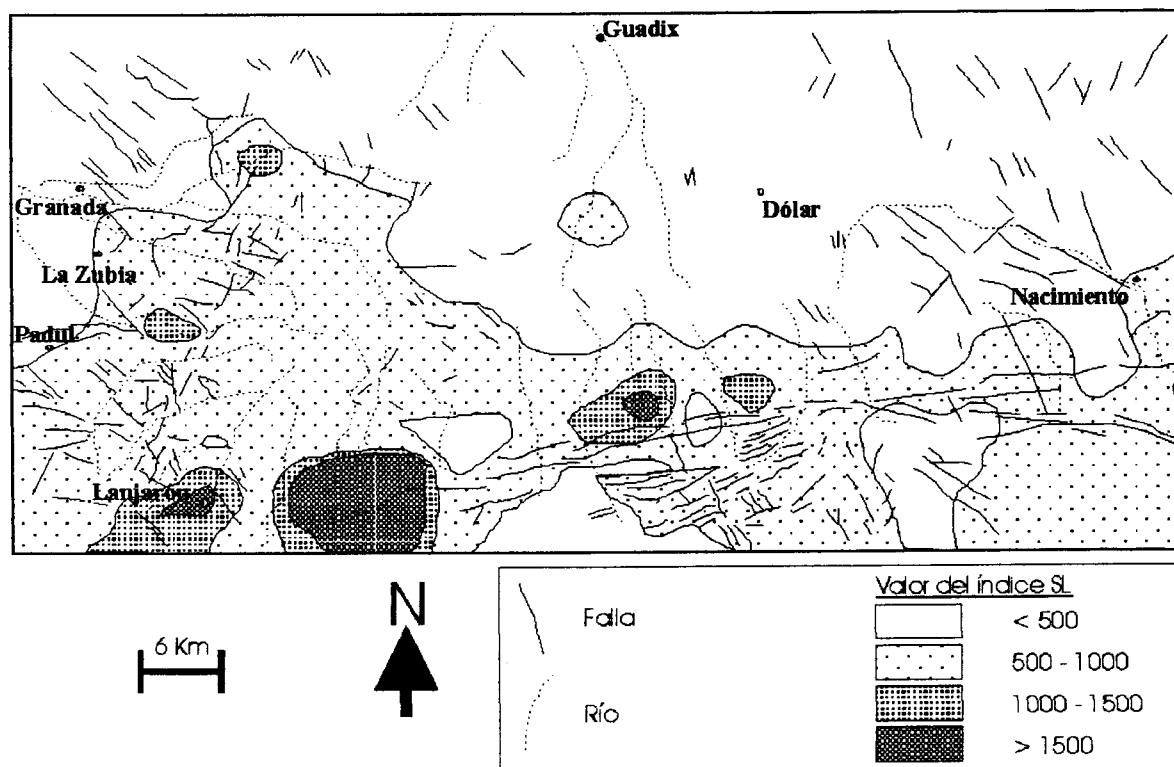


Figura 15. Índice SL en los cauces principales de Sierra Nevada (Keller et al., 1996).

En este estudio se pretende analizar con más detalle el comportamiento de los distintos ríos frente a tal actividad tectónica. Se ha utilizado una base topográfica a escala 1:25.000 (IGN, 1994) y se han seleccionado varios ríos y barrancos en la zona de estudio, teniendo en cuenta sus números de orden (Strahler, 1964) y su distribución en el área de estudio con el objeto de obtener mayor distribución areal de los datos.

Se han elaborado los perfiles longitudinales de todos los ríos, representando gráficamente la elevación (m) en función de la distancia desde la cabecera del río aguas abajo (m). Los datos necesarios se han obtenido indirectamente desde el MDT utilizando las curvas de niveles de 50 m de equidistancia y en algunos tramos de 20 m. Los datos obtenidos se representan en escala semilogarítmica.

Se ha calculado el gradiente teórico K (Hack, 1973b) a partir de los datos del trazado del río actual. La recta $H=C-K\ln L$ representa el perfil del río teórico en una representación semilogarítmica. Comparando el perfil teórico y el perfil actual, se ve que la mayoría de los ríos estudiados en el borde NE de la sierra de los Guájares (figura 16) y el borde SO de Sierra Nevada (figura 17) muestran perfiles convexos hacia arriba y/o con tramos a diferentes pendientes. Esta convexidad está menos marcada en la zona SO del Padul (figura 18).

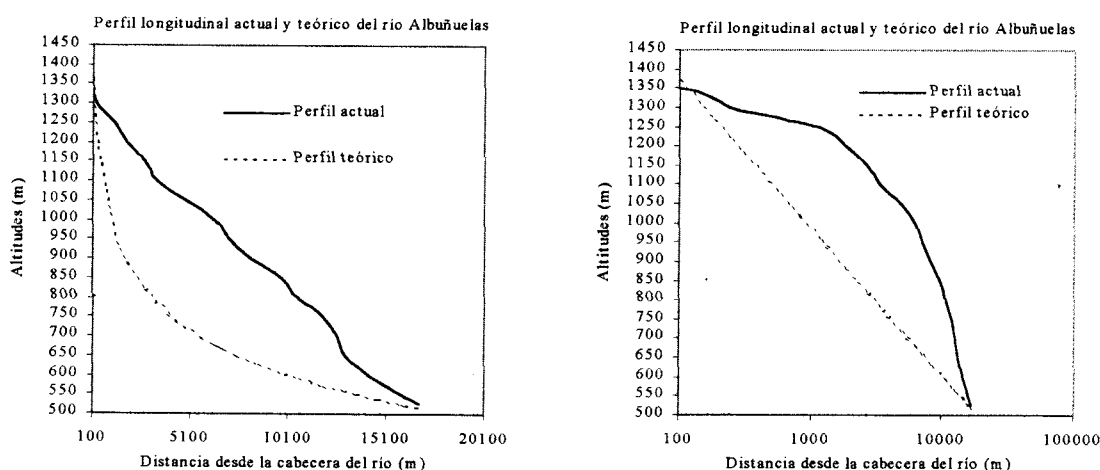


Figura 16. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica del río Albuñuelas (N de la sierra de los Guájares).

Se ha calculado el índice SL en cada intervalo de los ríos seleccionados. Los valores obtenidos oscilan entre 5 y 5000. La distribución de estos valores se ve interrumpida bruscamente por varios valores excesivamente altos. Esto muestra la presencia de irregularidades en los perfiles de estos ríos ya sea de origen litológico o tectónico.

Se ha elaborado el mapa de isolíneas, utilizando los valores SL en un corredor de 50 m alrededor de cada río considerado. La clasificación de los valores SL en varios intervalos se ha deducido a partir de la representación gráfica (figura 19) del porcentaje acumulativo en función de la distribución de los valores SL en toda la zona. Esta gráfica muestra una serie de rectas de distintas pendientes indicando valores con una distribución homogénea dentro de una misma recta. A los valores correspondientes a cada una se le ha atribuido una clase del mapa del índice SL (figura 20).

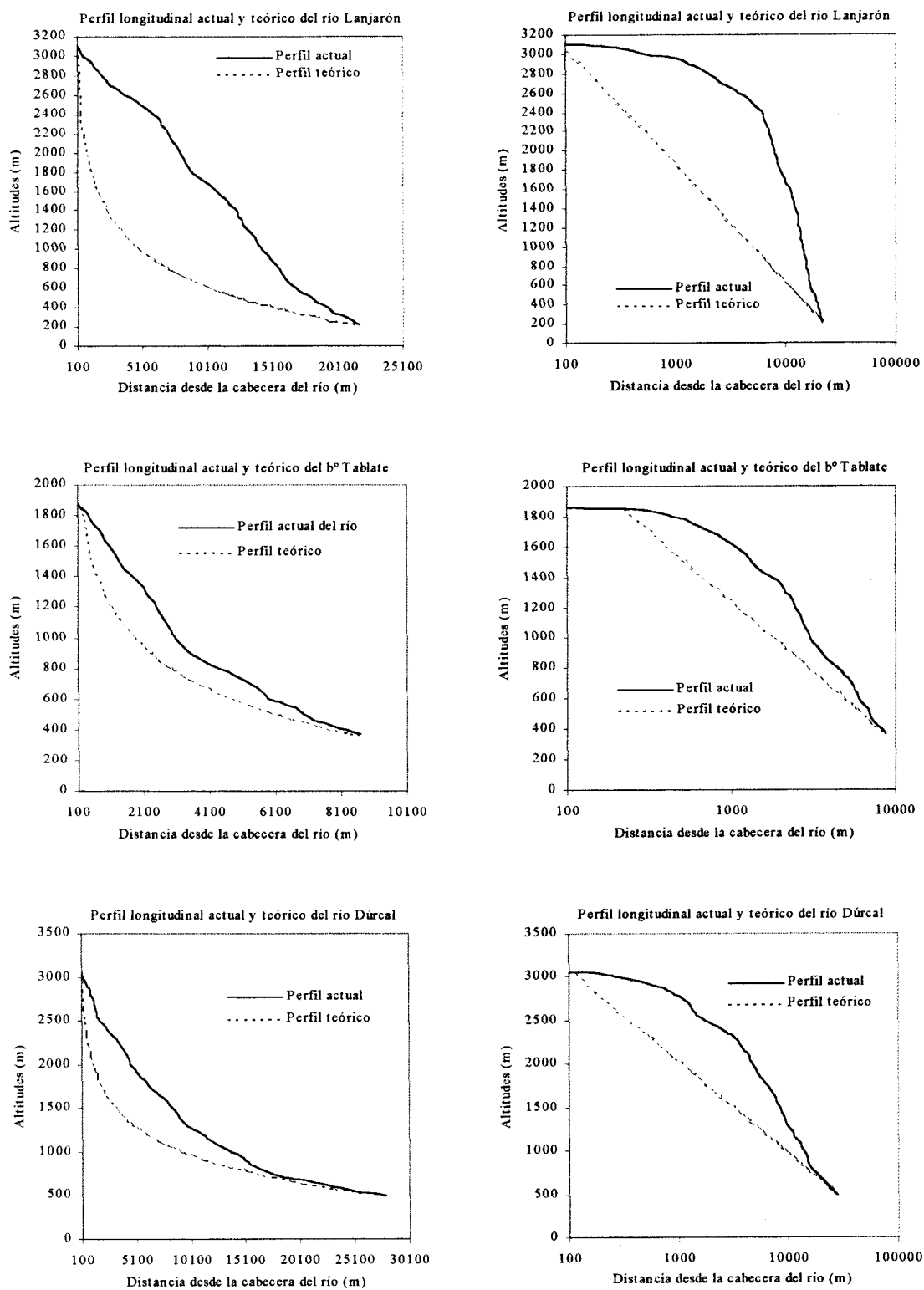


Figura 17. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica en el borde SO de Sierra Nevada.

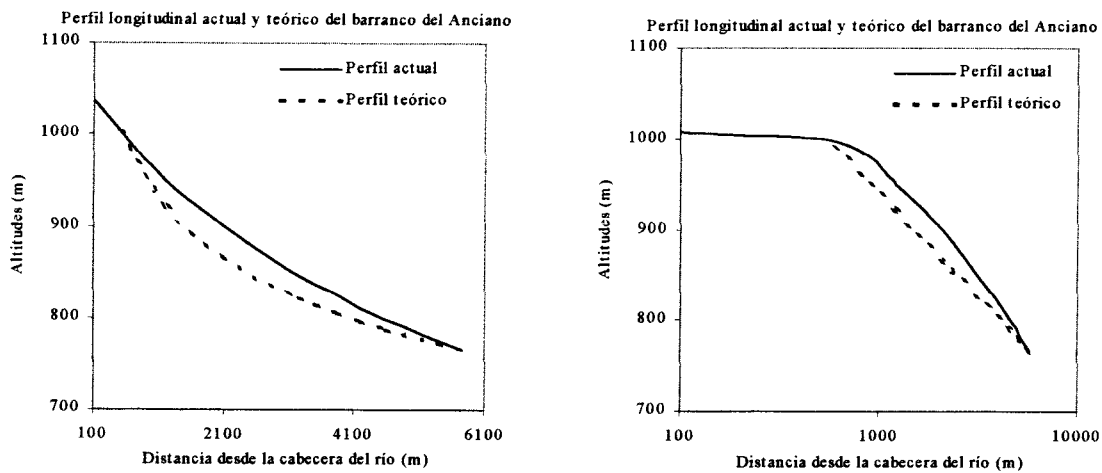


Figura 18. Perfiles longitudinales actuales y teóricos a escala aritmética y semilogarítmica en el barranco del Anciano (SO de Padul).

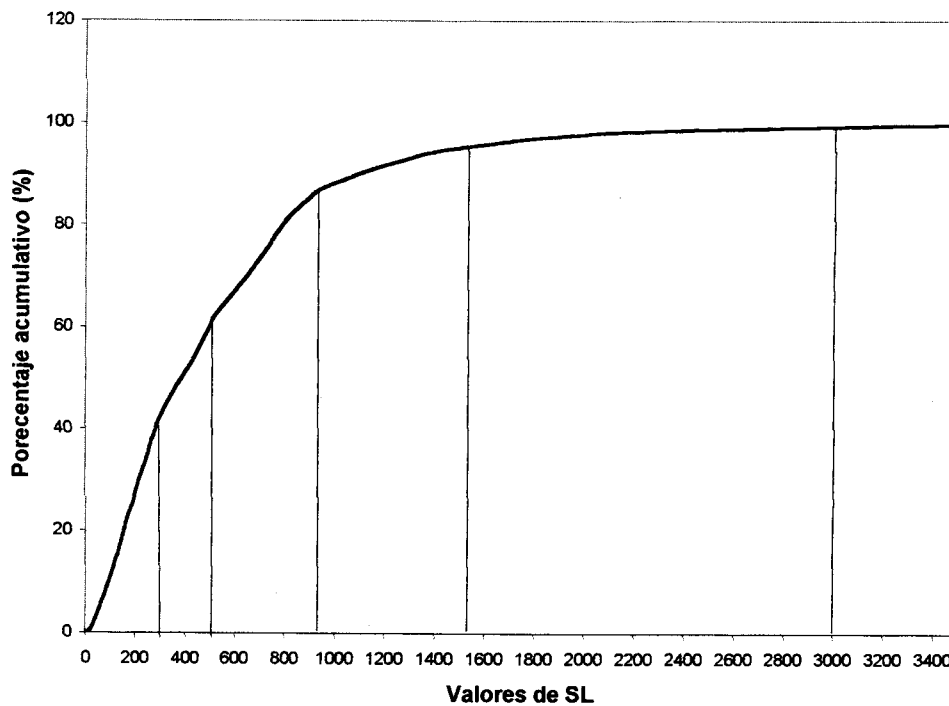


Figura 19. Clasificación de SL según su distribución en la zona.

La existencia de valores altos o bajos en medio de una clase homogénea de valores de SL se considera como anomalía de este índice. Estos valores anómalos pueden ser atribuidos a dos causas principales diferentes: resistencia de roca y/o estructuras tectónicas recientes.

Para discriminar la influencia de la resistencia de materiales en la interpretación de las anomalías se han delimitado áreas con distintos niveles de resistencia (figura 21), clasificando las distintas litologías según su resistencia cualitativa: resistencia muy baja (limos, arenas, margas y turba), resistencia baja (abanicos aluviales, conglomerados no muy consolidados), resistencia moderada (filitas y esquistos), resistencia alta (calcarenitas, travertinos y conglomerados) y resistencia muy alta (calizas, mármoles y dolomías).

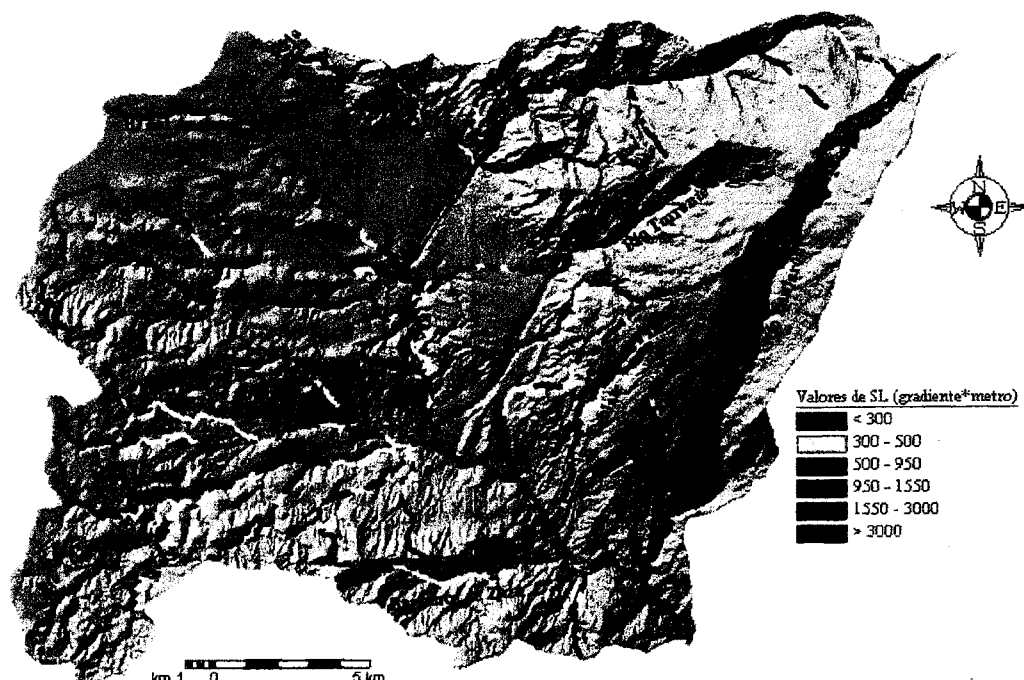


Figura 20. Índice SL en los ríos de la cuenca del río Izbor

El análisis de discriminación entre el factor litológico y tectónico para localizar las estructuras activas se ha llevado a cabo mediante la representación gráfica de los perfiles longitudinales y sus correspondientes valores SL. Las interpretaciones resultantes se pueden resumir en los puntos siguientes:

- En el borde SO de Sierra Nevada se observa una variación en los valores de SL de un frente a otro, lo que supone unas tendencias de aumento y/o disminución de las tasas de elevación tectónica a lo largo de los distintos frentes generados por las fallas. Los valores anómalos más altos se localizan al SE de la zona (norte de Lanjarón). En este borde se observa una frecuencia alta de los valores anómalos de SL no explicados por el cambio litológico (figura 21). Las fallas con evidencias tectónicas recientes en el campo (sistema de fallas Padul-Nigüelas) están expresadas por anomalías del índice

SL. Algunas fallas cartografiadas, aunque no se documentan como activas en trabajos anteriores, muestran valores anómalos altos. Igualmente, se observan anomalías que no coinciden con ninguna estructura tectónica cartografiada en trabajos anteriores. En el río Torrente (figura 22) la anomalía de SL más alta corresponde a la falla de Nigüelas. Otros picos aguas arriba de esta falla corresponderían a otras fallas secundarias que afectan a las dolomías y micasquistos. En el barranco de la Raja (Figura 22) la anomalía más importante corresponde a la falla del Padul. Otra anomalía aguas abajo corresponde a una deformación del cono de deyección del Pleistoceno.

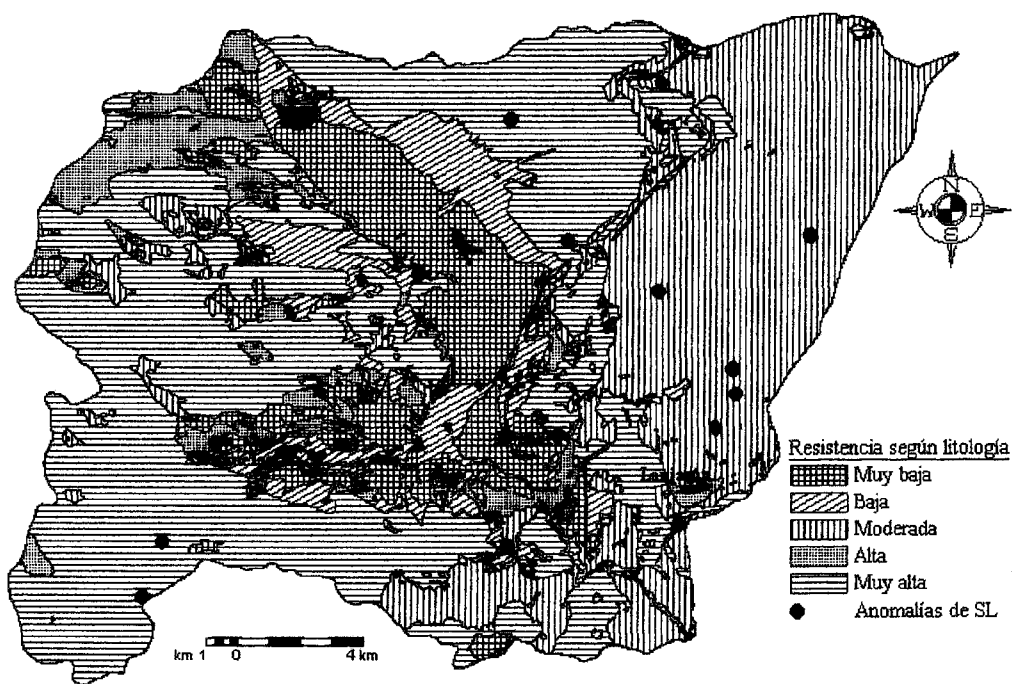


Figura 21. Distribución de los valores anómalos de SL y la resistencia de materiales.

- En los ríos de los bordes de la sierra de los Guájares y del sur de la sierra de Albuñuelas los valores anómalos se explican en parte por los cambios en la resistencia de los materiales (figura 21). En el río Albuñuelas (figura 23) la anomalía más importante se atribuye al paso del río entre los limos neógenos y los esquistos alpujárrides. Existen anomalías de menor amplitud que afectan al cauce del río, en los mármoles, a cotas altas del río y que pueden estar relacionadas con fallas activas. En el barranco de Zaza (figura 23) el contacto entre micasquistos y mármoles se refleja mediante una anomalía muy pronunciada.

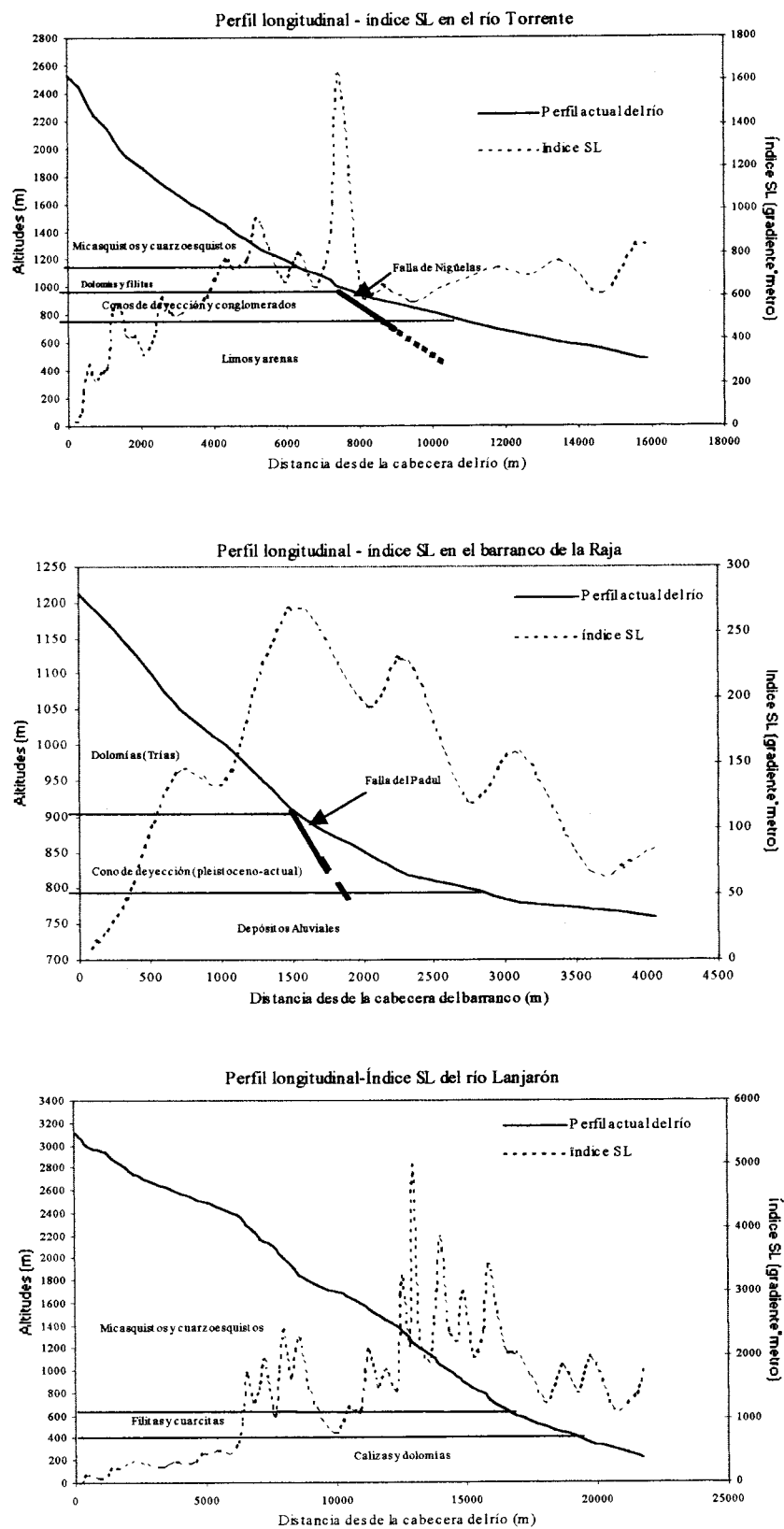


Figura 22. Algunos perfiles longitudinales de ríos y sus índice SL en el borde SO de Sierra Nevada.

- En el borde norte de la sierra de Albuñuelas y en la zona SO del Padul, los valores SL son relativamente bajos y no se observan valores anómalos de consideración y casi siempre se explican por el cambio litológico (figura 24). En el barranco del Anciano los valores SL decrecen aguas abajo y se ajustan con la litología a lo largo del perfil. En el barranco de Almeiza las dos pequeñas anomalías se explican por la diferencia en la resistencia de los materiales a lo largo del barranco.

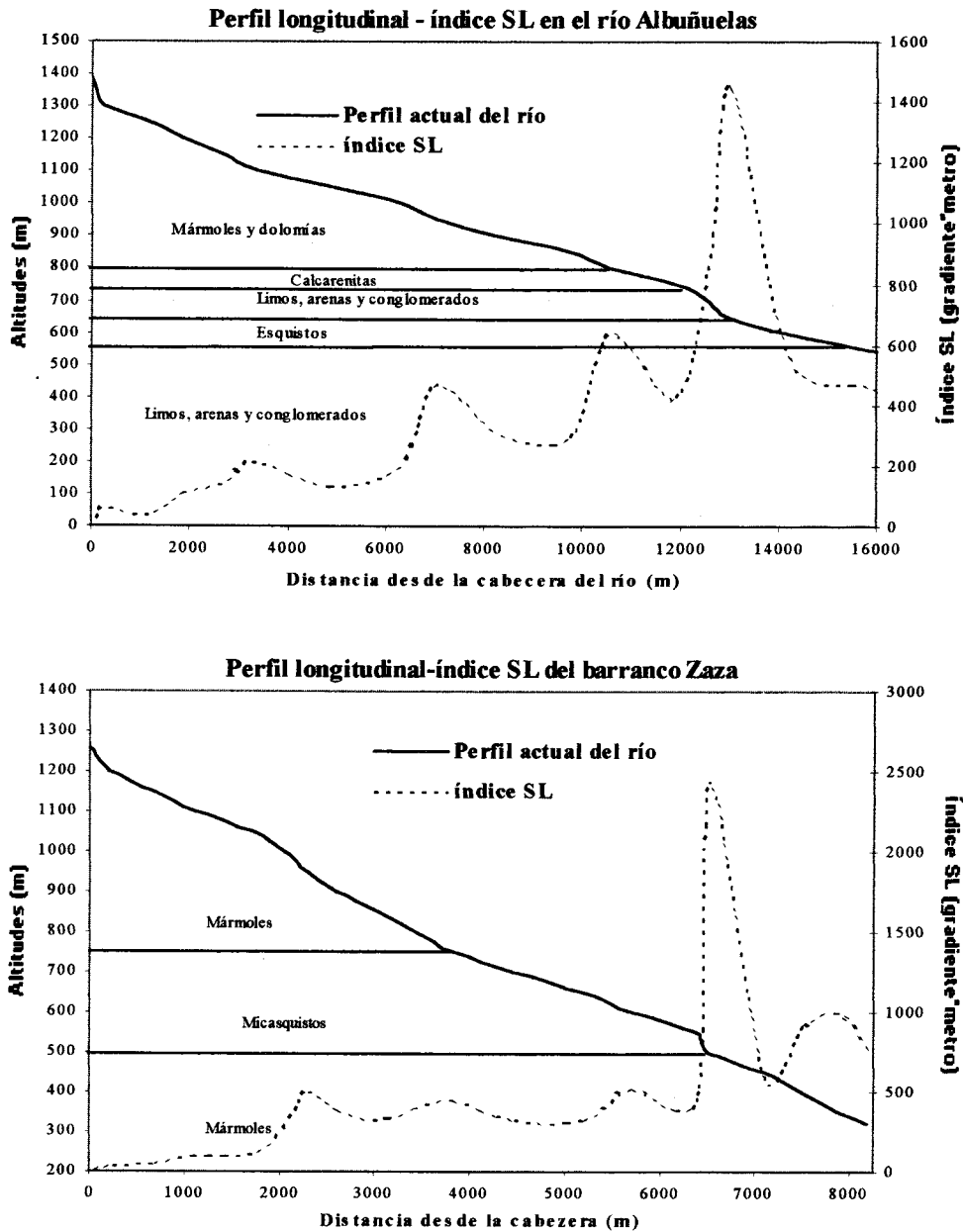


Figura 23. Algunos perfiles longitudinales y sus índices SL en el borde de la sierra de los Guájares.

Las mayores altitudes de Sierra Nevada y de la sierra de los Guájares muestran una distribución continua de los valores SL; esto sugiere que las manifestaciones de la actividad reciente de la tectónica vertical se concentran en los flancos del macizo elevado.

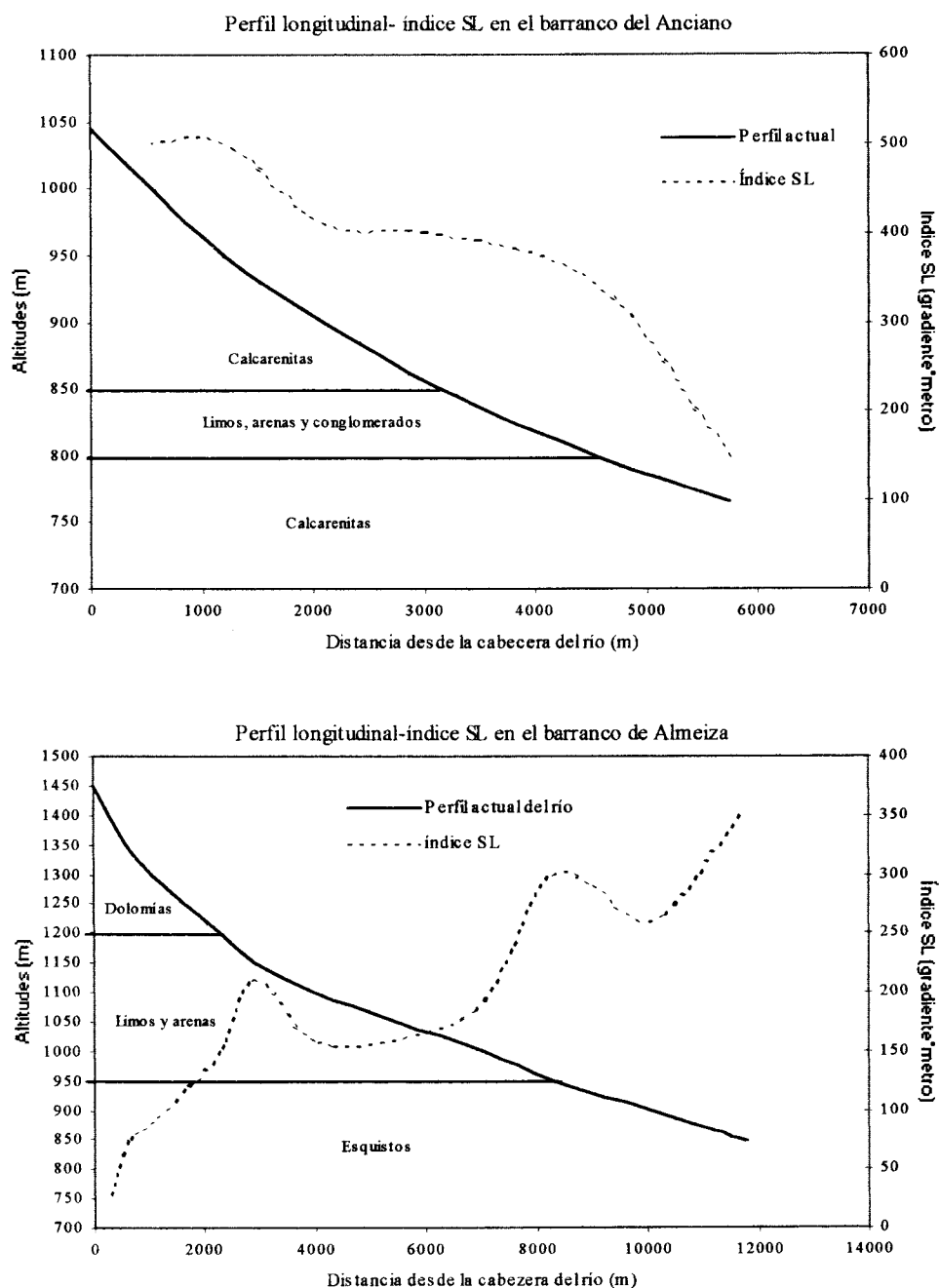


Figura 24. Algunos perfiles longitudinales y sus índices SL en la zona SO del Padul.

En algunos frentes de fallas el factor litológico coincide con el tectónico, ya que las propias fallas activas condicionan el límite entre los materiales del Triás (más resistentes) y

los materiales cuaternarios (menos resistentes) generados por la erosión del labio levantado.

Se ha atribuido a cada barranco o río una clase de actividad tectónica relativa: clase 1 (ausencia de valores anómalos), clase 2 (presencia de valores anómalos bajos) y clase 3 (presencia de valores anómalos altos). La última clase indicaría una mayor actividad tectónica. En esta clasificación se han utilizado los datos representados en los mapas de las figuras 20 y 21, así como las gráficas donde se representan los valores SL, perfiles longitudinales y litología. El resultado de la clasificación se resume en la tabla 6.

Tabla 6. Clases de actividad tectónica relativa en ríos y barrancos de la zona según datos de perfiles longitudinales y valores de SL correspondientes.

Río/barranco	Clase	Río/barranco	Clase
Laguna	1	Zaza	2
El Anciano	1	Calabacilla	2
Cuevas de Campos	1	Izbor bajo	3
Almeiza	1	Lanjarón	3
Alcaza	1	Salado	3
El Capón	2	Tablate	3
El Agua	1	Chite	3
El Búho	1	Pleito	3
Cortijo del Maestro	-	Torrente	3
El Aceituno	2	Hojuela	1
Torres	-	Baño	2
Luna	2	Rambla	3
Doña María	1	Cantina	2
El Madroñal	2	Pedrizas	3
Albuñuelas	3	Dúrcal	3
La Cruz	3	Los Lobos	3
Cabezuelas	3	Peña Horada	2
Mizán de las Cuevas	3	Raja	1
Las Arenas	2	Cañada de la Cruz	-
Cortijo Guindalera	-		

II.1.2.1.2. ASIMETRÍA DE CUENCAS DE DRENAJE.

En presencia de actividad tectónica, el drenaje se desarrolla con un comportamiento y una geometría particular (Keller y Pinter, 1996). La geometría de la red de drenaje se puede describir de forma cuantitativa o cualitativa, utilizando varios índices geomorfológicos (Hare y Gardner, 1985; Cox, 1994), con objeto de valorar la asimetría en una cuenca de drenaje. En este trabajo se utilizarán dos índices: el factor de asimetría (FA) y el factor de asimetría topográfico transversal (T).

II.1.2.1.2.1. El factor de asimetría: FA.

II.1.2.1.2.1.1. Metodología de cálculo.

FA se ha desarrollado para detectar inclinaciones tectónicas a escala de cuencas de drenaje o en grandes áreas (Hare y Gardner, 1985). Este índice se define como:

$$FA = 100 (A_d/A_t)$$

Donde:

A_d : Área de la margen derecha de la cuenca (en dirección aguas abajo).

A_t : Área total de la cuenca de drenaje considerada.

Para una red de drenaje que se ha formado y continúa drenando en una zona estable, se obtienen valores de FA alrededor de 50. FA es muy sensible a la inclinación perpendicular a la dirección general del cauce. Valores de FA superiores o inferiores a 50 pueden suponer una inclinación tectónica. Por ejemplo, en una cuenca de drenaje donde el cauce fluye hacia el Norte con una rotación tectónica hacia el Oeste (figura 25), los afluentes en la margen este (derecha) del cauce principal son más largos comparados con los afluentes de la margen oeste, y FA será superior a 50. Si la inclinación se produce en la dirección contraria, los afluentes más grandes estarán en el lado izquierdo del canal principal y FA será inferior a 50.

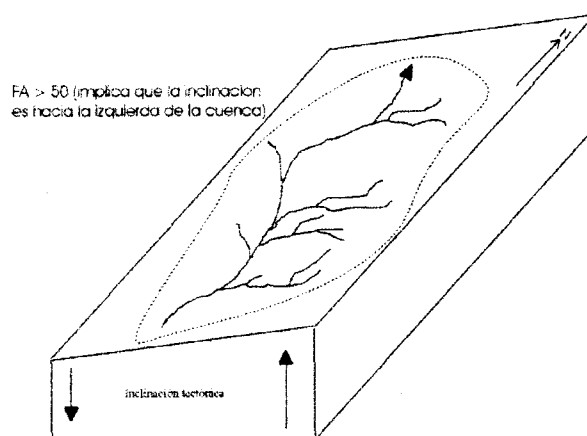


Figura 25: Bloque diagrama mostrando como se calcula el índice FA (según Keller y Pinter, 1996)

Como en la mayoría de los índices geomorfológicos, FA da mejores resultados cuando se trata de un material litológico homogéneo o, al menos, con resistencia uniforme.

II.1.2.1.2.1.2. El factor de asimetría en la zona de estudio.

Se han analizado, de forma individualizada las cuencas de distinto tamaño (mayores de 3^{er} orden). Los resultados de los valores de FA obtenidos se presentan en la tabla 7.

Estos valores indican que varias cuencas presentan una asimetría notable que puede estar relacionada, entre otras cosas, con la estructura tectónica. Se ha asignado una clase de actividad tectónica a cada cuenca según los valores de "FA-50" en valor absoluto: clase 1 ($|FA-50| < 7$), clase 2 ($7 < |FA-50| < 15$) y clase 3 ($|FA-50| > 15$) (tabla 7).

La esquistosidad regional, la estratificación y la litología juegan un papel importante en la asimetría de las cuencas. Sin embargo, en la interpretación de este índice solo se ha tenido en cuenta la influencia del control litológico debido a la disponibilidad de datos. Por eso se han proyectado las cuencas sobre el mapa litológico de la zona para eliminar las cuencas cuya condición de asimetría se ve influenciada por los cambios litológicos. La figura 26 muestra la proyección de cuencas que presentan valores de $|FA-50| > 15$.

Se observa que las cuencas: Cuevas de campo, Cortijo del Maestro, Torres, Albuñuelas, la Cruz, Cabezuelas, Arenas, Zaza, Salado, Tablate, Pleito, Torrente, Dúrcal, los Lobos, Peña Horada y la Raja presentan una asimetría moderada a alta ($|FA-50| > 7$) independiente de la litología. En estas cuencas la asimetría se produce dentro de la misma litología. Al contrario, en las cuencas del barranco del Agua, Luna, Mizán de las Cuevas, Cortijo de la guindalera y Lanjarón se observa la presencia de una desviación notable del cauce al pasar de una litología a otra, lo que hace pensar que el control litológico juega un papel fundamental en la asimetría de estas cuencas y, por lo tanto, no se han considerado en el análisis. En general, la asimetría más pronunciada se encuentra en el borde SO de Sierra Nevada y en el borde Norte de la sierra de los Guájares.

La cuenca de Lanjarón presenta una asimetría ligera; sin embargo, presenta valores mayores de SL. Este efecto puede estar relacionado con la dirección de las fallas que afectan a esta cuenca. Es probable que en ésta, sean las fallas transversales las que provoquen escarpamiento del fondo (perfil) del río (valores altos de SL) sin afectar a la trayectoria del cauce y por lo tanto se obtiene un valor de FA próximo a 50. En la figura 14 se observa que esta misma cuenca muestra una asimetría localizada justamente a la altura del pueblo de Lanjarón. Esta asimetría tiene un claro control litológico teniendo en cuenta

que el cauce viene desde la cabecera del río atravesando los micasquitos del Nevado Filábride en perfecta simetría, pero al llegar a las dolomías alpujárrides se ve interrumpida la dirección del cauce produciendo esta asimetría local. Esto nos indica que los índices geomorfológicos se deben de utilizar conjuntamente para explicar los efectos de la actividad tectónica en una zona o en una cuenca de drenaje.

Tabla 7. Valores de FA en las cuencas de la zona de estudio. Ad: área de la margen derecha de la cuenca (en dirección aguas abajo). At: área total de la cuenca de drenaje considerada.

Cuenca	A_d (Km ²)	A_t (Km ²)	FA	FA-50	Control Litológico	Clase
El Anciano	2,8	5,79	48,36	-1,64		1
La Cueva de Campos	3,7	6,43	57,54	7,54		2
Almeiza	8,58	15,1	56,82	6,82		1
La Alcaza	20,75	46,72	44,41	- 5,59		1
El Agua	7,61	11,44	66,52	16,52	+	-
El Búho	0,33	0,7	47,14	-2,86		1
Cortijo del Maestro	0,43	1,08	39,81	-10,19		2
El Aceituno	2	4,1	48,78	-1,22		1
Torres	0,95	3,75	25,33	-24,67		3
Luna	15,09	33,9	44,51	- 5,49	+	-
Doña María	5,02	9,03	55,59	5,59		1
El Madroñal	3,52	7,59	46,38	-3,62		1
Albuñuelas	26,04	44,63	58,35	8,35		2
La Cruz	6,36	9,22	68,98	18,98		3
Cabezuelas	2,83	3,96	71,46	21,46		3
Mizán de las Cuevas	7,14	10,97	65,09	15,09	+	-
Las Arenas	2,82	3,31	85,2	35,2		3
Cortijo de Guindalera	1,12	2,23	50,22	0,22	+	-
Zaza	11,33	16,41	69,04	19,04		3
La Calabacilla	1,61	2,96	54,39	4,39		1
Lanjarón	28,15	50,56	55,68	5,68	+	-
Salado	2,03	5,96	34,06	-15,94		3
Tablate	2,39	11,18	21,38	-28,62		3
Chite	3,9	7,27	53,65	3,65		1
Pleito	2,3	5,9	38,98	-11,02		2
Torrente	12,5	35,8	34,92	-15,08		3
La Hojuela	0,94	1,99	47,24	-2,76		1
El Baño	4,19	9,92	42,24	-7,76		2
La Rambla	2,81	6,18	45,47	-4,53		1
La Cantina	1,42	4,02	35,32	-14,68		2
Las Pedrizas	1,9	3,57	53,22	3,22		1
Dúrcal	22,8	65,8	34,65	-15,35		3
Los Lobos	0,56	1,71	32,75	-17,25		3
Peña Horada	0,25	1,12	22,32	-27,68		3
Raja	0,6	2,12	28,3	21,7		3

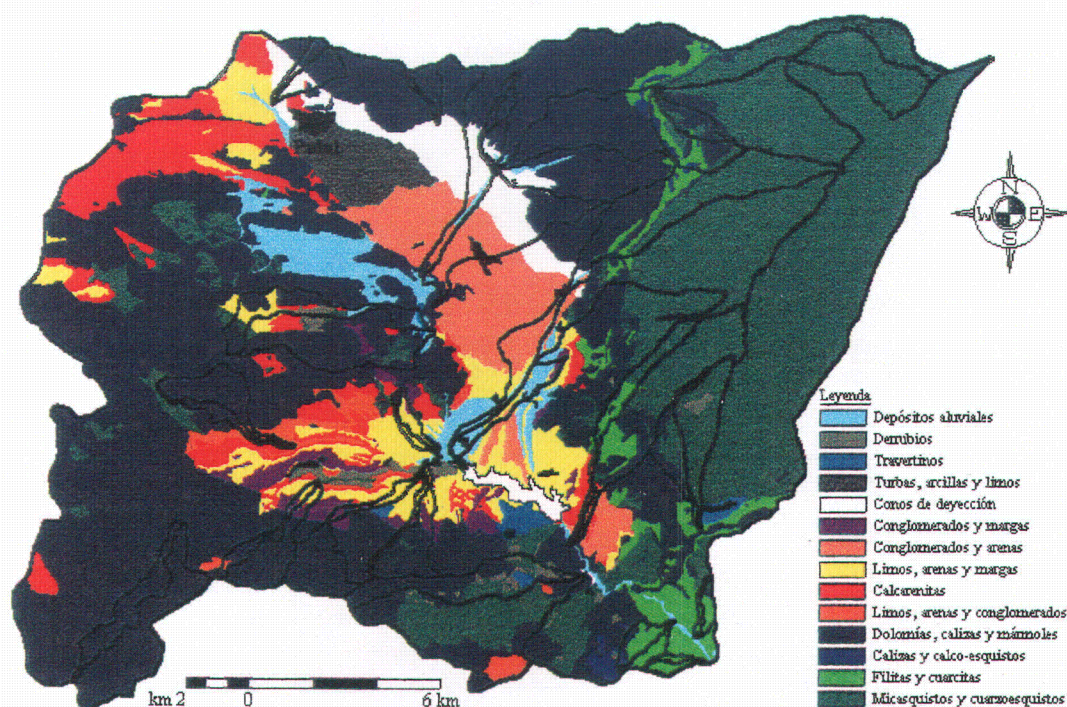


Figura 26. Mapa que muestra la litología del área estudiada y su relación con las cuencas de drenaje con asimetría considerable.

II.1.2.1.2.2. Factor de asimetría topográfico transversal T.

II.1.2.1.2.2.1. Metodología de cálculo.

El factor de asimetría topográfico transversal T (Cox, 1994) es un índice cuantitativo que se utiliza para evaluar la asimetría de la cuenca, reflejando tanto la dirección como la magnitud de migración de los cauces. Se trata de un vector cuya magnitud se calcula con la siguiente expresión:

$$T = D_a / D_d$$

Donde (figura 27):

D_a : distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje hasta la línea media del cinturón (área ocupada por los meandros del cauce) del meandro activo.

D_d : distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje a la divisoria de aguas.

La dirección del vector T es la recta perpendicular al eje de la cuenca en el punto considerado. Los valores de T están comprendidos entre 0 y 1, de modo que para una perfecta simetría, $T = 0$ (el cauce activo coincide con la línea media de la cuenca). En el

caso extremo de asimetría tendríamos $T=1$ (el cauce activo coincidiría con la divisoria de drenaje).

La dirección de la migración regional es un indicador de la inclinación del terreno en aquella dirección.

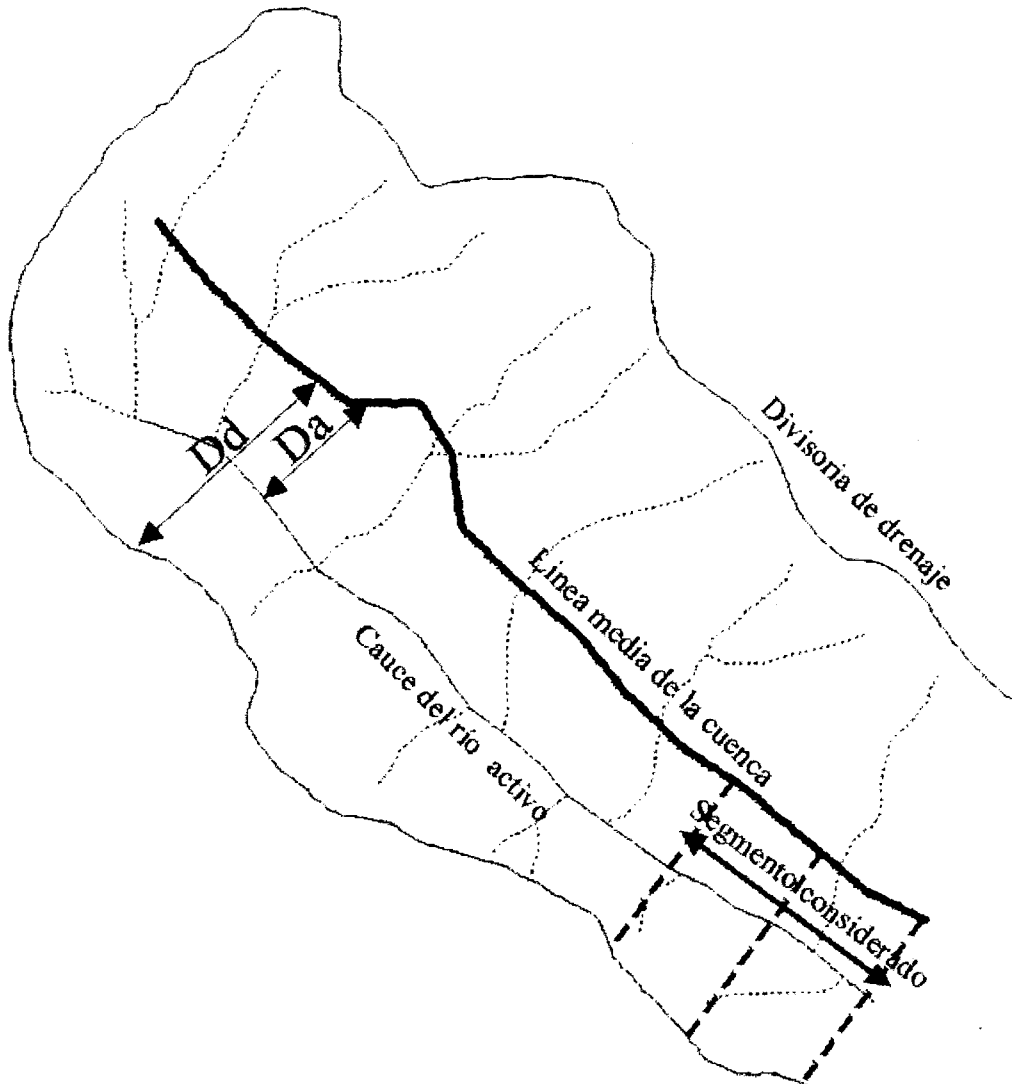


Figura 27. Esquema de parte de una cuenca de drenaje mostrando los parámetros para el cálculo del factor de asimetría topográfica transversal (T). (Cox, 1994).

Los valores T se calculan en diferentes segmentos del valle. Cada valor indica la migración obtenida de un segmento determinado de un cauce. Este análisis es más apropiado en cuencas de drenaje con un régimen dendrítico, donde también se evalúa la migración de los afluentes del valle, permitiendo la obtención de una gran cantidad de vectores para deducir la dirección de migración principal más próxima a la realidad

mediante un análisis estadístico. Este índice, al igual que el descrito anteriormente (FA), no proporciona una evidencia directa de la inclinación del terreno, pero es un método que proporciona una identificación rápida de posibles inclinaciones. En el análisis de este índice hay que tener en cuenta las siguientes consideraciones (Cox, 1994) como condiciones previas:

- Los cauces se organizan en régimen dendrítico.
- En general, los materiales no son competentes, al menos en sus capas superficiales.
- La variación del buzamiento de las capas es relativamente baja.

En cualquier caso, hay que analizar los valores obtenidos en materiales uniformes y en zonas concretas.

II.1.2.1.2.2.2. El factor de asimetría topográfico transversal en la zona de estudio.

Este factor se ha utilizado para evaluar la dirección de posibles inclinaciones o basculamientos del terreno en distintas zonas o materiales de la cuenca del río Izbor (figura 28) mediante la determinación de la migración preferencial de los ríos o barrancos.

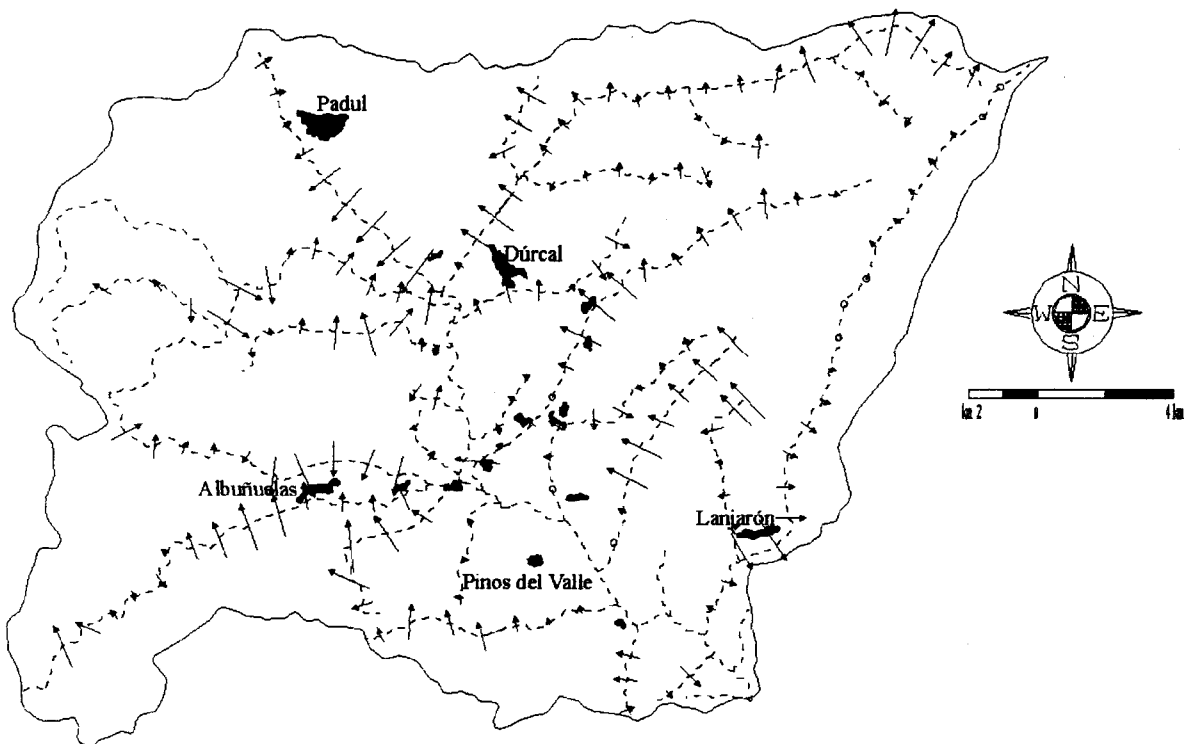


Figura 28. Vectores de asimetría en el río Izbor y sus afluentes. La longitud de los vectores es proporcional a la magnitud de migración (máximo = 0,89). Un pequeño círculo cerrado indica una simetría perfecta (magnitud 0).

Utilizando los mapas del IGN a escala 1 :25.000, se han delimitado: las divisorias de cuencas de los cauces de 3^{er} orden o superior (Strahler, 1952), las líneas medias de las cuencas consideradas y las líneas de los meandros activos. Las líneas de los meandros activos se han dividido en segmentos de 1 Km (según Cox (1994), la longitud del segmento considerado debe ser al menos 2 veces mayor que la anchura del cinturón del meandro) y cada segmento se ha ajustado a una línea recta. Para cada Km, se han calculado 3 valores de T y la media obtenida se le ha asignado como dirección de migración aparente del segmento en cuestión.

Se han obtenido 176 vectores de asimetría calculados en 176 segmentos de 24 cuencas dentro del área de estudio. El rango de los valores de magnitud (T) varía entre 0 y 0,89 y el valor medio es de 0,37.

Teniendo en cada segmento un vector con dirección y magnitud, estos datos se han tratado como vectores de asimetría. Así se han representado en diagramas de proyección estereográfica Cluster y sus correspondientes diagramas estelares en un programa informático "Clu_star32" (Geo & soft international, 1998) para revelar la tendencia general de la migración de los cauces en esta zona en distintas circunstancias. En la representación de los datos (figura 29 y 30) se han adecuado los valores obtenidos a la necesidad del programa. Así, las magnitudes que, teniendo un rango de valores entre 0 y 1, se han convertido a valores con rango comprendido entre 0 y 90.

La figura 29A muestra la proyección estereográfica y su correspondiente diagrama estelar de todos los vectores de la zona. En esta gráfica se aprecian dos familias principales: la primera de magnitud 0,12 (valor de T) y de dirección 307° (NO); y la segunda, de magnitud 0,32 y dirección 356° (N). La figura 29B muestra los datos de los segmentos de los ríos del lado derecho de la cuenca principal, que incluye las sierras de Albuñuelas y el borde Norte de la sierra de los Guájares. Se observa una dispersión de los datos con una ligera tendencia de los vectores orientados al N. La dirección principal es de 349° (NNO) y su magnitud 0,24. La figura 29C muestra los datos del lado izquierdo de la cuenca principal e incluye principalmente el borde SO de Sierra Nevada, donde se encuentran los altos índices de actividad tectónica. Se aprecia que la mayoría de los vectores se orientan hacia el NO y el vector principal calculado tendría una dirección de 334° y de magnitud de 0,29.

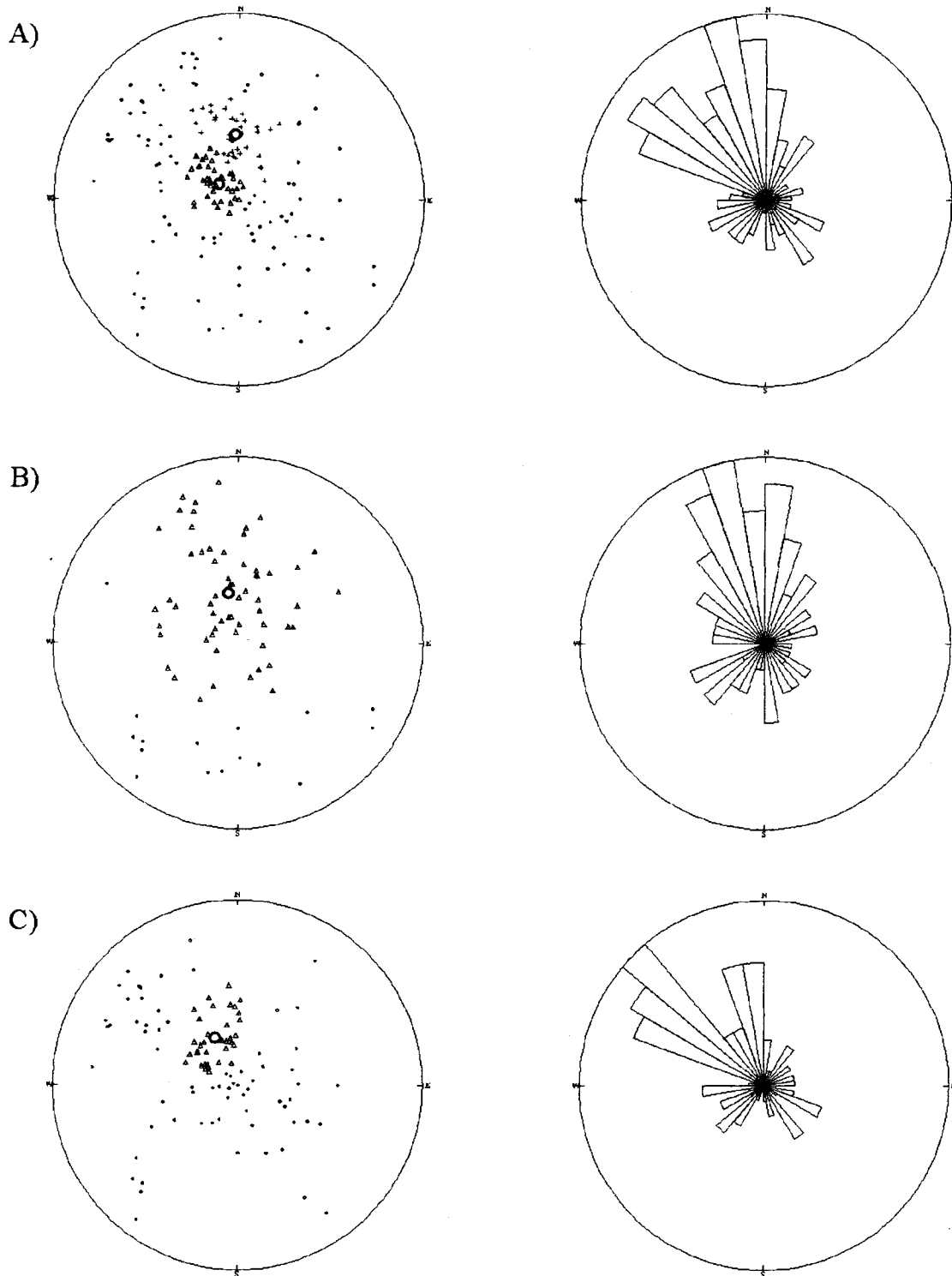


Figura 29. Representación estereográfica cluster y diagramas estelares de los vectores de asimetría independientemente de la litología en la cuenca del río Izbor. (A) todos los segmentos. (B) en los segmentos de la margen derecha. (C) en los segmentos de la margen izquierda. (los puntos representan los vectores dispersos y los triángulos o el símbolo + indican vectores de grupos homogéneos según los parámetros utilizados en este análisis. El círculo grande representa el valor medio de cada grupo homogéneo)

Para discriminar la influencia de la litología sobre la asimetría topográfica en esta cuenca se han representado los segmentos en litologías con resistencia homogénea. Así, en la figura 30A se han representado los valores obtenidos en materiales con resistencia moderada (filitas y micasquistos). Los vectores con tendencia preferencial son: uno de 315° (NO) de dirección y 0,11 de magnitud y otro de 345° (NNO) de dirección y 0,17 de magnitud. La figura 30B muestra los valores en los materiales no consolidados (turba, arcilla, limos y abanicos aluviales). En este caso se ve la presencia de dos familias representadas por los vectores: uno de magnitud 0,14 y dirección 307° y otro de magnitud 0,39 y de dirección 1° .

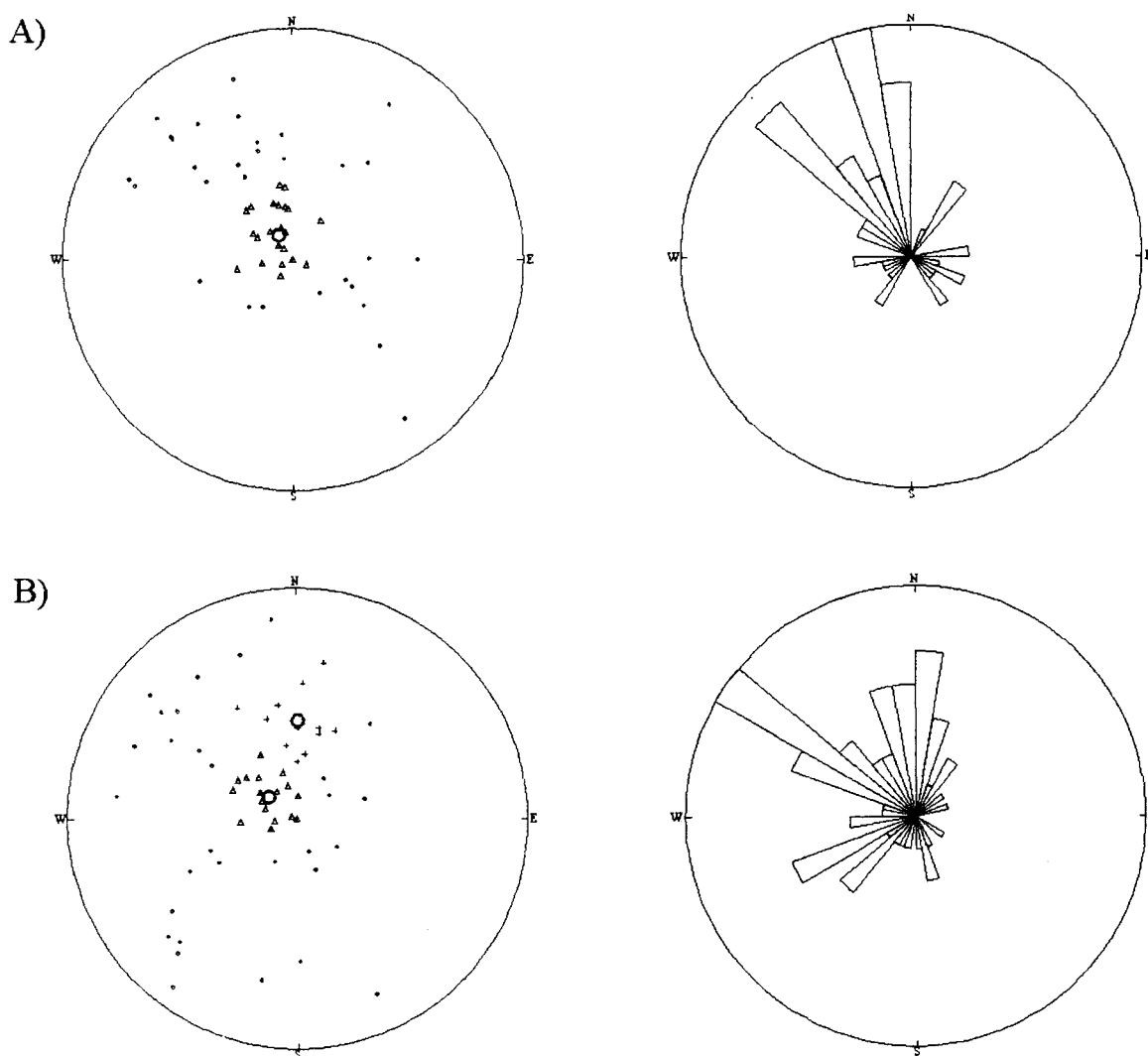


Figura 30. Representación estereográfica cluster y diagramas estelares de los datos recogidos en segmentos con litología de resistencia homogénea. (A) resistencia moderada (filitas y micasquistos). (B) materiales no consolidados de resistencia baja a muy baja (turba, arcilla, limos y abanicos aluviales).

En resumen, las direcciones de asimetría dominantes en la zona son el NO y NNE. La primera se puede explicar por el basculamiento del bloque de Sierra Nevada, mientras que la segunda puede tener dos orígenes: de un lado, el basculamiento del borde norte de la sierra de los Guájares (cuenca de Zaza por ejemplo) y, de otro, el basculamiento local de algunas zonas del borde de Sierra Nevada, apreciable en la parte alta del río Dúrcal y sus tributarios (barranco de la Cantina por ejemplo).

II.1.2.1.3. CURVA HIPSOMÉTRICA E INTEGRAL HIPSOMÉTRICA EN LAS CUENCAS DE DRENAJE.

II.1.2.1.3.1. Método de cálculo y definiciones.

La curva hipsométrica describe la distribución de las elevaciones a través de un área determinada y muestra en general la forma del terreno (Strahler, 1952). Esta curva se obtiene (figura 31) representando en el eje de ordenadas, la altitud en un determinado punto, h , respecto a la altitud total de la cuenca, H (altura relativa = h/H) y en el eje de abscisas, el área, a , con una altitud superior a h respecto al área total de la cuenca, A (área relativa = a/A). El valor del área relativa (a/A) siempre varía desde 1 en el punto más bajo de la cuenca (donde la altura relativa h/H es igual a 0) hasta 0 en el punto más alto ($h/H = 1$).

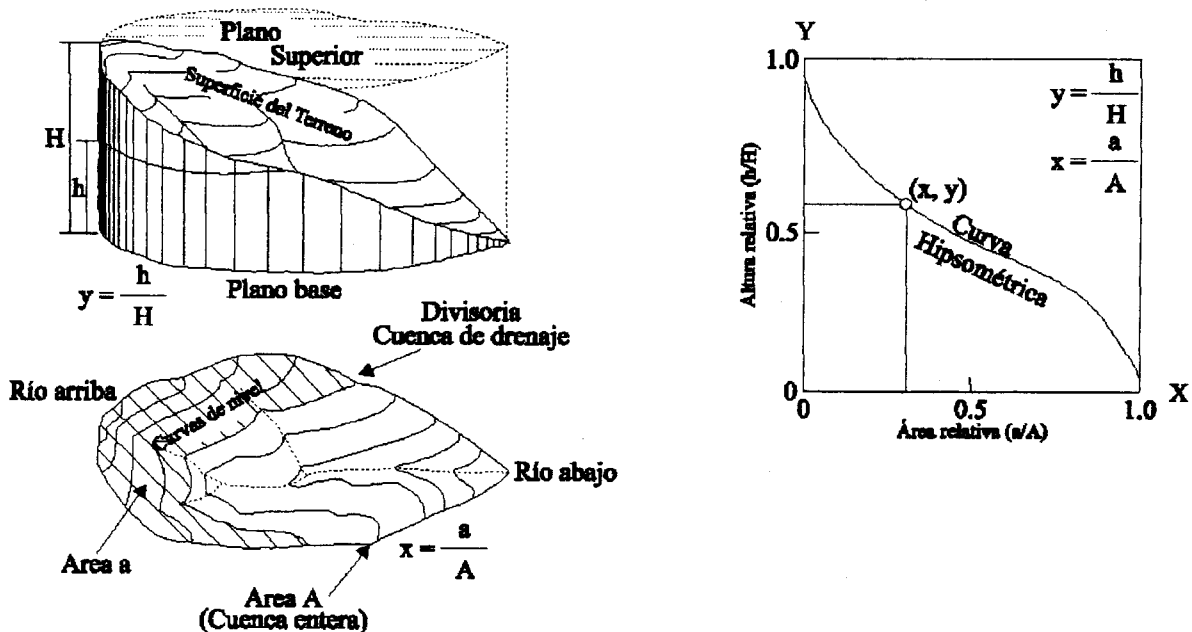


Figura 31. Diagrama mostrando los parámetros de cálculo de la curva hipsométrica (a partir de Strahler, 1952).

La ventaja de la curva hipsométrica es que se pueden comparar cuencas de drenaje de diferentes tamaños ya que las áreas y altitudes se representan en función del área total y altitud total. Entonces la curva hipsométrica es independiente del tamaño y relieve de la cuenca (Strahler, 1952).

Existen distintos métodos para caracterizar la forma de la curva hipsométrica en una cuenca de drenaje dada (Strahler, 1952; Harlin, 1978; Pike y Wilson, 1971; Mayer, 1990). Uno de ellos, consiste en calcular la integral de dicha curva. Esta integral se define como el área incluida por debajo de la curva hipsométrica y expresa el volumen no erosionado de la cuenca de drenaje. Esta definición expresa la relación elevación-relieve (Pike y Wilson., 1971; Mayer, 1990), por lo que se puede expresar de la siguiente manera:

$$IH = (\text{Elevación media} - \text{Elevación mínima}) / (\text{Elevación máxima} - \text{Elevación mínima})$$

Según Keller y Pinter (1996):

- Valores altos de la integral hipsométrica indican que la mayor parte de la topografía está situada por encima de la elevación media, tal como superficies de elevaciones suavizadas cortadas por profundos canales encajados.
- Valores intermedios a bajos están asociados con cuencas de drenaje erosionadas.

La relación entre la integral hipsométrica y el grado de disección es un indicador de las etapas del paisaje en el ciclo de erosión. Éste describe la evolución teórica del paisaje a través de las etapas siguientes (Keller y Pinter, 1996):

- Etapa "joven": caracterizada por una incisión profunda de la red de drenaje y un fuerte relieve. Etapa de desequilibrio.
- Etapa "madura": cuando muchos procesos geomórficos operan en un equilibrio aproximado. Etapa de equilibrio.
- Etapa "avanzada" o "antigua": caracterizada por un paisaje próximo al nivel base con un relieve bajo. Etapa agotada.

En resumen, se puede decir, que el análisis hipsométrico proporciona una herramienta potente para diferenciar áreas de actividad tectónica alta de otras zonas inactivas.

II.1.2.1.3.2 CURVAS HIPSOMÉTRICAS Y SUS INTEGRALES EN LA ZONA DE ESTUDIO.

El análisis de hipsometría se ha utilizado para expresar cuantitativamente las etapas de evolución de las cuencas de drenaje en esta zona. Todos los cálculos se han derivado del MDT. La zona se ha dividido en varias cuencas de drenaje de 3^{er} orden o superior. Para cada cuenca se ha calculado la curva hipsométrica y su correspondiente integral. Los resultados se resumen en la tabla 8 y se representan en las figuras 32 y 33.

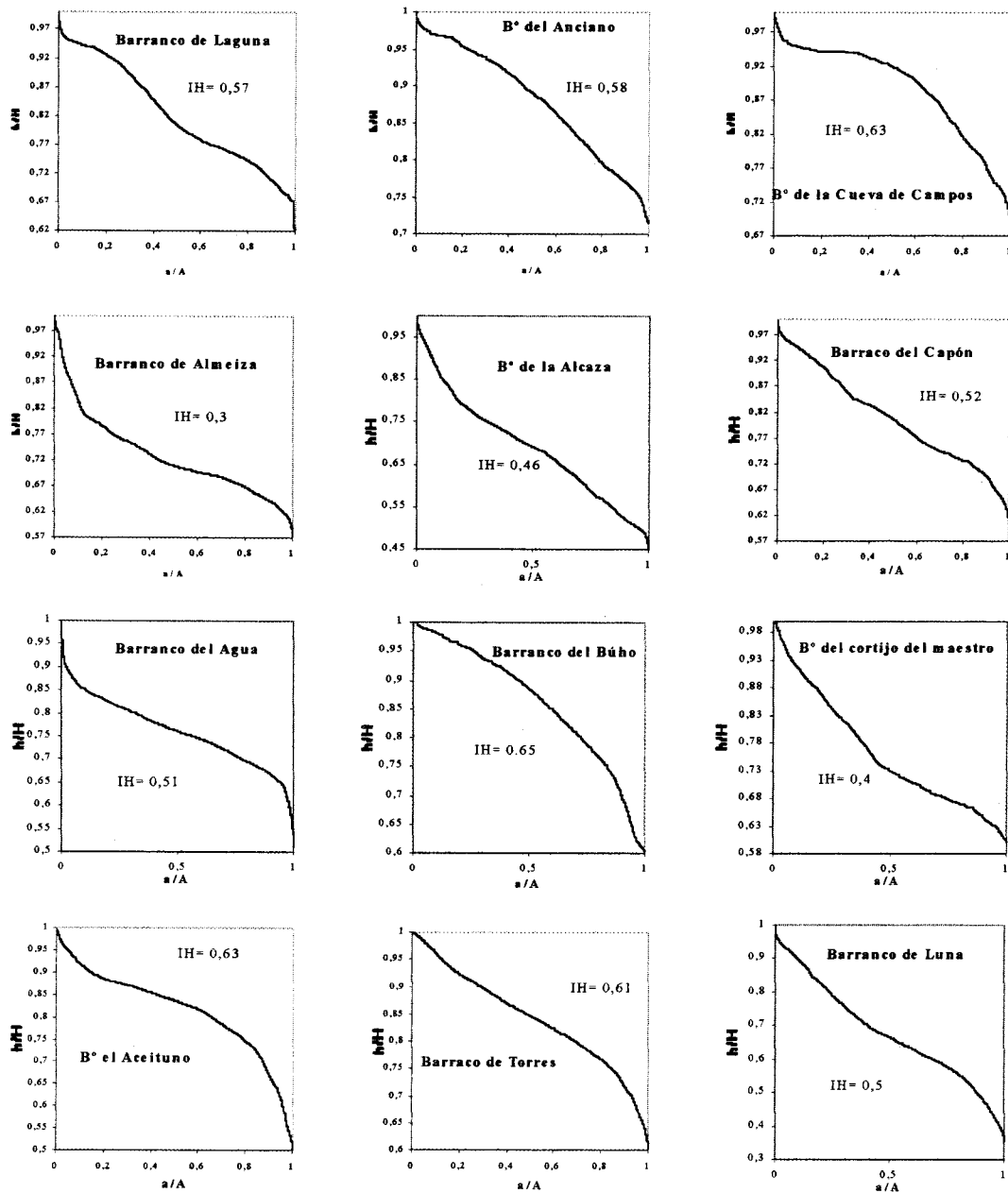


Figura 32. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen derecha de la cuenca principal del río Izbor.

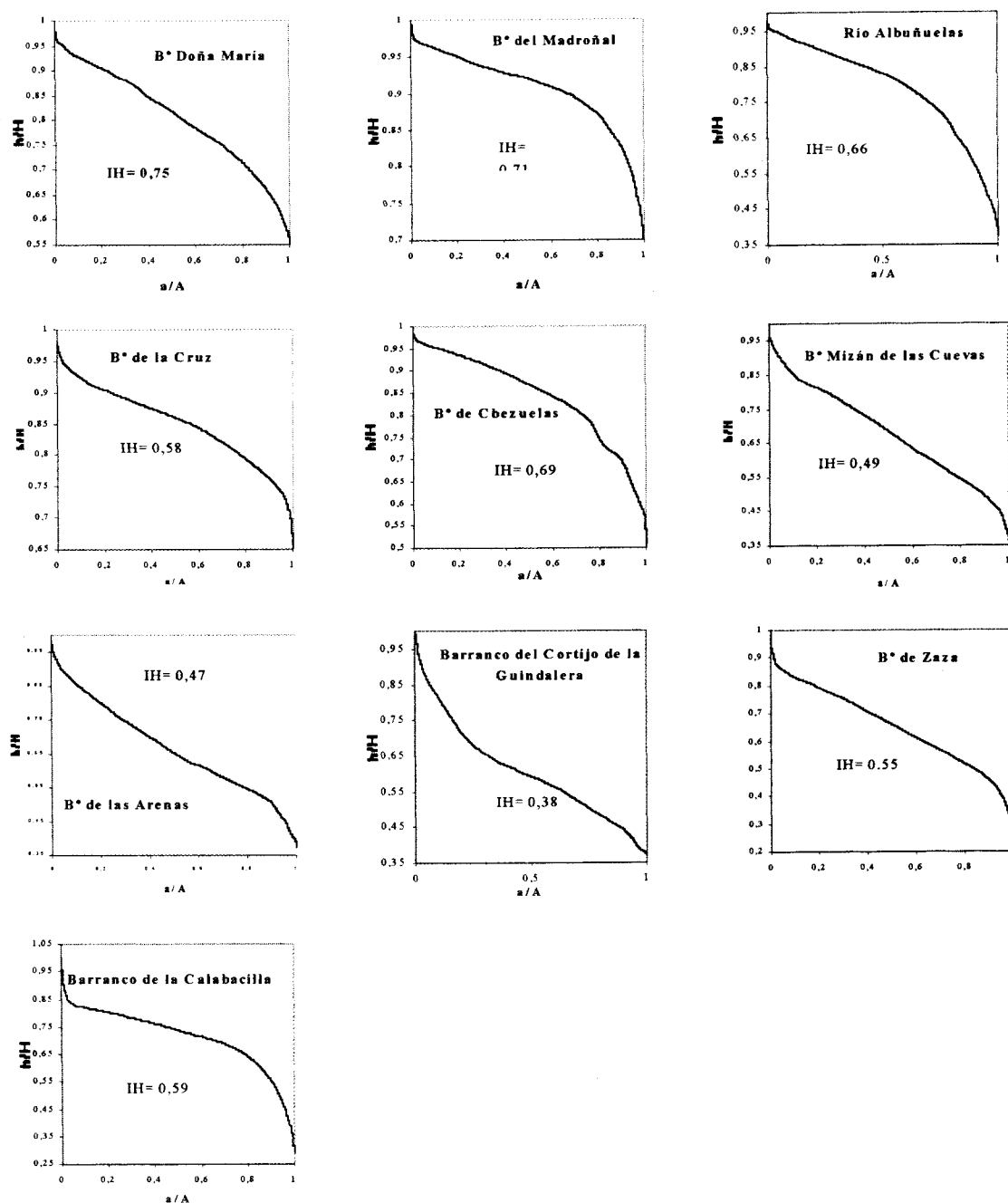


Figura 32. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen derecha de la cuenca principal del río Izbor. (continuación)

Los valores de IH se agrupan en 3 clases según la forma de las curvas hipsométricas y sus integrales (tabla 8):

- 1ª clase: La curva hipsométrica tiene una forma convexa hacia arriba o recta en el tramo alto, con valores de IH comprendidos entre 0,4 y 0,6 o la curva tiene una forma cóncava en todo el perfil, con valores de IH inferiores a 0,3. En el primer caso se trata

de un relieve sin proceso de denudación. En el segundo, se trata de un paisaje antiguo muy erosionado. Esta clase se interpreta por la ausencia de fallas activas y, por lo tanto, una estabilidad relativa del nivel base local.

- 2ª clase: La curva hipsometría tiene una forma convexa en la parte alta y su integral es superior a 0,6. También se incluyen en esta clase las curvas cuya integral varía entre 0,3 y 0,4. En el primer caso se trata de un relieve sin proceso de denudación y en el 2º caso se trata de cuencas que atraviesan frentes de fallas relativamente recientes donde el proceso de erosión - depósito está presente.
- 3ª clase: La curva hipsométrica tiene una forma convexa – cóncava (forma sigmoide) o convexo en su parte de abajo y su integral hipsométrica es superior a 0,4. Es un relieve afectado por fallas activas que producen bloques elevados y bloques subsidentes. El relieve elevado está activamente erosionado (parte cóncava) como consecuencia del cambio del nivel base local generado por los movimientos recientes de fallas. Estas fallas suelen formar frentes de montaña donde es frecuente el desarrollo de abanicos aluviales en periodos de elevación activas. Las cuencas que entran en esta categoría corresponden, en su mayoría, a cuencas de ríos y barrancos con importante encajamiento.

En resumen, el borde de Sierra Nevada presenta una actividad erosiva muy pronunciada por la presencia de fallas de borde, responsables de un desequilibrio del nivel base local (demostrado por la presencia de abanicos aluviales recientes o actuales del Padul-Dúrcal). En el borde norte de la sierra de los Guájares, el proceso de elevación existe pero menos pronunciado (a juzgar también por otros índices geomorfológicos tratados en este estudio) ya que el depósito de abanicos aluviales es menos frecuente pero existe. Mientras que en los bordes de sierra de Albuñuelas la ausencia de fallas activas disminuye la actividad erosiva de las laderas adyacentes.

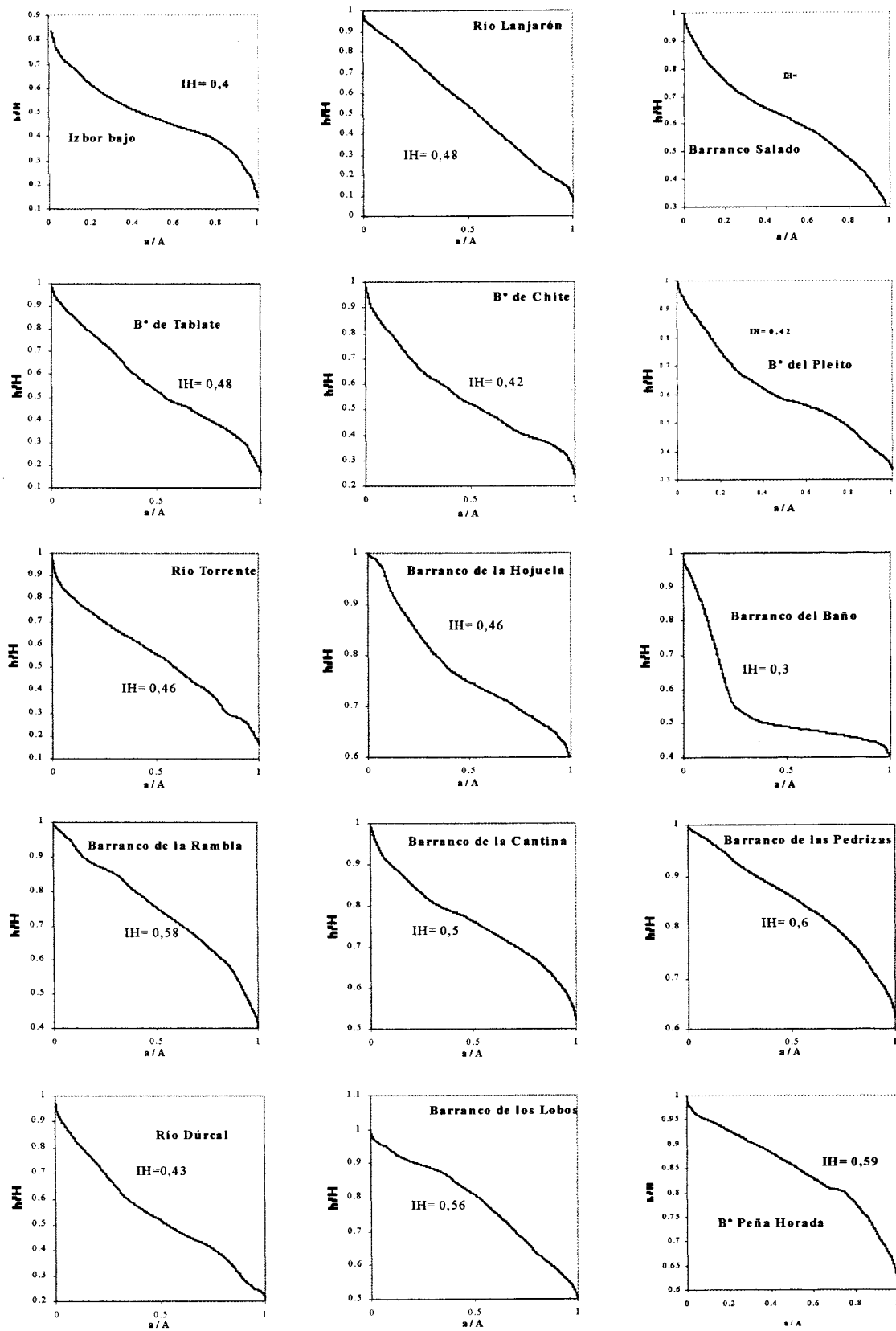


Figura 33. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen izquierda de la cuenca principal (Ízbor).

Tabla 8. Datos de integral hipsométrica de las cuencas estudiadas.

Cuenca	Elevación mínima (m)	Elevación media (m)	Elevación máxima (m)	IH	Clase
Laguna	635	890	1084	0,57	1
El Anciano	759	935	1064	0,58	1
Cueva de Campos	753	962	1084	0,63	2
Almeiza	848	1077	1612	0,30	1
Alcaza	633	1030	1492	0,46	3
El Capón	897	1205	1490	0,52	1
El Agua	589	874	1149	0,51	1
El Búho	538	767	891	0,65	2
Cortijo del Maestro	499	633	830	0,4	3
El Aceituno	579	942	1156	0,62	3
Torres	755	1064	1264	0,61	2
Luna	530	1016	1496	0,49	3
Doña María	824	1207	1496	0,75	2
Madroñal	935	1263	1394	0,71	2
R° Albuñuelas	530	1114	1411	0,66	2
La Cruz	885	1168	1373	0,58	3
Cabezuelas	632	1063	1261	0,69	2
Mizán de las Cuevas	510	959	1412	0,49	3
Las Arenas	510	912	1366	0,47	3
Cortijo de Guindalera	466	763	1256	0,38	2
Zaza	320	931	1430	0,55	3
Calabacilla	296	716	1004	0,59	1
Izbor bajo	185	617	1252	0,4	3
Lanjarón	332	1715	3196	0,48	3
Salado	447	1256	2029	0,49	3
Tablate	368	1331	2363	0,48	3
Chite	409	986	1785	0,42	3
Pleito	739	1356	2212	0,42	3
Torrente	483	1647	3000	0,46	3
Hojuela	527	703	911	0,46	3
Baño	628	955	1731	0,3	1
Rambla	777	1452	1945	0,58	1
Cantina	1278	1859	2445	0,49	3
Pedrizas	1856	2536	2989	0,6	2
Dúrcal	630	1706	3150	0,43	3
Los Lobos	768	1193	1526	0,56	3
Peña Horada	940	1279	1512	0,59	3
Raja	783	998	1227	0,48	1
Cañada de la Cruz	660	901	1557	0,27	1

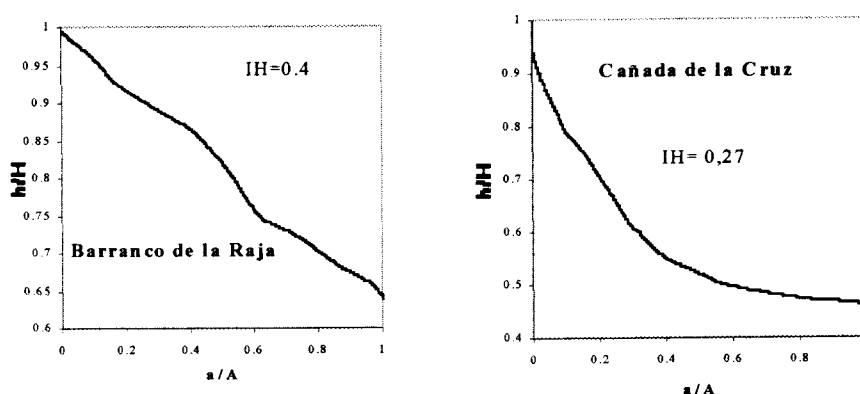


Figura 33. Curvas hipsométricas de las subcuencas de la margen izquierda de la cuenca principal (Ízbor). (Continuación).

II.1.2.1.4. RELACIÓN ANCHURA DEL FONDO DEL VALLE - ALTURA DEL VALLE (V_f).

II.1.2.1.4.1. Método de cálculo.

Se define como la relación de anchura del valle y de la media de elevaciones de las divisorias adyacentes. Se expresa (Bull, 1977c y 1978, Bull y McFadden, 1977) como:

$$V_f = 2 V_{fw} / ((E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc}))$$

Donde (figura 34):

V_f : Relación anchura del fondo del valle - altura del valle.

V_{fw} : Anchura del fondo del valle.

E_{ld} : Elevación de la divisoria izquierda del valle

E_{rd} : Elevación de la divisoria derecha del valle.

E_{sc} : Elevación media del fondo del valle.

Los valores de V_f son inversamente proporcionales a los gradientes de tectónica vertical. Este índice se basa en la comparación de la anchura del fondo del valle frente a su altura, indicando si el cauce está encajado por efecto de la actividad tectónica (presencia de una influencia de la bajada del nivel de base en un punto bajo del canal) o bien lo que predomina es la erosión lateral de las laderas adyacentes.

El índice es una medida de actividad tectónica relativa que diferencia entre valles de fondo ancho en forma de "U", con valores relativamente altos de V_f , generalmente asociados a paisajes suaves y actividad tectónica baja, y aquellos valles en forma de "V",

con valores relativamente bajos de V_f y generalmente asociados a un encajamiento activo indicando una surrección de la zona considerada.

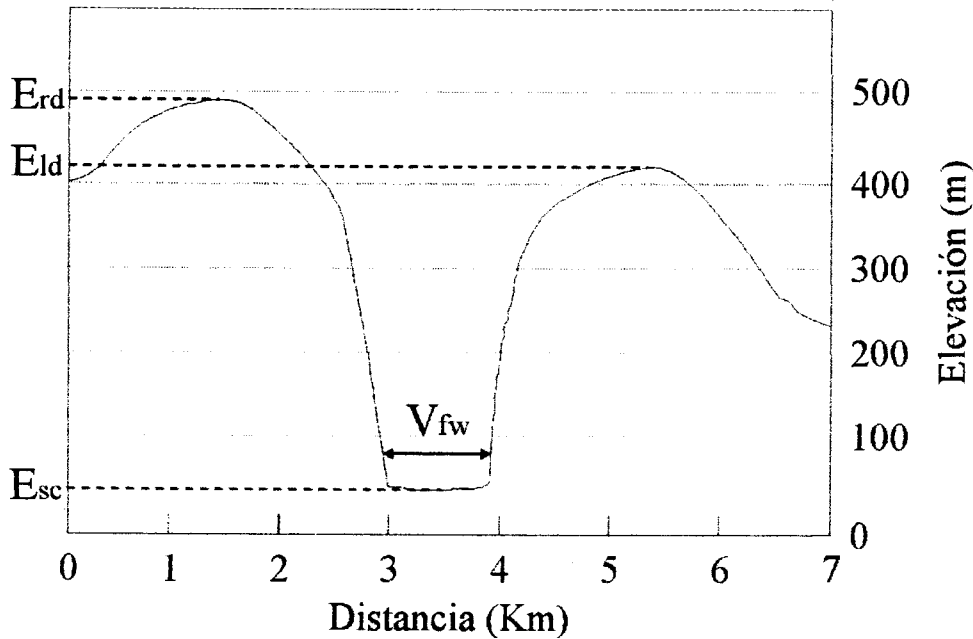


Figura 34. Esquema explicativo de los parámetros utilizados en el cálculo de V_f (Keller y Pinter, 1996)

II.1.2.1.4.2. V_f en la zona de estudio.

Se han calculado los valores de este índice en los principales valles que atraviesan los diferentes frentes montañosos de la zona (figura 35). Para el cálculo de este índice se han utilizado los mapas a escala 1:25.000 publicados por el IGN. La situación del corte transversal dentro de una cuenca de drenaje influye sobre los valores del índice V_f . Así, para que haya homogeneidad en los datos se han seleccionado los puntos localizados entre 0,5 y 1 Km aguas arriba de los frentes montañosos de falla, dependiendo del tamaño de las cuencas de drenaje.

La razón de limitar la localización de los puntos de cálculo de V_f es que el fondo del Valle tiende a estrecharse progresivamente aguas arriba desde el frente montañoso en las cuencas de drenaje (Ramírez-Herrera, 1998). Los valores de V_f varían dependiendo, entre otras cosas, del tamaño de la cuenca, la descarga (pendiente del canal) y litología de base. Entonces, los valores deben ser comparados con otros valores de V_f calculados en

condiciones geológicas homogéneas. La tabla 9 resume los datos y resultados obtenidos en este estudio.

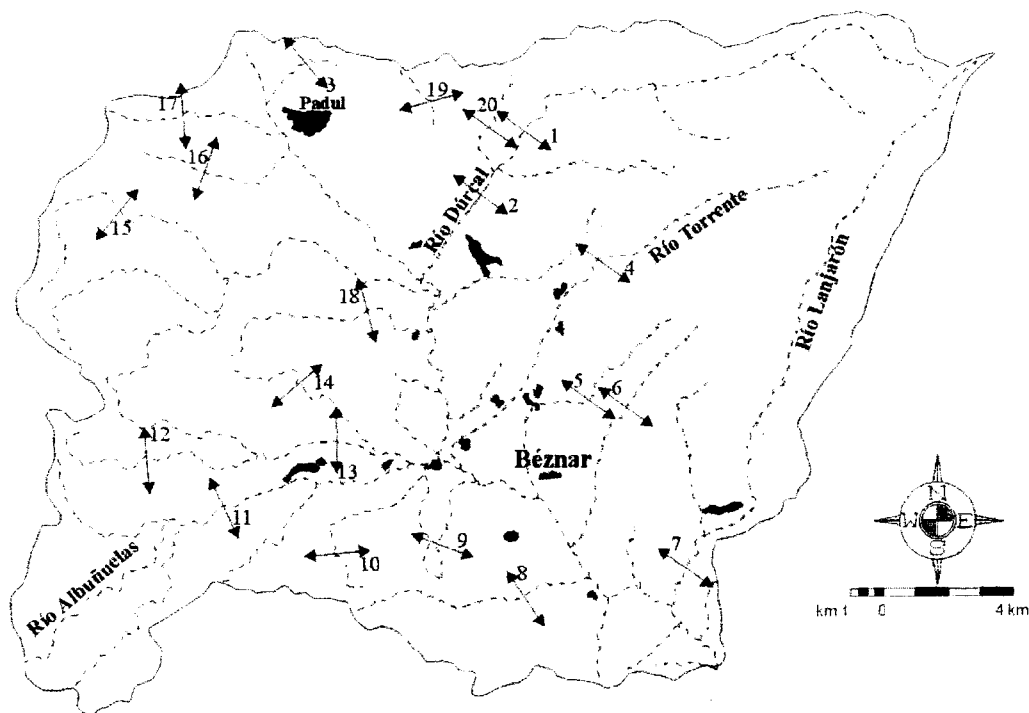


Figura 35. Localización de los puntos de cálculo de V_f en la cuenca del río Izbor.

Tabla 9. Valores de V_f calculados en la cuenca del río Izbor

Referencia	Río o barranco	Litología de base	Área cuenca (Km ²)	V_f	Clase
1	Dúrcal	Mármoles	65,8	0,039	3
2	Dúrcal bajo	Conos deyección	65,8	0,64	
3	Raja	Dolomías	3	0,53	2
4	Torrente	Dolomías - filitas	35,79	0,078	3
5	Chite	Dolomías	7,55	0,52	2
6	Tablate	Dolomías - filitas	11,52	0,053	3
7	Lanjarón	Dolomías - filitas	50,56	0,15	3
8	Zaza	Micasquistos	16,42	0,078	3
9	Cortijo Guidalera	Dolomías	2,29	0,78	2
10	Mizán de las cuevas	Dolomías	10,97	0,88	2
11	Albuñuelas	Mármoles	44,63	0,1	3
12	Luna (alto)	Mármoles	33,9	0,55	2
13	Luna (bajo)	Calcarenitas, limos y arenas	33,9	0,16	
14	Aceituno	Dolomías	8,2	0,53	2
15	Alcaza	Dolomías	46,72	1,9	1
16	Cuevas de campos	Dolomías	10	11,43	1
17	Anciano	Dolomías	9,6	1,25	1
18	Agua	Dolomías	11,51	1,11	1
19	Peña Horada	Dolomías	1,12	0,833	2
20	Los Lobos	Dolomías	1,71	0,625	2

Se observa que los valores de V_f en esta zona reflejan las distintas morfologías de valles entre los distintos frentes montañosos. Estos valores varían entre 0,039 (río Dúrcal) y 11,43 (barranco Cuevas de Campo). El valor promedio de V_f es de 0,39 en el borde de Sierra Nevada y de 0,46 en el borde norte de los Guájares, 0,54 en el borde sur de la sierra de Albuñuelas y 3,92 en el borde norte de la sierra de Albuñuelas.

Los valores concuerdan bien con los resultados de los otros índices estudiados. Se observa una actividad tectónica diferencial entre los diferentes frentes montañosos de la zona, registrando la máxima actividad tectónica en el borde de Sierra Nevada y la mínima en el borde norte de la sierra de Albuñuelas.

Según la distribución de los valores obtenidos, se establece una clasificación para estos: clase 1 ($V_f > 1$, actividad tectónica baja), clase 2 ($0,5 < V_f < 1$, actividad tectónica moderada) y clase 3 ($V_f < 0,5$, actividad tectónica alta).

Comparando el frente de Sierra Nevada y el del S de la sierra de Albuñuelas se observa que en los materiales alpujárrides (dolomías) la amplitud del encajamiento en el río Dúrcal (0.039) es claramente importante mientras que en el río Albuñuelas (0.1) y en el río Luna (0.55) el proceso es de menos amplitud. Estos mismos ríos al abandonar los materiales dolomíticos del frente montañoso pasan por materiales más recientes y heterogéneos (neógenos o cuaternarios) mostrando valores V_f diferentes. En el caso del río Dúrcal, se ha encajado rápidamente en los materiales del cono de deyección (la formación de Nigüelas está totalmente colgada) pero al llegar a los materiales resistentes alpujárrides se ha cambiado la velocidad del encajamiento concentrando la actividad erosiva en las paredes del río, formadas por los materiales de conos de deyección. Este proceso da lugar a una anchura de fondo del valle más amplia y por lo tanto a valores altos de V_f . Mientras, el río Luna abandona los materiales alpujárrides y pasa por materiales menos resistentes (limos y arenas del Serravalliense) aumentando la velocidad de encajamiento y por lo tanto valores más bajos de V_f .

II.1.2.1.5. EL ÍNDICE DE FORMA DE CUENCAS DE DRENAJE: B_S

II.1.2.1.5.1. Método de cálculo.

En un área tectónicamente activa, las cuencas de drenaje tienden a ser elongadas. Cuando esta actividad tectónica disminuye o cesa, la forma elongada se transforma

progresivamente hacia una forma circular (Bull and McFadden, 1977). La forma planimétrica de una cuenca, se puede describir por la relación de elongación B_s (Cannon, 1976, Ramírez, 1998) que se expresa por la siguiente fórmula:

$$B_s = B_l/B_w$$

Donde B_l es la longitud de la cuenca, medida desde la desembocadura hasta la distancia más lejana de la divisoria y B_w es la anchura de la cuenca medida a través del eje corto (figura 36). Valores altos de B_s significan cuencas alargadas y por lo tanto, actividad tectónica alta. Valores bajos de B_s indican cuencas circulares y, por lo tanto, actividad tectónica baja. En un frente montañoso en surrección, la energía del cauce provoca primordialmente el encajamiento y por lo tanto, la anchura de su cuenca será muy estrecha. Al contrario, cuando esta surrección disminuye o para, se produce un ensanchamiento de las cuencas aguas arriba desde el frente montañoso (Ramírez, 1998).

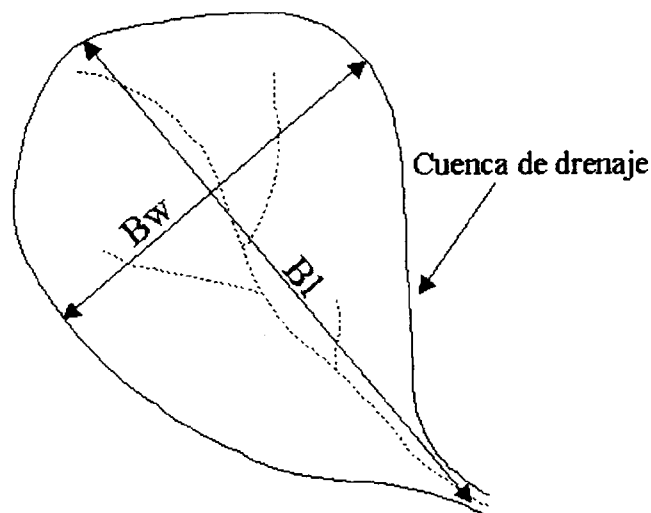


Figura 36. Los parámetros de cálculo del índice B_s

II.1.2.1.5.2. B_s en la zona de estudio.

El índice de forma de cuencas de drenaje se ha calculado para 42 subcuencas de la cuenca del río Ízbor. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 10. Los valores están comprendidos entre 1,6 y 5,8. Valores próximos a 1 muestran cuencas con formas circulares. Valores superiores a 4 muestran cuencas muy elongadas. Se aprecia la presencia de valores altos en el borde SO de Sierra Nevada, mientras que en el resto de las

áreas los valores son medios o bajos. Se distinguen 3 clases: clase 1 ($B_s < 3$), clase 2 ($4 < B_s < 3$) y clase 3 ($B_s > 4$).

Tabla 10. Datos de B_s en las distintas cuencas de la zona.

Cuenca	Hmax (m)	Hmin(m)	Lh(m)	Bl (m)	Bw (m)	Bs	Clase
El Anciano	1072	708	6025	6036	2150	2,8	1
Cuevas de Campo	1022	705	5750	5759	1500	3,8	2
Almeiza	1115	850	6000	6006	2500	2,4	1
Alcaza	1470	640	12180	12208	5761	2,1	1
El Capón	1450	890	4725	4758	2350	2	1
El Agua	1140	600	6290	6313	2058	3,1	2
Búho	885	540	1900	1931	622	3,1	2
Cortijo del Maestro	830	500	2300	2324	630	3,7	2
El Aceituno	1150	580	5550	5579	1100	5,1	3
Torres	1260	755	4700	4727	1375	3,4	2
Luna	1426	546	11150	11185	3500	3,2	2
Doña María	1450	820	6650	6680	2125	3,1	2
Madroñal	1350	930	4125	4146	2650	1,6	2
Albuñuelas	1400	530	13300	13328	3350	4	3
La Cruz	1350	885	6300	6317	1800	3,5	2
Cabezuelas	1230	630	3925	3971	1525	2,6	1
Mizán de las Cuevas	1330	512	5411	5472	2678	2	1
Las Arenas	1350	530	3250	3352	1000	3,4	2
Cortijo de Guindalera	1244	468	3250	3341	843	4	3
Zaza	1260	327	7420	7478	2426	3,1	2
La Calabacilla	820	310	2615	2664	1368	1,9	1
Lanjarón	3175	240	19625	19843	3400	5,8	3
Salado	1920	440	5250	5455	1825	3	2
Tablate	2350	370	9320	9528	1600	6	3
Chite	1780	410	8200	8314	1560	5,3	3
Torrente	3000	490	15725	15924	3650	4,4	3
Pleito	2190	750	6250	6414	1125	5,7	3
Hojuela	890	530	2610	2635	1100	2,4	1
El Baño	1730	630	6710	6500	2200	2,95	1
Rambla	1940	780	5560	5680	1530	3,7	2
La Cantina	2440	1280	3240	3441	1590	2,2	1
Las Pedrizas	2960	1855	3520	3680	880	4,2	3
Dúrcal	3150	680	17430	17644	4450	4	3
Los Lobos	1500	770	3250	3331	630	5,3	3
Peña Horada	1535	925	1875	1972	550	3,6	2
Raja	1227	785	2525	2563	1050	2,4	1

Hmax: altitud máxima de la cuenca. Hmin: altitud mínima. Lh: Longitud horizontal de la cuenca.

II.1.2.2. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS RELATIVOS A LOS FRENTES MONTAÑOSOS.

Se considera como frente montañoso a los escarpes de saltos de fallas que miden más de 20 m de relieve (Ramírez, 1998). Para el análisis, los escarpes existentes en la zona se

han dividido en segmentos de características geológicas y geomorfológicas similares. Se han aplicado los siguientes criterios (Wells et al., 1988) para distinguir estos frentes:

- Cambio brusco de pendiente.
- Cambio brusco de litología.
- Cambio en la orientación del frente montañoso.
- Cambio brusco en las características geomorfológicas mayores

La abundancia de abanicos aluviales y conos de deyección al pie de los distintos frentes diferenciados implica, necesariamente, que estos han constituido o constituyen los puntos de convergencia entre los sistemas erosivos y deposicionales de la red de drenaje (Silva, 1994), y por lo tanto el nivel base local de todos los sistemas de ramblas y barrancos que drenan los relieves circundantes. Por ello, el análisis morfométrico de los frentes montañosos de falla, mediante la aplicación de índices geomorfológicos correspondientes, nos permite evaluar la interacción existente entre los procesos erosivos relacionados con el sistema fluvial y los movimientos tectónicos verticales.

II.1.2.2.1 ÍNDICE DE SINUOSIDAD DEL FRENTE MONTAÑOSO (S_{mf}).

II.1.2.2.1.1. Metodología de cálculo.

El índice de sinuosidad del frente montañoso (Bull, 1977b, 1978; Bull and MacFadden, 1977) está definido (figura 37) por la siguiente expresión matemática:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

En donde:

S_{mf} : es el índice de sinuosidad del frente montañoso.

L_{mf} : es la longitud del frente montañoso a lo largo del pie de montaña en un cambio pronunciado de pendiente y/o siguiendo la articulación del pie de monte con el frente.

L_s : es la longitud del frente montañoso medida en línea recta.

La sinuosidad del frente montañoso es un índice que refleja el balance entre los esfuerzos de erosión (procesos de ladera, y de cauces de ríos y barrancos) que tienden a formar entradas de valles dentro del frente montañoso (sinuosidad) y los esfuerzos tectónicos (tectónica vertical activa) que tienden a producir un frente montañoso recto coincidiendo con una falla activa (Keller, 1986).

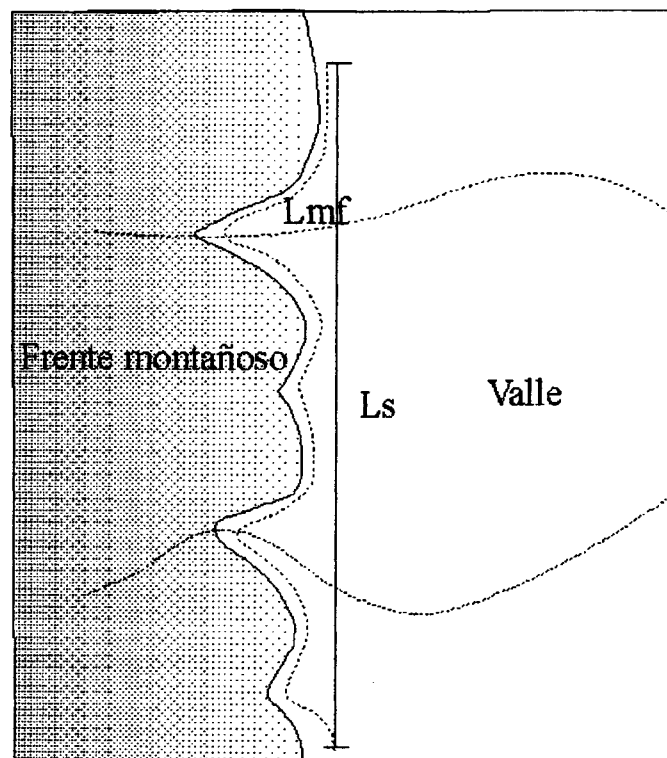


Figura 37: Esquema mostrando los parámetros utilizados en el cálculo de S_{mf} (Keller y Pinter, 1996).

Los frentes montañosos asociados a una actividad tectónica (surrección) son relativamente rectos con valores bajos de S_{mf} . Si la velocidad de surrección se reduce o cesa, los procesos de erosión excavan y resulta un frente montañoso con más sinuosidad y el índice S_{mf} aumenta.

En la práctica, los valores de S_{mf} pueden ser calculados fácilmente a partir de mapas topográficos o fotos aéreas. Sin embargo, los valores de S_{mf} dependen de la escala (Bull and McFadden, 1977). Así los mapas a pequeña escala (1:250.000) producen solamente valores aproximados de la sinuosidad del frente montañoso. Fotos aéreas y mapas topográficos a gran escala que tienen una resolución mayor que la sinuosidad de los frentes son los más utilizados en el cálculo de S_{mf} .

II.1.2.2.1.2: Resultados obtenidos en la zona.

Se ha calculado el valor de S_{mf} en los frentes de falla distinguidos en la zona (figura 38). Estos frentes representan límites tectónicos entre los materiales triásicos de Sierra Nevada, sierra de los Guájares y sierra de Albuñuelas con los materiales recientes producto de erosión de estos relieves. Para la delimitación de los frentes y el cálculo de sus índices

de sinuosidad correspondientes, se ha utilizado el MDT, los mapas topográficos 1:25.000 (algunas veces 1:10.000), fotos aéreas 1:20.000 y el mapa litológico. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 11.

Los valores calculados en los frentes distinguidos en el borde de Sierra Nevada son muy próximos a 1. Aquellos calculados en los frentes de la Sierra de los Guájares muestran un ligero aumento mientras que los valores calculados en los frentes N y NE de la sierra de Albuñuelas son valores relativamente altos. Esto sugiere una actividad de las fallas de Padul, Dúrcal-Nigüelas en un tiempo actual o cercano.

Se observa que los frentes de Sierra Nevada muestran mayor disección en sus laderas, posiblemente, debido a la dispersión de las fuerzas erosivas causadas por la inestabilidad tectónica. Por el contrario, en la Sierra de Albuñuelas, la relativa estabilidad implica menos disección compensada por una erosión localizada, formando valles más abiertos y menos encajados.

Los valores obtenidos se han agrupado en 3 clases: clase 1 ($S_{mf} < 1,1$, actividad tectónica baja), clase 2 ($1,1 < S_{mf} < 1,5$, actividad tectónica moderada) y clase 3 ($S_{mf} > 1,5$, actividad tectónica alta).

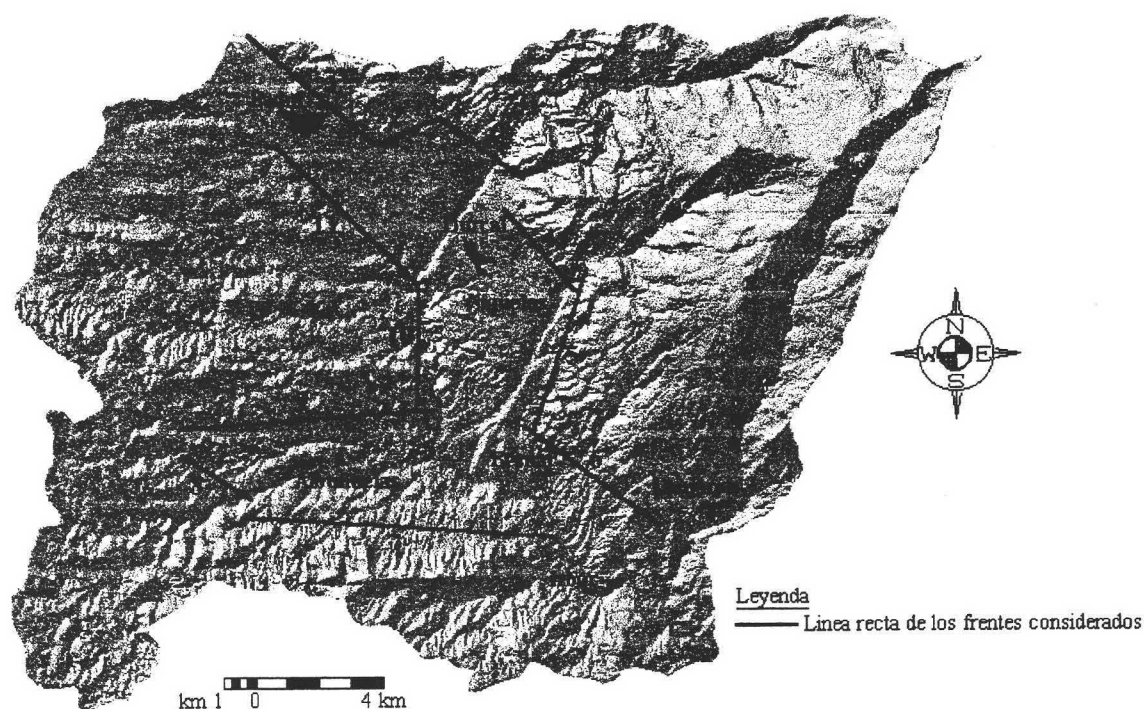


Figura 38. Frentes montañosos delimitados para el cálculo del índice S_{mf}

Tabla 11. Resultados del calculo de Smf en los frentes definidos.

Frente montañoso	Nº	L _{mf} (m)	L _s (m)	S _{mf}	Clase
El Padul	1	5575	5022	1,11	2
El Manar	2	1925	1845	1,04	3
Dúrcal	3	3522	3284	1,07	3
Nigüelas	4	3575	3372	1,07	3
Lecrín	5	5908	5253	1,12	2
Tablate	6	5666	5195	1,09	3
Guájares	7	10855	9540	1,13	2
Cerro Llano	8	3834	3289	1,17	2
Sur de la sierra de Albuñuelas	9	10619	7902	1,34	2
Conchar	10	5581	3662	1,52	1
Norte-Este de la Sierra de Albuñuelas	11	9950	6176	1,61	1

II.1.2.3. CLASIFICACIÓN DE ACTIVIDAD TECTÓNICA RELATIVA.

Se han integrado todos los datos de índices geomorfológicos para generar clases de actividad tectónica en cada cuenca analizada (tabla 12). Se suman los valores de las clases de cada índice para obtener el valor S. Este último se divide por el número de índices calculados (n) en la cuenca considerada. Los valores obtenidos de S/n se agrupan en 4 clases indicando el grado de actividad tectónica relativa en cada cuenca (figura 39):

- Clase 1: Tectónica activa baja ($1 < S/n \leq 1,5$)
- Clase 2: Tectónica activa moderada ($1,5 < S/n \leq 2$)
- Clase 3: Tectónica activa alta ($2 < S/n \leq 2,5$)
- Clase 4: Tectónica activa muy alta ($2,5 < S/n \leq 3$)

En general, las clases de baja actividad tectónica aparecen principalmente en las cuencas del N y NE de la sierra de Albuñuelas, mientras que en el resto del área de estudio la actividad tectónica es de moderada a alta (Sur de la sierra de Albuñuelas, Norte de la sierra de los Guájares y los alrededores del Padul) o muy alta (borde de Sierra Nevada). Esta distribución individualiza áreas que coinciden con los diferentes frentes delimitados anteriormente. Las áreas con actividad muy alta tienen 201,2 Km² de superficie representando el 44,7 % del total del área estudiada. Las áreas de alta actividad representan el 22,1 % (99,33 Km²). Las áreas de actividad tectónica baja representan el 21,5 % (96,37 Km²). Mientras las áreas con tectónica activa moderada representan sólo el 11,7 % (52,56 Km²). La frecuencia de la superficie de cada clase de actividad tectónica se representa en la figura 40. Más del 50 % de la zona es de actividad tectónica alta o muy alta.

Tabla 12. Clasificación de tectónica activa relativa en las subcuencas del río Ízbor.

Nº	Cuenca	SL	FA	IH	V _f	B _s	S _{mf}	S/n	Clase de actividad tectónica relativa
1	Laguna	1	-	1	-	-	1	1	1
2	El Anciano	1	1	1	1	1	1	1	1
3	Cueva de Campos	1	2	2	1	2	1	1,33	1
4	Almeiza	1	1	1	-	1	1	1	1
5	Alcaza	1	1	3	1	1	1	1,33	1
6	El Capón	2	-	1	-	1	1	1,25	1
7	El Agua	1	-	1	1	2	1	1,2	1
8	El Búho	1	1	2	-	2	1	1,4	1
9	Cortijo del Maestro	-	2	3	-	2	2	2,25	3
10	El Aceituno	2	1	3	2	3	2	2,16	3
11	Torres	-	3	2	-	2	2	2,25	3
12	Luna	2	-	3	2	2	2	2,2	3
13	Doña María	1	1	2	-	2	2	1,6	2
14	El Madroñal	2	1	2	-	2	2	1,8	2
15	Albuñuelas	3	2	2	3	3	2	2,5	3
16	La Cruz	3	3	3	-	2	2	2,6	4
17	Cabezuelas	3	3	2	-	1	2	2,2	3
18	Mizán de las Cuevas	3	-	3	2	1	2	2,2	3
19	Las Arenas	2	3	3	-	2	2	2,4	3
20	Cortijo Guindalera	-	-	2	2	3	2	2,25	3
21	Zaza	2	3	3	3	2	2	2,5	3
22	Calabacilla	2	1	1	-	1	-	1,25	1
23	Izbor bajo	3	-	3	-	-	-	3	4
24	Lanjarón	3	-	3	3	3	3	3	4
25	Salado	3	3	3	-	2	3	2,8	4
26	Tablate	3	3	3	3	3	3	3	4
27	Chíte	3	1	3	2	3	2	2,3	3
28	Pleito	3	2	3	-	3	3	2,8	4
29	Torrente	3	3	3	3	3	3	3	4
30	Hojuela	1	1	3	-	1	-	1,5	1
31	Baño	2	2	1	-	1	-	1,5	1
32	Rambla	3	1	1	-	2	3	2	2
33	Cantina	2	2	3	-	1	3	2,2	3
34	Pedrizas	3	1	2	-	3	3	2,4	3
35	Dúrcal	3	3	3	3	3	3	3	4
36	Los Lobos	3	3	3	2	3	3	2,83	4
37	Peña Horada	2	3	3	2	2	3	2,5	3
38	Raja	1	3	1	2	1	2	1,66	2
39	Cañada de la Cruz	-	-	1	-	-	3	2	2

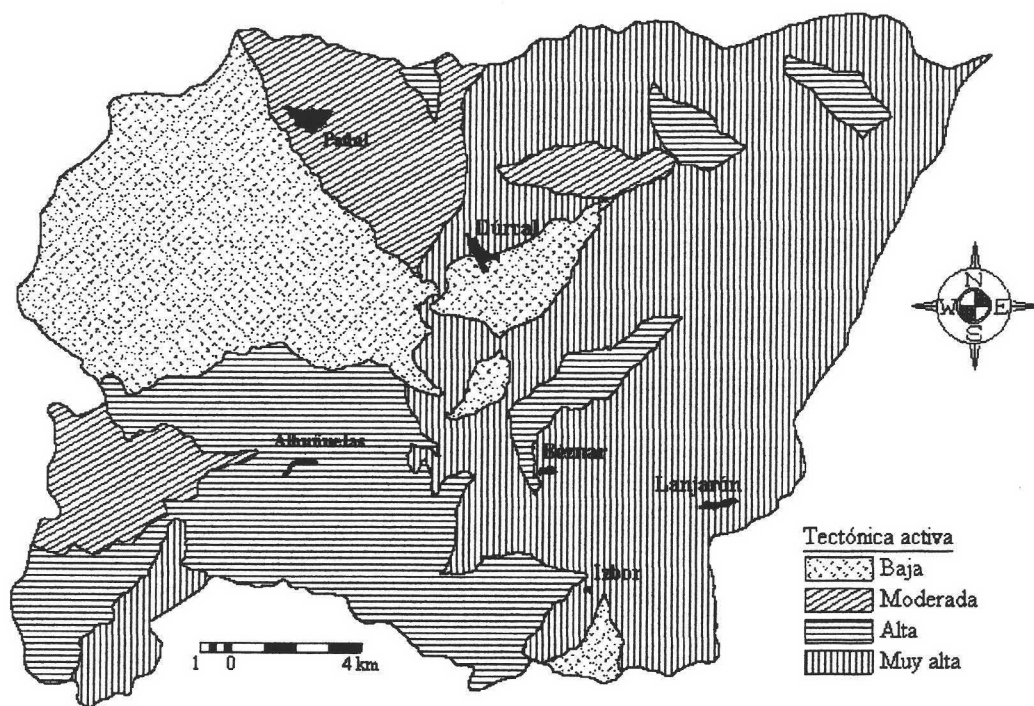


Figura 39. Distribución de la actividad tectónica relativa en la cuenca del río Izbor.

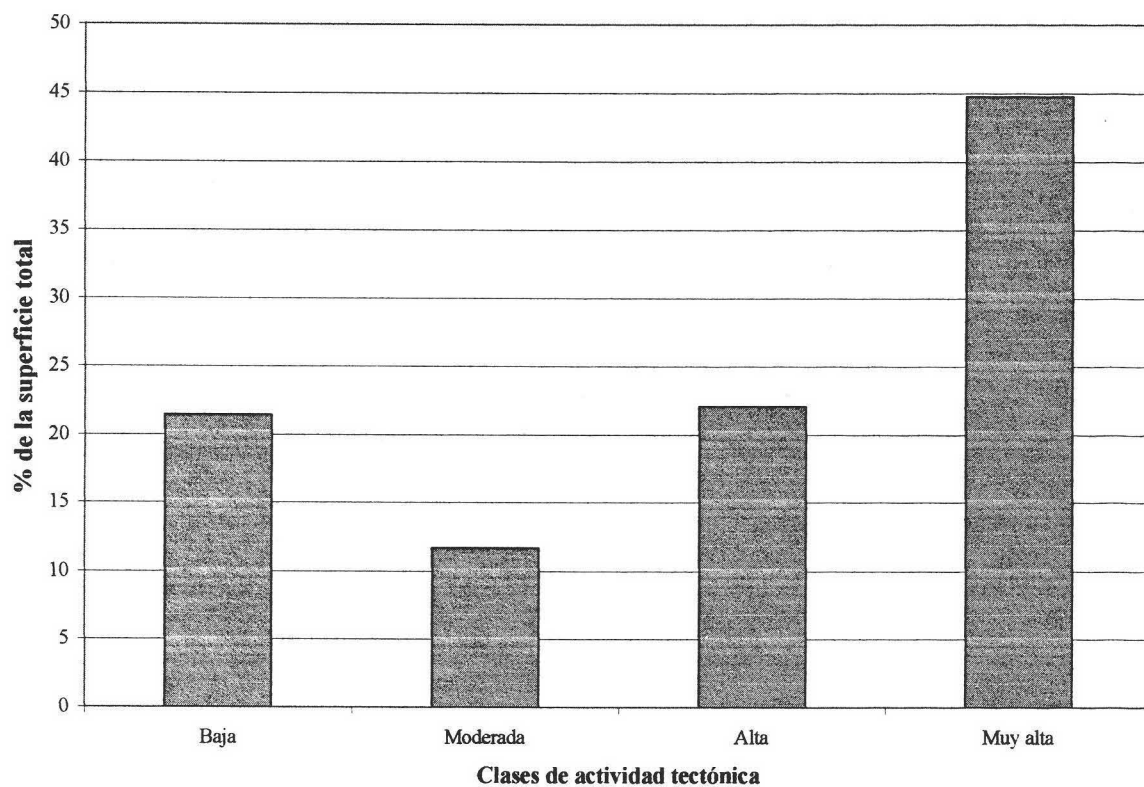


Figura 40. Distribución de la frecuencia de clases de actividad tectónica relativa definidas en la cuenca del río Izbor.

II.1.3. EVALUACIÓN DEL ENCAJAMIENTO DE LA RED DE DRENAJE MEDIANTE ANÁLISIS DE TRAVERTINOS.

II.1.3.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES.

La velocidad de encajamiento de la red de drenaje tiene una gran importancia en la determinación de los procesos de ladera que controlan la evolución del paisaje en las regiones montañosas (Safran, 1998; Chacón, 1999).

La profundidad de los barrancos del borde suroccidental de Sierra Nevada muestra un importante y reciente encajamiento de la red de drenaje en esta zona. Este proceso es resultado, entre otros factores, de la bajada del nivel base causada por las fallas de borde de Sierra Nevada, que presentan rasgos de movimientos recientes (Sanz de Galdeano, 1976, 1998; Sanz de Galdeano et al., 1998) y la elevación regional (García et al., 1998). La velocidad media de la surrección en el borde SO de Sierra Nevada es al menos 0,24 mm/año (Sanz de Galdeano, 1996). La disposición geométrica de las formaciones de travertinos, muestra que éstos se depositan sobre las laderas, condicionados principalmente por la evolución de los cauces, tanto vertical como horizontalmente. Esta evolución está controlada por factores tectónicos recientes que provocan, por un lado, la migración horizontal de los cauces debido, posiblemente, al basculamiento de bloques producidos por fallas activas (Cox, 1994; El Hamdouni et al., 2000) y, por el otro, el fuerte encajamiento de los ríos como respuesta directa al cambio del nivel de base como consecuencia del levantamiento tectónico general de la región (Sanz de Galdeano, 1976). La valoración de este encajamiento tiene un interés crucial para definir las áreas con mayor actividad tectónica.

Para aproximarse a la valoración de encajamiento de los ríos se ha estudiado la geometría, condiciones genéticas y edades de las masas travertínicas existentes en estos ríos (Chacón et al, 2001). El análisis de la composición isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$; $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de los travertinos y de las aguas próximas a los afloramientos, permite definir las condiciones genéticas y paleoclimáticas de formación de estos afloramientos de travertinos (Turi, 1986). Esto nos permite establecer diferentes episodios dentro de cada formación travertínica, con objeto de obtener muestras representativas para la datación mediante U/Th. Además, estos episodios pueden ser relacionados con las etapas paleoclimáticas

establecidas y obtener así una aproximación complementaria de su posible edad. Se asigna la edad numérica absoluta que coincide con el periodo interglaciar ya que todos los análisis de isótopos estables sugieren que las formaciones travertínicas se han formado en condiciones similares a las actuales. La edad de los paquetes travertínicos situados a una cota determinada y la cota actual de la red fluvial en ese punto nos permite calcular la velocidad media mínima de encajamiento. Esta metodología se aplica sobre 6 afloramientos de travertinos situados en la zona de estudio y sus alrededores.

Para aplicar esta metodología se han tenido en cuenta las siguientes consideraciones:

- Las surgencias travertínicas suelen depositar masas de travertinos en capas sucesivas que llegan hasta el fondo del barranco en cuestión.
- La posible erosión de parte del travertino depositado originalmente se traduciría por el cálculo de valores de velocidad de encajamiento menores que los reales, puesto que las capas internas son más antiguas, de modo que el periodo considerado, para un mismo espesor de encajamiento sería mayor. Por lo tanto, se hablará de valores mínimos de velocidades.
- La base del afloramiento de travertino representa la cota del fondo del río en el momento que datan las muestras cogidas de la capa superficial de este afloramiento.

II.1.3.2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA DE LOS AFLORAMIENTOS DE TRAVERTINO Y MUESTRAS ANALIZADAS.

II.1.3.2.1. AFLORAMIENTOS DE TRAVERTINO EN LA ZONA.

Se ha procedido al reconocimiento geológico y geomorfológico de los distintos depósitos de travertino en la zona (figura. 41). En primer lugar, mediante la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:20.000 y análisis de planos topográficos a escala 1:10.000 y posteriormente, mediante varios itinerarios de campo. Los afloramientos de travertino estudiados son: Cónchar (río Dúrcal), Albuñuelas (barranco de la Fuente de los Siete Años -Loma de Chin-), Pinos del Valle (río Izbor- Embalse de Béznar-), Zaza (barranco de Zaza), Lanjarón (río Lanjarón), Vélez de Benaudalla (río Guadalfeo). Estos travertinos se han depositado sobre distintos sustratos según el afloramiento considerado.

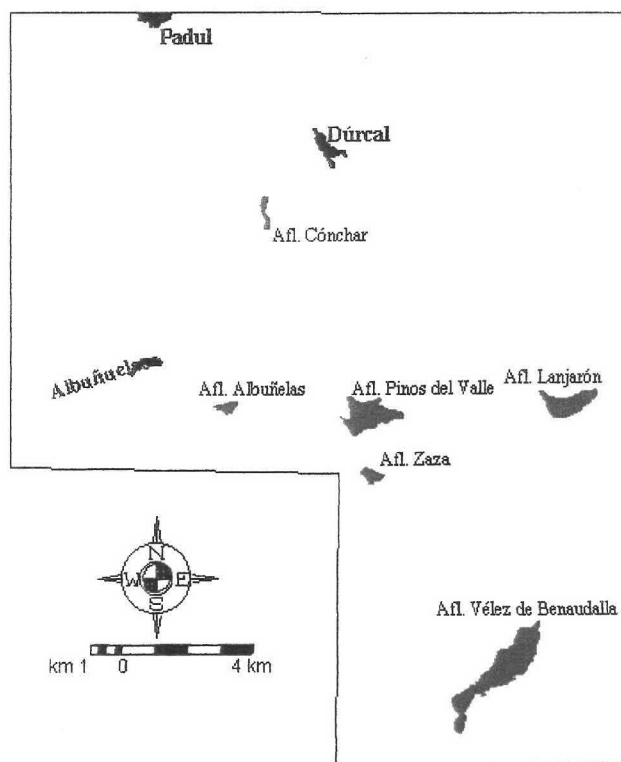


Figura 41. Afloramientos de travertino en la zona. (afl.: afloramiento)

II.1.3.2.1.1. Afloramiento de Cónchar (río Dúrcal).

Los travertinos se depositan directamente sobre los materiales dolomíticos alpujárrides y están limitados por un borde de falla (figura 42A). La potencia actual de este depósito puede haber disminuido a causa de la erosión, que es diferente según el sector considerado. La cobertura vegetal es escasa. El tramo donde se ha muestreado el travertino aparece colgado debido al fuerte encajamiento que afecta al río Dúrcal. La base del travertino se encuentra a 123 m sobre el fondo del río actual. Este encajamiento es posterior, al menos, al comienzo del depósito de los travertinos. A partir de las observaciones de campo se puede decir que, en la actualidad, el afloramiento no presenta un régimen de depósito. Hay otro afloramiento del sector más abajo (pueblo de Cónchar) que según su morfología debe de ser más joven que el anterior descrito.

II.1.3.2.1.2. Afloramiento de Albuñuelas (barranco de la fuente de los siete años).

La base del travertino se extiende hasta el fondo de la ladera en algunos puntos del barranco de la Fuente de los Siete Años, situado a la cota 839 m (figura 42B). El afloramiento está parcialmente denudado y recubierto por un nivel de coluviones de grano fino que son materiales de un abanico aluvial antiguo. En la masa del travertino se

observan escalones producidos, posiblemente, por deslizamientos sobre los limos y arenas del sustrato. Al otro lado del barranco aflora un horizonte bien preservado de glaciais pliocuaternario. Posiblemente el travertino se ha ido depositando a medida que el barranco se encajaba y migraba lejos de la falla de borde.

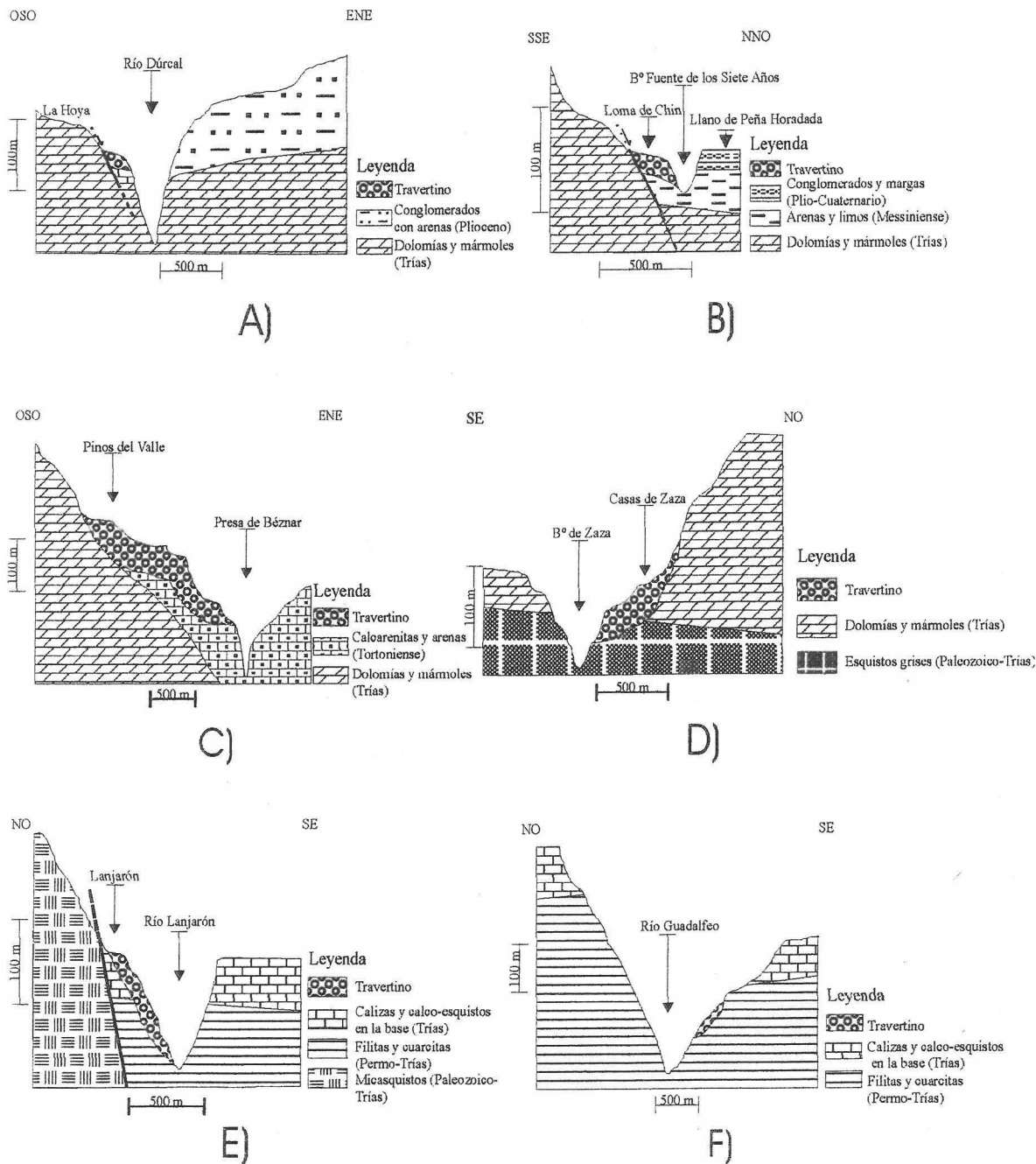


Figura 42. Cortes geológicos mostrando los afloramientos estudiados. A) Cónchar. B) Albuñuelas. C) Pinos del Valle. D) Zaza. E) Lanjarón. F) Vélez de Benaudalla.

II.1.3.2.1.3. Afloramiento de Pinos del Valle (río Ízbor – embalse de Béznar).

La base del travertino está a 450 m y el fondo del río a 410 m El afloramiento se sitúa sobre las calcarenitas y/o limos según el sector y en algunos puntos localizados se deposita sobre el sustrato alpujárride. La morfología de la masa es irregular, con depresiones y crestas (figura 42C). El afloramiento aparece afectado por diferentes planos de rotura y presenta escarpes orientados hacia el embalse, lo que indica que está afectado por movimientos de masa y, posiblemente, también por fallas. Tiene una potencia mayor que el resto de los afloramientos.

II.1.3.2.1.4. AFLORAMIENTO DE ZAZA (BARRANCO DE ZAZA).

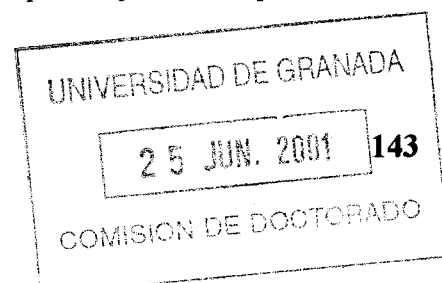
La base del travertino está a 600 m y el fondo del río adyacente a 560 m. El afloramiento se localiza en la ladera NO y fosiliza el contacto entre los mármoles dolomíticos y esquistos grises infrayacentes (figura 42D). Se extiende ladera abajo hasta el cauce del barranco excavado en los esquistos grises. Aparece escalonado y recubierto por cultivos de cítricos.

II.1.3.2.1.5. AFLORAMIENTO DE LANJARÓN (RÍO LANJARÓN).

En la zona de muestreo la base del travertino está a 530 m y el cauce del río a 458m El travertino se desarrolla sobre calco-esquistos y sobre filitas según la zona (figura 42E). Desde el contacto superior con los micasquistos hacia la base de la vertiente, la ladera está muy inclinada y aterrazada por cultivos, lo que impide observar con facilidad la morfología de este afloramiento. No se aprecian depósitos aluviales.

II.1.3.2.1.6. AFLORAMIENTO DE VÉLEZ DE BENAUDALLA (RÍO GUADALFEO).

Hay dos niveles de travertino separados por la carretera de acceso al pueblo de Vélez de Benaudalla. El desnivel desde la parte alta hasta la base del afloramiento es superior a 150m (figura 42F). La base del travertino está más o menos a 20 m del fondo del río. Hay al menos dos niveles de travertinos distintos. En el afloramiento de la carretera N-323 (nivel bajo) a la altura del pueblo de Vélez de Benaudalla, aparecen formaciones kársticas de estalactitas y cavidades de disolución. La zona está antropizada y cubierta por cultivos.



La morfología de la zona esta afectada por deslizamientos y movimientos de bloques generados como consecuencia de la reptación de los filitas infrayacentes.

II.1.3.2.2. DESCRIPCIÓN Y SITUACIÓN DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS.

II.1.3.2.2.1. Muestras de travertino.

Se ha realizado una campaña de muestreo en distintos puntos de los afloramientos antes indicados, teniendo en cuenta su relación con la red fluvial. Para nombrar las muestras hemos utilizado unas siglas que identifican la posición de las mismas (tabla 13): la primera letra (C, A, P, Z, L y V) indica el lugar, el número identifica la posición en el perfil longitudinal del río y la última letra, indica la disposición en el perfil transversal de la ladera. Se han tomado 36 muestras de travertino, a las cuales se les han determinado las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Además, 5 de las muestras han sido datadas mediante la serie de Uranio-Torio.

Tabla 13. Situación topográfica de las distintas muestras de travertino.

Afloramiento	Cota del fondo del río (m)	Cota de la base del travertino (m)	Muestra	Cota muestra (m)
Cónchar	608	733	C1C	738,9
	608	733	C1B	735
	608	733	C1A	733
	610	735	C2C	746,555
	610	735	C2B	738,25
	610	735	C2A	735,15
Albuñuelas	848	849,75	A1B'	860
	848	849,75	A1B	860
	848	849,75	A1A	850,75
	839	839	A2C	860
	839	839	A2B	847,5
	839	839	A3C'	860
P. del Valle	390	450	P1B	525,2
	390	450	P1A'	520
	390	450	P1A	516,6
	410	450	P2C'	538
	410	450	P2C	535
	410	450	P2B	516
Zaza	560	600	Z1C	650
	560	600	Z2A	600
	560	600	Z3B'	650
	560	600	Z3B	648
	560	600	Z4C'	670
	560	600	Z4A	658
Lanjarón	458	530	L1C'	600
	458	530	L1B'	562
	458	530	L1B	560

	458	530	L1A	542
	520	530	L3B	650
	520	530	L3A	620
V. Benaudalla	120	140	V1'	170
	120	140	V1	160
	120	140	V2'	150
	120	140	V2	150
	125	140	V3'	150
	125	140	V3	150

II.1.3.2.2. Muestras de agua.

Se ha muestreado dos tipos de aguas en los alrededores de los afloramientos de travertino. Uno referente a aguas de origen subterráneo (fuentes) y otras superficiales (ríos y barrancos). En el caso de los ríos, las muestras se tomaron aguas arriba y aguas abajo del afloramiento. En total se recogieron 31 muestras en dos épocas diferentes del año (14 en enero y 17 en agosto de 1998). En cada punto se recoge 1,5 l de agua en un recipiente que contiene Cl_2Sr y KOH , con objeto de precipitar el carbono inorgánico disuelto (DIC) en forma de SrCO_3 (Carothers y Kharaka, 1980) y además se toma otra muestra de 25 ml de agua sin tratar.

II.1.3.3. METODOLOGÍAS UTILIZADAS EN LOS ANÁLISIS ISOTÓPICOS.

II.1.3.3.1. DATACIÓN ABSOLUTA.

La datación absoluta de las muestras de travertino se ha llevado a cabo en el Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC, Barcelona). Se ha utilizado el método de la serie del uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) que es un método de desequilibrio radioactivo. Se basa en el hecho de que cuando se precipitan los carbonatos, incorporan inicialmente trazas de los isótopos $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Sin embargo, el contenido en ^{230}Th es casi nulo al principio, lo que produce un desequilibrio radioactivo. Este desequilibrio tiende a reducirse con el tiempo mediante la desaparición de los átomos de uranio y, paralelamente, la creación de torio radiogénico. La proporción $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ está, por tanto, directamente relacionada con la edad de la muestra, expresada mediante la siguiente relación (Faure, 1995):

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right)_t = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right)_t \left(1 - e^{-\lambda_{230}t}\right) + \left(1 - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}}\right)_t\right) \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})t}\right)$$

Las constantes de desintegración del ^{230}Th y del ^{234}U vienen representadas por λ_{230} y λ_{234} , respectivamente. La edad máxima que se puede determinar mediante este método es precisamente el tiempo que se necesita para alcanzar el equilibrio entre el ^{234}U y el ^{230}Th , estimado en torno a 350.000 años.

II.1.3.3.2. ANÁLISIS ISOTÓPICO DE ^{13}C Y ^{18}O .

El análisis isotópico se ha llevado acabo en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada). El dióxido de carbono se ha separado del de los carbonatos, utilizando el 100% del ácido fosfórico durante 12 horas en un baño termostato a 25°C (McCrea, 1950). El factor de fraccionamiento del ácido utilizado es 1,01044 a 25°C para la calcita (Kim y O'Neil; 1997). El agua se ha analizado por el método de equilibrio $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Cohn y Urey, 1938; Epstein y Mayeda, 1953). Se ha utilizado el factor de fraccionamiento de $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a 25°C de 1,0412 (O'Neil et al., 1975) para obtener la composición isotópica del agua. Las razones isotópicas se han obtenido por un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251. El error analítico experimental en los carbonatos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) es $< \pm 0,01\%$, utilizando Carrara y EEZ-1 como estándares internos que se han comparado previamente con NBS-18 y NBS-19. Para el agua ($\delta^{18}\text{O}$) el error experimental es $< \pm 0,1\%$, utilizando EEZ-3 y EEZ-4 como estándares internos que se ha calibrado previamente frente a V-SMOW, SLAP y GIPS water.

II.1.3.4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN.

II.1.3.4.1. DATACIONES ABSOLUTAS

Según los análisis realizados por el método de datación con las series de uranio, las muestras son buenas a nivel radiométrico; es decir, tienen un contenido en uranio entre 2 y casi 1 ppm, y la contaminación en torio 232 es baja excepto la de Pinos del Valle que es menos fiable ya que es demasiado reciente para poder determinar con fiabilidad la cantidad de hijo, sin embargo al ser la más activa en uranio 238 (más de 2 ppm) puede ser utilizada como edad orientativa. Los resultados se representan en la tabla 14.

El dato obtenido en la muestra de Pinos del Valle se ha considerado demasiado joven en comparación con el aspecto morfológico del conjunto del afloramiento. Para asegurarse de este dato se ha datado la misma muestra por el carbono 14. El resultado es de 3565 \pm 23. Este no se considera distante del valor obtenido por el método de uranio

(2150+/-200). Las observaciones de campo revelan la presencia de, al menos, dos niveles de travertino: uno con un aspecto morfológico antiguo y otro más joven (la muestra datada pertenece a este último).

Tabla 14. Dataciones absolutas realizadas.

Afloramiento	Muestra	Edad (BP)
Albuñuelas	A2B	65.044 +/- 4900
Lanjarón	L1A	12.296 +/- 370
Pinos del Valle	P2C(d)	2.150 +/- 200
Zaza	Z1C	85.060 +/- 4000
Vélez de Benaudalla	V2	66.435 +/- 5300

II.1.3.4.2. ISÓTOPOS ESTABLES

En la tabla 15 y en las figuras 43, 44, 45 y 46 se han expuesto los datos isotópicos. En la figura 43, se puede observar claramente que los valores $\delta^{13}\text{C}$ de los travertinos de Lanjarón son mucho más positivos ($+2.87 < \delta^{13}\text{C} < +5.87$) que en el resto de afloramientos. Este enriquecimiento en ^{13}C indica que los travertinos de Lanjarón se han originado en un ambiente donde el aporte de carbono superficial (edáfico) ha sido prácticamente nulo (figura 44). Sin embargo, esos valores relativamente altos en ^{13}C están de acuerdo con un sistema con altas razones roca/agua, donde la disolución de rocas carbonáticas ha jugado un papel fundamental. Esta explicación es perfectamente coherente ya que mármoles y dolomías son muy frecuentes en el área estudiada, y la presencia de una falla corrobora un origen tectónico para esta surgencia (figura 42C). Travertinos con valores anormalmente positivos en $\delta^{13}\text{C}$ han sido frecuentemente relacionados con la disolución de carbonatos o con procesos de metamorfismo (Craig, 1953, 1963; Fritz, 1968; Demovic y Wedepohl, 1972; Turi, 1986). Un proceso de enriquecimiento en ^{13}C debido a procesos de evaporación debe ser descartado ya que los valores $\delta^{18}\text{O}$ no son especialmente altos. El resto de afloramientos presenta valores $\delta^{13}\text{C}$ relativamente negativos ($-9.80 < \delta^{13}\text{C} < -4.21$), lo cual indica un importante aporte de carbono de procedencia edáfica (Salomons y Mook, 1986; Deines, 1980; Cerling, 1984; Turi, 1986), donde las plantas C3 han sido mayoritarias (figura 44). Algunos afloramientos con valores algo más positivos como son el caso de Vélez Benaudalla y Zaza, pueden explicarse – además de por una pequeña disolución de carbonatos- por un pequeño aporte de CO_2 atmosférico o por la existencia de una pequeña proporción de plantas de tipo C4 (figura 44). Este último sería especialmente

Tabla 15. Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) de los travertinos y de las aguas con las que han podido estar relacionados.

		Albuñuelas	Cónchar	Lanjarón	P. Valle	V. Benaudalla	Zaza	
Altitud (a.s.l.m.)		730 m	680 m	710 m	700 m	130 m	660 m	
Temp. Med. Julio		25 °C	22 °C	22 °C	22 °C	22 °C	22 °C	
Temp. Med. Enero		6 °C	8 °C	8 °C	8 °C	8 °C	8 °C	
Temp. Med. Anual		15.1 °C	14.7 °C	14.7 °C	14.7	14.7 °C	14.7 °C	
AGUAS (Enero-98)	$\delta^{18}\text{O}$	F1	-7.9	-8.14	-9.76	-7.69		-7.42
		B1	-8.04	-8.08			-7.86	-7.34
		B2	-7.88					
		R1			-9.48	-9.87	-7.84	
	$\delta^{13}\text{C}$	R2				-8.38		
		F1	-10.77	-9.53	-14.08	-8.49		-11.47
		B1	-12.1	-11.56			-6.51	-9.79
		B2	-10.85					
AGUAS (30-8-98)	$\delta^{18}\text{O}$	R1			-9.12	-7.53	-9.5	
		R2				-4.69		
		F1	-7.84	-7.98	-9.45	-7.70	-7.86	-9.51
		F2			-9.59			
		B1	-7.80	-8.34			-7.94	-9.43
		B2	-7.80				-7.96	
	$\delta^{13}\text{C}$	R1			-9.47	-7.97	-8.77	
		R2				-8.53		
		F1	-10.94	-9.51	-13.48	-9.99	-4.79	-9.42
		F2			-3.55			
		B1	-12.44	-11.79			-5.96	-9.59
		B2	-11.32				-5.8	
Calcitas Teóricas	$\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$	-9.77	-8.51	-2.55	-6.53	-4.96	-8.42	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$	-11.44	-10.79	-13.08	-8.99	-8.50	-10.47	
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{max}}$	-5.85	-6.50	-7.98	-6.21	-6.39	-5.85	
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$	-10.20	-9.88	-11.30	-11.41	-10.30	-11.06	
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{med.}}$	-7.95	-8.13	-9.55	-8.35	-8.10	-8.42	
T R A V E R T I N O S	1	$\delta^{13}\text{C}$	-8.55	-5.37	+4.74	-8.80	-5.81	-8.84
		$\delta^{18}\text{O}$	-6.84	-6.18	-8.05	-7.15	-7.77	-7.93
	2	$\delta^{13}\text{C}$	-6.90	-6.67	+3.15	-6.59	-4.21	-8.05
		$\delta^{18}\text{O}$	-6.22	-7.20	-8.88	-6.40	-7.16	-6.89
	3	$\delta^{13}\text{C}$	-7.48	-6.90	+2.87	-9.29	-6.04	-7.80
		$\delta^{18}\text{O}$	-6.87	-7.63	-8.76	-7.27	-8.00	-6.90
	4	$\delta^{13}\text{C}$	0.24	-7.03	+3.74	-9.80	-6.17	-8.09
		$\delta^{18}\text{O}$	-6.98	-7.43	-6.89	-7.49	-7.92	-7.28
	5	$\delta^{13}\text{C}$	-8.99	-6.94	+3.23	-8.9	-4.25	-7.83
		$\delta^{18}\text{O}$	-7.2	-7.09	-8.82	-7.21	-7.9	-6.86
	6	$\delta^{13}\text{C}$	-7.73	-6.91	+5.87	-9.74	-6.03	-6.83
		$\delta^{18}\text{O}$	-6.22	-7.26	-2.92	-7.44	-7.95	-6.83

- F = Fuente; B = Barranco o arroyo, R = Río.
- La composición isotópica del oxígeno y carbono de los travertinos, y la del carbono inorgánico presente en el agua se expresa en unidades “ δ ” en tantos por mil (‰) frente a PDB. La composición isotópica del oxígeno del agua se expresa en unidades “ δ ” en tantos por mil (‰) frente a V-SMOW.
- Calcitas teóricas se han calculado por la ecuación de Kim y O’Neil (1987). El factor de fraccionamiento del ácido usado es 1.01044 a 25°C. $\delta^{18}\text{O}_{\text{med}}$ = Calculado a partir de la composición isotópica media del agua y la temperatura media anual.
- DIC (Carbono Inorgánico Disuelto) se ha precipitado como SrCO_3 (Carothers y Kharaka, 1980).

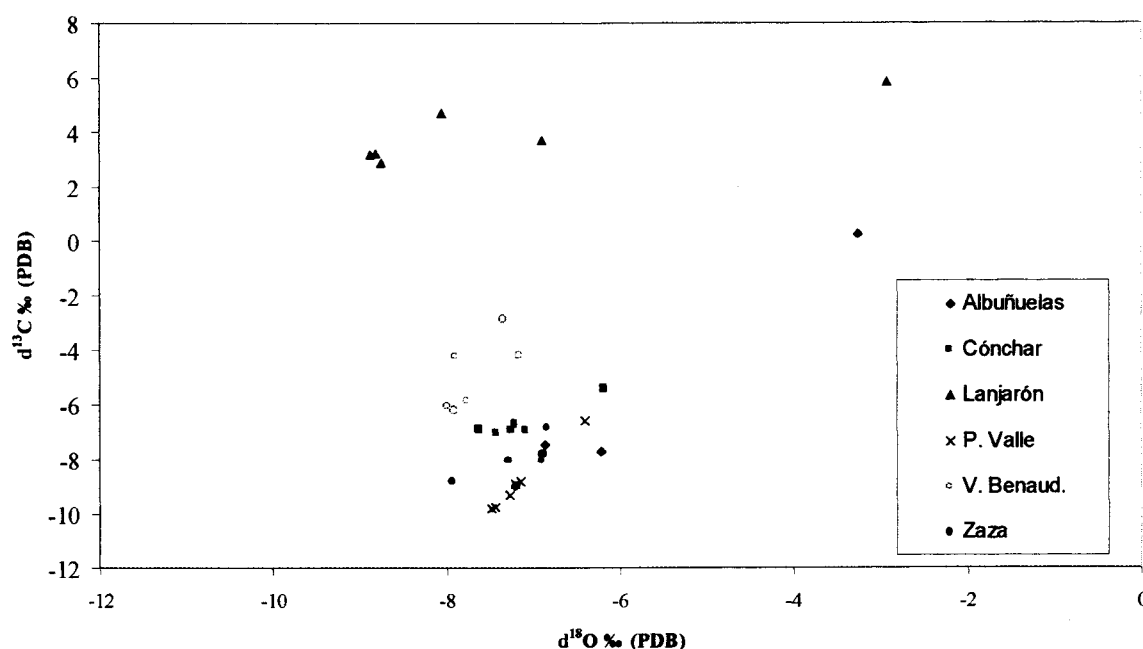


Figura 43. $\delta^{13}\text{C}$ en función $\delta^{18}\text{O}$ de los travertinos. (Chacón et al., 2001).

válido para el caso de Vélez de Benaudalla, ya que se encuentra a cotas relativamente bajas, donde las plantas C4 pueden ser frecuentes (Cerling, 1991).

Con el fin de conocer el rango de composición isotópica de los carbonatos que precipitarían actualmente y poder compararlo con los valores obtenidos en los travertinos, se ha estudiado la composición isotópica del agua y temperaturas en los meses de Enero y Agosto. Estos datos nos han permitido calcular, mediante la ecuación dada por Kim y O'Neil (1997), los valores $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita que teóricamente están en equilibrio con las aguas actuales. Para el caso del carbono, se ha considerado que los valores $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita se enriquecen en un 1‰ con respecto al DIC para el rango de temperaturas superficiales (Romanek et al., 1992). De este modo se han obtenido los valores extremos posibles que podrían darse en las condiciones actuales (tabla 15; figuras 45 y 46). El rango de valores $\delta^{13}\text{C}$ que presenta cada afloramiento es, en general, más positivo que el calculado teóricamente. Esto indica condiciones en las que la cobertura vegetal ha tenido un menor desarrollo que en la actualidad, es decir, un clima más árido. Sólo los travertinos de Pinos del Valle muestran valores en equilibrio con las condiciones actuales. En sistemas naturales se ha observado que los valores isotópicos del DIC muestran diferencias que pueden ser importantes incluso en un mismo día y diferentes puntos de muestreo (Spiro and Pentecost, 1991). Sin embargo, resulta interesante señalar la gran regularidad

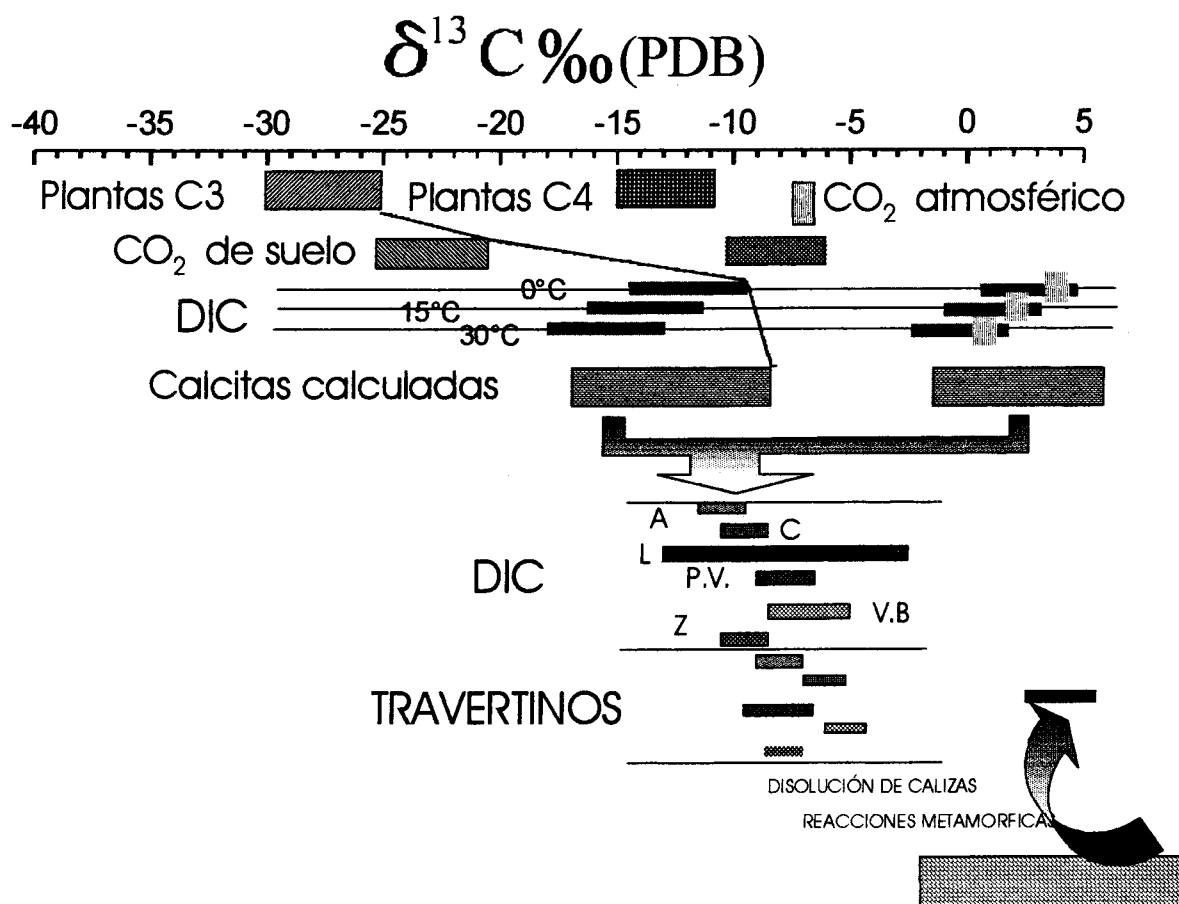


Figura 44. El origen del carbono. *Procesos superficiales:* El rango más frecuente de las plantas C3 es -30‰ a -25‰ y de las plantas C4 es -15‰ a -11‰ (Deines, 1980). El CO₂ atmosférico pre-industrial tiene un valor de $\delta^{13}C$ de -6.5 (-8‰ en el presente). El CO₂ del suelo es de 4.5 ‰ aproximadamente más grande que la de biomásas vegetales (Cerling, 1984; Cerling, 1991). La diferencia isotópica entre el CO₂ y el carbono inorgánico disuelto (DIC) depende del pH y de la temperatura. Este valor debe de estar cerca de 0 ‰ con un pH 5, pero es relativamente independiente entre los pH de 7.5 y 8 (Romanek et al., 1992). Para el cálculo teórico de isótopos (DIC y calcitas) hemos considerado un enriquecimiento de 1 ‰ de calcita-bicarbonato (independiente de la temperatura) y la ecuación de calcita-CO₂ descrita por Romanek et al. (1992) para temperaturas de 0°C, 15°C y 30°C. *Procesos profundos:* Travertinos altamente positivos pueden ser producto de la disolución de calizas o/y metamorfismo (Turi, 1986).

A= Albuñuelas; C= Cónchar; L= Lanjarón; P.V. = Pinos del Valle; V.B. = Velez Benaudalla; Z= Zaza.

encontrada en los valores $\delta^{13}C$ de cada afloramiento (figura 45). Esto estaría a favor de surgencias puntuales desde un punto de vista temporal y climático. Los valores $\delta^{18}O$ también muestran pequeña dispersión en la mayor parte de los afloramientos, incluso en el caso de Lanjarón la mayor parte de las muestras se encuentra relativamente agrupadas (figuras 43 y 46). Estos valores $\delta^{18}O$ están dentro del rango calculado para las condiciones actuales (figura 45), pero esto, en parte, se debe al amplio margen de temperaturas y aguas utilizado en los cálculos. Si consideramos las temperaturas medias anuales y los valores $\delta^{18}O$ medios de las aguas, se obtiene valores teóricos para la calcita próximos al -8‰ (PDB)

(ver cuadrados en figura 46). Podemos observar como en todos los casos los valores $\delta^{18}\text{O}$ de los travertinos muestran valores más positivos, lo que implica temperaturas superiores a las actuales (los valores $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia se incrementan en 0,7 ‰ a medida que aumenta 1°C la temperatura (Dansgaard, 1964). Sin embargo este aumento de temperatura hace que el fraccionamiento isotópico disminuya aproximadamente en 0,2 ‰ (Kim y O'Neil, 1997). Por tanto, en medios continentales, un aumento en los valores isotópicos de la calcita está relacionado con temperaturas más altas. Esto estaría a favor de un incremento en el desarrollo de travertinos en los periodos más cálidos. De hecho, se ha observado que existe una correlación positiva entre la temperatura media del aire y el espesor del depósito de travertino (Pentecost, 1995).

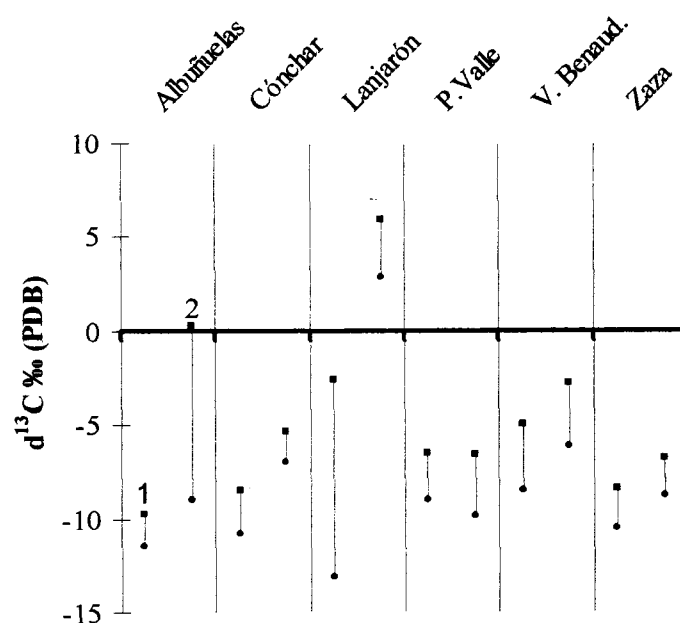


Figura 45. $\delta^{13}\text{C}$. Cálculo del rango desde DIC y los valores obtenidos de los travertinos. (1: $\delta^{13}\text{C}$ calculado desde DIC, 2: $\delta^{13}\text{C}$ calculado desde travertino). (Chacón et al., 2001).

En resumen, la gran regularidad en la composición isotópica de oxígeno y carbono característica de cada afloramiento está de acuerdo con una génesis puntual de los travertinos en el tiempo. Es decir, la precipitación de los travertinos ha ocurrido en periodos de tiempo relativamente cortos. Al menos, en ninguno de los depósitos estudiados se han detectado cambios climáticos importantes. En general, parecen haberse desarrollado

especialmente en periodos de condiciones climáticas similares a las actuales (Pinos del Valle) o algo más cálidas, es decir, habrían precipitado durante el Holoceno y en los periodos interglaciares. El caso de Lanjarón es el más incierto debido a las anomalías en el carbono, sin embargo, es importante señalar que los valores de oxígeno están muy próximos a los teóricos obtenidos en la actualidad.

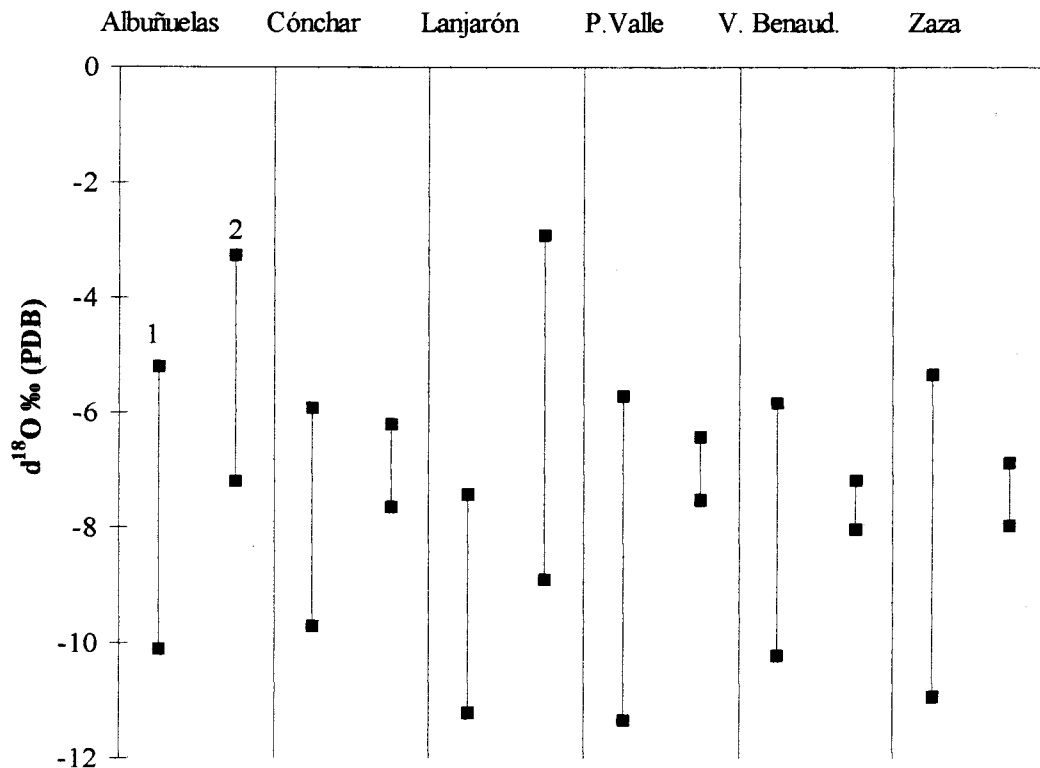


Figura 46. $\delta^{18}\text{O}$ calculado desde los parámetros actuales ($\delta^{18}\text{O}$ del agua y temperatura) y valores obtenidos de los diferentes depósitos de travertinos. (Chacón et al., 2001). La temperatura se ha calculado con la ecuación de Kim y O'Neil (1997). El cuadrado representa la composición isotópica de la calcita precipitada en equilibrio con la temperatura media anual y composición isotópica del agua. (1: $\delta^{18}\text{O}$ calculado desde DIC. 2: $\delta^{18}\text{O}$ calculado desde travertino).

II.1.3.5. SITUACIÓN DE LOS TRAVERTINOS ESTUDIADOS EN LAS ETAPAS PALEOCLIMÁTICAS GENERALES.

Basándonos en los datos absolutos obtenidos en las muestras antes mencionadas, se han situado los afloramientos de travertino, según la edad de sus muestras, en las distintas épocas paleoclimáticas predeterminadas en el periodo Pleistoceno superior-Holoceno (Petit-Maire, 1992. Dansgaard et al., 1993). Esto nos permite contrastar los datos obtenidos

con el análisis isotópico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y los datos de radiometría. En la figura 47 se puede observar como, a pesar de los diferentes métodos empleados en la datación y las diferencias en latitud, la presencia de travertinos coincide con diferentes periodos interglaciares descritos por el clásico trabajo de Dansgaard et al., (1993). Los periodos paleoclimáticos del Cuaternario en Europa son, en forma resumida, los siguientes (Petit-Maire, 1992):

115-125 Ka. Óptimo climático global. Nivel marino a +6 m. Escandinavia es una isla. El mar cubre todos los valles bajos y los deltas. Temperatura oceánica superficial 2°C superior a la actual. Inviernos más suaves (9°C más en la estepa rusa). Hay grandes lagos en pleno Sahara.

21-115 Ka. Dos episodios de calentamiento menores marcan el deterioro climático de enfriamiento que se acentúa a saltos irregulares. El mar está a -50 m. a 110 Ka y sigue descendiendo. Desarrollo de los casquetes polares que alcanzan a Escandinavia hace 25 Ka. Según la gráfica de insolación normalizada de verano a 65°N . los dos episodios de calentamiento corresponderían a los intervalos (50-62Ka) y (75-85Ka). Las muestras correspondientes son las de **Vélez de Benaudalla, Albuñuelas y Zaza**.

19-21 Ka. Máxima glaciación en el hemisferio norte: 50 millones de km^3 de hielo con un espesor de hasta 4 kms. Temperatura media del globo de 4 a 5°C inferiores a las actuales. Nivel del mar hasta 125 m inferior al actual. Grandes glaciares marinos. Disminuye el CO_2 libre al quedar retenido en aguas profundas bajo los hielos. Mediterráneo hasta 7°C más frío en superficie que ahora.

7-19 Ka: Rápida desglaciación y elevación del nivel del mar que alcanza o supera ligeramente el nivel actual. Aumento de la insolación de verano en el hemisferio norte. Elevaciones eustáticas asociadas a la retirada de los hielos. La muestra correspondiente a este periodo es la de **Lanjarón**.

0-6 Ka: Baja insolación de verano e irregular deterioro climático. En los últimos 2 Ka oscilaciones a corto plazo: “*óptimo de los Vikingos* (900-1200)”, “*pequeña edad del hielo*” (1500-1850), episodio cálido (1880-1940) y nuevo episodio cálido (1989-1990). La muestra correspondiente a este periodo es la de **Pinos del Valle**.

Los resultados isotópicos de las muestras de Pinos del Valle, Albuñuelas, Zaza y Vélez de Benaudalla responden a similares condiciones climáticas.

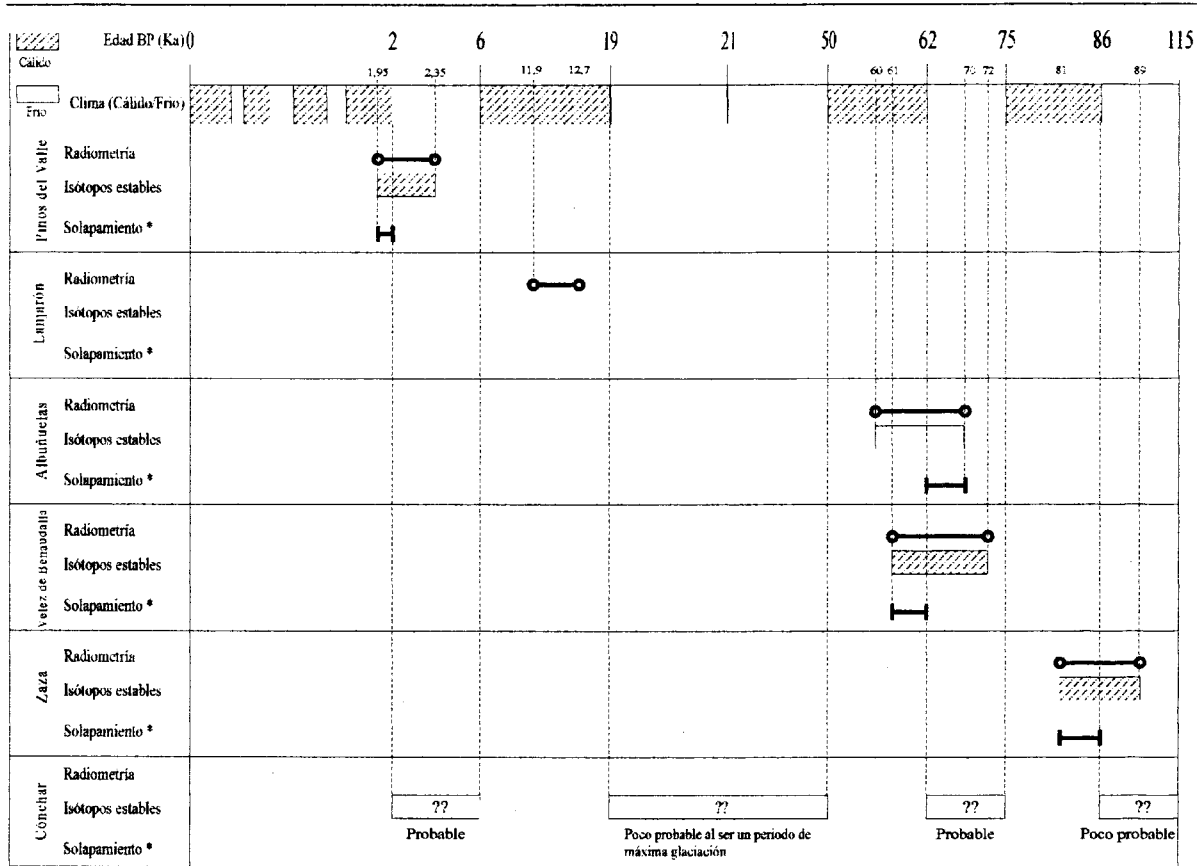


Figura 47. A partir de las dataciones U-Th se han podido localizar cada afloramiento de travertino en el clásico diagrama de Dansgaard et al., (1993). Se constata la coincidencia de los episodios de precipitación masiva de travertinos con los episodios interglaciares descritos por estos autores.

La figura 47 resume la comparación entre los datos obtenidos por los análisis radiométricos e isotópicos. Esta comparación permite contrastar la significación de los datos obtenidos por distintos métodos, y es útil para respaldar, al menos indirectamente, la validez de los datos de la radiometría. De esta forma podemos proponer las siguientes observaciones:

Pinos del Valle: la edad obtenida es de 2150 +/- 200 BP, intervalo que correspondería a un tramo cálido y otro frío situados antes y después de 2000 años BP. Según los análisis de isótopos estables, esta muestra debió formarse en condiciones similares a las actuales, y por lo tanto, en un periodo cálido. De modo que la muestra tendría una edad comprendida entre 1950 y 2000 años BP, que podemos expresar también como 1975 +/- 25 años BP.

Lanjarón: su edad radiométrica es de 12.296 +/- 370. Este intervalo coincide con un período cálido interglaciario. El análisis de los isótopos estables no determina con certeza las condiciones paleoclimáticas de esta muestra debido a las anomalías del carbono. Sin embargo, los valores del oxígeno son compatibles con unas condiciones similares a las actuales, lo que se puede admitir dada la coincidencia con los datos radiométricos. En este caso no podemos discutir el margen de error al coincidir con un único período cálido.

Albuñuelas: el intervalo 65.044 +/- 4900 (edad radiométrica de la muestra) correspondería también a dos períodos: frío y cálido. Según los datos paleoclimáticos citados, el período frío comienza a los 62Ka BP. Según los resultados del análisis isotópico (^{13}C y ^{18}O) la muestra se ha formado en condiciones frías, por lo tanto, una edad más lógica correspondería al intervalo 62.000-69.944 (65.972 +/- 3972), igualmente compatible con la edad radiométrica.

Vélez de Benaudalla: la edad absoluta es de 66.435 +/- 5300 años. Este intervalo engloba dos períodos: uno cálido y el otro frío separados por la referencia de 62.000 años. La muestra se ha formado en condiciones cálidas similares a las actuales. Entonces su edad se limitaría al intervalo 61135-62000 (61767 +/- 433), que se situaría en el límite inferior de la edad radiométrica determinada.

Zaza: la muestra se sitúa en el intervalo 85.060 +/- 4000 según la edad radiométrica. Este intervalo incluye un período climático cálido que se extiende hasta 85.000 años y otro frío. Los datos isotópicos revelan la similitud de las condiciones de formación de la muestra con las actuales y, por lo tanto, la muestra se podría situar en el intervalo 81060-85000 (83080 +/- 1970), dentro del margen de la edad radiométrica.

Cónchar: no disponemos de la datación absoluta. Las condiciones climáticas de formación de las muestras del afloramiento son más frías que las actuales. Si lo situamos en las etapas paleoclimáticas del Cuaternario tendremos varias posibilidades. Sin embargo, los travertinos no pueden desarrollarse en un período de máxima glaciación, tal como se observa en el resto de las muestras; de modo que el período frío correspondiente a esta muestra debe ser un período transitorio corto y/o próximo a períodos cálidos. Esto descartaría los períodos (19-50Ka) y (85-115Ka) y restarían los períodos 2-6Ka ó 62-75Ka. Según las observaciones de campo (el estado de conservación del afloramiento revela una cierta antigüedad) y los datos de encajamiento calculados más adelante, consideramos

como más probable el periodo más antiguo correspondiente al intervalo 62-75Ka (70.0000 +/- 5000) ya que al considerar el periodo 2-6Ka, la velocidad es muy alta y se aleja bastante del rango de los valores obtenidos en áreas próximas en este trabajo y en otras áreas en trabajos de otros autores (Tinkler y Wohl, 1998).

II.1.3.6. APLICACIÓN DEL ANÁLISIS DE LOS TRAVERTINOS A LA VALORACIÓN DEL ENCAJAMIENTO DE LOS RÍOS.

Pinos del Valle: La datación obtenida es discutible, ya que no se ha podido determinar con fiabilidad la cantidad de torio (hijo). Además, la muestra datada se sitúa a 535 m en la parte alta del afloramiento que parece haberse depositado independientemente del encajamiento del río y por lo tanto, la datación obtenida de esta muestra no sirve para evaluar la velocidad del encajamiento de este río.

Lanjarón: A partir de la edad obtenida para la muestra se puede suponer que el fondo del río estaba al menos a una cota de 530 m (cota de la base actual de travertino) hace unos 12.296 años. Por lo tanto, la velocidad media mínima de encajamiento sería de aproximadamente 6 mm/año, teniendo en cuenta que el río actualmente en este punto está a la cota 458 m. Esta velocidad es la más alta de todos los sectores analizados y compatible con el régimen tectónico general del sector estudiado, ya que este río se sitúa en el borde de Sierra Nevada considerado como zona de alta actividad tectónica.

Albuñuelas: la muestra datada está a una cota de 847,5 m, y la base del travertino está a 839 m, que correspondería a una estimación mínima del nivel del río hace 65.000 años que es la edad estimada para la muestra. Lamentablemente, al estar el afloramiento de travertino limitado por una falla normal no es posible conocer el espesor original de travertino. Actualmente, el fondo del río coincide con la base del travertino y por lo tanto, la velocidad media de encajamiento es mucho más baja que los ríos anteriores (9 m en 66 ky = 0,1 m/ky). Hay que tener en cuenta que se trata de un barranco secundario con una cuenca de aporte muy pequeña.

Velez de Benaudalla: la velocidad mínima media determinada por el procedimiento anterior sería de unos 0,32 mm/año, relativamente baja respecto a los anteriores.

Zaza: la ladera bajo la base del afloramiento se ha encajado en un periodo de 83.080 años. Teniendo en cuenta las cotas correspondientes, se deduce una velocidad mínima media de 0,48 mm/año.

Cónchar: no disponemos de datos de radiometría, pero según las deducciones establecidas con anterioridad a partir de los isótopos estables, la edad de la capa superior de este afloramiento correspondería a unos 70.000 años. En esta zona el río Dúrcal ha encajado su cauce unos 125 m por debajo de la base del travertino. La velocidad media mínima del encajamiento sería de unos 1,8 mm/año

Estos resultados muestran que la velocidad de encajamiento de los ríos en esta zona va decreciendo a medida que nos alejamos del frente montañoso del borde SO de Sierra Nevada (figura 48). Así, se destaca la importancia de la velocidad de encajamiento de los ríos Lanjarón, Dúrcal e Izbor, situados en el borde suroccidental de Sierra Nevada, sector de gran actividad tectónica reciente (Keller et al, 1996. El Hamdouni et al, 2000). Los ríos de Zaza y Guadalfeo, localizados al sur del área, muestran valores relativamente más bajos que los anteriores. Mientras que la velocidad de encajamiento del barranco de la Fuente de los Siete Años es la más baja o casi nula.

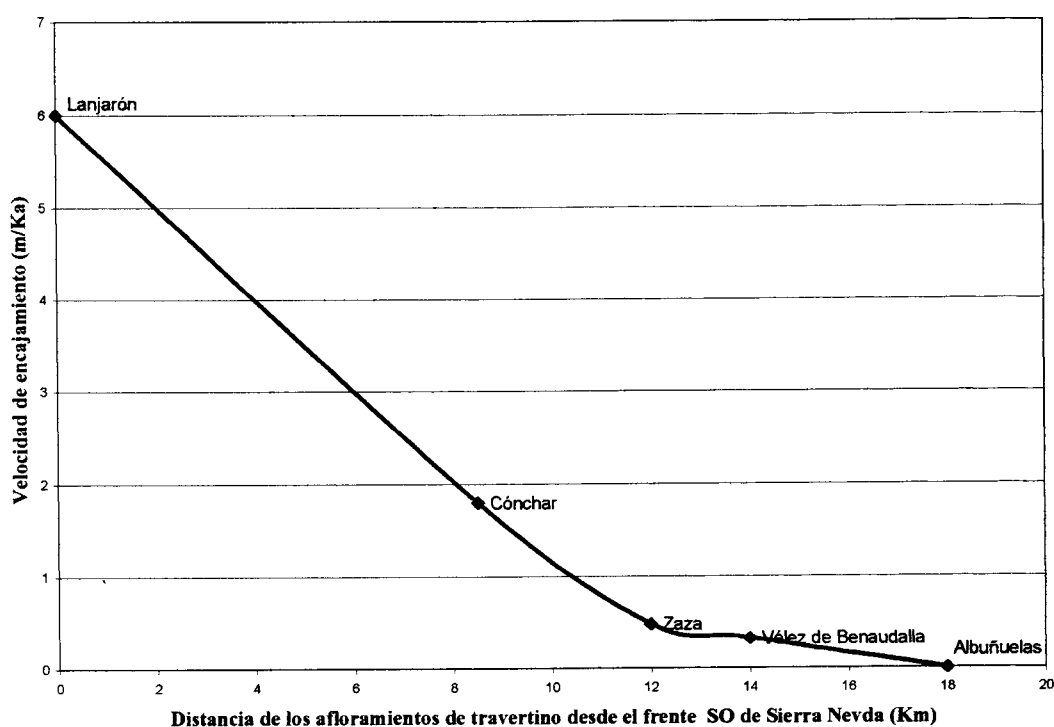


Figura 48. Velocidad de encajamiento en función de la distancia de los afloramientos de travertino desde el el frente SO de Sierra Nevada hacia el Sur.

II.1.4. SISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA.

II.1.4.1. SISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA EN EL ÁMBITO REGIONAL DE LA ZONA.

La sismicidad que afecta a la Cordillera Bética guarda una estrecha relación con la cinemática actual entre las placas Africana y Euroasiática (Buform et al., 1988) que consiste en un patrón de sismicidad difuso (figura 49). Éste, ha sido interpretado por Vegas et al. (1987) como el resultado de la convergencia entre ambas placas absorbida por una ancha banda intermedia de unos 600 Km de anchura, donde la deformación se distribuye mediante numerosas fallas de desgarre. Las direcciones de esfuerzos de esta convergencia se correlacionan bien con los datos geológicos (Dewey et al., 1989; Westaway, 1990; Vegas, 1990). En este contexto, Vegas (1992) propone un modelo donde atribuye la dirección N150E al campo de esfuerzos compresivos de esta convergencia (figura 50) y según el mismo autor, este régimen tectónico empezó entre el Messiniense y el Plioceno.

Esta sismicidad que afecta el área bético-rifeña es relativamente moderada con una magnitud máxima conocida de 6,5 (Sanz de Galdeano, 1997), pero eso no ha impedido registrar terremotos destructores como los de Andalucía (1884) y Lisboa (1755) cuyos epicentros respectivos fueron situados en la llamada falla de las Azores y Arenas del Rey (37 Km al sur de Granada). A consecuencia de estos terremotos, numerosas poblaciones han sido destruidas dejando pérdidas humanas y económicas muy considerables (IGN, 1980).

A escala regional (Buform et al., 1994), la actividad sísmica en esta zona es superficial rondando los 12 kilómetros de profundidad media (figura 51), aunque es notable la frecuencia de epicentros que se sitúan entre 40 y 150 Km (López Casado y Sanz de Galdeano, 1986). Esta sismicidad se concentra en una capa cortical somera que debe comportarse con cierta fragilidad frente a los esfuerzos extensivos o compresivos que alternan en la colisión de placas (Chacón, 1999).

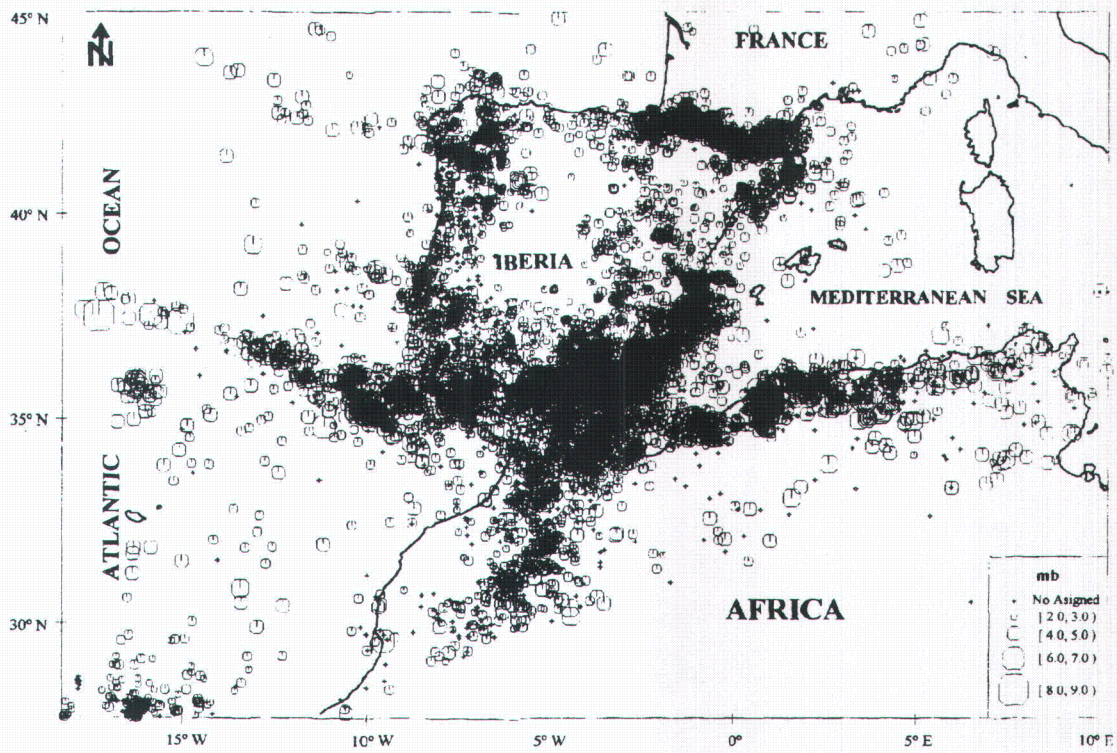


Figura 49. Sismicidad en el área Ibero-Magrebí. (Figura cedida por el Prof. Carlos López Casado).

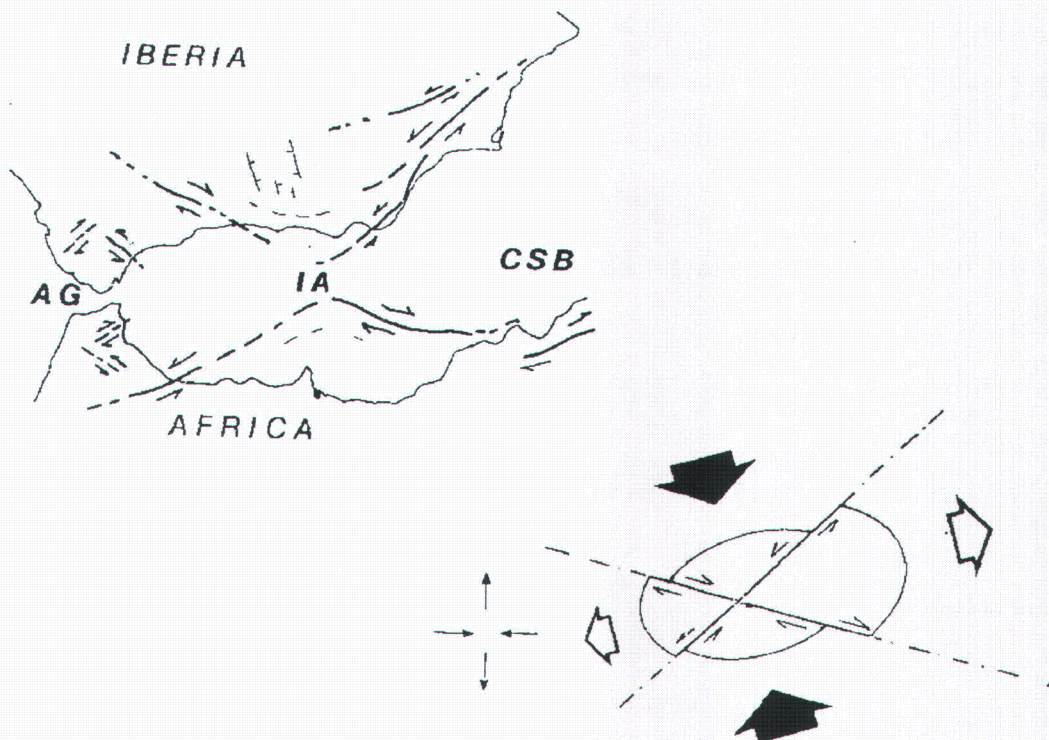


Figura 50. Modelo de cizalla en relación con la convergencia entre África y la Península Ibérica (Vegas, 1992). AG: Arco de Gibraltar, CBS: Cuenca Surbalear, IA: Isla de Alborán.

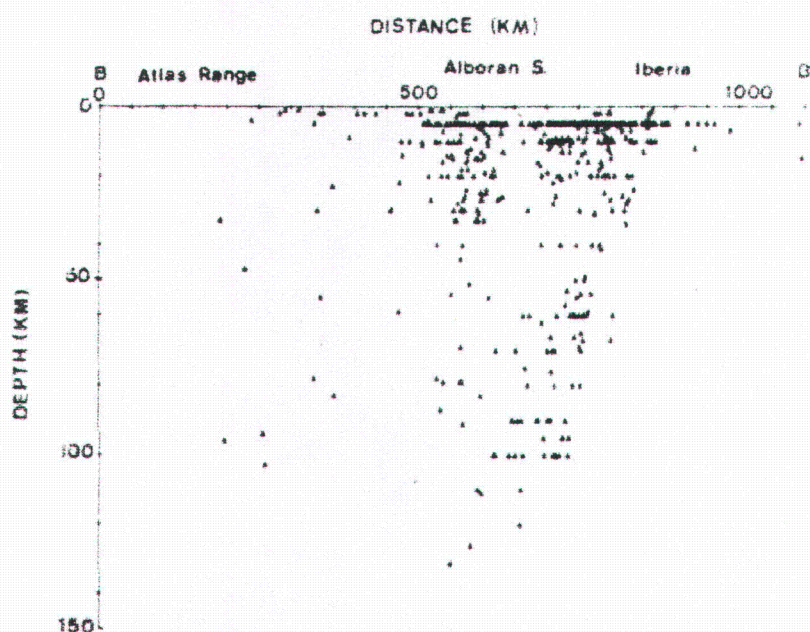


Figura 51. Predominio de epicentros superficiales en una estrecha banda a 10-12 kms de profundidad (Buform et al. 1994).

Según Galindo Zaldívar (1993), la sismicidad en el ámbito regional bético junto a la fracturación tardialpina es resultado de los empujes principales en direcciones σ_1 : subvertical que puede intercambiarse con σ_2 situado en la dirección NNO-SSE y σ_3 subhorizontal EO a NE-SO. Estos empujes se han manifestado invariablemente en cuanto a la orientación, desde el Terciario superior hasta la actualidad.

Sanz de Galdeano et al, (1995) mediante la combinación de datos sísmicos y neotectónicos han realizado una correlación inicial entre epicentros mayores ($M1 \geq 3,5$) y fallas potencialmente activas desde el punto de vista neotectónico (N60-70°EO, NO-SE y NE-SO) en la Cordillera Bética. El resultado de esta correlación fue un avance sobre la localización de fallas posiblemente activas en la actualidad (figura 52). Sin embargo estos resultados, debido a la escala de trabajo, constituyen sólo una aproximación (Sanz de Galdeano et al., 1995) y por lo tanto, es imprescindible un estudio de detalle utilizando la microsismicidad y otros métodos en escalas de trabajo más reducidas.

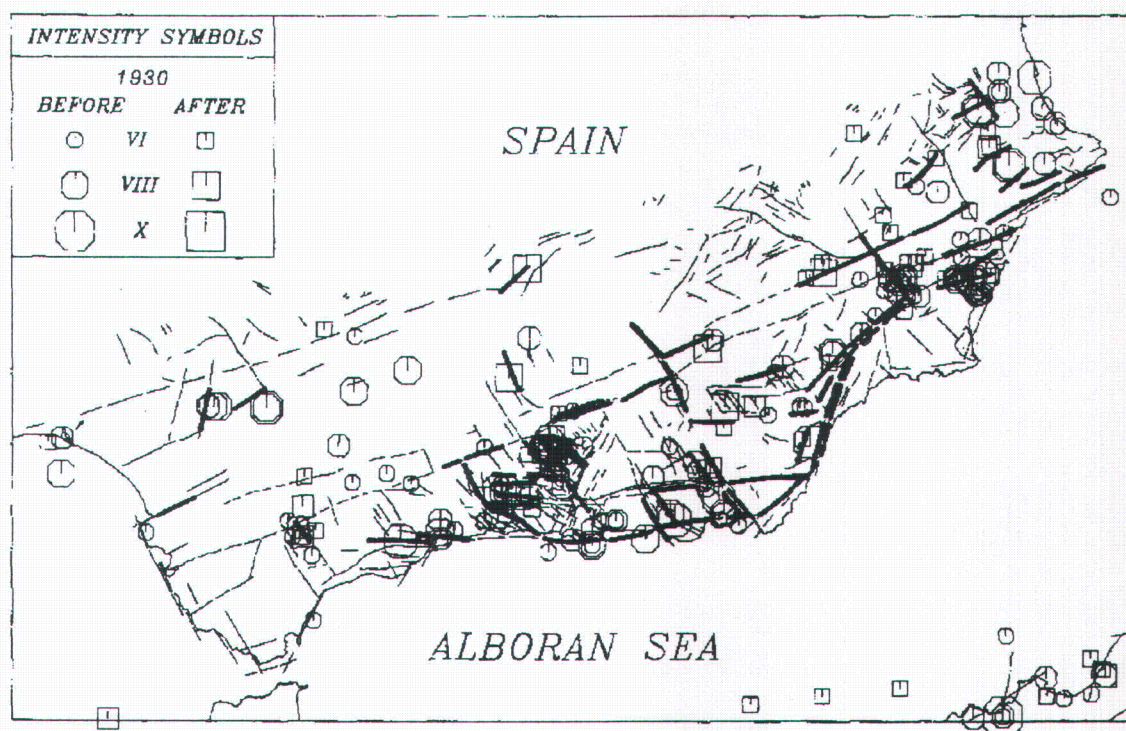


Figura 52. Esquema general simplificado mostrando los segmentos de fallas principales consideradas como activas (indicada por línea gruesa) en base de datos neotectónicos y sísmicos (Sanz de Galdeano et al., 1995).

II.1.4.2. SISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL RÍO IZBOR.

Numerosos trabajos han mostrado una estrecha relación entre la distribución regional de epicentros sísmicos y las fallas principales en las Cordilleras Béticas (Sanz de Galdeano y López Casado, 1988. Sanz de Galdeano et al., 1995). Sin embargo, los mismos autores indican que la delimitación de las fuentes sísmicas depende, en gran medida, de la escala considerada. A escala más reducida cada falla o zona de falla representa una fuente sísmica individual, cuya actividad sísmica (actual y potencial) dependerá de su longitud, profundidad, geometría, orientación con respecto al campo de esfuerzos y relaciones con otras fallas, e incluso una misma falla puede presentar segmentos con diferentes comportamiento sísmico (Schwartz y Coppersmith, 1986). A partir de estos puntos de vista se pretende en este apartado describir la distribución espacial de los eventos sísmicos registrados dentro de los límites de la zona de estudio (cuenca del río Izbor), así como su relación con las zonas de falla consideradas por otras evidencias como activas o

pertenecientes a áreas con alta actividad tectónica. Los datos sísmicos utilizados en este trabajo son de un periodo de 33 años tomadas del Catálogo General del Instituto de Geofísica de la Universidad de Granada (registro desde 1962 hasta 1995).

Aunque el registro sísmico histórico de esta zona no muestra grandes magnitudes, el borde de Sierra Nevada se muestra afectado por la red de fallas con un potencial tectónico activo (Sanz de Galdeano et al., 1995) y especialmente la parte SO (Keller et al, 1996, Sanz de Galdeano et al, 1998. El Hamdouni et al, 2000). En particular las fallas de Padul-Nigüelas (N135E) y la falla de Lecrín (N5E) están documentadas con evidencia de campo (Sanz de Galdeano, 1996. Sanz de Galdeano et al, 1998) y con datos de índices geomorfológicos (Chacón, 1999. El Hamdouni et al., 2000) como fallas activas.

En la figura 53 se representan las principales fallas de las zona de estudio (obtenidos del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000) y 450 epicentros sísmicos registrados en el área de estudio entre 1962 y 1995. Se observa que la mayor parte de la sismicidad de esta zona se concentra en su margen NO (depresión del Padul). La mayoría de estos epicentros tienen magnitudes inferiores a 4 (figura 54) y profundidades en torno a los 10-12 Km (figura 55). Los epicentros se organizan en torno a un hipotético plano de falla o zona de falla de bajo buzamiento (figura 56), aunque predomina la misma disposición planar que a escala regional (Chacón, 1999). No tenemos en cuenta los cuatro terremotos profundos, cuyos epicentros se sitúan aproximadamente en el sector estudiado (Chung y Kanamori, 1976. Buforn et al., 1991), por corresponder a rasgos geológicos independientes de los ahora tratados.

Además del registro sísmico analizado (hasta 1995), numerosas sacudidas sísmicas se ha producido en esta área a lo largo de esta investigación; por ejemplo el terremoto con epicentro localizado entre Padul y Dúrcal (latitud 37°3' y longitud 3°40') que se produjo a las 6h 53min del día 12 de febrero de 1999 con una magnitud de 3,1 e intensidad máxima de II-III en la escala MSK. Esto muestra que la microsismicidad en esta zona es importante y por lo tanto, la posible implicación en ella de las fallas del borde de Sierra Nevada.

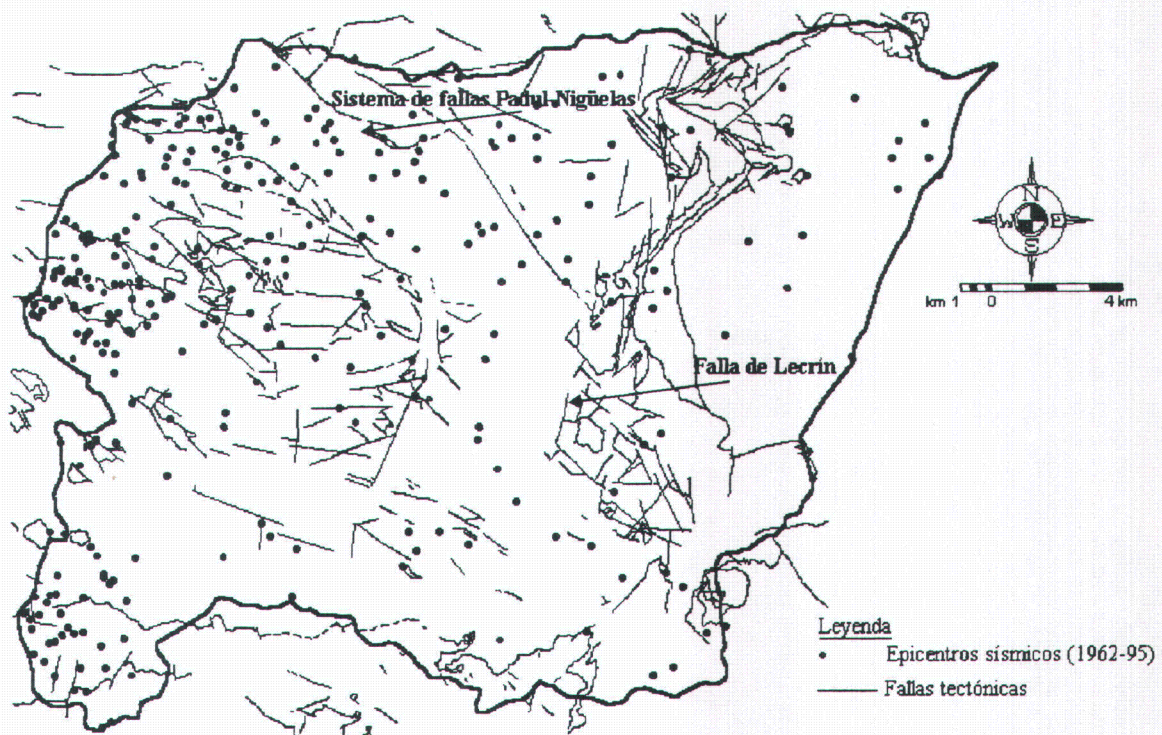


Figura 53. Fallas principales de la cuenca del río Izbor y la situación de los epicentros sísmicos registrados en esta zona entre 1962 y 1995.

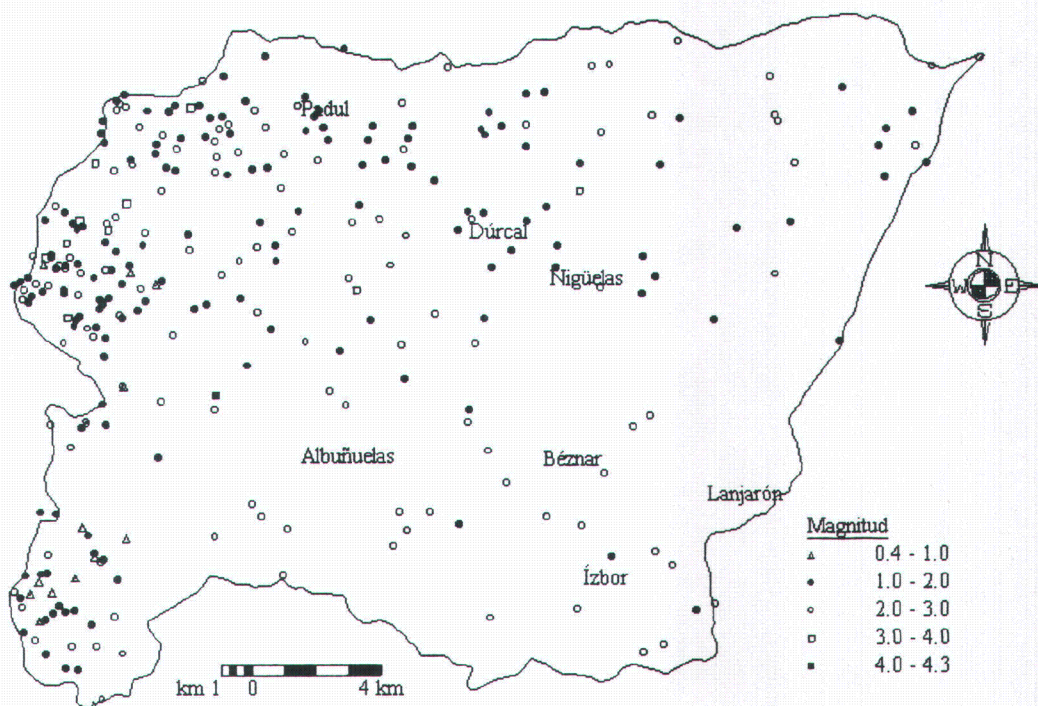


Figura 54. Magnitudes de eventos sísmicos registrados en la zona entre 1962-1995.

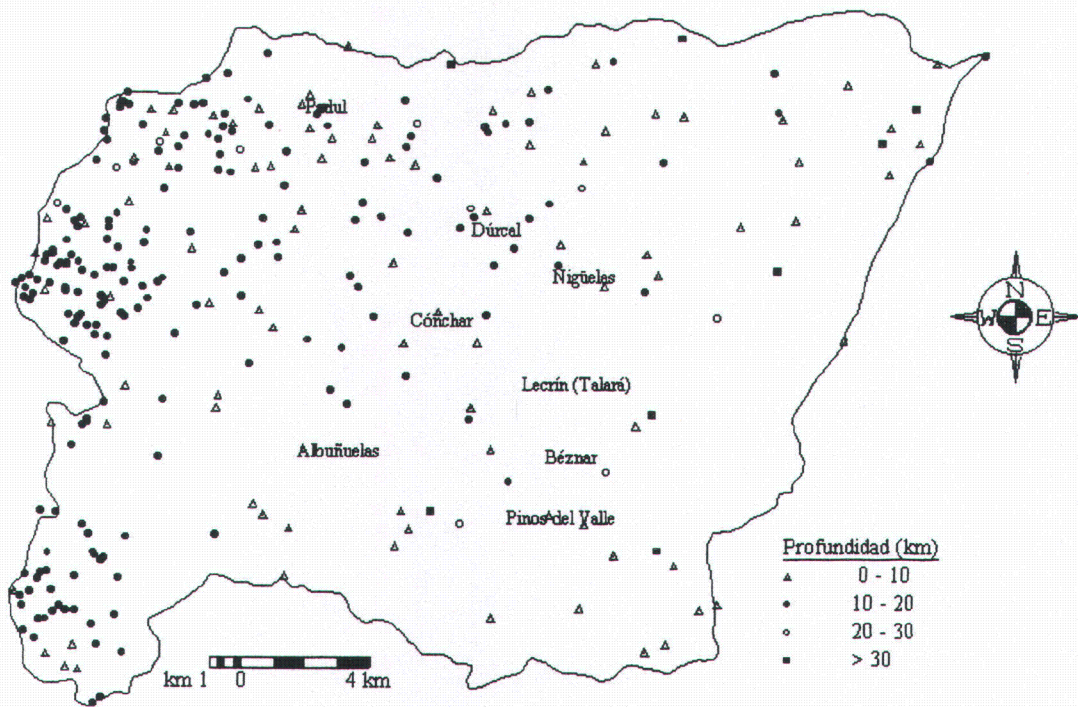


Figura 55. Profundidades de los epicentros sísmicos sucedidos entre 1962 y 1995.

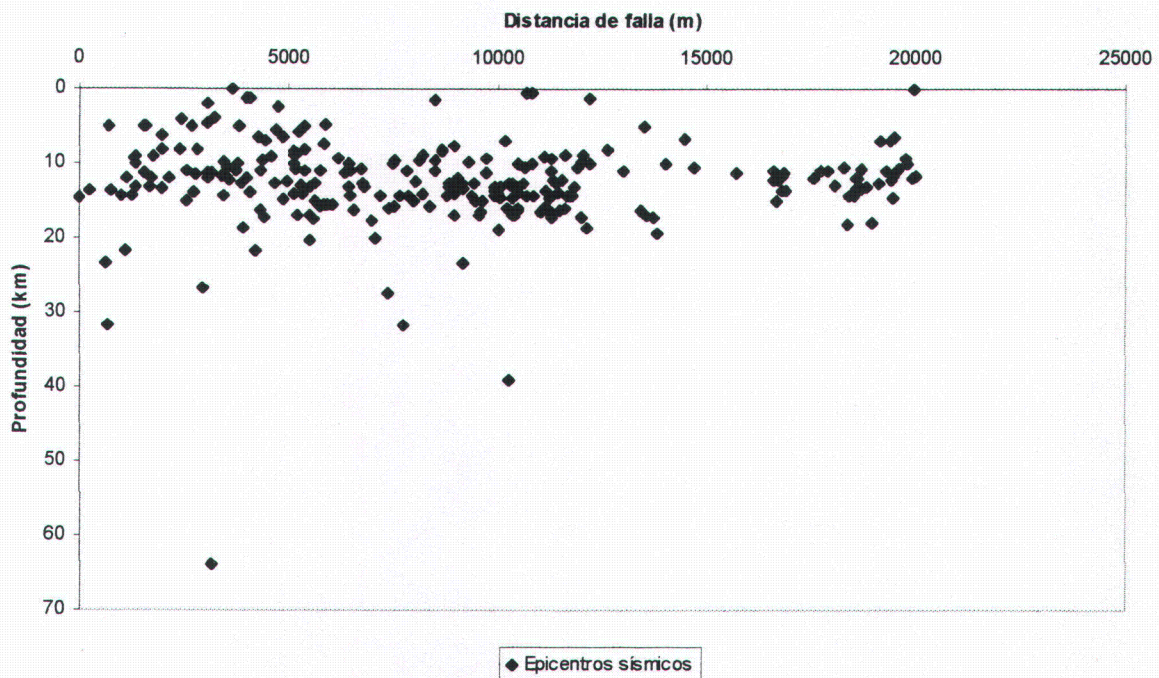
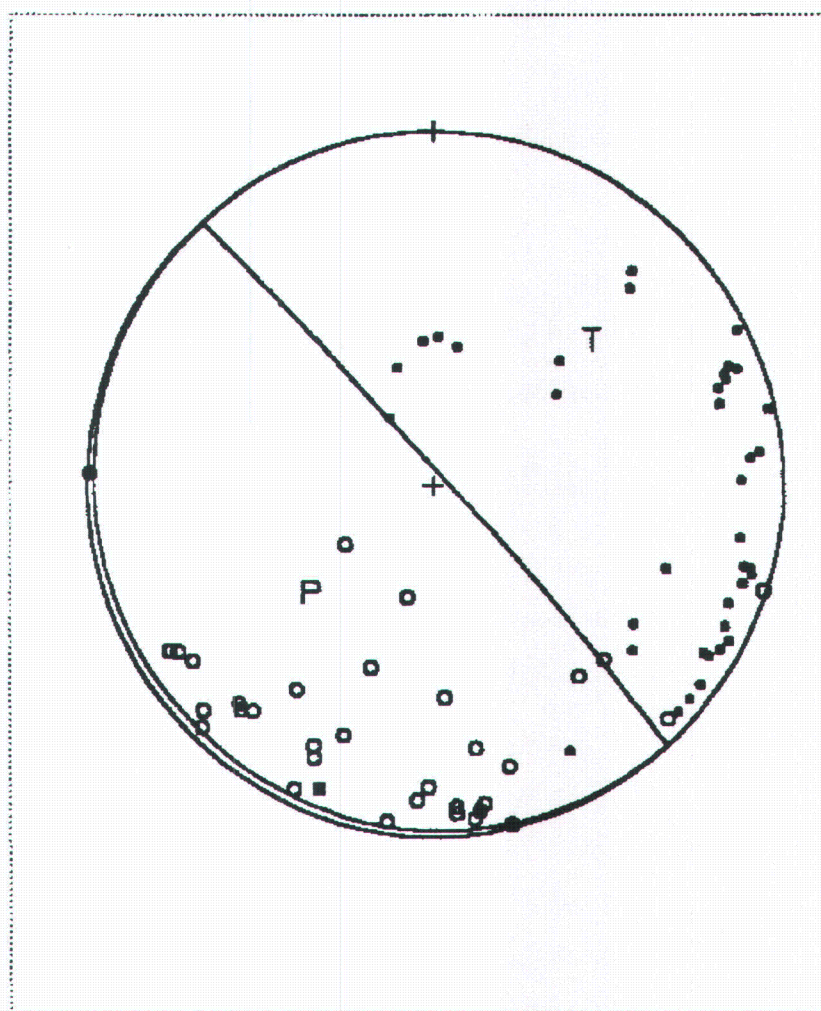


Figura 56. Profundidades de epicentros sísmicos en función de la distancia de estos al plano de falla "Padul-Nigüelas".

Serrano et al., (1996) estudiaron los mecanismos focales de siete terremotos del área NO de esta zona y afirmaron una similitud entre los mecanismos focales individuales de estos terremotos. El plano que mejor se adapta a la distribución de las compresiones y dilataciones en la esfera es el de dirección N42°O y buzamiento de 87°NE (figura 57). El carácter de este juego de fallas, corresponde al movimiento de "Horst múltiple", descrito para la fosa del Padul y está englobado dentro del sistema N30°-60°O definido por Sanz de Galdeano (1983).



	PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
Plano A:	318.0	87.0	-90.0	Eje T: 48.0	42.0
Plano B:	138.0	3.0	-90.0	Eje P: 228.0	48.0

Figura 57. Representación del mecanismo focal conjunto de siete eventos de la zona del Padul (Serrano et al., 1996).

Dada la distribución de los terremotos, es evidente que además de los que pueden atribuirse a la acción de las fallas principales, en particular la de Padul-Dúrcal, hay otros muchos de imposible atribución actual y que se han debido de producir por el movimiento de otras fallas, algunas quizás no aflorantes.

Además de las observaciones anteriores, las evidencias basadas en la geomorfología tectónica, incluyendo los índices geomorfológicos y la presencia de formas del terreno deformadas, sugieren que en esta área, aunque históricamente no muestra grandes terremotos- pueden suceder sacudidas sísmicas de mayores magnitudes, ya que todo apunta a una actividad actual de las fallas de borde de Sierra Nevada.

II.1.5. EVIDENCIAS DE TECTÓNICA ACTIVA REGISTRADAS EN EL CAMPO.

En este apartado se trata de describir las formas tectónicas, las anomalías geomorfológicas y las deformaciones más significativas que testimonian la actividad tectónica cuaternaria en la zona de estudio.

II. 1.5.1. FORMAS TECTÓNICAS RELACIONADAS CON FALLAS ACTIVAS.

Los frentes de montaña constituyen una expresión geomorfológica de origen tectónico de áreas semiáridas tectónicamente activas (Bull y McFadden, 1977). En el apartado de los índices geomorfológicos ya se han delimitado los diferentes frentes de montaña existentes en la zona y se ha determinado el grado de sinuosidad de cada uno. El resultado ha sido la escasa sinuosidad que presentan los frentes del borde suroeste de Sierra Nevada. Este dato se traduce en el campo por el aspecto rectilíneo que presentan estos frentes (foto 1). Estos, están estrictamente ligados a los juegos de sus respectivas fallas de borde (o segmentos de falla) responsables de los bloques elevados (relieve de Sierra Nevada) y bloques hundidos (depresión del Padul-Lecrín). El trazado rectilíneo de estos frentes se debe a la notable elevación que actualmente supera a los procesos de erosión.

Entre los escarpes más espectaculares de la zona se destaca el correspondiente a la falla principal del borde SO de Sierra Nevada “falla Padul-Nigüelas” (foto 1) que representa el límite entre los relieves de Sierra Nevada y los materiales de la depresión

(Padul-Lecrín). Esta falla se encuentra basculada en numerosos puntos debido a la extensión progresiva producida en los diversos movimientos (Sanz de Galdeano, 1996). En algunos sectores, esta falla principal buza del orden de 30° , localmente incluso menos, en contraste con los $50-60^\circ$ que suele buzarse (Sanz de Galdeano et al., 1998). Por ello presenta generalmente una clara flexión en algunos puntos. Al Norte de la localidad de Nigüelas, el plano de esta falla se halla bien expuesto y fosilizado por algunos depósitos que se encuentran afectados por fallas normales y deslizados sobre el plano principal (Sanz de Galdeano et al., 1998). En este punto se estima en unos 50 m el salto de la falla que afecta a la formación Nigüelas (el salto total es de unos 800 m). La existencia conjunta de fallas, fallas fosilizadas y discordancias en los depósitos cuaternarios muestra la coetaneidad de los movimientos de la falla principal con el depósito de los conos de deyección (Sanz de Galdeano, 1996).



Fotografía 1. Vista aérea de la falla Padul-Nigüelas. Se muestra bien el trazado rectilíneo de la falla y los depósitos aluviales de los conos de deyección de Dúrcal (foto tomada por el Prof. Aldaya).

Además de las fallas principales existen otras fallas que son antitéticas. En el Norte del Padul se ha producido una forma tectónica que puede interpretarse como una “loma de presión” (Sharp, 1954; Silva, 1994) gracias a algunas fallas antitéticas a la falla principal del Padul. Se trata del Cerro Gordo constituido por materiales alpujárrides (foto 2).



Fotografía 2. El Cerro Gordo al Norte de Padul. Lo interpretamos como el resultado de la activación de fallas antitéticas a la falla principal de Padul.

También se observan fallas que afectan a los conos de deyección cuaternarios de Padul-Dúrcal (Lhènaff, 1965; Sanz de Galdeano, 1996). En el borde occidental de la sierra de la Silleta (Norte de Padul) se observa un escarpe posiblemente de falla (Keller et al., 1996), cuya superficie está ocupada por caliches, y que afecta a materiales del Pleistoceno (foto 3) que fosilizan la falla principal. La datación de los caliches que se encuentran en este escarpe orientaría sobre su edad; sin embargo, la cantidad de los detríticos procedentes de los Alpujárrides no garantiza su datación radiométrica. Más al SE, se observan otros escarpes discontinuos y paralelos a la falla principal que pueden guardar una relación con la posible falla antes descrita. Sanz de Galdeano et al., (1998) afirma que podrían corresponder a deslizamientos gravitatorios, pero en cualquier caso muestran que la falla principal se movió hace muy poco tiempo y podrían traducir los efectos de algún terremoto

importante aunque el registro sísmico de la zona no lo muestre por ser, probablemente, incompleto (Sanz de Galdeano, 1998).



Fotografía 3. Escarpe moderno que afecta a conglomerados, arenas y arcillas del Plio-Pleistoceno al Norte de Padul.

Los barrancos que drenan en el borde de Sierra Nevada cortan a los materiales cuaternarios. Allí se observa la fuerte deformación que generalmente presentan los materiales rojizos de la formación del Plioceno-Pleistoceno, situados sobre los planos principales de falla (Sanz de Galdeano, 1998). Estos materiales presentan fallas conjugadas y sintéticas con la falla principal, pliegues de arrastre y deformación de las capas de depósitos originales (figura 58). En el barranco de La Raja (urbanización del Puntal al NE del Padul), los depósitos del Plioceno-Pleistoceno buzan unos 40° contra la montaña en los primeros cien metros de la falla principal. En puntos más alejados, el buzamiento de los depósitos del Plioceno-Pleistoceno es concordante con la pendiente de la montaña (Sanz de Galdeano et al., 1998). Estos depósitos se encuentran fallados y en algunos puntos presentan grietas abiertas fosilizadas por sedimentos modernos (figura 59). Las deformaciones antes descritas son evidencias neotectónicas, pero indican una actividad

tectónica potencial según la Clasificación de la Oficina Estatal de Geología y Minería de Estados Unidos de 1973 (Keller y Pinter, 1996).

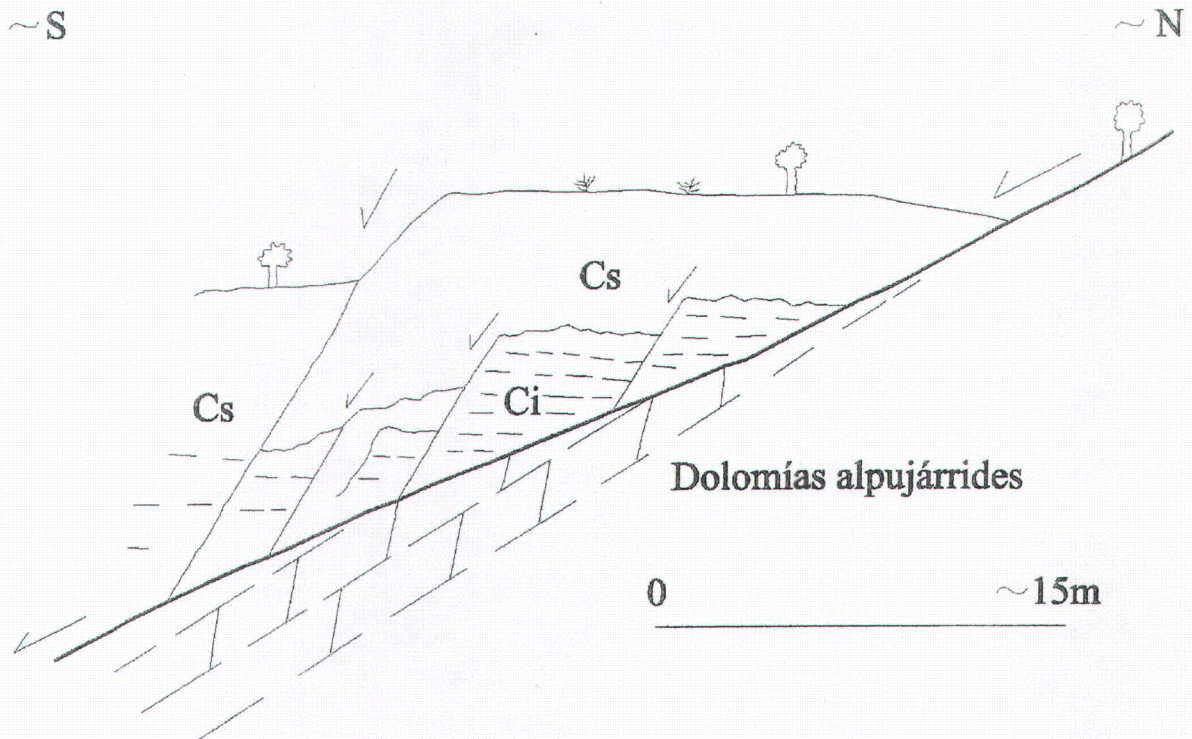


Figura 58. Detalle de las fallas que afectan a los depósitos del Plioceno-Pleistoceno (Ci) situados sobre la falla N70E al E de Padul (Sanz de Galdeano et al., 1998). El cono superior (Cs), aunque menos deformado, también está afectado.

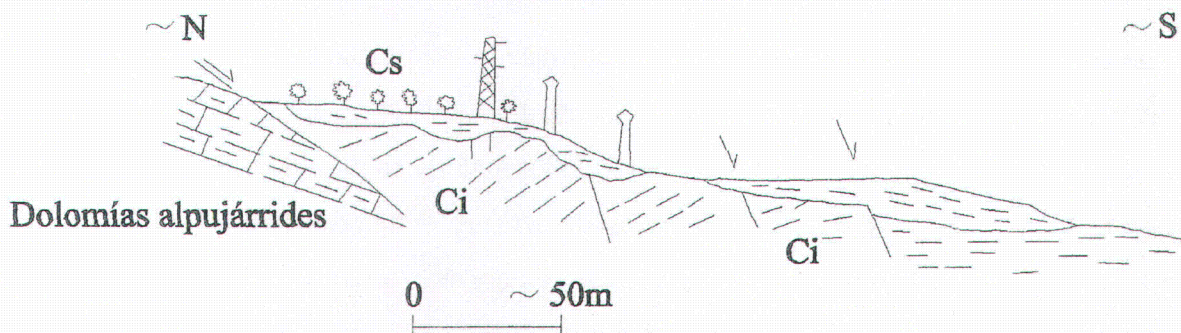


Figura 59. Corte en el barranco de La Raja, en el sector del Puntal, al N de Padul, que muestra el buzamiento contra la montaña de los depósitos del Plioceno-Pleistoceno (Ci) y las fallas que lo afectan (Sanz de Galdeano et al., 1998). El cono superior (Cs) fosiliza estas estructuras.

La fotografía 1 muestra la presencia de facetas triangulares producidas por los arroyos que drenan el frente montañoso del borde SO de Sierra Nevada (Biro, 1965; Riley

y Moore, 1993). Estas facetas triangulares testimonian planos de fallas activas durante el cuaternario (Silva, 1994). Se observa en la misma fotografía la presencia de facetas, a distintos niveles, indicando varias etapas de reactivación por elevación. Riley y Moore (1993) determinaron 6 generaciones de facetas triangulares en esta zona (figura 60), 4 de las cuales están en el frente de montaña actual y las dos restantes están muy altas, cerca de la cresta de los relieves de Sierra Nevada. Estas generaciones se aprecian en la gráfica de la figura 61 como picos de mayor frecuencia en el área de determinadas altitudes, ya que a cada generación de facetas le corresponde en su pie un área de baja pendiente.

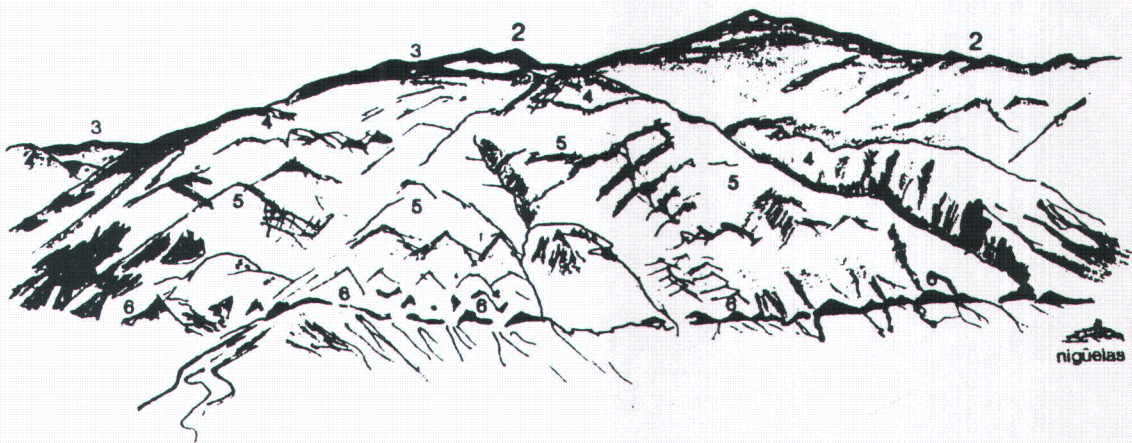


Figura 60. Generaciones de facetas triangulares en el borde SO de Sierra Nevada (Riley y Moore, 1993).

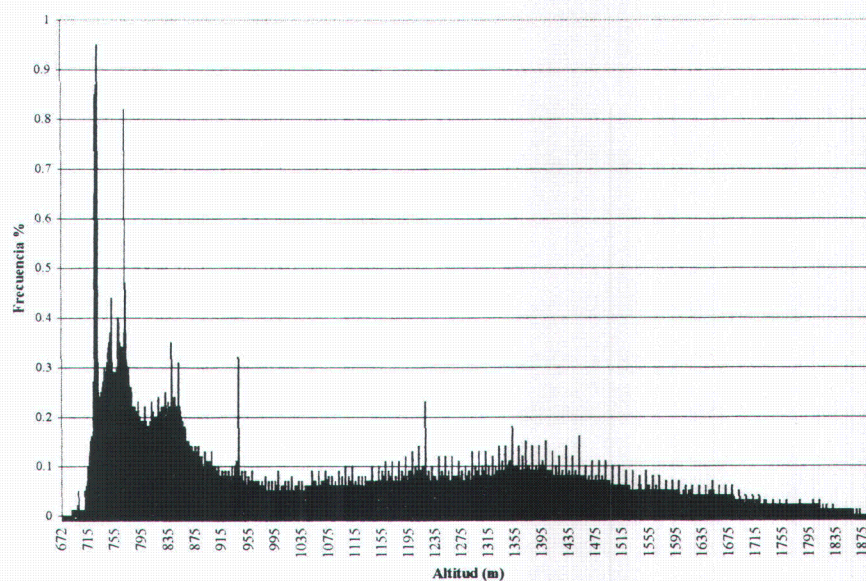


Figura 61. Histograma de altitudes en el borde SO de Sierra Nevada. Los picos observados corresponden a áreas de baja pendiente supuestamente ligadas a diferentes generaciones de facetas triangulares.

La depresión de Padul situada al pie del frente del borde SO de Sierra Nevada, ha sufrido una subsidencia en tiempos recientes (Pleistoceno-Holoceno) a juzgar por las dataciones realizadas por el ^{14}C de la turbera de Padul (Domingo García et al., 1983) que indican edades entre 40.000 y 2.000 años. El cambio de facies, los cambios laterales y la potencia de los sedimentos al interior de esta depresión muestra un tectónica de bloques (González Donoso 1967 y 1970; Sanz del Galdeano, 1976). Según Domingo García et al., (1983), la evolución vertical de la turba muestra una relativa estabilidad de la parte meridional frente al septentrional, ya que la subsidencia en esta última parte es más acusada. Esto es coherente con los datos de los índices geomorfológicos presentados en párrafos anteriores. Además, coincide con el hecho de que las fallas principales se encuentran en el borde más subsidente.

II.1.5.2. ANOMALÍAS GEOMORFOLÓGICAS LIGADAS A DEPÓSITOS ALUVIALES EN EL PIE DE LOS FRENTES MONTAÑOSOS.

En varios puntos del borde SO de Sierra Nevada, los conos de deyección se presentan con un perfil a tramos con diferentes pendientes. Esto, en parte, es debido a las fallas ya descritas anteriormente que afectan a estos materiales en el Cuaternario (Sanz de Galdeano et al., 1998) y, por otra parte se debe al carácter subsidente del bloque sobre el que se depositan los conos. El mapa de la figura 62 muestra un cambio de pendiente notable de un tramo, de la clase 5-15° a otro de 15-25°, en el cono de deyección de Dúrcal situado al Norte de Marchena. La pendiente de la clase 15-25° no puede ser asimilada como pendiente deposicional original y por lo tanto, tiene que haber una implicación de fallas o subsidencia.

La acumulación de casi 100 m de materiales de conos de deyección (García et al., 1998) muestra la gran magnitud de deformación extensional en este área durante el Cuaternario, expresada por una acusada subsidencia de las depresiones allí existentes.

En los conos de deyección de la zona de Padul al pie de la sierra de la Silleta, es frecuente ver algunos niveles de caliches fosilizados indicando generaciones distintas de conos. La generación antigua es rojiza y la reciente oscura (fotografía 5). Esto demuestra que el mecanismo de elevación de los relieves circundantes se hace a través de periodos de máxima actividad y de otros de relativa estabilidad. Además, estas superficies de caliches

se muestran con inclinaciones posteriores a su formación inicial (foto fotografía) debido al proceso de elevación.

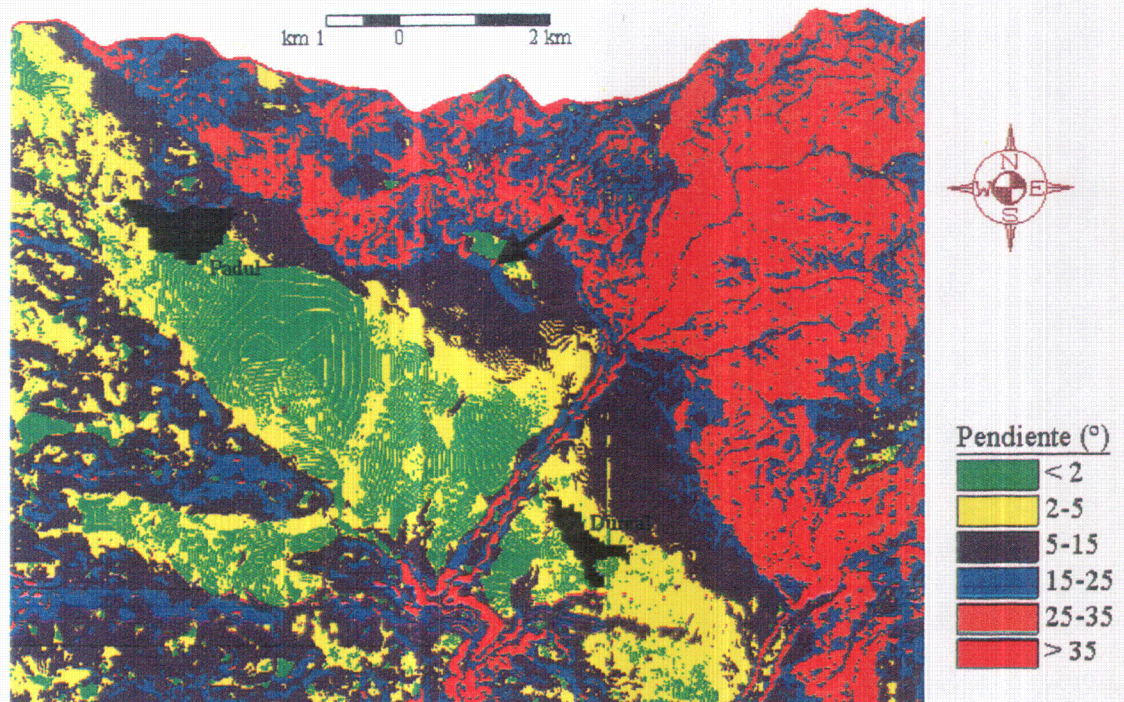


Figura 62. Mapa de pendientes de la zona de Padul-Dúrcal. La flecha indica el cambio de pendiente en el cono de deyección de Dúrcal.



Fotografía 4. Dos generaciones de conos de deyección separadas por una capa de caliche.



Fotografía 5. Detalle de la falla principal con sedimentos de conos de deyección (a la derecha) arrastrados y parcialmente fosilizados por caliche. Se observan superficies topográficas anteriores fosilizadas por caliche. Las antiguas se muestran con inclinación posterior.

Los materiales más modernos, depósitos actuales o subactuales, se clasifican en tres tipos según su régimen de depósito: Derrubios formados en los barrancos que drenan el frente montañoso, materiales aluviales de los ríos y los derrubios de pie de ladera. Aparentemente, no presentan deformaciones tectónicas, pero sí evidencias de movimientos en masa e inestabilidad morfológica.

II.1.5.3. ANOMALÍAS GEOMORFOLÓGICAS EN LA RED DE DRENAJE.

La red de drenaje registra claramente las consecuencias de la variación del nivel base local determinando los posibles “valles colgados” (Silva, 1988). Este aspecto ya se ha mostrado mediante el análisis del índice SL en párrafos anteriores, donde se han detectado varias anomalías a lo largo de muchos perfiles de ríos del borde de Sierra Nevada y de la sierra de los Guájares. En el campo y a simple vista, destaca el importante encajamiento de algunos ríos y barrancos que drenan los bordes antes mencionados (fotografía 6). Forman gargantas profundas y estrechas en las proximidades de la línea del frente montañoso en

contraste con el aspecto de los mismos cuando se alejan de estos frentes. Estos ríos tienen un encajamiento tan fuerte que han dejado colgados materiales recientes tales como conos de deyección y travertinos (fotografía 7). Este encajamiento apoya la existencia de movimientos verticales en épocas muy cercanas.



Fotografía 6. El impresionante encajamiento del río Tablate.



Fotografía 7. El contacto entre las dolomías alpujárrides y el travertino de Cónchar en el río Dúrcal. El travertino está actualmente colgado 123 m por encima del fondo del río.

El proceso de captación entre la cuenca mediterránea y la atlántica, que se localiza en el límite NO de la zona de estudio, se ve más acentuado que en otras zonas. Esto se debe, posiblemente, a los procesos de tectónica activa que afectan este área donde la subsidencia de la depresión del Padul ejerce un continuo cambio del nivel base y, por lo tanto, aumenta la inestabilidad de vertientes, tanto en los procesos erosivos como en los gravitatorios. El inventario de movimientos de ladera realizado en este estudio, y que se presenta más adelante, muestra una notoria frecuencia de movimientos tipo flujos en las vertientes de los barrancos del Cambrón y de Fuentes Altas que nacen en la línea de captación entre las dos cuencas (mediterránea y atlántica).

II.5.1.4. ANOMALÍAS GEOMORFOLÓGICAS LIGADAS A FORMAS DE EROSIÓN.

Cada etapa de actividad tectónica se concluye con la denudación generalizada del relieve mientras que se acumulan los sedimentos resultantes en la depresión. De acuerdo con los datos de Gómez y Salvador (1996) y Chacón (1999), en esta zona se desarrollan formas de arrasamiento del relieve que son notorias en la perspectiva. Las líneas de cumbres arrasadas del borde SO de Sierra Nevada, testimonian la severidad del episodio erosivo que tuvo lugar durante el Pleistoceno. Estas rasas se presentan con pendientes suaves en líneas de altas cumbres en la Allanada del Mulhacén (3400 m, 6,4%), la Atalaya (3100 m, 9,1 %) y en cotas inferiores en el Caballo (2940 m, 8,2 %) (Gómez y Salvador, 1996; Gómez Ortiz y Pérez Alberdi, 1998). Este arrasamiento generalizado del relieve comenzó en el Pleistoceno inferior con un supuesto descenso brutal del nivel base que multiplicó el poder erosivo de las aguas de escorrentía y de los aparatos fluviales desarrollados sobre montañas sometidas, además, a procesos de elevación tectónica junto a cuencas, como la de Granada, simultáneamente subsidentes (Chacón, 1999). Este proceso de arrasamiento se detuvo coincidiendo con el inicio del desarrollo glacial.

II.1.6. CONCLUSIONES.

El análisis de los índices geomorfológicos, sismicidad, encajamiento de los ríos, manifestaciones geomorfológicas recientes y deformaciones que afectan a materiales litológicos del Holoceno – Pleistoceno muestra indicios claros de actividad tectónica en

algunos frentes montañosos de la cuenca del río Izbor y particularmente en los del borde SO de Sierra Nevada.

El cálculo de diferentes índices geomorfológicos (gradiente-longitud de cauce, factor de asimetría, factor de asimetría topográfico transversal, integral hipsométrica, relación anchura/altura del valle, índice de forma de cuenca y sinuosidad del frente montañoso) refleja la interacción de los procesos erosivos relacionados con el sistema fluvial y los movimientos verticales recientes de los relieves drenados por estos. La integración de los datos de todos los índices calculados sugieren áreas con diferentes grados de actividad tectónica. Las áreas con actividad alta a muy alta representan el 62,8 % del total de la zona de estudio coincidiendo, sobre todo, con el borde SO de Sierra Nevada y el norte de la sierra de los Guájares.

La comparación entre el perfil teórico y el perfil actual de los ríos analizados muestra perfiles convexos hacia arriba y/o con tramos a diferentes pendientes en los ríos como: Albuñuelas, Lanjarón, Tablate, Dúrcal mientras que en otros como el Anciano (SO del Padul) muestran una convexidad menos marcada de sus perfiles. El índice FA (factor de asimetría) muestra que la surrección de los relieves de Sierra Nevada produce fallas activas de distintas direcciones. Estas, se manifiestan por bloques inclinados generando cuencas asimétricas. Mientras que el índice SL muestra las anomalías producidas por las fallas paralelas a los frentes montañosos de Sierra Nevada y sierra de los Guájares que se manifiestan por escarpamiento en el fondo de los cauces analizados. Los valores obtenidos del cálculo del índice T indican una inclinación general hacia N-NO con diferentes magnitudes según las cuencas consideradas y las condiciones litológicas de éstas. Según la clasificación obtenida con los valores IH y la curva hipsométrica, el borde de Sierra Nevada corresponde a un relieve reciente y activo con una actividad erosiva muy pronunciada compensada por un levantamiento activo. El índice V_f calculado en los principales valles de la zona muestra valores que varían entre 0,039 y 11,43. El valor promedio de V_f es de 0,39 en el borde de Sierra Nevada, 0,46 en el borde norte de los Guájares y 0,54 en el borde sur de la Sierra de Albuñuelas y 3,92 en el borde norte de esta última. Los valores del índice B_s oscilan entre 1,6 y 5,8. Se aprecia la presencia de valores altos (cuencas muy elongadas) en el borde de Sierra Nevada indicando una actividad tectónica muy importante, mientras que en el resto de las áreas los valores son medios o

bajos (cuencas con formas circulares). Los valores de S_{mf} calculados en los frentes montañosos distinguidos al borde de Sierra Nevada son muy próximos a 1 (actividad tectónica reciente). Aquellos calculados en los frentes de sierra de los Guájares muestran un ligero aumento, mientras que los valores calculados en los frentes N y NE de la sierra de Albuñuelas son valores relativamente altos.

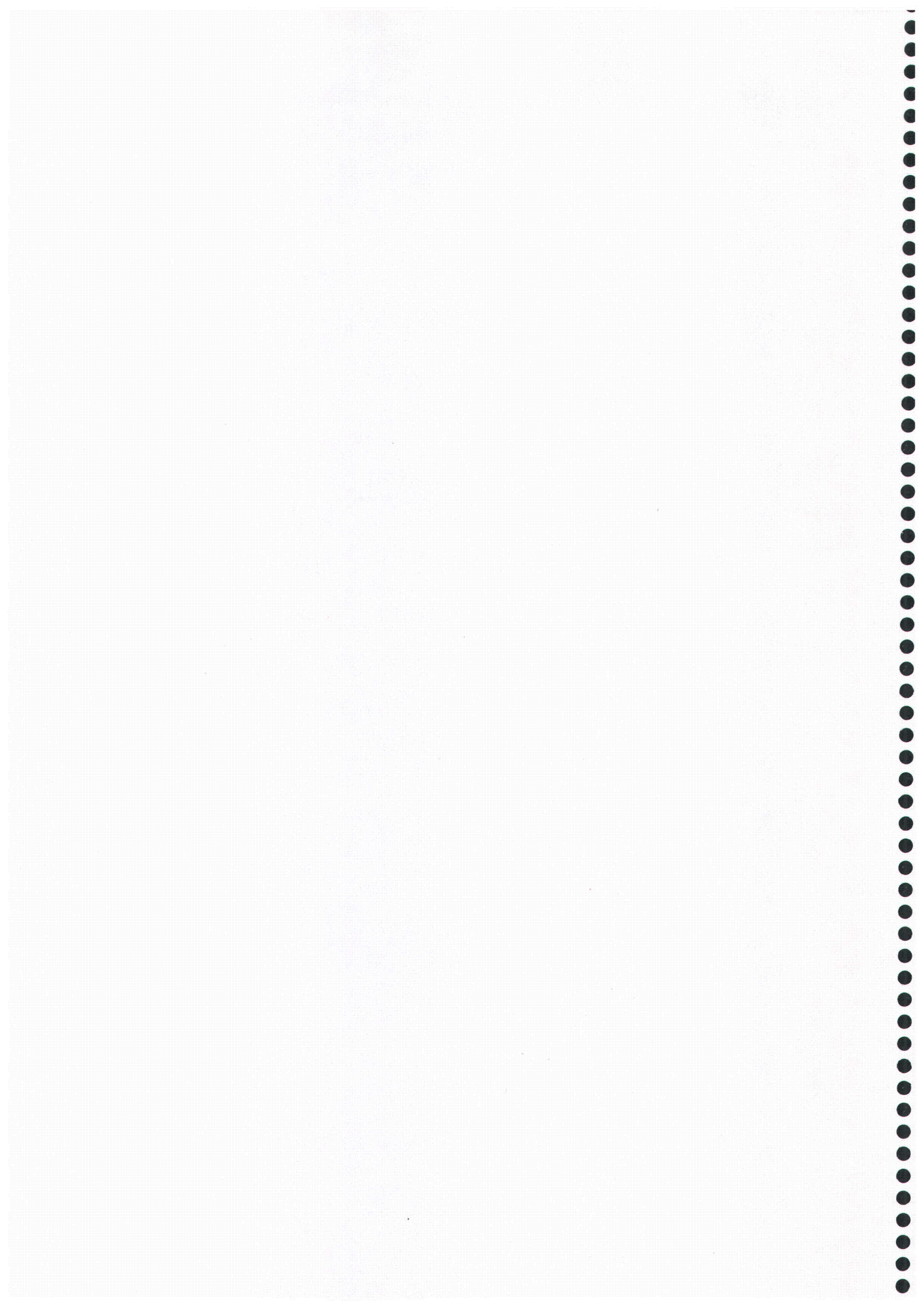
Las velocidades mínimas de encajamiento de algunos ríos de la zona, calculados mediante el análisis de situación y edad de travertinos, oscilan entre 0,1 y 6 mm/año. El análisis isotópico de los depósitos de travertinos proporciona informaciones plaeoclimáticas y paleoambientales que nos ha permitido contrastar los datos obtenidos de la datación radiométrica con series de U/Th. Los travertinos del Pleistoceno superior en esta región se han depositado en periodos cortos durante episodios interglaciares con temperaturas más cálidas que las del presente. Se observa un decrecimiento norte-sur de los valores de encajamiento de red de drenaje. Los valores altos están cerca del borde de Sierra Nevada donde el proceso del levantamiento es activo y los valores bajos se encuentran hacia el sur, cerca del nivel base regional (costa mediterránea).

La distribución de la sismicidad a escala regional en esta zona es superficial, rodando los 12 km de profundidad media y muestra una estrecha relación con las fallas principales. Sin embargo a escala de detalle esta distribución no es tan clara, pero los terremotos registrados últimamente en esta zona y el estudio de mecanismos focales (por otros autores) barajan la hipótesis de la implicación de las fallas del borde SO de Sierra Nevada en estos sismos, en particular la falla del Padul-Nigüelas.

El análisis de evidencias de tectónica activa en el campo muestra la presencia de indicios de una actividad tectónica reciente: formas tectónicas relacionadas con fallas activas (aspecto rectilíneo de frentes montañosos, escarpes de fallas afectando a materiales recientes, deformación del depósito de conos de deyección, facetas triangulares y depresiones subsidentes), anomalías geomorfológicas ligadas a depósitos aluviales en el pie de los frentes montañosos (variación en la pendiente de los conos, diferentes generaciones de conos separados por depósitos de caliches y movimientos de masa), anomalías geomorfológicas en la red de drenaje (valles colgados o encajados) y anomalías geomorfológicas ligadas a las formas de erosión (arrasamiento del relieve).

CAPÍTULO II.2

FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA



II.2.1. FACTORES DETERMINANTES DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA.

Los factores que contribuyen a la inestabilidad de las laderas son generalmente numerosos y muy diferentes (Cooke y Doornkamp, 1974; Crozier, 1984; Chacón et al, 1993, Irigaray, 1995). Entre estos factores cabe diferenciar dos tipos: desencadenantes o activadores y determinantes o condicionantes (Hansen, 1984; Crozier, 1984, 1986).

- Los factores desencadenantes son aquellos que en un momento dado contribuyen a la modificación de las condiciones de estabilidad. Entre otros citamos:
 - Las precipitaciones intensas o acumuladas que implican el aumento del contenido de agua y la presión intersticial del suelo en un momento dado.
 - Modificaciones hidráulicas (fluctuaciones rápidas del nivel freático o cambios en el régimen de circulación subterránea)
 - Aumento del esfuerzo de cizalla por sobrecargas estáticas o bien por causas naturales (terremotos, desprendimientos...) o antrópicas (edificios, muros, ..etc).
- Los factores determinantes son aquellos que determinan las condiciones generales de estabilidad. En el extremo pueden explicar una condición de inestabilidad aunque no se aprecie la movilización, que puede estar en fase preliminar o preparatorio durante largo tiempo. Estos, reúnen en general dos grupos:
 - Aquellos factores relacionados con las características intrínsecas de los materiales (litología, estructura, características geotécnicas...etc)
 - Y otros relacionados con las características extrínsecas (pendiente, exposición, altitudes, curvatura,...etc).

En este estudio se han considerado sólo los factores determinantes ya que el objeto de este trabajo es la evaluación de la susceptibilidad en el espacio y no en el tiempo. Así, se han utilizado las características morfológicas del terreno, así como otras características (geología y características climáticas). Las primeras se obtienen a partir del Modelo Digital de Elevaciones (M.D.E) y las otras características se introducen, mediante digitalización y modelización de diversos mapas temáticos (litología, unidades tectónicas y precipitaciones) que se han elaborado directamente sobre el terreno, con ayuda de fotografía aérea, o bien se han incorporado desde la bibliografía existente, tras una adecuada revisión que tiene en cuenta los objetivos del estudio.

II.2.1.1. EL MODELO DIGITAL DEL TERRENO

Los Modelos Digitales del Terreno (MDT), en el entorno de los Sistemas de Información Geográfica, son en la actualidad elementos principales en la elaboración de estudios del medio físico. El Modelo Digital de Elevaciones (MDE), constituye la base a partir de la cual es posible elaborar otros modelos derivados que en conjunto constituyen el MDT (Doyle, 1978). Estos modelos permiten en primer lugar la descripción y cuantificación de las características morfológicas del terreno, y constituyen el punto de partida de estudios ambientales y análisis de riesgos naturales, en los que intervienen otras variables del medio físico (litología, suelos,..etc) y bióticos. En este trabajo se ha utilizado el sistema SPANS GIS para elaborar el MDT (Intera-Tydac, 1993; Ebdon, 1991; Chacón et al., 1994; Irigaray, 1995; Fernández et al, 1998).

El MDE se define como una superficie “raster” casi continua que ofrece información acerca de la coordenada z (altitud) en cualquier punto de esa superficie (Burrough, 1986; Bosque, 1992). A partir de este MDE se obtienen las características morfológicas y morfométricas del terreno (pendiente, exposición, iluminación, curvatura, etc). En este estudio, para obtener el MDE se ha seguido las siguientes etapas:

- Digitalización manual de los mapas topográficos a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (hojas: Escúzar, Padul, Pico del Veleta, Jayena, Dúrcal, Lanjarón, Pico de Navachica, Los Guájares y Órjiva). Se digitalizan todas las curvas de niveles y puntos críticos tal como vértices, picos, depresiones, lomas, etc. Para mejorar el MDE se ha añadido puntos en zonas con poca información topográfica (Huber, 1994).
- Transformación de los datos vectoriales y puntuales digitalizados en datos puntuales mediante la opción “Isoline to point” de Spans.
- A partir del archivo de puntos en la etapa anterior, el sistema elabora el MDE (archivo “quadtree”) mediante la opción “Contour” utilizando la interpolación lineal TIN (Borrough, 1988; Huber, 1994). El tamaño mínimo de celdilla utilizado (“quad”) fue de 12 que corresponde con una resolución de 12,4 m en esta zona.
- Para descartar los posibles errores como resultado de la introducción de datos se procede a un chequeo del MDE obtenido. Así, se han elaborado mapas de altitud con diferentes clasificaciones y mapas de iluminación para diferentes posiciones de la

fuente de luz. En estos mapas, cualquier anomalía en la representación de datos ha sido objeto de verificación y corrección.

II.2.1.2. FACTORES DERIVADOS DEL MDE

A partir del MDE se obtienen diferentes derivados que permiten analizar las características del terreno, algunos directamente mediante funciones básicas de análisis de vecindad y otros indirectamente aprovechando la gran flexibilidad de los conceptos de superposición, análisis de tablas, reclasificación, etc. (Bosque Sendra, 1992; Krcho, 1992; Jenco, 1992; Minar, 1992; Mitsova, 1993; Huber, 1994; Felicísimo, 1994; Irigaray, 1995. Fernández et al, 1998).

II.2.1.2.1. FACTORES DIRECTOS

Se obtienen mediante mandatos directos del menú del sistema, sin operaciones intermedias, a partir del MDE. Entre estos mapas se encuentran el de elevaciones o altitudes, pendientes, exposición de laderas y coeficiente de iluminación.

II.2.1.2.1.1. Altitud

El MDE expresa la elevación de cada punto de metro en metro. Por razones de representación cartográfica y de simplificar el análisis de los datos de altitud, es conveniente reagruparlos en intervalos de altitudes variables según nos convenga. El mapa de altitud de la zona de trabajo se ha obtenido mediante la reclasificación del MDE a intervalos de 200 metros de amplitud (figura 63).

La tabla 16 muestra la distribución areal, expresada en porcentaje, porcentaje acumulado y kilómetros cuadrados, de cada intervalo de altitud considerado en la zona de estudio. Como se observa en la figura 64, la relación entre cada nivel de altitud y la extensión superficial que ocupa, corresponde a una distribución normal, con asimetría negativa y con una altitud media ponderada de 1198m. La diferencia máxima entre altitudes (rango) es de 3001m. Los valores máximos y mínimos en m son 3196 y 185 respectivamente. La cota más alta se sitúa en el alto del río Lanjarón (NE de la zona). El intervalo de altitudes con mayor proporción es de 800-1000m. Aunque las altitudes pasan de 3000 m, casi el 90% están por debajo de 2000m (figura 65). La tabla 17 muestra algunos estadísticos determinados a partir de la distribución de altitudes en esta zona.

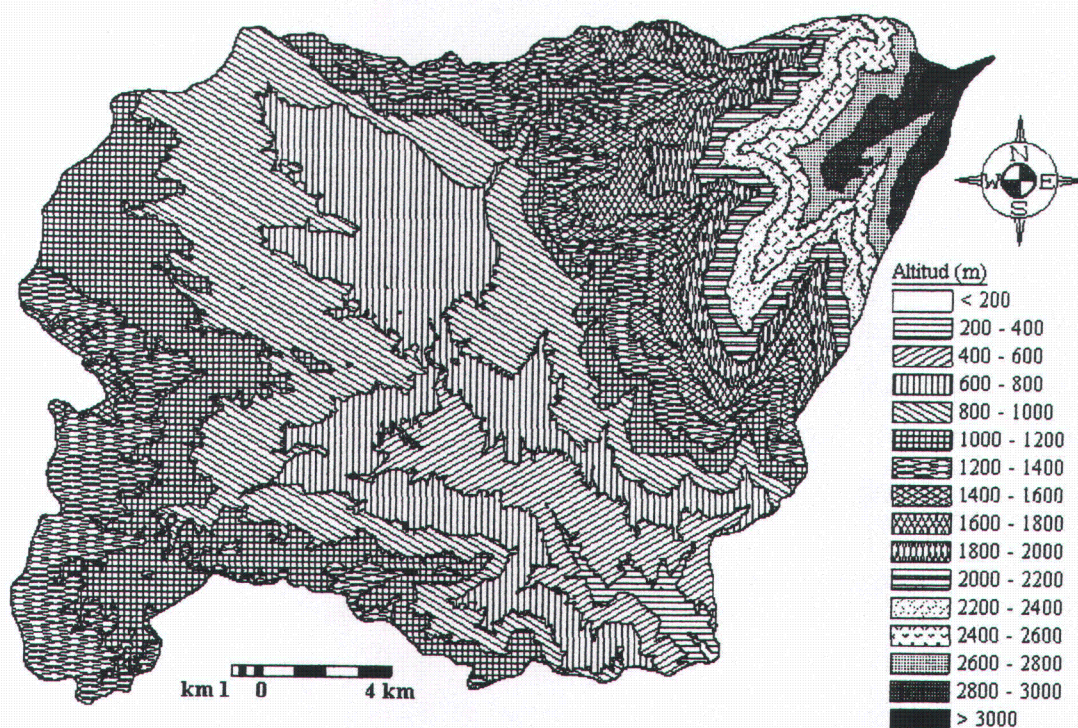


Figura 63. Mapa de altitudes.

Tabla 16. Distribución de altitudes

Altitud (m)	Área		
	%	Acumulada (%)	Km ²
< 200	0.05	0.05	0.231
200 - 400	1.24	1.29	5.563
400 - 600	6.09	7.38	27.373
600-800	16.66	24.04	74.879
800-1000	21.93	45.97	98.572
1000-1200	17.30	63.26	77.746
1200-1400	12.75	76.02	57.317
1400-1600	4.84	80.85	21.736
1600-1800	4.00	84.85	17.977
1800-2000	3.47	88.32	15.606
2000-2200	2.80	91.12	12.591
2200-2400	2.60	93.73	11.704
2400-2600	2.34	96.07	10.539
2600-2800	1.98	98.05	8.897
2800-3000	1.55	99.60	6.973
>3000	0.40	100.00	1.782
Total	100		449.486

Tabla 17. Estadísticos de la altitud en la zona.

Máxima (m)	3186
Mínima (m)	185
Rango (m)	3001
Media ponderada (m)	1198
Intervalo modal (m)	800-1000

Moda (m)	850
Desviación estándar (m)	222
Mediana (m)	853

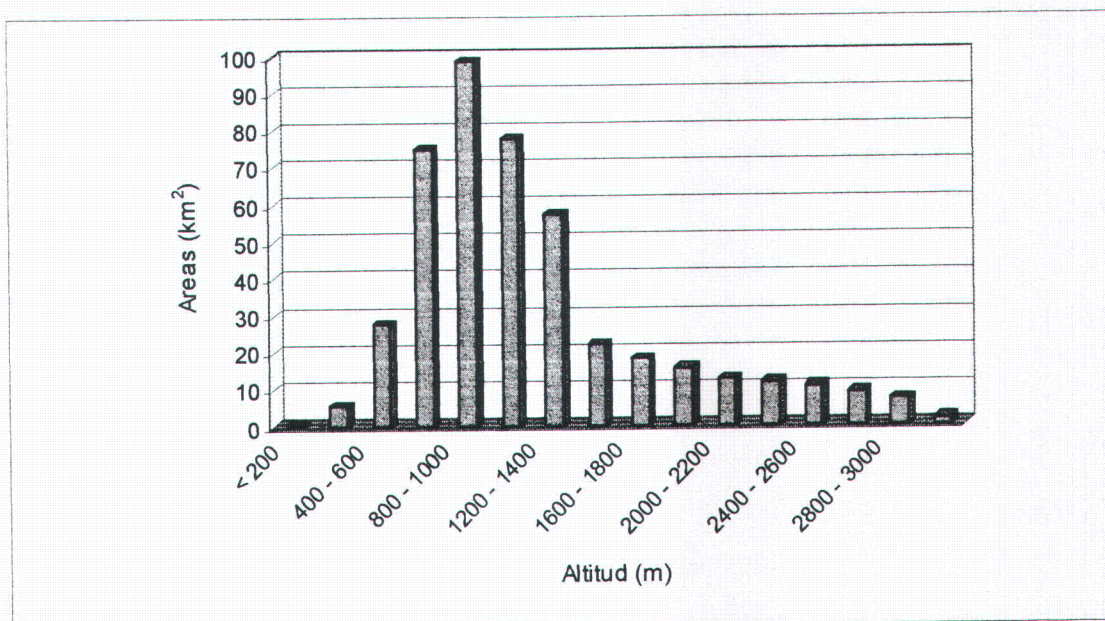


Figura 64. Histograma de frecuencia absoluta de la altitud

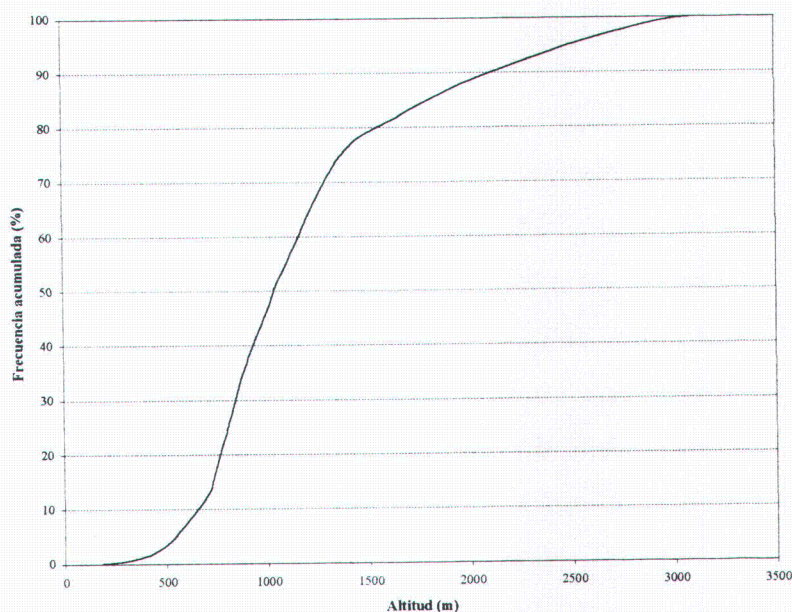


Figura 65. Curva hipsométrica

II.2.1.2.1.2. Pendiente

Se define como el gradiente de inclinación de la línea de máxima pendiente tangente al terreno en un punto respecto a un plano horizontal. Se puede expresar en porcentaje o en

grados sexagesimales. En un SIG existen varias formas para determinar la pendiente de una superficie, todas ellas basadas en el cálculo de la primera derivada (INTERA-TYDAC, 1993). En este trabajo, la pendiente de la superficie del terreno se ha calculado en Spans mediante el análisis de vecindad de las células del MDE (Irigaray, 1995). Se ha utilizado en este cálculo una matriz de 3 x 3 alrededor de cada celdilla. La derivada parcial de "X", determinada mediante la diferencia de altitud y distancia en la dirección Este - Oeste, y la derivada parcial de "Y" (utilizando la distancia en la dirección Norte - Sur) se combinan en una ecuación para calcular la pendiente de la celda central de la matriz (Jenco, 1992; INTERA-TYDAC, 1993).

Existen varias clasificaciones de la pendiente en función del objetivo del estudio (Demek, 1972; Marsh, 1978; Nilsen et al., 1979; CEOTMA, 1984). En este trabajo se ha basado en la clasificación propuesta por la Comisión de Reconocimiento y Cartografía Geomorfológica de la Unión Geográfica Internacional (Demek, 1972) y en el análisis de la distribución de movimientos de ladera en función de la pendiente en esta zona. Las clases obtenidas son: 0-2° (pendiente llana), 2-5° (pendiente suave), 5-15° (pendiente moderada), 15-25° (pendiente fuerte), 25-35° (pendiente muy fuerte), 35-90° (pendiente Vertical o subvertical). Con estas clases se elaboró el mapa de pendientes en la zona (figura 66).

La tabla 18 muestra la frecuencia de cada clase de pendiente considerada. Esta distribución se refleja en las gráficas de las figuras 67 y 68. Más del 75 % de los terrenos presentan pendientes inferiores a 25° (figura 66). Las clases más frecuentes son "15-25°" (34%) y "5-15°" (30%). Las mayores pendientes (>25°) se presentan en los bordes de Sierra Nevada y la sierra de los Guájares y, sobre todo, en las laderas de los ríos encajados en estas zonas. Mientras que las pendientes bajas (<5°) corresponden entre otras zonas, a la turbera del Padul, la parte baja del cono de Dúrcal-Nigüelas, algunas depresiones encerradas entre los relieves suavizados de la Sierra de Albuñuelas, algunos fondos de ríos como Ízbor y Dúrcal y las superficies de erosión situadas en la zona de Lecrín al borde de Sierra Nevada. El resto del área presenta pendientes medias (5-25°). La tabla 19 presenta algunos estadísticos de la pendiente en esta zona.

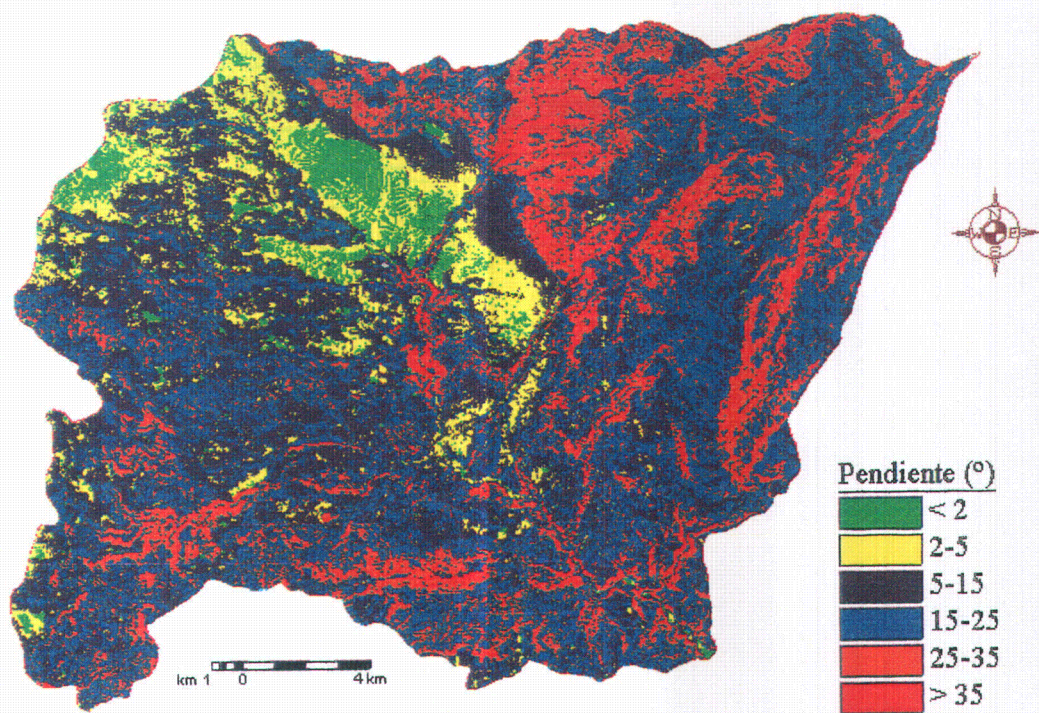


Figura 66. Mapa de pendientes

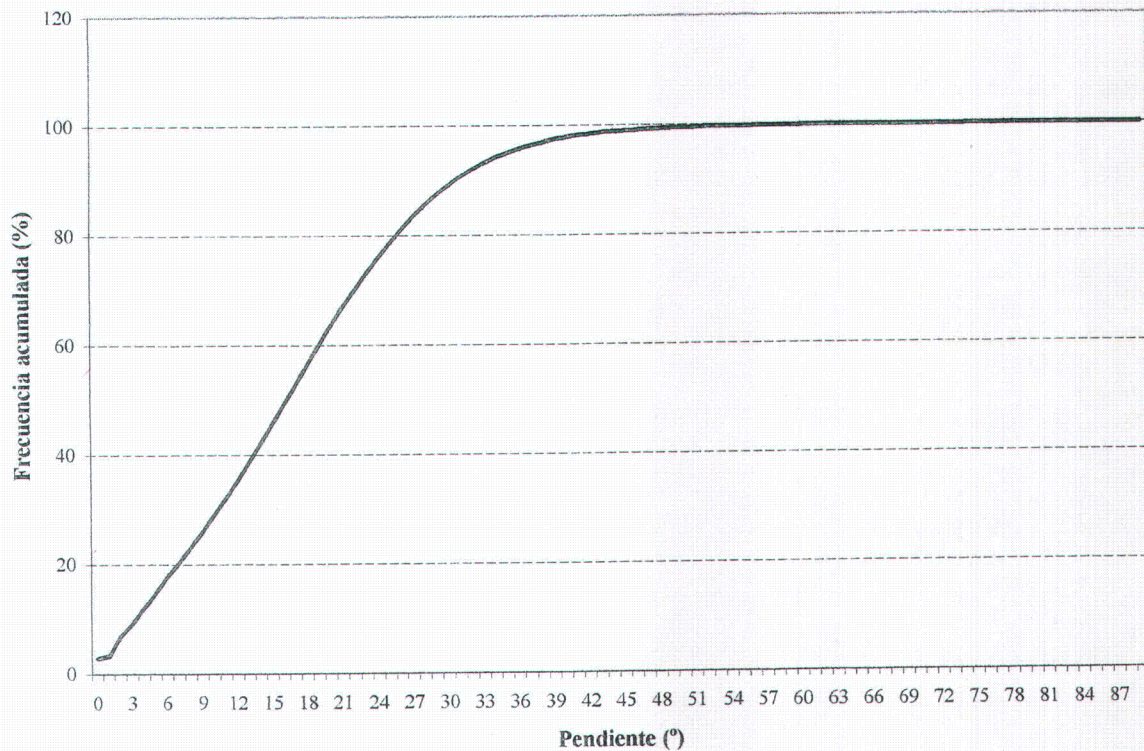


Figura 67. Curva inclinométrica acumulada.

Tabla 18. Distribución de las clases de pendiente en la zona.

Pendiente		Área		
Clase	Ángulo (°)	%	Acumulada %	Km ²
Llano	0-2	3.38	3.38	15.206
Suave	2-5	8.62	12	38.727
Moderada	5-15	29.81	41.81	133.970
Fuerte	15-25	33.92	75.73	152.471
Muy fuerte	25-35	18.30	94.03	82.269
Vertical a sub-vertical	35-89	5.97	100	26.844

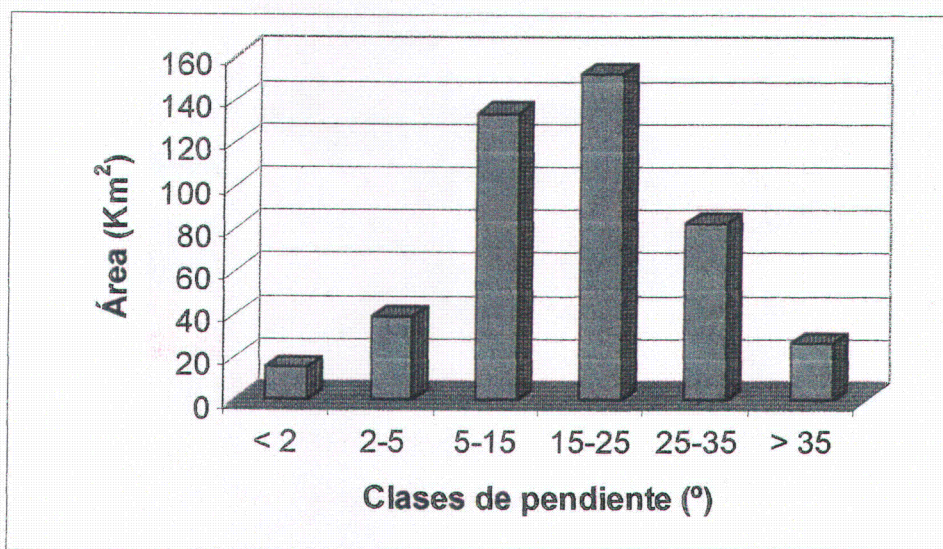


Figura 68. Distribución de las clases de pendiente.

Tabla 19. Algunos parámetros estadísticos de la distribución de pendientes en la zona.

Máxima (°)	89
Mínima (°)	0
Rango (°)	89
Media ponderada (°)	17
Intervalo modal (°)	15-25
Moda (°)	19
Desviación estándar (°)	13
Mediana (°)	17

II.2.1.2.1.3. Exposición

La exposición o la orientación expresa la posición de una superficie respecto a los puntos cardinales. Se define como el ángulo que forma la proyección horizontal de la línea de máxima pendiente y el norte geográfico. La exposición se expresa en grados en la dirección del reloj desde el Norte.

En esta zona el mapa de exposición se ha calculado en Spans mediante una matriz de 3*3 alrededor de cada celda, utilizando la opción “analysis/filter/surface/aspect”

(Tydac, 1998). El mapa de salida contiene 361 clases, donde el valor 0° corresponde a la exposición norte, 90° al Este, 180° al Sur, 270° al Oeste y 360° corresponde a los terrenos llanos sin orientación.

Para simplificar el análisis, se ha clasificado el mapa de exposición obtenido en 9 clases de intervalos de orientación con 45° cada uno (figura 69), en los cuales los puntos centrales son las 8 direcciones principales (N, NE, E, SE, S, SO, O, NO) y la novena clase corresponde a una superficie llana.

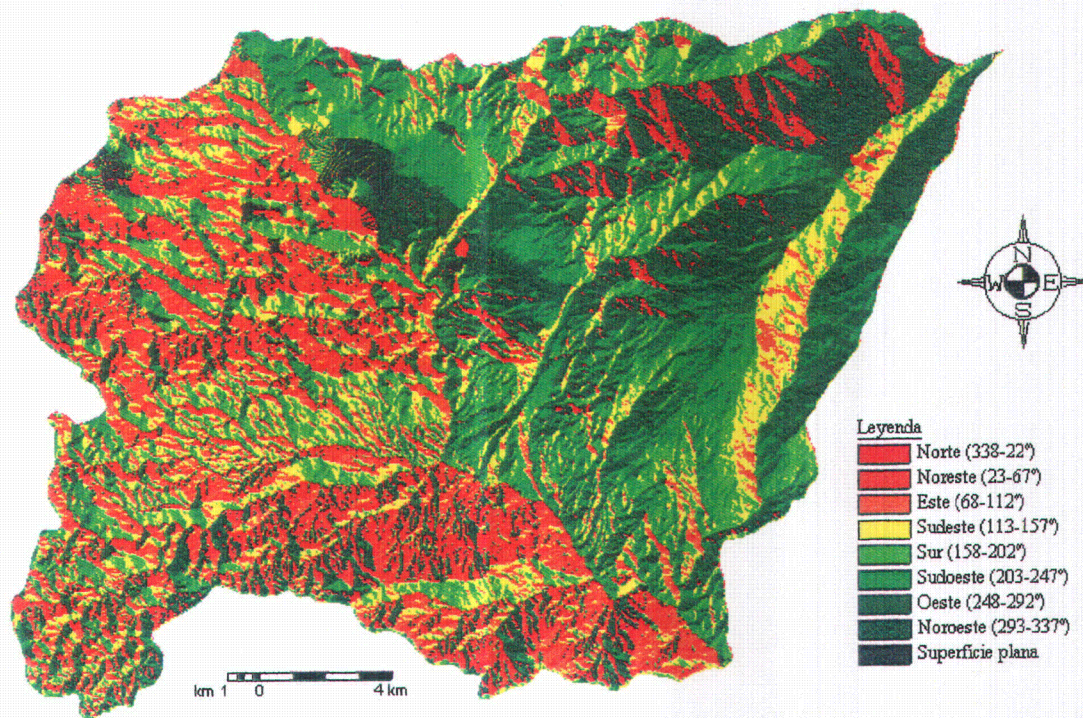


Figura 69. Mapa de exposiciones.

La tabla 20 muestra la distribución de clases de exposición en el área de estudio. La representación de estos datos en la gráfica 70 muestra que éstos presentan una asimetría positiva aunque menos acusada, ya que casi todas las clases presentan una superficie notable excepto la llana. En términos generales, son las laderas orientadas al S, SO y O que presentan mayores porcentajes (45,3 % del total de área estudiada). Los datos de exposición presentan una media de 190° N y la clase modal es la del Oeste (la moda es 270° N).

Tabla 20. Distribución de las clases de exposición en la zona.

Orientación	Exposición (°)	Área		
		%	Acumulada %	Km ²
Norte	338-22	8.27	8.27	37.192
Noreste	23-67	10.06	18.33	45.22
Este	68-112	10.22	28.55	45.93
Sudeste	113-157	12.74	41.29	57.27
Sur	158-202	15.57	56.86	69.983
Sudoeste	203-247	14.5	71.36	65.176
Oeste	248-292	15.23	86.59	68.458
Noroeste	293-337	12.22	98.82	54.932
Superficie plana	360	1.18	100	5.323

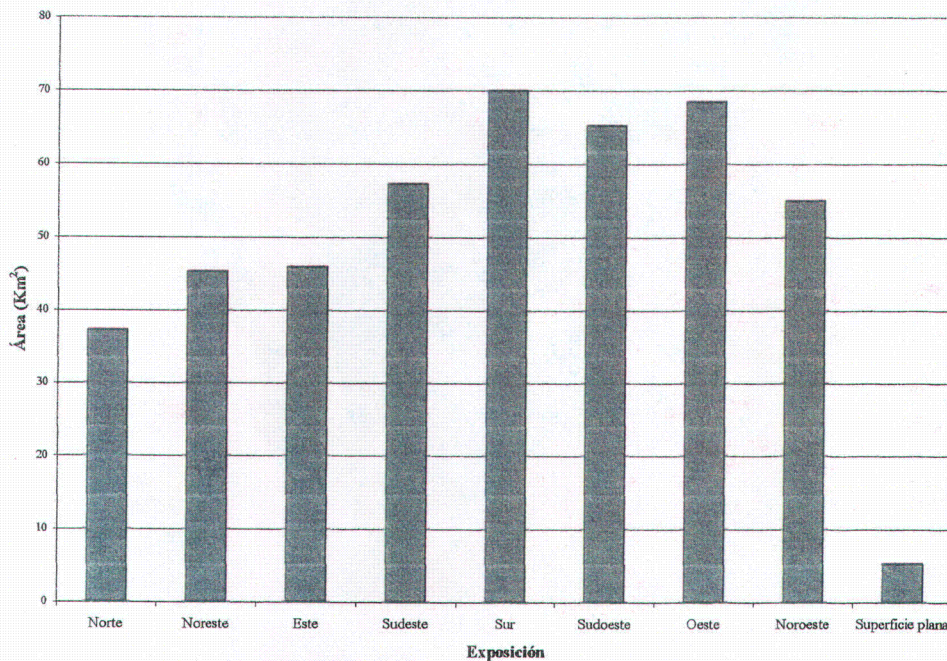


Figura 70. Distribución de las áreas de exposiciones.

II.2.1.2.1.4. Iluminación.

La iluminación o sombreado expresa la intensidad de la luz reflejada desde la superficie del terreno sobre un plano tangente a la misma. Se define como el coseno del ángulo de incidencia, formado por la normal al terreno y la posición de la luz (Tydac, 1998). La iluminación se expresa en porcentaje entre 0 y 100. Una iluminación del 100% indica un ángulo de incidencia de 0° y una iluminación de 0% indica un ángulo de incidencia de 90°.

Los mapas de iluminación de esta zona se han generado en Spans haciendo un filtro de superficie raster del Modelo Digital de Elevaciones usando una ventana de filtro 3*3. Esta opción genera un raster de iluminación con respecto a una fuente de luz (el sol)

situada a una distancia infinita y en una dirección determinada por el acimut y el cénit (Tydac, 1998). El cénit es el ángulo del foco de la luz respecto a la vertical. El acimut es el ángulo en sentido de las agujas del reloj, del foco de luz con respecto al Norte. Dada la localización del área de estudio, hemos considerado que el cénit máximo medio anual es, aproximadamente, 40° , que se alcanza para un acimut aproximado de 180° (Strahler, 1964). Con estas condiciones se ha generado el mapa de iluminación "al mediodía". Los mapas de iluminación "al amanecer" y "al atardecer" se han generado considerando un cénit de 65° y un acimut de 110° y 250° respectivamente. El mapa de iluminación media (figura 71) se ha calculado mediante la opción de modelado de mapas, aplicando una ecuación que calcula la media aritmética de los tres anteriores (Irigaray, 1995.; Tydac, 1998).

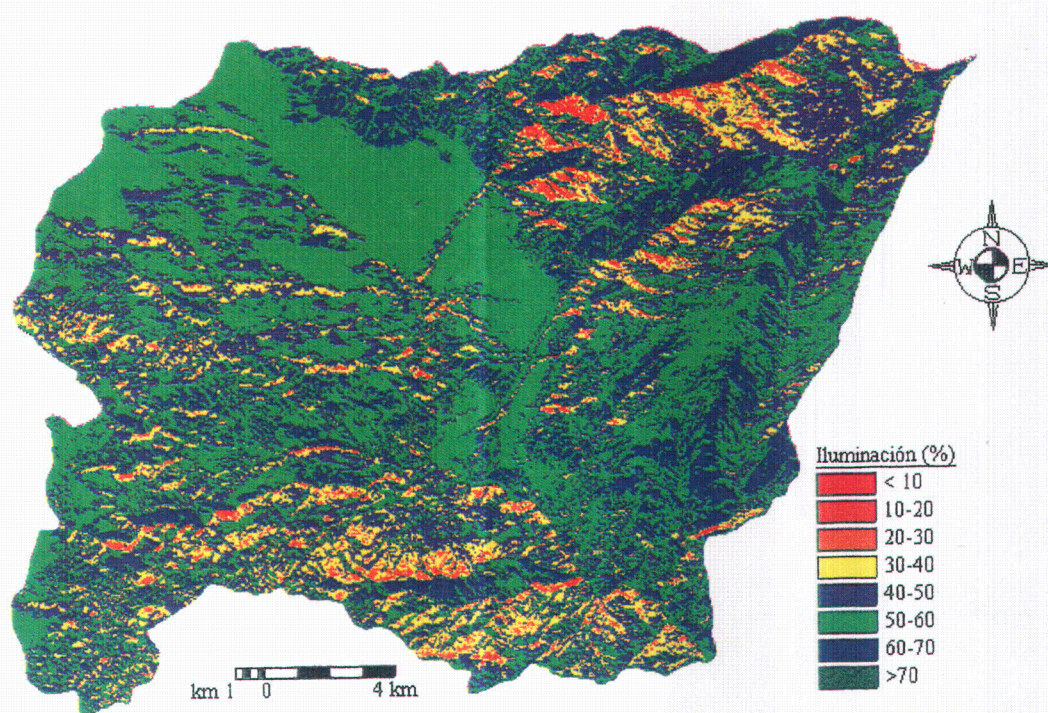


Figura 71. Mapa de iluminación media.

Los resultados de distribución de iluminación media clasificados en 8 clases se recogen en la tabla 21 y se ilustran en la figura 72. Estos valores de iluminación presentan una distribución normal con asimetría positiva de media 50%, moda 53% y mediana 52%. La clase con más frecuencia es la de 50-60%.

Tabla 21. Distribución de las clases de iluminación media.

Iluminación (%)	Área		
	%	Acumulada (%)	Km ²
< 10	0.16	0.16	0.701
10 – 20	0.58	0.74	2.612
20 – 30	2.99	3.72	13.422
30 – 40	10.79	14.51	48.498
40 – 50	24.31	38.82	109.274
50 – 60	43.09	81.92	193.695
60 – 70	18.08	99.999	81.28
> 70	0.001	100	0.004
Total	100		449.486

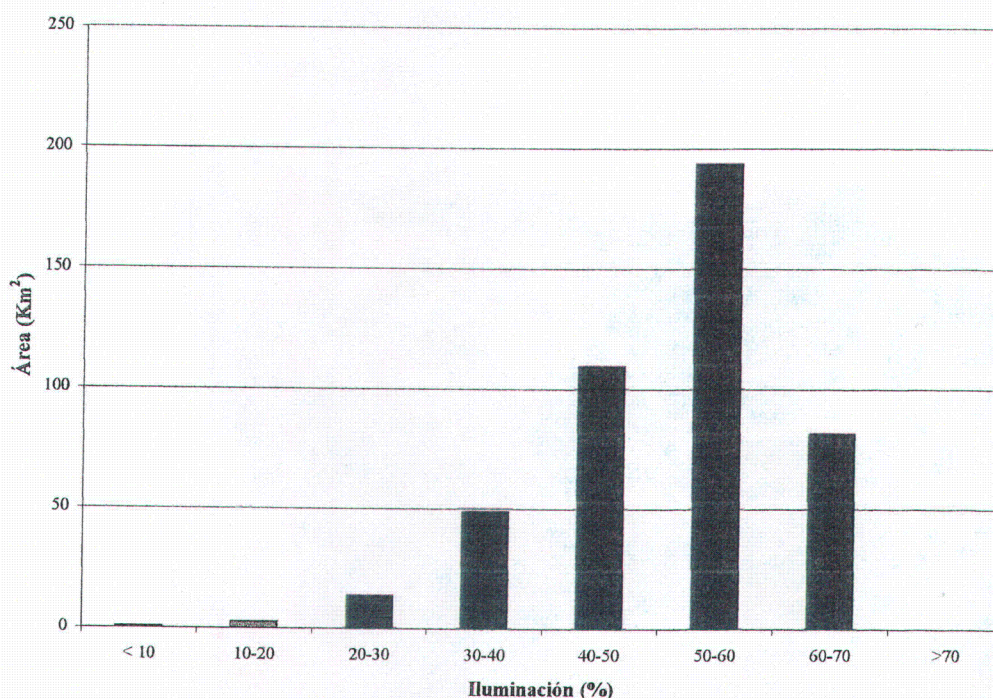


Figura 72. Histograma de distribución areal de iluminación media.

II.2.1.2.2. FACTORES INDIRECTOS.

La determinación de algunas características, tales como la curvatura, concavidad-convexidad, etc, son importantes para el análisis de procesos relacionados con la convergencia y divergencia de la materia (Marks et al., 1994; Huber, 1994). Sin embargo, la mayoría de los SIG, no disponen de una función específica para determinar directamente estas características. No obstante, la flexibilidad del análisis de vecindad combinado con la superposición de mapas permite obtener, una gran variedad de parámetros del medio físico (Bourrough, 1988; Bosque Sendra, 1992; Felicísimo, 1994. Tydac, 1998. Irigaray et al., 1997. Fernández et al., 1998.). En esta zona se elaboran mapas que proporcionan

información complementaria acerca de la morfología del terreno. En primer lugar, como factores indirectos se han calculado la curvatura vertical o morfología del perfil de las laderas y las formas del terreno.

II.2.1.2.2.1. Curvatura vertical.

La curvatura vertical se puede obtener en SPANS (Irigaray, 1995) gracias a la flexibilidad del análisis de vecindad combinado con la superposición de mapas. Se calcula esta curvatura teniendo en cuenta tanto la morfología del perfil (cóncava, convexa o plana) como el radio de la curvatura.

Para determinar si una superficie topográfica es cóncava o convexa se ha utilizado el método basado en la comparación entre el MDE original y una superficie suavizada de ese modelo (Huber, 1994. Irigaray 1995) obtenida aplicando un filtro (valor medio). Una superficie suavizada significa que los picos y crestas se hacen más bajos, mientras que los pozos y valles se hacen más altos. Así en morfologías convexas, la superficie original será más alta que la suavizada, al contrario que en las morfologías cóncavas. En las morfologías planas la altura de ambas superficies será la misma. La comparación se lleva a cabo mediante una ecuación de modelado de mapas. Dependiendo de las dimensiones de la ventana de vecindad utilizada se pueden detectar morfologías de mayor o menor tamaño. De este modo, mediante el modelado de mapas, podemos asignar diferentes clases que hagan referencia a la morfología y al tamaño para el cual una superficie presenta esa morfología (Huber, 1992; 1994. Irigaray, 1995). En este trabajo se ha utilizado un ventana 41*41 (una celda corresponde a 12,4 m). La morfología convexa coincide con los segmentos más altos de las laderas y la cóncava con los segmentos más bajos (Huber, 1994).

El radio de curvatura se puede determinar a partir de la segunda derivada de la superficie topográfica (Jenco, 1992. Felicísimo, 1997. Irigaray, 1995). En este trabajo el radio de curvatura vertical se ha calculado con SPANS aplicando la función "Slope", expresada en porcentaje, al mapa de pendientes sin clasificar, expresado en grados. Así se obtiene un mapa cuyo valor en cada punto (o celdilla) corresponde a la variación de la inclinación en grados para una determinada distancia en el plano horizontal ("XY"). Los valores de esta variación en la inclinación se pueden expresar en función del radio de curvatura (Irigaray, 1995).

El mapa de la curvatura vertical se ha obtenido mediante la combinación de la morfología (concauidad-convexidad) con el radio de curvatura. Este mapa se clasifica en 5 clases (figura 73) para utilizarlo como factor determinante en el análisis de movimientos de ladera.

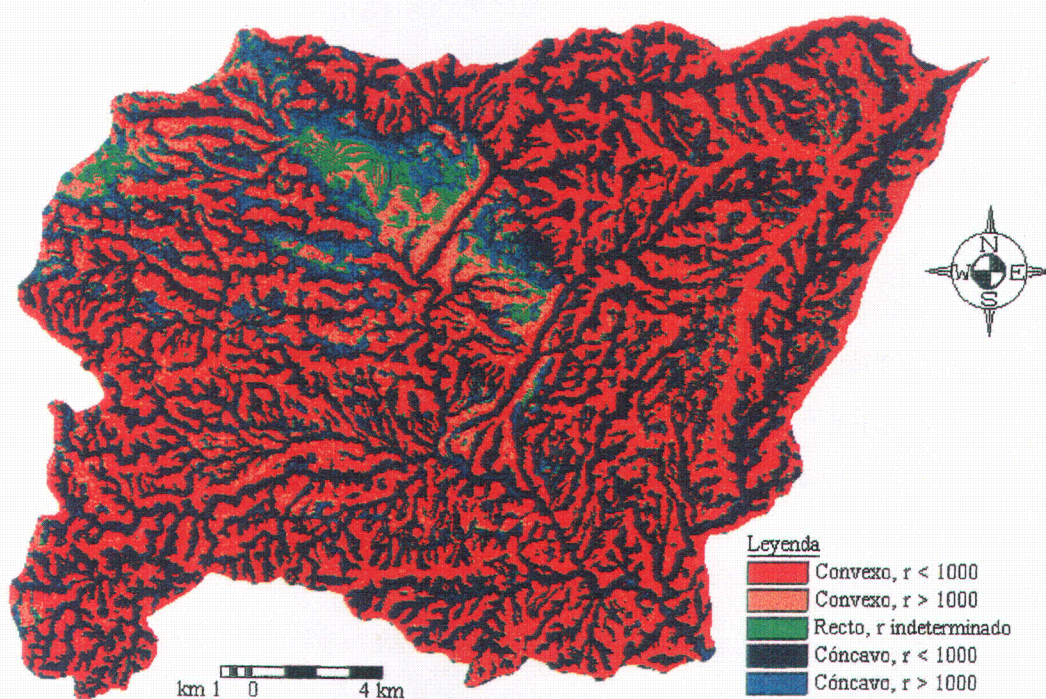


Figura 73. Mapa de curvatura vertical.

La tabla 22 muestra la distribución en área de las diferentes clases de curvatura determinadas en la zona de estudio. Las formas convexas predominan ligeramente (49,4 % del total de la zona) sobre las cóncavas (46,06%). Los radios de curvatura inferiores a 1000 m son más frecuentes (82.9 %) que los superiores a 1000 m (17.1%). La figura 74 muestra la distribución de las clases de combinación entre la morfología del perfil y el radio de curvatura.

Tabla 22. Distribución de la curvatura vertical.

Clase	Morfología y radio de curvatura	Área		
		%	% acumulado	Km ²
1	Convexa, $r < 250$ m	14.83	14.83	66.646
2	Convexa, r 250-500 m	14.90	29.73	66.967
3	Convexa, r 500-1000 m	11.52	41.25	51.793
4	Convexa, r 1000-2000 m	5.33	46.58	23.973
5	Convexo, $r > 2000$ m	2.82	49.40	12.69
6	Recto, r indeterminado	4.53	53.94	20.368

7	Cóncavo, $r < 250$	15.75	69.68	70.777
8	Cóncavo, $r 250-500$ m	13.8	83.48	62.011
9	Cóncavo, $r 500-1000$ m	9.7	93.18	43.621
10	Cóncavo, $r 1000-2000$ m	4.49	97.68	20.202
11	Cóncavo, $r > 2000$ m	2.32	100	10.438
	Total de las 11 clases	100		449.486

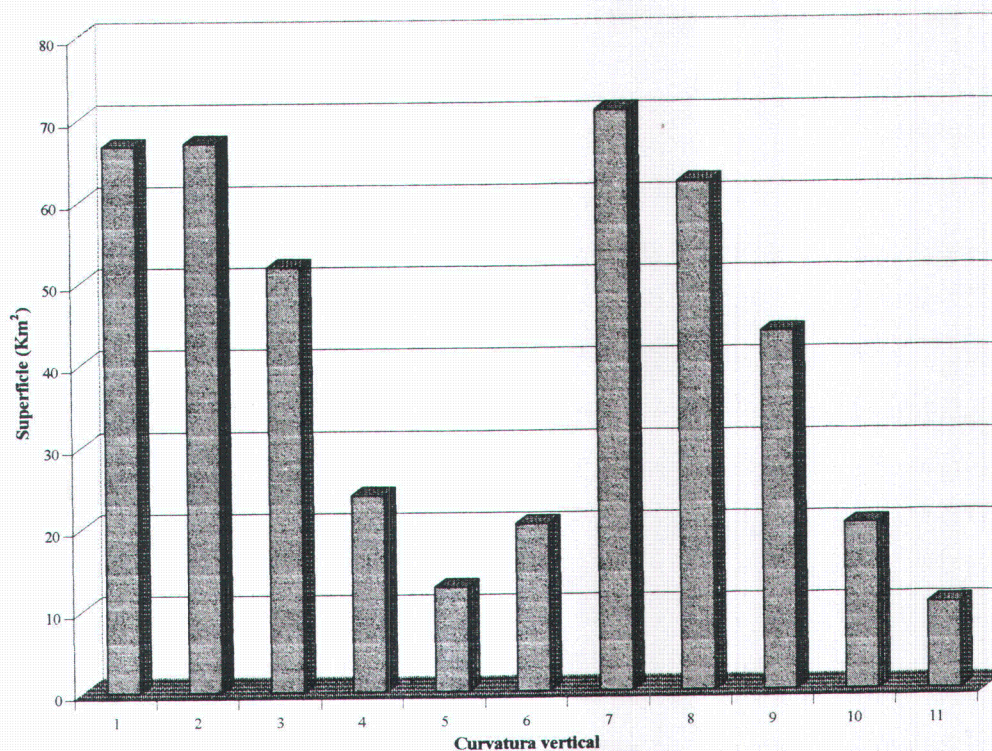


Figura 74. Histograma de frecuencia de la curvatura vertical. (la numeración de las clases de curvatura vertical sigue la de la tabla 22).

II.2.1.2.2.1. Formas del terreno.

Las formas del terreno son el resultado de los procesos del modelado, a corto y largo plazo, que operan como respuesta, principalmente, al clima, geología, tectónica, vegetación etc. El método utilizado para clasificar las formas del terreno se basa en las clasificaciones establecidas por Hammond (1964); Dikau et al., 1991 e Irigaray (1995), aunque la nomenclatura se ha adecuado a las características de la zona de estudio. Las clases de formas del terreno se determinaron mediante la combinación del porcentaje de pendiente inferior a 4° , el relieve local y el tipo de perfil. El porcentaje de pendiente inferior a 4° se determinó mediante el análisis estadístico de vecindad (media) del mapa de pendientes reclasificado y se clasificó en 4 clases (A, B, C, D). El relieve local se define como la diferencia entre la elevación máxima y mínima dentro de la ventana y se puede

calcular con la opción "Range". Se clasifica en 6 clases (1, 2, 3, 4, 5, y 6). Por último el tipo de perfil se define en función de que el centro de la ventana esté en situación de tierras bajas o altas. Decimos que un píxel está en tierras bajas (clase a) si la diferencia entre la elevación máxima y la correspondiente al centro de la ventana es superior a la mitad del relieve local. Los puntos donde esta diferencia es inferior a la mitad del relieve local estarán en situación de tierras altas (clase b). La combinación de las clases anteriores da las siguientes clases:

- 1: A1a, A1b: Llanuras planas o casi planas.
- 2: A2a, A2b: Llanuras suaves con relieve localizado
- 3: B1a, B1b: Llanuras irregulares de bajo relieve
- 4: B2a, B2b: Llanuras irregulares de relieve moderado
- 5: A3a, B3a: Mesetas con relieve moderado
- 6: A4a, B4a: Mesetas con relieve considerable
- 7: A5a, B5a: Mesetas con alto relieve.
- 8: A6a, B6a: Mesetas con relieve muy alto
- 9: A3b, B3b: Llanuras con colinas
- 10: A4b, B4b: Llanuras con colinas altas
- 11: A5b, B5b: Llanuras con montañas bajas
- 12: A6b, B6b: Llanuras con montañas altas
- 13: C1a, C1b: Colinas abiertas muy bajas
- 14: C2a, C2b: Colinas abiertas bajas
- 15: C3a, C3b: Colinas abiertas moderadas
- 16: C4a, C4b: Colinas abiertas altas
- 17: C5a, C5b: Montañas abiertas bajas
- 18: C6a, C6b: Montañas abiertas altas
- 19: D1a, D1b: Colinas muy bajas
- 20: D2a, D2b: Colinas bajas
- 21: D3a, D3b: Colinas moderadas
- 22: D4a, D4b: Colinas altas
- 23: D5a, D5b: Montañas bajas
- 24: D6a, D6b: Montañas altas

La figura 75 muestra el mapa de formas del terreno de este sector. La frecuencia de las distintas clases se muestra en la tabla 23. Sólo 14 clases de las definidas anteriormente están presentes en el área de estudio. Estas 14 clases se han reclasificado en 5 clases para simplificar el análisis posterior con los movimientos de ladera. La nomenclatura de las clases se ha adecuado a la zona de estudio:

- 1: Llanuras con colinas muy bajas (formados por las clases: 1, 2, 3 y 4).
- 2: Mesetas con relieve moderado (5).
- 3: Colinas abiertas y bajas (13, 14 y 20).
- 4: Montañas y colinas altas (6, 8, 9 y 10).
- 5: Mesetas con relieve alto (7 y 11).

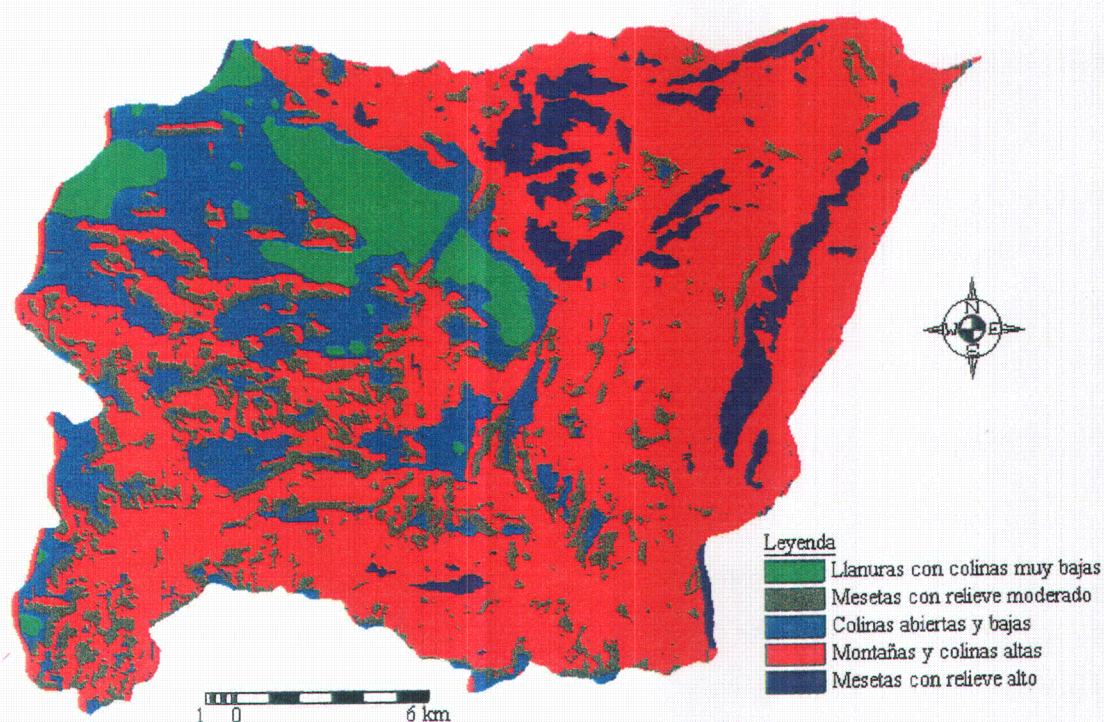


Figura 75. Mapa de formas del terreno.

Tabla 23: Frecuencias de las clases de formas del terreno determinadas en la zona

Formas del terreno	Área		
	%	Acumulada (%)	Km ²
Llanuras con colinas muy bajas	6.22	6.22	27.97
Mesetas con relieve moderado	12.95	19.17	58.217
Colinas abiertas y bajas	15.94	35.12	71.67
Montañas y colinas altas	58.45	93.56	262.704
Mesetas con relieve alto	6.44	100	28.925

Las Llanuras con o sin colinas muestran principalmente la turbera del Padul, la zona Este del Valle del Puntal, la parte inferior de los conos de Padul, Dúrcal y Nigüelas y algunas depresiones intramontañosas de la sierra de Albuñuelas. Las mesetas con relieve moderado corresponden, principalmente, a las superficies de erosión antiguas dispersas en toda la zona y, en algunos puntos, indican los depósitos pliocuaternarios que se han quedado colgados por el encajamiento de los ríos que los atraviesan. Las colinas abiertas y bajas se encuentran sobre todo en el norte de la sierra de Albuñuelas. Las montañas y colinas altas se corresponden con las sierras de la zona (borde SO de Sierra Nevada y la sierra de los Guájares). Mientras que las mesetas con relieve alto de la zona muestran las zonas arrasadas que se limitan por escarpadas debido al fuerte encajamiento sobre los terrenos de la clase anterior de ríos principales (Dúrcal, Torrente, Lanjarón, etc).

II.2.1.3. OTROS FACTORES NO RELACIONADOS CON EL MDT

Otros factores que pueden influir sobre la inestabilidad del terreno son aquellos que dependen de la naturaleza del terreno (litología por ejemplo) u otros que modifican las condiciones de estabilidad (precipitaciones por ejemplo). Estos factores se han obtenido a partir de mapas temáticos publicados, revisados o elaborados y se introducen en el SIG mediante digitalización.

II.2.1.3.1. LITOLOGÍA

La litología de la zona se ha obtenido a partir de los mapas geológicos a escala 1:50.000 después de su revisión y modificación en algún sector y adecuación a la escala de trabajo. Se han utilizado las hojas de: Padul (González Donoso et al. 1978; Fontboté et al. 1980), Güéjar Sierra (Díaz de Federico et al. 1978; 1980), Dúrcal (Avidad Castañeda et al., 1978; ENADIMSA, 1981) y Lanjarón (Aldaya et al., 1978.; 1979). Las distintas formaciones cartografiadas se agrupan en complejos litológicos (UNESCO, 1976) con semejantes características litológicas aunque estén en mantos o unidades distintas. Así se diferencian 14 complejos litológicos (figura 76). La ordenación se hace aproximadamente de materiales más modernos a más antiguos, lo que no es posible lograr totalmente pues en algún caso se agrupan materiales de igual litología pero de distinta edad:

1- **Depósitos aluviales:** son subactuales y representan el 3,35% de la superficie total (15,07 Km²). Son materiales sueltos y heterométricos generados por los cauces de ríos o ramblas y sus afluentes, tales como Dúrcal, Torrente, Izbor y otros. Están ampliamente representados en el valle de Lecrín (sobre todo en los alrededores de Melegís). Estos depósitos son de edad cuaternaria (Holoceno-Actual) y dentro de ellos se distinguen varias generaciones discordantes entre sí y a su vez sobre los materiales infrayacentes.

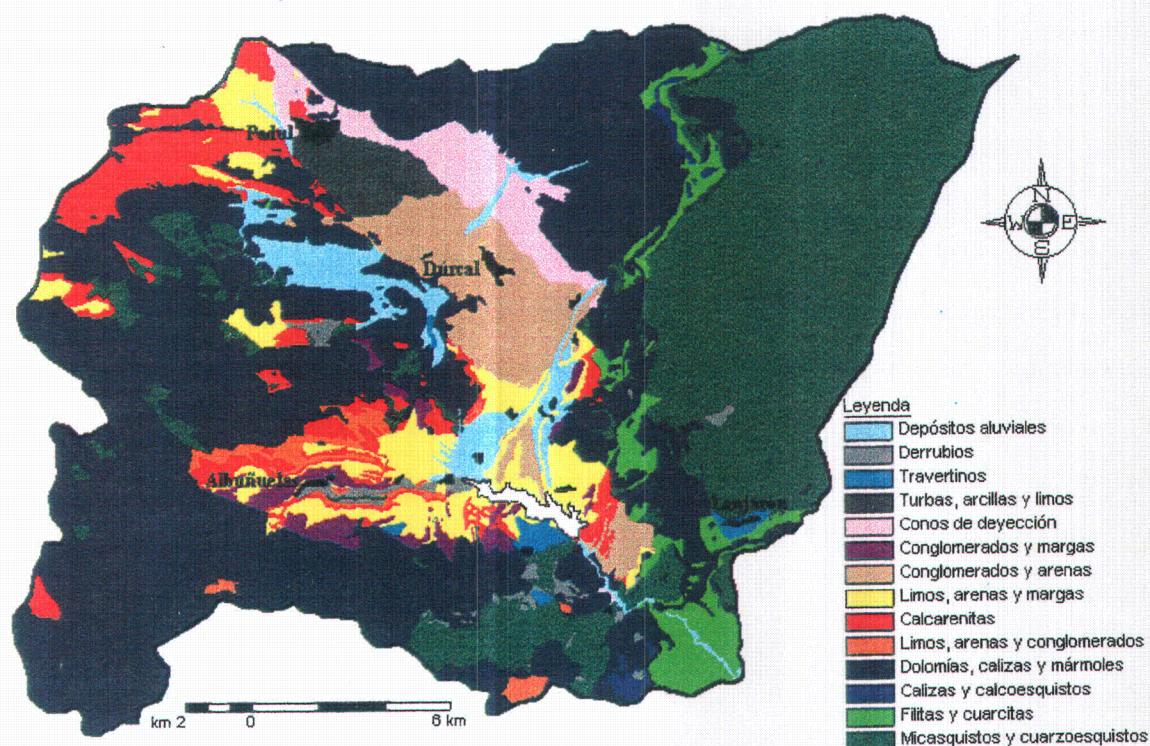


Figura 76. Mapa litológico.

2- **Derrubios:** Son materiales recientes de pie de ladera generados por procesos actuales de erosión y/o movimientos de masa. Estos materiales están constituidos por brechas más o menos cementadas y representan el 0,9% del total de la zona (4,059 Km²).

3- **Travertinos:** Aparecen en los alrededores de los pueblos de Cónchar, Pinos del Valle, Lanjarón y en las zonas de Zaza y barranco de la Fuente de Siete Años. Representan el 0,59% del total de la zona (2,67Km²). Sus edades se han determinado por métodos isotópicos y oscilan entre 2.000 años y 85.000 años BP (ver capítulo de tectónica activa más adelante).

4- Turbas, arcillas y limos: la turba se encuentra exclusivamente en la depresión del Padul que es una fosa tectónica limitada por el sistema de fallas normales Padul-Dúrcal y las antitéticas a las mismas. Esta turba está intercalada entre limos, arenas y arcillas. Según datos de sondeo, la potencia mínima de este término en la parte central es de 100 m. Esta potencia es mayor en el borde oriental de la fosa. Los estudios palinológicos indican, al menos, una edad desde el Villafranquiense al Holoceno. Estos depósitos representan 1,71% del total de la zona (7,67Km²).

5- Conos de deyección: son depósitos extensos de pie de monte que flanquean el borde de Sierra Nevada. Se extienden desde el Puntal (al N del Padul) hasta el cauce del río Torrente. Estos materiales están constituidos por materiales sueltos de tamaño grava, aunque algunos depósitos antiguos están parcialmente cementados por caliche. Los cantos de estos conos están formados principalmente por materiales carbonatados alpujárrides. El depósito, en conjunto es tabular, con una pendiente inicial de casi 10 grados aunque en algunos puntos haya alcanzado posteriormente hasta 60°, debido a los arrastres de fallas que facilitan los movimientos verticales de Sierra Nevada. Estos conos presentan varias generaciones. Los más antiguos están afectados por el gran sistema de fallas normales de Padul-Dúrcal y otros más modernos fosilizan dichas fallas, aunque en algunos puntos estos últimos se encuentran afectados por algunas fracturas (Sanz de Galdeano et al. 1998). Estos depósitos representan el 2,77% del total de la zona (12,43Km²). Su edad es Plioceno / Cuaternario.

6- Conglomerados y margas: Representan el 1,45 % (6,51 Km²) de la superficie total de la zona. Están relacionados, principalmente con la vertiente norte de la Sierra de los Guájares. Están formados, sobre todo, por niveles de conglomerados con cantos de materiales carbonatados alpujárrides, los conglomerados intercalan algunos niveles de arena y a veces algunos niveles margosos. Su edad es Plioceno/Cuaternario.

7- Conglomerados con arenas. Estos materiales representan el 5,14% (23,1Km²) de la superficie total de la zona. En los alrededores de Dúrcal y Lecrín se denominan formación Nigüelas y están constituidos por una potente masa de conglomerados muy heterométricos (algunos cantos llegan a tener un volumen superior al metro cúbico). En la parte distal y, sobre todo hacia el techo de este paquete, son abundantes los horizontes arenosos e incluso limosos. Los cantos son heredados del Nevado-Filábride: gneises, micasquistos, y en

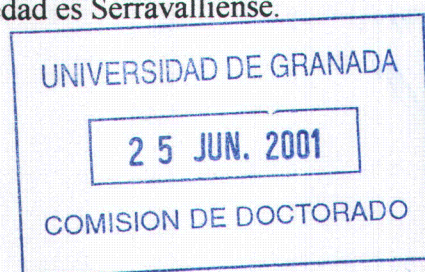
menor proporción, calizas y dolomías. El tamaño de sus cantos implica un transporte por un medio muy energético fluvial condicionado a su vez por la existencia de grandes diferencias de altura entre las áreas fuente (Sierra Nevada) y las de depósito; este relieve accidentado tendría su origen en el proceso de levantamiento de Sierra Nevada. La potencia de estos materiales puede llegar a los 100 m. Su edad es Pleistoceno (Cuaternario).

En los alrededores del río Tablate e Izbor se depositaron también conglomerados, que en algunos casos reposan sobre los limos y arenas de Izbor, aunque en otros se apoyan directamente sobre los materiales alpujárrides. Se cortan en la carretera de Lanjarón y se trata de un paquete de conglomerados con cantos redondeados y poco heterométricos, de un diámetro medio de alrededor de 3 cm. Sus cantos son heredados del Alpujárride y del Maláguide. En estos conglomerados se intercalan niveles areniscosos y algunos arcillosos. Su edad es Serravalliense - Tortoniense inferior.

8- Limos, arenas y margas: representan el 5,35% (24,05 Km²). En el valle de Albuñuelas y en el sector de Restábal estos materiales reposan concordantemente sobre los términos molásicos (calcarenitas bioclásticas y arenas) y sólo con carácter excepcional aparecen depositados sobre términos más antiguos. Están constituidos fundamentalmente por arenas, limos grises y amarillentos y margas, entre los cuales son raras las intercalaciones arcillosas y conglomeráticas. Al sur del río Albuñuelas estos limos y arenas presentan algo de conglomerados aunque no se han diferenciado por la escala del trabajo. La potencia de estos materiales puede llegar en algún punto a 200 m.

En los alrededores del Padul, estos materiales se depositan sobre las calcarenitas bioclásticas. En general, están constituidos por limos y en algunos puntos presentan areniscas. También se aprecia la presencia de yeso que va aumentando notablemente en dirección de la depresión de Granada. En ambos sectores corresponden al Tortoniense medio - superior.

En el valle del río Izbor estos materiales afloran en el margen izquierdo de este río, poco más abajo de su confluencia con el río Tablate. Están representados por arcillas y limos generalmente amarillentos, con intercalaciones grisáceas y rojizas. Hay algunos niveles margosos. La potencia de estos limos es de algo más de 10 m. Estos materiales se depositan directamente sobre los Alpujárrides y su edad es Serravalliense.



9- Calcarenitas: representan el 5,54 % (24,89 Km²) de la superficie total de la zona.

Al O de Murchas, las calcarenitas reposan sobre los limos y arenas finas del tramo 10 y tienen una potencia de unos 200 m de espesor. Litológicamente corresponden a calizas bioclásticas, arenas, conglomerados, areniscas y otros niveles constituidos, casi exclusivamente, por ostras y corales. En ese sector presentan un buzamiento de unos 45°, en aparente concordancia con los tramos inferiores. La edad es Tortoniense inferior-medio.

En la zona de Albuñuelas el sustrato de las calcarenitas son los limos, arenas y conglomerados de Albuñuelas. Estas calcarenitas se presentan como un nivel guía en todo el valle y su potencia no supera los 20 m. Están constituidos esencialmente por calizas bioclásticas que pasan a calizas (a veces coralinas). Cuando decrece el porcentaje de clastos, aparecen niveles de arenas y areniscas no muy bien cementadas. Los niveles limosos y arcillosos son bastante minoritarios. Su edad es del Tortoniense inferior - medio.

En el sector de Tablate reposan sobre el conglomerado de Tablate, donde el tránsito entre ambos tramos es inapreciable.

En el sector del Padul, las calcarenitas se extienden en una serie de elevaciones al O del Padul y reposan directamente sobre el Alpujárride. Son calizas bioclásticas que pasan a calizas organógenas casi puras al disminuir los materiales detríticos. Excepcionalmente, en algunos puntos aumenta la proporción de fracción detrítica hasta casi pasar a areniscas. Se han agrupado con este complejo litológico los materiales indiferenciados de la hoja del Padul que rodean las calcarenitas anteriores; tratándose sobre todo de alteraciones superficiales de estas calcarenitas.

10- Limos, arenas y conglomerados: representan el 1,14% (5,12 Km²) de la superficie total de la zona de estudio. En el sector de Albuñuelas, estos materiales afloran con cierta amplitud al N y al S del río Albuñuelas. Generalmente se apoyan sobre los materiales alpujárrides de forma discordante, su límite superior suele ser erosivo. En la zona del barranco de Luna y sus afluentes, la potencia puede llegar hasta 40 m de espesor, aunque en el río Albuñuelas esta potencia puede ser mayor. Su edad es Serravalliense-Tortoniense inferior.

En las cercanías de Murchas, estos materiales engloban algunos pequeños afloramientos del Burdigaliense situados en la base.

11- Dolomías, calizas y mármoles. Estos materiales representan el 42,61% (191,53 Km²). Agrupan las dolomías, mármoles y calizas formando un complejo litológico único por tener características mecánicas generalmente semejantes, siendo los más resistentes de los materiales en esta zona. En el manto de la Herradura estos materiales son mármoles, bastante puros, bien cristalizados, de colores blanquecinos a amarillentos. Así, en la Sierra de Albuñuelas constituyen un extenso afloramiento alargado en dirección E-O. Su contacto con la formación inferior de esquistos es neto con pocas intercalaciones intermedias. Estos mármoles están muy triturados por la presencia de numerosas fracturas. En el manto del Trevenque están formados por dolomías puras muy brechificadas. La brechificación está causada por las fallas que afectan a estos materiales pero, sobre todo, por numerosos juegos de diaclasas, formados, posiblemente, por fracturación hidráulica. En algunos casos se ha dado el nombre de “kakiritas” a estas brechas de fracturación. En su base existen mármoles calizos. La potencia puede superar los 1000 m en la zona de la Silleta. En el manto de Alcázar (Escalate) se trata de una alternancia de dolomías recristalizadas y calizas y, eventualmente, mármoles. Las dolomías, generalmente cristalizadas, llegan a ser verdaderos mármoles en algunos puntos. A veces aparecen de una forma masiva sin estratificación visible. En el manto de Lújar son calizas y dolomías generalmente masivas, las calizas aparecen con frecuencia bien estratificadas.

En el manto del Mulhacén estos materiales se encuentran representados por dos tipos: los mármoles cipolínicos con anfíbol, epidota y granate y mármoles brechoides o carniolares. En numerosos puntos estos mármoles nevado-filabrides engloban cantos y bloques de variadas litologías y tamaños; estos cantos son angulosos y extraordinariamente heterométricos, desde microscópicos hasta decenas de metros, y de naturaleza variada: mármoles bien recristalizados, micasquistos, algunas cuarcitas y hay gran abundancia de cantillos de metacineritas.

12- Calizas y calcosquistos. Estos materiales representan el 0,4 % (1,82 Km²) de la superficie total de la zona. En el manto de la Herradura estos materiales reposan sobre las filitas y hacen la transición a las calizas y dolomías marmorizadas superiores. En el manto de las Víboras (nombre dado al manto de Lújar en el borde occidental de Sierra Nevada) existen importantes intercalaciones de calcoesquistos entre los bancos carbonatados. La edad de los materiales de los complejos 11 y 12 es Tríasico medio - superior.

13- Filitas y cuarcitas. Representan el 3,19 % (14,33 Km²) de la superficie total de la zona de estudio. En los mantos alpujárrides estos materiales se presentan con tonalidad gris azulada y en algunos casos verdosos, excepto en el manto de las Víboras donde la tonalidad es roja a techo. Son rocas constituidas esencialmente por cuarzo, micas incoloras y clorita y, en menor proporción, epidota. Se encuentran intercalaciones lenticulares de cuarcitas. Su edad es Trías inferior.

14- Micasquistos y cuarzoquistos. Representan el 25,86 % (116,25 Km²) de la superficie total. Al SE de la zona, el manto de los Guájares presenta micasquistos con filones de cuarzo y con una estructura esquistosa con micropliegues. En este manto existen varios tipos de esquistos según el contenido mineralógico: micasquistos grafitosos (algunos con granate y estaurolita y otros con sillimanita y cianita según el grado de metamorfismo), micasquistos biotíticos (carecen de granate y tienen menos contenido en grafito) y cuarzoquistos y esquistos grises con estaurolita (bajo contenido en biotita y óxidos de hierro y abundancia de moscovita, epidota, anfíbol y sobre todo cuarzo).

En el manto de la Herradura / Trevenque se pueden distinguir los siguientes tipos de estos materiales: Esquistos con abundancia de epidota, plagioclasa, biotita y clorita y ausencia de estaurolita y grafito, esquistos grises con estaurolita y cianita, esquistos y cuarzoquistos oscuros con estaurolita y granate (son micasquistos grafitosos bastante oscuros) y abundantes cuarcitas.

En el manto del Mulhacén son abundantes los micasquistos con distena y estaurolita (presencia de grafito, y los cristales de estos esquistos son de gran tamaño), micasquistos con feldespato y anfíbol (micasquistos feldespáticos y micasquistos anfibólicos y toda la gama intermedia.), micasquistos granatíferos con anfíbol, zoisita o distena y estaurolita, micasquistos con cloritoide y distena (aglomeración de cloritoide en fracturas) y, por último, micasquistos epidóticos (muy ricos en clorita).

Los micasquistos del manto del Veleta son los más abundantes en esta zona y son grafitosos con feldespato, cloritoide y biotita. Tienen gran potencia (2000 m) y en ellos se intercalan a veces niveles de cuarcitas. La biotita está presente en toda la formación, pero el cloritoide y el feldespato se presentan separadamente o no aparecen en algunos puntos. Se distinguen micasquistos con biotita, micasquistos con cloritoide y micasquistos con feldespato.

La edad de estos micasquistos que forman el complejo 14 es Paleozoico (si no más antigua) pudiendo llegar al Trías inferior.

Las anfibolitas (0,08 % del total de la zona) y los gneises y ortogneises (0,23 %) se han agrupado con los micasquistos debido a su escasa extensión en esta área, ya que en la mayoría de los casos se encuentran en pequeñas intrusiones dispersas entre estos micasquistos, en algún caso entre los carbonatos.

La frecuencia relativa y absoluta de cada complejo litológico se recoge en la tabla 24 y se ilustran en la figura 77. Los complejos litológicos con mayor extensión son el 11 (dolomías, calizas y mármoles) y el 14 (micasquistos y cuarzoquistos) que representan el 42,61% y 25,86% respectivamente de la superficie total. Los demás presentan superficies inferiores al 10 %. Los complejos 2 (derrubios), 3 (travertino) y 12 (calizas y calcoesquistos) tienen una escasa representación con menos de 1% cada uno.

Tabla 24. Frecuencia en porcentaje, porcentaje acumulado y kilómetros de cada complejo litológico en la zona de estudio.

Complejo litológico	Área		
	%	Acumulada (%)	Km ²
Depósitos aluviales	3.35	3.35	15.074
Derrubios	0.90	4.26	4.059
Travertino	0.60	4.85	2.685
Turbera	1.71	6.56	7.668
Conos de deyección	2.77	9.33	12.432
Conglomerados y margas	1.45	10.77	6.509
Conglomerados y arenas	5.14	15.91	23.095
Limos, arenas y margas	5.34	21.25	24.013
Calcarenitas	5.54	26.8	24.909
Limos, arenas y conglomerados	1.14	27.94	5.119
Dolomías, calizas y mármoles	42.61	70.55	191.528
Calizas y calcoesquistos	0.40	70.95	1.816
Filitas y cuarcitas	3.19	74.14	14.327
Micasquistos y cuarzoquistos	25.86	100	116.250
Total de 14 clases	100		449.486

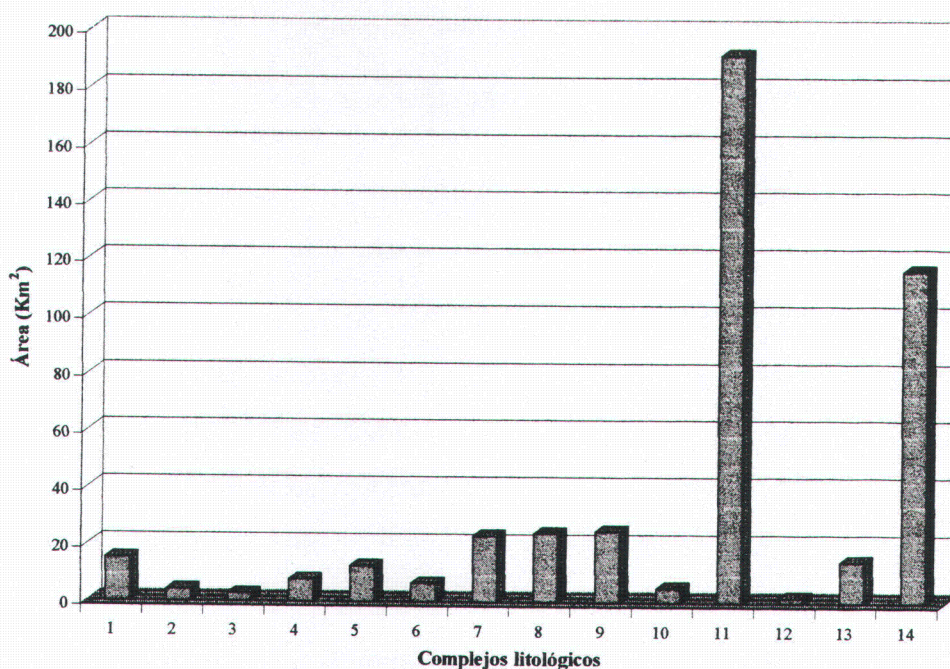


Figura 77. Distribución areal de los complejos litológicos. (1: Depósitos aluviales, 2: Derrubios, 3: Travertino, 4: Turbera, 5: Conos de deyección, 6: Conglomerados y margas, 7: Conglomerados y arenas, 8: Limos, arenas y margas, 9: Calcarenitas, 10: Limos, arenas y conglomerados, 11: Dolomías, calizas y mármoles, 12: Calizas y calcoesquistos, 13: Filitas y cuarcitas, 14: Micasquistos y cuarzoquistos).

Al tratarse de complejos litológicos, no es posible caracterizar con detalle sus propiedades físicas y mecánicas (Irigaray, 1995). Sin embargo, es conveniente conocer algunas características básicas de las litologías más susceptibles a los movimientos de ladera. Se han recogido 3 muestras de los limos, arenas y margas messinienses y 2 de los limos, arenas y conglomerados serravallienses (figura 78). Estos materiales son de los más afectados por procesos de inestabilidad. Algunas características mecánicas de estas unidades se desprenden de las siguientes clasificaciones según el Sistema Unificado para usos ingenieriles, basadas en datos granulométricos y de consistencia de la fracción fina (límites de Atterberg). En el análisis granulométrico se ha utilizado la técnica de tamizado y la sedimentación conjuntamente, según las normas NLT-104/72 y NLT-140/72. Los límites de consistencia de Atterberg se han realizado siguiendo las normas NLT-105/72, NLT-106/72 y ASTM D-427-39.

Complejo litológico 10 : Limos, arenas y conglomerados

Muestra A1

Límite líquido: 40% Límite plástico: 27% Índice de plasticidad: 13%

Granulometría de finos: 66 % pasa el tamiz 200 ASTMSuelo de partículas finas
Clasificación Unificada de suelos (S.U.C.S): ML (Limo de baja plasticidad)
Fracciones granulométricas : 17 % Arcilla , 49 % Limo, 29% Arena y 5 % de Grava.

Muestra A2

Límite líquido: 34% Límite plástico: 24% Índice de plasticidad: 10%
Granulometría de finos: 72% a tamiz 200..... Suelo de partículas finas
Clasificación Unificada de suelos (S.U.C.S): ML (Limo de baja plasticidad)
Fracciones granulométricas: 22 % Arcilla , 50 % Limo, 20% Arena y 8 % de Grava

Muestra A3

Límite líquido: 23% Límite plástico: 19% Índice de plasticidad: 4 %
Granulometría de finos: 63% a tamiz 200..... Suelo de partículas finas
Clasificación Unificada de suelos (S.U.C.S): ML (Limo de baja plasticidad)
Fracciones granulométricas : 20 % Arcilla , 43 % Limo, 32% Arena y 5 % de Grava

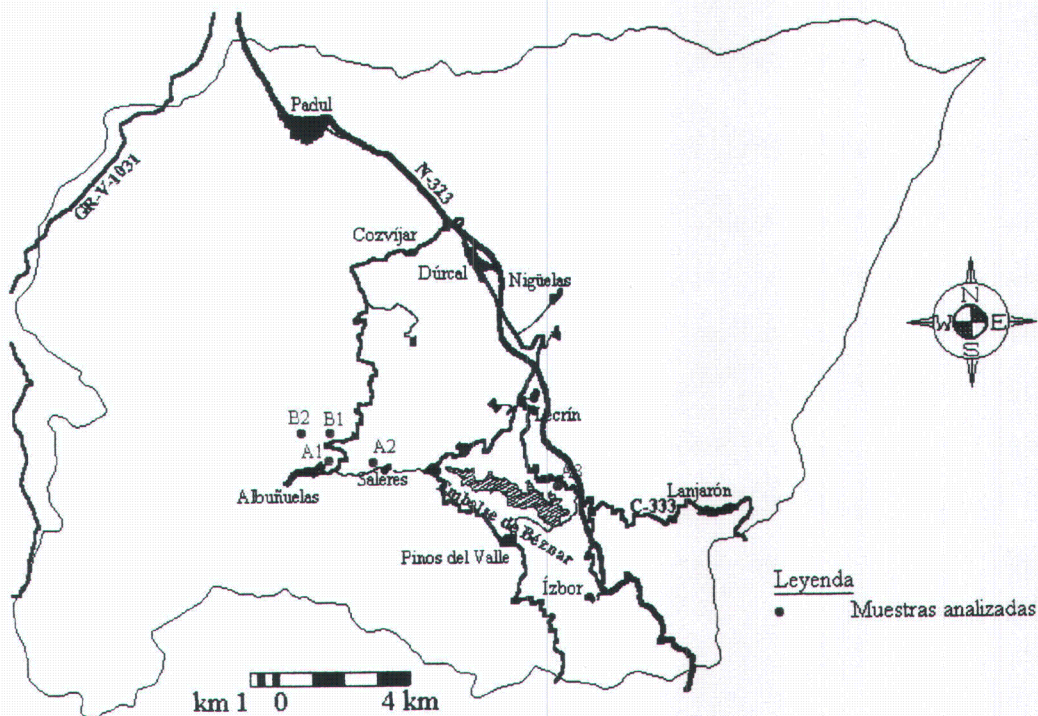


Figura 78. Localización de las muestras analizadas.

Complejo litológico 8: Limos, arenas y margas.

Muestra B1

Límite líquido: 30% Límite plástico: 24% Índice de plasticidad: 6%

Granulometría de finos: 60% a tamiz 200..... Suelo de partículas finas
Clasificación Unificada de suelos (S.U.C.S): ML (Limo de baja plasticidad)
Fracciones granulométricas: 16% Arcilla, 44% Limo, 34% Arena y 6 % de Grava

Muestra B2

Límite líquido: 32% Límite plástico: 25% Índice de plasticidad: 7%
Granulometría de finos: 63% a tamiz 200..... Suelo de partículas finas
Clasificación Unificada de suelos (S.U.C.S): ML (Limo de baja plasticidad)
Fracciones granulométricas: 20 % Arcilla , 43 % Limo, 31% Arena y 6 % de Grava

Dada la homogeneidad de las formaciones puede afirmarse que se trata, en conjunto, de limos de baja plasticidad en los que la proporción de arena es muy apreciable. Son suelos con una relativamente aceptable capacidad portante y escasa cohesión efectiva a largo plazo. La permeabilidad, dada la elevada densidad relativa del sedimento original (normalmente muy sobreconsolidado) suele ser baja y la infiltración muy limitada. Este tipo de materiales se caracteriza por una elevada susceptibilidad a la erosión y, también, a la generación de flujos superficiales activados por incrementos en el contenido de humedad.

II.2.1.3.2. UNIDADES TECTÓNICAS

Mediante la reclasificación de los mapas geológicos y su revisión por los trabajos posteriores se ha obtenido el mapa de unidades tectónicas (figura 79). Se han diferenciado los materiales neógenos-cuaternarios, los materiales alpujárrides y los nevado-filábrides. En los Alpujárrides se distinguen: los mantos de los Guájares, la Herradura-Trevenque, Alcázar (Escalate) y Lújar. En los Nevado-Filábrides se distinguen el manto del Mulhacén y el Veleta. La descripción de las características tectónicas y estratigráficas de estas unidades tectónicas se ha realizado en el capítulo I.2. La frecuencia relativa de cada unidad se ilustra en la figura 80.

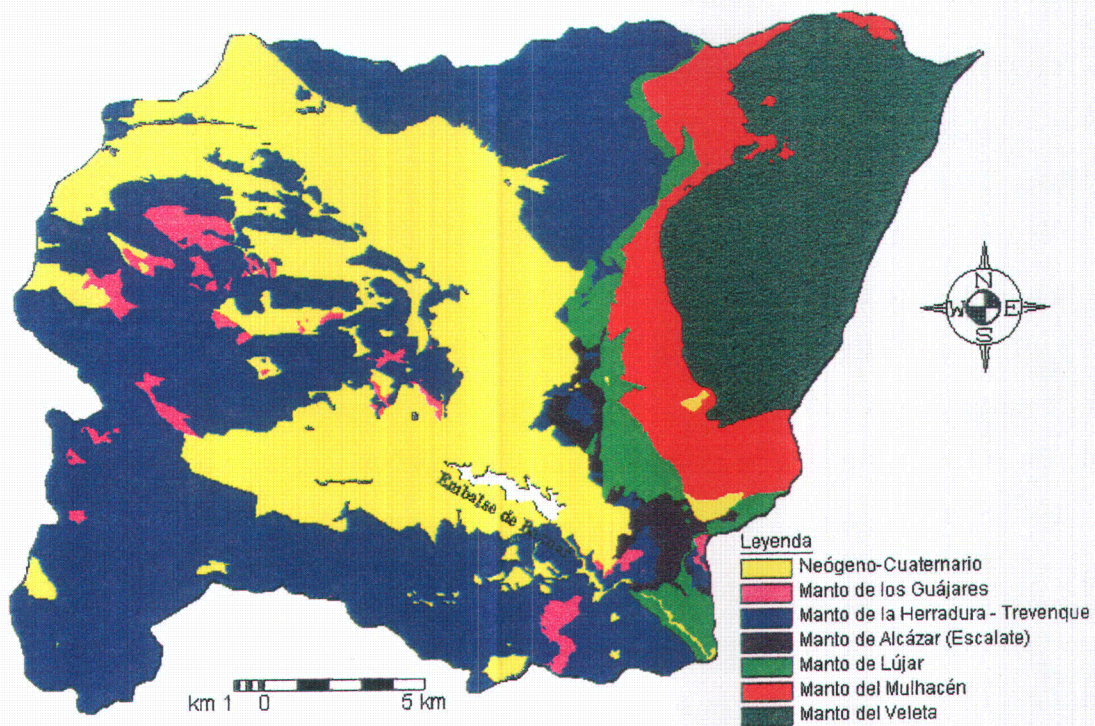


Figura 79. Mapa de unidades tectónicas.

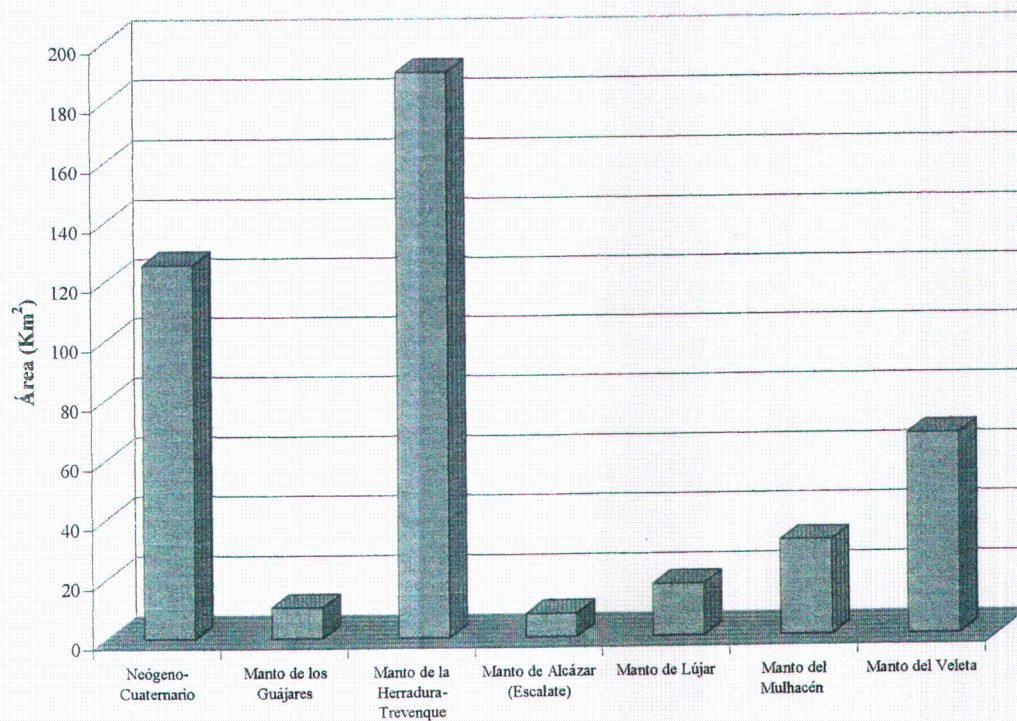


Figura 80. Frecuencia relativa de cada unidad tectónica.

II.2.1.3.3. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL

Este factor se ha considerado como determinante ya que refleja características climáticas homogéneas de las distintas zonas del área de estudio. El mapa de precipitación media anual se introduce como mapa temático en el SIG para analizar la influencia de la variación espacial de esta precipitación sobre la distribución de los movimientos de ladera. Los datos utilizados se han obtenido de los archivos del Ministerio de Medio Ambiente excepto 3 estaciones (Albuñuelas "Huida", Jayena y Nigüelas) cuyos datos se ha obtenido a partir de datos de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (1997). Para calcular la media anual de precipitaciones en la zona se ha considerado un registro de 50 años (1947-1997).

La figura 81 representa la distribución de la precipitación media anual en el sector estudiado. Las precipitaciones más altas (> 700 mm) están en las mayores altitudes de la zona (alto del río Lanjarón). El área más seca (< 400) coincide con la franja de tránsito hacia la depresión de Granada. El centro de la cuenca presenta valores entre 400 y 500 mm. La frecuencia relativa de cada clase de precipitación se ilustra en la gráfica de la figura 82.

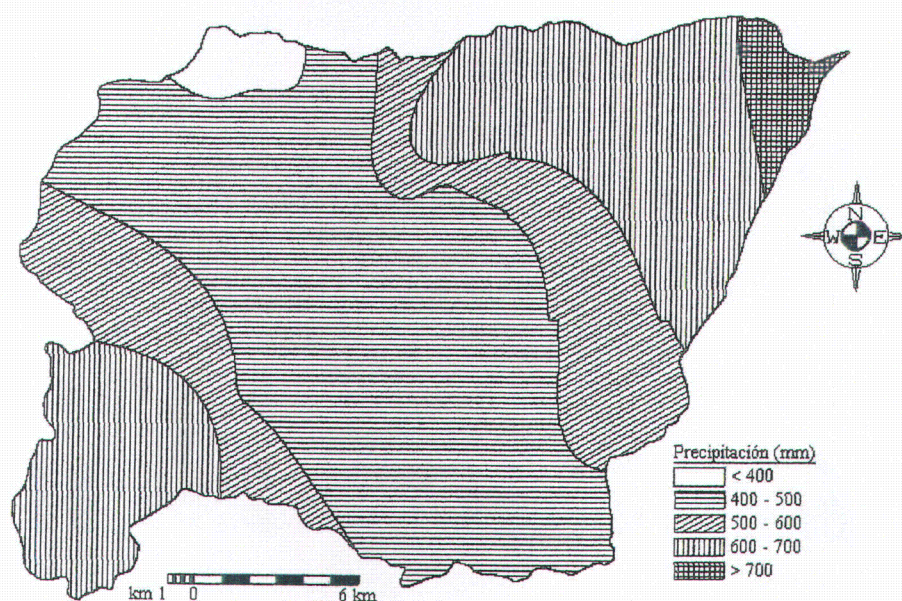


Figura 81. Precipitación media anual.

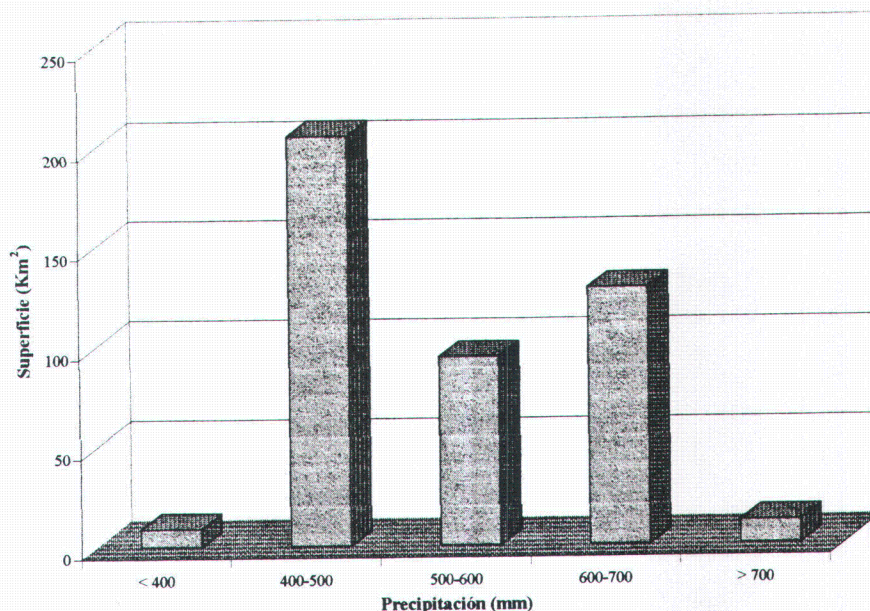


Figura 82. Histograma de frecuencia de la precipitación media anual

II.2.1.3.4. INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN.

La intensidad de precipitación se ha determinado a partir de los datos de precipitación máxima en 24 horas de cada estación. Estos datos se han obtenido de los archivos del Ministerio de Medio Ambiente que abarcan un registro de 50 años (1947-1997). La amplitud del registro nos permite considerar que los datos obtenidos representan una característica homogénea a lo largo de este registro y por lo tanto el mapa de intensidad de precipitación se ha considerado como factor determinante.

La figura 83 representa la distribución de la intensidad de lluvia (precipitación máxima en 24 horas) en el sector estudiado.

Las precipitaciones más altas (> 200 mm) están en el área SE de la zona de estudio (zona de Lanjarón). El área Oeste presenta los valores más bajos (< 100 mm). El resto de la zona presenta valores que van aumentando hacia el SE. La frecuencia relativa de cada clase de precipitación se ilustra en la gráfica de la figura 84.

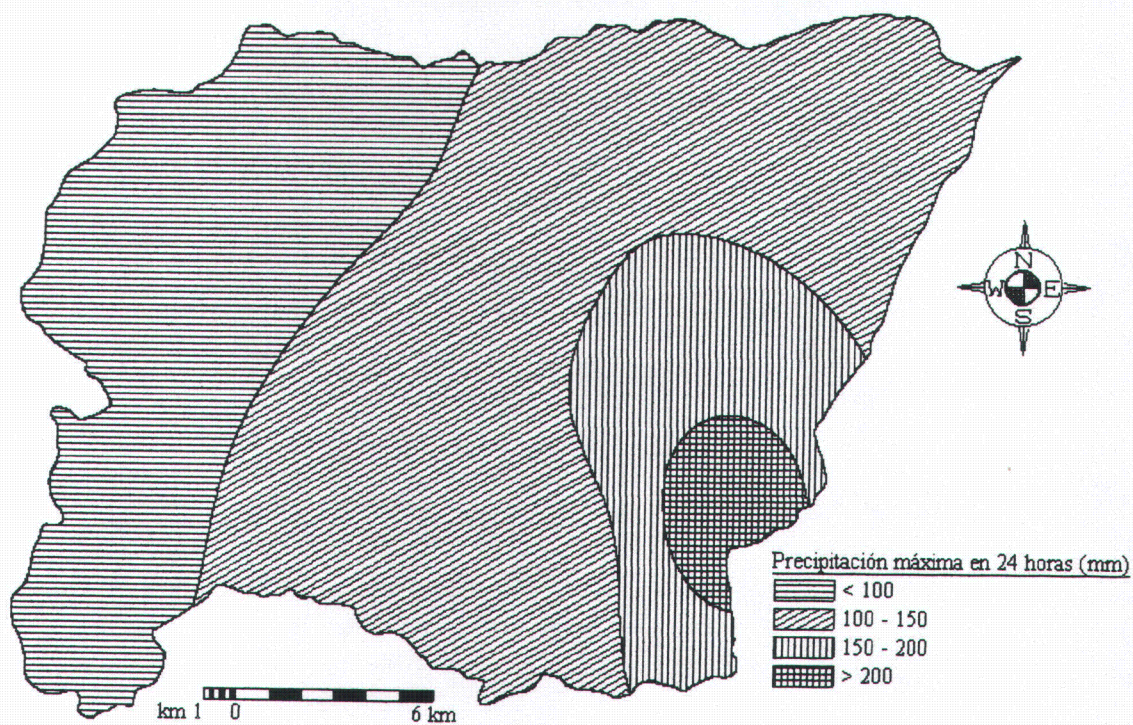


Figura 83. Precipitación máxima en 24 horas.

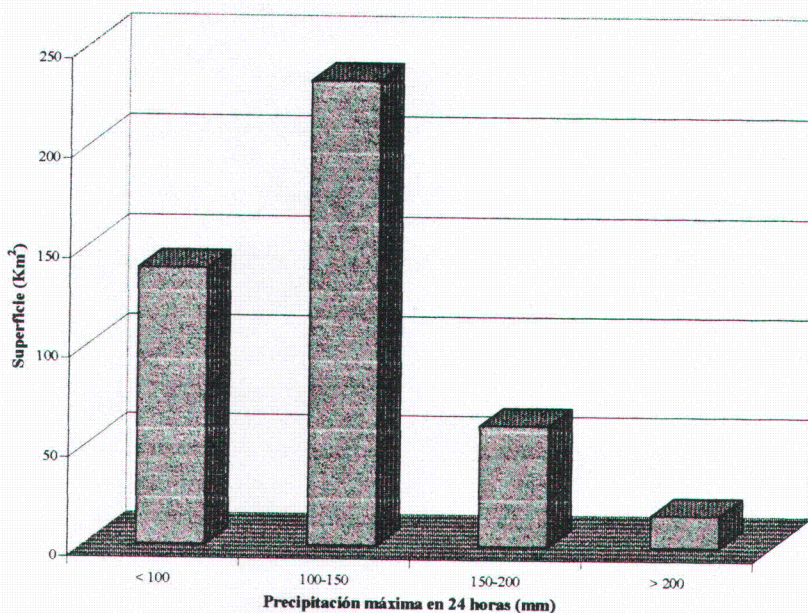


Figura 84. Histograma de frecuencia de la precipitación máxima en 24 horas

II.2.1.4. CORRELACIÓN ENTRE FACTORES.

Para determinar qué factores de los utilizados se pueden considerar independientes entre sí, se han realizado tablas de contingencia entre cada dos mapas y se han determinado algunos coeficientes de correlación entre ellos (tabla 25).

Dado que parte de las variables son nominales y que tanto las ordinales como las cuantitativas se han clasificado en intervalos de clases, el criterio para valorar la interdependencia, asociación o "distancia" entre factores (Irigaray, 1995) ha sido el coeficiente de contingencia "C", que tiene la ventaja de que se puede aplicar a cualquier tipo de variable. Se define como:

$$C = \sqrt{\frac{X^2}{X^2 + N}}$$

Donde:

$$X^2 = \sum \frac{F_r - F_t}{F_t}$$

F_r = Frecuencias reales

F_t = Frecuencias teóricas

$$F_t = \frac{F_i \cdot F_j}{N}$$

F_i = Total marginal de filas

F_j = Total marginal de columnas

N = Número total de sujetos

Sin embargo, el valor de este coeficiente depende del tamaño de la tabla, por tanto para poder compararlos es necesario referirlos al valor máximo posible (C_{\max}), definido como:

$$C_{\max} = \sqrt{\frac{K - 1}{K}}$$

Siendo K = valor mínimo de filas o columnas

El valor de la “distancia” utilizado en el análisis cluster, ha sido C/C_{\max} que a efectos de interpretación resulta equivalente al coeficiente de correlación r^2 de Person (Calvo y Abad, 1991).

Tabla 25. Matriz del coeficiente de correlación entre los factores considerados en la zona. C: Coeficiente de contingencia; r^2 : C/C_{\max} ; K: Valor mínimo de filas o columnas. alt: *Altitud*. pend: *Pendiente*. exp: *Exposición*. illum: *Iluminación*. curv: *Curvatura vertical*. forter: *Formas del terreno*. lit: *Litología*. untec: *Unidades tectónicas*. tecact: *Tectónica activa*. prmed: *Precipitación media anual*. prmax: *Precipitación máxima en 24 horas*.

	alt	pend	exp	illum	curv	forter	lit	untec	tecact	prmed	prmax
alt K=16	C=0,97 $R^2= 1$										
pend K=6	C=0,4 $r^2= 0.44$	C=0.91 $r^2= 1$									
exp K=9	C=0,33 $r^2= 0.36$	C=0.52 $r^2= 0.57$	C=0.94 $r^2= 1$								
illum K=8	C=0,25 $r^2= 0.26$	C=0.6 $r^2= 0.66$	C=0.68 $r^2= 0.73$	C=0.94 $r^2= 1$							
curv K=5	C=0,25 $r^2= 0.28$	C=0.46 $r^2= 0.51$	C=0.25 $r^2= 0.28$	C=0.26 $r^2= 0.29$	C=0.89 $r^2= 1$						
forter K=5	C=0,48 $r^2= 0.54$	C=0.68 $r^2= 0.77$	C=0.38 $r^2= 0.42$	C=0.42 $r^2= 0.47$	C=0.5 $r^2= 0.55$	C=0.89 $r^2= 1$					
lit K=14	C=0,73 $r^2= 0.75$	C=0.54 $r^2= 0.59$	C=0.44 $r^2= 0.47$	C=0.33 $r^2= 0.35$	C=0.39 $r^2= 0.44$	C=0.61 $r^2= 0.68$	C=0.96 $r^2= 1$				
untec K=7	C=0,74 $r^2= 0.8$	C=0.44 $r^2= 0.49$	C=0.36 $r^2= 0.42$	C=0.33 $r^2= 0.34$	C=0.29 $r^2= 0.32$	C=0.51 $r^2= 0.57$	C=0.82 $r^2= 0.89$	C=0.93 $r^2= 1$			
tecact K=4	C=0,53 $r^2= 0.61$	C=0,43 $r^2= 0.5$	C=0,34 $r^2= 0.39$	C=0,26 $r^2= 0.3$	C=0,27 $r^2= 0.31$	C=0,52 $r^2= 0.6$	C=0,6 $r^2= 0.69$	C=0,52 $r^2= 0.6$	C=0.87 $r^2= 1$		
prmed K=5	C=0,75 $r^2= 0.83$	C=0.34 $r^2= 0.38$	C=0.24 $r^2= 0.27$	C=0.22 $r^2= 0.25$	C=0.19 $r^2= 0.21$	C=0.38 $r^2= 0.42$	C=0.54 $r^2= 0.6$	C=0.59 $r^2= 0.66$	C=0.44 $r^2= 0.51$	C=0.89 $r^2= 1$	
prmax K=4	C=0,54 $r^2= 0.62$	C=0.31 $r^2= 0.36$	C=0.31 $r^2= 0.36$	C=0.22 $r^2= 0.25$	C=0.19 $r^2= 0.22$	C=0.39 $r^2= 0.45$	C=0.54 $r^2= 0.62$	C=0.61 $r^2= 0.7$	C=0.57 $r^2= 0.67$	C=0.41 $r^2= 0.55$	C=0.87 $r^2= 1$

De los resultados obtenidos se observa lo siguiente:

- La altitud está relacionada, en gran medida, con la precipitación media anual ($r^2= 0.83$, las mayores altitudes presentan mayores precipitaciones), con las unidades tectónicas ($r^2= 0,8$) y la litología ($r^2= 0,75$). También presenta una ligera correlación con la precipitación máxima en 24 horas ($r^2= 0,62$), la tectónica activa ($r^2= 0,6$) y las formas del terreno ($r^2= 0,54$).

- La pendiente está relacionado notablemente con las formas del terreno ($r^2= 0,76$), con la iluminación ($r^2= 0,66$). También presenta un ligera relación con la litología ($r^2= 0,59$), exposición ($r^2= 0,57$) y con la tectónica activa ($r^2= 0,5$).
- La exposición está relacionada con la iluminación ($r^2= 0,73$).
- La curvatura vertical esta relacionada ligeramente con las formas del terreno ($r^2= 0,55$)
- Las formas del terreno están relacionadas notablemente con la litología ($r^2= 0,68$) y con la tectónica activa ($r^2= 0,6$) y ligeramente con las unidades tectónicas ($r^2= 0,57$).
- La litología y las unidades tectónicas aparecen fuertemente relacionados ($r^2= 0,89$). También está relacionada notablemente con la tectónica activa ($r^2= 0,69$), con la precipitación máxima en 24 horas ($r^2= 0,62$) y con la precipitación media ($r^2= 0,6$).
- La actividad tectónica muestra una notable correlación con la altitud ($r^2=0, 61$), la pendiente ($r^2= 0,5$), las formas del terreno ($r^2=0,6$), la litología ($r^2=0,69$) y las unidades tectónicas ($r^2=0,6$). Esta correlación se explica por el mismo efecto de la actividad tectónica sobre el terreno ya que esta actividad implica un levantamiento regional de los terrenos acompañado del funcionamiento de fallas y inclinaciones tectónicas.

II.2.2. MOVIMIENTOS DE LADERA.

Según el ITGE (1991, 1992, 1994, 1996, 1997a, 1997b), el número de víctimas a causa de los movimientos de ladera ha sido de 8.662 en todo el mundo en los 6 primeros años de la Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales (1900-2000).

En España, Ayala et al (1987) indican que los movimientos de ladera constituyen, después de las inundaciones y la erosión, el riesgo geológico más importante. En el periodo 1900-1995, los movimientos de ladera han causado 38 víctimas (Irigaray, 1999). Por comunidades autónomas, es Andalucía la región española más expuesta, con más del 25% de las pérdidas esperadas en toda España (Ayala et al., 1987). En las Cordilleras Béticas las condiciones climáticas, geológicas, geomorfológicas y sísmicas (Chacón, 1995) explican la abundancia de los movimientos de ladera. En esta cordillera algunos de los movimientos

de mayor tamaño parecen mostrar una cierta correlación con reajustes del modelado relacionados con los periodos de actividad de ciertas fallas tectónicas regionales, como la de Alicante-Cádiz, donde los movimientos se explican por su proximidad a fuentes sísmicas o como consecuencia de procesos de erosión rápida asociados a desplazamientos laterales y/o verticales a lo largo de accidentes tectónicos (Chacón et al., 1988). El primer mapa de movimientos de ladera en Andalucía fue el de la provincia de Granada (Macau, 1962), lo que demuestra la gran importancia de los movimientos de ladera en esta provincia, donde se ubica la zona objeto de este estudio.

Es posible evitar los riesgos derivados de movimientos de ladera o al menos reducirlos hasta un 90% (Ayala et al., 1987) si se aplican medidas adecuadas de prevención y mitigación de estos procesos. En este contexto, se necesita un reconocimiento previo de los sucesos producidos anteriormente en la zona considerada, elaborando un inventario de movimientos de ladera con especial atención a la tipología, grado de desarrollo y actividad de los movimientos, así como a los factores determinantes y desencadenantes de éstos.

II.2.2.1. TERMINOLOGÍA, CLASIFICACIÓN Y RECONOCIMIENTO DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA.

TERMINOLOGÍA.

Los movimientos del terreno que se consideran en este estudio son aquellos desplazamientos que afectan a los materiales en laderas o escarpes (movimientos de ladera). Estos desplazamientos se producen hacia el exterior de las laderas y en sentido descendente como consecuencia de la fuerza de la gravedad (Corominas y García Yagüe, 1997). Los hundimientos de cavidades o de materiales están excluidos de estos movimientos (Varnes, 1978).

Coates (1977) resume los criterios que definen los movimientos de ladera, equivalente español del término inglés "Landslide" en varios puntos:

- La gravedad es la principal fuerza en el proceso.
- El desplazamiento debe de tener una cierta velocidad. La reptación no forma parte de estos movimientos ya que es un proceso demasiado lento.
- El movimiento puede ser una caída, un deslizamiento o un flujo.
- El plano de zona de ruptura no es similar a una falla.

- El material desplazado incluye formaciones superficiales y/o rocas in situ.
- Los fenómenos de hielo/deshielo de suelos se excluyen de este tipo de proceso.
- El material desplazado tiene límites bien determinados y representa generalmente una parte limitada de una ladera.

En el análisis de susceptibilidad a los movimientos de ladera es conveniente considerar sólo el área de la zona de ruptura, excluyendo así el área de depósito (Chacón, 1987; Irigaray, 1990; Boussouf et al., 1994; Irigaray, 1995). Esta zona de ruptura se representa como la proyección de la superficie de ruptura sobre la topografía (figura 85).

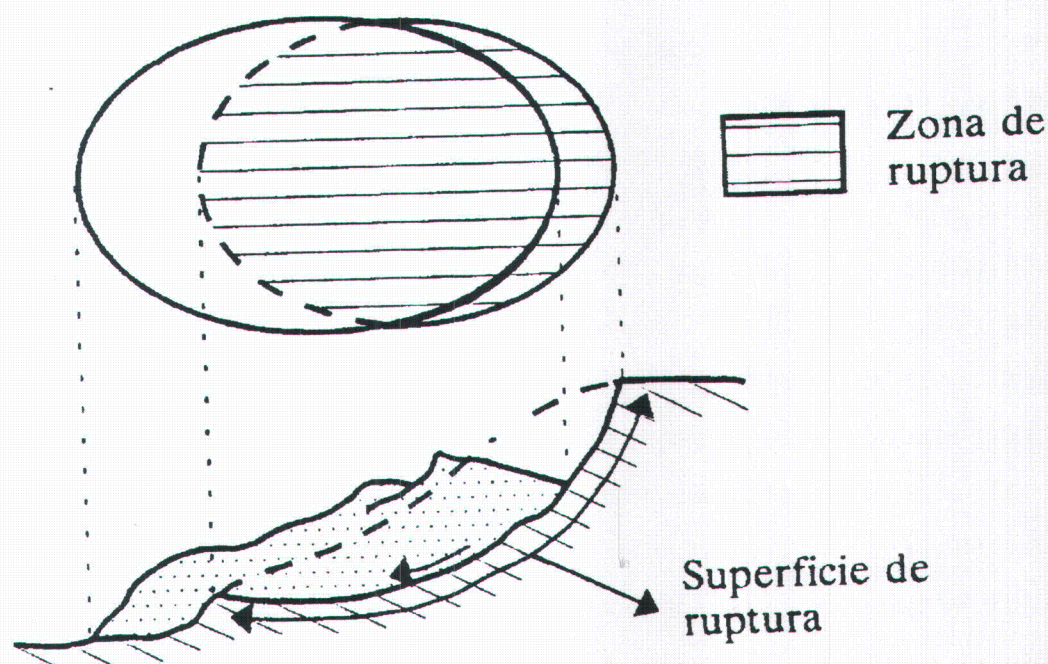


Figura 85. Zona de ruptura en un movimiento de ladera "tipo" (Chacón et al., 1993).

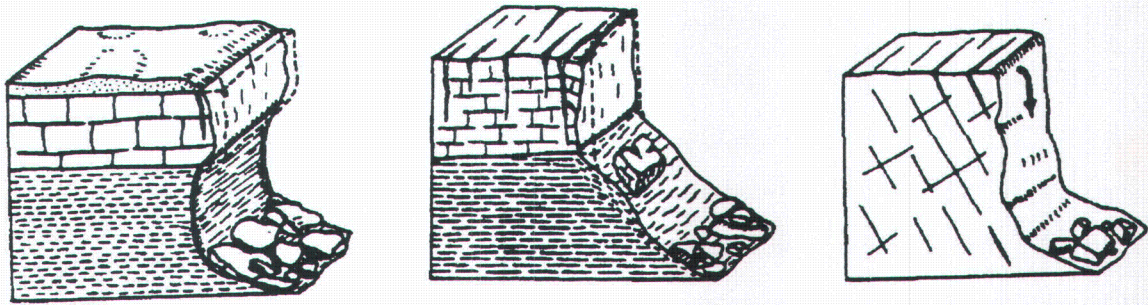
CLASIFICACIÓN

La clasificación de los movimientos de ladera depende de los criterios utilizados para su diferenciación. En este estudio se han utilizado básicamente criterios morfológicos que derivan de las clasificaciones de Varnes (1958 y 1978) según la cual se diferencian 4 tipos básicos de movimientos (figura 86), además de las derivas o extensiones laterales:

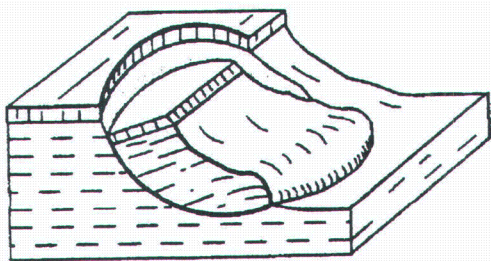
- **Deslizamientos:** en este tipo, el desplazamiento se produce en materiales sueltos o coherentes a través de una superficie de ruptura bien definida. La geometría de esta superficie de ruptura impone dos tipos de desplazamientos, uno por rotación y otro por traslación, lo que permite diferenciar entre los deslizamientos rotacionales y los

traslacionales. Los deslizamientos rotacionales se desarrollan en materiales sueltos o en macizos rocosos muy fracturados y homogéneos (Antoine, 1992), donde las discontinuidades geológicas no condicionan la trayectoria de la superficie de ruptura que es más o menos circular. Los deslizamientos traslacionales afectan sobre todo a materiales heterogéneos y se producen sobre una superficie más o menos plana, habitualmente en relación con estructuras geológicas. Algunos movimientos pueden tener una superficie de ruptura con una geometría mixta. Estos últimos se llaman deslizamientos compuestos (Antoine, 1992).

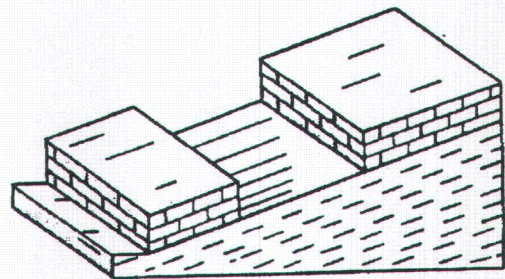
- **Flujos:** son movimientos relativamente rápidos que afectan sobre todo a materiales con una cohesión baja o nula. El material desplazado está muy desorganizado y la superficie de ruptura puede no existir o ser muy difusa. En algunos casos la superficie de ruptura se puede asimilar a toda una franja de deformación. En este tipo de movimientos el agua es un motor principal en el proceso, y según su cantidad y la granulometría del material se distinguen: coladas de barro, corrientes de derrubios, flujos de tierra y solifluxión. Las coladas se distinguen de la solifluxión por tener una velocidad de movimiento más rápida como consecuencia de alcanzar el límite líquido. Los contornos de las coladas son más definidos que los de la solifluxión. Los flujos de tierra presentan una velocidad intermedia entre las coladas de barro y la solifluxión. Las corrientes de derrubios son un caso particular de flujos que afectan a materiales sueltos formados por derrubios y barro procedentes de la descomposición de macizos rocosos, con proporción variable de material fino o grueso (en general los gruesos representan un porcentaje superior a 50%). Son movimientos muy rápidos y se producen generalmente en tormentas.
- **Desprendimientos:** movimientos rápidos de una masa de materiales o bloques aislados. Los desplazamientos se hacen casi siempre en sentido vertical por caída libre. Este tipo requiere una topografía particular tal como escarpes en rocas o terrenos con pendientes fuertes. Estos movimientos se caracterizan por la acumulación de bloques de tamaño variable en el pie de ladera. Los desprendimientos se producen por varias causas, entre ellas: erosión diferenciada de materiales, presencia de agua en las fracturas de un macizo rocoso (efecto hielo/deshielo)...etc.



DESPRENDIMIENTOS

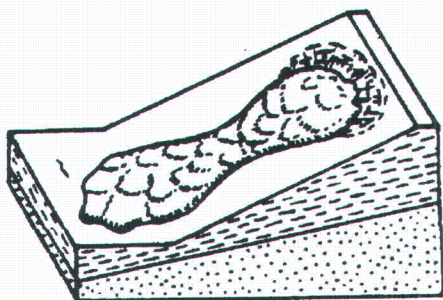


Rotacional

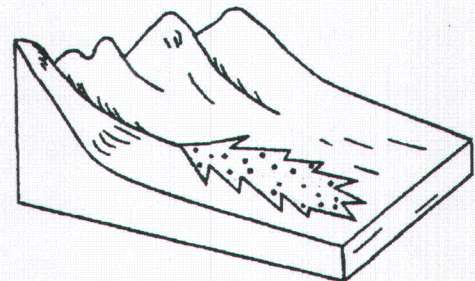


Traslacional

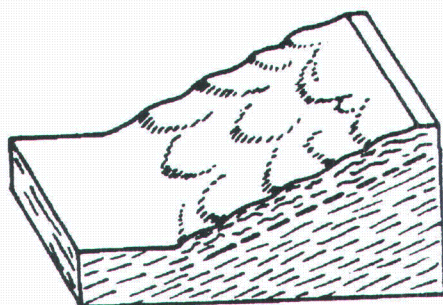
DESLIZAMIENTOS



Colada de barro



Corriente de derrubios



Soliflucción

FLUJOS

Figura 86. Esquema de los principales tipos de movimientos de ladera (Irigaray, 1995). Se presentan sólo los tipos inventariados en la zona de estudio.

- **Movimientos complejos:** son el resultado de la combinación de dos o más tipos de movimientos elementales descritos anteriormente. Estos movimientos alcanzan generalmente gran tamaño (Antoine, 1992) afectando, a veces, a laderas completas.
- **Derivas o extensiones laterales:** Estos movimientos no son frecuentes, si bien aparecen cuando concurren determinadas características geológicas complejas. El movimiento consiste en una extensión lateral controlada por superficies de corte y/o fracturas de tensión. Pueden aparecer sobre macizos rocosos con diferente competencia o bien sobre materiales con carácter de suelo.

RECONOCIMIENTO EN EL CAMPO.

La evaluación de la inestabilidad de las laderas se basa en el reconocimiento de los rasgos que indican un movimiento de ladera actual o antiguo. Muchos autores han intentado hacer los diagnósticos de varios tipos de movimientos de ladera (Sharpe, 1938.; Varnes, 1958.; Ritchie, 1958.; Liang and Belcher, 1958.; Dishaw, 1976.; Bailey, 1972.; Crozier, 1973.; Cooke and Doornkamp, 1974). Las evidencias que se pueden identificar en el campo son, sobre todo, la morfología, el drenaje, la vegetación, las condiciones de subsuperficie (estratigrafía y textura) y los elementos afectados. Depende del grado de conservación o de actividad, estas evidencias son más o menos fáciles de determinar comparando los elementos del movimiento respecto a otros que les rodean.

Evidencias morfológicas: para un movimiento con grado de desarrollo avanzado podemos distinguir un escarpe principal y pie desarrollados. Dependiendo del tipo y grado de desarrollo del movimiento, los materiales de depósito pueden tener una forma redondeada o una depresión pobremente drenada. La superficie de ruptura expuesta y el escarpe son generalmente muy evidentes en el caso de los deslizamientos por su color brillante y por los elementos resultantes de la erosión en su superficie. El material depositado tiene una característica muy particular respecto a las laderas que las rodea. Así, éste presenta una convexidad o bien forma una depresión. En el caso de un movimiento rápido y una ladera corta, los materiales llegan al valle formando terrazas en el pie de la ladera, dejando una pequeña evidencia en la ladera de origen. En el caso de corrientes de derrubios, donde el agua existe en grandes cantidades, podemos distinguir la zona de erosión, el canal de transporte y al final la zona de acumulación, que generalmente está al pie de la ladera.

También se pueden observar algunas grietas abiertas y escarpes secundarios (menos desarrollados en suelos) que nos pueden dar una información muy útil en la evaluación de las condiciones de inestabilidad. Las grietas pueden aparecer en la zona de cabecera, normales a la dirección del desplazamiento, o en las cercanías de los flancos, paralelas a dicha dirección.

Las solifluxiones se manifiestan superficialmente con abombamientos múltiples dando un aspecto ondulado a la topografía.

Drenaje: se analizan las anomalías de la red de drenaje relacionadas con el movimiento, por ejemplo, el cuerpo de un movimiento reciente puede no tener líneas de drenaje o bien la existencia de terrazas en el río perpendicular al movimiento que pueden ser resultado de un depósito de movimiento antiguo.

Vegetación: el tipo de vegetación y las comunidades de éstas se pueden utilizar como indicadores de la edad del movimiento y su grado de actividad. El cuerpo del movimiento (donde el drenaje es inestable) se coloniza por especies de rápido crecimiento, el escarpe expuesto se coloniza por otras especies, mientras que en la zona de acumulación aparecen especies más tolerantes a las condiciones de inestabilidad. En un área de movilización activa, la vegetación se encuentra volcada, arrastrada y se observa la ausencia de coníferas o de otras vegetaciones de larga duración de vida.

Evidencias de subsuperficie: en el caso de los deslizamientos, la masa hundida de la cabecera y del cuerpo conserva lo esencial de su estructura y textura, mientras que en el pie el material deslizado pierde completamente su estructura guardando algunas veces la textura original. En el caso de un deslizamiento rotacional la topografía de la masa deslizada se encuentra rotada.

Elementos afectados: grietas en carreteras, casas, inclinación y grietas en muros de contención movilizados...etc.

II.2.2.2. ACTIVIDAD Y GRADO DE DESARROLLO

En un estudio de inestabilidad de vertientes, el inventario debe registrar las evidencias del grado de actividad en las diferentes zonas inestables cartografiadas. La razón de este interés es introducir en el análisis de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera, no solamente las informaciones de factores determinantes y desencadenantes, sino

también, datos relativos a la actividad de movimientos para establecer el mapa de peligrosidad (Chacón et al., 1996b). Si definimos la actividad de movimientos como la expresión de si el movimiento está presente o es potencial (UNESCO, 1993; El Hamdouni y Chacón, 1995), se distinguen 3 tipos de actividad reciente: permanente, intermitente y estacional. En la actividad antigua se distinguen dos situaciones: movimiento dormido y movimiento fósil, los dos actualmente sin actividad presente pero con posibilidades variables de reactivación a causa de obras civiles, erosión en el pie de ladera, terremotos, u otros. Cuando el movimiento ha gastado toda la pendiente o cuando hay una obra de estabilización, el movimiento se considera con actividad nula. A continuación se definen las diferentes clase de actividad:

- **Actividad permanente:** se define cuando es posible medir la velocidad de la masa por métodos convencionales.
- **Actividad intermitente:** se define cuando el movimiento muestra evidencias de periodos de actividad y periodos de inactividad, relacionados posiblemente con las fluctuaciones del nivel de agua, condiciones de humedad de la masa o bien por efectos desencadenantes como terremotos o erosión fluvial en el pie. La intermitencia es irregular y no está relacionada con los cambios de estaciones del año.
- **Actividad estacional:** se define cuando la intermitencia es regular y expresada por cambios estacionarios del año.
- **Actividad dormida:** el movimiento no muestra actividad, ni registra periodos recientes de actividad, pero la pendiente y la masa muestra que todavía persisten las condiciones de inestabilidad. Si aparecen los factores desencadenantes adecuados el movimiento se reactiva.
- **Actividad fósil:** es un antiguo movimiento cubierto por depósitos no deformados, pero puede haber una inestabilidad potencial. Si aparecen procesos de erosión en el pie de ladera, obras civiles, encajamiento o terremotos de grandes magnitudes, se podría desencadenar la reactivación.
- **Actividad nula:** cuando la pendiente se ha disminuido por el mismo movimiento o bien ha habido una estabilización.

Los criterios de campo que muestran la actividad presente de un movimiento (permanente, intermitente o estacional) son:

- Morfología fresca de un movimiento expresada por: un escarpe principal no erosionado, grietas abiertas y escarpes secundarios, líneas de flujo en arcillas o limos, etc. Cuando la litología es menos resistente y la erosión es activa, los elementos morfológicos son fáciles de reconocer pero se erosionan rápidamente. La morfología observada puede ser más o menos evidente dependiendo del grado de desarrollo, lo cual es importante para la identificación apropiada del proceso.
- Evidencias de deformación en los troncos de vegetación (por ejemplo, árboles inclinados).
- Total ausencia de vegetación en el escarpe principal o bien en los bloques que resultan del movimiento.
- Evidencias de frescura de grietas que afectan a obras civiles, estructuras afectadas por movimientos, inclinación de muros a lo largo de carreteras, etc.

Entre los criterios de actividad antigua de un movimiento destacamos los siguientes:

- Suavización de la morfología de los depósitos de los movimientos por erosión.
- Relleno de grietas por: sedimentos derivados de la erosión, depósitos de suelo por evapotranspiración o bien por actividad biológica.
- Ausencia de deformaciones en obras civiles o estructuras situadas por encima de la masa movilizada.
- Crecimiento vertical de árboles después de segmentos inclinados o deformados por un periodo anterior de actividad.
- Efectos sobre la evolución de la red de drenaje en el área movilizada si la comparamos con el drenaje del área de alrededor.
- Depósitos aluviales o coluviales que cubren parcial o totalmente la masa movilizada.
- Evidencias de desarrollo de terrazas en la masa.

Desde el punto de vista espacio-temporal se diferencian varias etapas en el desarrollo de la inestabilidad, a los que se asocian diferentes grados de actividad, diferentes formas de la zona de ruptura en desarrollo y de la masa movilizada, así como diferentes consecuencias materiales y personales del entorno afectado.

Se distinguen varias fases en el desarrollo de los movimientos (UNESCO, 1993; El Hamdouni y Chacón, 1995; Chacón et al. 1996c):

- **Fase preparatoria o incipiente:** el desarrollo del movimiento es poco apreciable (cambios en manantiales, abombamientos locales, grietas de tracción en cabecera). En esta fase el movimiento es activo con velocidad variable (actividad intermitente a permanente). En el caso de ser intermitente, puede estar inactivo largo tiempo hasta una nueva reactivación. Los daños se distribuyen linealmente en estructuras situadas sobre la traza de las grietas o del abombamiento. El potencial para generar daños es muy alto (según el volumen de la masa a movilizar y la trayectoria).
- **Fase inicial:** el desarrollo del movimiento es apreciable (abombamientos, ruidos discontinuos, cambios topográficos, grietas de tracción en cabecera, trazas de escarpes, hundimientos, cabeceos suaves, etc.). La duración, progresión y continuidad son variables. El movimiento es activo con velocidad variable (actividad intermitente a permanente). En el caso de que la actividad sea intermitente, el movimiento puede estar inactivo durante largo tiempo hasta la próxima reactivación. Los daños se distribuyen en áreas que se sitúan alrededor de las grietas y abombamientos, incluyendo el frente. El potencial para generar daños es alto según el volumen de la masa a movilizar y la extensión de la trayectoria.
- **Fase de desarrollo:** se caracteriza por: despliegue del escarpe, delimitación de la masa que desborda la base del plano de rotura, aparición de escarpes menores, hundimientos y cabeceos en cabecera, levantamiento en el frente y avance de la masa ladera abajo. La duración de esta fase es variable ya que el movimiento puede detenerse en cualquier momento y permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva reactivación. El movimiento es activo con velocidad variable (intermitente o permanente). Los daños se extienden a toda la masa movilizada y a las zonas situadas bajo el frente, y en la trayectoria que la masa ha recorrido. El potencial para generar daños es medio (las zonas en donde se pueden generar daños son la trayectoria restante y la zona de remonte posible).
- **Fase avanzada:** se caracteriza por el desarrollo del escarpe principal y de los escarpes menores, acumulación de la masa en la base de la ladera, despliegue de bloques menores y remonte del escarpe principal ladera arriba si es posible. El movimiento es activo con velocidad variable (intermitente o permanente) y puede permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva reactivación. Los daños se extienden según progresa la deformación de la masa, se amplía la zona de ruptura ladera arriba y se extiende la zona

de desplazamiento de la masa. El potencial es bajo (la mayor parte de los daños se han producido ya).

- **Fase de agotamiento:** Acumulación de la masa en el pie de la ladera y nueva pendiente media del perfil. En algunos casos el escarpe principal está en divisoria o sin posibilidad de remontar. Derrumbe de bloques menores. Inestabilidades locales. Estabilización parcial salvo excavaciones. El movimiento es poco activo y tiene velocidad variable. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta su fosilización definitiva o hasta nueva reactivación por acción erosiva, recargas, desmontes o terremotos importantes. Los daños se han producido en toda la extensión de la masa y el potencial de daños es mínimo. Posibles daños locales por reajustes de masas.

Estas fases son aplicables más bien a deslizamientos sencillos. En el caso de corrientes de derrubios, el desarrollo de estos se hace de una manera continúa y rápida o muy rápida desde el inicio hasta el final. En las caídas de bloques el proceso difiere sustancialmente (Chacón et al., 1996b).

II.2.2.3. INVENTARIO DE MOVIMIENTOS DE LADERA

El proceso de evaluación global de riesgos en una determinada región (McMaster, 1990) empieza por la identificación del proceso o procesos generadores de éstos en el área de estudio y por la definición de su área de influencia, ya que la mayoría de los movimientos de ladera que se han registrado en el pasado no alcanzan la estabilidad total (Corominas, 1986) y por lo tanto quedan como zonas expuestas a nuevas reactivaciones.

II.2.2.3.1. ANTECEDENTES.

No existen trabajos sistemáticos sobre movimientos de ladera en esta zona, sin embargo se encuentran algunos trabajos publicados en zonas concretas y de una manera puntual, sobre todo en entornos urbanos o alrededor de infraestructuras. A continuación se comentan estos trabajos por orden cronológico:

- El mapa de movimientos del terreno de la provincia de Granada a escala 1:200.000 (Macau, 1962, 1963). En esta zona se señalan 6 movimientos de ladera: una zona de inestabilidad general, 3 movimientos activos y un desprendimiento de bloques (la nomenclatura según el mapa de Macau). Estos movimientos se localizan en la carretera

- de Lanjarón cerca del pueblo y en la carretera N323 (Granada -Motril) en las cercanías del pueblo de Izbor.
- El Mapa Geotécnico General a escala 1:200.000, hoja 83 (5-11) Granada-Málaga (IGME, 1973). Se muestra un sólo movimiento localizado en la zona de la Fuente del Miriñaque y designado como deslizamiento en favor de la dirección de tectonización. En la cartografía del mismo organismo, este movimiento se sitúa en la zona calificada como inestable bajo la acción del hombre.
 - El informe sobre "El Terremoto de Andalucía de 25 de Diciembre de 1884" (IGN, 1980). Se recogen los daños producidos en el entorno de la localidad de Albuñuelas como uno de los numerosos pueblos destruidos durante el seísmo. Se contabilizaron 102 muertos, 500 heridos y 463 edificaciones destruidas sólo en el término municipal de Albuñuelas. Buena parte de los daños fueron consecuencia de movimientos del terreno (deslizamientos, flujos y desprendimientos) que sucedieron al seísmo en los minutos posteriores al mismo.
 - La cartografía del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 y sus memorias. Esta cartografía, aunque evidentemente orientada a los materiales litológicos y estructuras, hace referencia en algunas hojas a zonas de inestabilidad:
 - En la hoja del Padul (González-Donoso et al., 1980) se ha mencionado la presencia de corrientes de derrubios (derrubios según los autores) que afectan a las dolomías y mármoles dolomíticos alpujárrides.
 - En la hoja de Dúrcal (Avidad et al., 1981) se cartografían 5 deslizamientos (según la nomenclatura adoptada por los autores del mapa), en los alrededores de Saleres (afectando a "limos y arenas" y "conglomerados y margas") y en el barranco de Torres, a la altura de Albuñuelas (afectando a las "calcarenitas bioclásticas y arenas" del Tortoniense).
 - Mapa de movimientos del terreno de la provincia de Granada a escala 1/100.000 (MOPU, 1987). Se trata de un inventario orientado principalmente a los movimientos que afectan las carreteras y sus alrededores.
 - En 1988 el Prof. José Chacón Montero, director de esta tesis, fue consultado por el Ayuntamiento de Albuñuelas al respecto de los daños y desahucios producidos en edificios de la localidad en relación con la inclinación progresiva de las fachadas. El informe emitido entonces (Chacón, 1988) señalaba la elevada susceptibilidad del

entorno del pueblo a los movimientos de ladera, su ubicación parcial en una masa sometida a deslizamiento rotacional muy lento y la necesidad de controlar los movimientos de ladera en los terrenos blandos situados sobre el pueblo y de limitar los riegos empleando, preferentemente, el sistema de goteo.

II.2.2.3.2. EL INVENTARIO ELABORADO EN ESTE ESTUDIO

Para llevar a cabo el inventario de movimientos de ladera en esta zona se ha procedido a:

- Interpretación de fotografías aéreas del año 1992 a escala 1:20.000 sobre papel transparente y con la ayuda de un estereoscopio (de espejo y de bolsillo). Se recogen los datos morfológicos apreciables en estas fotografías, tales como: los límites de movimientos de ladera, los límites de superficie de ruptura, escarpes...etc.
- Itinerarios de campo donde se verifican los movimientos inventariados por la interpretación de fotografía aérea y se cogen muestras de los materiales más afectados para su posterior análisis geotécnico. En estos itinerarios se ha llevado a cabo un reportaje fotográfico de los movimientos más significativos y de los daños resultantes.
- Cartografía de los movimientos sobre un fondo topográfico a escala 1:25.00 (IGN, 1994). En algunas áreas se han utilizado mapas a escala 1:10.000 (zonas de Béznar y alrededores de Albuñuelas).
- Elaboración de una base de datos que recoge las principales características de movimientos inventariados: tipología, actividad, grado de desarrollo, edad, área, perímetro, daños registrados, litología afectada, altitud máxima, etc. Esta base de datos es útil para la gestión posterior y explotación estadística de datos.
- Digitalización del inventario mediante el programa Tydig de SpansGIS (Intera-Tydac, 1993) para su posterior análisis.

Este inventario se ha elaborado en diferentes tramos ya que se trata de un área relativamente grande (casi 500 Km²). Algunos de estos tramos se han publicado a lo largo de esta investigación:

- En 1996 se publicó el inventario de movimientos de ladera de la cuenca del río Albuñuelas (figura 87) en diferentes eventos científicos: VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio (El Hamdouni et al., 1996a), VIIIth International Conference & Fieldtrip on Landslides (El

Hamdouni et al., 1996b) y Colloque International sur la Géologie Appliqué au Service des Collectivités locales, a l'Amenagement du Territoire et a l' Environnement (El Hamdouni et al., 1996c). En estos trabajos, se describe un inventario de 215 movimientos de ladera y sus principales factores determinantes (litología, pendiente, elevación e iluminación). 82 de estos movimientos son deslizamientos, 64 son desprendimientos, 40 son movimientos complejos y 28 son flujos. En esta sub-cuenca los movimientos de ladera tienen una extensión del orden de 7,9% de la superficie total estudiada (7,92 Km²). El área más inestable se sitúa en la depresión de Albuñuelas, cuya litología está dominada por los materiales neógenos. Se han analizado varios factores determinantes de movimientos de ladera concluyendo que la litología y la altitud aparecen en todos los tipos de movimientos como factores de 1^{er} orden. La pendiente y la exposición aparecen como factor de 2^o orden. Los movimientos más frecuentes son de tipo deslizamientos y movimientos complejos. Los movimientos en esta zona se producen sobre todo en las unidades litológicas de "depósitos coluviales" y en los "limos y arenas", en la clase de pendiente entre 6° y 20°, en la elevación entre 500 y 800 m y en la exposición Norte.

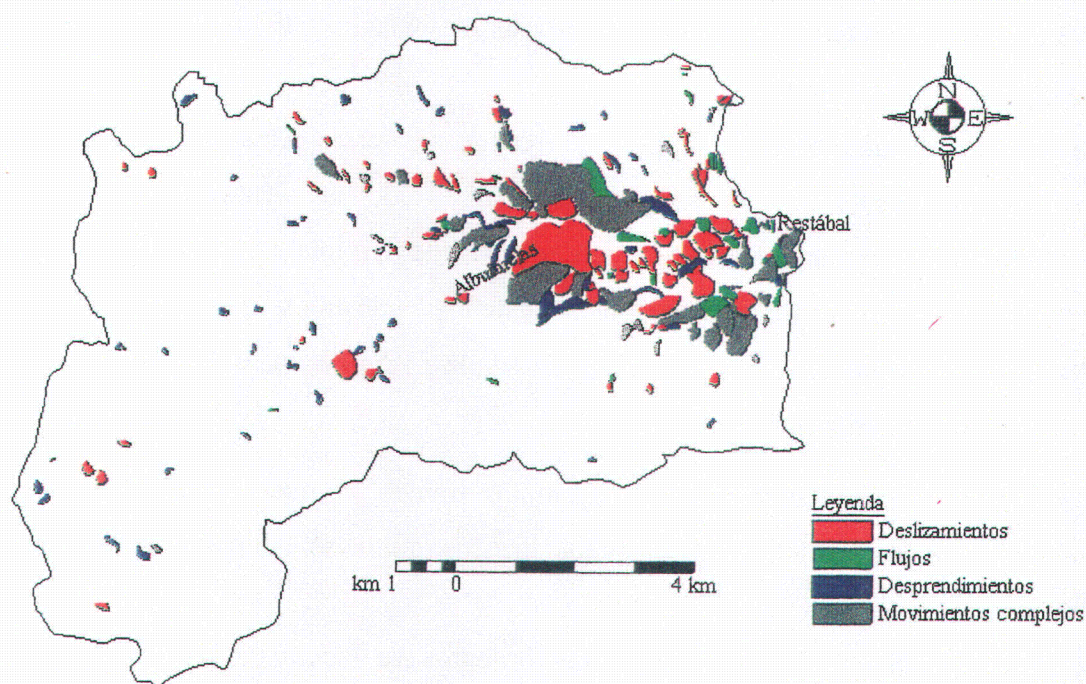


Figura 87. Inventario de movimientos de ladera en la cuenca del río Albuñuelas. En este inventario no se han tenido en cuenta las corrientes de derrubios.

- En 1997 y 1998 se publicó un inventario de movimientos de ladera en los alrededores del embalse de Béznar (El Hamdouni et al, 1997b. 1998a) (figura 88) en el IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestable y en “Colloque international sur Environnement: Etudes d’impacts et développement humain durable”. Se presenta un inventario a escala 1:10.000 de 57 movimientos de ladera en las vertientes del entorno del embalse de Béznar entre las proximidades de los pueblos de Pinos del Valle, Béznar, Melegis y Restábal. La inestabilidad de las vertientes se expresa tanto por fracturas de tensión (antiguas grietas de tracción) subverticales y abiertas que penetran en los macizos de calcarenitas sobre los que se apoyan los estribos de la presa, resultantes de posibles movimientos traslacionales antiguos y actualmente inactivos, como por movimientos superficiales y profundos de flujo y deslizamiento en diversos puntos de la cuenca. Los más abundantes son los deslizamientos y los flujos producidos en materiales blandos (limos y arenas de edad messiniense) aunque, en algunos puntos, se inician en los conglomerados con arena de edad pliocena. Igualmente se producen desprendimientos en diversos escarpes de conglomerados, calcarenitas y travertinos. La inestabilidad en esta zona se debe principalmente a dos elementos principales: litología y presencia de agua.

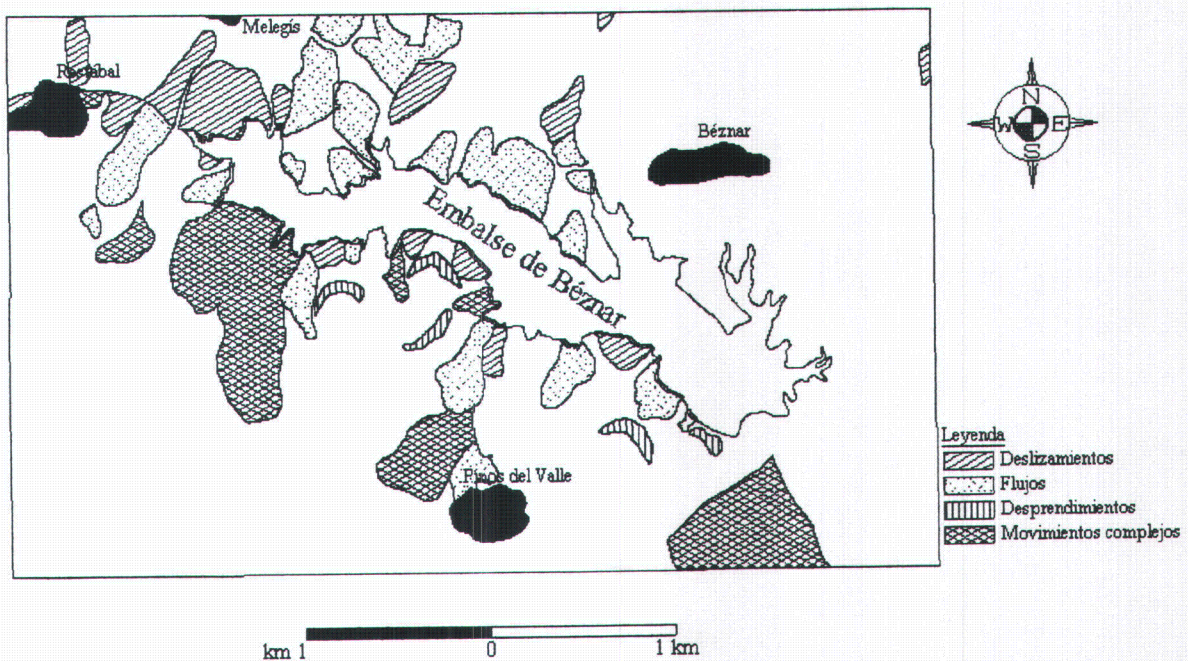


Figura 88. Inventario de movimientos de ladera en los alrededores del embalse de Béznar.

- Durante los últimos meses de 1996 y el inicio de 1997 las lluvias fueron intensas en la zona y como en numerosos puntos de la geografía andaluza, los daños fueron cuantiosos en el término municipal de Albuñuelas, por lo que la corporación municipal, a través del su alcalde, solicitó un estudio de exposición a riesgos de la localidad, particularmente de su área urbana. El estudio se realizó por diferentes miembros del Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno (Código RNM 121 del Plan Andaluz de Investigación) y publicado en el Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables (El Hamdouni et al., 1997a). En este trabajo se inventariaron todos los indicios de movimientos de ladera (figura 89), con indicación de aquellos que se han producido por el temporal de 1996-1997. El análisis cruzado de los movimientos de ladera, las clases de pendientes y los complejos litológicos mostró que la unidad litológica "limos y arenas" es la más susceptible a los deslizamientos y flujos. Los flujos se generan a partir de 5° de pendiente, mientras que los desprendimientos afectan a las pendientes más elevadas (>30°) de los conglomerados del Plio-Cuaternario y de las calcarenitas del Tortoniense. Mediante un SIG, se elaboraron los mapas de susceptibilidad, niveles de exposición a los movimientos de ladera y un mapa de riesgo de la zona. Finalmente se sugirieron algunas medidas para paliar y prevenir las consecuencias de futuros movimientos de ladera en esta zona.

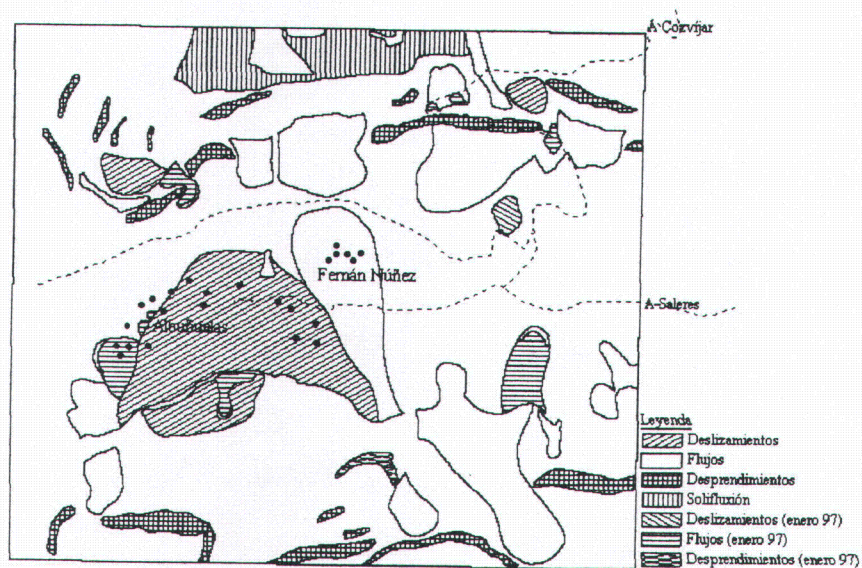


Figura 89. Inventario de movimientos de ladera en los alrededores del pueblo de Albuñuelas (El Hamdouni et al, 1997).

- Inventario de movimientos de ladera en las cercanías del pueblo de Izbor realizado por Fernández et al. (1996a, 1996b y 1997). Esta zona se ha unido a la zona de estudio para completar la cuenca del río Izbor. En este trabajo se presenta un inventario de movimientos de ladera (figura 90) en el borde noreste de la sierra de los Guájares mediante un SIG. En total se han inventariado 351 zonas de ruptura, de las que 69 corresponden a desprendimientos, 91 a deslizamientos poco profundos, 5 a movimientos profundos, y el resto, 164, a corrientes de derrubios y barro. Además se han observado diferentes combinaciones de movimientos del tipo desprendimiento-corriente de derrubios (9 rupturas), desprendimiento-deslizamiento (13 rupturas) y deslizamiento-flujo. Las zonas de ruptura de cada tipo de movimiento aparecen en unas condiciones distintas. Así los desprendimientos aparecen en calizas de pendientes altas (más de 25°), los deslizamientos se relacionan con filitas y esquistos de pendientes entre 15 y 30° , las corrientes de derrubios y barro aparecen en relación con cauces de orden bajo y pendientes altas, y los movimientos complejos se asocian a contactos litológicos, en general en vertientes de elevada pendiente. Las consecuencias más importantes se producen sobre las vías de comunicación, desde las carreteras nacionales y comarcales a las pistas y caminos, afectadas por todo tipo de movimientos,

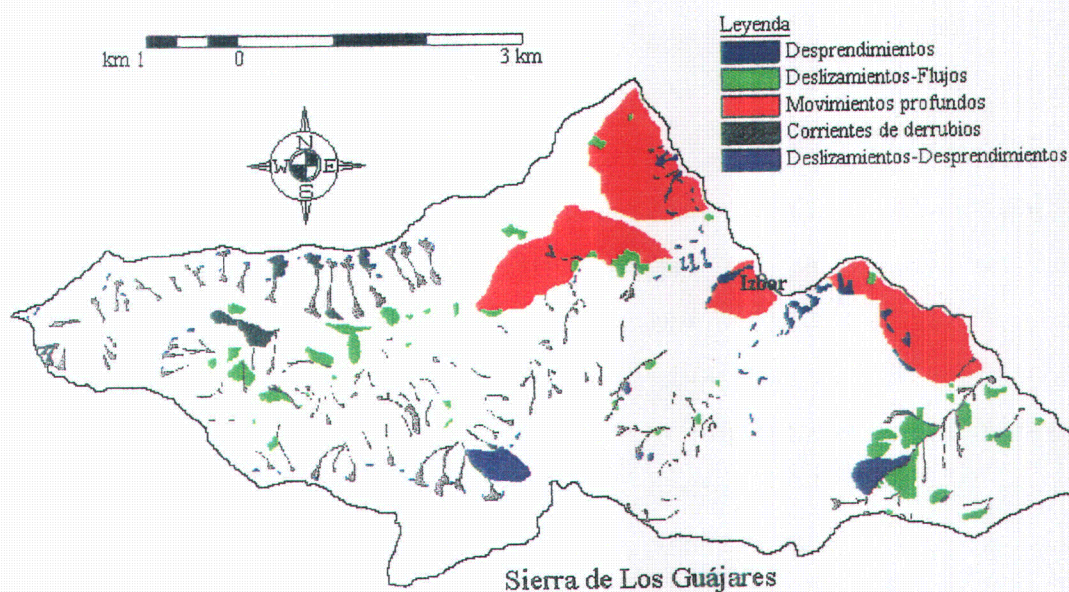


Figura 90. Inventario de movimientos de ladera en el Noreste de los Guájares (Fernández et al, 1997)

dependiendo de la zona por donde discurran. Los daños pueden llegar a ser bastante importantes e implicar cortes en el tráfico de vehículos, sobre todo en la carretera nacional con gran densidad de tráfico. Las poblaciones de Izbor y Los Acebuches están afectadas por las inestabilidades del terreno y algunas de sus viviendas han resultado seriamente dañadas.

Posteriormente se completó la cartografía de zonas inestables en el resto del área de estudio para cubrir toda la cuenca del río Ízbor (figura 91). Este inventario se llevó a cabo durante los años 1996-1999. El número de movimientos de ladera inventariados es de 980. Según la clasificación adoptada, 198 de estos movimientos son deslizamientos, 157 son flujos de tierra y soliflucción y 231 son desprendimientos, 71 son movimientos complejos y 323 son corrientes de derrubios.

La superficie de estos movimientos es de 33,13 Km², lo que representa el 7,37% del área total investigada. La distribución areal de cada tipo de movimiento se ilustra en la figura 92. Los movimientos con mayor extensión son los movimientos complejos con 9,31 Km² (28,12% del área total de las zonas movilizadas), los flujos de tierra y soliflucción representan el 19,71% (6,54 Km²), los deslizamientos representan el 25,82% (8,55 Km²), las zonas movilizadas correspondientes a fenómenos de corrientes de derrubios ocupan 16,24% (5,38 Km²), mientras que los desprendimientos ocupan sólo 3,34 Km² (10,11%). La superficie de ruptura (medida en proyección horizontal) tiene una extensión de 27,6 Km² (6,14% del total del área). La figura 92 muestra la comparación entre las zonas afectadas totales y sus correspondientes de ruptura.

Según la clasificación adoptada en este estudio, casi el 100 % de los movimientos inventariados presentan una actividad no permanente aunque solo el 3% tienen actividad nula y el 2% con actividad dormida. Aproximadamente el 67% son movimientos que tienen algún tipo de actividad a lo largo del año (actividad estacional) mientras aquellos que muestran una actividad intermitente representan el 28%. Los movimientos presentan, sobre todo, un grado de desarrollo de tipo avanzado o en desarrollo (53%). Los movimientos incipientes o iniciados constituyen el 42 % mientras que los agotados representan sólo el 5%.

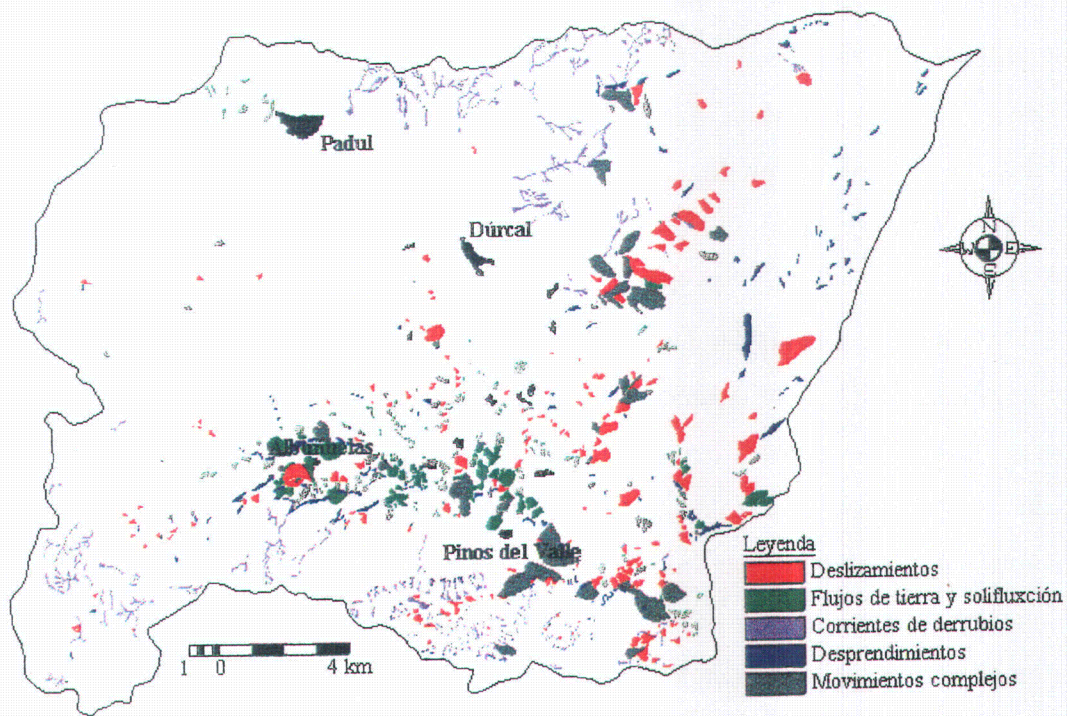


Figura 91. Inventario de movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor.

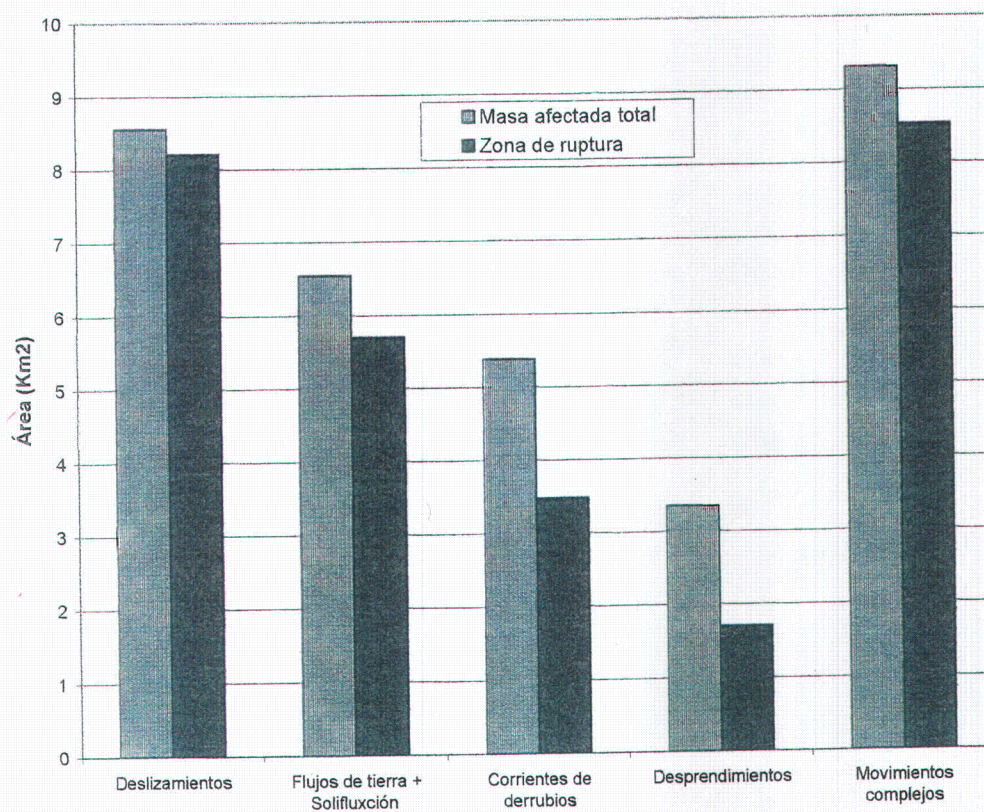


Figura 92. Frecuencia areal de cada tipo de movimiento de ladera en la zona.

La distribución de los movimientos de ladera muestra la variación espacial de zonas inestables según las unidades geomorfológicas consideradas:

- El borde SO de Sierra Nevada muestra un escenario activo respecto a inestabilidad de vertientes. Se observa el predominio de las corrientes de derrubios (foto 8) en los relieves formados por mármoles calizo-dolomíticos en diferentes puntos de esta zona (Cerro del Manar, Alto de las Vacas, Cerro de Pollo Alto, etc). Hacia el SE y a la altura del río Torrente, el contacto Alpujárride-Nevaldo Filábride, donde aparecen las filitas y cuarcitas alpujárrides, delimita una zona de inestabilidad particular donde predominan deslizamientos y movimientos complejos de tipo deslizamiento-flujo. Más al este y al norte de Lanjarón, los esquistos están afectados por desprendimientos, sobre todo en los puntos donde predominan las cuarcitas (cuarzo-esquistos). También aparecen movimientos de gran tamaño de tipo deslizamientos o movimientos complejos que afectan a micasquistos del Nevaldo-Filábride. A la altura del pueblo de Lanjarón, la presencia de las filitas bajo los mármoles alpujárrides produce movimientos complejos de tipo flujo-desprendimiento.



Fotografía 8. Corriente de derrubios afectando a calizas y dolomías alpujárrides (kakiritas) en el Cerro del Manar (borde SO de Sierra Nevada). *Se trata de un movimiento estacional, con grado de desarrollo de tipo avanzado. La lluvia y el levantamiento tectónico son las dos causas principales de este movimiento.*

- La zona de Padul-Dúrcal no muestra zonas de ruptura. Se trata de una zona de depósito de aportes aluviales procedentes del borde de Sierra Nevada mediante corrientes de derrubios y depósitos de pie de monte. Aunque se trata de una zona tectónicamente activa por el efecto de la subsidencia producida por el funcionamiento de las fallas del borde de Sierra Nevada, sin embargo, no se traduce en inestabilidad de vertientes ya que no hay generación de pendientes.
- En la Sierra de los Guájares, los mármoles calizo-dolomíticos están afectados en su mayor parte, por corrientes de derrubios, aunque existen otros tipos de movimientos tal como deslizamientos o deslizamientos-desprendimientos cuando se ven involucradas las filitas y calco-esquistos subyacentes (fotografía 9).



Fotografía 9. Movimiento complejo (desprendimiento-deslizamiento) afectando a las dolomías y filitas alpujárrides en la zona del Cerro Soriano (municipio del Pinar). *El movimiento es avanzado, intermitente y causado principalmente por el encajamiento del río Ízbor.*

- Al pie de la sierra anterior se ubica el embalse de Béznar donde la inestabilidad es frecuente, sobre todo en los bordes de este embalse. De los 57 movimientos inventariados en este entorno (fotografía 10) los pies del 65 % de éstos, están por debajo del agua embalsada actualmente y el resto, sus pies se encuentran 20 m por

encima. En su mayoría corresponden a movimientos anteriores a la construcción del embalse y están ligados, en general, a descalces por excavación progresiva de la red de drenaje. Corresponden, sobre todo, a flujos y deslizamientos que afectan a materiales neógenos (limos, arenas y conglomerados). También se observa la presencia de desprendimientos en las calcarenitas tortonienses.



Fotografía 10. Algunos movimientos que afectan a las laderas del embalse de Béznar. *Son sobre todo de tipo flujos de tierra y deslizamientos según los materiales afectados.*

- En la sierra de Albuñuelas (1346 m), con una morfología suave y afloramientos de materiales carbonatados de las unidades alpujárrides, la inestabilidad es escasa. Así, apenas se registran algunos desprendimientos o pequeños deslizamientos relacionados, sobre todo, con litologías desfavorables (mármoles alterados y fracturados).
- Hacia el Sur de la sierra anterior, el barranco de Luna se excava en un límite tectónico que permite aflorar un pequeño asomo de mármoles alpujárrides rodeado, a ambos lados de la falla, de margas y limos neógenos. Las vertientes septentrional y meridional del barranco de Luna aparecen intensamente modeladas por flujos y soliflucción en los suelos cohesivos (fotografía 11). Parte de estos movimientos se han producido durante las lluvias de finales de 1996 y principios de 1997 y han producido cortes importantes

en el firme de la carretera de acceso a Albuñuelas. En este barranco el paquete calcarenítico situado por encima de los limos, arenas y conglomerados serravalienses producen desprendimientos debido a la erosión fluvial de los materiales blandos infrayacentes. En esta zona, ante la imposibilidad de delimitar el contacto entre los flujos y desprendimientos, estos movimientos se han cartografiado conjuntamente, clasificándolos como movimientos complejos.



Fotografía 11. Flujos que afectan a las laderas del barranco de Luna. *Estos se producen en los limos y arenas messinienses y se reactivan en cada periodo de lluvia.*

- Más al sur del sector anterior, el curso fluvial del río Albuñuelas se ha excavado profundamente tras diseccionar netamente el paquete competente de calcarenitas hasta cotas entre 700 y 600 m. La posición dominante, en las vertientes de esta zona, de este paquete duro y frágil de calcarenitas sobre la unidad de limos, arenas y conglomerados genera condiciones intrínsecas de inestabilidad por descalce asociado a la progresiva excavación del río (fotografía 12). Los desprendimientos y deslizamientos de masas de calcarenitas en diversos puntos del lecho constituyen un rasgo patente de esta unidad morfológica. Siendo una red de drenaje no regulada, las condiciones de escorrentía elevada en las vertientes margosas y la amplitud de la cuenca vertiente hacen que,

durante lluvias torrenciales, la inestabilidad se acentúe por lo que los riesgos asociados a movimientos de ladera en esta unidad morfológica puedan llegar a ser muy elevados para carreteras, caminos, cultivos y tránsito de personas y animales.



Fotografía 12. Flujos que afectan a limos y arenas situados por encima del paquete calcarenítico en frente del Pueblo de Albuñuelas (zona de Molino de los Úbedas). *Son movimientos recientes y que se activan periódicamente en los periodos lluviosos del año.*

- El Llano del Castillo (890 m) es un rellano de piédemonte de la Sierra de los Guájares y como tal es una unidad morfológica patente delimitada al Sur por los escarpes de mármoles alpujárrides que la coronan y al Norte por el abrupto límite de la unidad anterior: el curso del río Albuñuelas. Este rellano está constituido por materiales detríticos gruesos. No aparecen evidencias de actividad en los barrancos que ascienden hacia el Sur desde la Sierra de los Guájares donde, en el Pliocuaternario, posiblemente se desarrollarían corrientes de derrubios similares a los que se observan en los barrancos del borde de Sierra Nevada. En consecuencia, y con la salvedad anterior, parece constituir un escenario morfológico tranquilo desde el punto de vista de los movimientos de ladera. En todo caso es una extensión de terrenos no habitados y con escasa actividad agraria.

- El rellano de Albuñuelas (720 m), al pie del cerro Grande de Albuñuelas (826 m), es el lugar de asentamiento principal de la localidad de Albuñuelas, a excepción del barrio de Fernán Núñez que se instala sobre la cumbre del citado promontorio. Una característica morfológica de la unidad es el escarpe casi continuo que la circunda al pie del cerro, definiendo el rellano sobre el río Albuñuelas. El escarpe es cóncavo hacia el pueblo, subvertical, con un desnivel total de hasta 50 m y se modela en el paquete de calcarenitas mencionado, sobre el que aparecen los afloramientos de los suelos blandos de la unidad de limos y arenas azules y amarillos (rojos superficialmente). La convexidad del escarpe se orienta hacia las cotas más elevadas y su disposición general con respecto al rellano puede interpretarse, en una primera impresión, como resultante de un movimiento de ladera (deslizamiento) antiguo (fotografía 13). Argumentos resultantes de una investigación más detallada de la localidad confirman la primera impresión (Chacón et al., 1998). En cuanto a la edad de este deslizamiento, las fotografías correspondientes al terremoto de 25 de Diciembre de 1884 lo muestran claramente. Incluso las interrupciones actuales del escarpe, particularmente la



Fotografía 13. Escarpe principal de un deslizamiento rotacional que afecta al pueblo de Albuñuelas. Se observa la inestabilidad de los materiales "limos y arenas" situados por encima del escarpe afectando a los cultivos de esta zona.

situada junto al barrio de Fernán Nuñez, se asocian a flujos ocurridos durante el terremoto y que produjeron cuantiosas pérdidas (entre otras la destrucción del antiguo Palacio Obispal) de viviendas y vidas humanas.

II.2.2.4. DAÑOS REGISTRADOS EN EL PERIODO DE ESTUDIO (1994-1999) A CAUSA DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA.

En numerosos puntos de esta zona se aprecia la proximidad de las zonas inestables respecto a poblaciones y red viaria.

Después del temporal de 1996-1997 se ha realizado una recopilación de los daños que se han producido en la zona y que han tenido un importante impacto sobre los bienes de la zona. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 26.

Tabla 26. Resumen de los principales movimientos de ladera que han causado daños después del temporal de 1996-1997.

Nº del movimiento	Tipo	Localización	Fecha	Observaciones
1	Deslizamiento	N-323, Fuente del Miriñaque	31/01/97	Causado por la circulación de aguas subterráneas.
2	Deslizamiento	N-323, cerca de Béznar	31/01/97	Volumen: 200.000 m ³
3	Deslizamiento-desprendimiento	N-323, desvío de Lanjarón	12/11/96	Colapso en parte de la carretera
4	Desprendimiento	N323, km 171	20/12/96	Piedras en carretera
5	Desprendimiento	N323, km 175 (frente de Ízbor)	1/01/97	Colapso en carretera
6	Flujo	Carretera Cozvíjar-Albuñuelas	15/01/97	Corte de la carretera
7	Deslizamiento	Carretera forestal de Albuñuelas	8/01/97	Hundimiento de parte de la carretera afectada por la cabecera de un deslizamiento rotacional
8	Deslizamiento	Albuñuelas	25/12/96	Destrucción de un carril de acceso al pueblo por la reactivación del deslizamiento de Albuñuelas
9	Flujo	Albuñuelas	25/12/96	Cultivos dañados y 20 casas desalojadas por las amenazas de flujos y coladas de barro.
10	Desprendimiento	Saleres	12/02/97	Daños en la carretera Restábal -Saleres

La zona de Albuñuelas ha sido el área que más ha sufrido los daños causados por la inestabilidad de vertientes en el temporal de 1996-1997 ya que éstos afectaron a casas, carreteras y cultivos. En este sector, entre los puntos más afectados se destacan:

- La zona situada al centro y oeste del casco urbano de Albuñuelas, sobre el escarpe de calcarenitas y al pie de las estribaciones del Llano de las Cuevas, donde los cultivos han sido afectados por pequeños y numerosos flujos de limos y arenas, que en el mapa se representan como un flujo en conjunto. El casco urbano de Albuñuelas se distribuye en un núcleo principal y el barrio de Fernán Núñez. Este barrio se encuentra en una zona en que afloran en superficie conglomerados del valle del río Albuñuelas de edad Plioceno y/o Cuaternario. El resto del casco urbano se encuentra apoyado sobre materiales de derrubio, en general mal cementados. Las viviendas se extienden hasta el mismo límite de un escarpe de unos cincuenta metros de altura, realizado sobre calcarenitas. El macizo rocoso no presenta un sistema general de fisuras, pero cerca del escarpe, y debido a la relajación tensional hacia el pueblo, se observan continuos bloques con fisuras paralelas al cortado y que en algunos casos amenazan la caída sobre el pueblo. Los limos y conglomerados que encontramos sobre las calcarenitas presentan un alto grado de humedad debido, entre otras cosas, a la práctica de riego por inundación. Muchas de las casas del casco urbano presentan inclinaciones en sus muros visibles a simple vista (fotografía 14). Es notable la disposición en la calle Correo donde, cuanto más antigua es una vivienda, mayor es su inclinación (Chacón, 1988). Esto quiere decir que el movimiento del deslizamiento global de todo el casco urbano de Albuñuelas no se produce exclusivamente durante grandes terremotos, sino que una actividad sísmica media es capaz de activar el deslizamiento.
- En la carretera GR-50-01 de Albuñuelas a Cozvíjar a lo largo del barranco de Luna, se han producido varias roturas del firme por flujos y pequeños deslizamientos que afectan a los limos y arenas serravallienses (fotografía 15).
- En la segunda curva de la carretera de acceso al barrio de Fernán Núñez y Llano de las Cuevas, se ha producido un deslizamiento rotacional (fotografías 16 y 17) con hundimiento y basculamiento de la calzada y elevación del terreno en el pie del movimiento, afectando terrenos y una casa de labranza. Pasada la anomalía anteriormente descrita encontramos un flujo en el desmonte situado en la margen izquierda. La altura de este desmonte es de unos 5 m.



Fotografía 14. La calle Correo del pueblo de Albuñuelas donde se aprecia la inclinación de casas antiguas respecto a otras nuevas posiblemente debido a las reactivaciones del deslizamiento rotacional que afecta a este pueblo (Chacón, 1988).



Fotografía 15. Roturas en el firme de la carretera Albuñuelas-Cozvíjar producidas como consecuencia de la inestabilidad general que presenta la vertiente septentrional del barranco de Luna y el encajamiento del mismo



Fotografía 16. Cabecera del deslizamiento rotacional que afecta a la carretera forestal de Albuñuelas.



Fotografía 17. Escarpe secundario del mismo deslizamiento de la foto 16.

Otro sector de la zona con más incidencias ha sido el trazado de la N-323 desde el río Torrente hasta Vélez de Benaudalla. Los puntos más afectados son los que están a la altura de Béznar, Ízbor, Fuente del Miriñaque y en el desvío a Lanjarón. Esta carretera ha resultado la más dañada en el temporal de 1996/1997. El tráfico quedó varias semanas desviado por Lanjarón, los Guájares y la "Cabra" por los numerosos deslizamientos y desprendimientos que la afectaron (fotografía 18). Las consecuencias de estos movimientos han sido, por un lado, la invasión del firme por masas procedentes de las zonas situadas por encima del trazado y en el propio talud y, por otro, el movimiento del conjunto. El movimiento más importante es el conocido deslizamiento de la Fuente del Miriñaque (fotografía 19) junto al antiguo túnel de Ízbor en filitas y mármoles que afecta de forma bastante seria la carretera en una longitud de aproximadamente 1 km. Además de las sucesivas invasiones que ha sufrido la carretera de material procedente del talud y la formación de escalones y grietas en el firme, el movimiento puede conducir a la rotura de la ladera por debajo del trazado de la carretera con las graves consecuencias que ello supone (Fernández et al., 1996a y b). A este gran movimiento se asocian deslizamientos de pequeñas dimensiones en las filitas y desprendimientos en mármoles, en ocasiones próximas al trazado de la carretera, con evidente riesgo sobre el intenso tráfico del vehículos que soporta.

Las poblaciones de Ízbor y Acebuches, ambos anejos al municipio del Pinar han sido también muy afectadas (Fernández et al., 1998). En el caso de Ízbor es claramente una ladera residual, donde el movimiento es muy lento (la zona situada sobre el pueblo se conoce como el Bujeo), con algunas zonas de deslizamiento y otras de desprendimiento. Tiene reactivaciones, sobre todo en periodos de lluvia (como el temporal 1996-1997), y que han ocasionado daños de consideración en viviendas de la población, hasta arruinar algunas de ellas. Sin embargo, el máximo riesgo lo constituye el desprendimiento de grandes bloques de mármoles desde el cerro existente al oeste del pueblo, así como un eventual deslizamiento de los materiales (esquistos grises) situados bajo el mismo. El extraordinario carácter lluvioso que ha tenido el temporal 1996-1997 ha provocado la superación de los máximos históricos (Lamas et al., 1997. Irigaray et al., 2000) y como resultado ha producido, la subida del nivel del embalse de Béznar que obligó a la liberación de agua que ha causado grandes daños en las casas del pueblo cercanas al cauce y produjo reactivación del movimiento complejo que afecta a esta localidad (fotografía

20). En los Acebuches ocurre algo similar, aunque en la actualidad sólo se producen daños por algunos deslizamientos asociados a la zona inestable general, y que afectan a la pista que le comunica con la carretera nacional y algunas viviendas de la parte baja del pueblo. Los desprendimientos asociados de la parte alta parecen bastante antiguos.

También han tenido un impacto local los movimientos que han afectado algunas pistas y caminos de acceso a cortijos, sobre todo en el borde de Sierra Nevada (alto del Torrente, alto de Lanjarón, etc), en el borde de los Guájares (los caminos de acceso a las fincas y cortijos de la zona de Saleres, por ejemplo) y en la cuenca media del arroyo de Zaza (Fernández et al., 1996a y b) donde los caminos se ven afectados por desprendimientos y deslizamientos que los han interrumpido en algunas ocasiones.



Fotografía 18. Aspecto de las obras realizadas para contener varios deslizamientos enfrente del pueblo de Ízbor y que han afectado seriamente a la carretera N-323.



Fotografía 19. Movimiento complejo de la Fuente del Miriñaque afectando a la carretera N-323. *Es un deslizamiento incipiente con una componente de desprendimiento en su parte alta. En el corte de la carretera se aprecian pequeños deslizamientos traslacionales.*



Fotografía 20. Movimiento profundo en el pueblo de Ízbor en esquistos grises. *En la parte alta se observa el desprendimiento de los mármoles. Se trata de un deslizamiento rotacional ya que los mármoles situados en cabecera de éste se encuentran basculados. En la parte baja del pueblo se aprecia el descalce provocado por el río Ízbor y que amenaza la destrucción de varias casas de este pueblo.*

II.2.3. RELACIÓN ENTRE FACTORES DETERMINANTES Y MOVIMIENTOS DE LADERA.

Para analizar la relación entre los factores determinantes y las zonas de ruptura se ha empleado la matriz de tabulación cruzada (Irigaray, 1995) que consiste en realizar tablas de contingencia entre los distintos tipos de movimientos (rupturas) y los factores considerados. Esta operación analítica es muy habitual entre variables nominales, ordinales e incluso cuantitativas que estén medidas en las mismas unidades de observación. En las filas, se colocan las diferentes modalidades de los factores considerados; y en las columnas la presencia o ausencia de un determinado tipo de movimiento de ladera. Para decidir sobre el grado de relación entre las variables representadas en la tabla se han utilizado algunas pruebas estadísticas para obtener algunos coeficientes de correlación que han dado resultados aceptables en trabajos anteriores sobre las mismas variables utilizadas (Chacón et al., 1994. Irigaray, 1995. Fernández et al., 1997). Estos parámetros calculados a partir de las tablas de contingencia son: el coeficiente de contingencia (C y C_{\max}), el coeficiente "G-K" de Goodman y Kruskal (Goodman y Kruskal, 1954; Kendal y Stuard, 1967) y el test "K-S" de Kolmogorov-Smirnov (Goodman, 1954; Calot, 1982; Davis, 1986).

El test de Kolmogorov-Smirnov y el coeficiente "G-K" no se ven afectados por la magnitud de la frecuencia esperada; sin embargo, sólo se pueden aplicar a variables ordinales. Por ello, previamente a la aplicación de las pruebas, se ordenaron las modalidades de cada factor de acuerdo con la frecuencia relativa de movimientos de ladera en cada clase. "G-K" proporciona una medida de la robustez de la relación entre las variables. Valores superiores a 0,5 indican la significación de su asociación. El coeficiente K-S comprueba la virtud de la asociación entre los parámetros analizados. Para calcular el nivel de confianza de K-S se ha utilizado como tamaño de muestra el número de km^2 del área ($449,49 \text{ km}^2$). El coeficiente "P" calculado como raíz cuadrada de C/C_{\max} , tiene la ventaja de que se puede aplicar a variables nominales sin la exigencia de los valores mínimos de la frecuencia esperada; sin embargo, la forma de comprobar su significación es el contraste de significación de la χ^2 "chi cuadrado" que no es posible aplicarlo a estos datos ya que la frecuencia en muchos casos es inferior a 5. Si la χ^2 es significativa, también lo será "P" (Downie y Heath, 1981). En este trabajo el valor de P se ha considerado a la hora de ordenar los factores dentro del mismo grupo (Irigaray, 1995).

En la clasificación de los distintos grupos de factores, se han utilizado los coeficientes de correlación calculados G-K, K-S. Los criterios utilizados en esta clasificación son los siguientes:

- El primer grupo comprende los factores cuyo test Kolmogorov-Smirnov presenta un nivel de confianza superior al 99,99% y el coeficiente "G-K" superior a 0,5. Estos factores constituyen por tanto los factores con mayor grado de asociación con los movimientos de ladera.
- El segundo grupo incluye aquellos factores que, aunque cumplen las mismas exigencias para el test Kolmogorov-Smirnov, el coeficiente de Goodman es comprendido entre 0,3 y 0,5. Se trata de una correlación moderada.
- El tercer grupo incluye aquellos factores donde el nivel de confianza en el test de Kolmogorov-Smirnov es superior a 99% pero el coeficiente de Goodman es inferior a 0,3. Se trata de una correlación baja.
- Y por último el grupo 4 donde los factores presentan un nivel de confianza inferior al 99% en el test de Kolmogorov-Smirnov. El grado de asociación de los factores de este grupo y los movimientos de ladera se considera como no significativo.

Las tablas desde la 27 hasta la 36 muestran los estadísticos utilizados en el estudio de la relación entre los factores y cada tipo de movimientos de ladera en la zona de estudio. El número de orden es el grupo al que pertenece cada factor según los valores de los diferentes coeficientes calculados (tabla 37).

En la descripción de los resultados de este apartado, los valores dados representan el grado de ajuste entre los diferentes tipos de movimientos y las clases de los factores analizados

(Baeza, 1994. Irigaray, 1995). Se calcula mediante la ecuación: $Ga = \left(\frac{Zr/T}{\sum Zr/T} \right) \cdot 100$ donde:

Ga: Grado de ajuste. Zr: área de ruptura en la clase del factor considerado. T: area total de la clase de este factor. El conjunto de los resultados se representan en las figuras desde la 93 hasta la 102.

Tabla 27. Estadísticos de asociación entre la altitud y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de Orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0,209 (NC>99,99%)	0,441	0,377	2
Flujos de tierra	0,558 (NC>99,99%)	0,784	0,491	1
Corrientes de derrubios	0,335 (NC>99,99%)	0,624	0,352	1
Desprendimientos	0,162 (NC>99,99%)	0,344	0,254	2
Movimientos complejos	0,365 (NC>99,99%)	0,648	0,537	1
Todos juntos	0,278 (NC>99,99%)	0,474	0,555	2

Los flujos, corrientes de derrubios y movimientos complejos están fuertemente relacionados con la altitud. Los flujos se encuentran, sobre todo, en altitudes bajas entre 400 y 800 m (62,7%). Los corrientes de derrubios en altitudes medias entre 1200 y 1600 m (52,1%). Los movimientos complejos en altitudes muy bajas entre 200 y 600 m (69,6%). Los desprendimientos, el conjunto de todos los tipos y los deslizamientos muestran una correlación moderada (figura 93).

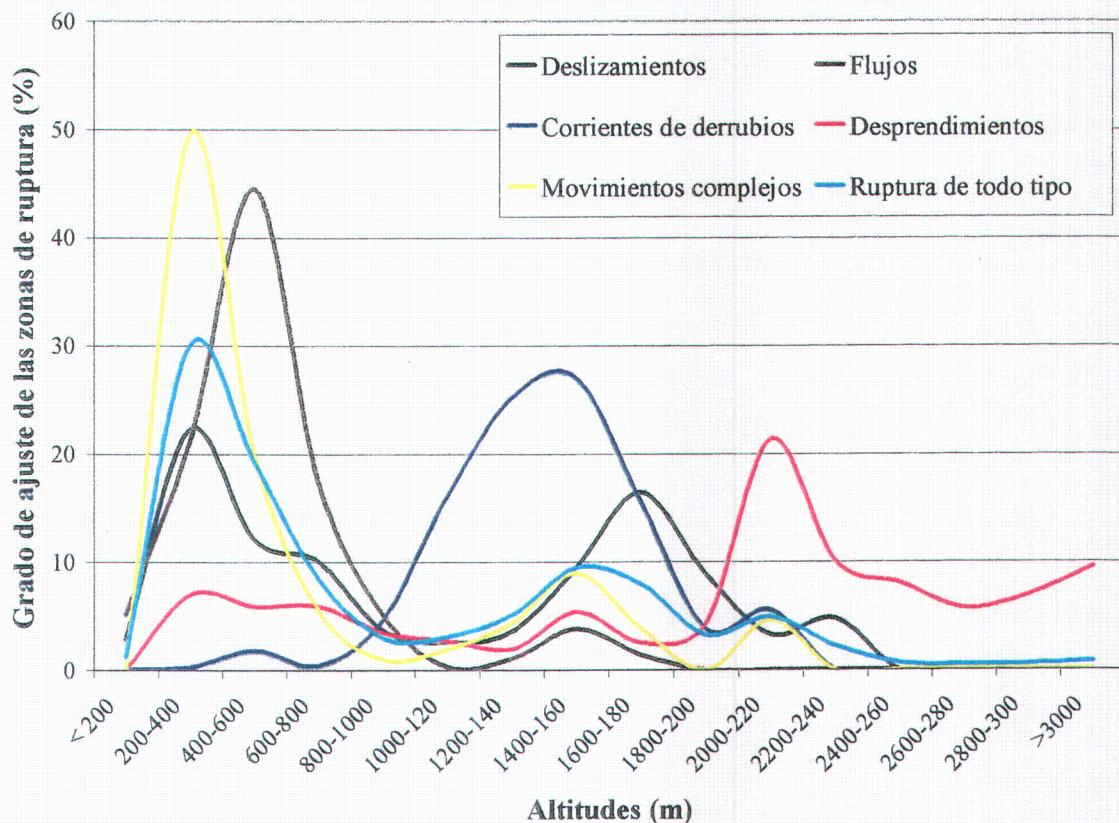


Figura 93. Relación entre la zona de ruptura y el área total (expresada en grado de ajuste) en cada clase de altitudes.

La altitud en todos los casos es un factor de 1^{er} o de 2^o orden. Esta correlación se debe a la frecuencia de los movimientos en altitudes bajas explicada por la relación litología-erosión-depósito ya que en altitudes bajas se encuentran materiales con resistencia baja donde la susceptibilidad a la inestabilidad es mayor, mientras que en las altitudes altas sólo existen materiales que han resistido la elevación tectónica y la erosión que la acompaña y, por lo tanto, sólo se encuentran movimientos de tipo desprendimientos y algunos deslizamientos o movimientos complejos. Las corrientes de derrubios están en altitudes medias donde la combinación de las fallas de borde y la litología han condicionado la frecuencia de este tipo de movimientos.

Tabla 28. Estadísticos de asociación entre la pendiente y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.248 (NC> 99,99%)	0.413	0.324	2
Flujos de tierra	0.08 (NC> 99,99%)	0.211	0.224	3
Corrientes de derrubios	0.186 (NC> 99,99%)	0.347	0.243	2
Desprendimientos	0,432 (NC>99,99%)	0.686	0.344	1
Movimientos complejos	0.205 (NC> 99,99%)	0.329	0.297	2
Todos juntos	0.201 (NC>99,99%)	0.323	0.393	2

Los desprendimientos aparecen fuertemente asociados a las pendientes superiores a 35° (66,4%). Los deslizamientos, las corrientes de derrubios, el conjunto de los movimientos y los movimientos complejos presentan una correlación moderada con las pendientes superiores a 25° (60,5%, 62,9%, 80,8% y 51% respectivamente). Mientras que los flujos muestran una correlación baja con este factor. En general, los movimientos de todos los tipos se ajustan mejor a las pendientes altas.

En la figura 94, se observa el aumento del porcentaje de zonas de ruptura en áreas con valores de pendientes altos. Los desprendimientos presentan la mayor correlación ya que se concentran en terrenos con valores muy altos de pendientes (> 35°), que son frecuentes en materiales resistentes (calcarenitas, cuarcitas, dolomías y travertinos), mientras que los flujos presentan la menor correlación con la pendiente, pudiéndose encontrar este tipo de movimientos en pendientes bajas, ya que los materiales en que se encuentran frecuentemente son menos resistentes y, por lo tanto, no permiten valores altos de pendientes.

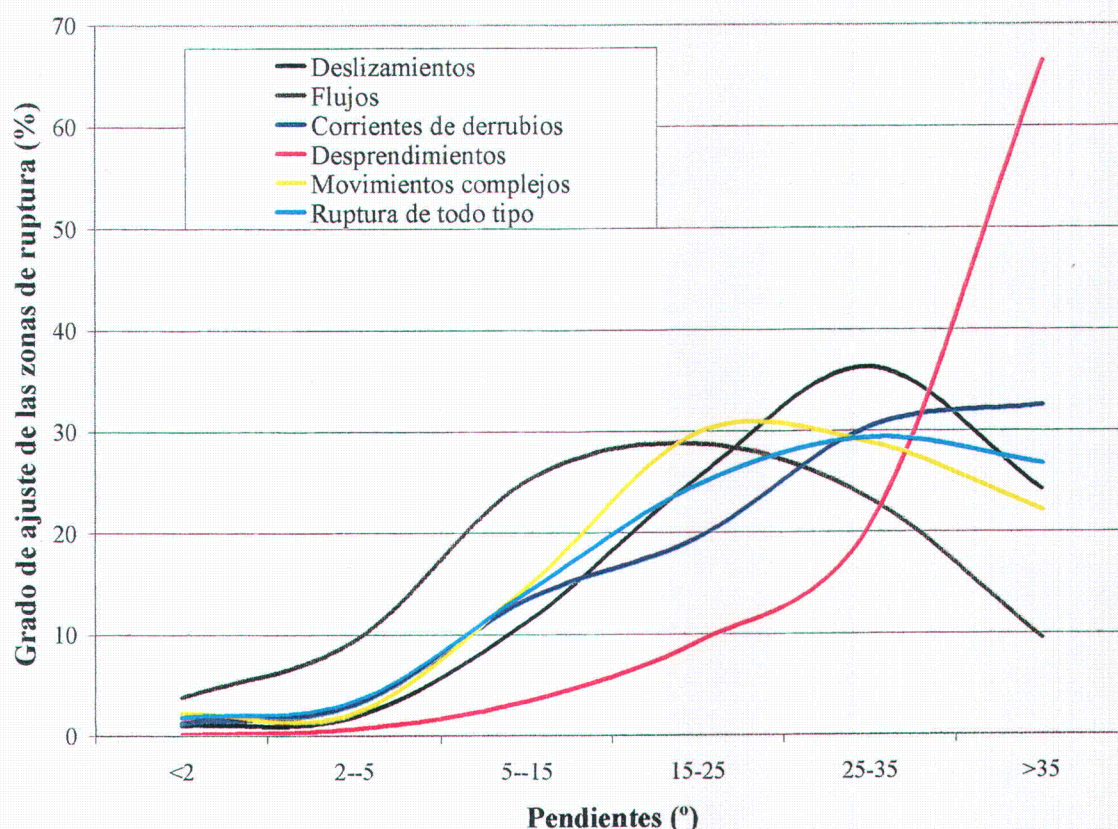


Figura 94. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de pendiente.

Tabla 29. Estadísticos de asociación entre la exposición y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolmogorov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.185 (NC>99,99%)	0.282	0.29	3
Flujos de tierra	0.075 (NC>99,99%)	0.135	0.196	3
Corrientes de derrubios	0.059 (NC<99,99%)	0.13	0.163	4
Desprendimientos	0.138 (NC>99,99%)	0.342	0.22	2
Movimientos complejos	0.115 (NC>99,99%)	0.202	0.248	3
Todos juntos	0.021 (NC<99,99%)	0.075	0.225	4

La exposición presenta un grado de asociación con los movimientos de ladera de bajo a muy bajo. Excepto para los desprendimientos que muestran una correlación moderada con este factor. Los movimientos en conjunto y las corrientes de derrubios no tienen ninguna asociación con la exposición. Mientras que los deslizamientos, flujos, y movimientos complejos presentan una correlación baja. La figura 95 muestra una distribución general homogénea de los movimientos en las distintas clases de exposición.

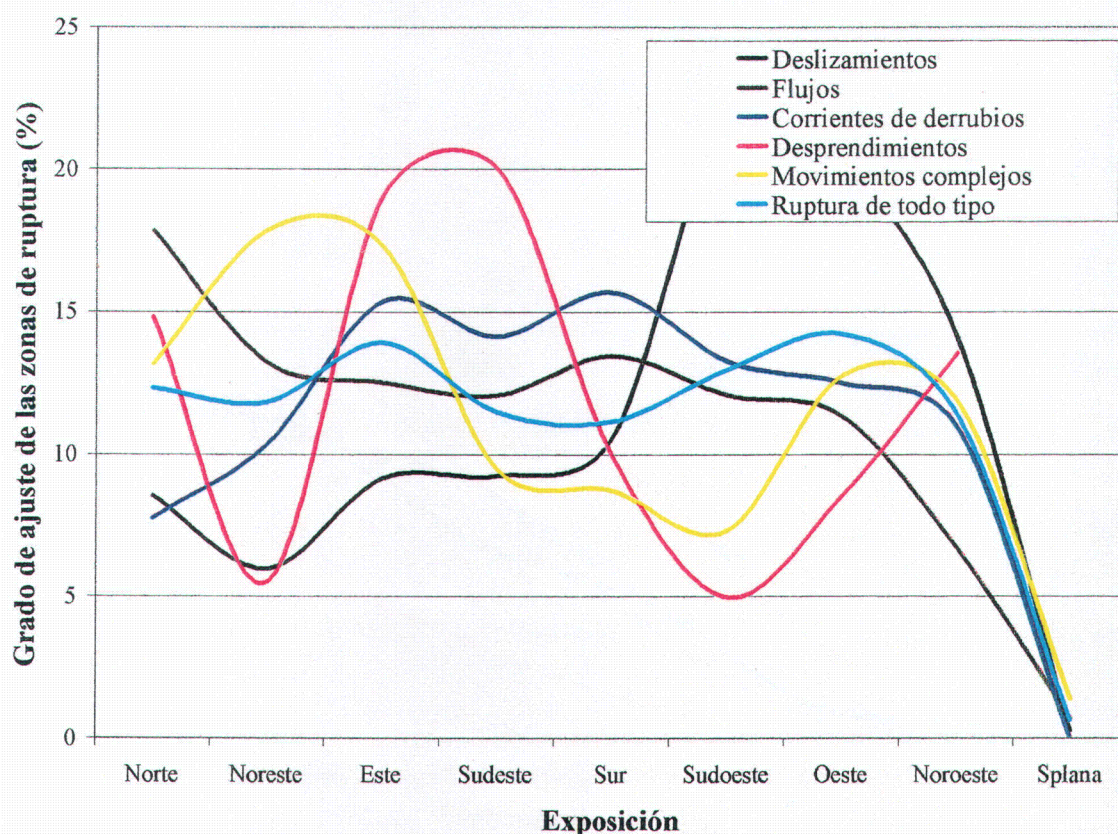


Figura 95. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de exposición.

Tabla 30. Estadísticos de asociación entre la iluminación y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.06 (NC<99,99%)	0.319	0.194	4
Flujos de tierra	0.039 (NC<99,99%)	0.122	0.163	4
Corrientes de derrubios	0.094 (NC>99,99%)	0.199	0.187	3
Desprendimientos	0.101 (NC>99,99%)	0.297	0.236	3
Movimientos complejos	0.181 (NC>99,99%)	0.281	0.275	3
Todos juntos	0.069 (NC<99,99%)	0.169	0.281	4

Como en el caso de la exposición, la iluminación presenta un grado de asociación con los movimientos de ladera de baja a muy baja. El conjunto de los movimientos así como los deslizamientos y flujos muestran una correlación muy baja o no significativa. El resto de los movimientos (corrientes de derrubios, desprendimientos y movimientos complejos) muestran una correlación baja donde los desprendimientos (figura 96) muestran una cierta relación con los terrenos de baja iluminación.

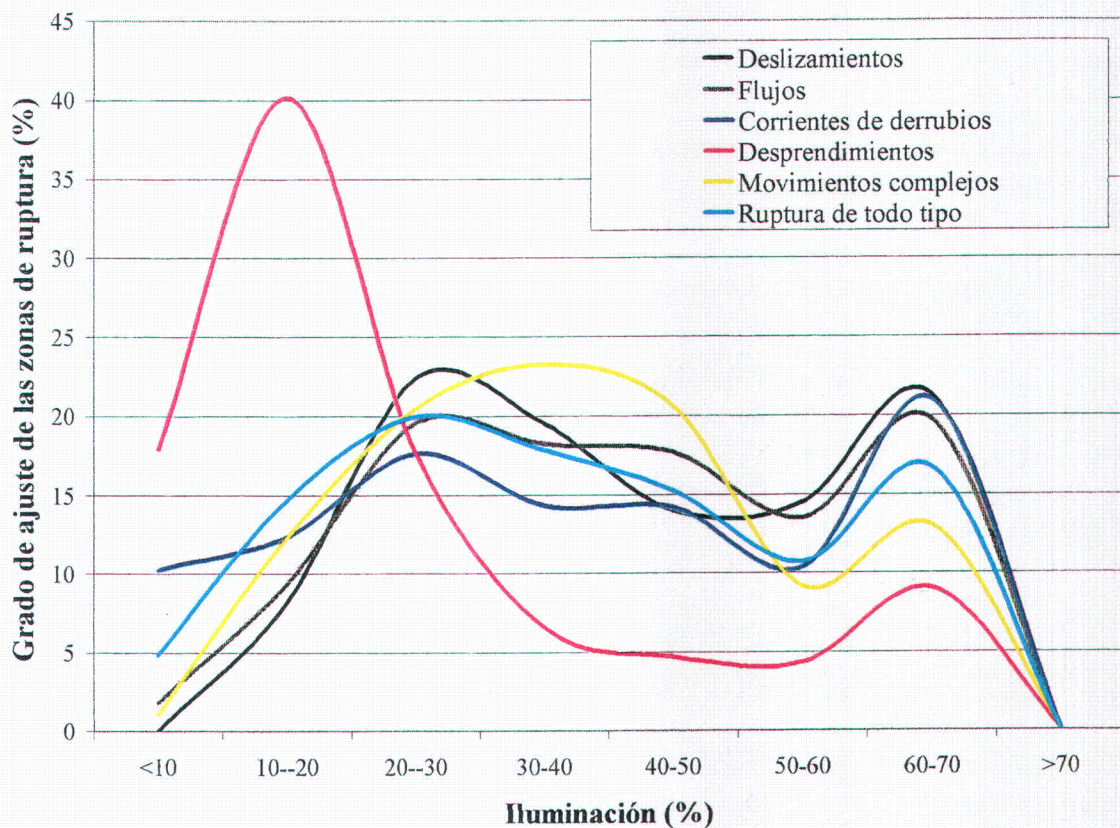


Figura 96. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de iluminación.

En general, se aprecia la baja influencia de la iluminación y la exposición en casi todos los tipos y en el conjunto de los movimientos de ladera. Aunque sí podemos hablar de una ligera frecuencia de los desprendimientos en los terrenos orientados hacia E-SE y con iluminación baja. Estos terrenos, según el mapa de exposición, forman principalmente las laderas derechas de los ríos del borde SO de sierra Nevada y las laderas izquierdas de las sierras de los Guájares y Albuñuelas que tienen generalmente pendientes fuertes debido a la dirección y sentido de inclinación tectónica (N y NO según los datos del índice T antes calculado) que favorece la formación de escarpes donde se generan frecuentemente desprendimientos. También, se aprecia una ligera frecuencia de los deslizamientos en los terrenos orientados hacia O-NO (figura 95). Esta orientación es contraria a la anterior y por lo tanto se trata de laderas más extensas donde la excavación de ríos y barrancos favorece la generación de movimientos de tipo deslizamiento que se desplazan en el mismo sentido de la inclinación tectónica antes mencionada. En resumen, se puede decir que la ligera influencia que se aprecia entre algunos movimientos de ladera y la exposición y/o

iluminación no se debe a los condicionantes físicos de estos factores sino, más bien, a su relación con otros factores como es la tectónica activa.

Tabla 31. Estadísticos de asociación entre la curvatura vertical y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.224 (NC> 99,99%)	0.345	0.321	2
Flujos de tierra	0.176 (NC> 99,99%)	0.240	0.249	3
Corrientes de derrubios	0.344 (NC> 99,99%)	0.566	0.343	1
Desprendimientos	0.207 (NC> 99,99%)	0.344	0.218	2
Movimientos complejos	0.119 (NC> 99 %)	0.234	0.265	3
Todos juntos	0.184 (NC> 99 %)	0.307	0.405	2

Las corrientes de derrubios aparecen fuertemente relacionadas con la curvatura vertical (el 59,11% se ajustan a los terrenos con curvatura cóncava con radio de curvatura entre 0 y 500 m). Los deslizamientos y el conjunto de las tipologías presentan una correlación moderada (el 53,98 % y el 49,33 % respectivamente están en los terrenos cóncavos con radio de curvatura <1000m). Los desprendimientos tienen una correlación también moderada con la curvatura vertical pero esta correlación refleja la relación de estos movimientos con los terrenos convexos con radio de curvatura < 1000 (el 51 % de los desprendimientos se ajustan a estos terrenos). Los flujos y movimientos complejos presentan una correlación baja con la curvatura vertical.

En general las zonas de ruptura son más frecuentes en la parte cóncava con radios de curvatura medios o bajos excepto en el caso de los desprendimientos que muestran también una relación con los terrenos convexos con radios de curvatura medios o bajos (figura 97). Los terrenos cóncavos forman generalmente los cauces de ríos y las partes media-baja de las laderas de estos ríos. Las corrientes de derrubios afectan, sobre todo, a la parte alta de los cauces, en áreas montañosas con determinadas características litológicas (sierra de los Guájares y borde de Sierra Nevada al norte de Nigüelas y Dúrcal). Los deslizamientos, flujos y movimientos complejos se generan principalmente en la parte media-baja de las laderas y condicionados, sobre todo, por descalce en los ríos y barrancos de la zona mientras que los desprendimientos son frecuentes en los terrenos convexos con radios de curvatura medios o bajos que forman generalmente las partes altas de las laderas.

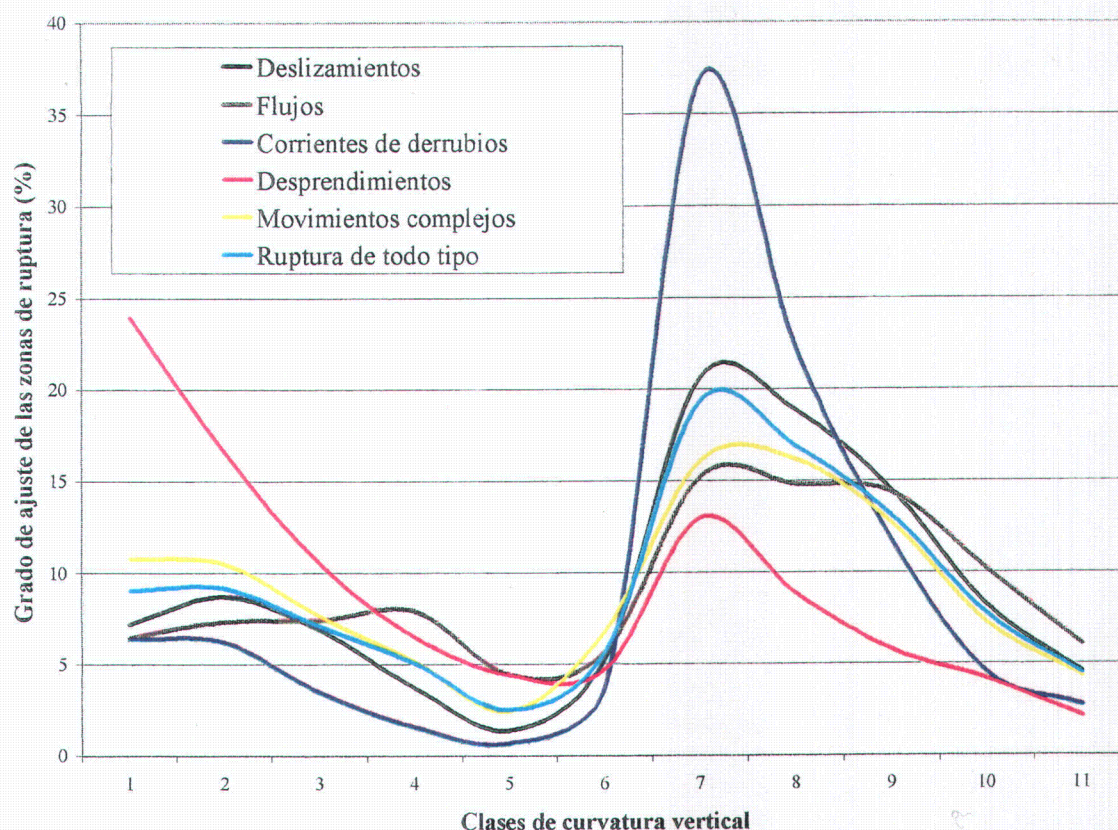


Figura 97. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de curvatura vertical. 1: convexa, $r < 250m$. 2: convexa, $r 250-500m$. 3: convexa, $r 500-1000m$. 4: convexa $r 1000-2000m$. 5: convexa, $r > 2000m$. 6: Plana, r indeterminado. 7: cóncava, $r < 250m$. 8: cóncava, $r 250-500m$. 9: cóncava, $r 500-1000m$. 10: cóncava $r 1000-2000m$. 11: cóncava, $r > 2000m$.

Tabla 32. Estadísticos de asociación entre las formas del terreno y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0,292 (NC>99,99%)	0,636	0,342	1
Flujos de tierra	0,092 (NC>99,99%)	0,352	0,249	2
Corrientes de derrubios	0,274 (NC>99,99%)	0,569	0,268	1
Desprendimientos	0,166 (NC>99,99%)	0,489	0,256	2
Movimientos complejos	0,281 (NC>99,99%)	0,736	0,359	1
Todos juntos	0,249 (NC>99,99%)	0,553	0,432	1

Los deslizamientos, las corrientes de derrubios y los movimientos en conjunto aparecen fuertemente relacionados con las formas del terreno tipo “montañas con colinas altas” (47,86%, 38,74% y 44.8% respectivamente) y con los de tipo “terrenos con relieve fuerte” (37,54%, 45,88% y 27.34% respectivamente). Los movimientos complejos en esta

zona se relacionan fuertemente con las formas del terreno de tipo “montañas con colinas altas” (65.62%). Los flujos y desprendimientos tienen una correlación moderada (figura 98).

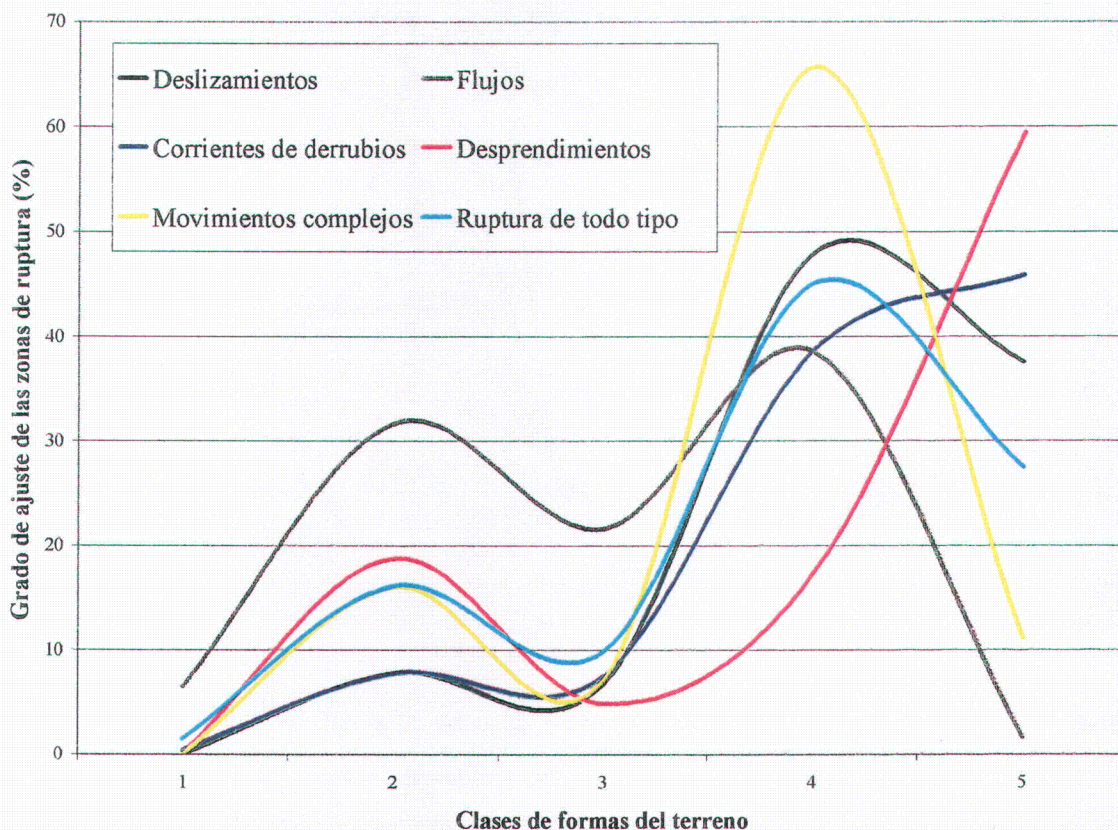


Figura 98. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de formas del terreno. 1: Llamuras con colinas muy bajas. 2: Mesetas con relieve moderado. 3: Colinas abiertas y bajas, 4: Montañas y colinas altas y 5: Terrenos con fuerte relieve.

Como lo muestra la figura 98, los movimientos de ladera se encuentran muy relacionados con las siguientes clases de formas del terreno: “terrenos con relieve fuerte” y “montañas y colinas altas”, excepto en el caso de los desprendimientos que se relacionan, además, con las “mesetas con relieve moderado” donde suelen ocupar frecuentemente los escarpes producida por la red de drenaje que disecciona estas mesetas o las fallas que las limitan. En la zona de Albuñuelas, las mesetas allí existentes (una separa el río Albuñuelas del río Luna y otra en frente del pueblo de Albuñuelas, al pie de la sierra de los Guájares) están formadas por materiales pliocuaternarios constituidos por depósitos de pie de monte consolidados posteriormente por matriz caliza. En los bordes de estas mesetas se encuentran frecuentes desprendimientos desencadenados, en su mayoría, por flujos que afectan a los materiales subyacentes limosos y margosos del Mesiniense. Estos desprendimientos son

frecuentes también en los escarpes de calcarenitas tortonienses que se encuentran por debajo de los limos y margas antes mencionados.

Tabla 33. Estadísticos de asociación entre la litología y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.332 (NC> 99,99 %)	0.552	0.416	1
Flujos de tierra	0.505 (NC> 99,99 %)	0.878	0.610	1
Corrientes de derrubios	0.268 (NC> 99,99 %)	0.832	0.344	1
Desprendimientos	0.167 (NC> 99,99 %)	0.568	0.295	1
Movimientos complejos	0.19 (NC> 99,99 %)	0.520	0.222	1
Todos juntos	0.129 (NC> 99,99 %)	0.476	0.542	2

Los deslizamientos están fuertemente relacionados con los “derrubios” (35,1%), “filitas y cuarcitas” (24,9%) y “micasquistos y cuazo-esquistos” (13,1%). Los flujos con los “derrubios” (19,3%), “limos, arenas y margas” (27,9%), “limos, arenas y conglomerados” (28,86%) y con las “filitas y cuarcitas” (10,49%). Las corrientes de derrubios con “dolomías, calizas marmóreas” (47,04%) y los “derrubios” (17,15%). Los movimientos complejos se relacionan fuertemente con los “derrubios” (25,81%), “travertinos” (19,82%) y “filitas y cuarcitas” (20,57%). Los desprendimientos tienen una relación fuerte con los conglomerados y margas (43%), mientras que, el conjunto de las tipologías tiene una correlación moderada con la litología.

Como se muestra en la figura 99, los derrubios presentan mayor frecuencia de inestabilidad de tipo deslizamientos, flujos y movimientos complejos en la zona de Albuñuelas y de tipo corrientes de derrubios en la zona de Izbor. En la zona de Albuñuelas, el encajamiento del río Albuñuelas y sus subsidiarios ha provocado, a lo largo del Cuaternario, la formación en algunas zonas de depósitos cartografiados como derrubios (mezcla de conglomerados, calcarenitas, limos y arenas) que en la actualidad están afectados por inestabilidad de varios tipos. Las filitas y cuarcitas generan frecuentemente flujos o deslizamientos según el grado de alteración que tengan las capas superficiales de las filitas. A veces, la complejidad del proceso hace coexistir las dos tipologías que se han cartografiado como movimientos complejos. Los micasquistos y cuarzo-esquistos están afectados frecuentemente por deslizamientos, en el caso de que predominen los micasquistos y desprendimientos, en el caso de que abundan las cuarcitas (o cuarzo-esquistos). Los “limos, arenas y margas” y “limos, arenas y conglomerados” generan,

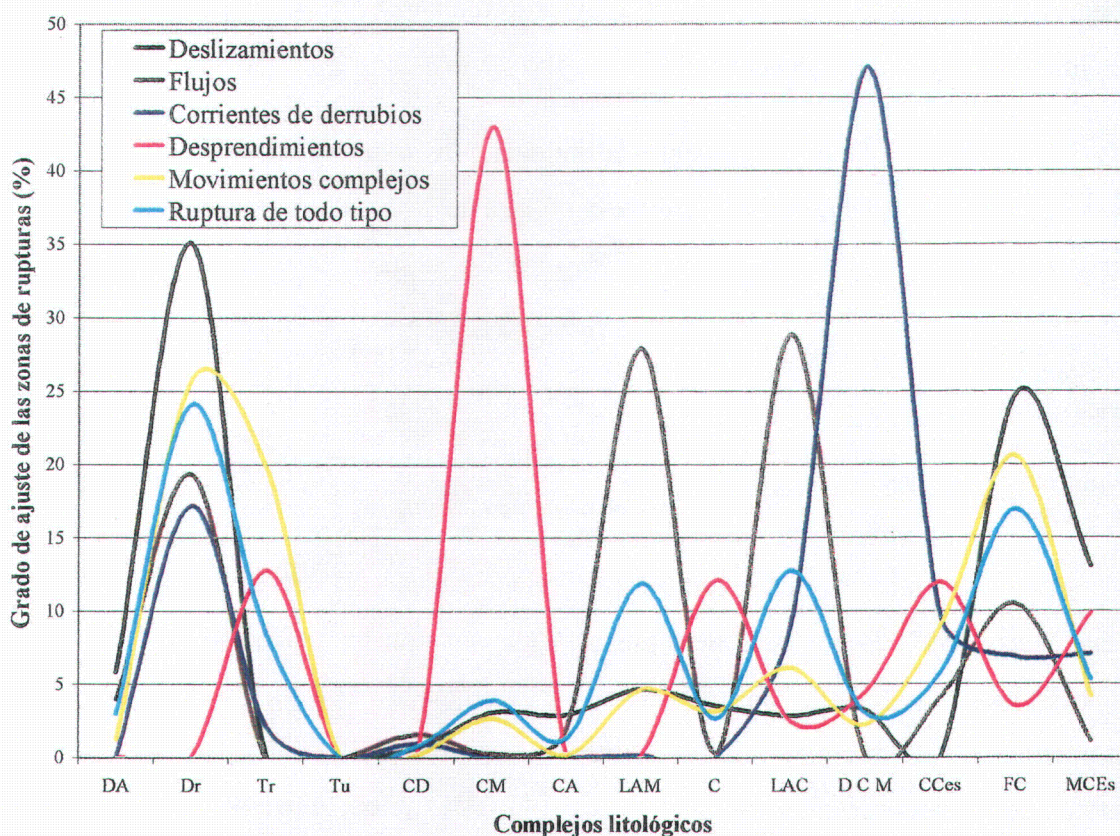


Figura 99. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de litología. DA: depósitos aluviales. Dr: Derrubios. Tr: Travertino. CD: Conos de deyección. CM: conglomerados y margas. CA: Conglomerados y arenas. LAM: limos, arenas y conglomerados. C: calcarenitas. LAC: limos, arenas y conglomerados. DCM: dolomías, calizas marmóreas. CCes: calizas y calcoesquistos. FC: filitas y cuarcitas. MCEs: micasquistos y cuarzoquistos.

sobre todo, flujos de tierra por el carácter menos resistente de sus componentes margosos y limosos. Las dolomías, calizas y mármoles generan frecuentemente en la zona norte del Padul y Dúrcal (Atalaya, El Manar, Silleta, Las Vacas, Loma Alta, El Escopetar...etc) y en algunos puntos de la sierra de los Guájares (al sur de Albuñuelas) corrientes de derrubios que han ido alimentando desde el Pleistoceno los conos de Padul-Nigüelas y los materiales plio-cuaternarios al pie de los Guájares. Algunos afloramientos de travertino (Pinos del Valle, Albuñuelas, Cónchar y Zaza) presentan desprendimientos y algunos de ellos (Pinos del Valle y Zaza) presentan zonas de ruptura de tipo deslizamiento combinadas con desprendimientos, formando así movimientos de tipo complejo. Los “conglomerados y margas”, “calcarenitas”, y “calizas y calcoesquistos” generan, sobre todo, desprendimientos por el carácter resistente y fracturado que presentan. Los “depósitos aluviales” y “turba” no presentan indicios de inestabilidad ya que son materiales que se encuentran en terrenos llanos o con pendientes bajas y son de reciente formación. Los

“conos de deyección” no presentan gran frecuencia de inestabilidad excepto en algunos puntos de la falla de Padul-Nigüelas donde están afectados por deslizamientos debido a la actividad de esta falla. Los conglomerados y arenas (principalmente de la formación Torrente) presentan menor frecuencia de movimientos de ladera ya que son relativamente recientes, con pendientes bajas y están consolidados. Sin embargo, en la parte distal (al Sur de la falla de Nigüelas), estos materiales se encuentran afectados por varios movimientos de ladera (deslizamientos-flujos en frente de Mondújar, cerca del puente de Torrente) debido a que esta formación en este punto se encuentra encajada por el río Torrente y su granulometría es mas fina y menos consolidada que en la parte proximal.

Tabla 34. Estadísticos de asociación entre las unidades tectónicas y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0.331 (NC> 99,99%)	0.471	0.401	2
Flujos de tierra	0.505 (NC> 99,99%)	0.822	0.445	1
Corrientes de derrubios	0.285 (NC> 99,99%)	0.882	0.358	1
Desprendimientos	0.259 (NC> 99,99%)	0.425	0.243	2
Movimientos complejos	0.121 (NC> 99,99%)	0.422	0.381	2
Todos juntos	0.107 (NC> 99,99%)	0.317	0.426	2

Los flujos y corrientes de derrubios presentan una correlación alta con las unidades tectónicas. Los flujos se relacionan con la unidad del neógeno-cuaternario (34,4%) y con el manto de Lújar (33,4%). Las corrientes de derrubios con el manto de la Herradura (66,1%). Los deslizamientos, desprendimientos, movimientos complejos y el conjunto de los movimientos presentan una correlación moderada (figura 100).

Las unidades tectónicas están relacionadas con las características litológicas antes mencionadas pero al formarse cada unidad con materiales de diferentes litologías la correlación es diferente. Los deslizamientos afectan frecuentemente el manto de Alcázar (formado en la base por filitas con intercalaciones de cuarcitas y encima las dolomías y calizas algo marmóreas), Lújar (filitas, calco-esquistos y carbonatos) y Mulhacén (micasquistos en la unidad de San Francisco, micasquistos, mármoles y anfibolitas y algunos gneises y serpentinas en la unidad de la caldera y micasquistos, cuarcitas y anfibolitas en la unidad de las Sabinas). Los flujos afectan, sobre todo, al Neógeno-Cuaternario (formados por materiales generalmente de baja resistencia) y el manto de

Lújar (formado en esta zona principalmente por filitas). Las corrientes de derrubios afectan sobre todo al manto de la Herradura al norte del Padul donde se encuentran esquistos y mármoles calizo dolomíticos que en algunos sitios están muy fracturados formando las llamadas kakiritas. Los desprendimientos afectan a los mantos de Lújar, Veleta (micasquistos) y Alcázar, sobre todo en los límites tectónicos formados por abundancia de cuarcitas. Los movimientos complejos se concentran en los mantos de Mulhacén y Lújar.

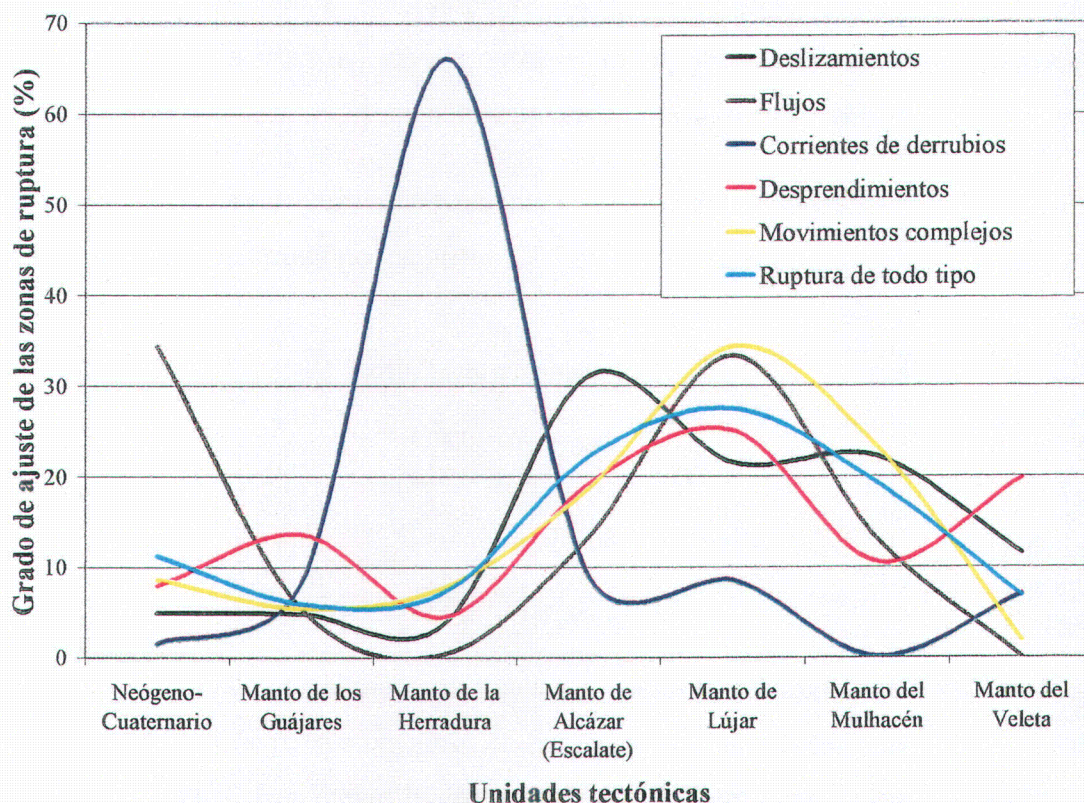


Figura 100. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de las unidades tectónicas.

Tabla 35. Estadísticos de asociación entre la precipitación media anual y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0,112 (NC>99,99%)	0,271	0,255	3
Flujos de tierra	0,313 (NC>99,99%)	0,598	0,329	1
Corrientes de derrubios	0,251 (NC>99,99%)	0,450	0,269	2
Desprendimientos	0,087 (NC>99,99%)	0,144	0,137	3
Movimientos complejos	0,232 (NC>99,99%)	0,487	0,326	2
Todos juntos	0,135 (NC>99,99%)	0,265	0,339	3

Solo los flujos guardan una correlación alta con la precipitación media anual ya que el 77,1 % de éstos se ajustan a las zonas con precipitaciones menores de 500 mm pero esto indica una coincidencia casual ya que esta relación no es lógica sino que es debida a la presencia de materiales neógenos (muy susceptibles a la inestabilidad de vertientes) en el centro de la cuenca (altitudes bajas) con precipitaciones medias anuales bajas. Las corrientes de derrubios y movimientos complejos tienen una correlación moderada. Así, las corrientes de derrubios se distribuyen frecuentemente en áreas con precipitación media anual comprendida entre 500 y 700 mm (85,8 %) y los movimientos complejos entre 400 y 600 mm (86,4 %), mientras que los deslizamientos, desprendimientos y movimientos todos juntos tienen una correlación baja.

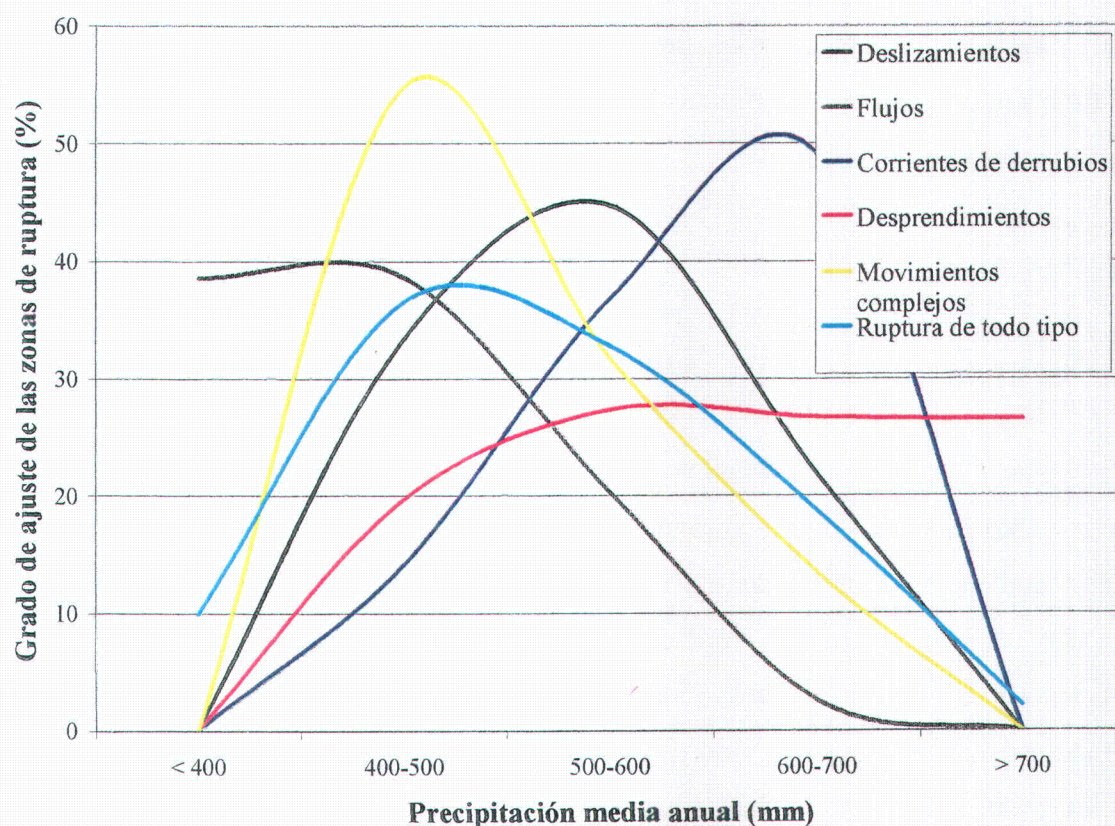


Figura 101. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de precipitación media anual.

Los movimientos de ladera en general están condicionados por la precipitación media anual aunque esta influencia se ve perturbada por la intervención de muchos más factores. Los datos de la tabla 36 y la figura 101 muestran que los flujos se correlacionan bien con la precipitación media anual pero con valores menores de 500 mm. Esto se explica por el hecho

que las precipitaciones medias anuales bajas se correlacionan bien con las bajas altitudes de la zona donde son frecuentes los materiales neógenos sueltos afectados mayoritariamente por flujos, mientras que los valores mayores de precipitación media anual se relacionan con las altas altitudes donde son frecuentes las altas pendientes y por lo tanto materiales resistentes sometidos sobre todo a la erosión. Así, la mayoría de los movimientos de ladera se distribuyen frecuentemente en las áreas con valores medios de precipitación (centro de la cuenca y bordes de las sierras donde predominan materiales neógenos y otros materiales con resistencia baja) mientras en terrenos con altas precipitaciones predominan las corrientes de derrubios.

Tabla 36. Estadísticos de asociación entre la precipitación máxima en 24 horas (intensidad de lluvia) y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza del test Kolomogrov-Smirnov.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G	P	
Deslizamientos	0,422 (NC>99,99%)	0,721	0,466	1
Flujos de tierra	0,272 (NC>99,99%)	0,637	0,337	1
Corrientes de derrubios	0,144 (NC>99,99%)	0,283	0,218	3
Desprendimientos	0,268 (NC>99,99%)	0,563	0,246	1
Movimientos complejos	0,302 (NC>99,99%)	0,708	0,423	1
Todos juntos	0,256 (NC>99,99%)	0,556	0,486	1

Todos los casos están relacionados fuertemente con la precipitación máxima en 24 horas, excepto en el caso de las corrientes de derrubios que presentan una correlación baja. Los deslizamientos se encuentran mayoritariamente en áreas con valores superiores a 150 mm (89,6 %). Los flujos en áreas con valores superiores a 200 mm (57,3 %). Las corrientes de derrubios en áreas con valores inferiores a 150 mm (89,1 %). Los desprendimientos en áreas con valores superiores a 150 mm (74,3 %). Los movimientos complejos en “150-200 mm” (63,93 %). Los movimientos en conjunto están frecuentemente en la clase “> 150 mm” (76,88 %).

Los movimientos de ladera se correlacionan mejor con las precipitaciones máximas que con las medias ya que, en todos los casos, los movimientos son más frecuentes en terrenos con valores altos de intensidad de lluvia, excepto para las corrientes de derrubios cuya distribución está condicionada más bien, por otros factores de tipo tectónico y litológico. Los flujos tienen una curva con dos picos (figura 102), uno en valores medios de precipitación máxima en 24 horas y otro en valores altos. En este caso, también se ve la influencia de los

materiales neógenos de la cuenca del Valle de Lecrín donde los valores de las precipitaciones máxima en 24 horas son medios.

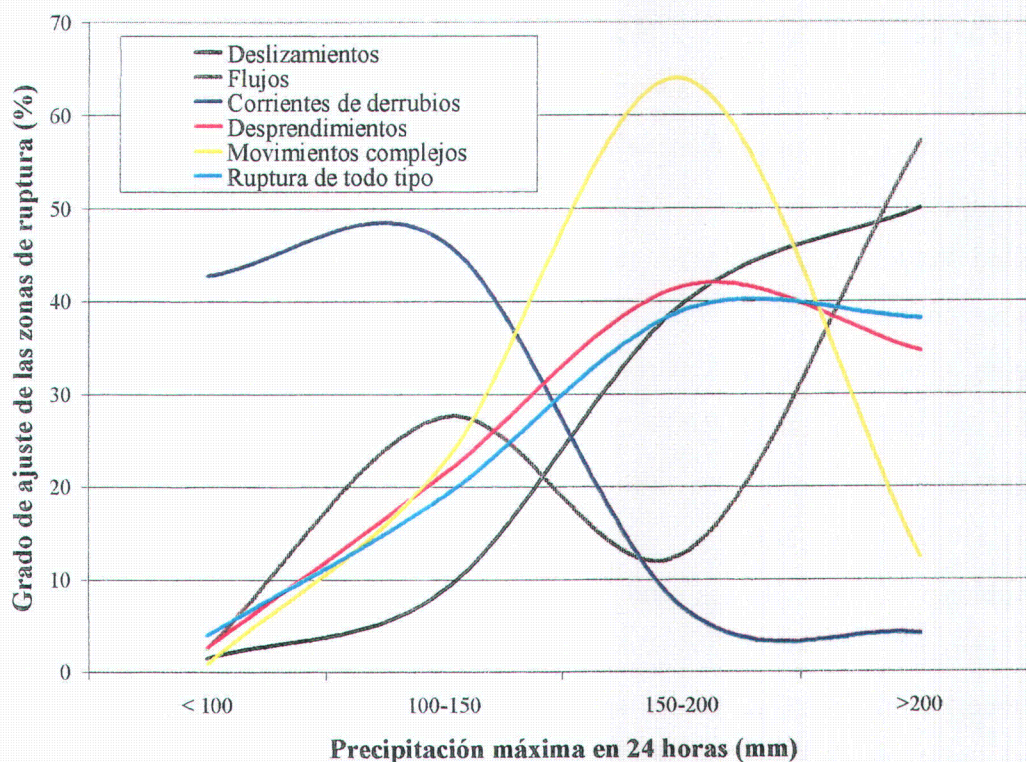


Figura 102. Relación entre la zona de ruptura y el área total en cada clase de precipitación máxima en 24 horas (intensidad de lluvia).

En la tabla 38 se clasifican los factores según los coeficientes estadísticos obtenidos de sus relaciones con la distribución de los movimientos de ladera.

Tabla 37. Clasificación de los factores por orden de correlación con las zonas de ruptura de los movimientos de ladera. alti: altitud. pend: pendiente. expo: exposición. ilum: iluminación. cuve: curvatura vertical. fote: formas del terreno. lit: litología. ute: unidades tectónicas. pmed: precipitación media anual. pmax: precipitación máxima en 24 horas. La orden de los factores en cada grupo se ha establecido utilizando el parámetro estadístico P.

Tipos de movimientos	1	2	3	4
Deslizamientos	pmax, lit, fote.	ute, alti, pend, cuve.	expo, pmed.	ilum.
Flujos de tierra y solifujión	lit, alti, ute, pmax, pmed.	fote.	pend, expo, cuve.	ilum
Corrientes de derrubios	ute, alti, lit, cuv, fote.	pmed, pend.	pmax, ilum.	expo
Desprendimientos	pend, lit, pmax.	alti, fote, Ute, exp, cuve.	ilum, pmed.	
Movimientos complejos.	alti, pmax, fote, lit.	ute, pmed, pend.	ilum, cuve, expo.	
Todo tipo de ruptura	pmax, fote.	alti, lit, ute, cuve, pend.	pmed	ilum, expo.

II.2.4. CONCLUSIÓN

El estudio del medio físico mediante un SIG, obtenido a partir del análisis y modelización del MDT aplicado a esta zona de carácter montañoso, con un desnivel que supera los 3000 m, muestra que: La altitud media ponderada es de 1198 m, las pendientes más frecuentes corresponden a la clase 15-25° y la inclinación media ponderada es de 17°. Destacan ligeramente los rangos de exposición Sur, Sur-Oeste y O. El coeficiente de iluminación presenta una distribución normal con valores medios próximos al 50%. La clase de iluminación con más frecuencia es la del 50-60%. Las formas convexas predominan ligeramente sobre las cóncavas. Las zonas con radio de curvatura inferior a 1000 m son más frecuentes que las superiores a 1000 m. El mapa de formas del terreno revela la presencia mayoritaria de montañas y colinas altas. Las litologías más frecuentes son: “dolomías, calizas y mármoles” y “micasquitos y cuarzo-esquistos” que representan el 42,6% y 25,9 % respectivamente respecto al área total de la zona. La clasificación geotécnica de “limos, arenas y margas” (litología con alta frecuencia de algunas tipologías de movimientos de ladera) muestra que estos materiales son de tipo limos de baja plasticidad. Las unidades tectónicas predominantes son las del Neógeno y Cuaternario y el manto de la Herradura-Trevenque. La precipitación media anual oscila principalmente entre 400 y 700 mm, mientras que la precipitación máxima en 24 horas es, en la mayor parte del área, de 100 a 150 mm. Algunos de estos factores se relacionan entre sí, sobre todo la altitud, la precipitación media, las unidades tectónicas y la litología. También, las pendientes, las formas del terreno y la iluminación presentan una correlación considerable entre ellos.

Se han inventariado 980 movimientos de ladera que representan el 7,37 % de la zona de estudio, de los cuales 198 son deslizamientos, 157 son flujos de tierra y solifluxión, 231 son desprendimientos, 71 son movimientos complejos y 323 son corrientes de derrubios. Las tipologías que ocupan mayor extensión son los movimientos complejos (28,1 % de las zonas movilizadas) y los deslizamientos (25,8 %), mientras que los desprendimientos son los movimientos con menor representación (10,1 %). Los flujos de tierra y solifluxión constituyen el 19,7 %, y las corrientes de derrubios el 16,2 %. Aproximadamente el 67 % de los movimientos de ladera tienen alguna actividad a lo largo del año (estacional). La mayoría de los movimientos presentan un grado de desarrollo de tipo avanzado o en desarrollo (53 %) o de tipo incipiente o iniciados (42 %). El borde SO del sector estudiado representa un escenario activo de inestabilidad de vertientes donde predominan tipologías según las

condiciones locales (tectónica activa, límites de mantos, litología...etc). A lo largo del periodo de esta investigación se han registrado numerosos puntos que han sufrido daños a causa de los movimientos de ladera, principalmente como consecuencia del temporal de finales de 1996 y principios de 1997, siendo la zona de Albuñuelas la más afectada, aunque, la carretera de la costa en algunos puntos (fuente del Miriñaque, altura de Izbor y Béznar...etc) y las poblaciones de Izbor y Acebuches también sufrieron importantes daños. Algunos movimientos guardan una relación estrecha con la actividad sísmica de la zona tal como el pueblo de Albuñuelas que quedó en gran parte destruido durante el terremoto de Lisboa (1775) y el Andalucía (1884). En algunos puntos de la zona de estudio, los movimientos de ladera se ven relacionados con los procesos de encajamiento que afectan esencialmente a los ríos que atraviesan las filitas y esquistos alpujárrides y nevado-filábrides y los materiales neógenos provocando principalmente deslizamientos rotacionales y traslacionales y flujos de tierra.

Los factores que controlan los movimientos de ladera varían en función del tipo de movimiento considerado. Así, para los deslizamientos, los factores más determinantes son la intensidad de lluvia (> 150 mm/24 horas), litología (“derrubios”, “filitas y cuarcitas” y “micasquistos y cuarzo-esquistos”) y las formas del terreno (“montañas y colinas altas” y “terrenos con relieve fuerte”). Para los flujos de tierra y soliflucción: litología (“derrubios, “limos, arenas y margas”, limos, arenas y conglomerados” y “filitas y cuarcitas”), la altitud (400-800 m), unidades tectónicas (“Neógeno-Cuaternario” y “manto de Lújar”) e intensidad de lluvia (> 200 mm/ 24 horas). Para las corrientes de derrubios: unidades tectónicas (manto de la Herradura), la altitud (1200-1600 m), litología (“derrubios” y “calizas, dolomías y mármoles”), la curvatura vertical (cóncava con radio de curvatura < 550 m) y formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”). Para los desprendimientos: pendientes (>35°), litología (conglomerados y margas) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas). Para los movimientos complejos: la altitud (200-600 m), formas del terreno (montañas con colinas altas), litología (“derrubios”, “travertinos” y filitas y cuarcitas), intensidad de lluvia (150-200 mm) y litología (“derrubios”, “travertinos” y “filitas y cuarcitas”) y finalmente, para el conjunto de los movimientos: formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas).



CAPITULO II.3

**RELACIÓN TECTÓNICA ACTIVA –
MOVIMIENTOS DE LADERA**



II.3.1. INTRODUCCIÓN

En el ámbito regional, los límites de la depresión de Granada han sido escenario de procesos catastróficos variados (figura 103) (Chacón, 1999). Así, en el lado exterior del límite (materiales béticos: alpujárrides y nevado-Filábrides) aparecen las zonas inestables de Izbor-Fuente del Miriñaque (Fernández et al., 1996) y el de Olivares (Chacón, 1988). Otros afectan al lado interior (materiales postorogénicos) como el de Albuñuelas (El Hamdouni et al, 1997a), Monachil (Chacón et al., 1996a) y Güevéjar (Chacón et al., 1988). Entre estas zonas catastróficas históricas, las de Izbor y Albuñuelas se encuentran dentro del área de estudio y precisamente en el área definida en este estudio como de alta actividad tectónica.

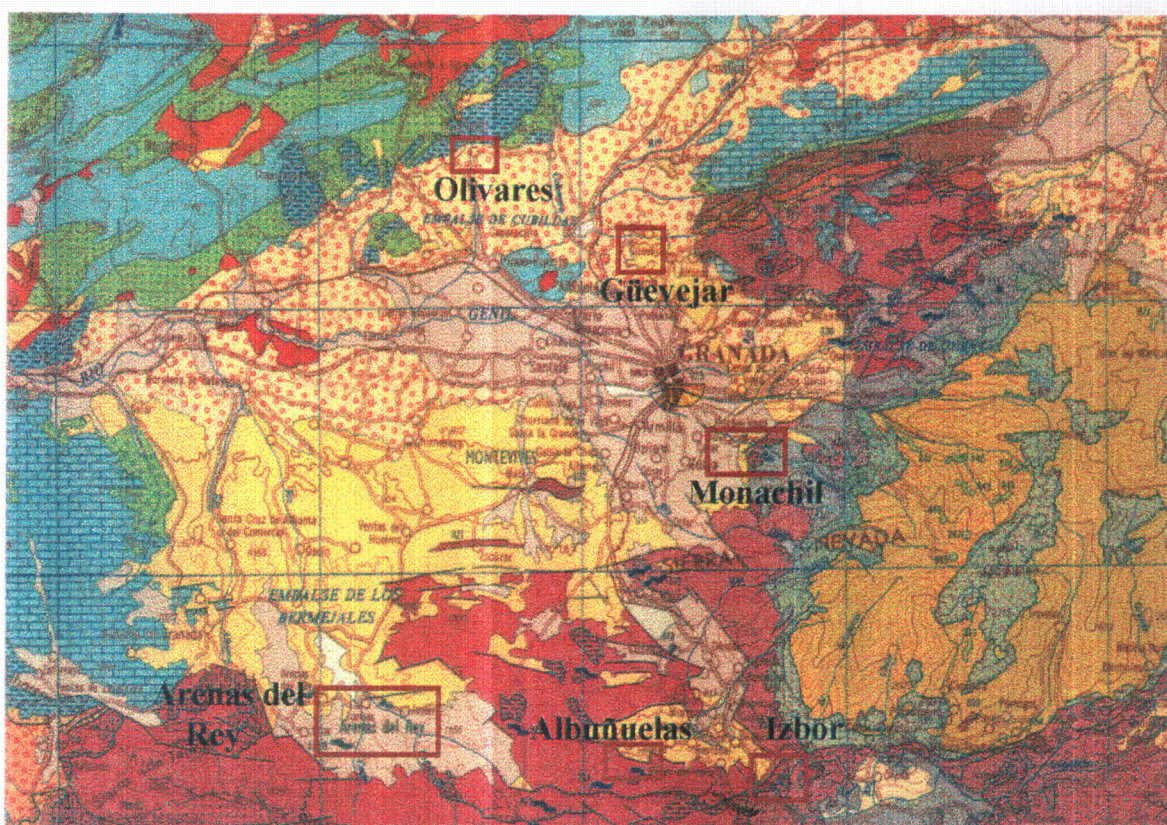


Figura 103. Distribución de áreas afectadas por fenómenos catastróficos en el registro histórico (Chacón, 1999).

Las áreas que se muestran en la figura 103 corresponden a emplazamientos en donde se han sucedido además de grandes terremotos catastróficos (por ejemplo el de 25/12/1884), movimientos de ladera de grandes dimensiones de todo tipo (deslizamientos, flujos, corrientes de derrubios...etc). También es notoria en algunas de estas áreas la

abundancia de abanicos aluviales que muestran un cambio de nivel de base reciente importante recientemente. Estas áreas tienen en común el corresponder a diferentes puntos del contacto tectónico actual entre la depresión de Granada, relicto de una antigua cuenca marina y continental (Chacón, 1999) y los relieves circundantes (Sierra Nevada, sierra de los Guájares, sierra de Albuñuelas...etc). Es decir, se destaca el carácter crítico de este límite en el que, en las inmediaciones de cursos fluviales muy encajados, pueden producirse importantes problemas de inestabilidad de vertientes.

En este apartado, se centra la atención en la relación existente entre los índices de movimientos de ladera inventariados y las manifestaciones geomorfológicas de la actividad tectónica en la cuenca del río Izbor (esta zona incluye algunas de la zonas antes mencionadas).

II.3.2. MOVIMIENTOS DE LADERA E ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS DE TECTÓNICA ACTIVA.

Se procede a un análisis de tabulación cruzada entre las zonas de ruptura del inventario de movimientos de ladera y las cuencas analizadas en este estudio. Se observa la frecuencia de distribución de inestabilidad según la particularidad de cada cuenca respecto a cada índice analizado de tectónica activa.

II.3.2.1. EL ÍNDICE SL Y MOVIMIENTOS DE LADERA.

Se analiza la distribución de los movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor según la frecuencia de las anomalías de SL en cada sub-cuenca. La figura 104 muestra la distribución de los movimientos en función de la cuencas clasificadas en 3 clases de actividad tectónica relativa (ver capítulo de tectónica activa): clase 1 (ausencia de valores anómalos), clase 2 (presencia de valores anómalos bajos) y clase 3 (presencia de valores anómalos altos). La última clase indicaría una mayor actividad tectónica por existencia de escarpes recientes debidos a fallas tectónicas activas. En todos los casos la frecuencia de los movimientos se ajusta bien con las 3 clases definidas excepto en el caso de las corrientes de derrubios, donde el grado de ajuste en la clase 2 se muestra ligeramente superior al de la clase 3. Así, la frecuencia de ruptura en la clase 1 nunca supera el 5 % (tabla 38) excepto en el caso de los flujos (12,03%). A excepción de las corrientes de

derrubios, en la clase 2 la ruptura nunca supera el 50 %, mientras que en la clase 3 esta ruptura supera siempre el 50 %.

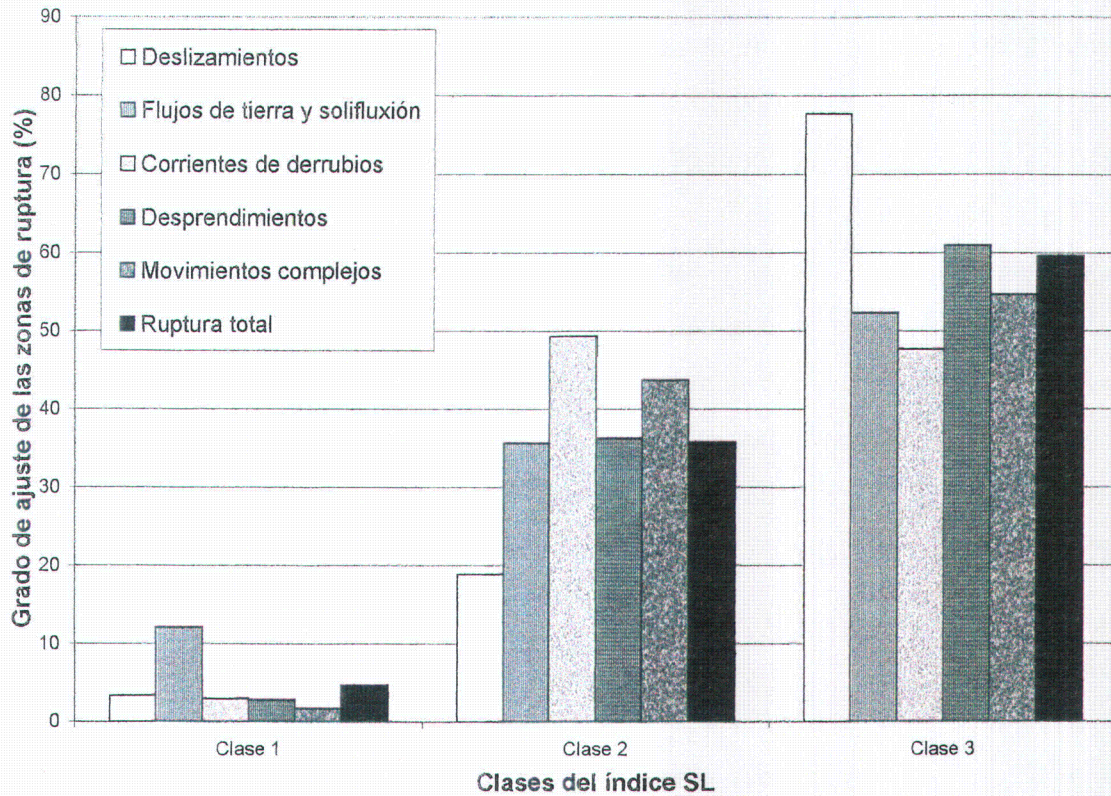


Figura 104. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de SL a que pertenecen.

Tabla 38. Valores del grado de ajuste de los diferentes tipos de movimientos de ladera en función de las clases SL de las cuencas analizadas en la zona de estudio.

Clase de SL	Área (km ²)	Deslizamientos (Ga %)	Flujos de tierra y soliflucción	Corrientes de derrubios (Ga %)	Desprendimientos (Ga %)	Movimientos complejos (Ga %)	Ruptura total (Ga %)
1	85,44	3,33	12,03	2,91	2,79	1,62	4,56
2	75,42	18,92	35,63	49,35	36,23	43,69	35,49
3	253,91	77,75	52,34	47,74	60,98	54,69	59,65

Para analizar la distribución de los movimientos de ladera a lo largo del perfil de los ríos y sus relaciones con las anomalías de SL que se encuentran en este perfil se han elegido las cuencas más representativas. Así, para cada tipología de movimientos de ladera se ha utilizado una cuenca con clase 3 de SL y con la frecuencia más alta de movimientos de ladera. Con este criterio se pretende destacar el papel de las anomalías de SL en la distribución de las zonas de ruptura a lo largo del perfil. Los barrancos analizados son: el barranco del Pleito (mayor frecuencia de zonas de ruptura totales y de movimientos

complejos), barranco Salado (mayor frecuencia de deslizamientos), río Izbor bajo (flujos), barranco Cabezuelas (corrientes de derrubios) y el río Lanjarón (desprendimientos). Este análisis se ha basado en calcular el grado de ajuste de los movimientos de ladera en un intervalo de 50 m de altitud con un valor de SL determinado. De este modo, las cuencas definidas en la zona se han dividido en intervalos de altitudes de 50 m cada uno y se ha realizado la tabla cruzada con zonas de ruptura en conjunto y con cada tipología.

En el barranco del Pleito (figura 105) se observa una cierta correlación entre la frecuencia de zonas de ruptura y los puntos donde SL muestra valores anómalos. Se observa que la máxima frecuencia de ruptura, se sitúa inmediatamente antes de la anomalía de SL más alta. Esto sugiere que esta frecuencia tan alta de movimientos está probablemente condicionada por la estructura responsable de esta anomalía. Esta alta frecuencia de movimientos se ha producido en el bloque elevado justamente detrás de esta estructura que según los datos de SL se trata de una falla activa.

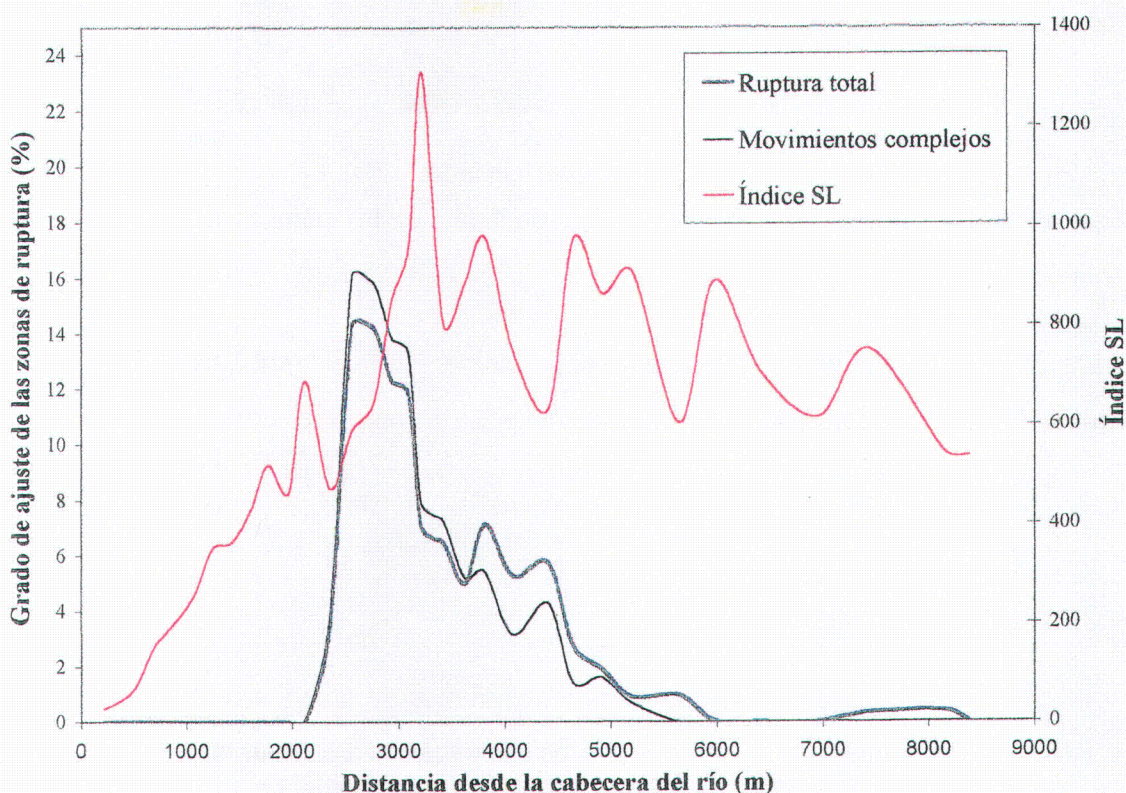


Figura 105. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (total y movimientos complejos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco del Pleito.

En el barranco Salado con clase 3 de SL se registra la mayor frecuencia de movimientos de ladera de tipo deslizamiento. La figura 106 muestra una correlación entre una zona de dos umbrales de anomalías altas de SL y un umbral de máxima frecuencia de deslizamientos a lo largo del perfil. Sin embargo, en este caso, la alta frecuencia de ruptura se produce justamente después (aguas abajo) de la estructura responsable de estas anomalías, es decir en el bloque relativamente hundido. Observaciones de campo en varias zonas (Cónchar, Lecrín, Lanjarón, Tablate, Pleito...etc) muestran que la frecuencia de los deslizamientos en esta parte del perfil (aguas abajo de la falla) se debe a la inestabilidad de laderas de los ríos y barrancos que abandonan los frentes montañosos con un encajamiento fuerte. A este factor se añade, el basculamiento contra la montaña de los materiales del bloque relativamente hundido.

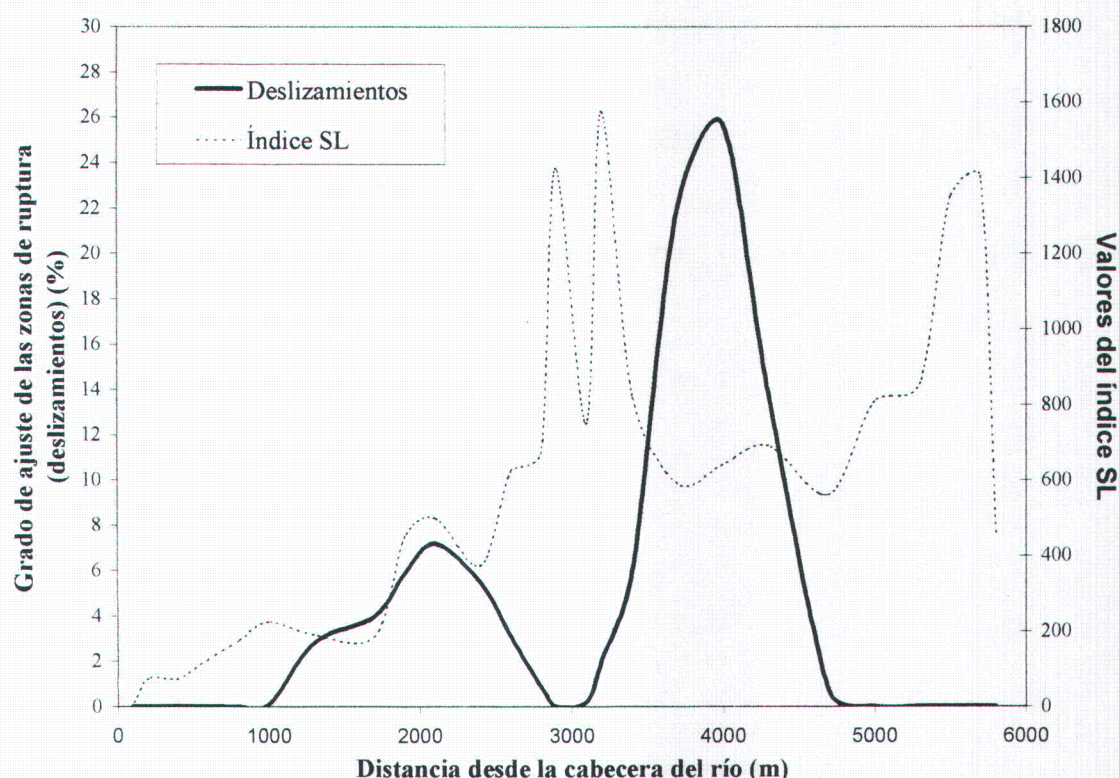


Figura 106. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (deslizamientos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco Salado.

El barranco Mizán de las Cuevas (figura 107) representa la cuenca con mayor frecuencia de flujos de tierra. Según SL es de clase 3. Los flujos de tierra coinciden con las anomalías más altas de SL. Sin embargo, en el análisis areal ya se ha visto el desajuste de

los flujos con las áreas de actividad tectónica. De todo modo se trata de movimientos superficiales de área relativamente reducida que afectan sobre todo a materiales sueltos y por lo tanto en la gráfica se ven frecuentes justamente a partir de las estructuras tectónicas aguas abajo probablemente no por su relación al movimiento de la falla sino a las condiciones que genera esta. Los flujos no son frecuentes aguas arriba de la falla ya que se trata del bloque levantado donde la erosión elimina los materiales menos resistentes y son frecuentes a partir de falla agua abajo ya que se encuentran materiales litológicos de baja resistencia que son los depósitos de los productos de erosión de los materiales del bloque levantado. La gráfica 107 no puede afirmar una relación directa entre tectónica activa y frecuencia de flujos de tierra ya que en esta zona se observan por ejemplo cuencas al norte de la Sierra de Albuñuelas (barranco del Anciano) donde la actividad tectónica es muy baja (ausencia de valores anómalos de SL) sin embargo, la frecuencia de flujos de tierra es alta.

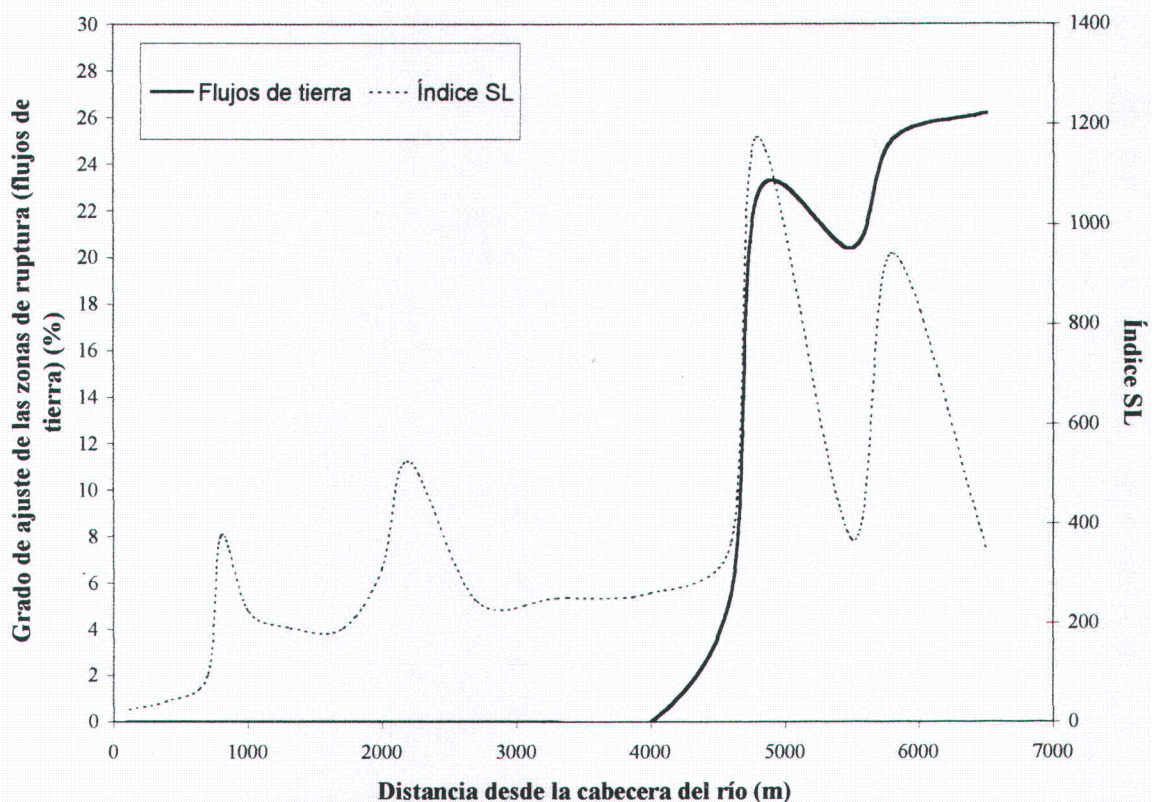


Figura 107. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (flujos de tierra) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco Mizán de las Cuevas.

El barranco de Cabezuelas es de clase 3 según SL y tiene la frecuencia más alta de los movimientos de ladera de tipo corrientes de derrubios. Estos movimientos (figura 108)

se producen en el bloque levantado aguas arriba de las anomalías altas de SL (en este caso correspondientes a fallas de borde). Esto se explica por el hecho de que cuando se reúnen condiciones litológicas y estructurales apropiadas en los barrancos de una zona montañosa limitada por fallas de borde activas se proceden inestabilidades tipo corrientes de derrubios en la parte media alta del barranco a causa del desequilibrio del nivel de base local por la subsidencia del bloque hundido donde se genera una zona de depósito de estas corrientes de derrubios. Este proceso entra en la dinámica global de restablecer el equilibrio inicial del relieve.

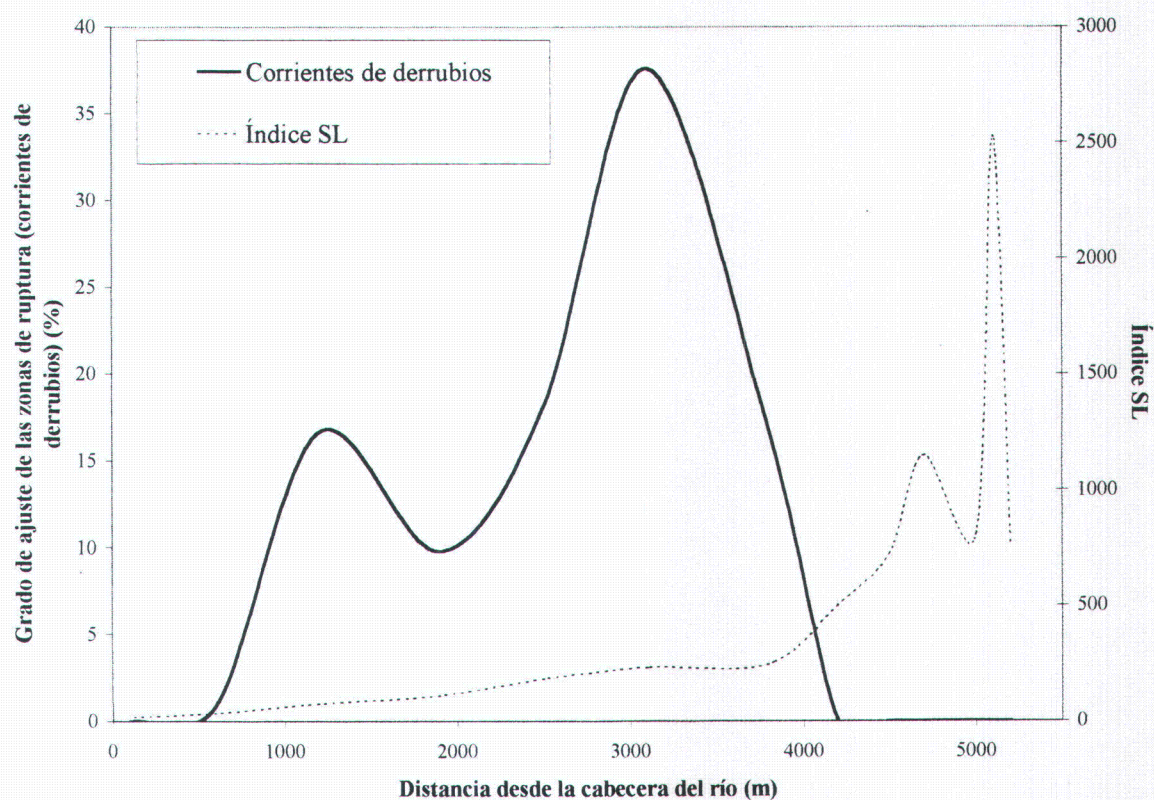


Figura 108. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (corrientes de derrubios) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del barranco de Cabezuelas.

El barranco de Lanjarón presenta los valores anómalos de SL más altos de toda la zona; además, muestra la frecuencia más alta de desprendimientos. La figura 109 muestra 3 umbrales importantes de altas frecuencias de ruptura que corresponden a 3 umbrales de anomalías del índice SL. El umbral más importante de los desprendimientos corresponde al umbral de la anomalía de SL que más se justifica por una tectónica activa ya que se

produce en una litología uniforme (micasquistos y cuarzoesquistos), mientras que el umbral intermedio se explica parcialmente por un cambio litológico (entre “filitas y cuarcitas” y “micasquistos y cuarzoesquistos”) a la altura del pueblo de Izbor. Este tipo de movimientos se distribuyen detrás de las zonas de anomalías o a veces coinciden con ellas. Algunos escarpes correspondientes a estas zonas de ruptura pueden tener una relación directa con los escarpes generados por las estructuras responsables de las anomalías de SL.

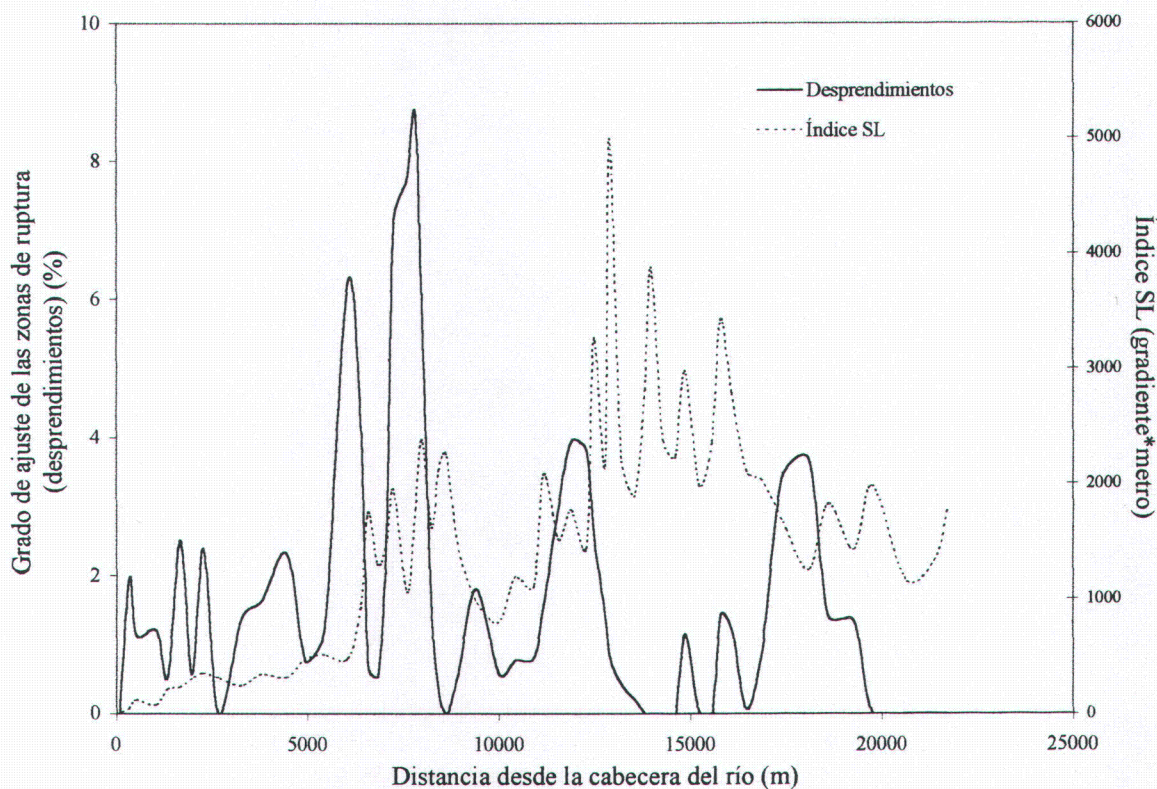


Figura 109. Comparación de la distribución de las zonas de ruptura (desprendimientos) en función de las anomalías del índice SL a lo largo del perfil del río Lanjarón.

II.3.2.2. MOVIMIENTOS DE LADERA E INCLINACIÓN DEL TERRENO (ÍNDICE DE ASIMETRÍA: FA).

El análisis de asimetría de cuencas nos ha permitido distinguir entre cuencas simétricas (clase 1), otras con asimetría moderada (clase 2) y otras muy asimétricas (clase 3). Para estudiar la relación entre este índice y los movimientos de ladera, se ha realizado una tabla cruzada entre el mapa de asimetría de cuencas y los diferentes tipos de zonas de ruptura. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 39 y la figura 110. En general, los movimientos de todo tipo son más frecuentes en las clases 2 y 3 (> 75 %) que en la clase 1

Tabla 39. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de FA a que pertenecen. *Des:* deslizamientos, *Flu:* flujos de tierra y soliflucción, *Dep:* desprendimientos, *Mc:* movimientos complejos.

Clases FA	Área (km2)	Des (%)	Flu (%)	Cdr (%)	Dep (%)	Mc (%)	Ruptura total (%)
1 ($ FA-50 < 10$)	111	12	14,6	13,1	11,4	7,8	11,3
2 ($10 < FA-50 < 15$)	72	33	60,2	44,9	53,1	36,2	41,3
3 ($ FA-50 > 15$)	106,4	55	25,2	42	35,5	56	47,4

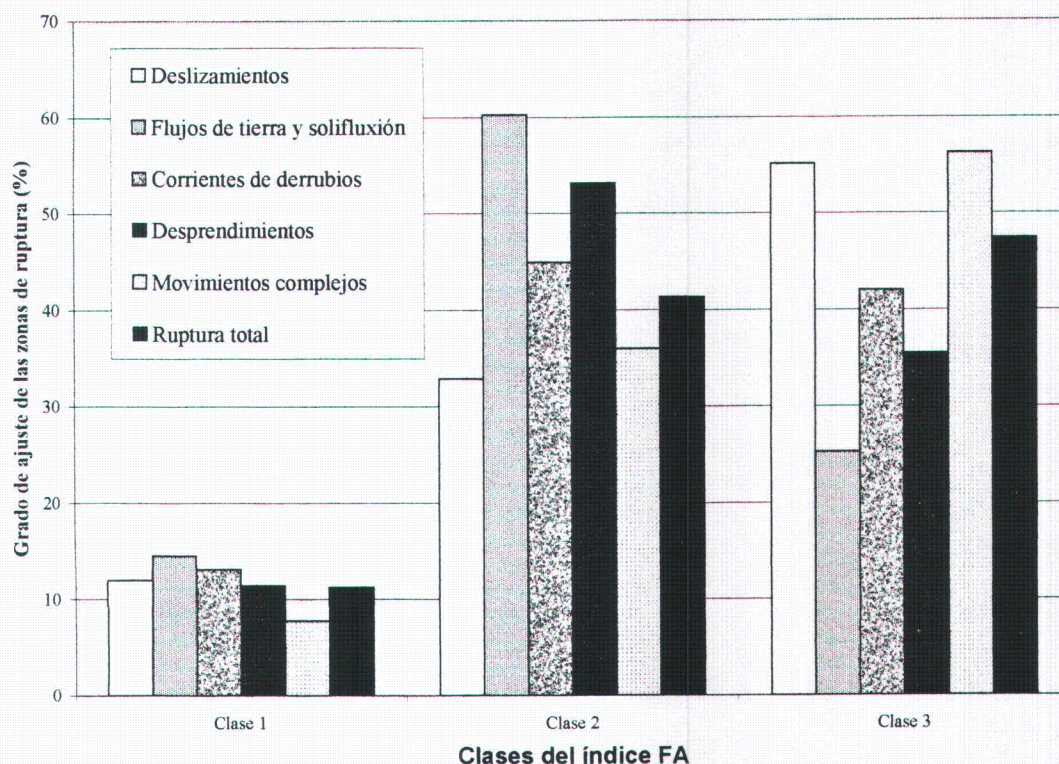


Figura 110. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de FA a que pertenecen.

(< 15%). Sin embargo, sólo los deslizamientos, movimientos complejos y el conjunto de todas las tipologías muestra un ajuste gradual de estos movimientos de ladera en las 3 clases, por lo que se considera aceptable su correlación. Por el contrario, los flujos de tierra, corrientes de derrubios y desprendimientos se presentan con mayores frecuencias en la clase 2 que en la clase 3. Esto puede deberse a que estos movimientos están controlados principalmente por otros factores. La asimetría considerada en este estudio es aquella que se genera mediante la actividad de tectónica de bloques (“Tilting” o basculamiento) que implica una generación de altas pendientes de superficies a nivel de cuenca (no como en el caso de SL donde se generan escarpes) y aumento del área de un lado de la misma y dado que los movimientos complejos y/o deslizamientos suelen

desarrollarse en estas condiciones, podría explicar la gran correlación de estos movimientos con el factor de asimetría, mientras que los desprendimientos se presentan en condiciones diferentes, asociados principalmente a las pendientes de escarpes rocosos.

II.3.2.3. MOVIMIENTOS DE LADERA Y EL ÍNDICE IH

El cálculo del índice IH y la forma de las curvas hipsométricas nos ha permitido clasificar las cuencas del área de estudio en 3 clases. Se ha realizado un análisis de tabla cruzada entre el mapa de cuencas clasificadas según las características hipsométricas y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 40 y la figura 111.

Tabla 40. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en la cuencas según la clase de IH a que pertenecen. *Des:* deslizamientos, *Flu:* flujos de tierra y soliflucción, *Dep:* desprendimientos, *Mc:* movimientos complejos.

Clases IH	Área (km ²)	Des (%)	Flu (%)	Cdr (%)	Dep (%)	Mc (%)	Ruptura total (%)
1	98,53	1,16	6,17	17	3,62	9,57	8,11
2	85,52	34,05	47,1	61,64	40,72	18,29	39,67
3	353,34	64,8	46,7	21,36	55,66	72,14	52,22

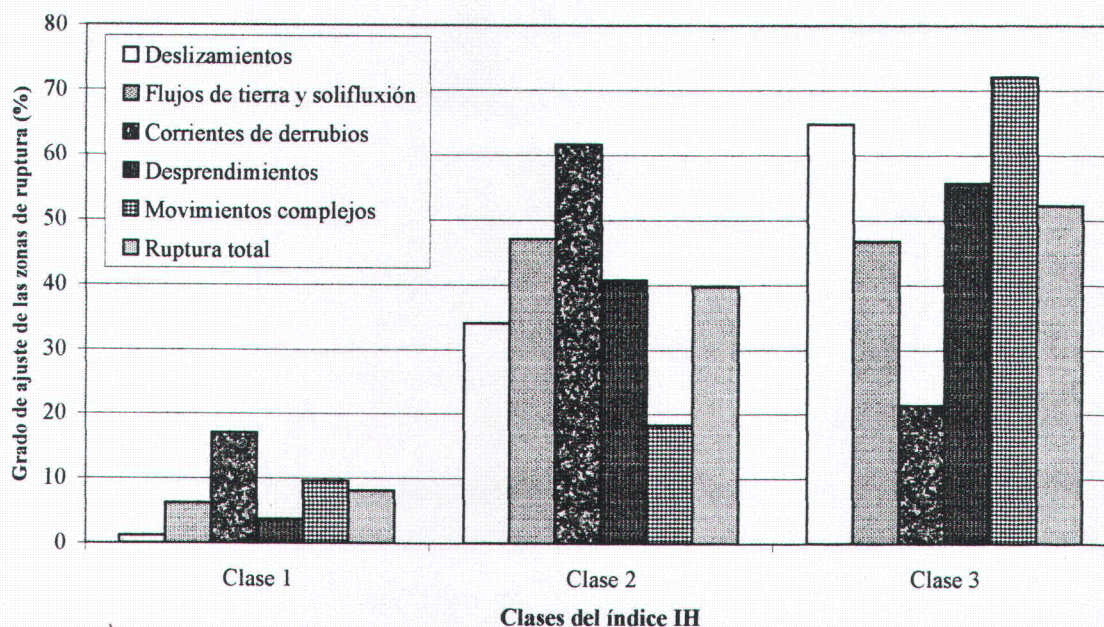


Figura 111. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de IH a que pertenecen.

Los movimientos de todo tipo son más frecuentes en la clase 2 y 3 (>73 %) que en la clase 1 (<17%). Los deslizamientos, movimientos complejos, desprendimientos y el

conjunto de la tipología muestran un ajuste gradual de los movimientos de ladera en las 3 clases, sin embargo, los flujos de tierra y las corrientes de derrubios presentan mayor frecuencia en la clase 2 que en la clase 3, lo que se podría explicar por la fuerte dependencia de estos movimientos con otros factores (probablemente climáticos) más que con la actividad tectónica.

Para ver la distribución de la inestabilidad a lo largo del perfil de las cuencas de la zona. Se ha elegido, para cada tipo de movimiento de ladera, una cuenca donde la inestabilidad en esta tipología es mayor. Las cuencas son: barranco del Pleito para los movimientos complejos y ruptura total; barranco Salado para los deslizamientos; barranco Cortijo del Maestro para los flujos, barranco Peña Horada para las corrientes de derrubios y río Lanjarón para los desprendimientos.

Tanto en el caso de la ruptura total como en el caso de los movimientos complejos (figura 112), los movimientos se distribuyen sobre todo en la zona de la curva que muestra una concavidad hacia arriba (destrucción de relieve) detrás del punto de inflexión de la curva que indica la existencia de una zona de escarpe moderno debido a una subsidencia o elevación de un bloque respecto a otro (falla activa). En la cuenca del barranco Salado (figura 113) los deslizamientos se distribuyen en la parte baja donde el perfil muestra una convexidad hacia arriba coincidiendo quizás con una falla activa. Para los flujos (figura 114), los movimientos se distribuyen en la parte convexa hacia arriba detrás inmediatamente del la zona de inflexión que indica un frente activo o una falla de borde reciente. En el caso de las corrientes de derrubios (figura 115), los movimientos se presentan en la parte media alta de un perfil recto (ya que en este tipo de movimientos no hay una destrucción masiva del relieve, sino continua). En cuanto a los desprendimientos (figura 116) se distribuyen en un perfil recto como en el caso de las corrientes de derrubios, pero se presentan a lo largo de todo perfil lo que se puede considerar también una correlación positiva ya que un perfil recto es índice de un levantamiento tectónico reciente compensado con una actividad erosiva intensa.

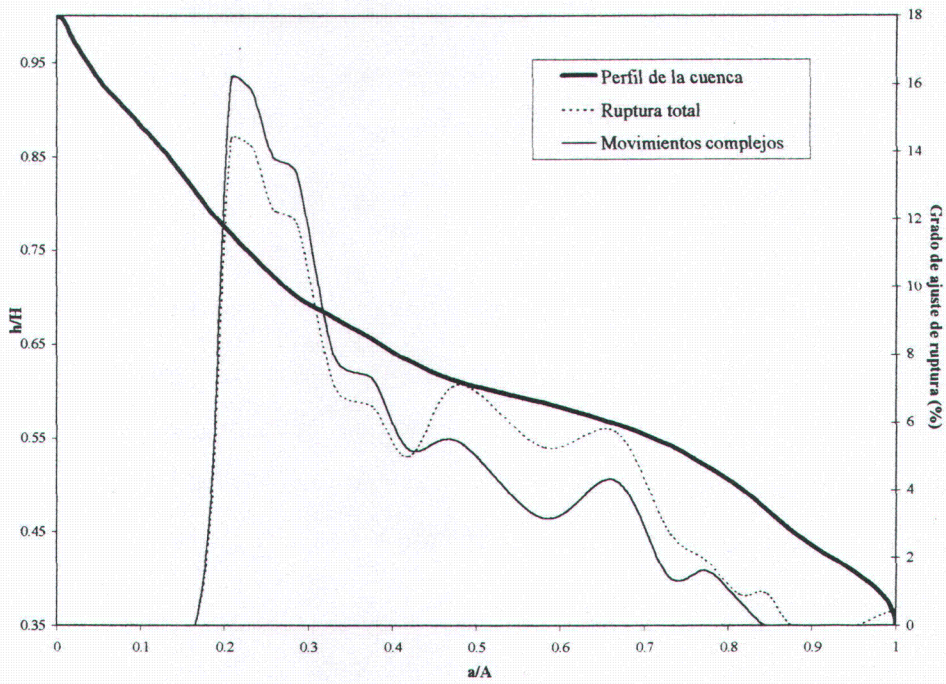


Figura 112. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (totales y complejos) a lo largo del perfil de la cuenca del Pleito y la forma de su curva hipsométrica.

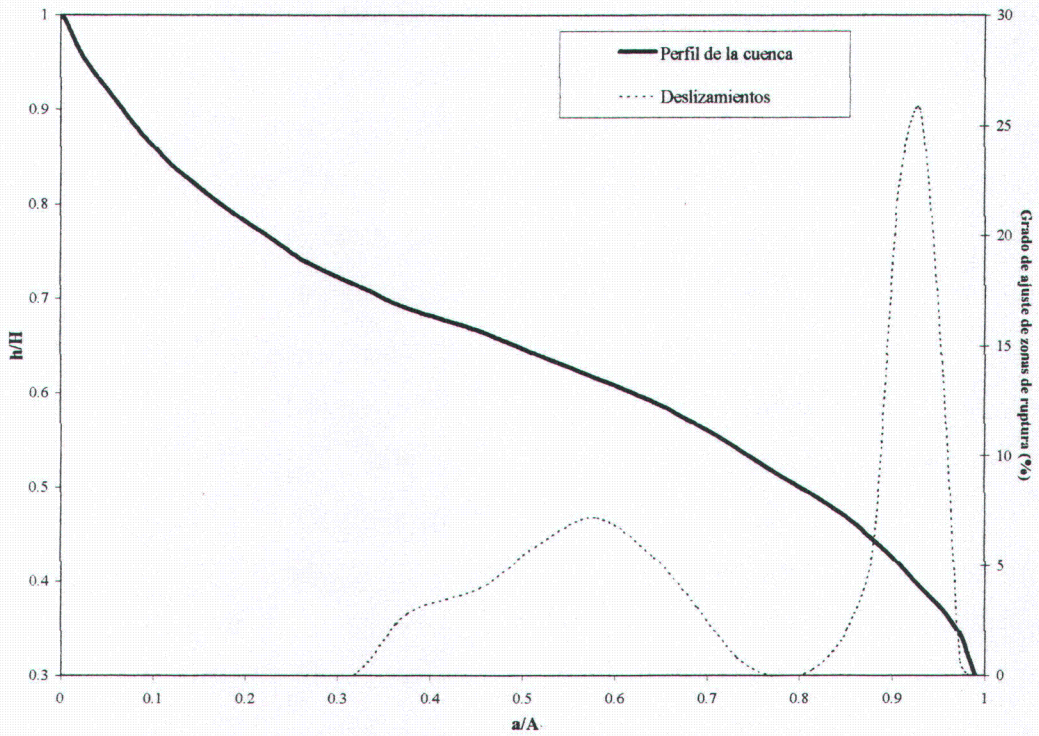


Figura 113. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (deslizamientos) a lo largo del perfil de la cuenca del barranco Salado y la forma de su curva hipsométrica.

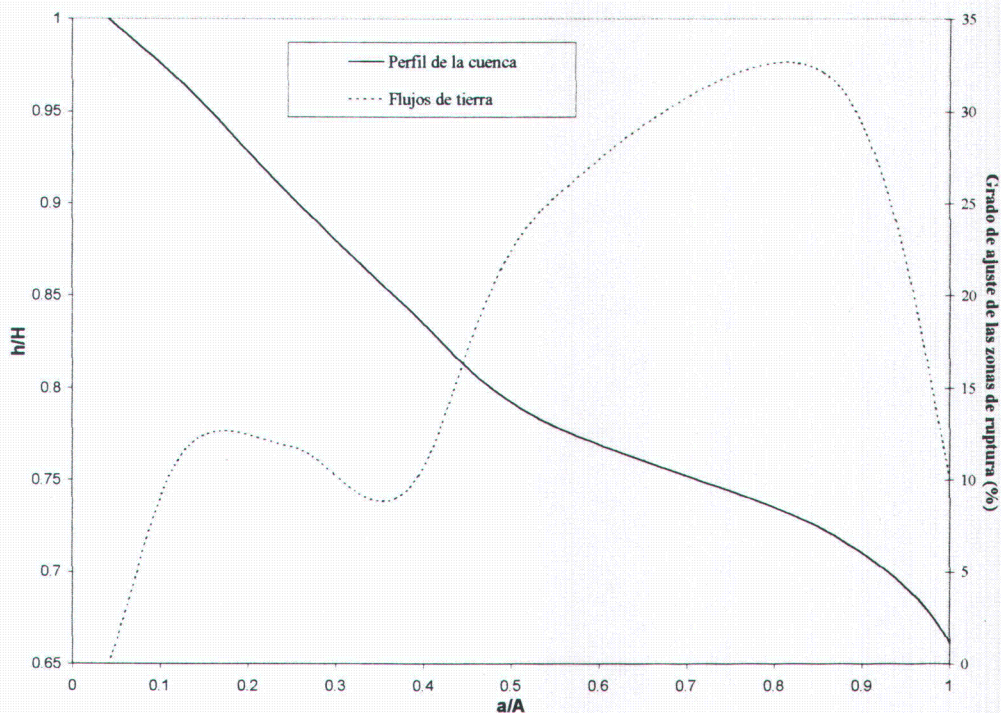


Figura 114. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (flujos de tierra) a lo largo del perfil de la cuenca del barranco del Cortijo del maestro y la forma de su curva hipsométrica.

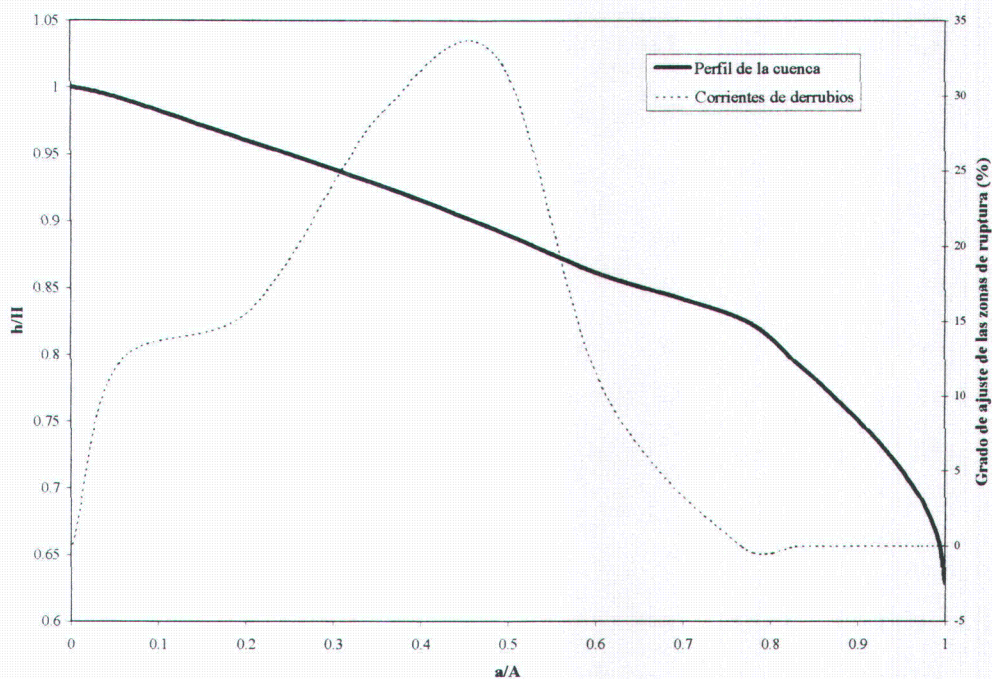


Figura 115. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (corrientes de derrubios) a lo largo del perfil de la cuenca Peña Horada y la forma de su curva hipsométrica.

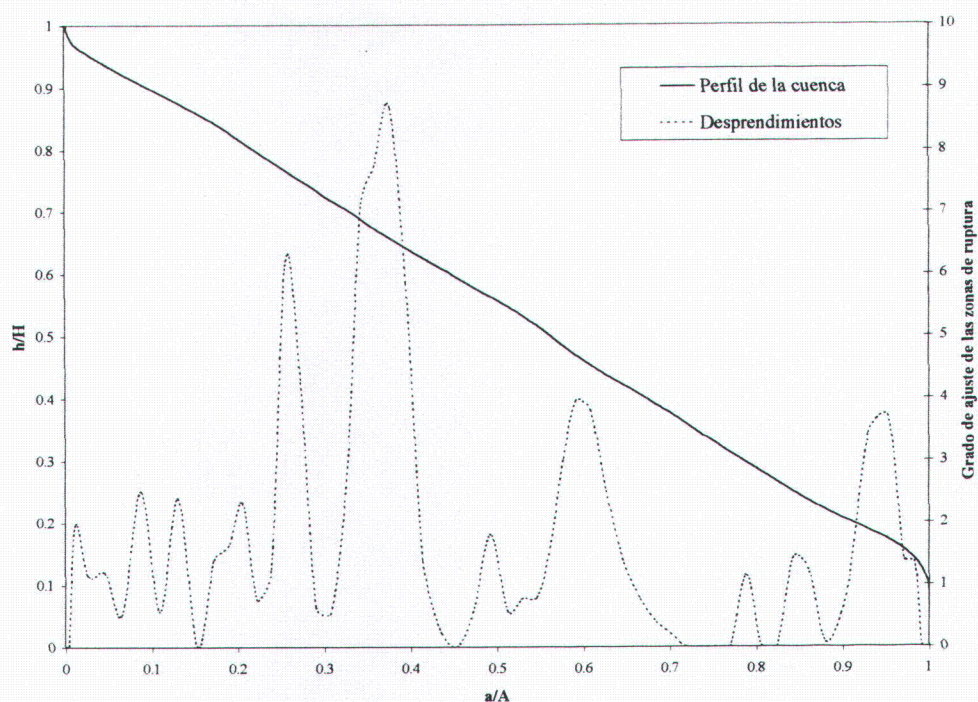


Figura 116. Comparación entre la distribución de las zonas de ruptura (desprendimientos) a lo largo del perfil de la cuenca Lanjarón y la forma de su curva hipsométrica.

II.3.2.4. MOVIMIENTOS DE LADERA Y EL ÍNDICE DE RELACIÓN ANCHURA DEL FONDO DEL VALLE – ALTURA DEL VALLE (V_f).

El cálculo del índice V_f en los principales barrancos y ríos que atraviesan los diferentes frentes montañosos de la zona nos ha permitido clasificar las cuencas de estos barrancos en 3 clases (siendo la clase 1 para las cuencas de barrancos menos encajados y la clase 3 para los más encajados). Se ha realizado un análisis cruzado entre el mapa de cuencas clasificadas según la clase de V_f y la distribución de las zonas de ruptura de movimientos de ladera. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 41. A excepción de los flujos, los movimientos de todo tipo (figura 117) presentan un grado de ajuste gradual desde la clase 1 hasta la clase 3 teniendo menos frecuencia en la clase 1 (< 5%) y más frecuencia en la clase 3 (> 50 %) o en las clases 2 y 3 (> 95 %). Teniendo en cuenta que el V_f refleja el grado de encajamiento de los barrancos y los desniveles entre lo alto de la cuenca y el fondo del valle, los resultados nos indican que los movimientos se distribuyen en cuencas más profundas y con desniveles altos, excepto en el caso de los flujos que no muestran esta tendencia. Esto puede ser explicado por el hecho que los flujos se producen en materiales con menos resistencia que forman sobre todo laderas extendidas con menos

pendientes. El proceso de encajamiento en esta zona es consecuencia de la actividad tectónica que produce un levantamiento y una subsidencia de bloques respecto a otros. Por lo tanto, el encajamiento tiende a restablecer el equilibrio mediante una fuerte erosión del fondo de los barrancos que produce descalces que provocan la inestabilidad de las laderas con fuertes pendientes (levantamiento tectónico) mediante movimientos de masa en forma de deslizamientos, desprendimientos, movimientos complejos y corrientes de derrubios.

Tabla 41. Distribución de los grados de ajuste de movimientos de ladera en la cuencas según la clase de V_f a que pertenecen. *Des:* deslizamientos, *Flu:* flujos de tierra y soliflucción, *Dep:* desprendimientos, *Mc:* movimientos complejos.

Clases V_f	Área (km ²)	Des (%)	Flu (%)	Cdr (%)	Dep (%)	Mc (%)	Ruptura total (%)
1	70,37	3,26	0,83	4,06	4,75	3,51	2,96
2	60,17	24,58	75,55	19,76	40,6	33,91	41,82
3	223,89	72,16	23,62	76,18	54,65	62,58	55,22

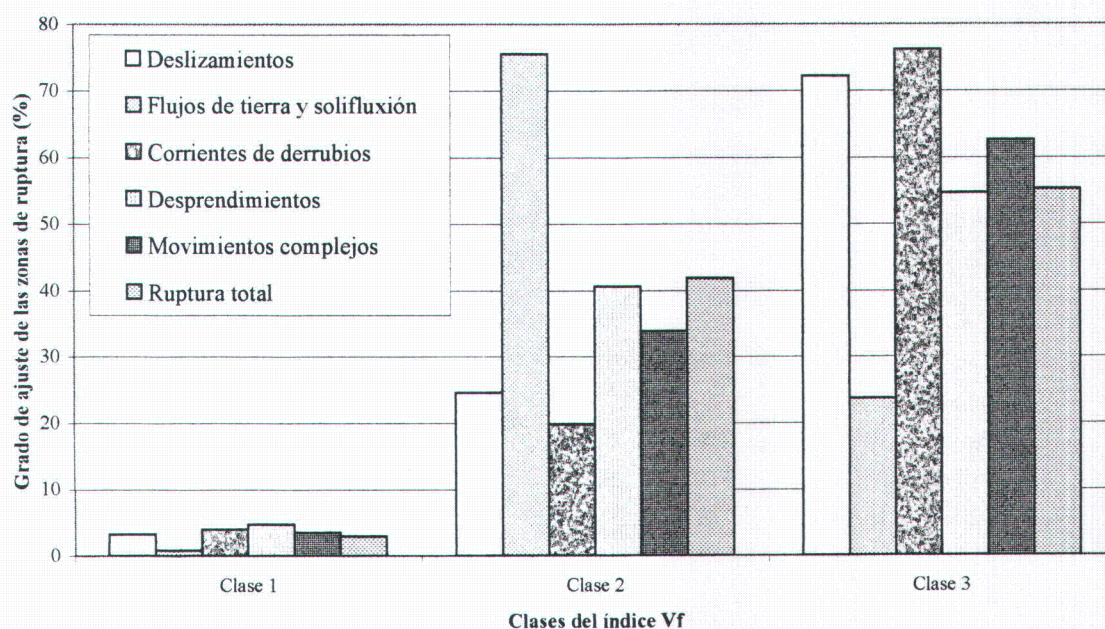


Figura 117. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de V_f a que pertenecen.

II.3.2.5. MOVIMIENTOS DE LADERA Y EL ÍNDICE DE FORMAS DE CUENCAS (B_s).

Las formas de las cuencas se han valorado mediante el índice B_s que nos ha permitido clasificar las cuencas de la zona en 3 clases que van desde la clase 1 (cuencas menos alargadas) a la clase 3 (cuencas muy alargadas). Esta última clase indica un área de

actividad tectónica. El análisis de tabla cruzada entre el mapa de formas de cuencas y la distribución de los movimientos de ladera muestra los resultados que se resumen en la tabla 42. A excepción de los flujos, todos los tipos de movimientos presentan un grado de ajuste progresivo desde la clase 1 hasta la clase 3, teniendo menos frecuencia en la clase 1 (< 20%) y más en la 3 (> 40 %) o en las clases 2 y 3 (> 80 %). El índice B_s refleja de otro modo el grado de encajamiento de los barrancos, ya que cuanto más encajado esté un río, más alargada será su cuenca. La figura 118 muestra que los movimientos de ladera se distribuyen frecuentemente en cuencas más alargadas excepto en el caso de los flujos que también se presentan a menudo en cuencas semicirculares. Como en el caso del índice V_f , la misma explicación se le puede dar al índice B_s , ya que en las cuencas semicirculares las laderas de éstos suelen tener materiales menos resistentes y son más amplias, con pendientes bajas donde son más frecuentes los movimientos de tipo flujo.

Tabla 42. Distribución del grado de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de B_s a que pertenecen. *Des:* deslizamientos, *Flu:* flujos de tierra y soliflucción, *Dep:* desprendimientos, *Mc:* movimientos complejos.

Clases B_s	Área (km ²)	Des (%)	Flu (%)	Cdr (%)	Dep (%)	Mc (%)	Ruptura total (%)
1	109,488	4,26	18,8	13,23	16,94	6,68	10,75
2	116,099	24,42	47,49	40,11	25,68	41,18	37,21
3	232,259	71,32	33,71	46,66	57,38	52,14	52,04

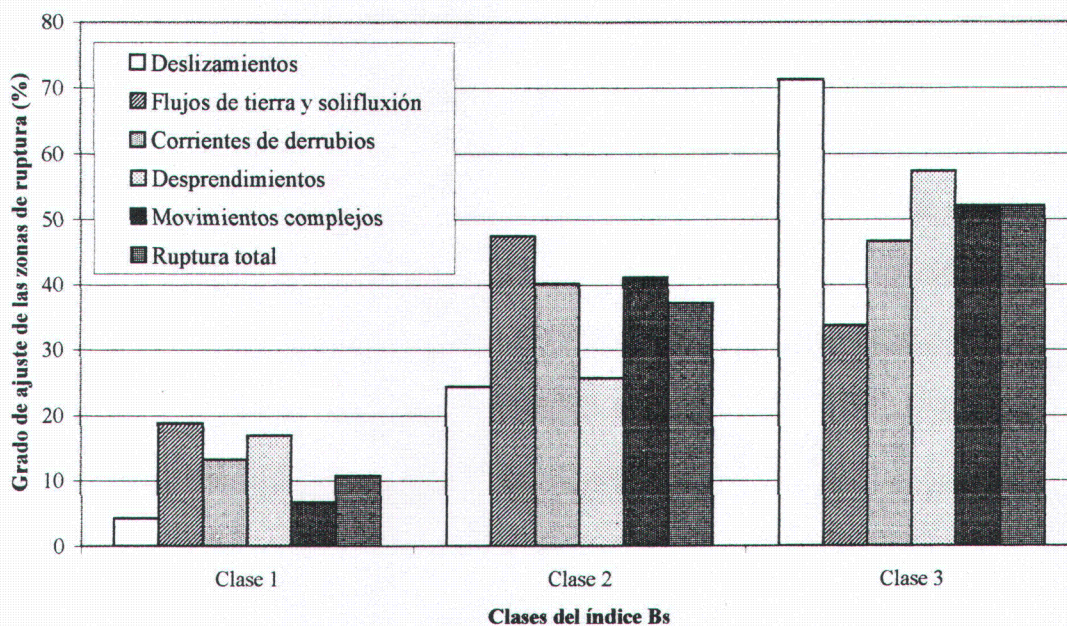


Figura 118. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de B_s a que pertenecen.

II.3.2.6. MOVIMIENTOS DE LADERA Y EL ÍNDICE DE SINUOSIDAD DE LOS FRENTES MONTAÑOSOS (S_{mf})

En esta zona se han delimitado los diferentes frentes de montaña según criterios expuestos anteriormente. La sinuosidad de estos frentes ha sido valorada por el índice S_{mf} . Así, a cada cuenca de la zona se le ha asignado una clase según el valor de este índice. La clase 3 muestra frentes de montaña muy sinuosos indicando una zona con actividad tectónica baja. La clase 2 representa cuencas con una sinuosidad moderada y la clase 3 muestra frentes de montaña rectos indicando una zona con una actividad tectónica elevada. La tabla cruzada entre los mapas de cuencas clasificadas según el índice S_{mf} y la distribución de movimientos de ladera muestra los resultados que se resumen en la tabla 43. Todos los tipos de movimientos son más frecuentes en las clases 2 y 3 (> 94 %) que en la clase 1 (< 6%). Los deslizamientos, movimientos complejos, desprendimientos y el conjunto de la tipología muestran un ajuste gradual de los movimientos de ladera entre las 3 clases; mientras que, los flujos de tierra y las corrientes de derrubios presentan mayores frecuencias en la clase 2 que en la clase 3 (figura 119). Esto muestra que los movimientos de ladera se presentan frecuentemente en zonas de frentes montañosos con una actividad tectónica moderada o alta. En el mapa de inventario de movimientos de ladera se observa que éstos se distribuyen sobre todo aguas arriba de los frentes de montaña, (como ocurre en la zona del borde sur occidental de Sierra Nevada) o bien aguas abajo de estos frentes (el caso de las Albuñuelas y Zaza).

Tabla 43. Distribución del grado de ajuste de movimientos de ladera en las cuencas según la clase de S_{mf} a que pertenecen.

Clases S_{mf}	Área (km ²)	Des (%)	Flu (%)	Cdr (%)	Dep (%)	Mc (%)	Ruptura total (%)
1	105,61	2,91	4,83	3,73	5,57	2,94	3,68
2	156,32	30,03	72,16	59,77	43,6	36,92	47,27
3	218,96	67,06	23,01	36,5	50,83	60,14	49,05

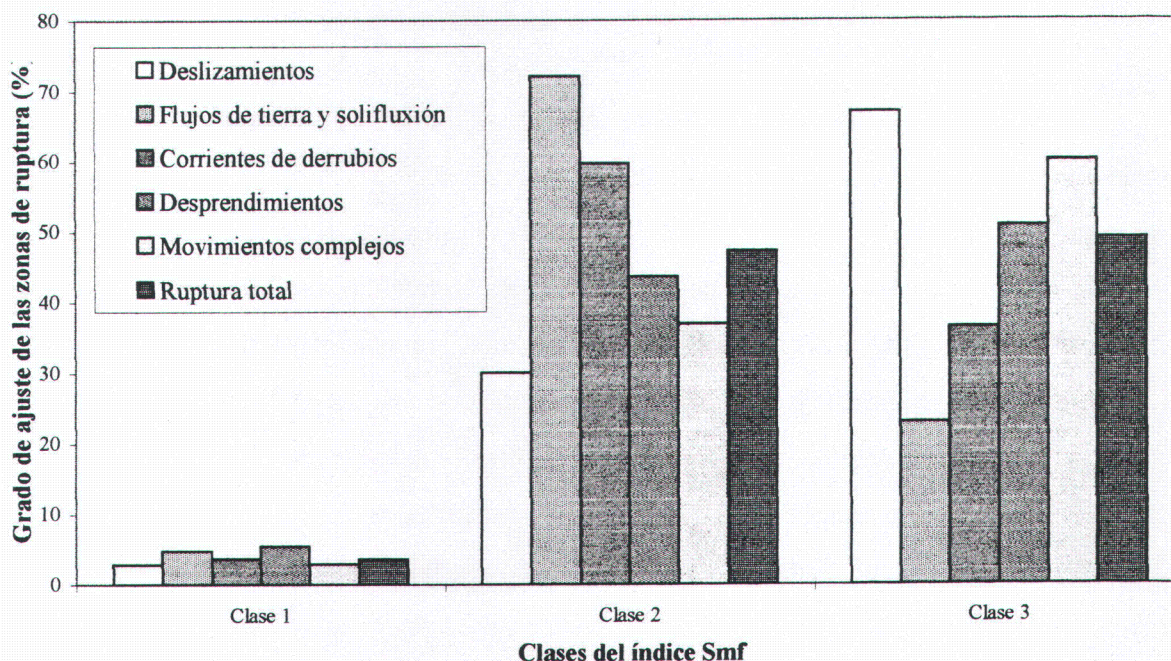


Figura 119. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de S_{mf} a que pertenecen.

II.3.3. DISTRIBUCIÓN DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA EN FUNCIÓN DE LAS CLASES DE ACTIVIDAD TECTÓNICA ESTABLECIDAS.

El análisis anterior entre los movimientos de ladera y los diferentes índices geomorfológicos de tectónica activa muestra una correlación aceptable a excepción de los flujos y en algunos índices de las corrientes de derrubios. En este apartado se pretende analizar los movimientos en función de las clases de actividad tectónica establecidas a partir de la combinación entre los diferentes índices antes mencionados. Los resultados de este análisis se resumen en la tabla 44. La mayor parte de los movimientos se producen en la clase alta y muy alta actividad tectónica (figura 120). Aplicando el grado de ajuste mencionado en los capítulos anteriores, los movimientos se ajustan bien con las clases de actividad tectónica, ya que en todos los casos más del 80 % de los movimientos se ajustan con la clase “alta” o “muy alta” excepto en el caso de las corrientes de derrubios, donde la clase moderada también muestra una frecuencia notable de movimientos de ladera. En la clase baja, en todos los casos, el grado de ajuste de los movimientos de ladera apenas llega al 4 %.

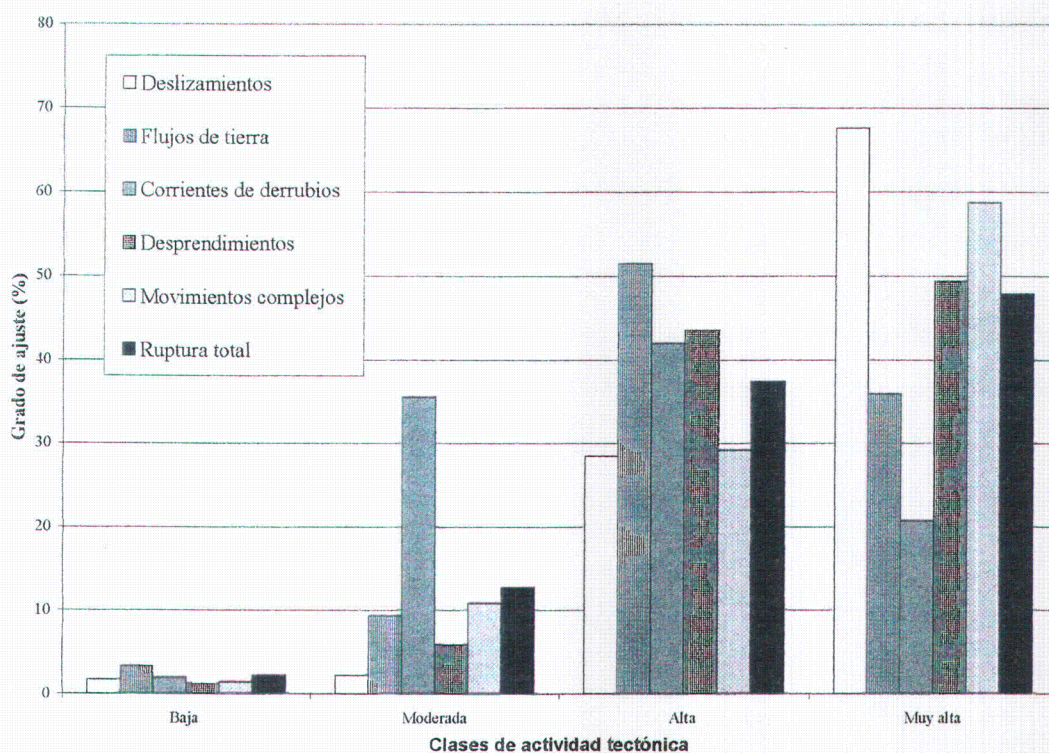


Figura 120. Distribución de los movimientos de ladera en las cuencas según la clase de actividad tectónica a que pertenecen.

Tabla 44. Distribución de la frecuencia de movimientos en zonas con distinto grado de actividad tectónica.

Clase de AT	Área (Km ²)	Todos los movimientos %G	Deslizamientos % G	Flujos de tierra % G	Corrientes de derrubios % G	Desprendimientos %G	M. complejos %G
B	96,37	2,1	1,62	3,29	1,88	1,19	1,3
M	52,56	12,7	2,18	9,32	35,45	5,91	10,8
A	99,33	37,4	28,5	51,46	41,98	43,5	29,2
MA	201,22	47,8	67,7	35,93	20,69	49,4	58,7

AT: Actividad tectónica; B: Baja; M: Moderada; A: Alta; MA: muy alta. % G: grado de ajuste.

Para valorar el grado de correlación entre los movimientos de ladera y los distintos niveles de actividad tectónica, se han calculado los coeficientes estadísticos mencionados anteriormente (K-S, G-K y P). Los resultados obtenidos (tabla 45) muestran que los movimientos de ladera tienen una correlación muy alta con la actividad tectónica, ya que en todos los casos K-S muestra una correlación significativa (>99%) y $G > 0,5$. Dentro de esta correlación se aprecia una diferencia en el grado de esta. Así, los deslizamientos ($G-K = 0,714$) y los movimientos complejos ($G-K = 0,645$) tienen mayor correlación con la

tectónica activa que el resto de las tipologías. Las corrientes de derrubios ($G-K = 0,513$) y los flujos ($G-K = 0,525$) presentan la menor correlación. La figura 121 muestra la distribución del grado de ajuste de los movimientos de ladera en función de las clases de actividad tectónica, donde se aprecia la tendencia general de aumento de ajuste de los movimientos de ladera desde la clase baja hacia la clase muy alta excepto en los flujos y

Tabla 45. Estadísticos de asociación entre la tectónica activa y las zonas de ruptura de los diferentes tipos de movimientos de ladera. NC: nivel de confianza. K-S: test Kolmogrov-Smirnov. G-K: coeficiente de Goodman-Kruskal. P: raíz cuadrada de C/C_{max} siendo C: coeficiente de contingencia.

Tipo de movimiento	Parámetros estadísticos			Nº de orden
	K-S	G-K	P	
Deslizamientos	0,388 (NC > 99%)	0,714	0,388	1
Flujos	0,3 (NC > 99%)	0,525	0,291	1
Corrientes de derrubios	0,245 (NC > 99%)	0,513	0,298	1
Desprendimientos	0,331 (NC > 99%)	0,535	0,23	1
Movimientos complejos	0,342 (NC > 99%)	0,645	0,365	1
Todos juntos	0,317 (NC > 99%)	0,539	0,462	1

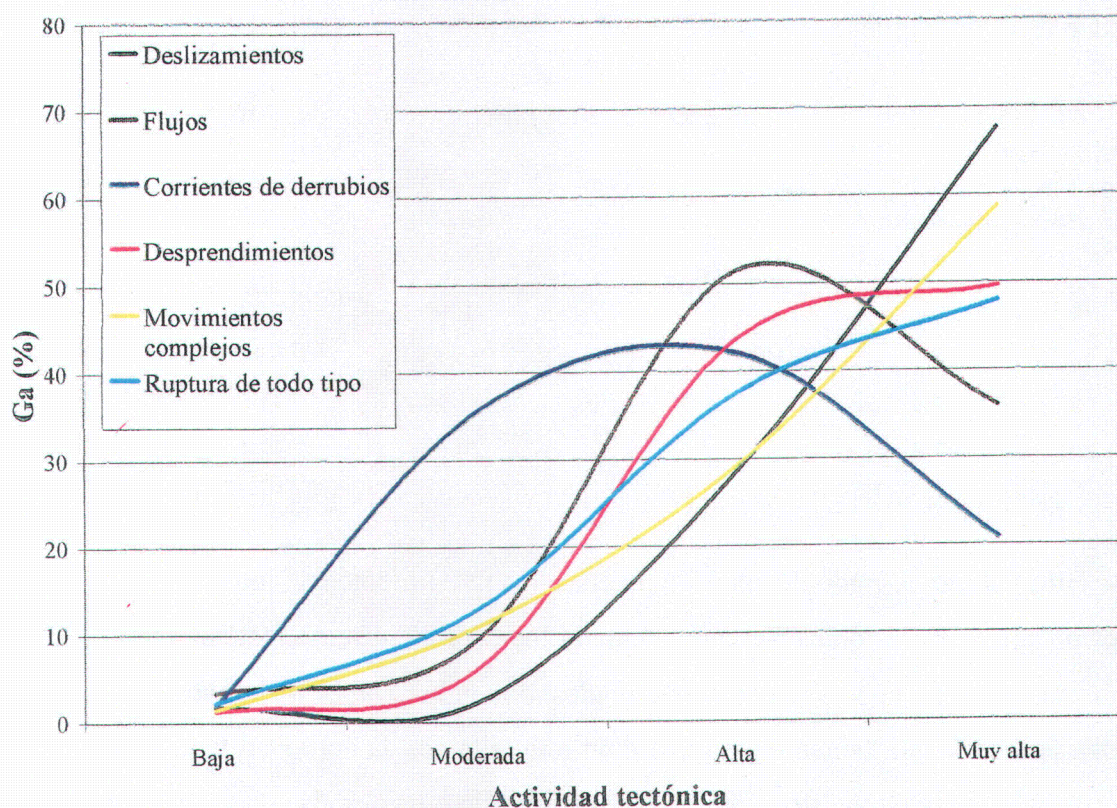


Figura 121. Relación entre el grado de ajuste de las zonas de ruptura y las clases de actividad tectónica.

corrientes de derrubios que muestran un declive en la clase muy alta. Por lo tanto, los flujos y las corrientes de derrubios se han considerado no correlativos con la actividad tectónica. Teniendo en cuenta que una de las consecuencias de la actividad tectónica es la generación de altas pendientes por inclinación tectónica de bloques (basculamiento) justificaría la baja correlación de los flujos que se desarrollan incluso en pendientes bajas. Además, en el caso de las corrientes de derrubios las características tan específicas de este tipo de movimientos y su relación tan estrecha con determinadas litologías así como la influencia de la lluvia, hacen que su relación con la tectónica activa sea algo menor.

II.3.4. RELACIÓN ENTRE MOVIMIENTOS DE LADERA Y EVIDENCIAS EN EL TERRENO DE TECTÓNICA ACTIVA.

La falla principal de Padul-Nigüelas marca el frente montañoso del borde suroeste de Sierra Nevada. Al pie de este frente se han desarrollado conos de deyección muy amplios constituidos fundamentalmente por los productos de erosión de los materiales que forman los relieves de Sierra Nevada. Estos depósitos consisten en gravas y arenas procedentes del Alpujarride o del Nevado-Filábride y se encuentran más o menos cementados dependiendo de su edad. La mayor parte de estos conos se encuentran en el bloque subsidente con pendientes normalmente suaves. Parte de los conos más antiguos se encuentran muy desplazados, encima de la falla, ya que, a través de la historia de la elevación tectónica de los relieves de Sierra Nevada la falla principal ha ido levantando sus ápices. En el barranco de los Lobos se observa que los materiales de un cono antiguo situado encima de la falla, se encuentran afectados por áreas inestables en forma de pequeños deslizamientos (fotografía 21). Esta inestabilidad se debe principalmente a los arrastres que ejerce esta falla sobre estos materiales, así como el encajamiento del barranco de los Lobos a favor de la propia falla del Padul-Nigüelas.



Fotografía 21. Inestabilidad de los materiales de uno de los conos de deyección antiguos sobre la falla de Padul-Nigüelas.

La distribución de las corrientes de derrubios se limita exclusivamente en esta zona a los materiales alpujárrides en los relieves que forman el bloque elevado tanto de Sierra Nevada como de la sierra de los Guájares (figura 122). Esto se debe a la continua generación de pendientes en los bloques elevados (presencia de fallas activas e inclinación de bloques) y la tendencia a restablecer el equilibrio mediante la destrucción del relieve elevado y su depósito en forma de conos de deyección en el bloque subsidente. Los mismos materiales en la sierra de Albuñuelas, al norte del barranco de Luna y al suroeste del Padul, no presentan prácticamente nada de corrientes de derrubios. Pero tampoco se observan movimientos de ladera de este tipo en los esquistos nevado-filábrides al norte de Lanjarón, aunque se encuentran en un área calificada con una actividad tectónica alta y muy alta según los índices geomorfológicos. Esto nos indica el importante control litológico de este tipo de movimientos de ladera y de ahí su baja correlación con la tectónica activa.

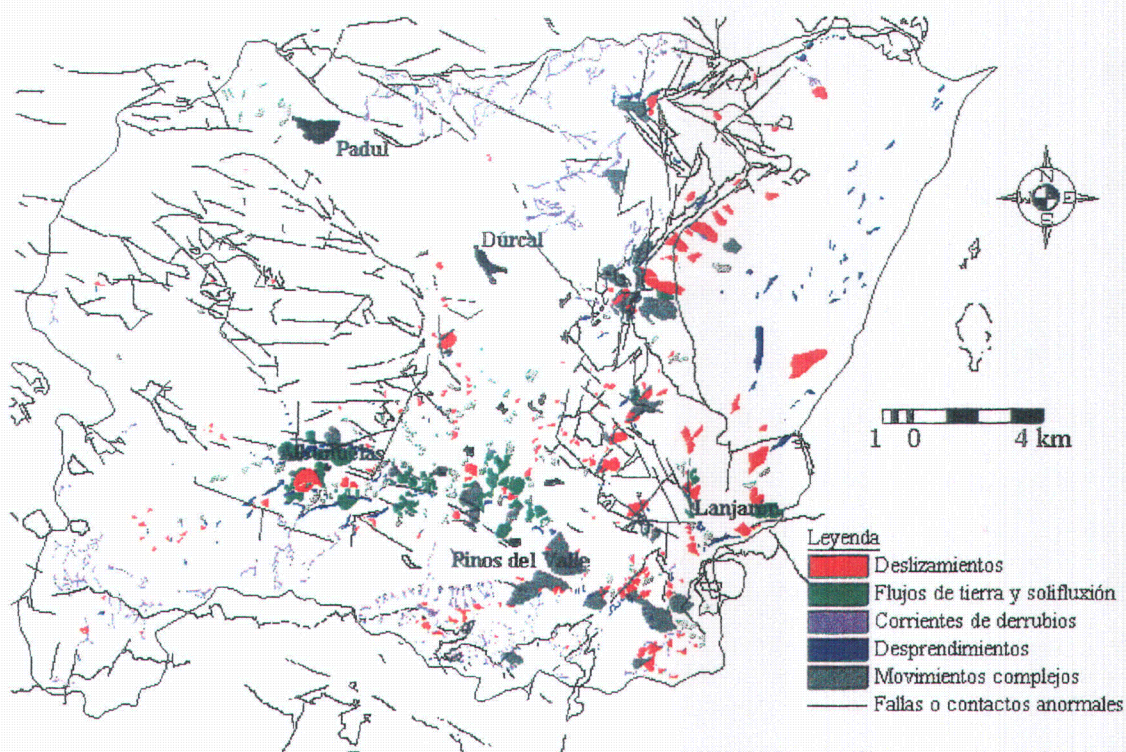


Figura 122. Distribución de los movimientos de ladera, fallas y contactos tectónicos. Los datos de fallas y contactos anormales se han recogido de los mapas MAGNA correspondientes a la zona de estudio.

Los deslizamientos y movimientos complejos que se observan en el borde SO de Sierra Nevada se distribuyen principalmente a lo largo del contacto entre los materiales alpujárrides y nevado-filábrides al NE de Dúrcal. Originalmente este contacto fue un importante cabalgamiento del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride y posteriormente ha actuado como falla frágil denominada “*falla de Micena*” a la que se le atribuyen deformaciones de carácter distensivo o extensivo (Aldaya et al., 1984). Esta distribución preferente a lo largo de este contacto de estos movimientos de ladera indica su reciente actividad tectónica. Además, el río Torrente se encaja con una velocidad y magnitud importantes a favor de este límite lo que apoya la hipótesis de una actividad tectónica reciente de este contacto. Se observa también al NE de Nigüelas, una distribución preferente de los movimientos de ladera en el lado izquierdo de la falla Micena que es el bloque elevado de esta. Según Zaldívar (1990) el sentido del movimiento de esta falla es hacia el O-SO.

En la zona de Lanjarón y al Este del pueblo los movimientos de ladera se distribuyen en la zona donde se encuentran las fallas de borde (figura 122), en áreas de actividad tectónica alta y muy alta según los datos de los índices geomorfológicos y con una amplitud considerable del proceso de encajamiento de los ríos y barrancos de la zona (Tablate, Pleito, Chite..etc). Al norte del pueblo de Lanjarón donde la figura 122 no muestra abundancia de fallas, la inestabilidad de laderas se limita sobre todo a procesos de desprendimientos.

La cuenca de Guindalera muestra una frecuencia elevada de movimientos de ladera. Su curva hipsométrica muestra una convexidad muy acusada en la parte baja indicando una actividad tectónica reciente. La fotografía 22 muestra parte de estos movimientos en esta cuenca donde se aprecia además de los escarpes de deslizamientos y flujos otros escarpes más rectilíneos y con direcciones diferentes que probablemente correspondan a fallas activas que junto a la acción de humedad del embalse de Béznar, juegan un papel fundamental en la activación de movimientos allí existentes.



Fotografía 22. Relación de algunos movimientos con fracturas correspondientes a fallas tectónicas.

En esta zona, se documenta la relación del deslizamiento de Albuñuelas, entre otros, con el terremoto de Andalucía 1884 (Chacón, 1988). El escarpe de este deslizamiento está muy desarrollado y presenta una profundidad considerable, de tal manera que afecta a las estructuras de las casas del pueblo con una cierta antigüedad (Chacón et al, 1997). La magnitud de este terremoto desencadenó numerosos movimientos de ladera en muchas otras zonas de Andalucía (IGN, 1980). Éstos se deben a las condiciones del terreno de las zonas afectadas que generalmente se caracterizan por fuertes pendientes y materiales inestables. Del estudio de índices geomorfológicos y el inventario que se recoge en el informe del IGN (1980) se observa que las zonas afectadas por el terremoto se encuentran tanto en zonas de fallas activas como en otras alejadas de ellas. Esto, muestra que la acción de las fallas activas en la inestabilidad puede ser directa, produciendo movimientos de ladera y grietas en los terrenos próximos a estas fallas (por ejemplo en la zona de Venta de las Angustias donde la carretera antigua Granada-Motril sufrió daños a raíz del terremoto) o indirectamente por la acción de las ondas sísmicas en zonas alejadas del trazado de fallas activas en que se produjo el terremoto (es el caso de numerosos pueblos de la depresión de Granada, como Albuñuelas en esta zona).

II.3.5. CONCLUSIÓN.

El contacto entre los materiales béticos y los de la Depresión de Granada se muestra como un límite crítico donde es frecuente la inestabilidad de vertientes. El análisis de la distribución de movimientos de ladera y las anomalías geomorfológicas de tectónica activa en este límite mediante la tabulación cruzada muestra que para todos los índices estudiados, los movimientos de ladera muestran una correlación considerable con las clases de alta actividad tectónica excepto en el caso de flujos de tierra y corrientes de derrubios donde esta correlación se altera entre la clase de alta y de muy alta actividad tectónica. Según el análisis de SL, en los perfiles de las cuencas con mayor frecuencia de movimientos de ladera, la inestabilidad se distribuye alrededor de las anomalías de SL que corresponden a estructuras tectónicas activas excepto en el caso de corrientes de derrubios donde estas se distribuyen alejadas de las anomalías agua arriba en la parte media alta de los perfiles. En cuanto a los movimientos complejos y a los desprendimientos la distribución se muestra principalmente en el bloque levantado (donde hay mayores pendientes y extensión). Para los flujos y deslizamientos la distribución se muestra justamente en la banda donde se sitúan las estructuras activas o en el bloque hundido (ya

que se trata de movimientos en su mayoría superficiales y de reducido tamaño). La no exigencia de pendientes altas en el caso de los flujos de tierra explica la no correlación con el índice AF ya que éste traduce el proceso de inclinación de bloques en la generación de altas pendientes. El análisis de la distribución de movimientos de ladera a lo largo de la curva hipsométrica de cuencas con mayor inestabilidad muestra que los movimientos complejos y los deslizamientos se distribuyen principalmente en la parte cóncava (hacia arriba) explicada por una destrucción activa de relieve. Los desprendimientos se presentan en todo el perfil de la curva hipsométrica que se muestra recta ya que con estos tipos de movimientos la destrucción de relieve es mínima o continua a lo largo de todo el perfil. El análisis de los índices V_f , B_s y S_{mf} muestra la existencia de una relación directa de la inestabilidad de vertientes con el proceso de encajamiento de los barrancos. Cuando estos barrancos se encajan en materiales menos resistentes la inestabilidad genera movimientos, sobre todo de tipo deslizamientos y movimientos complejos, mientras que cuando atraviesan materiales resistentes los movimientos resultantes son de tipo desprendimientos o corrientes de derrubios.

El análisis en conjunto de los índices muestra que los movimientos de ladera apenas superan el 4 % en la clases de baja actividad tectónica, mientras que más del 80% están repartidos en las clases de alta y muy alta actividad tectónica. En el caso de las corrientes de derrubios la clase moderada también presenta una frecuencia considerable de movimientos de ladera. La influencia de la actividad tectónica sobre el terreno en cuanto a la generación de altas pendientes hace que la correlación con los flujos de tierra sea algo menor respecto al resto de los movimientos ya que este tipo se genera también en terrenos con pendientes menores. La baja correlación de las corrientes de derrubios se explica por el estricto control litológico sobre este tipo de movimientos, al menos en esta zona.

El análisis de la distribución de los movimientos de ladera respecto a algunas zonas con evidencias de tectónica activa en el terreno nos ha permitido confirmar y acentuar las conclusiones de los indicadores geomorfológicos de actividad tectónica en estas zonas (falla de Micena, río torrente, falla Padul-Dúrcal, el SE de Lanjarón, norte del embalse de Béznar, zona de Albuñuelas.etc).

CAPÍTULO II.4

MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD DE LOS TERRENOS A LOS MOVIMIENTOS DE LADERA



II.4.1. INTRODUCCIÓN

Un estudio sobre el impacto socioeconómico de los riesgos geológicos en España para el periodo 1986-2016 cifra las pérdidas en unos 4,9 billones de pesetas para una hipótesis de riesgo medio y 8,1 para una hipótesis de riesgo máximo. Se calcula asimismo que si se realizaran planes de reducción del riesgo, las pérdidas se reducirían a 2,1 billones en la hipótesis del riesgo medio y 3,4 en la de riesgo máximo (González de Vallejo, 1987).

Entre las medidas para la mitigación de las pérdidas producidas por los procesos de inestabilidad de vertientes se encuentran los mapas de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo (Brabb et al., 1972; Corominas, 1987; Irigaray, 1995; Chacón et al., 1997; Irigaray, 1999). Los mapas de susceptibilidad muestran las zonas potencialmente inestables, los mapas de peligrosidad incluyen la determinación de una probabilidad en un intervalo de tiempo (período de retorno), mientras que los mapas de riesgo tendrían en cuenta no sólo esta probabilidad sino el previsible daño (vulnerabilidad) que causarían sobre determinados elementos en riesgo.

La susceptibilidad expresa, de forma cualitativa, la tendencia o predisposición del terreno a la generación de movimientos de ladera o, dicho de otra forma, la condición general de estabilidad del terreno (Brabb et al.; 1972; Chacón et al., 1993; Irigaray, 1995). Es, por lo tanto, una propiedad que depende de características intrínsecas del terreno, que, válidas en un momento dado para garantizar la estabilidad de las vertientes, pueden sin embargo cambiar a lo largo del tiempo geológico determinando así la generación de movimientos de masa, que pueden ser activados después por factores externos (lluvias intensas, terremotos, cambios súbitos en la forma o la masa de la vertiente por excavaciones o recargas, etc.). El mapa de susceptibilidad sería un paso previo para determinar el riesgo asociado a los movimientos de ladera (Varnes, 1984; Chacón et al., 1993; Irigaray, 1995). Las diferentes técnicas de evaluación de la susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera (Brabb et al., 1972.; Chacón, 1983, 1987, 1992.; Irigaray, 1990.; Chacón e Irigaray, 1992.; DeGraff y Romesburg, 1980.; CEOTMA, 1984.; Rogers & Sitar, 1994.; Kinlong y Tongzhen, 1988.; Irigaray, 1995) se basan en los 3 principios básicos siguientes (Varnes, 1984):

1. El pasado y el presente son la clave del futuro.
2. Las principales condiciones que determinan los fenómenos de inestabilidad se pueden identificar y evaluar.
3. El grado de azar se puede estimar.

Para la aplicación de estos principios se necesita una correcta identificación de las áreas inestables (inventario de movimientos de ladera) y un amplio conocimiento de los factores que afectan a la estabilidad de taludes y laderas naturales (factores condicionantes). El mapa de susceptibilidad sería la predicción espacial del grado del azar (Chacón et al., 1994; Irigaray, 1995). Si bien una mejor predicción se obtendrá del mapa de exposición a los movimientos de ladera (Chacón et al., 1996).

La zonación de susceptibilidad tiene interés principalmente para valorar las condiciones geotécnicas de los terrenos para obras y actuaciones que requieran claras condiciones de estabilidad en las vertientes desde la perspectiva de la planificación de actuaciones, intervenciones, recalificaciones, urbanizaciones, obras civiles o movimientos de tierras (explanaciones, excavaciones, trazados de caminos, abancalamientos, etc.), de tal manera que serán tanto más apropiados para estos fines aquellos terrenos situados en zonas de menor susceptibilidad (Chacón et al., 1997). Desde esta perspectiva, el mapa de susceptibilidad se debe emplear como una guía que muestra las zonas en las que las intervenciones mencionadas pueden ser ejecutadas con mayor facilidad. Así las zonas más favorables serían las de susceptibilidad Nula y Baja, en las que tras los estudios geotécnicos de rutina correspondientes, no se deben encontrar problemas geotécnicos complicados. Sin embargo, aquellas zonas que requieren la adopción de precauciones en cuanto a la realización de estudios geotécnicos de detalle con tratamientos específicos de mejora o sostenimiento del terreno y obras son de susceptibilidad Moderada. En las clases de susceptibilidad Alta y Muy Alta es recomendable la restricción de cualquier tipo de obras (salvo aquellas de interés general o particular que asuman los costos de ejecución tras estudios muy detallados y proyectos realizados por empresas especializadas en ingeniería del terreno y geotecnia).

II.4.2. METODOLOGÍA UTILIZADA

Existen diferentes métodos para la estimación del grado de azar y/o susceptibilidad (Hansen, 1984; Wiczorek, 1982; Brabb y Pampeyan, 1972; Campbel, 1980; Kienholz, 1977; Carrara y Merenda, 1976; Chacón, 1983, 1987; Corominas, 1985-86, 1991; Brunnsden et al, 1975 ; Blanc y Cleveland, 1968; Radbruch-Hall y Crowther, 1973; Rodríguez Ortiz et al. 1978; Nilsen et al. 1979; Drennon y Schleining, 1975 ; Lucini, 1973; Stevenson, 1977 ; Bosi, 1978 ; Brabb et al., 1972; Irigaray, 1990; Fernández et al. 1996; Jones et al., 1961; Neuland,

1976; Carrara, 1983, 1989; Mulder, 1991; Baeza, 1994; Newman et al. 1978; Carrara et al., 1991; Chacón et al., 1992, 1993, 1994, 1996; Irigaray, 1995; Irigaray, 1999; Fernández et al., 2000). En este trabajo, el mapa de susceptibilidad se obtiene utilizando el método de la "matriz" (DeGraff y Romesburg, 1980) que ha sido validado por varios autores en el contexto de las Cordilleras Béticas (Irigaray, 1995; Fernández et al., 2000; Irigaray et al., 2000) ya que ofrece un mejor balance de ajuste para los diferentes movimientos y correcta distribución del inventario en los niveles más altos de susceptibilidad.

El método de la matriz permite evaluar la inestabilidad potencial relativa en una región amplia, utilizando una serie de factores medibles (pendiente, exposición, litología, etc). Se construyen dos matrices (figura 123) en las que se contabilizan: el área de las combinaciones existentes en la zona entre las clases de los diferentes factores considerados (matriz de toda la zona) y el área de cada una de las combinaciones que está ocupada por ruptura de movimientos de ladera (matriz de movimientos de ladera). A partir de ellas se calcula una tercera matriz, la de la susceptibilidad, donde se contabiliza el porcentaje de cada una de las combinaciones ocupadas por movimientos. Esta última matriz se obtiene dividiendo los valores correspondientes a la matriz de movimientos entre los de la matriz de la zona. Los valores obtenidos oscilan entre 0 y 1 ó 0 y 100 si se expresa en porcentaje. Cuanto mayor sea el porcentaje de la combinación correspondiente, mayor será la susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera en cuestión.

Este método propuesto por primera vez por DeGraff y Romesburg (1980) se basa en el empleo de sólo 3 factores (formación geológica, pendiente y exposición) y el inventario de movimientos de ladera (conjunto de todas las tipologías) para obtener el mapa de susceptibilidad con 4 clases (baja, media, alta y muy alta). Irigaray (1995) adaptó esta metodología para poder aplicarla mediante un SIG. De este modo se puede utilizar un gran número de factores aunque limitado sólo por la capacidad de cada SIG para gestionar la cantidad de combinaciones generadas. Esta modificación también ha consistido en generar mapas de susceptibilidad para cada tipo de movimientos, utilizando exclusivamente el área de zonas de ruptura (sin depósito).

La presentación de los mapas de susceptibilidad con clases relativas ha planteado el problema de los límites de intervalos de cada clase. Así, algunos autores han utilizado la técnica de cluster no jerárquico (Anderberg, 1973; DeGraff y Romesburg, 1980; CEOTMA, 1984; Cuadras, 1992). Sin embargo, esta técnica presenta inconvenientes (Irigaray, 1995) ya

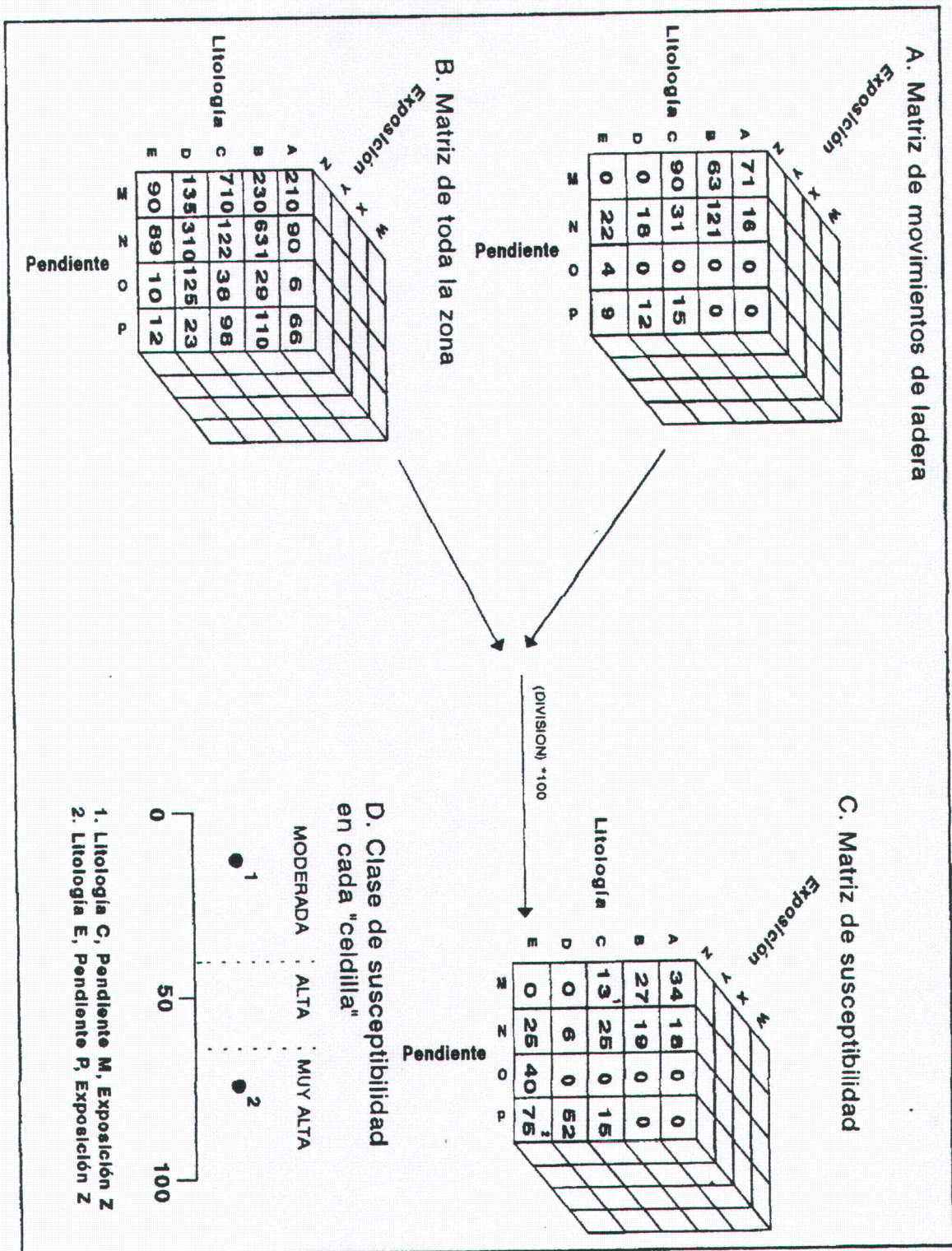


Figura 123. Determinación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante el "método de la matriz" (Irigaray, 1995 a partir de DeGraff y Romesburg, 1980).

que genera clases distintas entre diferentes tipologías en la misma zona y entre zonas distintas lo que limita la posibilidad de comparación. Igualmente, con esta técnica es posible obtener clases de baja susceptibilidad con valores muy altos, lo cual, evidentemente no tiene mucho sentido (Brabb et al., 1972. Chacón, 1987. Irigaray, 1990. Baeza, 1994). Por lo tanto, en este trabajo se adecuará a la distribución de los datos de susceptibilidad obtenidos en esta zona para cada tipología de tal manera que la clasificación generada refleja, para cada tipo, la distribución relativa de la susceptibilidad en toda el área de la zona de estudio.

II.4.3. RESULTADOS OBTENIDOS

Para analizar y definir la zonación de la susceptibilidad en la cuenca del río Izbor se han seleccionado, a partir del análisis realizado en el capítulo anterior, los factores que muestran correlaciones más significativas, para cada tipología de los movimientos de ladera y en el conjunto de éstos. Esto nos ahorra utilizar informaciones no necesarias ya que el sistema utilizado tiene limitaciones en cuanto al número de combinaciones procesadas y por lo tanto, al número de factores y sus clases. La tabla 46 muestra los factores utilizados en cada tipo de movimiento para elaborar el mapa de susceptibilidad correspondiente (se han eliminado los de 3º y 4º orden (correlación baja y muy baja o no significativa) y los que, aunque son de ordenes inferiores, no se consideran condicionantes ya que presentan una correlación sin sentido).

Tabla 46. Factores utilizados en la elaboración de mapas de susceptibilidad para cada tipo de movimientos de ladera. *Alti:* altitud. *Pend:* pendiente. *Expo:* exposición. *Ilum:* iluminación. *Cuve:* curvatura vertical. *Fote:* formas del terreno. *Lito:* litología. *Ute:* unidades tectónicas. *Pmed:* precipitación media anual. *Pmax:* precipitación máxima en 24 horas. *Teact:* tectónica activa.

Tipología	Factores utilizados
Deslizamientos	Alti, pend, cuve, fote, lito, ute, pmax, teact.
Flujos de tierra y soliflucción	Alti, fote, lito, ute, pmax.
Corrientes de derrubios	Alti, pend, cuve, fote, lito, ute,
Desprendimientos	Alti, pend, expo, cuve, fote, lito, ute, pmax, teact.
Movimientos complejos	Alti, pend, fote, lito, ute, teact.
Todos juntos	Alti, pend, cuve, fote, lito, ute, pmax, teact.

Para obtener un mapa sencillo de interpretar, se ha empleado una clasificación para cada tipo de movimiento atendiendo a los datos obtenidos y repartiendo los valores en cinco clases de susceptibilidad: (muy baja, baja, moderada, alta y muy Alta). El criterio utilizado se corresponde con los intervalos de pendientes que muestra la curva de la representación del área acumulada en función del valor de susceptibilidad sin clasificar.

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a los deslizamientos (figura 124) muestra que sólo el 5,4 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta, mientras que el 78,8% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 125).

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a los flujos de tierra (figura 126) muestra que sólo el 4,2 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta, mientras que el 87,1% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 127).

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a las corrientes de derrubios (figura 128) muestra que sólo el 3,5 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta, mientras que el 81,2% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 129).

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a los desprendimientos (figura 130) muestra que sólo el 1,3 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta, mientras que el 93,3% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 131).

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos complejos (figura 132) muestra que sólo el 5,4 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta. Mientras que el 79,4% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 133).

El mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera en conjunto (figura 134) muestra que sólo el 17,6 % del total de la zona presenta una susceptibilidad alta a muy alta, mientras que el 51,4% presenta una susceptibilidad muy baja (figura 135).

Se han establecido las clases: <1%, 1-5%, 5-10%, 10-15% y >15% para todos los casos excepto en las corrientes de derrubios y desprendimientos donde si aplicamos estas clases tendremos porcentajes bajos en algunas de ellas o incluso nulos, por eso se optó por otras clases: <1%, 1-3%, 3-5%, 5-8% y >8%.

Se observa que todos los mapas obtenidos son poco conservadores, ya que predominan ampliamente las zonas de baja y muy baja susceptibilidad a los movimientos de ladera y, por lo tanto, los mapas obtenidos no tienden a exagerar la amplitud de las zonas de mayor susceptibilidad.

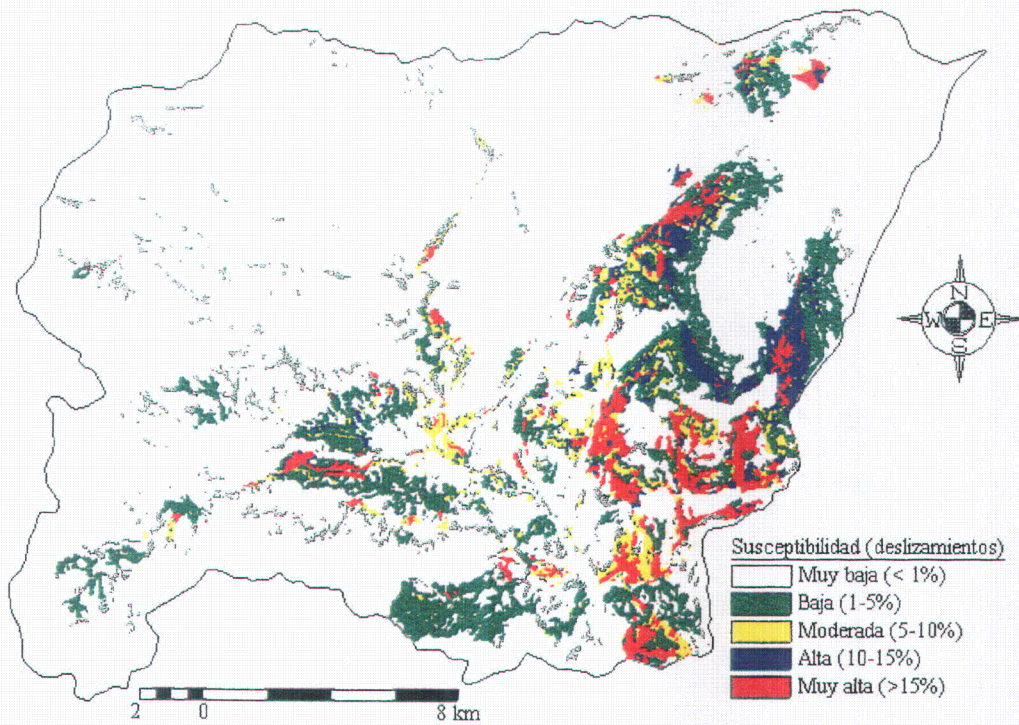


Figura 124. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los deslizamientos determinado a partir del método de la matriz.

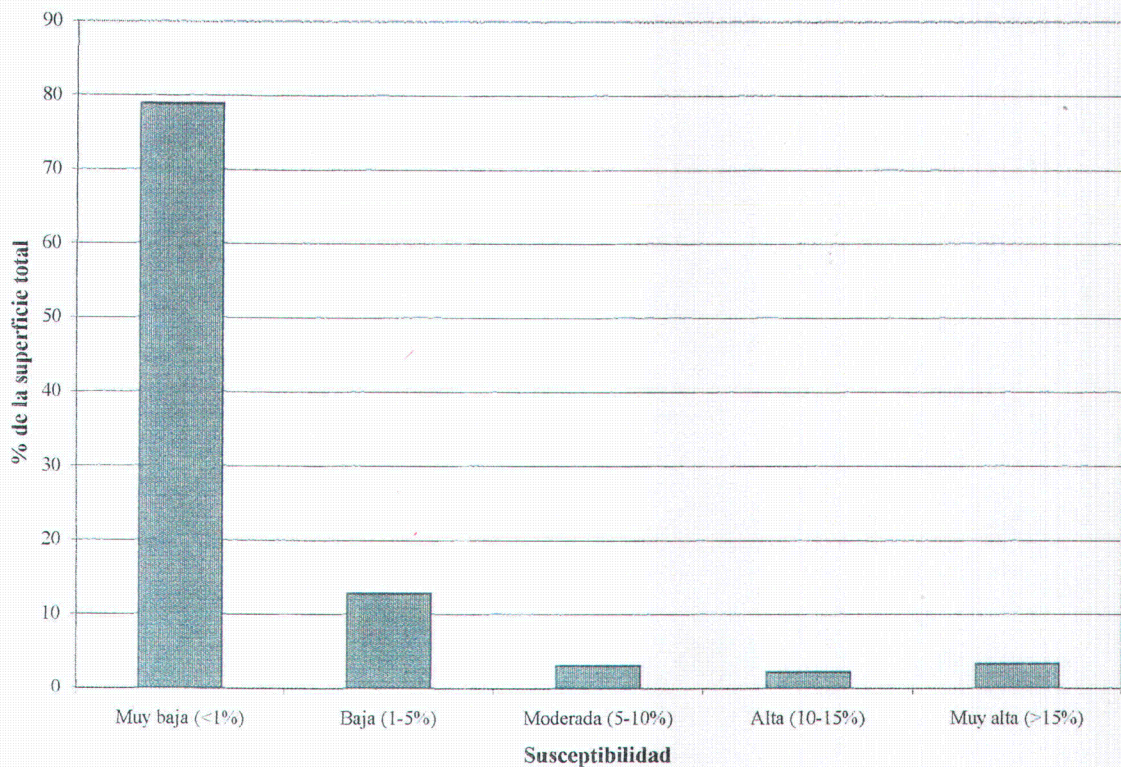


Figura 125. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los deslizamientos.

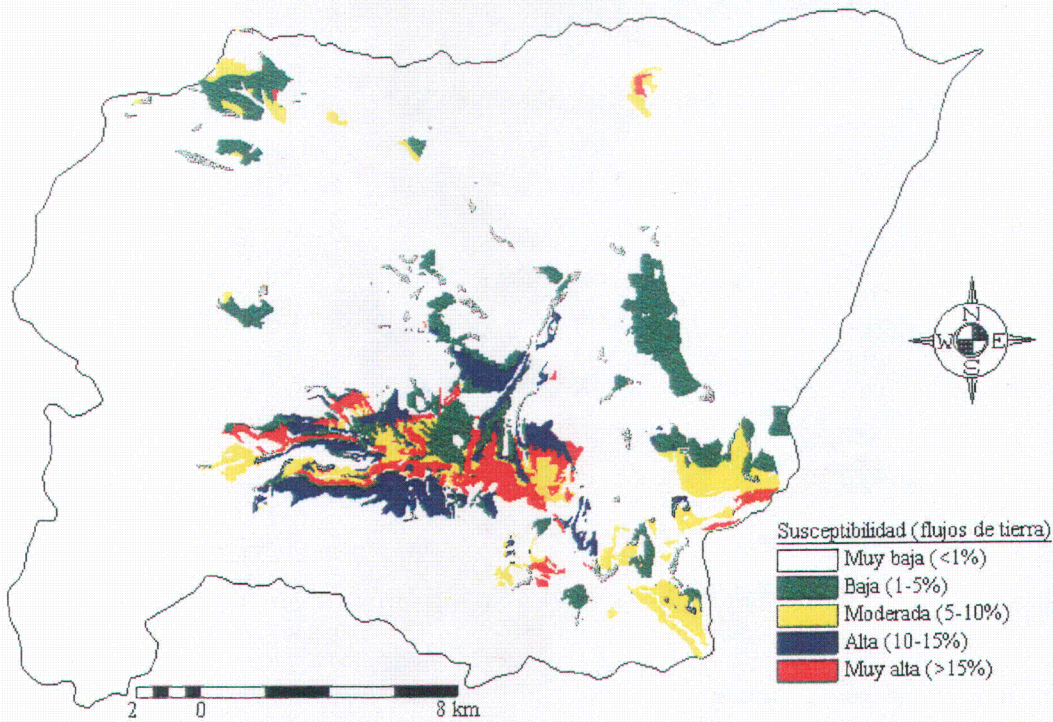


Figura 126. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los flujos de tierra y soliflucción determinado a partir del método de la matriz.

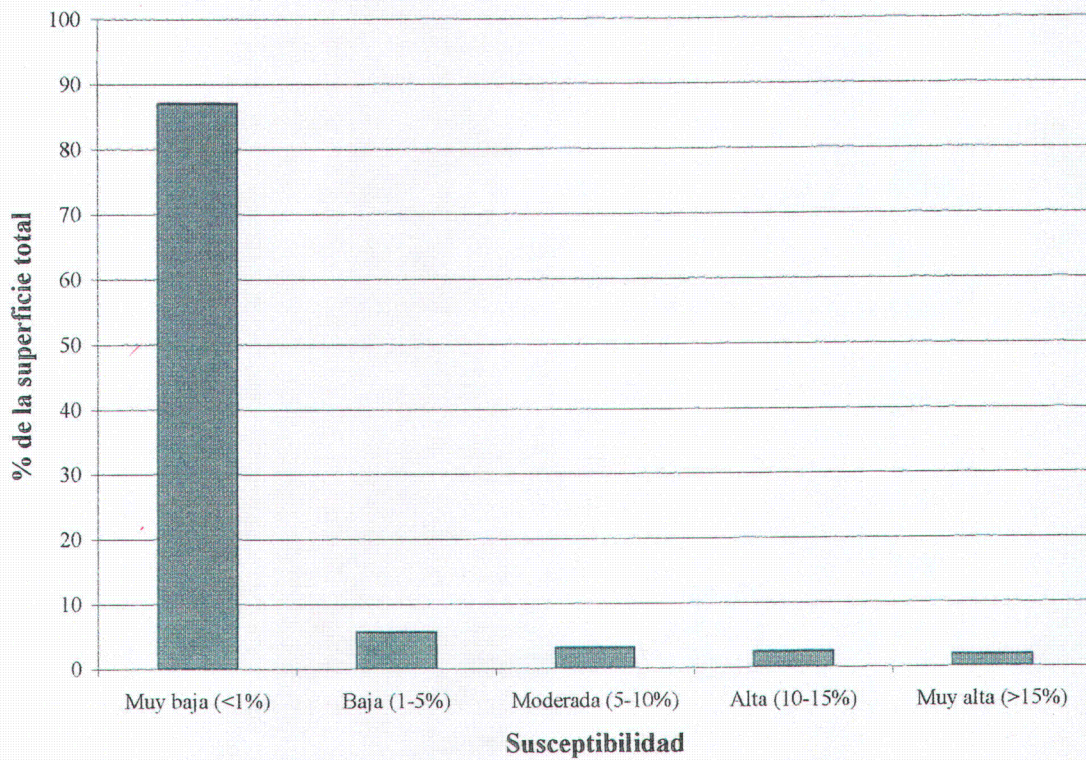


Figura 127. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los flujos de tierra y soliflucción.

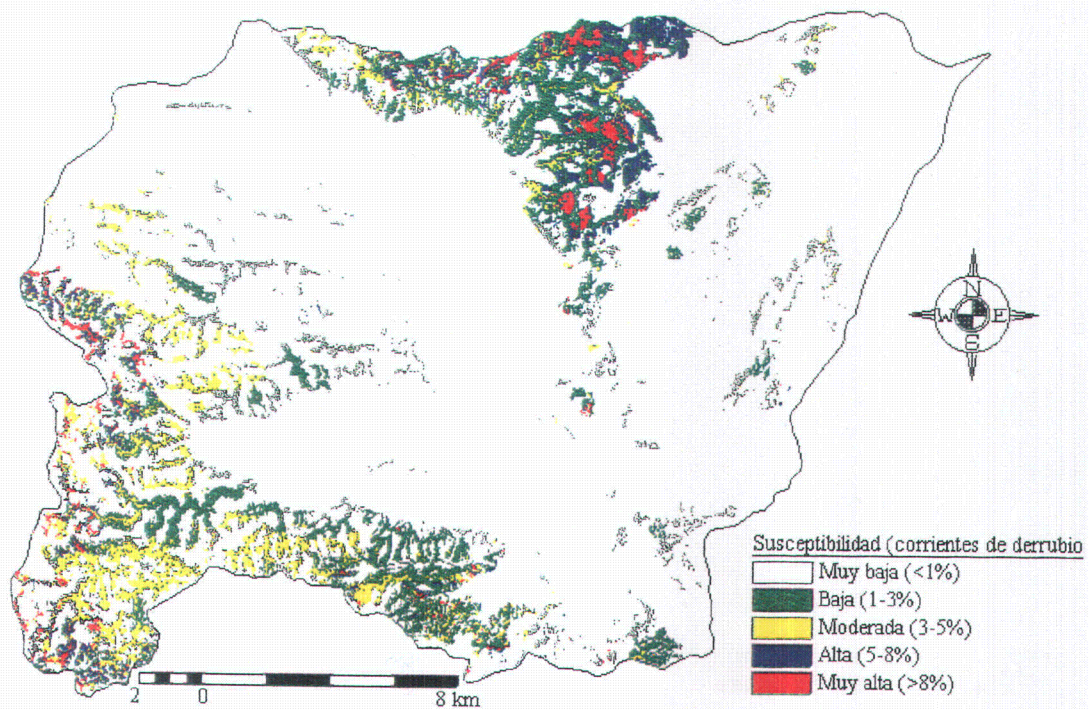


Figura 128. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a las corrientes de derrubios determinado a partir del método de la matriz.

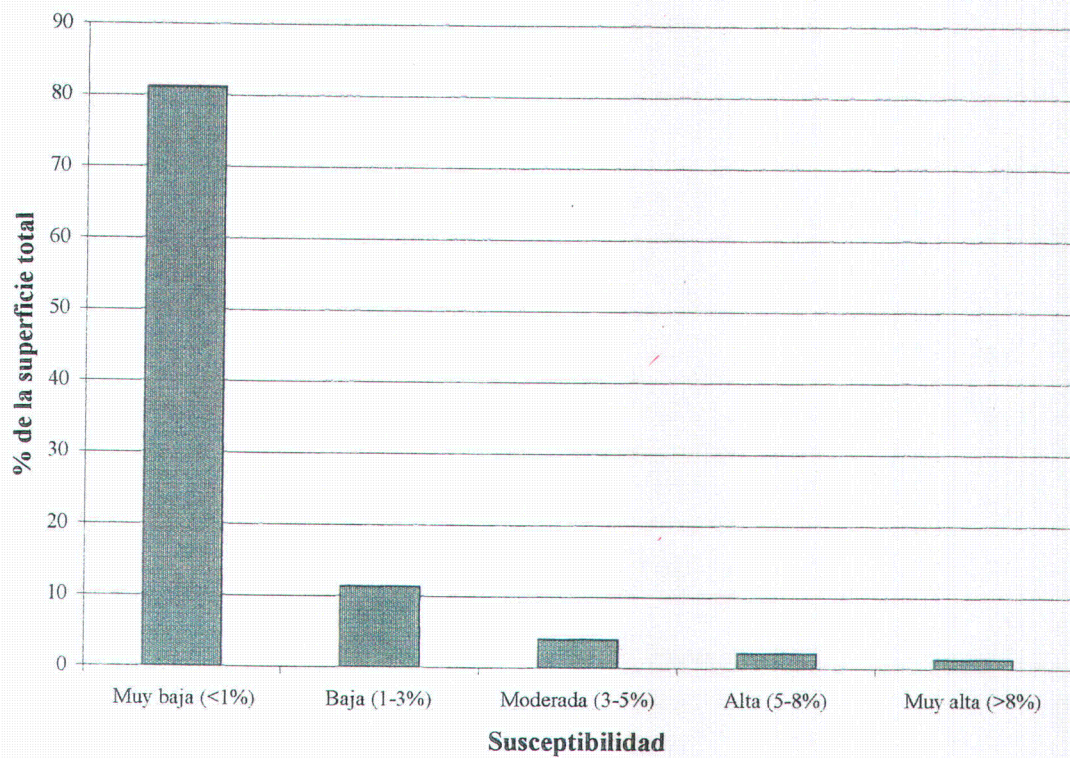


Figura 129. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a las corrientes de derrubios.

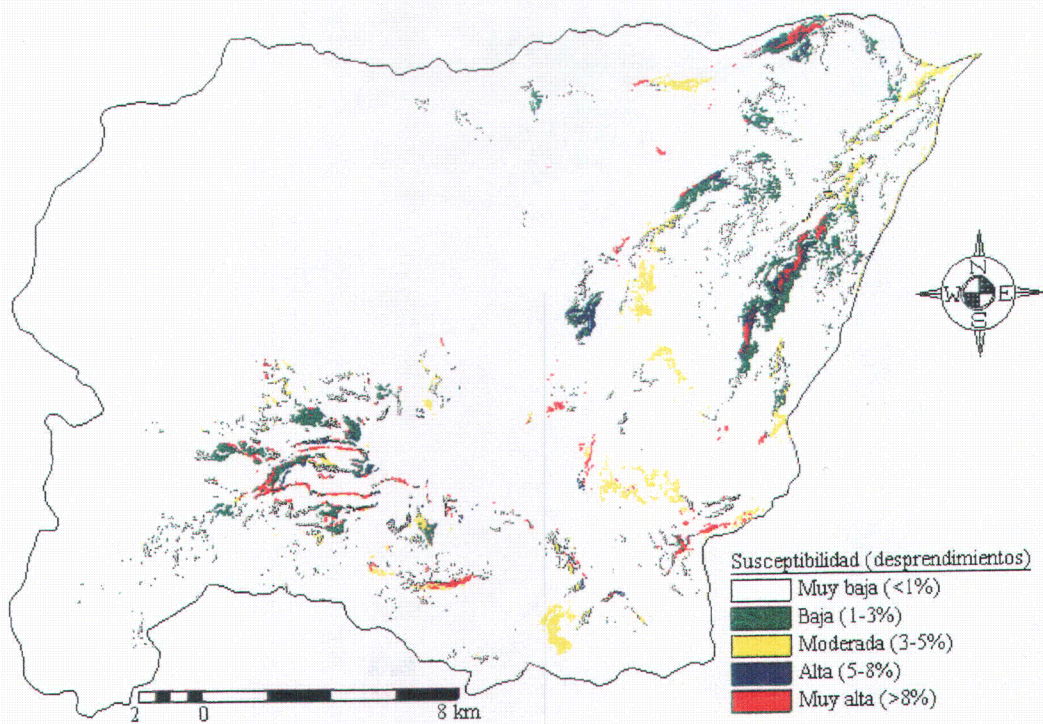


Figura 130. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los desprendimientos determinado a partir del método de la matriz.

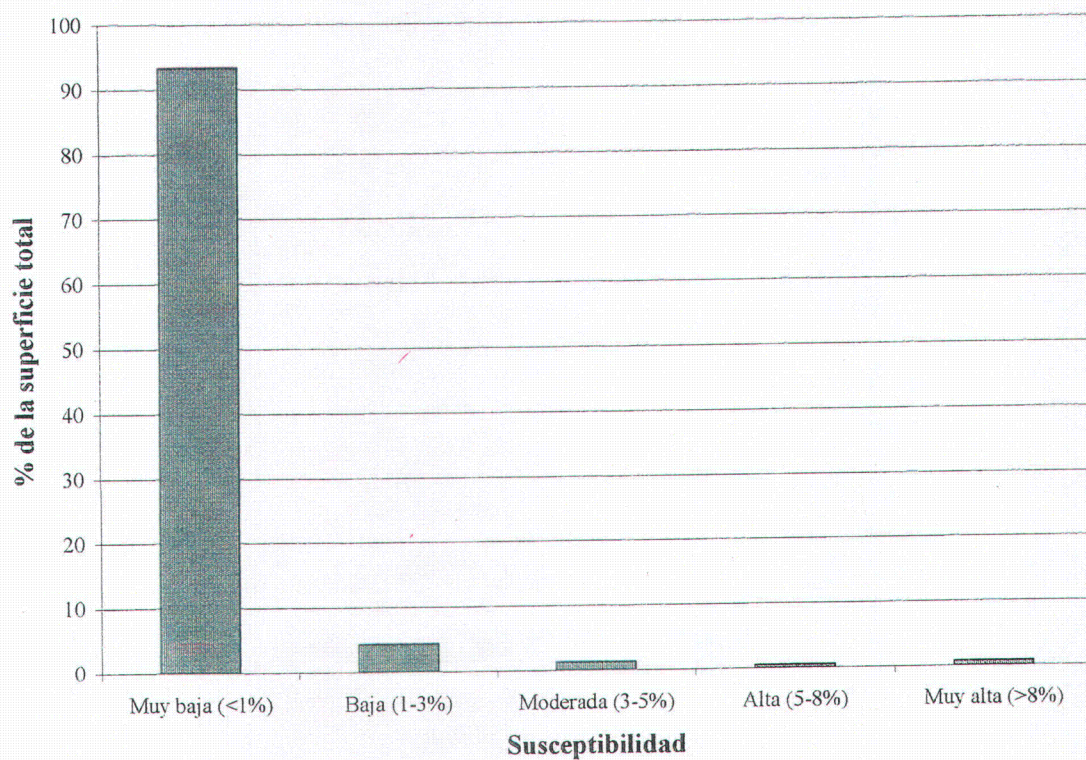


Figura 131. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los desprendimientos.

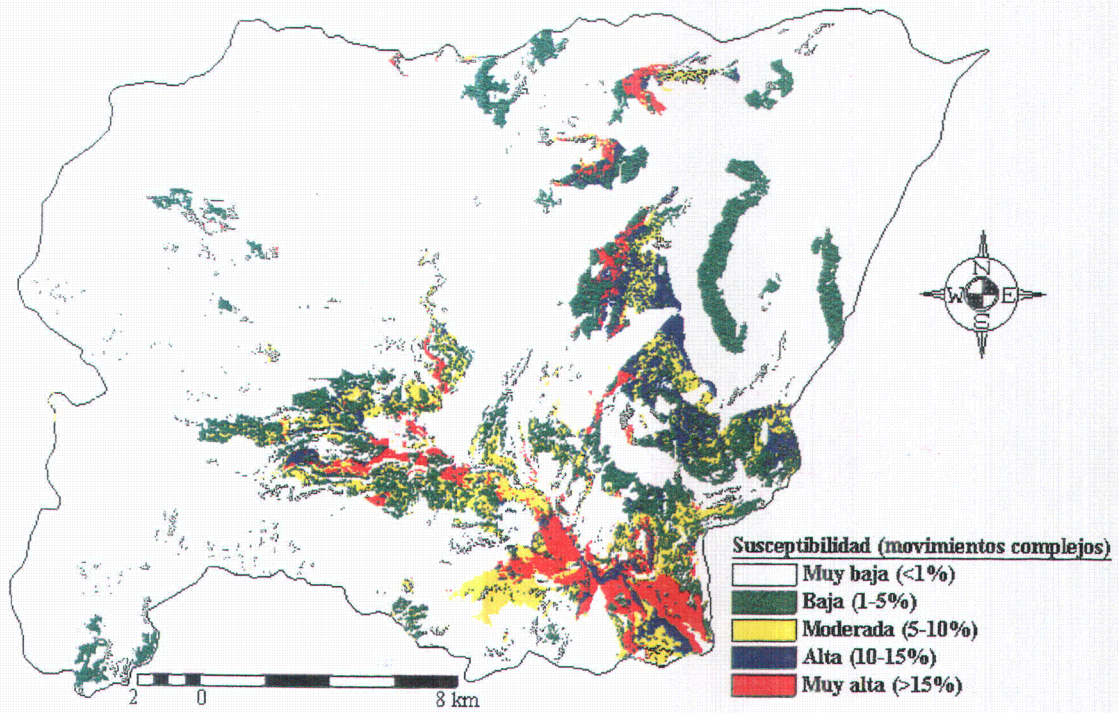


Figura 132. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos complejos determinado a partir del método de la matriz.

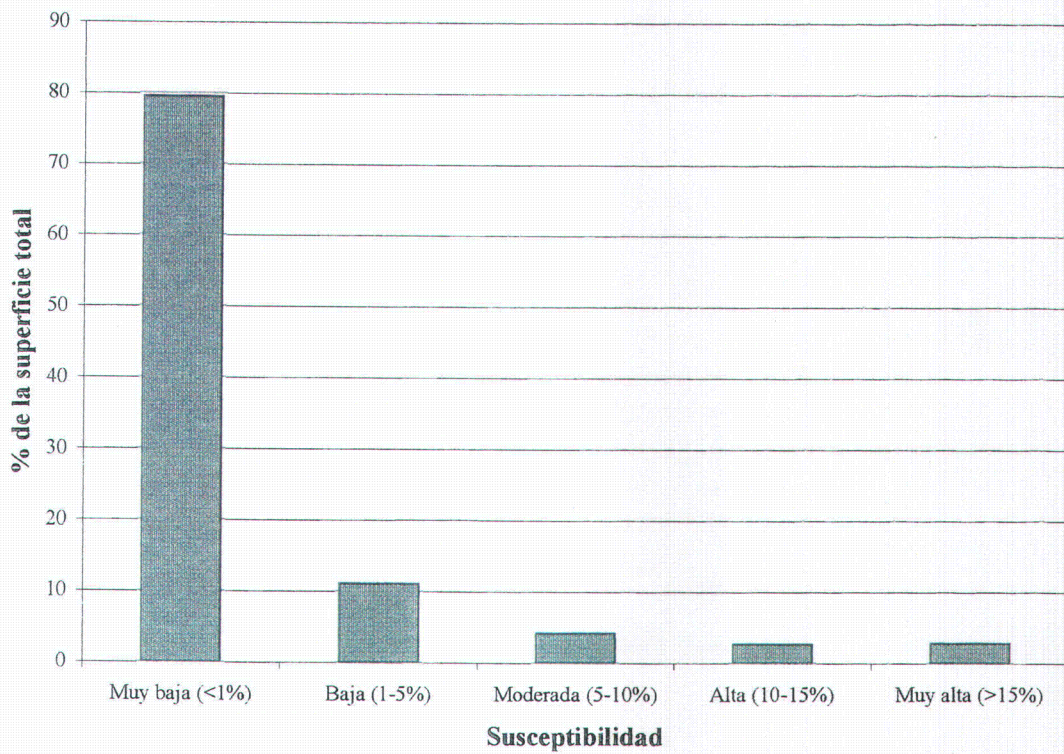


Figura 133. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los movimientos complejos.

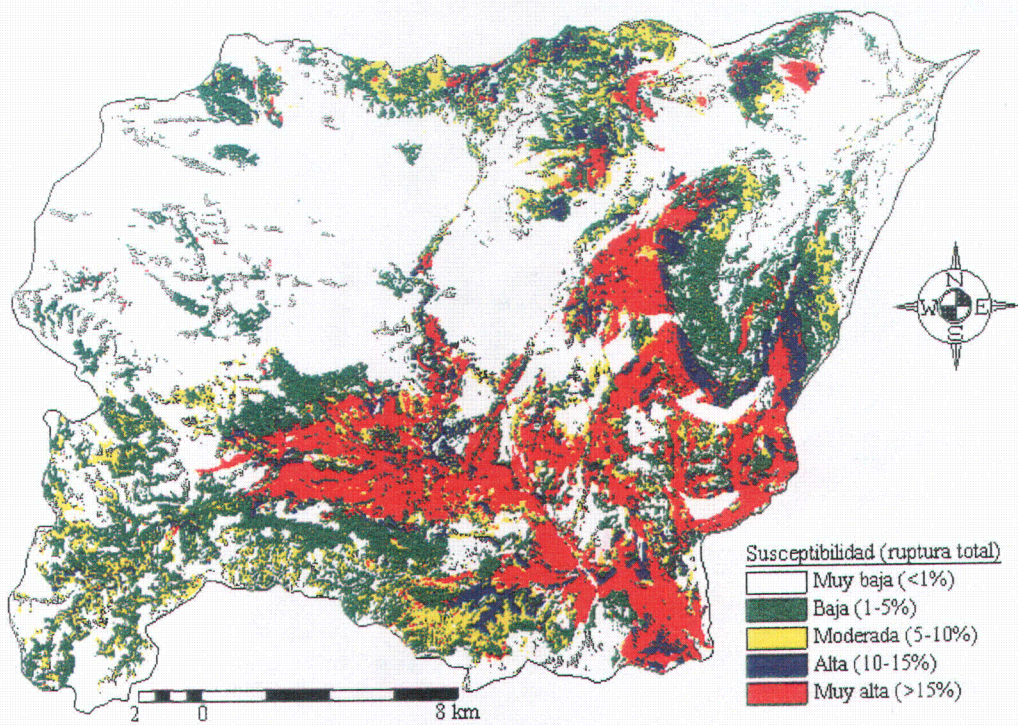


Figura 134. Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera determinado a partir del método de la matriz.

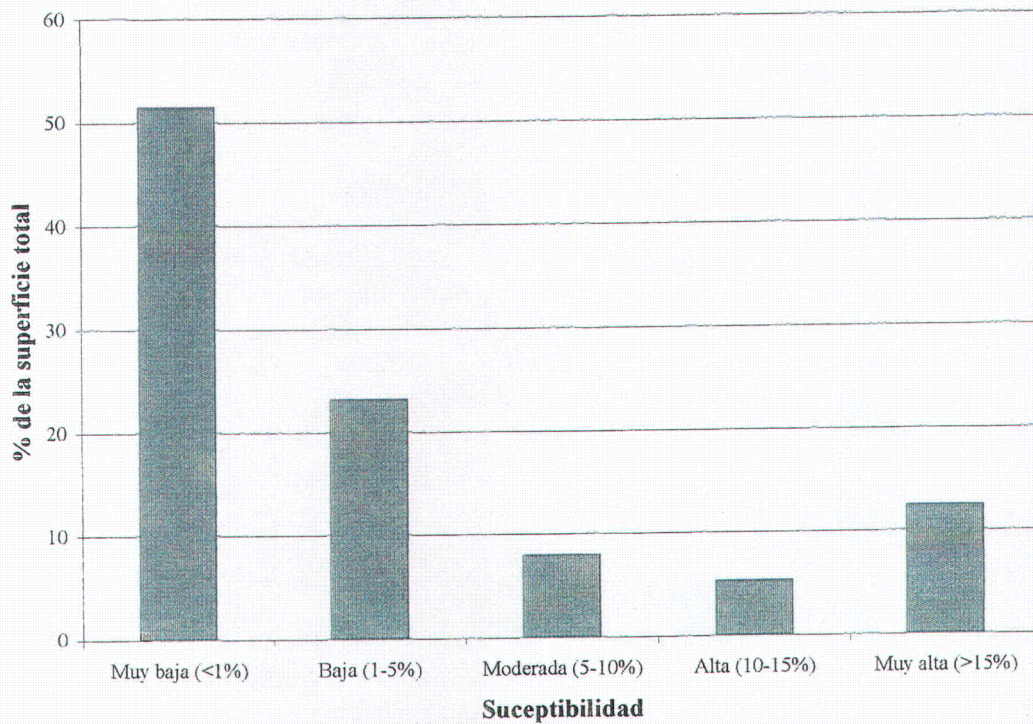


Figura 135. Histograma de frecuencia relativa de cada nivel de susceptibilidad a los movimientos de ladera.

Desde el punto de vista práctico, los diferentes niveles de susceptibilidad aquí definidos se caracterizan por lo siguiente:

- **Susceptibilidad nula o muy baja :** los terrenos no muestran ninguna propensión natural a generar movimientos de masa en las condiciones en que se encuentran actualmente. No se identifica en ellos ninguna superficie de ruptura de orden métrico o superior y los movimientos de masa que eventualmente se produzcan en ellos están ligados a excavaciones u obras civiles que inducen la inestabilidad. Constituyen, en general, terrenos en muy buenas condiciones para obras de ingeniería y para usos urbanos en los que los estudios geotécnicos podrán definir condiciones constructivas favorables.
- **Susceptibilidad baja :** los terrenos no muestran ninguna propensión natural a generar movimientos de masa de magnitud significativa, en las condiciones en que se encuentran actualmente. Se identifica en ellos alguna superficie de ruptura de orden métrico o superior si bien no parece presentar posibilidades de desarrollo mayor y constituyen evidencias aisladas y escasas. Los movimientos de masa que eventualmente se produzcan en ellos están ligados a excavaciones u obras civiles que induzcan la inestabilidad. Constituyen, en general, terrenos en buenas condiciones para obras de ingeniería y para usos urbanos en los que los estudios geotécnicos podrán definir condiciones constructivas favorables.
- **Susceptibilidad moderada:** los terrenos muestran cierta propensión natural a generar movimientos de masa de magnitud significativa aún en las condiciones en que se encuentran actualmente. Se identifican generalmente en ellos alguna superficie de ruptura de orden métrico o superior si bien no presentan posibilidades de desarrollo posterior y constituyen evidencias relativamente escasas. Los movimientos de masa que eventualmente se producen en ellos están ligados a excavaciones u obras civiles que induzcan la inestabilidad, si bien en condiciones de lluvias intensas o durante terremotos es previsible el desarrollo de nuevos movimientos de masa y la reactivación de los existentes. Constituyen, en general, terrenos en aceptables condiciones para obras de ingeniería y para usos urbanos, en los que cualquier actuación, por puntual que sea, debería ir precedida de un estudio geotécnico detallado.

- **Susceptibilidad alta** : los terrenos muestran gran propensión natural a generar movimientos de masa de magnitud significativa en las condiciones en que se encuentran actualmente. Se han identificado en ellos abundantes superficies de ruptura de orden métrico o superior, algunas de las cuales pueden presentar posibilidades de desarrollo posterior y constituyen evidencias claras de inestabilidad actual y potencial. Constituyen, en general, terrenos no aceptables para obras de ingeniería y para usos urbanos, que sólo en casos de extrema necesidad o por razones de bien general deberían ocupar esta zona y, en este caso, ir precedidos de estudios geotécnicos especializados.
- **Susceptibilidad muy alta** : los terrenos muestran gran propensión natural a generar movimientos de masa de magnitud significativa en las condiciones en que se encuentran actualmente e incluyen masas movilizadas abundantes y laderas residuales en condiciones muy inestables con amplias posibilidades de desarrollo posterior y evidencias claras de inestabilidad actual y potencial. Constituyen, en general, terrenos inaceptables para obras de ingeniería y para usos urbanos, que sólo en casos de extrema necesidad o por razones de bien general deberían ocupar esta zona y, en este caso, ir precedidos de estudios geotécnicos especializados.

Con referencia a las unidades morfológicas definidas en el capítulo anterior observamos que:

1. Vertiente SO de Sierra Nevada: los terrenos que presentan más susceptibilidad a los deslizamientos (clases desde moderada hasta muy alta) son: el lado izquierdo del río Dúrcal bajo, la parte alta del río Dúrcal (la zona del barranco de las Pedrizas y la zona de Raya de la Dehesa), la zona opuesta al pueblo de Cónchar, la margen izquierda del río Torrente al NE de Nigüelas (zonas de Umbría y del Posteruelo), La cuenca del río Tablate y algunas zonas al norte y al sur de Lanjarón (barranco Salado, la parte baja del río Lanjarón y zona del Salto del lobo). Para los flujos, las áreas más susceptibles se limitan a los alrededores del pueblo de Lanjarón (sobre todo a la salida del pueblo de Lanjarón hacia Órjiva), la parte baja de la cuenca de la Cantina (en las filitas que forman la base del Alpujárride en contacto con los materiales Nevado-Filábrides). Para las corrientes de derrubios, la susceptibilidad alta se distribuye, sobre todo, en la zona del Cerro del Manar y el Cerro de la Silleta y moderadamente en el alto del río Dúrcal. Para los desprendimientos, esta unidad

presenta áreas con susceptibilidad alta a muy alta en varios puntos (alto de los ríos Dúrcal y Torrente, el S del pueblo de Lanjarón y la parte media-alta del río Lanjarón). En cuanto a los movimientos complejos, la susceptibilidad es de alta a muy alta en el río Dúrcal (la zona de la Magra y la parte baja de la cuenca de la Cantina), barranco de la Rambla, barranco del Pleito, barranco Tablate y en la zona de Loma de Las Vacas (el lado izquierdo del río Izbor, antes de su desembocadura en el río Guadalfeo). En general, esta unidad presenta una susceptibilidad importante a los movimientos de ladera en conjunto (todas las tipologías) sobre todo a partir del río Dúrcal hacia el Oeste (zona de Lanjarón).

2. Zona entre Padul y Dúrcal: los terrenos presentan una susceptibilidad a los movimientos de ladera muy baja. Se trata de una zona de depósito de aportes aluviales procedentes del borde de Sierra Nevada mediante corrientes de derrubios y depósitos de pie de monte. Aunque se trata de una zona tectónicamente activa por el efecto de la subsidencia producida por el funcionamiento de las fallas del borde de Sierra Nevada; sin embargo, este efecto no se traduce en condiciones de inestabilidad, ya que se trata de terrenos con pendientes muy bajas.
3. Sierra de los Guájares: la susceptibilidad a los deslizamientos moderada a muy alta se encuentra en el río Albuñuelas, a la altura del barranco de la Cruz y en la zona del barranco de la Jara (margen derecha del bajo río Izbor). También, en algunos puntos de la cuenca del barranco de Zaza, los terrenos presentan una susceptibilidad notable cuando se ven involucradas las filitas y calco-esquistos encima de los materiales calizo-dolomíticos mayoritarios en esta zona. Para los flujos de tierra, los terrenos susceptibles se limitan a la parte baja de la cuenca de Zaza (cerros Bujeo y Soriano) y en el lado derecho de la parte baja del río Izbor (zona de la Jara). Para las corrientes de derrubios, la susceptibilidad varía desde moderada a muy alta en las zonas más altas de las cuencas de Albuñuelas y Zaza. La susceptibilidad a los desprendimientos se localiza, sobre todo, en algunos barrancos muy encajados (alto de Zaza y en la cuenca de la Calabacilla). En cuanto a los movimientos complejos, la susceptibilidad oscila entre la clase moderada a muy alta en la parte baja del barranco de Zaza y en el lado derecho del río Izbor, en su desembocadura con el río Guadalfeo (fuente del Miriñaque).

4. Al pie de la sierra de los Guájares, donde se ubica el embalse de Béznar, se observan algunos puntos con susceptibilidad muy alta a la generación de deslizamientos, sobre todo, en los barrancos que excavan los “Llanos de Contra” en el margen izquierdo del embalse, mientras que para los flujos, esta área se considera altamente susceptible. En algunos puntos, el mapa de susceptibilidad a los movimientos complejos muestra áreas con clase moderada a alta.
5. En la unidad de la sierra de Albuñuelas predomina claramente la zona de baja susceptibilidad a los deslizamientos, excepto en algunos puntos donde se observan zonas de susceptibilidad muy alta (barranco de Alcaza). Para los flujos, la susceptibilidad también es muy baja con excepción de un tramo restringido situado en la cuenca del Agua, que muestra un susceptibilidad moderada. En cuanto a las corrientes de derrubios, sólo la parte alta de las cuencas más occidentales (barranco de Almaiza y de Doña María, entre otros) presentan una susceptibilidad alta a muy alta. Para los movimientos complejos la susceptibilidad es casi siempre muy baja a baja.
6. En la depresión de Albuñuelas, a lo largo de los cursos fluviales (río Albuñuelas y subsidiarios), predominan la zonas de alta susceptibilidad a los deslizamientos en distintos materiales, sobre todo, en los “limos, arenas y conglomerados” y “limos y margas”. Para los flujos de tierra, en esta unidad predominan áreas con susceptibilidad muy alta en las zonas ocupadas por limos y materiales serravalienses y susceptibilidad alta en las zonas ocupadas por limos y arenas mesinienses. La susceptibilidad a las corrientes de derrubios es alta o muy alta sólo en los puntos más elevados de los cursos de estos ríos, donde discurren por los materiales calizo-dolomíticos de la sierra de los Guájares y de la sierra de Albuñuelas. La susceptibilidad a los movimientos complejos es importante (desde moderada a muy alta), sobre todo, en la parte baja de la depresión, antes de llegar al área de Béznar.
7. El rellano del pueblo de Albuñuelas (casco urbano), bajo el tajo de la Conca, se instala en la zona de alta susceptibilidad a los deslizamientos. Para los flujos, es una zona de moderada susceptibilidad rodeada por una franja de alta susceptibilidad por encima del escarpe del deslizamiento del pueblo de Albuñuelas, ya que esta franja está ocupada por “limos y margas”. Los movimientos complejos se presentan con una susceptibilidad alta a muy alta.

8. La plataforma de Fernán Núñez y Llano de las Cuevas (encima de la unidad anterior) muestra el predominio de la clase de muy baja susceptibilidad si bien, hacia los bordes de la misma, al sur y norte, el remonte de las cabeceras de flujo o la generación de éstos, produce un estrechamiento de la zona que cede ante la clase de moderada susceptibilidad, justo al oeste de Fernán Núñez para ampliarse después rápidamente hacia los Llanos. El mapa de susceptibilidad a los flujos presenta áreas de clase moderada y alta en esta zona, reflejando la situación antes mencionada.

II.4.4. COHERENCIA DEL MÉTODO UTILIZADO Y VALIDACIÓN DE LOS MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD OBTENIDOS.

Se ha realizado una calibración interna de los mapas obtenidos a partir de los datos de partida con el inventario inicial de los movimientos de ladera. Igualmente, se ha procedido a la validación de estos mapas mediante un inventario “posterior” donde se han seleccionado, a partir del inventario total, sólo los movimientos de reciente activación (a juzgar por las observaciones de campo) que caracterizan la inestabilidad en la zona de estudio. Este último inventario, no se ha utilizado para elaborar los mapas de susceptibilidad a validar. En ambos casos (coherencia del método y validación de los mapas) se han aplicado dos métodos de control de calidad de los mapas de susceptibilidad: determinación de coeficientes de correlación y grado de ajuste (Irigaray, 1995; Irigaray et al., 1999; Fernández et al., 2000).

II.4.4.1. COHERENCIA DEL MÉTODO UTILIZADO.

Para comprobar el grado de coherencia del método utilizado en la zona de estudio (Baeza, 1994; Irigaray, 1995; Irigaray et al., 1996), se ha procedido al cálculo de algunos coeficientes de asociación entre los mapas de susceptibilidad y los mismos movimientos del inventario con que se elaboró dichos mapas. Además, se ha determinado el grado de ajuste de los movimientos cartografiados con los diferentes niveles de susceptibilidad diferenciados por el método de la matriz.

La tabla 47 muestra los resultados de los diferentes coeficientes de asociación obtenidos al cruzar los mapas de susceptibilidad de cada tipo de movimiento de ladera con los inventarios correspondientes. Los criterios de significación son los mismos que los utilizados en el análisis de factores y movimientos (tal como se explicó anteriormente, la

correlación es significativa cuando: Nivel de confianza de K-S > 99%, G-K >0,5 y P > 0,4).

Tabla 47. Coeficientes de asociación obtenidos entre los mapas de susceptibilidad y los correspondientes movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor. K-S: coeficiente de Kolmogrov-Smirnov. G-K: coeficiente de Goodman y Kruskal. P: raíz cuadrada de C/C_{\max} (C: coeficiente de contingencia). N.C: nivel de confianza de K-S.

Tipo de movimientos de ladera	Coeficiente		
	K-S	G-K	P
Deslizamientos	0,774 (N.C>99%)	0,939	0,721
Flujos de tierra	0,856 (N.C>99%)	0,957	0,722
Corrientes de derrubios	0,729 (N.C>99%)	0,891	0,531
Desprendimientos	0,647 (N.C>99%)	0,931	0,578
Movimientos complejos	0,774 (N.C>99%)	0,927	0,709
Todos los movimientos	0,669 (N.C>99%)	0,885	0,756

Se observa que todos los coeficientes indican una correlación muy alta entre los movimientos de ladera y el mapa de susceptibilidad correspondiente ya que, en todos los casos, el coeficiente G-K supera 0,8. Sin embargo, los valores más altos (superiores a 0,9) se alcanzan en los deslizamientos, flujos de tierra, desprendimientos y movimientos complejos, mientras que en los desprendimientos y los movimientos en conjunto este coeficiente es ligeramente inferior (0,891 y 0,885 respectivamente).

A partir de las tablas cruzadas entre los movimientos de ladera y los mapas de susceptibilidad correspondientes se han obtenido los valores del grado de ajuste en cada nivel de susceptibilidad para todos los tipos de movimientos (tabla 48). El grado de ajuste se ha calcula según la siguiente expresión (Baeza, 1994. Irigaray, 1995):

$$G(\%) = 100 \cdot (Z_i/S_i) / \sum (Z_i/S_i)$$

Siendo Z_i : área en km^2 de las zonas de ruptura en el nivel i de susceptibilidad

S_i : área del nivel i de susceptibilidad.

Lógicamente cuanto mayor sea el porcentaje obtenido en las clases de mayor susceptibilidad y menor sea el de las clases de menor susceptibilidad, los mapas presentarán un mayor ajuste y, por lo tanto, mayor coherencia del método utilizado.

Tabla 48. Valores del grado de ajuste de los mapas de susceptibilidad obtenidos por el método de la matriz para cada tipo de movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor.

Tipo de movimientos de ladera	Niveles de susceptibilidad				
	Muy bajo	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
Deslizamientos	0,13%	5,17%	16,21%	25,7%	52,79%
Flujos de tierra	0,07%	4,86%	15,17%	26,82%	53,08%
Corrientes de derrubios	0,35%	8,61%	19,86%	27,74%	43,44%
Desprendimientos	0,37%	5,42%	11,61%	24,82%	57,78%
Movimientos complejos	0,16%	6,13%	15,96%	24,61%	53,14%
Todos juntos	0,17%	5,02%	14,34%	23,19%	57,28%

Se observa que la mayoría de los movimientos quedan englobados en los niveles superiores de susceptibilidad (alta o muy alta), mientras que en los niveles inferiores (bajo o muy bajo) el porcentaje de movimientos es claramente minoritario. La figura 136 ilustra la distribución de los movimientos de ladera en los diferentes niveles de susceptibilidad definidos en la zona de Izbor. Los grados de ajuste en la clase alta superan el 20 % y en la clase muy alta superan el 40 % mientras que en la clase baja no superan el 9% y en la muy baja no supera el 1 %. Igual que en los resultados de otros trabajos (Irigaray, 1995; Fernández et al., 1997) este método da un ajuste bueno.

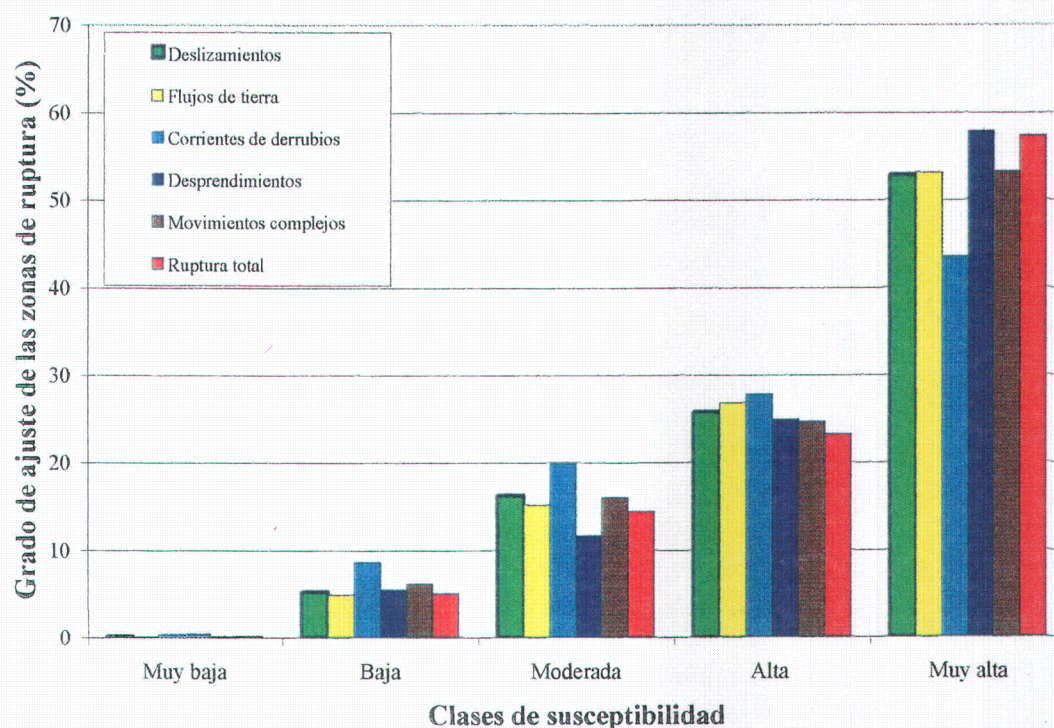


Figura 136. Distribución de los movimientos de ladera en los niveles de susceptibilidad definidos.

II.4.4.2. VALIDACIÓN DE LOS MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD OBTENIDOS.

Para comprobar la validez de los mapas obtenidos y, por lo tanto, la calidad de éstos, se ha utilizado un inventario distinto al empleado para elaborar los mapas de susceptibilidad. Así, se ha tomado una muestra aleatoria de movimientos de ladera que se muestran relativamente recientes a juzgar por las evidencias de campo obteniendo dos inventarios de movimientos de ladera: uno que hemos llamado “anterior” y otro “posterior” al mapa de susceptibilidad. Se ha procedido al análisis cruzado entre el inventario “posterior” y los diferentes niveles de susceptibilidad de los mapas elaborados a partir del inventario “anterior” y se han determinado los coeficientes de correlación y los grados de ajuste entre los movimientos de ladera y los mapas de susceptibilidad (Irigaray et al., 1999; Fernández et al., 2000). A diferencia del análisis expuesto en el apartado anterior, en este caso se pretende evaluar no sólo la metodología utilizada sino los propios mapas y por lo tanto, su utilidad como previsores.

El inventario “posterior” (figura 137) está formado por 66 movimientos de ladera relativamente recientes (9,6 % del inventario total de movimientos de ladera). De estos movimientos, 14 son deslizamientos (19 % del inventario “posterior”), 16 flujos de tierra (17%), 8 corrientes de derrubios (10%), 15 desprendimientos (7%) y 16 movimientos complejos (47%).

La tabla 49 muestra los resultados del cálculo de los diferentes coeficientes de asociación a partir de los datos obtenidos al cruzar los mapas de susceptibilidad (elaborados con el inventario “anterior”) de cada tipo de movimientos de ladera con los inventarios “posteriores” correspondientes. Los criterios de significación son los mismos que los utilizados en la validación de la coherencia del método (la correlación es significativa cuando: N.C de K-S > 99%, G-K > 0,5 y P > 0,4).

Se observa que todos los coeficientes muestran un alto grado de asociación (G-K > 0,7 en todos los casos) entre los movimientos de ladera del inventario “posterior” y el mapa de susceptibilidad correspondiente (elaborado con el inventario “anterior”) y por lo tanto la relación es significativa y alta. El valor más alto de G-K se alcanza en los flujos de tierra (0,956), mientras que los movimientos complejos tienen el valor G-K más bajo relativamente (0,785).

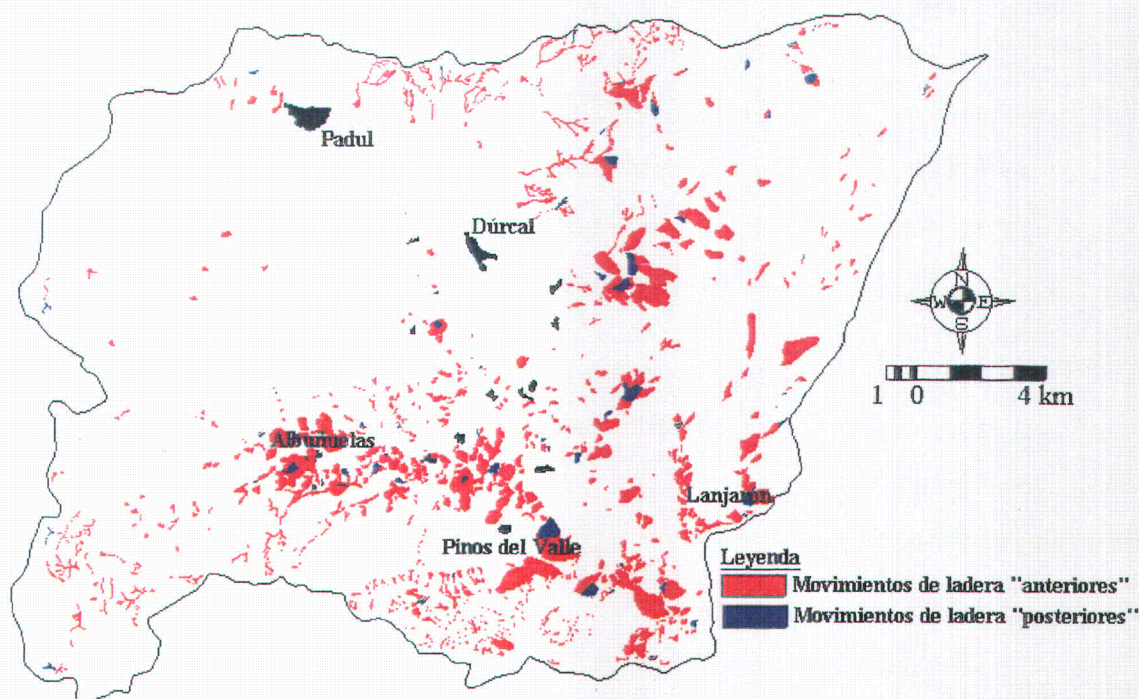


Figura 137. Relación entre la distribución de movimientos de ladera “posteriores” y los “anteriores” al mapa de susceptibilidad.

Tabla 49. Coeficientes de asociación obtenidos entre los mapas de susceptibilidad (elaborados a partir del inventario “anterior”) y los movimientos de ladera del inventario “posterior” en la cuenca del río Izbor. K-S: coeficiente de Kolmogorov-Smirnov. G-K: coeficiente de Goodman y Kruskal. P: raíz cuadrada de C/C_{max} (C: coeficiente de contingencia). N.C: nivel de confianza de K-S.

Tipo de movimientos de ladera	Coeficiente		
	K-S	G-K	P
Deslizamientos	0,59 (N.C>99%)	0,84	0,461
Flujos de tierra	0,861 (N.C>99%)	0,956	0,524
Corrientes de derrubios	0,735 (N.C>99%)	0,910	0,521
Desprendimientos	0,609 (N.C>99%)	0,919	0,617
Movimientos complejos	0,543 (N.C>99%)	0,785	0,45
Todos los movimientos	0,669 (N.C>99%)	0,885	0,456

A partir de las tablas cruzadas entre los movimientos de ladera y los mapas de susceptibilidad correspondientes se han obtenido los valores del grado de ajuste en cada nivel de susceptibilidad para todos los tipos de movimientos (tabla 50). Se observa que la mayoría de los movimientos quedan englobados en los niveles superiores de susceptibilidad (más del 68 % de los movimientos están en los niveles de susceptibilidad “alta” y “muy alta”) mientras que los movimientos distribuidos en los niveles inferiores

son mínimos (menos del 7 % están en los niveles de “baja” y “muy baja” susceptibilidad). En el caso de los desprendimientos se observa un porcentaje notable (26%) en el nivel de susceptibilidad moderado. Esto se explicaría por la limitación del método en cuanto a la capacidad del MDT de expresar pendientes altas donde realmente se desarrollan los desprendimientos. La gráfica 138 ilustra la distribución de los movimientos de ladera “posteriores” en los niveles de susceptibilidad de la zona de estudio.

Tabla 50. Valores del grado de ajuste entre los movimientos de ladera del inventario “posterior” y los mapas de susceptibilidad obtenidos a partir del inventario “anterior” en la cuenca del río Ízbor.

Tipo de movimientos de ladera	Niveles de susceptibilidad				
	Muy bajo	Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
Deslizamientos	1,36%	1,42%	9,4%	25,67%	62,15%
Flujos de tierra	0,03%	6,78%	7,57%	18,93%	66,69%
Corrientes de derrubios	0,2%	4,13%	10,82%	26,2%	58,65%
Desprendimientos	0,43%	4,93%	25,9%	27,62%	41,12%
Movimientos complejos	0,09%	3,72%	10,94%	28,57%	56,68%
Todos juntos	2,93%	3,66%	11,7%	26%	55,8%

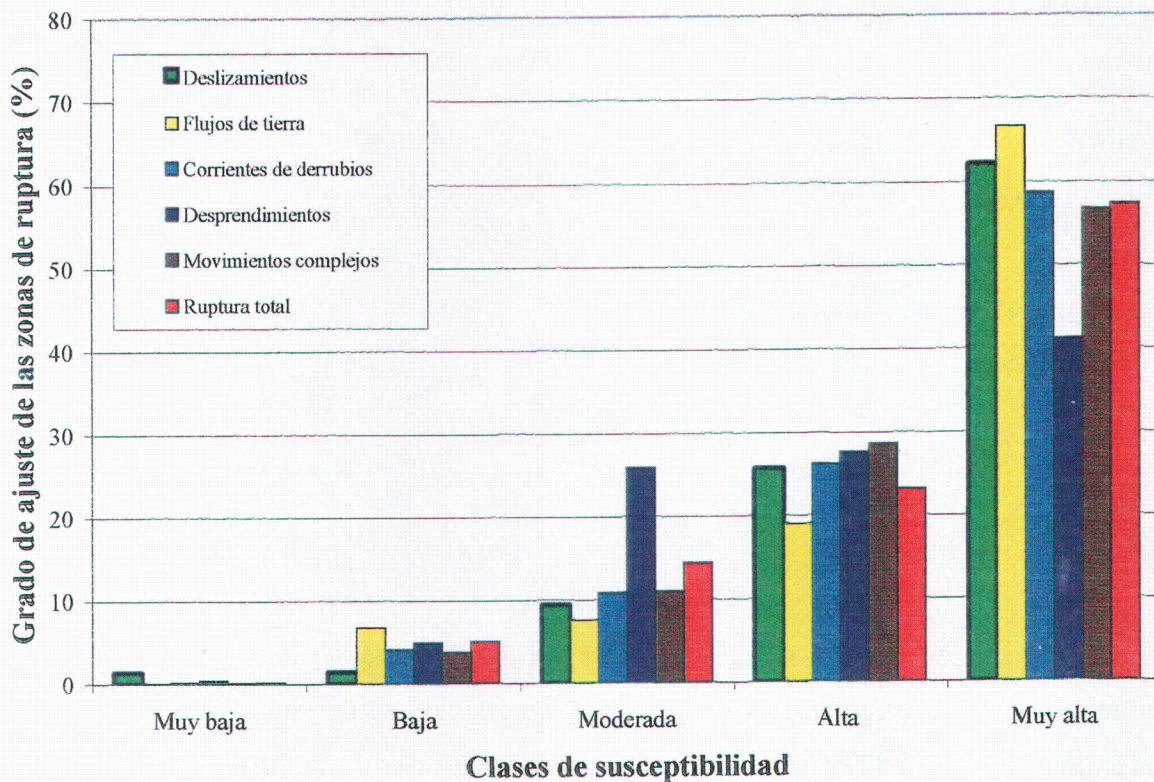


Figura 138. Distribución de los movimientos de ladera (inventario posterior) en los niveles de susceptibilidad elaborados a partir del inventario “anterior”.

II.4.5. CONCLUSIÓN

La cuenca del río Ízbor muestra una susceptibilidad mayoritariamente de clase “baja” a “muy baja” susceptibilidad. En el mapa de susceptibilidad de cada tipología, la clase “alta” a “muy alta” apenas alcanza el 5 %, mientras que, en el mapa de susceptibilidad del conjunto de los movimientos de ladera, el total de las clases “alta” y “muy alta” representa el 17,6 %. Los mayores niveles de susceptibilidad se concentran, sobre todo, en el borde SO de Sierra Nevada y en las depresiones de Albuñuelas, Béznar y Zaza.

Tanto los coeficientes de correlación como el grado de ajuste entre los mapas de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera y el inventario de los movimientos de ladera muestran la coherencia del método utilizado así como la calidad de los mapas obtenidos. El coeficiente de correlación G-K supera en todos los casos 0,8 y los movimientos se ajustan bien a los niveles altos (más del 70 % se distribuyen entre la clase “alta” y “muy alta” susceptibilidad) mientras que en los niveles bajos el porcentaje de los movimientos de ladera es inferior (menos del 9 % están en las clases de “baja” y “muy baja” susceptibilidad).

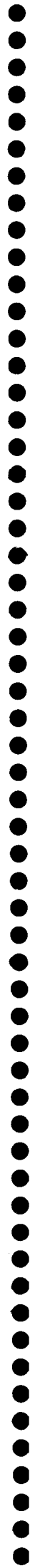
Los mapas de susceptibilidad obtenidos en esta zona son válidos como previsores y son de buena calidad ya que además de comprobar la coherencia del método utilizado se han validado cruzándolos con un inventario “posterior” distinto al inventario “anterior” con que se han elaborado estos mapas de susceptibilidad. Se han obtenido unos coeficientes de correlación y grado de ajustes que llegan a superar en algunos casos los obtenidos con los movimientos “anteriores”. En todos los casos el coeficiente G-K supera el 0,7 y más del 68 % están en los niveles de susceptibilidad de clase “alta” y “muy alta” mientras que apenas alcanzan el 7 % los que se distribuyen en niveles inferiores (clases de “baja” y “muy baja” susceptibilidad).

La constatación de la calidad de los mapas de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera obtenidos, la incorporación del factor tectónica activa que es de gran importancia en la inestabilidad de vertientes y la posibilidad de elaborar estos mapas con la ayuda de un SIG proporciona unas herramientas de gran utilidad para la previsión de zonas inestables en los estudios de planificación del territorio y en los proyectos de ingeniería.



PARTE TERCERA:
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
GENERALES

CAPÍTULO III.1.
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES



III.1.1. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este estudio se ha utilizado el factor tectónica activa como determinante en la inestabilidad de vertientes. Para elaborar el mapa de susceptibilidad se hace necesario tener información de la distribución de zonas con diferentes intensidades de tectónica activa en toda la zona (no sólo información puntual de indicios de presencia de actividad tectónica). Por eso se ha recurrido al análisis de indicadores geomorfológicos de tectónica activa. Sin embargo, estos indicadores dan una información errónea en algunos puntos ya que la interpretación depende de factores difíciles de diferenciar lo que es conveniente utilizar el máximo número de índices geomorfológicos (en este estudio se han utilizado 7 índices) para minimizar el error de interpretación.

Los datos sísmicos analizados en este estudio han servido para mostrar la presencia de una actividad sísmica en esta zona con magnitudes inferiores a $< 4,3$. Los seísmos son frecuentes y parte de ellos podrían estar relacionados con el sistema de fallas principales de la zona con evidencias de actividad reciente aunque, no se ha podido confirmar esta relación ya que de un lado, gran parte de los epicentros presentan profundidades (10-12 Km) que corresponden a estructuras regionales y de otro lado, otros epicentros podrían corresponder a la actividad de fallas cuyas trazas superficiales se encuentran fuera de la zona de estudio y por lo tanto resulta difícil discriminar aquellos que corresponden precisamente a la actividad de las fallas cartografiadas en este sector. De todos modos, en esta zona hay evidencias geomorfológicas de una tectónica activa, que debe tenerse en cuenta a la hora de estimar riesgo sísmico.

Mediante el estudio de afloramientos de travertino, se ha aproximado a la cuantificación del encajamiento de los ríos y barrancos de la zona. Las tasas de encajamiento obtenidas oscilan entre 0,1 y 6 mm/a aunque el primer valor es incierto debido a las condiciones geológicas que ofrece actualmente el depósito travertínico de Pinos del Valle. Las velocidades menores (< 1 mm/a) obtenidas en los travertinos más antiguos se aproximan a las tasas de elevación neógena-cuaternaria de Sierra Nevada calculadas por otros autores (Sanz de Galdeano, 1996). En relieves que se aproximan al equilibrio entre el levantamiento y el encajamiento de la red fluvial, las tasas que se obtienen deben ser aproximadamente equivalentes (Rockwell et al., 1984), aunque los procesos geomorfológicos no suelen ser uniformes ni estables ya que la velocidad de encajamiento calculada en este estudio es una media a lo largo de la edad del travertino y,

por lo tanto, podía haber sido muy elevada en un periodo y muy baja en otro. Los resultados obtenidos sugieren que las tasas de encajamiento obtenidas son más altas en las proximidades de Sierra Nevada y menores hacia la costa. Los ríos situados al norte (Lanjarón y Dúrcal-Izbor) se encajan más rápidamente que los de afloramientos más meridionales (Zaza y Vélez de Benaudalla). Las tasas de encajamiento determinadas oscilan entre dos órdenes de magnitud, lo que hace pensar en la influencia de otros factores, uno de ellos es que la mayor tasa de encajamiento de la parte norte esté, al menos controlada por la mayor elevación del relieve en el área de Sierra Nevada, en relación con sectores más meridionales, próximos al nivel base del Mediterráneo. En este caso, la relación se explica por un reajuste retardado ante el fuerte descenso del nivel de base del ciclo anterior. Otro factor que puede haber influido parcialmente es la puesta en cultivo del terreno desde hace varios miles de años (cambios en la cubierta de vegetación), lo que ha reducido la vegetación, disminuyendo la precipitación efectiva, incrementando la escorrentía y como consecuencia aumentando la tasa de encajamiento de los ríos. En cualquier caso, los valores más altos de las tasas de encajamiento obtenidos (1,8-6 mm/a) coinciden con los valores más altos citados en otros lugares (Tinkler y Wohl, 1998). En este apartado, hay que subrayar el escaso número de datos radiométricos en cada afloramiento y por lo tanto las velocidades calculados serán sólo orientativos y habrá que completarlos en el futuro con mayor número de datos.

III.1.2. CONCLUSIONES GENERALES

Los objetivos de este estudio son: el análisis de los movimientos de ladera y las manifestaciones geomorfológicas de la actividad tectónica en la cuenca del río Ízbor y primera evaluación de la posible relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes, así como, la elaboración del mapa de susceptibilidad de esta zona. Para cubrir estos objetivos, se ha procedido al análisis tanto de “movimientos de ladera” como de “tectónica activa” y los aspectos que muestran la correlación entre ellos basándose en un análisis de índices geomorfológicos mediante un SIG. A continuación se resumen los resultados obtenidos en cada uno de los apartados tratados en esta tesis:

Tectónica activa:

El análisis de los índices geomorfológicos, sismicidad, encajamiento de los ríos, manifestaciones geomorfológicas recientes y deformaciones que afectan a materiales del Holoceno – Pleistoceno muestra indicios claros de actividad tectónica en algunos frentes montañosos de la cuenca del río Izbor y particularmente en los del borde SO de Sierra Nevada.

El cálculo de diferentes índices geomorfológicos (gradiente-longitud de cauce, factor de asimetría, factor de asimetría topográfico transversal, integral hipsométrica, relación anchura/altura del valle, índice de forma de cuenca y sinuosidad del frente montañoso) refleja la interacción de los procesos erosivos relacionados con el sistema fluvial y los movimientos verticales recientes de los relieves drenados por éstos. La integración de los datos de todos los índices calculados sugieren áreas con diferentes grados de actividad tectónica. Las áreas con actividad alta a muy alta representan el 62,8 % del total de la zona de estudio coincidiendo, sobre todo, con el borde SO de Sierra Nevada y el norte de la sierra de los Guájares.

La comparación entre el perfil teórico y el perfil actual de los ríos analizados muestra perfiles convexos hacia arriba y/o con tramos a diferentes pendientes en los ríos como: Albuñuelas, Lanjarón, Tablate, Dúrcal, mientras que en otros como el Anciano (SO del Padul), muestran una convexidad menos marcada de sus perfiles. El índice FA (factor de asimetría) muestra que la surrección de los relieves de Sierra Nevada produce fallas activas de distintas direcciones. Éstas, se manifiestan por bloques inclinados generando cuencas asimétricas, mientras que, el índice SL muestra las anomalías producidas por las fallas

paralelas a los frentes montañosos de Sierra Nevada y sierra de los Guájares, que se manifiestan por escarpamiento en el fondo de los cauces analizados. Los valores obtenidos del cálculo del índice T indican una inclinación general hacia N-NO con diferentes magnitudes según las cuencas consideradas y las condiciones litológicas de éstas. Según la clasificación obtenida con los valores IH y la curva hipsométrica, el borde de Sierra Nevada corresponde a un relieve reciente y activo con una actividad erosiva muy pronunciada compensada por un levantamiento activo. El índice V_f , calculado en los principales valles de la zona muestra valores que varían entre 0,039 (encajamiento alto) y 11,43 (encajamiento bajo). El valor promedio de V_f es de 0,39 en el borde de Sierra Nevada, 0,46 en el borde norte de los Guájares y 0,54 en el borde sur de la Sierra de Albuñuelas y 3,92 en el borde norte de esta última. Los valores del índice B_s oscilan entre 1,6 y 5,8. Se aprecia la presencia de valores altos (cuencas muy elongadas) en el borde de Sierra Nevada indicando una actividad tectónica muy importante, mientras que en el resto de las áreas los valores son medios o bajos (cuencas con formas circulares). Los valores de S_{mf} calculados en los frentes montañosos distinguidos al borde de Sierra Nevada son muy próximos a 1 (actividad tectónica reciente). Aquellos calculados en los frentes de sierra de los Guájares muestran un ligero aumento, mientras que los valores calculados en los frentes N y NE de la sierra de Albuñuelas son valores relativamente altos.

Las velocidades mínimas de encajamiento de algunos ríos de la zona, calculados mediante el análisis de posición y edad de travertinos, oscilan entre 0,1 y 6 mm/año. El análisis isotópico de los depósitos de travertinos proporciona informaciones paleoclimáticas y paleoambientales que nos ha permitido contrastar los datos obtenidos de la datación radiométrica con series de U/Th. La buena correlación indica la certeza de los datos radiométricos y proporciona una edad más precisa reduciendo el intervalo de error de los datos radiométricos. Los travertinos del Pleistoceno superior en esta región se han depositado en periodos cortos durante episodios interglaciares con temperaturas más cálidas que las del presente. Los travertinos de Lanjarón proceden de la disolución de carbonatos depositados originalmente en un medio marino, mientras que el resto tiene una procedencia edáfica. Los travertinos de Vélez de Benaudalla, Pinos del Valle y Zaza presentan unas condiciones de vegetación y temperatura similares a las actuales, mientras que los de Albuñuelas y Cónchar se formaron en unas condiciones más frías y áridas. En el caso de Lanjarón no se han podido establecer de forma clara las condiciones en el

momento del depósito. Se observa un decrecimiento norte-sur de los valores de encajamiento de red de drenaje. Los valores altos están cerca del borde de Sierra Nevada, donde el proceso del levantamiento es activo y los valores bajos se encuentran hacia el sur, cerca del nivel base regional (costa mediterránea).

La distribución de la sismicidad a escala regional en esta zona es superficial, rondando los 12 km de profundidad media y aparentemente muestra una estrecha relación con las fallas principales. Sin embargo, a escala de detalle esta distribución no es tan clara.

El análisis de evidencias de tectónica activa en el campo muestra la presencia de indicios de una actividad tectónica reciente: formas tectónicas relacionadas con fallas activas (aspecto rectilíneo de frentes montañosos, escarpes de fallas afectando a materiales recientes, deformación de conos de deyección, facetas triangulares y depresiones subsidentes), anomalías geomorfológicas ligadas a depósitos aluviales en el pie de los frentes montañosos (variación en la pendiente de los conos, diferentes generaciones de conos separados por depósitos de caliches y movimientos de masa), anomalías geomorfológicas en la red de drenaje (valles colgados o encajados) y anomalías geomorfológicas ligadas a las formas de erosión (arrasamiento del relieve).

Factores determinantes y movimientos de ladera.

El estudio del medio físico mediante un SIG, obtenido a partir del análisis y modelización del MDT aplicado a esta zona de carácter montañoso, con un desnivel que supera los 3000 m (desde 185 m hasta 3196 m), muestra que la altitud media ponderada es de 1198 m, las pendientes más frecuentes corresponden a la clase 15-25° y la inclinación media ponderada es de 17°. Destacan ligeramente los rangos de exposición S, S-O y O. El coeficiente de iluminación presenta una distribución normal con valores medios próximos al 50%. La clase de iluminación con más frecuencia es la del 50-60%. Las formas convexas predominan ligeramente sobre las cóncavas. Las zonas con radio de curvatura inferior a 1000 m son más frecuentes que las superiores a 1000 m. El mapa de formas del terreno revela la presencia mayoritaria de montañas y colinas altas. Las litologías más frecuentes son: “dolomías, calizas y mármoles” y “micasquistos y cuarzo-esquistos” que representan el 42,6% y 25,9 % respectivamente respecto al área total de la zona. La clasificación geotécnica de la unidad litológica “limos, arenas y margas” (litología con alta frecuencia de algunas tipologías de movimientos de ladera) muestra que estos materiales correspondería a limos de

baja plasticidad ML. La precipitación media anual oscila principalmente entre 400 y 700 mm, mientras que la precipitación máxima en 24 horas es, en la mayor parte del área, de 100 a 150 mm. Algunos de estos factores se relacionan entre sí, sobre todo la altitud, la precipitación media, las unidades tectónicas y la litología. También, las pendientes, las formas del terreno y la iluminación presentan una correlación considerable entre ellos.

Se han inventariado 980 movimientos de ladera que representan el 7,37 % de la zona de estudio, de los cuales 198 son deslizamientos, 157 son flujos de tierra y soliflucción, 231 son desprendimientos, 71 son movimientos complejos y 323 son corrientes de derrubios. Las tipologías que ocupan mayor extensión son los movimientos complejos (28,1 % de la zonas movilizadas) y los deslizamientos (25,8 %), mientras que los desprendimientos son los movimientos con menor representación (10,1 %). Los flujos de tierra y soliflucción constituyen el 19,7 %, y las corrientes de derrubios el 16,2 %. Aproximadamente el 67 % de los movimientos de ladera tienen alguna actividad a lo largo del año (estacional). La mayoría de los movimientos presentan un grado de desarrollo de tipo avanzado o en desarrollo (53 %) o de tipo incipiente o iniciados (42 %). El borde SO del sector estudiado representa un escenario activo de inestabilidad de vertientes donde predominan tipologías según las condiciones locales (tectónica activa, límites de mantos, litología...etc). A lo largo del periodo de esta investigación se han registrado numerosos puntos que han sufrido daños a causa de los movimientos de ladera, principalmente como consecuencia del temporal de finales de 1996 y principios de 1997, siendo la zona de Albuñuelas la más afectada, aunque, la carretera de la costa en algunos puntos (fuente del Miriñaque, altura de Izbor y Béznar...etc) y las poblaciones de Izbor y Acebuches también sufrieron importantes daños. Algunos movimientos guardan una relación estrecha con la actividad sísmica de la zona tal como el pueblo de Albuñuelas que quedó en gran parte destruido durante el terremoto de Lisboa (1775) y el de Andalucía (1884). En algunos puntos de la zona de estudio, los movimientos de ladera se ven relacionados con los procesos de encajamiento que afectan esencialmente a los ríos que atraviesan las filitas y esquistos alpujárrides y nevado-filábrides y los materiales neógenos provocando principalmente deslizamientos rotacionales y traslacionales y flujos de tierra.

Los factores que controlan los movimientos de ladera varían en función del tipo de movimiento considerado. Así, para los deslizamientos, los factores más determinantes son la intensidad de lluvia (> 150 mm/24 horas), litología (“derrubios”, “filitas y cuarcitas” y

“micasquistos y cuarzo-esquistos”) y las formas del terreno (“montañas y colinas altas” y “terrenos con relieve fuerte”). Para los flujos de tierra y solifluxión: litología (“derrubios, “limos, arenas y margas”, “limos, arenas y conglomerados” y “filitas y cuarcitas”), la altitud (400-800 m), unidades tectónicas (“Neógeno-Cuaternario” y “manto de Lújar”) e intensidad de lluvia (> 200 mm/ 24 horas). Para las corrientes de derrubios: unidades tectónicas (manto de la Herradura), la altitud (1200-1600 m), litología (“derrubios” y “calizas, dolomías y mármoles”), la curvatura vertical (cóncava con radio de curvatura < 550 m) y formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”). Para los desprendimientos: pendientes (>35°), litología (“conglomerados y margas”) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas). Para los movimientos complejos: la altitud (200-600 m), formas del terreno (montañas con colinas altas), litología (“derrubios”, “travertinos” y “filitas y cuarcitas”), intensidad de lluvia (150-200 mm) y litología (“derrubios”, “travertinos” y “filitas y cuarcitas”) y finalmente, para el conjunto de los movimientos: formas del terreno (“montañas con colinas altas” y “terrenos con fuerte relieve”) e intensidad de lluvia (>150 mm/24 horas).

Relación tectónica activa - movimientos de ladera.

El contacto entre los materiales béticos y los de la Depresión de Granada se muestra como un límite crítico donde es frecuente la inestabilidad de vertientes. El análisis de la distribución de movimientos de ladera y las anomalías geomorfológicas de tectónica activa en este límite mediante la tabulación cruzada muestra que para todos los índices estudiados, los movimientos de ladera muestran una correlación considerable con las clases de alta actividad tectónica excepto en el caso de flujos de tierra y corrientes de derrubios, donde esta correlación se altera entre la clase de alta y de muy alta actividad tectónica. Según el análisis de SL, en los perfiles de las cuencas con mayor frecuencia de movimientos de ladera, la inestabilidad se distribuye alrededor de las anomalías de SL que corresponden a estructuras tectónicas activas, excepto en el caso de corrientes de derrubios donde éstas se distribuyen alejadas de las anomalías agua arriba en la parte media alta de los perfiles. En cuanto a los movimientos complejos y a los desprendimientos, la distribución se muestra principalmente en el bloque levantado (donde hay mayores pendientes y extensión). Para los flujos y deslizamientos la distribución se muestra justamente en la banda donde se sitúan las estructuras activas o en el bloque hundido (ya que se trata de movimientos en su mayoría superficiales y de reducido tamaño). La no

exigencia de pendientes altas en el caso de los flujos de tierra explica la no correlación con el índice AF ya que éste traduce el proceso de inclinación de bloques en la generación de altas pendientes. El análisis de la distribución de movimientos de ladera a lo largo de la curva hipsométrica de cuencas con mayor inestabilidad, muestra que los movimientos complejos y los deslizamientos se distribuyen, principalmente, en la parte cóncava (hacia arriba) explicada por una destrucción activa de relieve. Los desprendimientos se presentan en todo el perfil de la curva hipsométrica que se muestra recta, ya que, con estos tipos de movimientos, la destrucción de relieve es mínima o continua a lo largo de todo el perfil. El análisis de los índices V_f , B_s y S_{mf} muestra la existencia de una relación directa de la inestabilidad de vertientes con el proceso de encajamiento de los barrancos. Cuando estos barrancos se encajan en materiales menos resistentes, la inestabilidad genera movimientos, sobre todo de tipo deslizamientos y movimientos complejos, mientras que cuando atraviesan materiales resistentes, los movimientos resultantes son de tipo desprendimientos o corrientes de derrubios.

El análisis en conjunto de los índices, muestra que los movimientos de ladera apenas superan el 4 % en la clases de baja actividad tectónica, mientras que más del 80% están repartidos en las clases de alta y muy alta actividad tectónica. En el caso de las corrientes de derrubios, la clase moderada también presenta una frecuencia considerable de movimientos de ladera. La influencia de la actividad tectónica sobre el terreno en cuanto a la generación de altas pendientes, hace que la correlación con los flujos de tierra sea algo menor respecto al resto de los movimientos, ya que este tipo se genera también en terrenos con pendientes menores. La baja correlación de las corrientes de derrubios se explica por el estricto control litológico sobre este tipo de movimientos, al menos en esta zona.

El análisis de la distribución de los movimientos de ladera respecto a algunas zonas con evidencias de tectónica activa en el terreno nos ha permitido confirmar y acentuar las conclusiones de los indicadores geomorfológicos de actividad tectónica en estas zonas (falla de Micena, río Torrente, falla Padul-Dúrcal, el SE de Lanjarón, norte del embalse de Béznar, zona de Albuñuelas.etc).

Los procesos derivados de la actividad tectónica registrados en el borde SO de Sierra Nevada son significativos para la ingeniería civil y para la prevención de riesgos naturales ya que definen un entorno característico de sismicidad frecuente y determinan

condiciones locales muy desfavorables en cuanto a la inestabilidad de vertientes cuyas consecuencias generan zonas de alto riesgo para bienes, infraestructuras y vidas humanas.

Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera.

El mapa de susceptibilidad obtenido se ha elaborado utilizando el método de la matriz. La cuenca del río Ízbor muestra una susceptibilidad mayoritariamente de clase “baja” a “muy baja”. En el mapa de susceptibilidad de cada tipología, la clase “alta” a “muy alta” apenas alcanza el 5 %, mientras que, en el mapa de susceptibilidad del conjunto de los movimientos de ladera, el total de las clases “alta” y “muy alta” representa el 17,6 %. Los mayores niveles de susceptibilidad se concentran, sobre todo, en el borde SO de Sierra Nevada y en las depresiones de Albuñuelas, Béznar y Zaza.

Tanto los coeficientes de correlación como el grado de ajuste entre los mapas de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera y el inventario de los movimientos de ladera muestran la coherencia del método utilizado así como la calidad de los mapas obtenidos. El coeficiente de correlación G-K supera en todos los casos 0,8 y los movimientos se ajustan bien a los niveles altos (más del 70 % se distribuyen entre la clase “alta” y “muy alta” susceptibilidad) mientras que en los niveles bajos el porcentaje de los movimientos de ladera es inferior (menos del 9 % están en las clases de “baja” y “muy baja” susceptibilidad).

Los mapas de susceptibilidad obtenidos en esta zona han mostrado su utilidad como previsores de movimientos futuros como se ha comprobado al cruzarlos con un inventario realizado con posterioridad al inventario empleado en la elaboración del mapa de susceptibilidad. Se han obtenido unos coeficientes de correlación y grado de ajustes que llegan a superar en algunos casos los obtenidos con los movimientos del inventario anterior. En todos los casos el coeficiente G-K supera el 0,7 y más del 68 % están en los niveles de susceptibilidad de clase “alta” y “muy alta” mientras que apenas alcanzan el 7 % los que se distribuyen en niveles inferiores (clases de “baja” y “muy baja” susceptibilidad).

La comprobación de la calidad de los mapas de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera obtenidos, la incorporación del factor tectónica activa que es de gran importancia en la inestabilidad de vertientes y la posibilidad de elaborar estos mapas con la ayuda de un SIG proporciona una herramienta de gran utilidad para la incorporación de estas cartografías a los estudios de planificación del territorio y los proyectos de ingeniería.

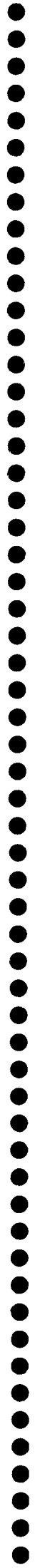
En resumen, el borde SO de Sierra Nevada es tectónicamente activo, justificado tanto por las anomalías de índices geomorfológicos como por los desplazamientos del sistema de fallas (Padul-Nigüelas) registrados en los materiales cuaternarios del entorno. La inestabilidad de vertientes en esta zona responde no sólo a las condiciones locales desfavorables (litología, pendiente... etc.) sino también a la actividad tectónica del borde de la depresión de Granada, ya que la frecuencia de índices de inestabilidad coincide perfectamente con áreas tectónicamente activas. Por lo tanto, hay que tener en cuenta el factor “tectónica activa” en la elaboración de mapas de susceptibilidad de los terrenos a la inestabilidad de vertientes y en cualquier evaluación del terreno, puesto que la tectónica activa genera áreas de alta peligrosidad sísmica y desfavorece localmente las condiciones geotécnicas del terreno.

III-1.3. PERSPECTIVAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN.

A raíz de los resultados obtenidos en esta investigación, se han visto implicadas cuestiones de gran importancia que deben de tratarse en futuras investigaciones partiendo de los datos de este estudio. A continuación se resumen algunos de los temas que considero de interés para futuras investigaciones:

- Cuantificar la actividad tectónica mediante una cartografía detallada de la continuidad lateral y un control temporal preciso de las distintas fallas en áreas de actividad tectónica “alta” a muy “alta” ya que estos dos parámetros condicionan la magnitud de posibles eventos sísmicos y los riesgos derivados de éstos.
- Tener en cuenta la zonación de intensidad de la actividad tectónica a partir de indicadores geomorfológicos para estimar riesgos sísmicos.
- Ampliar el número de dataciones absolutas de los travertinos y cartografiar detalladamente sus afloramientos ampliando la zona de estudio para analizar las relaciones entre el encajamiento fluvial y la evolución paleoclimática.
- La observación y establecimiento de sistemas de control de vertientes en las zonas donde se han cartografiado movimientos de grandes dimensiones y con actividad reciente, sobre todo aquellos que afectan a pueblos e infraestructuras de la zona. Este control debe afectar a las masas movilizadas y a las vertientes limítrofes, mediante un seguimiento preciso de la actividad asociada a la inestabilidad de las

vertientes y su relación con los factores desencadenantes, principalmente la lluvia y la actividad tectónica, disponiendo de un registro actualizado y detallado de precipitaciones y sismicidad.



PARTE CUARTA :
BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

IV.1. BIBLIOGRAFÍA GENERAL



ANDERBERG, M.R. (1973). Cluster analysis for applications. New York, Academic Press. 359 p.

ANTOINE, P.(1992). Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur. Aspects géologiques. Bull. IAEG., 45: 9-24.

AYALA, F.J. ELIZAGA, E. Y GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I. (1987). Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. Serie Geología Ambiental. I.G.M.E. Madrid, 91 pp. + mapas.

BAEZA, C. (1994). Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante. Tesis Doctoral. Univ. Pol. Cataluña.

BAILEY, R. G. (1972). Landslides hazards related to land use planning in Teton National Forest, Northwest Wyoming, US Dept, of Agriculture, Forest Service, Intermountain Region, 131 pp.

BIROT (1965). Critères des déformations tectoniques quaternaires (spécialement dans le monde méditerranée). Rev. Geol. Dinam., 7 (3). 185-195.

BISHOP, P. AND BOUSQUET, J.C. (1989). The Quaternary terraces of the Lergue river and activity of the Cévennes fault in the lower Hérault valley (Languedoc), Southern France. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 33 (4), 405-415.

BLANC, R.P. AND CLEVELAND, G.B. (1968). Natural Slope Stability as Related to Geology, San Clemente Area, Orange and San Diego Counties, California. California Division of Mines and Geology Special Report, 98. 19 p.

BOSI, C. (1978). Considerazioni e proposte metodologiche sulla elaborazione di carte di stabilità. Geol. App. e Idrogeol., 13, 245-281.

BOSQUE SENDRA, J. (1992). *Sistemas de Información Geográfica*. Ediciones Rialp, S.A., Madrid.

BOUSSOUF, S. IRIGARAY, C. Y CHACÓN, J. (1994). Movimientos de ladera y factores determinantes en la vertiente septentrional de la depresión de Granada (Sector Colomera-Zagra). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 251-260.

BRABB, E.E. AND PAMPEYAN, E.H. (1972). Preliminary map of landslides in San Mateo Country , California. U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-344, scale 1:62.500.

BRABB, E.E.; PAMPEYAN, E.H. AND BONILLA, M.G. (1972). Landslide Susceptibility in San Mateo Country, California. U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-360, scale 1:62.500.

BRACKEN AND WEBSTER (1990). *Information Technology in Geography and planning*. Including principles of GIS, Londres, Routledge, 444 pp.

BRUNSDEN, D. DOORNKAMP, J.C. FOOKES, P.G. JONES, D.K. AND KELLY, J.M. (1975). Large Scale Geomorphological Mapping and Highway Engineering Design. *Quart. J. Engng. Geol.*, Vol. 8, 4: 227-253.

BULL, W.B. (1977a). The alluvial fan environment. *Prog. Phys. Geography*. 1. 222-270.

BULL, W.B. (1977b). Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. *U. S. Geological Survey Contract Rep.* 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif. 188p.

BULL, W.B. (1977c). Geomorphic tectonic activity classes of south front of the San Gabriel Mountains, California. U.S. Geol. Surv. Contract Report 14-08-001-G-394. 59 pp.

BULL, W.B. AND MCFADDEN, L. D.(1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California . In D. O. Doehring (ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eight Annual Geomorphology Symposium. State University of New York at Binghamton, Binghamton, NY. P. 115-138.

BULL, W.B. (1978). Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. *U. S. Geological Survey Contract Report*. 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif. 59pp.

BULL, W. AND KNUEPFER, P. (1987). Adjustments by the Charwell river, New Zealand, to uplift and climatic changes. *Geomorphology*, 1. 15-32

BURROUGH, P. (1986). *Principles of Geographical Information System for land resources assessment*, Oxford, Oxford University Press.

CALOT, G. (1982). *Curso de Estadística descriptiva*, Madrid. Paraninfo, 560 pp.

CALVO, F. Y ABAD, B. (1991). *Ejercicios resueltos de Estadística con ayuda de programas de ordenador: SPSS, Progstad y Statview*. Universidad de Deusto. Bilbao.

CAMPBELL, R.H. (1980). Landslide Map showing field classification, Point Dume Quadrangle, California. U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF 1176, scale 1:24.000.

CANON, P.J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36(1), 3-16

CAROTHERS, W.W. AND KHARAKA, J.K. (1980). Stable carbon isotopes of HCO_3^- in oil-fields waters – implications for the origin of CO_2 . *Geochim. Cosmochim. Acta* , 44. 323-332.

CARRARA, A. AND MERENDA, L. (1976). Landslide inventory in northern Calabria: Southern Italy. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 87. N° 8, pp. 1153-1162.

CARRARA, A. (1983). Multivariate Models for Landslide Hazard Evaluation. Mathematical Geology. Vol. 15, 3: 403-426.

CARRARA, A. (1989). Landslide hazard mapping by statistical methods: a "black-box" model approach. In Siccardi, F, and Bras, R.L. (Eds), Proceed. Natural Disasters in European-Mediterranean Countries, Perugia 27th June-1 July, CNR-U.S.N.S.F., 205-224.

CARRARA, A.; CARDINALI, M.; DETTI, R.; GUZZETTI, F.; PASQUI, V.; AND REICHENBACH, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslides hazard. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 16: 427-445.

CEBRIÁN DE MIGUEL, J.A. Y MARK, D. (1986). Modelos topográficos digitales. En *Métodos cuantitativos en Geografía: enseñanza, investigación y planeamiento*, Madrid, A.G.E., pp. 292-334.

CEOTMA (1984). Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología. Serie Manuales, nº 3, 2^a edic., MOPU. 572 pp.

CERLING, T.E., (1984) The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth Planet. Sci. Letters, 71: 229-240.

CERLING, T.E., (1991). Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. Am. J. Science. 291: 377-400.

CHACÓN, J. (1987). Geología y Riesgos Geológicos en el sector de Olivares (Moclín). Informe Final Convenio Marco de Colaboración entre la Universidad de Granada y la Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía. 133pp. 1 Anexo. 29 fig. Inédito.

CHACÓN MONTERO, J. Y RODRÍGUEZ MORENO, I. (1988). Diferenciación de movimientos de ladera en el sector de Olivares (Moclin, Granada). II Congreso Geológico de España. Granada 1988. Pp. 325-328.

CHACÓN, J. IRIGARAY, C. LOPEZ GALINDO, A. RODRIGUEZ MORENO, I. Y ROMERO CORDON, E. (1988). Deslizamientos de ladera en el dominio subbético. IIº Congreso Geológico de España. Granada.

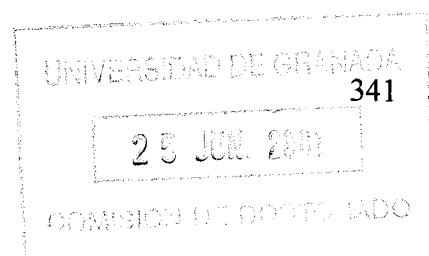
CHACÓN, J. E IRIGARAY, C. (1992). Metodología para la elaboración de mapas de riesgos de movimientos de ladera. III Congreso Geológico de España. Simposios, 2: 620-627. Salamanca.

CHACÓN, J.; IRIGARAY, C. Y FERNÁNDEZ, T. (1992). Metodología para la cartografía regional de movimientos de ladera y riesgos asociados mediante un Sistema de Información Geográfica. III simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Vol, I: 121-133. La Coruña.

CHACÓN, J.; IRIGARAY, C. AND FERNÁNDEZ, T. (1993). Methodology for large scale landslide hazard mapping using G.I.S. In Novosad & Wagner eds. Landslides. Proc. 7th ICFL. Bratislava. Balkema, pp. 77-82. Rotterdam.

CHACÓN, J. ; IRIGARAY, C. Y FERNÁNDEZ, T. (1994). Large to middle scale landslides inventory, analysis and mapping with modelling and assessment of derived susceptibility, hazards and risks in a G.I.S, 7th International IAEG congress, 6, pp. 4669-4678. Lisboa.

CHACÓN, J. (1995). Landslides in the Central Betic Cordillera (Southern Spain). In 3th Workshop MeFISST: Meteorological Factors Influencing Slope Stability and Slope Movements Types. Evaluation of Hazard Prone Areas. 24 pp. Granada (Spain).



CHACÓN, J. SUÁREZ, J.L. EL HAMDOUNI, R. CIFUENTES, F.J. E IRIGARAY, C. (1996a). Los movimientos de ladera y riesgos asociados en las cuencas del río Monachil y las inmediaciones del bajo río Genil (Sierra Nevada). En: 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada: Conservación y Desarrollo Sostenible. Volumen I: Clima; Recursos y Riesgos Geológicos; Recursos Hídricos e Infraestructura Hidráulicas. J.Chacón & J.L.Rosúa. pp: 263-279. Granada.

CHACÓN, J. IRIGARAY, C. EL HAMDOUNI, R. Y FERNÁNDEZ, T. (1996b). Consideraciones sobre los riesgos derivados de los movimientos del terreno, su variada naturaleza y las dificultades de su evaluación. En: VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente. Volumen I. J.Chacón & C.Irigaray. pp: 407-417.

CHACÓN, J. IRIGARAY, C. EL HAMDOUNI, R. AND FERNÁNDEZ, T. (1996c). From the inventory to the risk analysis: Improvements to a large scale GIS method. In: Landslides, Chacón, Irigaray & Fernández (eds). pp: 335-342. Balkema, Rotterdam.

COATES, D.R. (1977). Landslides perspectives. In: Landslides: Reviews in Engineering Geology 3. D.R. Coates, Ed. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 3-28.

COHN, M. AND UREY H.C. (1938). Oxygen exchange reactions of organic compounds and water. J. Amer. Chem. Soc, 60 : 679-687.

COOKE, R,U. AND DOORNKAMP, J.C. (1974). Geomorphology in Environmental Management. Clarendon Oxford, 413p.

COROMINAS, J. (1985-86). Cartografía de riesgos geológicos de las comarcas de montaña del Pirineo Catalán. Escala 1:50.000 (Convenio con el Servei d'Acció Comarcal del Depto. de Política Territorial i Obres Publiques. Generalitat de Catalunya). Inédito.

COROMINAS, J. (1986). Identificación de taludes inestables. Jornadas de Investigación Aplicada en Ingeniería Geológica. Universidad de Cantabria, Santander, 90-116.

COROMINAS, J. (1987). Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera. Riesgos Geológicos. Serie Geología Ambiental, Curso de Riesgos Geológicos. I.G.M.E., p. 193-201. Madrid.

COROMINAS, J. (1991). Cartografía de riesgos geológicos de la cuenca del valle de Valira d'Orient, Principado de Andorra. Escala 1:25.000. Inédito.

COROMINAS, J. Y GARCÍA YAGÜE, A. (1997). Terminología de los movimientos de ladera. IV simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Vol III: 1051-1072.

COWEN, D.J. (1988). GIS versus CAD versus DBMS: GAT are the differences?, Photogrammetric Engineering and remote sensing, vol. 54, núm. 11, pp. 1551-1555.

COX, R. T. (1994). Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106. pp. 571-581. 7 figures.

CRAIG, H. (1953). The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3:53-92.

CRAIG, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: E. Tongiorgi (Editor), *Nuclear Geology on Geothermal Areas - Spoleto 1963*. CNR, Pisa, PP. 17-53.

CROZIER, M. J. (1973). Techniques for the morfometric analysis of landslips. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 78-101.

CROZIER, M.J. (1984). Field assessment of slope instability. In : *Slope Instability*. D.

Brunsdon and D.B. Prior, Eds., New York, John Wiley & Sons Ltd., pp. 103-142.

CROZIER, M.J. (1986). Landslides: causes, consequences & environment. Croom Helm, London, England, 245 pp.

CUADRAS, C.M. (1991). Métodos de análisis multivariante. Colección estadística y análisis de datos. PPU, Barcelona. 644 p.

DANSGAARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 16: 436-468.

DANSGAARD, W. JOHNSEN, S.J. CLAUSON, H.B. DAHL-JENSEN, D. GUNDESTRUP, N.S. HAMMER, C.U. HVIDBERG, C.S. STEFFENSEN, J.P. SVEINBJORNSDOTTIR, A.E. JOUZEL, J AND BOND, G. (1993). Evidence for general instability in past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.

DAVIS, J.C. (1986). *Statistical and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 2nd edition, 646 p.

DEGRAFF, J.V. AND ROMESBURG, H.C. (1980): Regional landslide – susceptibility assessment for Wildland management: a matrix approach. In D.R. Coates and J.D. Vitek Eds.

DEINES, P. (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. In P. Fritz and J. Ch. Fontes (editors), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1. The Terrestrial Environment, A pp. 329-406. Elsevier.

DEMEK, J. (1972). *Manual of detailed geomorphological mapping*, Academia Prague, 368 pp.

DEMOVIC, R., HOEFS, J. AND WEDEPOHL, K.H. (1972) Geochemische Untersuchungen an Travertinen der Slowakei. *Contrib. Mineral. Petrol*, 37:15-28.

DIKAU, R.; BRABB, E.E., AND MARK, R. (1991). *Landform Classification of New*

Mexico by Computer. U.S. Geological Survey, Open file report 91-634, 15 p.

DISHAW, H. E. (1976). Massive landslides. *Photogrammetric Engng*, June, 603-608.

DOWNIE, N.M. Y HEATH, R.W. (1981). *Métodos estadísticos aplicados*. Ediciones del Castillo. Madrid.

DRENNON, C.B. AND SCHLEINING, W.G. (1975). Landslide hazard mapping on a shoestring. *P.A.S.C.E., J. Surv. and Mapping Div.*, SU1, 107-114.

DUEKER, K.J. (1987). Geographic Information Systems and Computer-Aided Mapping. *Journal of American Planning Association*, 383-390.

EBDON, D. (1991). SPANS a -quadtree- based GIS. *Computer & Geosciences*, 18, 4, 471-475..

EL HAMDOUNI, R. AND CHACÓN, J. (1995). Methodology of landslide inventory. 3th Workshop Open Session: MeFISST "Meteorological Factors Influencing Slope Stability and Slope Movement Types": Evaluation of Hazard Prone Areas. Granada. (poster).

EPSTEIN, S. AND MAYEDA, T.K. (1953). Variation of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 4: 213-224.

FAURE, G. (1995). *Principles of Isotope Geology*. Second Edition. John Wiley & Sons editor. New York. 589p

FELICÍSIMO, A.M. (1994). *Modelos Digitales del Terreno*. Introducción y aplicaciones en las Ciencias Ambientales. Pentalfa Ediciones. Oviedo. 221 pp.

FERNÁNDEZ, T. IRIGARAY, C. EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J. (2000). Metodología para la elaboración de cartografía de susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante

SIG. VII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía (TOPCART 2000). pp: 610-620. Madrid.

FRITZ, P. (1968). Der Isotopengehalt der Mineralwasscrquellen von Stuttgart und Umgebung und ihrer mittelpleistozänen Travertin-Ablagerungen. *Janresber. Mitt. Oberrheinischen Geol. Ver.* 50: 53-69.

GEO&SOFT INTERNATIONAL (1998). CLU-STAR: Estabilidad en roca. Geo&soft Barcelona.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. (1988). La importancia socioeconómica de los riesgos geológicos en España. Riesgos Geológicos. Serie Geología Ambiental. ITGE. Madrid, p. 21-34.

GOODMAN, L.A. (1954). Kolmogorov-Smirnov test for psychological research. *Psychological Bulletin*, 51. pp: 160-168.

GOODMAN, L.A. Y KRUSKAL, W.H. (1954). Measures of association for cross classifications. *J. Am. Statist. Assoc.*, 94, pp. 732-764.

GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNÉ, J.L., RODRIGUEZ VIDAL, J. Y SIMON, J.L. (1984). Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (Ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Energía Nuclear*, 149-150. 217-222.

HACK, J.T. (1973a). Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research. U.S. Geological Survey*, 1 (4): 421-429.

HACK, J.T. (1973b). Drainage adjustments in the Appalachians. In: M. Marisawa (Editor). *Fluvial Geomorphology*. State University of New York. Binghamton. N.Y., 51-69.

HAMMOND, E.H. (1964). Classes of land surface form in the forty-eight states. USA., Annual Assoc. American Geographers v54, Map supplement nº4, scale 1:5.000.000.

HANSEN, M.J. (1984). Strategies for classification of landslides. In: "Slope stability", Brundsen D. and Prior D.B. eds. pp. 1-25. De. John Wiley & Sons. New York.

HARE, P.W. AND GARDNER, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In M. Morisawa and J.T. Hack (eds). *Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984*. Allen & Unwin: Boston.

HARLIN, J.M., (1978). Statistical moments of the hypsometric curve and its density function,. *Mathematical Geology*, 10: 59-72.

HAROLD T. RIB. AND LIANG, T. (1978). Recognition and Identification. in Schuster & Kriek. Eds.

HUBER, M. (1992): Geomorphometrical Analysis of Digital Elevation Models. Proceeding of the first Tydac European Spans Users Conference, Amesterdam, pp. 129-136.

HUBER, M. (1994). The digital Geo-ecological Map. Concepts, GIS-Methods and Case Studies. Doct. Thesis, Dep. of Geography, Univ. of Basel. 133 pp.

INTERA-TYDAC, (1993). Spatial Analysis System v. 5.3. User's manual. 3 vol. Canada.

IRIGARAY, C. (1990). Cartografía de riesgos geológicos asociados a movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). Tesis de Licenciatura. Univ. Granada, 390 p.

IRIGARAY, C. (1995). Movimientos de ladera: Inventario, análisis y cartografía de susceptibilidad mediante un Sistema de Información geográfica. Aplicación a las zonas de

Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

IRIGARAY, C. CHACÓN, J. AND FERNÁNDEZ, T. (1996). Comparative analysis of methods for landslide susceptibility mapping In: Landslides, J. Chacón, C. Irigaray, T. Fernández (eds), 373-384. Balkema, (Rotterdam). ICFL'96 Granada, Spain.

IRIGARAY, C. FERNÁNDEZ, T Y CHACÓN, J. (1997). Validación de un método de análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera. Aplicación al sector de Rute. Alonso, E. Corominas, J. Chacón, J. Oteo, C. y Pérez, J. Volumen I. IV simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. pp. 39-49.

IRIGARAY, C. (1999). Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un Sistema de Información Geográfica. Memoria del Proyecto Investigador de la Plaza de Profesor Titular de Universidad. Granada. (documento inédito).

IRIGARAY, C. FERNÁNDEZ, T. EL HAMDOUNI, R. AND CHACÓN, J. (1999). Verification of landslide susceptibility mapping: a case study. *Earth Surface Processes and Landforms*. 24, 537-544.

IRIGARAY, C. LAMAS, F. EL HAMDOUNI, R. FERNÁNDEZ, T AND CHACÓN, J. (2000). The importance of the precipitation and the susceptibility for the triggering of landslides along the roads. *Natural Hazards*, 21: 65-81.

ITGE (1987). Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE (1991). Natural disasters in the world, 1990. Serie GeoEnvironmental Engineering. Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE (1992). Natural disasters in the world, 1991. Serie GeoEnvironmental Engineering.

Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE (1994). Natural disasters in the world, 1992. Serie GeoEnvironmental Engineering. Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE (1996). Desastres naturales en el mundo, 1993. (Natural disasters in the world, 1993). Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE (1997a). Desastres naturales en el mundo, 1994. (Natural disasters in the world, 1994). Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

ITGE(1997b). Desastres naturales en el mundo, 1995. (Natural disasters in the world, 1995). Servicio de Publicaciones, ITGE, Madrid.

JENCO, M. (1992). The morphometric analysis of georelief in terms of theoretical conception of the complex digital model georelief. Acta fac. rer. Nat. Universitatis comeniana, Geographica 33, Bratislava, pp. 133-153.

JONES, F.O. EMBODY, D.R. AND PETERSON, W.L. (1961). Landslides along the Columbia River Valley, Northern Washington. Geol. Surv. Prof. Paper 365: 1-94.

KELLER, E.A. (1977). Adjustments of drainage to bedrock in regions of contrasting tectonic framework. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 9: 1046

KELLER, E.A. (1986). Investigations of active tectonics: use of surficial earth processes. In Wallace, R.E (ed.) *Panel on Active Tectonics. Studies in Geophysics*. National Academy Press: Washington, D.C. 136-147

KELLER, E.A. AND PINTER, N. (1996). Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall. New Jersey.

KELLER, E.A., CHACÓN, J. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1996). Geomorfología tectónica y riesgo sísmico en Sierra Nevada. In "J.Chacón y J.L.Rrosúa editores: I Conferencia Internacional de Sierra Nevada. Conservación y Desarrollo Sostenible". Universidad de Granada. Vol. I, pp. 201-218.

KENDAL, M.G. AND STUARD, A. (1967). The advanced Theory of Statistics. Volume 2: Inference and Relationship. Charles Griffin & Company Limited. London.

KIENHOLZ, H. (1977). Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10.000 von Grindelwald, mit einem Beitrag von Walter Schwarz. Geographica Bernesia G4. Geographisches Institut der Universität Bern. 204 p., 4 maps.

KIM, S.T. AND O'NEIL, J.R. (1997). Equilibrium and non equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 61:3461-3475.

KINLONG, L. AND TONGZHEN, Z. (1988). Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. 5th Int. Sym. On Landslide, Bonnard (ed): 1296-1272.

KRCHO, J. (1992). Georelief and its Cartographic Modelling by Complex Digital Model (CDM) from Geographical Information System (GIS) Point of View. *Acta. Fact. Rer. Nat. Universitatis Comenianae, Geographica* 33, Bratislava, pp. 3-131.

LEGGET, R. F. AND KARROW, P.F. (1983). *Handbook of Geology in Civil engineering.* McGraw Hill.

LIANG, T. AND BELCHER, D.J. (1958). Air photo interpretation. In: *Landslides and Engineering Practice* (E. B. Eckel, Ed.), Highway Research Board Special Report 29, NAS-NRC Publication 544, 69-92.

LUCINI, P. (1973). The potential landslide forecasting of the "Argile Varicolori Scagliose" complex in IGM 174 IV SE Map, Savignano di Puglia, (Compania). *Geol. App. e Idrogeol.*, 8: 311-316.

MACAU, (1962). Mapa de movimientos del terreno de la provincia de Granada. Servicio Geológico de Obras Públicas. Barcelona.

MACAU, F. (1963). Previsión de los movimientos del terreno. Informaciones y estudios. Ser. Geol. MOP. Boletín nº 16, p. 83.

MARCH, W. (1978). Environmental analysis for land use and site planning. McGraw-Hill, New York.

MARKS, D. DOSSIER, J. AND FREW, J. (1989). Automated basin delineation from Digital Elevation Models. *Geo-processing* 2: 299-311.

MAYER, L. (1990). Introduction to quantitative geomorphology. Prentice Hall: Englewood, Cliffs, NJ.

McCREA, J.M.. (1950). On the isotopic chemistry of carbonated and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys*, 18. pp: 849-857.

MERRITS, D., AND VINCENT, K.R. (1989). Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1373-1388.

MINÁR, J. (1992). The principles of the elementary geomorphological regionalisation. *Acta fac. Rev. Nat. Universitatis comenianae, Geographica* 33, Bratislava, pp. 186-198.

MITASOVA, H. (1993). Surfaces and Modelling. *Grassclippings Springs* 1993, pp. 18-19.

MULDER, H.F. (1991). Assessment of landslide hazard. 150 p., Ed. Faculty of Geographical Science. Univ. Utrecht.

NCGIA (National Center For Geographic Information and Analysis) (1990). Core Curriculum. Three Volume: I. Introduction to GIS. II. Technical issues in GIS. III. Application issues in GIS, Santa Bárbara, Cal. National Center for Geographical Information and Analysis / University of California.

NEULAND, H. (1976). A prediction Model of Landslips. *Catena*, 3: 215-230.

NEWMAN, E.B. PARADIS, A.R. AND BRABB, E.E. 1978. Feasibility and cost of using a computer to prepare landslide susceptibility maps of the San Francisco Bay Region, California. *US Geol. Surv. Bull.*, 1388, 18 p.

NILSEN, T.H., WRIGHT, R.H., VLASIC, T.C AND SPANGLE, W.E. (1979). Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay Region, California, *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 994, 96 p.

NUHFER, E.B. PROCTOR, R.J. Y MOSER, P.H. (1993). Guía ciudadana de los riesgos geológicos. Edición Española: Luis Suárez y Manuel Reguiero. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. Madrid.

O'NEIL, J.R. ; ADAMI, L.H. AND EPSTEIN, S. (1975). Revised value for the O^{18} fractionation between CO_2 and ater at 25°C. *US Geol. Survey. Jour. Research*, 3 : 623-624.

PENTECOST, A. (1995). The quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. *Quaternary Science Rreviews*, 14:1005-1028.

PETIT-MAIRE, N. (1992). L'Europe dans les changements climatiques globaux du Quaternaire. *Geochronique*, 44. pp. 24-25.

PIKE, R.J. AND WILSON, S.E. (1971). Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral and Geomorphic Area-Altitude Analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1079-1084.

RADBRUCH-HALL, D.H. AND CROWTHER, K.C. (1973). Map Showing Areas of Estimated Relative Amounts of Landslides in California. U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Map, I-747.

RAMÍREZ-HERRERA, MT. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol 23, 317-332.

RITCHE, A. M. (1958). Recognition and identification of landslides. In: *Landslides and Engineering Practice* (E. B. Eckel, Ed.), Highway Research Board Special Report 29, NAS-NRC Publication 544, 48-68.

ROBBINS, G.A. WHITE, L.A. AND BENNETT, T.J. (1979). Seismic and Geologic Siting Regulations and Guidelines Formulated for Critical Structures by U.S. Federal Agencies. Report of the GSA Committee on Geology and Public Policy. *Geological Society of America*, Boulder, Col, Agosto 1979, pp 8-11.

RODRÍGUEZ ORTIZ, J.M. HINOJOSA, J.A. AND PRIETO, C. (1978). Regional Studies on Mass Movements in Spain. *Int. Ass. Eng. Geol. Third International Congress*, 1: 267-277.

ROGERS, C.T. AND SITAR, N. (1994). Integrating expert opinion and empirical data to evaluate landslide hazard. I Simposio Panamericano de Deslizamientos de Tierra. Vol. I, 264-279. "First Panamerican Symposium on Landslides", Guayaquil, Ecuador.

ROMANEK, C. S., GROSSMAN, E.L. AND MORSE, J.W. (1992). Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:419-430.

SAFRAN, E. B. (1998). Channel network incision and patterns of mountain geomorphology. Unpublished Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, 325 p.

SALOMONS, W. AND MOOK, W.G., (1986). Isotope geochemistry of carbonate in the weathering zone. In P. Fritz and J.Ch. Fontes (editors). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 2. The Terrestrial Environment, B pp. 239-268. Elsevier.

SCHWARTZ, D.P. AND COPPERSMITH, K.T. (1986). Seismic hazards, new trends in analysis using geologic data. In: Active tectonics (R-E. Wallace, Ed.) Studies in Geophysics., 215-229. Nat. Acad. Press. Washington.

SEEBER, L AND GORNITZ, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics, 92: 335-367.

SHARP, L. (1954). Physiographic features of faulting in southern California. Calif. Div. Min. Geol. Bull., 170, 21-28.

SHARPE, C.F.S. (1938). Landslides and related phenomena. Columbia Univ. Press, New York, 137p.

SILVA, P.G. (1988). El cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y Neotectónicos. Tesis de Licenciatura U.C.M. (inérita). 143 pp.

SILVA, P.G. (1994). Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalestín desde el Mioceno superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 642p. 3 mapas.

SLEMMONS, D. B. AND MCKINNEY, R (1977). Definition of "active fault" . -U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Soils and Pavements Laboratory, Miscellaneous Papers -77- 8, Vicksburg, Miss, 22 p.

SPIRO, B. AND PENTECOST, A. (1991). One day in the life of a stream - a diurnal inorganic carbon mass balance for a travertine-depositing stream (Waterfall Beck,

Yorkshire). *J. Geomicrobiology*, 9:1-11.

STEVENSON, P.C. (1977). An empirical method for the evaluation of relative landslide risk. (Prov. Symp. Int. Assoc. Engng. Geol. Praha). *Int. Assoc. Engng. Geol. Bull.*, 16: 69-72

STRAHLER, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 1117-1142.

STRAHLER, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and Channel networks. In *Handbook of Applied Hydrology*. Section 4-II. McGraw-Hill, New York.

TYDAC-PCI (1998). *Spans GIS Explore reference manual*. Intera Tydac Technologies Inc.

TINKLER, K.J. AND WOHL, E.E. (1998). *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. *Geophysical Monograph*, 107. pag. 1-8.

TURI, B. (1986). Stable isotope geochemistry of travertines. In : P. Fritz and J. Ch. Fontes (editors). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2. The Terrestrial Environment, B, pp. 207-238. Elsevier

UNESCO (1976). *Guide pour la préparation des cartes géotechniques (Engineering geological map. A guide to their preparation)*. Les Presses de l'Unisco Paris, UNESCO/IAEG. 79 p.

UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY. (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bull. Int. Ass. Eng. Geo.*, 47: 53-57.

VARNES, D. J. (1958). Landslides types and processes. In: Landslides and Engineering Practice. E. B. Eckel, Ed. Highway Research Board Special Report 29 : 20-47.

VARNES, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: Landslides: Analysis and control (R.L.Schuster & R.J.Krizek Eds.) National Academy of Sciences. Washington DC, 176, pp. 11-33.

VARNES, D.J. (1984). Landslide Hazard Zonation: a review of principles and practice. Commission on Landslides of the IAEG, UNESCO, Natural Hazards N° 3, 61 pp.

WIECZOREK, G.F. (1982). Map showing recently active and dormant landslides near la Honda, central Santa Cruz Mountains, California. U.S. Geological Survey Miscellaneous, Field Studies Map MF-1422, scale 1:4.800.

WELLS, S.G., BULLARD, T.F., MENGES, C.M., DRACKE, P.G., KARAS, P.A., KELSON, K.I., RITTER, J.B. AND WESLING, J.R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1. 239-265.

ZHAO, X. (1990). Tectonic geomorphology and soil chronology of the Frazier Mountain area, Western Transverse Ranges, California. Ph. D. Dissertation. University of California, Santa Barbara, California.



IV.2. BIBLIOGRAFÍA DE INVESTIGACIONES EN LA REGIÓN



ALDAYA, F. (1969). Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis Universidad. Granada. 527 p. (Inédita).

ALDAYA, F.; GARCIA DUEÑAS, V. Y NAVARRO VILA, F. (1979). Los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. Acta Geol. Hisp. Homenaje a Sol i Sabaris, 14, 154-166.

ALDAYA, F., MARTÍNEZ GARCÍA, E. DIAZ DE FEDERICO, A. PUGA, E. GARCÍA DUEÑAS, V. Y NAVARRO-VILÁ, F. (1979). Mapa Geológico de España, e:1:50.000, hoja 1042 (Lanjarón). I.G.M.E. Memoria de 65 p.

ALDAYA, F., CAMPOS, J., GARCÍA-DUEÑAS, V., GONZÁLEZ LODEIRO, F. Y OROZCO, M. (1984). El contacto Alpujárride / Nevado Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. In: El borde Mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámico de las depresiones neógenas. Granada, 18-20.

AVIDAD, J. (1976). Los Mantos Alpujárrides al SO de Sierra Nevada. Tesis Univ. País Vasco, 262 p.

AVIDAD, J., GARCIA DUEÑAS, V., GALLEGOS, J. A. Y GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1981). Mapa Geológico de España, e:1:50.000, hoja 1041 (Dúrcal). I.G.M.E. Memoria de 45 p.

AZEMA, J. FOUCAULT, A. FOUCARDE, E. GARCIA HERNADEZ, M. GONZALEZ DONOSO, J.M. LINARES, A. LOPEZ, GARRIDO, A.C. RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Pub. Univ. Granada. 83p.

BLUMENTHAL, M. (1927). Versuch einer Tektonischen Gliederug der betischen Cordilleren von Central, und Sud-West-Andalusien. Eclogae Gelo. Helv., 20, 487-592.

BUFORN, E.; UDIAS, A. Y COLOMBAS, M.A. (1988). Seismicity source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 82-118.

BUFORN, E. UDIAS, A. MEZCUA, J. AND MADARIAGA, R. (1991). A deep earthquake under South Spain, 8 March 1990. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1403-1407.

CALVACHE, M.L.; VISERAS, C. AND FERNÁNDEZ, J. (1997). Controls on fan development-evidence from fan morphometry and sedimentary, Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21; 69-84

CASAS, D. (1975). Hidrogeología del valle de Lecrín (provincia de Granada). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. 165 pp. Memoria inédita.

CHACÓN, J. IRIGARAY, C. LOPEZ GALINDO, A. RODRIGUEZ MORENO, I. Y ROMERO CORDON, E. (1988). Deslizamientos de ladera en el dominio subbético. II Congreso Geológico de España. Granada.

CHACÓN, J. (1988). Informe sobre los riesgos derivados de los movimientos de ladera en Albuñuelas. Exmo. Ayuntamiento de Albuñuelas. Inédito.

CHACÓN, J. (1988). Informe sobre los movimientos de Olivares. Inédito.

CHACÓN MONTERO, J. Y RODRÍGUEZ MORENO, I. (1988). Diferenciación de movimientos de ladera en el sector de Olivares (Moclín, Granada). II Congreso Geológico de España. Granada 1988. pp. 325-328.

CHACÓN, J. EL HAMDOUNI, R. Y IRIGARAY, C. (1997). Informe sobre Exposición a Riesgos derivados de los movimientos de ladera en Albuñuelas (Granada): Incidencias de las lluvias de noviembre a enero de 1996/7. Ayuntamiento de Albuñuelas. Granada. (Documento inédito).

CHACÓN, J. (1999). Riesgos naturales en el borde suroriental de la depresión de Granada. En: P.Rivas & R.Gómez (Coords). *Ciclos Naturales y Desarrollo Sostenible*. Grupo Editorial Universitario. FETE-UGT.

CHACÓN, J. EL HAMDOUNI, R. IRIGARARY, C. DELGADO, A. FERNÁNDEZ, T. GARCÍA, A.F. JULIÀ, R. SANZ DE GALDEANO, C. AND KELLER, E.A. (2001). Rates of bedrock stream incision along the SW front of the Sierra Nevada, near Granada, Spain. *Geological Society of American Bulletin*. In press.

CHUNG, W. Y KANAMORI, H. (1976). Source processes and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of 29 March 1954. *Phys. Earth. Plan. Int.*, 13, 85-96.

DELGADO, F.; ESTVEZ, A.; MARTIN. J. M. Y MARTIN ALGARRA. (1981). Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos Alpujárrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37, 45-57.

DEWEY, J.F., HELMAN, M.L.; TURCO, E.; HUTTON, D.W. Y KNOTT, S.D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward, D.Dietrich y R.G. Park Eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 45. 285-302

DÍAZ DE FEDERICO, A. Y PUGA, E. (1974). Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*, 1, 17-24.

DIAZ DE FEDERICO, A. Y PUGA, E. (1976). Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres. *Tecniterrae*, 9, 1-10.

DÍAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E., BURGOS, J., GALLEGOS, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1980). Mapa Geológico de España, e:1:50.000, hoja 1027 (Güejar-Sierra), I.G.M.E. Memoria de 53 p.

DOMINGO GARCIA, M. FERNANDEZ-RUBIO, R. LOPEZ GONZALEZ, J.D. Y GONZÁLEZ GOMEZ, C. (1983) Aportaciones al conocimiento de la neotectónica de la depresión de Padul (Granada). *Tecniterrae*, S-327. P: 6-18.

EGELER, C.G. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras. *Geol. Rundschau*, LIII, 260-269.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. Y CHACÓN, J. (1996a). Los movimientos de ladera en la cuenca del río Albuñuelas (Granada, España). En: *Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente (VI Congreso y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio)*. J. Chacón & C. Irigaray (Eds.). Granada. Volumen I. p: 443-454.

EL HAMDOUNI R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T Y CHACÓN, J. (1996b). Landslide inventory and determining factors in the Albuñuelas river basin (Granada, Spain). In *Landslides (VIIIth International Conference and Field Trip on Landslides)*. Chacón, Irigaray & Fernández (eds). Balkema, (Rotterdam). p: 21-30.

EL HAMDOUNI, R. IRIGARAY, C. ET CHACÓN, J. (1996C). Analyse des facteurs déterminants des mouvements de versants sur un SIG: Cas du bassin versant de Rio Albuñuelas (Granada, Espagne). *Colloque International de Géologie Appliquée au Service des Collectivités Locales, a l'Aménagement du territoire et de l'Environnement*. Rabat (Maroc). p : 35.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; PÉREZ, J. Y CHACÓN, J. (1997a). Exposición a riesgos derivados de los movimientos de ladera en el entorno de Albuñuelas (Granada): Incidencias de las lluvias de Noviembre a Enero de 1996/97. IV simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Granada 11 al 14 de Noviembre. Alonso, E. ; Corominas, J ; Chacón, J.; Oteo, C ; Pérez, J. (Eds.). p :15-26.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; SANZ DE GALDEANO, C. Y CHACÓN, J. (1997b). Inventario de movimientos de ladera en el entorno del embalse de Béznar (Granada). IV simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Granada 11 al 14 de Noviembre. Alonso, E. ; Corominas, J ; Chacón, J.; Oteo, C ; Pérez, J. (Eds.). p :731-740.

EL HAMDOUNI, R. IRIGARAY, C. FERNÁNDEZ, T. SANZ DE GALDEANO, C. ET CHACÓN, J. (1998a). Etude des mouvements des versants a l'entourage du barrage "Béznar" (Grenade, Espagne). Colloque International « Environnement ; Etudes d'impact et Développement Humain Durable ». FST de Settat (Maroc). p : 25.

EL HAMDOUNI, R. IRIGARAY, C. FERNÁNDEZ, T. SANZ DE GALDEANO, C. AND CHACÓN, J. (2000). Slope movements and active tectonics in the Izbor river basin (Granada, Spain). In: Landslides in research, theory and practice. Volume 1. E.Bromhead, N.Dixon and M-L.Ibsen (editors). Proceedings of the VIII International Symposium on Landslides. Cardiff. 2000 Thomas. Telford publishing. London, England. pp: 501-506.

ELORZA, J.J Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1978). Hoja y Memoria de Vélez-Málaga (1045). Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2ª serie). I.G.ME. Memoria de 59 p.

ENADIMSA (1981). Memoria Explicativa de la Hoja de Dúrcal (1042) del Mapa Geológico de España a escala 1 :50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 45 pags.

ESTÉVEZ, A., GONZÁLEZ DONOSO, J.M., LINARES, D., LÓPEZ GARRIDO, A.C. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. Y SERRANO, F. (1985). El Neógeno del Valle de los Guájares (Cordillera Bética, Granada). *Mediterránea*, Alicante, 4, 33-54.

FALLOT, P. (1948) . Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 4, 259-279.

FERNÁNDEZ. T.; IRIGARAY, C. Y CHACÓN, J. (1996a). Inventario de movimientos de ladera en el borde noreste de la Sierra de los Guájares (Granada) mediante un S.I.G. En :

Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente (VI Congreso y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio). J. Chacón & C. Irigaray (Eds.). Granada. Volumen I. p: 419-441.

FERNÁNDEZ, T.; IRIGARAY, C. Y CHACÓN, J. (1996b). Inventory and analysis of Landslide determinant factors in Los Guájares Mountains, (Granada) Southern Spain. In Landslides/Glissements de terrain. (Seventh International Symposium on Landslides). Chacón, Irigaray & Fernández (eds). Balkema, (Rotterdam). p: 1891-1896.

FERNÁNDEZ, T.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J. (1997). Validación de un método de cartografía de movimientos de ladera y susceptibilidad mediante un S.I.G en un sector de las cuencas de los ríos Guadalfeo E Izbor (Granada). IV simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Granada 11 al 14 de Noviembre. Alonso, E. ; Corominas, J ; Chacón, J.; Oteo, C ; Pérez, J. (Eds.). p :51-63.

FERNÁNDEZ, T. IRIGARAY, C. EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J. (1998). Previsión de los Movimientos de Ladera Asociados a las lluvias del invierno 1996-97 en el sector de Izbor-Vélez de Benaudalla (Granada) en relación con la susceptibilidad del terreno. I Congreso Andaluz de Carreteras, Construcción de Carreteras en Climas Semiáridas. Asociación Española de la Carretera. Granada del 10 al 12 Febrero.

FONTBOTE, J.M. (1957). Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, 245, 1324-1326.

FONTBOTÉ, J.M., GALLEGOS, J.A., GONZÁLEZ DONOSO, J.M. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1980). Memoria explicativa de la Hoja del Padul (1026). Mapa Geológico de España. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid

FONBOTE, J.M. (1983). Zonas internas y unidades adyacentes. In libro Jubilar J.M. RIOS, Geología de España, Tomo II: 251-343.

FOUCAULT, A. (1964). Sur les rapports entre les zones prebétiques et subbétiques entre Cazorla (prov. Jaén) et Huéscar (prov. Granada), Espagne. *Geol. Mijnb.*, 43: 268-272.

GALINDO-ZALDIVAR, J. (1990). Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Doc. Univ. Granada. 374 pp.

GALINDO ZALDVAR, J. (1993). Geometría de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Servicio de publicaciones de la Universidad de Granada. 249pp.

GALLEGOS, J. A. (1975). Los Alpujárrides al W de Sierra Nevada. Tesis, Pub. Univ. Granada, nº 11, 494p.

GARCÍA, A.F.; KELLER, E.A.; SANZ DE GALDEANO, C.; CHADWICK, O.A.; EL HAMDOUNI, R. AND CHACÓN MONTERO, J. (1998). Field evidence for quaternary epeirogeny and extensional deformation in the internal zone of the Betic Cordillera, Spain. *Geological Society of America abstracts with Programs*, V. 30, n5. P15.

GÓMEZ ORTIZ, A. Y SALVADOR I FRANCH, F. (1996). Acerca de la génesis y morfodinámica del glaciario de Sierra Nevada. En: 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada. Volume1. Clima; Recursos y Riesgos Geológicos; Recursos Hídricos e Infraestructura Hidráulicas. J.Chacón y J.L.Rosúa. pp: 233-260.

GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. (inédita)

GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1968). Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. *Acta Geol. Hisp.*, Barcelona, 3, 57-63.

GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1970). Estudio geológico de la Depresión de Granada. (resumen). Cuad. Geol. Univ. Granada. 1: 5-9

GONZÁLEZ DONOSO, J.M. (1977-1978). Los materiales micénicos de la Depresión de Granada. Cuad. Geol. Univ. Granada, 8-9, 191-204.

GONZÁLEZ DONOSO, J.M. LINARES, D. MARTÍN ALGARRA, A Y SERRANO, F. (1978). El complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico. Bol. Rev. Soc. Hist. Nat, 82 (1-4), 233-255.

GONZÁLEZ DONOSO, J.M., GALLEGOS, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1980). Mapa Geológico de España, e:1:50.000, hoja 1026 (Padul), I.G.M.E. Memoria de 42 p.

IGME (1973). Mapa Geotécnico General a escala 1:200.000, hoja 83 (5-11) Granada-Málaga. Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria, 33p + 5 mapas.

IGN, (1980). El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884. IGN. Madrid.

IGN. (1994). Mapa Topográfico Nacional de España a escala 1:25.000. Hojas de Padul, Lanjarón, Dúrcal, Orgiva, Guejar Sierra, Pico de Navachica, Los Guajares, Pico del Veleta, Escúzar, Jayena. Ediciones (1979, 1980, 1985, 1994). Instituto Geográfico Nacional. Madrid.

JUNTA DE ANDALUCÍA (Consejería de Medio Ambiente) (1997). La Información Ambiental de Andalucía (CD-ROM). Junta de Andalucía. Sevilla.

KELLER, E.A. SANZ DE GALDEANO, C., AND CHACNON, J. (1996). Tectonic geomorphology and earthquake hazard of Sierra Nevada, Southern Spain. In J.Chacón & J.L.Rosúa editors. 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada: Conservación y Desarrollo Sostenible. Volumen I. *Clima; Recursos y Riesgos Geológicos; Recursos Hidricos e Infraestructura Hidráulicas*. pp. 201-218.

LAMAS, F. EL HAMDOUNI, R. FERNÁNDEZ, T. IRIGARAY, T. Y CHACÓN, J. (1997). Influencia de las lluvias mediadas entre noviembre de 1996 y marzo de 1997 en la generación de movimientos de ladera en Andalucía Suroriental. En: VI Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. E.Alonso, J.Corominas, J.Chacón, C.Oteo, & J.Pérez (Editores). Volumen I. pp: 213-225.

LEINE, L Y EGELER, C.G. (1962). Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated "Rauhwakes", in the region of menas de Serón de los Filabres (SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 41, 7, 305-314.

LHÈNAFF, R. (1965). Néotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (Prov. de Grenade. Espagne) *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam.* 7 (3): 205-207.

LUCDEME (1992). Mapa de suelos (Dúrcal, 1041). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.

MACAU, F. (1962). Mapa de movimientos del terreno de la provincia de Granada a escala 1:200.000. Servicio Geológico de Obras Publicas. Madrid.

MARTÍN ALGARRA, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. De Granada. 1117 p.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (1997). Resumen de Pluviométrica Mensual. Comisaría de Aguas. Sección de Hidrogeología.

MOPU (1987). Mapa de movimientos del terreno de la provincia de Granada a escala 1:100.000. MOPU, Secretaria General Técnica, Centro de Publicaciones, Madrid, 175p.

PUGA RODRÍGUEZ ENCARNACIÓN. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. 304pp + un mapa.

PUGA, E. Y DÍAZ DE FEDERICO, A. (1976). Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). Cuad. Geol. Univ. Granada, 7, 161-171.

PUGA, E., DIAZ DE FEDERICO, A., MORTEN, L. y BARGOSI, G.M. (1984-85). La formación de Soportújar de Complejo de Sierra Nevada: Caracterización petrológica y geoquímica. Cuad. Geol. Univ. Granada, 12, 61-89.

RILEY Y MOORE, (1993)

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1982). El Mioceno del sector central de las cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, 224p.

SANTANACH, P., SANZ DE GALDEANO, C. Y BOUSQUET, J.C. (1980). Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). Bol. Inst. Geol. Y Min., 91-92: 417-440.

SANZ DE GALDEANO, C. (1976). Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada). En: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán, Publ. Univ. Granada, pp. 197-218.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios Geológicos., 39, 157-165.

SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ CASADO, C. (1988). Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño. Rev. De Geofísica, 44, 175-198.

SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ CASADO, C.; DELGADO, J. Y PEINADO, M.A. (1995). Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary to seismic sources associated with specific faults. Tectonophysics. 248, 293-302.

SANZ DE GALDEANO, C. (1996). Neotectónica y tectónica activa en el sector de Padul-Dúrcal (borde SW de Sierra Nevada, España). En: Chacón, J y Rosúa, J.L. (editores) Conferencia Internacional de Sierra Nevada: Conservación y Desarrollo Sostenible. Volumen I. pp. 219-231. Granada.

SANZ DE GALDEANO, C. (1997). La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica). Col. Monográfica Tierras de Sur, Public. Univ. De Granada. 316 pp.

SANZ DE GALDEANO, C. EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J. (1998). Neotectónica de la fosa del Padul y del Valle de Lecrín. En: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L. y García Navarro, A. (editores). *Itinerarios Geomorfológicos por Andalucía Oriental*. Publicacions de la Universitat de Barcelona. Barcelona, pp. 65-81.

SERRANO, I. MORALES, J. VIDAL, F. Y TORCAL, F. (1996). Mecanismos focales en la cuenca de Granada. En: Homenaje en Honor al profesor Fernando de Miguel Martínez. Universidad de Granada. Instituto Andaluz de Geofísico y prevención de desastres sísmicos. pp: 619-640.

TENDERO, J.A., MARTÍN-ALGARRA, A., PUGA, E. ET DÍAZ DE FEDERICO, A. (1993). Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filabride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques de Crétacé: conséquences paléogéographiques. C. R. Acad. Sc. Paris, 316, 1115-1122.

TORRES-ROLADAN, R.L. (1974). El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas Alpujarrides al SE de Sierra Almirajara (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. De España). Cuad. Geol. Univ. Granada, 5, 21-77.

VEGAS, R., BARRANCO, L.M. Y VÁZQUEZ, J.T., (1987). Tectónica de bloques en el SE de España: aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental.

Geogaceta, 3. 17-19.

VEGAS, R. (1990). Sismotectónica de la Península Ibérica: Fallas activas. In: Generación de Terremotos (VII Curso de Ingeniería Sísmica). Inst. CC. Construc. Eduardo Torroja. Madrid. 21-27.

VEGAS, R. (1992). Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. Física de la Tierra, 4. 41-56.

VILLEGAS MOLINA, F. (1972). El Valle de Lecrín. Inst. Geogr.. Alpic. "Alonso Herrera". CSIC. Granada. 348pp.

WESTAWAY, R. (1990). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to the Aegean. Earth Plan. Sc. Lett., 96. 393-406.

IV.3. ANEXOS



Anexo I:

**Cálculo del índice SL en los diferentes ríos y
barrancos de la cuenca del río Ízbor.**



Código	Río ó Barranco	h1 (m)	h2 (m)	h2-h1 (m)	l(m)	L (m)	SL=(h2-h1/l)*L
1=1	Ízbor	170	200	30	1600	39800	746,250
2=1	Ízbor	200	250	50	2200	37900	861,364
3=1	Ízbor	250	300	50	1700	35950	1057,353
4=1	Ízbor	300	350	50	1600	34300	1071,875
5=1	Ízbor	350	400	50	1700	32650	960,294
6=1	Ízbor	400	450	50	2100	30750	732,143
7=1	Ízbor	450	500	50	1900	28750	756,579
8=1	Ízbor	500	550	50	2800	26400	471,429
9=1	Ízbor	550	600	50	2100	23950	570,238
10=1	Ízbor	600	650	50	1600	22100	690,625
11=1	Ízbor	650	700	50	2000	20300	507,500
12=1	Ízbor	700	750	50	1800	18400	511,111
13=1	Ízbor	750	800	50	1200	16900	704,167
14=1	Ízbor	800	850	50	900	15850	880,556
15=1	Ízbor	850	900	50	500	15150	1515,000
16=1	Ízbor	900	950	50	400	14700	1837,500
17=1	Ízbor	950	1000	50	800	14100	881,250
18=1	Ízbor	1000	1050	50	700	13350	953,571
19=1	Ízbor	1050	1100	50	700	12650	903,571
20=1	Ízbor	1100	1150	50	800	11900	743,750
21=1	Ízbor	1150	1200	50	500	11250	1125,000
22=1	Ízbor	1200	1250	50	800	10600	662,500
23=1	Ízbor	1250	1300	50	600	9900	825,000
24=1	Ízbor	1300	1350	50	300	9450	1575,000
25=1	Ízbor	1350	1400	50	400	9100	1137,500
26=1	Ízbor	1400	1450	50	300	8750	1458,333
27=1	Ízbor	1450	1500	50	400	8400	1050,000
28=1	Ízbor	1500	1550	50	300	8050	1341,667
29=1	Ízbor	1550	1600	50	300	7750	1291,667
30=1	Ízbor	1600	1650	50	500	7350	735,000
31=1	Ízbor	1650	1700	50	300	6950	1158,333
32=1	Ízbor	1700	1750	50	500	6550	655,000
33=1	Ízbor	1750	1800	50	400	6100	762,500
34=1	Ízbor	1800	1850	50	400	5700	712,500
35=1	Ízbor	1850	1900	50	300	5350	891,667
36=1	Ízbor	1900	1950	50	300	5050	841,667
37=1	Ízbor	1950	2000	50	300	4750	791,667
38=1	Ízbor	2000	2050	50	100	4550	2275,000
39=1	Ízbor	2050	2100	50	200	4400	1100,000
40=1	Ízbor	2100	2150	50	300	4150	691,667
41=1	Ízbor	2150	2200	50	300	3850	641,667
42=1	Ízbor	2200	2250	50	200	3600	900,000
43=1	Ízbor	2250	2300	50	300	3350	558,333
44=1	Ízbor	2300	2350	50	400	3000	375,000
45=1	Ízbor	2350	2400	50	400	2600	325,000
46=1	Ízbor	2400	2450	50	300	2250	375,000
47=1	Ízbor	2450	2500	50	300	1950	325,000
48=1	Ízbor	2500	2550	50	200	1700	425,000
49=1	Ízbor	2550	2600	50	100	1550	775,000

50=1	Ízbor	2600	2650	50	100	1450	725,000
51=1	Ízbor	2650	2700	50	100	1350	675,000
52=1	Ízbor	2700	2750	50	100	1250	625,000
53=1	Ízbor	2750	2800	50	200	1100	275,000
54=1	Ízbor	2800	2850	50	100	950	475,000
55=1	Ízbor	2850	2900	50	200	800	200,000
56=1	Ízbor	2900	2950	50	200	600	150,000
57=1	Ízbor	2950	3000	50	200	400	100,000
58=1	Ízbor	3000	3050	50	200	200	50,000
59=1	Ízbor	3050	3090	40	100	50	20,000
1=2-1	Lanjarón	225	250	25	300	21650	1804,167
2=2-1	Lanjarón	250	300	50	800	21100	1318,750
3=2-1	Lanjarón	300	350	50	900	20250	1125,000
4=2-1	Lanjarón	350	400	50	500	19550	1955,000
5=2-1	Lanjarón	400	450	50	700	18950	1353,571
6=2-1	Lanjarón	450	500	50	500	18350	1835,000
7=2-1	Lanjarón	500	550	50	700	17750	1267,857
8=2-1	Lanjarón	550	600	50	500	17150	1715,000
9=2-1	Lanjarón	600	650	50	400	16700	2087,500
10=2-1	Lanjarón	650	700	50	400	16300	2037,500
11=2-1	Lanjarón	700	750	50	300	15950	2658,333
12=2-1	Lanjarón	750	800	50	200	15700	3925,000
13=2-1	Lanjarón	800	850	50	300	15450	2575,000
14=2-1	Lanjarón	850	900	50	400	15100	1887,500
15=2-1	Lanjarón	900	950	50	200	14800	3700,000
16=2-1	Lanjarón	950	1000	50	300	14550	2425,000
17=2-1	Lanjarón	1000	1050	50	300	14250	2375,000
18=2-1	Lanjarón	1050	1100	50	200	14000	3500,000
19=2-1	Lanjarón	1100	1150	50	200	13800	3450,000
20=2-1	Lanjarón	1150	1200	50	400	13500	1687,500
21=2-1	Lanjarón	1200	1250	50	300	13150	2191,667
22=2-1	Lanjarón	1250	1300	50	100	12950	6475,000
23=2-1	Lanjarón	1300	1350	50	300	12750	2125,000
24=2-1	Lanjarón	1350	1400	50	200	12500	3125,000
25=2-1	Lanjarón	1400	1450	50	400	12200	1525,000
26=2-1	Lanjarón	1450	1500	50	300	11850	1975,000
27=2-1	Lanjarón	1500	1550	50	400	11500	1437,500
28=2-1	Lanjarón	1550	1600	50	300	11150	1858,333
29=2-1	Lanjarón	1600	1650	50	500	10750	1075,000
30=2-1	Lanjarón	1650	1700	50	400	10300	1287,500
31=2-1	Lanjarón	1700	1750	50	600	9800	816,667
32=2-1	Lanjarón	1750	1800	50	500	9250	925,000
33=2-1	Lanjarón	1800	1850	50	300	8850	1475,000
34=2-1	Lanjarón	1850	1900	50	200	8600	2150,000
35=2-1	Lanjarón	1900	1950	50	200	8400	2100,000
36=2-1	Lanjarón	1950	2000	50	300	8150	1358,333
37=2-1	Lanjarón	2000	2050	50	200	7900	1975,000
38=2-1	Lanjarón	2050	2100	50	200	7700	1925,000
39=2-1	Lanjarón	2100	2150	50	400	7400	925,000
40=2-1	Lanjarón	2150	2200	50	200	7100	1775,000

41=2-1	Lanjarón	2200	2250	50	200	6900	1725,000
42=2-1	Lanjarón	2250	2300	50	300	6650	1108,333
43=2-1	Lanjarón	2300	2350	50	200	6400	1600,000
44=2-1	Lanjarón	2350	2400	50	300	6150	1025,000
45=2-1	Lanjarón	2400	2450	50	600	5700	475,000
46=2-1	Lanjarón	2450	2500	50	500	5150	515,000
47=2-1	Lanjarón	2500	2550	50	500	4650	465,000
48=2-1	Lanjarón	2550	2600	50	700	4050	289,286
49=2-1	Lanjarón	2600	2650	50	500	3450	345,000
50=2-1	Lanjarón	2650	2700	50	600	2900	241,667
51=2-1	Lanjarón	2700	2750	50	400	2400	300,000
52=2-1	Lanjarón	2750	2800	50	300	2050	341,667
53=2-1	Lanjarón	2800	2850	50	300	1750	291,667
54=2-1	Lanjarón	2850	2900	50	300	1450	241,667
55=2-1	Lanjarón	2900	2950	50	300	1150	191,667
56=2-1	Lanjarón	2950	3000	50	500	750	75,000
57=2-1	Lanjarón	3000	3050	50	200	400	100,000
58=2-1	Lanjarón	3050	3100	50	200	200	50,000
59=2-1	Lanjarón	3100	3110	10	100	50	5,000
1=2-2	Tablate	368	400	32	400	8500	680,000
2=2-2	Tablate	400	450	50	900	7850	436,111
3=2-2	Tablate	450	500	50	400	7200	900,000
4=2-2	Tablate	500	550	50	400	6800	850,000
5=2-2	Tablate	550	600	50	700	6250	446,429
6=2-2	Tablate	600	650	50	200	5800	1450,000
7=2-2	Tablate	650	700	50	300	5550	925,000
8=2-2	Tablate	700	750	50	500	5150	515,000
9=2-2	Tablate	750	800	50	500	4650	465,000
10=2-2	Tablate	800	850	50	500	4150	415,000
11=2-2	Tablate	850	900	50	400	3700	462,500
12=2-2	Tablate	900	950	50	300	3350	558,333
13=2-2	Tablate	950	1000	50	200	3100	775,000
14=2-2	Tablate	1000	1050	50	100	2950	1475,000
15=2-2	Tablate	1050	1100	50	200	2800	700,000
16=2-2	Tablate	1100	1150	50	100	2650	1325,000
17=2-2	Tablate	1150	1200	50	200	2500	625,000
18=2-2	Tablate	1200	1250	50	100	2350	1175,000
19=2-2	Tablate	1250	1300	50	200	2200	550,000
20=2-2	Tablate	1300	1350	50	100	2050	1025,000
21=2-2	Tablate	1350	1400	50	200	1900	475,000
22=2-2	Tablate	1400	1450	50	300	1650	275,000
23=2-2	Tablate	1450	1500	50	200	1400	350,000
24=2-2	Tablate	1500	1550	50	100	1250	625,000
25=2-2	Tablate	1550	1600	50	100	1150	575,000
26=2-2	Tablate	1600	1650	50	200	1000	250,000
27=2-2	Tablate	1650	1700	50	200	800	200,000
28=2-2	Tablate	1700	1750	50	200	600	150,000
29=2-2	Tablate	1750	1800	50	100	450	225,000
30=2-2	Tablate	1800	1850	50	200	300	75,000
31=2-2	Tablate	1850	1900	50	200	100	25,000

1=2-3	Chite	405	450	45	500	8450	760,500
2=2-3	Chite	450	500	50	500	7950	795,000
3=2-3	Chite	500	550	50	500	7450	745,000
4=2-3	Chite	550	600	50	500	6950	695,000
5=2-3	Chite	600	650	50	700	6350	453,571
6=2-3	Chite	650	700	50	700	5650	403,571
7=2-3	Chite	700	750	50	600	5000	416,667
8=2-3	Chite	750	800	50	400	4500	562,500
9=2-3	Chite	800	850	50	300	4150	691,667
10=2-3	Chite	850	900	50	400	3800	475,000
11=2-3	Chite	900	950	50	400	3400	425,000
12=2-3	Chite	950	1000	50	400	3000	375,000
13=2-3	Chite	1000	1050	50	200	2700	675,000
14=2-3	Chite	1050	1100	50	200	2500	625,000
15=2-3	Chite	1100	1150	50	300	2250	375,000
16=2-3	Chite	1150	1200	50	100	2050	1025,000
17=2-3	Chite	1200	1250	50	100	1950	975,000
18=2-3	Chite	1250	1300	50	300	1750	291,667
19=2-3	Chite	1300	1350	50	300	1450	241,667
20=2-3	Chite	1350	1400	50	300	1150	191,667
21=2-3	Chite	1400	1450	50	200	900	225,000
22=2-3	Chite	1450	1500	50	100	750	375,000
23=2-3	Chite	1500	1550	50	200	600	150,000
24=2-3	Chite	1550	1600	50	200	400	100,000
25=2-3	Chite	1600	1650	50	200	200	50,000
26=2-3	Chite	1650	1700	50	100	50	25,000
1=2-4	Torrente	485	500	15	300	15850	792,500
2=2-4	Torrente	500	550	50	900	15250	847,222
3=2-4	Torrente	550	600	50	1100	14250	647,727
4=2-4	Torrente	600	650	50	900	13250	736,111
5=2-4	Torrente	650	700	50	900	12350	686,111
6=2-4	Torrente	700	750	50	700	11550	825,000
7=2-4	Torrente	750	800	50	800	10800	675,000
8=2-4	Torrente	800	850	50	800	10000	625,000
9=2-4	Torrente	850	900	50	800	9200	575,000
10=2-4	Torrente	900	950	50	600	8500	708,333
11=2-4	Torrente	950	1000	50	600	7900	658,333
12=2-4	Torrente	1000	1050	50	200	7500	1875,000
13=2-4	Torrente	1050	1100	50	400	7200	900,000
14=2-4	Torrente	1100	1150	50	500	6750	675,000
15=2-4	Torrente	1150	1200	50	400	6300	787,500
16=2-4	Torrente	1200	1250	50	400	5900	737,500
17=2-4	Torrente	1250	1300	50	300	5550	925,000
18=2-4	Torrente	1300	1350	50	300	5250	875,000
19=2-4	Torrente	1350	1400	50	300	4950	825,000
20=2-4	Torrente	1400	1450	50	300	4650	775,000
21=2-4	Torrente	1450	1500	50	300	4350	725,000
22=2-4	Torrente	1500	1550	50	300	4050	675,000
23=2-4	Torrente	1550	1600	50	300	3750	625,000
24=2-4	Torrente	1600	1650	50	300	3450	575,000

25=2-4	Torrente	1650	1700	50	300	3150	525,000
26=2-4	Torrente	1700	1750	50	300	2850	475,000
27=2-4	Torrente	1750	1800	50	200	2600	650,000
28=2-4	Torrente	1800	1850	50	300	2350	391,667
29=2-4	Torrente	1850	1900	50	300	2050	341,667
30=2-4	Torrente	1900	1950	50	200	1800	450,000
31=2-4	Torrente	1950	2000	50	200	1600	400,000
32=2-4	Torrente	2000	2050	50	100	1450	725,000
33=2-4	Torrente	2050	2100	50	100	1350	675,000
34=2-4	Torrente	2100	2150	50	100	1250	625,000
35=2-4	Torrente	2150	2200	50	200	1100	275,000
36=2-4	Torrente	2200	2250	50	200	900	225,000
37=2-4	Torrente	2250	2300	50	200	700	175,000
38=2-4	Torrente	2300	2350	50	100	550	275,000
39=2-4	Torrente	2350	2400	50	100	450	225,000
40=2-4	Torrente	2400	2450	50	100	350	175,000
41=2-4	Torrente	2450	2500	50	200	200	50,000
42=2-4	Torrente	2500	2530	30	100	50	15,000
1=2-5	Rambla	780	800	20	100	6150	1230,000
2=2-5	Rambla	800	850	50	300	5950	991,667
3=2-5	Rambla	850	900	50	300	5650	941,667
4=2-5	Rambla	900	950	50	300	5350	891,667
5=2-5	Rambla	950	1000	50	300	5050	841,667
6=2-5	Rambla	1000	1050	50	300	4750	791,667
7=2-5	Rambla	1050	1100	50	300	4450	741,667
8=2-5	Rambla	1100	1150	50	300	4150	691,667
9=2-5	Rambla	1150	1200	50	400	3800	475,000
10=2-5	Rambla	1200	1250	50	300	3450	575,000
11=2-5	Rambla	1250	1300	50	200	3200	800,000
12=2-5	Rambla	1300	1350	50	200	3000	750,000
13=2-5	Rambla	1350	1400	50	100	2850	1425,000
14=2-5	Rambla	1400	1450	50	100	2750	1375,000
15=2-5	Rambla	1450	1500	50	100	2650	1325,000
16=2-5	Rambla	1500	1550	50	100	2550	1275,000
17=2-5	Rambla	1550	1600	50	100	2450	1225,000
18=2-5	Rambla	1600	1650	50	400	2200	275,000
19=2-5	Rambla	1650	1700	50	500	1750	175,000
20=2-5	Rambla	1700	1750	50	300	1350	225,000
21=2-5	Rambla	1750	1800	50	300	1050	175,000
22=2-5	Rambla	1800	1850	50	300	750	125,000
23=2-5	Rambla	1850	1900	50	400	400	50,000
24=2-5	Rambla	1900	1920	20	200	100	10,000
1=2-6	Zaza	320	350	30	300	7855	785,500
2=2-6	Zaza	350	400	50	400	7505	938,125
3=2-6	Zaza	400	450	50	400	7105	888,125
4=2-6	Zaza	450	500	50	600	6605	550,417
5=2-6	Zaza	500	550	50	100	6255	3127,500
6=2-6	Zaza	550	600	50	700	5855	418,214
7=2-6	Zaza	600	650	50	500	5255	525,500
8=2-6	Zaza	650	700	50	700	4655	332,500

9=2-6	Zaza	700	750	50	600	4005	333,750
10=2-6	Zaza	750	800	50	400	3505	438,125
11=2-6	Zaza	800	850	50	400	3105	388,125
12=2-6	Zaza	850	900	50	400	2705	338,125
13=2-6	Zaza	900	950	50	300	2355	392,500
14=2-6	Zaza	950	1000	50	200	2105	526,250
15=2-6	Zaza	1000	1050	50	300	1855	309,167
16=2-6	Zaza	1050	1100	50	600	1405	117,083
17=2-6	Zaza	1100	1150	50	400	905	113,125
18=2-6	Zaza	1150	1200	50	500	455	45,500
19=2-6	Zaza	1200	1250	50	200	105	26,250
20=2-6	Zaza	1250	1260	10	5	2,5	5,000
1=2-7	Hojuela	525	550	25	400	2500	156,250
2=2-7	Hojuela	550	600	50	700	1950	139,286
3=2-7	Hojuela	600	650	50	500	1350	135,000
4=2-7	Hojuela	650	700	50	400	900	112,500
5=2-7	Hojuela	700	750	50	300	550	91,667
6=2-7	Hojuela	750	800	50	200	300	75,000
7=2-7	Hojuela	800	850	50	100	150	75,000
8=2-7	Hojuela	850	900	50	100	50	25,000
1=2-8	El Baño	625	650	25	200	3600	450,000
2=2-8	El Baño	650	700	50	500	3250	325,000
3=2-8	El Baño	700	750	50	900	2550	141,667
4=2-8	El Baño	750	800	50	800	1700	106,250
5=2-8	El Baño	800	850	50	100	1250	625,000
6=2-8	El Baño	850	900	50	700	850	60,714
7=2-8	El Baño	900	950	50	500	250	25,000
1=2-9	Las Pedrizas	1855	1900	45	200	2900	652,500
2=2-9	Las Pedrizas	1900	1950	50	200	2700	675,000
3=2-9	Las Pedrizas	1950	2000	50	200	2500	625,000
4=2-9	Las Pedrizas	2000	2050	50	100	2350	1175,000
5=2-9	Las Pedrizas	2050	2100	50	100	2250	1125,000
6=2-9	Las Pedrizas	2100	2150	50	100	2150	1075,000
7=2-9	Las Pedrizas	2150	2200	50	100	2050	1025,000
8=2-9	Las Pedrizas	2200	2250	50	100	1950	975,000
9=2-9	Las Pedrizas	2250	2300	50	200	1800	450,000
10=2-9	Las Pedrizas	2300	2350	50	200	1600	400,000
11=2-9	Las Pedrizas	2350	2400	50	200	1400	350,000
12=2-9	Las Pedrizas	2400	2450	50	100	1250	625,000
13=2-9	Las Pedrizas	2450	2500	50	200	1100	275,000
14=2-9	Las Pedrizas	2500	2550	50	200	900	225,000
15=2-9	Las Pedrizas	2550	2600	50	200	700	175,000
16=2-9	Las Pedrizas	2600	2650	50	200	500	125,000
17=2-9	Las Pedrizas	2650	2700	50	200	300	75,000
18=2-9	Las Pedrizas	2700	2750	50	200	100	25,000
1=2-10	La Cantina	1280	1300	20	200	2600	260,000
2=2-10	La Cantina	1300	1350	50	200	2400	600,000
3=2-10	La Cantina	1350	1400	50	200	2200	550,000
4=2-10	La Cantina	1400	1450	50	200	2000	500,000
5=2-10	La Cantina	1450	1500	50	200	1800	450,000

6=2-10	La Cantina	1500	1550	50	100	1650	825,000
7=2-10	La Cantina	1550	1600	50	200	1500	375,000
8=2-10	La Cantina	1600	1650	50	100	1350	675,000
9=2-10	La Cantina	1650	1700	50	200	1200	300,000
10=2-10	La Cantina	1700	1750	50	200	1000	250,000
11=2-10	La Cantina	1750	1800	50	200	800	200,000
12=2-10	La Cantina	1800	1850	50	200	600	150,000
13=2-10	La Cantina	1850	1900	50	200	400	100,000
14=2-10	La Cantina	1900	1950	50	200	200	50,000
15=2-10	La Cantina	1950	1970	20	100	50	10,000
1=2-11	Los Lobos	768	800	32	300	3650	389,333
2=2-11	Los Lobos	800	850	50	400	3300	412,500
3=2-11	Los Lobos	850	900	50	300	2950	491,667
4=2-11	Los Lobos	900	950	50	200	2700	675,000
5=2-11	Los Lobos	950	1000	50	100	2550	1275,000
6=2-11	Los Lobos	1000	1050	50	100	2450	1225,000
7=2-11	Los Lobos	1050	1100	50	100	2350	1175,000
8=2-11	Los Lobos	1100	1150	50	200	2200	550,000
9=2-11	Los Lobos	1150	1200	50	200	2000	500,000
10=2-11	Los Lobos	1200	1250	50	200	1800	450,000
11=2-11	Los Lobos	1250	1300	50	200	1600	400,000
12=2-11	Los Lobos	1300	1350	50	500	1250	125,000
13=2-11	Los Lobos	1350	1400	50	400	800	100,000
14=2-11	Los Lobos	1400	1450	50	400	400	50,000
15=2-11	Los Lobos	1450	1470	20	200	100	10,000
1=2-12	Luna	495	500	5	100	12850	642,500
2=2-12	Luna	500	550	50	1800	11900	330,556
3=2-12	Luna	550	600	50	700	10650	760,714
4=2-12	Luna	600	650	50	1200	9700	404,167
5=2-12	Luna	650	700	50	800	8700	543,750
6=2-12	Luna	700	750	50	500	8050	805,000
7=2-12	Luna	750	800	50	900	7350	408,333
8=2-12	Luna	800	850	50	700	6550	467,857
9=2-12	Luna	850	900	50	800	5800	362,500
10=2-12	Luna	900	950	50	800	5000	312,500
11=2-12	Luna	950	1000	50	700	4250	303,571
12=2-12	Luna	1000	1050	50	500	3650	365,000
13=2-12	Luna	1050	1100	50	500	3150	315,000
14=2-12	Luna	1100	1150	50	300	2750	458,333
15=2-12	Luna	1150	1200	50	500	2350	235,000
16=2-12	Luna	1200	1250	50	400	1900	237,500
17=2-12	Luna	1250	1300	50	200	1600	400,000
18=2-12	Luna	1300	1350	50	400	1300	162,500
19=2-12	Luna	1350	1400	50	700	750	53,571
20=2-12	Luna	1400	1430	30	400	200	15,000
1=2-13	Búho	535	550	15	100	1650	247,500
2=2-13	Búho	550	600	50	200	1500	375,000
3=2-13	Búho	600	650	50	200	1300	325,000
4=2-13	Búho	650	700	50	300	1050	175,000
5=2-13	Búho	700	750	50	200	800	200,000

6=2-13	Búho	750	800	50	200	600	150,000
7=2-13	Búho	800	850	50	300	350	58,333
8=2-13	Búho	850	870	20	200	100	10,000
1=2-14	El Agua	585	600	15	100	8150	1222,500
2=2-14	El Agua	600	650	50	300	7950	1325,000
3=2-14	El Agua	650	700	50	900	7350	408,333
4=2-14	El Agua	700	750	50	1400	6200	221,429
5=2-14	El Agua	750	800	50	1600	4700	146,875
6=2-14	El Agua	800	850	50	1000	3400	170,000
7=2-14	El Agua	850	900	50	1000	2400	120,000
8=2-14	El Agua	900	950	50	800	1500	93,750
9=2-14	El Agua	950	1000	50	500	850	85,000
10=2-14	El Agua	1000	1050	50	300	450	75,000
11=2-14	El Agua	1050	1100	50	200	200	50,000
12=2-14	El Agua	1100	1120	20	100	50	10,000
1=2-15	La Alcaza	635	650	15	100	17055	2558,250
2=2-15	La Alcaza	650	700	50	1700	16155	475,147
3=2-15	La Alcaza	700	750	50	2400	14105	293,854
4=2-15	La Alcaza	750	800	50	2300	11755	255,543
5=2-15	La Alcaza	800	850	50	1900	9655	254,079
6=2-15	La Alcaza	850	900	50	1300	8055	309,808
7=2-15	La Alcaza	900	950	50	1200	6805	283,542
8=2-15	La Alcaza	950	1000	50	1300	5555	213,654
9=2-15	La Alcaza	1000	1050	50	1200	4305	179,375
10=2-15	La alcaza	1050	1100	50	700	3355	239,643
11=2-15	La Alcaza	1100	1150	50	600	2705	225,417
12=2-15	La Alcaza	1150	1200	50	500	2155	215,500
13=2-15	La Alcaza	1200	1250	50	400	1705	213,125
14=2-15	La Alcaza	1250	1300	50	200	1405	351,250
15=2-15	La Alcaza	1300	1350	50	600	1005	83,750
16=2-15	La Alcaza	1350	1400	50	400	505	63,125
17=2-15	La Alcaza	1400	1450	50	300	155	25,833
18=2-15	La Alcaza	1450	1460	10	5	2,5	5,000
1=2-16	Laguna	655	700	45	700	11550	742,500
2=2-16	Laguna	700	750	50	6700	7850	58,582
3=2-16	Laguna	750	800	50	1700	3650	107,353
4=2-16	Laguna	800	850	50	700	2450	175,000
5=2-16	Laguna	850	900	50	500	1850	185,000
6=2-16	Laguna	900	950	50	300	1450	241,667
7=2-16	Laguna	950	1000	50	300	1150	191,667
8=2-16	Laguna	1000	1050	50	300	850	141,667
9=2-16	Laguna	1050	1100	50	200	600	150,000
10=2-16	Laguna	1100	1150	50	200	400	100,000
11=2-16	Laguna	1150	1200	50	200	200	50,000
12=2-16	Laguna	1200	1213	13	100	50	6,500
1=2-17	Peña Horada	920	950	30	200	2000	300,000
2=2-17	Peña Horada	950	1000	50	200	1800	450,000
3=2-17	Peña Horada	1000	1050	50	200	1600	400,000
4=2-17	Peña Horada	1050	1100	50	100	1450	725,000
5=2-17	Peña Horada	1100	1150	50	200	1300	325,000

6=2-17	Peña Horada	1150	1200	50	200	1100	275,000
7=2-17	Peña Horada	1200	1250	50	200	900	225,000
8=2-17	Peña Horada	1250	1300	50	100	750	375,000
9=2-17	Peña Horada	1300	1350	50	200	600	150,000
10=2-17	Peña Horada	1350	1400	50	200	400	100,000
11=2-17	Peña Horada	1400	1450	50	200	200	50,000
12=2-17	Peña Horada	1450	1500	50	100	50	25,000
1=3-1	Albuñuelas	527	550	23	900	15750	402,500
2=3-1	Albuñuelas	550	600	50	1600	14500	453,125
3=3-1	Albuñuelas	600	650	50	1200	13100	545,833
4=3-1	Albuñuelas	650	700	50	400	12300	1537,500
5=3-1	Albuñuelas	700	750	50	700	11750	839,286
6=3-1	Albuñuelas	750	800	50	1300	10750	413,462
7=3-1	Albuñuelas	800	850	50	800	9700	606,250
8=3-1	Albuñuelas	850	900	50	1500	8550	285,000
9=3-1	Albuñuelas	900	950	50	800	7400	462,500
10=3-1	Albuñuelas	950	1000	50	700	6650	475,000
11=3-1	Albuñuelas	1000	1050	50	1400	5600	200,000
12=3-1	Albuñuelas	1050	1100	50	1500	4150	138,333
13=3-1	Albuñuelas	1100	1150	50	700	3050	217,857
14=3-1	Albuñuelas	1150	1200	50	800	2300	143,750
15=3-1	Albuñuelas	1200	1250	50	700	1550	110,714
16=3-1	Albuñuelas	1250	1300	50	900	750	41,667
17=3-1	Albuñuelas	1300	1350	50	200	200	50,000
18=3-1	Albuñuelas	1350	1390	40	100	50	20,000
1=3-2	Cuevas Campos	725	750	25	3400	7200	52,941
2=3-2	Cuevas Campos	750	800	50	1200	4900	204,167
3=3-2	Cuevas Campos	800	850	50	800	3900	243,750
4=3-2	Cuevas Campos	850	900	50	1400	2800	100,000
5=3-2	Cuevas Campos	900	950	50	900	1650	91,667
6=3-2	Cuevas Campos	950	1000	50	600	900	75,000
7=3-2	Cuevas Campos	1000	1020	20	600	300	10,000
1=3-3	Mizán de Cuevas	510	550	40	700	6150	351,429
2=3-3	Mizán de Cuevas	550	600	50	300	5650	941,667
3=3-3	Mizán de Cuevas	600	650	50	700	5150	367,857
4=3-3	Mizán de Cuevas	650	700	50	200	4700	1175,000
5=3-3	Mizán de Cuevas	700	750	50	600	4300	358,333
6=3-3	Mizán de Cuevas	750	800	50	700	3650	260,714
7=3-3	Mizán de Cuevas	800	850	50	600	3000	250,000
8=3-3	Mizán de Cuevas	850	900	50	500	2450	245,000
9=3-3	Mizán de Cuevas	900	950	50	200	2100	525,000
10=3-3	Mizán de Cuevas	950	1000	50	300	1850	308,333
11=3-3	Mizán de Cuevas	1000	1050	50	400	1500	187,500
12=3-3	Mizán de Cuevas	1050	1100	50	300	1150	191,667
13=3-3	Mizán de Cuevas	1100	1150	50	200	900	225,000
14=3-3	Mizán de Cuevas	1150	1200	50	100	750	375,000
15=3-3	Mizán de Cuevas	1200	1250	50	300	550	91,667
16=3-3	Mizán de Cuevas	1250	1300	50	300	250	41,667
17=3-3	Mizán de Cuevas	1300	1350	50	100	50	25,000
1=4-1	La Cruz	885	900	15	200	5205	390,375

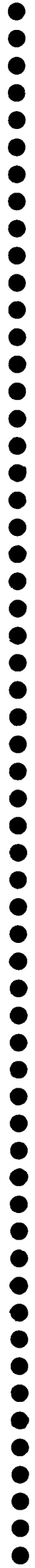
2=4-1	La Cruz	900	950	50	600	4805	400,417
3=4-1	La Cruz	950	1000	50	100	4455	2227,500
4=4-1	La Cruz	1000	1050	50	1700	3555	104,559
5=4-1	La Cruz	1050	1100	50	100	2655	1327,500
6=4-1	La Cruz	1100	1150	50	900	2155	119,722
7=4-1	La Cruz	1150	1200	50	800	1305	81,563
8=4-1	La Cruz	1200	1250	50	700	555	39,643
9=4-1	La Cruz	1250	1300	50	200	105	26,250
10=4-1	La Cruz	1300	1320	20	5	2,5	10,000
1=3-4	Doña Maria	835	850	15	500	6750	202,500
2=3-4	Doña Maria	850	900	50	100	6450	3225,000
3=3-4	Doña Maria	900	950	50	500	6150	615,000
4=3-4	Doña Maria	950	1000	50	800	5500	343,750
5=3-4	Doña Maria	1000	1050	50	600	4800	400,000
6=3-4	Doña Maria	1050	1100	50	600	4200	350,000
7=3-4	Doña Maria	1100	1150	50	600	3600	300,000
8=3-4	Doña Maria	1150	1200	50	500	3050	305,000
9=3-4	Doña Maria	1200	1250	50	500	2550	255,000
10=3-4	Doña Maria	1250	1300	50	800	1900	118,750
11=3-4	Doña Maria	1300	1350	50	1100	950	43,182
12=3-4	Doña Maria	1350	1390	40	400	200	20,000
1=4-2	Cabezuelas	635	650	15	100	5150	772,500
2=4-2	Cabezuelas	650	700	50	100	5050	2525,000
3=4-2	Cabezuelas	700	750	50	300	4850	808,333
4=4-2	Cabezuelas	750	800	50	200	4600	1150,000
5=4-2	Cabezuelas	800	850	50	300	4350	725,000
6=4-2	Cabezuelas	850	900	50	400	4000	500,000
7=4-2	Cabezuelas	900	950	50	700	3450	246,429
8=4-2	Cabezuelas	950	1000	50	600	2800	233,333
9=4-2	Cabezuelas	1000	1050	50	600	2200	183,333
10=4-2	Cabezuelas	1050	1100	50	700	1550	110,714
11=4-2	Cabezuelas	1100	1150	50	600	900	75,000
12=4-2	Cabezuelas	1150	1200	50	500	350	35,000
13=4-2	Cabezuelas	1200	1230	30	100	50	15,000
1=3-5	Almeiza	848	850	2	100	11850	237,000
2=3-5	Almeiza	850	900	50	1600	11000	343,750
3=3-5	Almeiza	900	950	50	1800	9300	258,333
4=3-5	Almeiza	950	1000	50	1300	7750	298,077
5=3-5	Almeiza	1000	1050	50	1600	6300	196,875
6=3-5	Almeiza	1050	1100	50	1500	4750	158,333
7=3-5	Almeiza	1100	1150	50	1100	3450	156,818
8=3-5	Almeiza	1150	1200	50	600	2600	216,667
9=3-5	Almeiza	1200	1250	50	700	1950	139,286
10=3-5	Almeiza	1250	1300	50	600	1300	108,333
11=3-5	Almeiza	1300	1350	50	400	800	100,000
12=3-5	Almeiza	1350	1400	50	300	450	75,000
13=3-5	Almeiza	1400	1450	50	300	150	25,000
1=3-6	Aceituno	575	600	25	200	6100	762,500
2=3-6	Aceituno	600	650	50	600	5700	475,000
3=3-6	Aceituno	650	700	50	400	5200	650,000

4=3-6	Aceituno	700	750	50	700	4650	332,143
5=3-6	Aceituno	750	800	50	400	4100	512,500
6=3-6	Aceituno	800	850	50	700	3550	253,571
7=3-6	Aceituno	850	900	50	900	2750	152,778
8=3-6	Aceituno	900	950	50	900	1850	102,778
9=3-6	Aceituno	950	1000	50	400	1200	150,000
10=3-6	Aceituno	1000	1050	50	500	750	75,000
11=3-6	Aceituno	1050	1100	50	400	300	37,500
12=3-6	Aceituno	1100	1110	10	100	50	5,000
1=3-7	Capón	885	900	15	300	4855	242,750
2=3-7	Capón	900	950	50	700	4355	311,071
3=3-7	Capón	950	1000	50	900	3555	197,500
4=3-7	Capón	1000	1050	50	700	2755	196,786
5=3-7	Capón	1050	1100	50	400	2205	275,625
6=3-7	Capón	1100	1150	50	600	1705	142,083
7=3-7	Capón	1150	1200	50	400	1205	150,625
8=3-7	Capón	1200	1250	50	300	855	142,500
9=3-7	Capón	1250	1300	50	400	505	63,125
10=3-7	Capón	1300	1350	50	200	205	51,250
11=3-7	Capón	1350	1400	50	100	55	27,500
12=3-7	Capón	1400	1420	20	5	2,5	10,000
1=3-8	Anciano	765	800	35	1200	5100	148,750
2=3-8	Anciano	800	850	50	1400	3800	135,714
3=3-8	Anciano	850	900	50	1000	2600	130,000
4=3-8	Anciano	900	950	50	900	1650	91,667
5=3-8	Anciano	950	1000	50	700	850	60,714
6=3-8	Anciano	1000	1045	45	500	250	22,500
1=4-4	Arenas	528	550	22	200	3600	396,000
2=4-4	Arenas	550	600	50	300	3350	558,333
3=4-4	Arenas	600	650	50	400	3000	375,000
4=4-4	Arenas	650	700	50	300	2650	441,667
5=4-4	Arenas	700	750	50	500	2250	225,000
6=4-4	Arenas	750	800	50	400	1800	225,000
7=4-4	Arenas	800	850	50	300	1450	241,667
8=4-4	Arenas	850	900	50	400	1100	137,500
9=4-4	Arenas	900	950	50	200	800	200,000
10=4-4	Arenas	950	1000	50	200	600	150,000
11=4-4	Arenas	1000	1050	50	100	450	225,000
12=4-4	Arenas	1050	1100	50	100	350	175,000
13=4-4	Arenas	1100	1150	50	100	250	125,000
14=4-4	Arenas	1150	1200	50	100	150	75,000
15=4-4	Arenas	1200	1250	50	100	50	25,000
1=3-9	Salado	442	450	8	100	5750	460,000
2=3-9	Salado	450	500	50	200	5600	1400,000
3=3-9	Salado	500	550	50	200	5400	1350,000
4=3-9	Salado	550	600	50	300	5150	858,333
5=3-9	Salado	600	650	50	300	4850	808,333
6=3-9	Salado	650	700	50	400	4500	562,500
7=3-9	Salado	700	750	50	300	4150	691,667
8=3-9	Salado	750	800	50	300	3850	641,667

9=3-9	Salado	800	850	50	300	3550	591,667
10=3-9	Salado	850	900	50	200	3300	825,000
11=3-9	Salado	900	950	50	100	3150	1575,000
12=3-9	Salado	950	1000	50	200	3000	750,000
13=3-9	Salado	1000	1050	50	100	2850	1425,000
14=3-9	Salado	1050	1100	50	200	2700	675,000
15=3-9	Salado	1100	1150	50	200	2500	625,000
16=3-9	Salado	1150	1200	50	300	2250	375,000
17=3-9	Salado	1200	1250	50	200	2000	500,000
18=3-9	Salado	1250	1300	50	200	1800	450,000
19=3-9	Salado	1300	1350	50	400	1500	187,500
20=3-9	Salado	1350	1400	50	300	1150	191,667
21=3-9	Salado	1400	1450	50	200	900	225,000
22=3-9	Salado	1450	1500	50	200	700	175,000
23=3-9	Salado	1500	1550	50	200	500	125,000
24=3-9	Salado	1550	1600	50	200	300	75,000
25=3-9	Salado	1600	1650	50	100	150	75,000
26=3-9	Salado	1650	1660	10	100	50	5,000
1=3-10	Pleito	735	750	15	200	8300	622,500
2=3-10	Pleito	750	800	50	700	7850	560,714
3=3-10	Pleito	800	850	50	500	7250	725,000
4=3-10	Pleito	850	900	50	500	6750	675,000
5=3-10	Pleito	900	950	50	400	6300	787,500
6=3-10	Pleito	950	1000	50	300	5950	991,667
7=3-10	Pleito	1000	1050	50	500	5550	555,000
8=3-10	Pleito	1050	1100	50	300	5150	858,333
9=3-10	Pleito	1100	1150	50	300	4850	808,333
10=3-10	Pleito	1150	1200	50	200	4600	1150,000
11=3-10	Pleito	1200	1250	50	300	4350	725,000
12=3-10	Pleito	1250	1300	50	300	4050	675,000
13=3-10	Pleito	1300	1350	50	200	3800	950,000
14=3-10	Pleito	1350	1400	50	200	3600	900,000
15=3-10	Pleito	1400	1450	50	200	3400	850,000
16=3-10	Pleito	1450	1500	50	100	3250	1625,000
17=3-10	Pleito	1500	1550	50	200	3100	775,000
18=3-10	Pleito	1550	1600	50	200	2900	725,000
19=3-10	Pleito	1600	1650	50	200	2700	675,000
20=3-10	Pleito	1650	1700	50	200	2500	625,000
21=3-10	Pleito	1700	1750	50	200	2300	575,000
22=3-10	Pleito	1750	1800	50	100	2150	1075,000
23=3-10	Pleito	1800	1850	50	200	2000	500,000
24=3-10	Pleito	1850	1900	50	200	1800	450,000
25=3-10	Pleito	1900	1950	50	200	1600	400,000
26=3-10	Pleito	1950	2000	50	200	1400	350,000
27=3-10	Pleito	2000	2050	50	200	1200	300,000
28=3-10	Pleito	2050	2100	50	200	1000	250,000
29=3-10	Pleito	2100	2150	50	200	800	200,000
30=3-10	Pleito	2150	2200	50	200	600	150,000
31=3-10	Pleito	2200	2250	50	300	350	58,333
32=3-10	Pleito	2250	2300	50	200	100	25,000

Anexo II:

**Cálculo del índice T en las diferentes sub-cuencas
de la cuenca del río Ízbor.**



Cuenca de Tablate

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0	0	0	0	0		Calcarenitas
2	0	0	0.55	0.18	16.2	297	(400-570)	Calcarenitas
3	0.55	0.77	0.93	0.75	67.5	296	(570-700)	Filitas
4	0.93	0.69	0.56	0.73	65.4	295	(700-850)	Filitas
5	0.56	0.42	0.33	0.44	39.3	294	(850-1000)	Mármoles Micasquistos
6	0.33	0.48	0.58	0.46	41.7	312	(1000-1350)	Filitas Micasquistos
7	0.58	0.57	0.47	0.54	48.6	313	(1350-1650)	Micasquistos
8	0.47	0.63	1	0.7	63	315	(1650-1900)	Micasquistos

Cuenca de Lanjarón

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.5	0.11	0.2	18.3	298	(200-375)	Filitas Mármoles
2	0.11	0.18	0.51	0.27	24	105	(375-400)	Filitas Mármoles
3	0.51	0.62	0.86	0.66	59.7	149	(400-550)	Mármoles Filitas
4	0.86	0.79	0.79	0.81	73.2	145	(550-590)	Filitas
5	0.64	0.48	0.37	0.5	44.7	90	(590-730)	Filitas Micasquistos
6	0.37	0.29	0.25	0.3	27.3	89	(730-900)	Micasquistos
7	0.19	0.2	0.38	0.26	23.1	114	(730-900)	Micasquistos
8	0.38	0.35	0.26	0.33	29.7	123	(730-900)	Micasquistos
9	0.27	0.22	0.17	0.2	19.8	111	(730-900)	Micasquistos
10	0.17	0	0	0.06	5.1	109	(730-900)	Micasquistos
11	0	0	0	0	0	0	(730-900)	Micasquistos
12	0	0	0	0	0	0	(730-900)	Micasquistos
13	0	0	0	0	0	0	(730-900)	Micasquistos
14	0	0.14	0.1	0.08	7.2	315	(730-900)	Micasquistos
15	0.13	0.17	0.19	0.16	14.7	302	(730-900)	Micasquistos
16	0.19	0.15	0.23	0.19	17.1	303	(730-900)	Micasquistos
17	0.23	0.33	0.23	0.26	24	317	(730-900)	Micasquistos
18	0.23	0.2	0	0.14	12.9	321	(730-900)	Micasquistos
19	0	0	0	0	0	0	(730-900)	Micasquistos
20	0	0	0	0	0	0	(730-900)	Micasquistos

Cuenca del Bº Salado

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.23	0	0.08	6.9	74	(450-680)	Filitas
2	0	0.43	0.23	0.22	19.8	261	(680-850)	Micasquistos
3	0.23	0	0.13	0.12	10.8	264	(850-1100)	Micasquistos
4	0.11	0.36	0.67	0.38	34.2	257	(1100-1320)	Micasquistos
5	0.77	0.64	0.73	0.71	64.2	315	(1320-1550)	micasquistos
6	0.71	0.76	1	0.82	74.1	316	(1550-1900)	micasquistos

Cuenca de Chite

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0	0	0	0	0	(250-350)	Limos y arenas.
2	0	0	0.25	0.08	7.5	265	(530-630)	Limos y arenas. Aluvial
3	0.23	0.3	0.31	0.28	25.2	303	(630-700)	Limos y arenas Aluvial
4	0.43	0	0.58	0.34	30.3	180	(700-900)	Aluvial Mármoles Micasquistos
5	0.71	0.3	0.14	0.38	34.5	117	(900-1050)	Mármoles
6	0.16	0	0	0.05	4.8	147	(1050-1320)	Mármoles Filitas
7	0.18	0	0	0.06	5.4	322	(1320-1530)	Mármoles Micasquistos
8	0	0.71	0	0.24	21.4	341	(1530-1700)	Micasquistos

Cuenca del B° Torrente

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.88	0.4	0.76	68.4	277	(450-560)	Aluvial
2	0.38	0.2	0.1	0.23	20.4	267	(560-600)	Aluvial Limos y arenas
3	0.33	0.33	0	0.22	19.8	317	(600-640)	Aluvial Limos y arenas
4	0	0	0	0	0	0	(640-760)	Aluvial Limos y arenas
5	0	0.15	0.67	0.27	24.6	294	(760-790)	Aluvial Limos, arenas y conglomerados
6	0.67	0.68	0.86	0.74	66.3	294	(790-870)	Aluvial Limos, arenas y conglomerados
7	0.73	0.92	0.76	0.8	72.3	310	(870-930)	Aluvial Limos, arenas y conglomerados
8	0.76	0.6	0.6	0.66	58.8	312	(930-1050)	Limos, arenas y conglomerados Aluvial Mármoles
9	0.61	0.35	0.24	0.4	36	355	(1050-1175)	Micasquistos
10	0.22	0.24	0.33	0.26	23.7	322	(1175-1325)	Micasquistos Mármoles Filitas
11	0.33	0.39	0.4	0.37	33.6	330	(1325-1500)	Micasquistos
12	0.4	0.41	0.5	0.44	39.3	330	(1500-1675)	Micasquistos
13	0.56	0.54	0.39	0.5	44.7	355	(1675-1900)	Micasquistos
14	0.38	0.19	0.11	0.23	20.4	346	(1900-2200)	Micasquistos
15	0.11	0.05	0.18	0.11	10.2	345	(2200-2600)	Micasquistos

Cuenca del B° Hojuela

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0.4	0	0.23	0.21	18.9	160	(550-610)	Aluvial
2	0.14	0.21	0.13	0.16	14.4	296	(610-740)	Aluvial Limos y arenas
3	0.08	0	0	0.027	2.4	293	(740-900)	Limos y arenas Limos, arenas y conglomerados

Cuenca del B° del Baño

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.57	0.3	0.29	26.1	330	(600-730)	Conglomerados Calizas
2	0.29	0.48	0.47	0.41	37.2	343	(730-790)	Mármoles - Dolomías Conglomerados y arenas
3	0.45	0.42	0.2	0.36	32.1	1	(790-835)	Conglomerados y arenas
4	0.24	0.048	0.1	0.13	11.6	160	(835-960)	Conglomerados y arenas Cono de deyección
5	0.057	0.5	0.61	0.39	35.01	145	(960-1330)	Cono de deyección Mármoles - Dolomías
6	0.64	0.36	0.36	0.45	40.8	115	(1330-1600)	Mármoles - Dolomías

Cuenca del B° de la Rambla

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.18	0.38	0.19	16.8	208	(820-960)	Cono de deyección
2	0.35	0	0.2	0.18	16.5	343	(960-1120)	Cono de deyección Dolomías
3	0.19	0.37	0.18	0.25	22.2	358	(1120-1270)	Mármoles - Dolomías
4	0.18	0.19	0.21	0.19	5.8	16	(1270-1650)	Mármoles - Dolomías
5	0.22	0.6	0.33	0.38	34.5	358	(1650-1830)	Mármoles - Dolomías
6	0.33	0.76	0	0.36	32.7	157	(1830-1950)	Mármoles - Dolomías

Cuenca del B° de la Cantina

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0	0.14	0.05	4.2	250	(1400-1520)	Mármoles - Dolomías Micasquistos
2	0.12	0.1	0	0.07	6.6	217	(1520-1850)	Mármoles - Dolomías Micasquistos Filitas y cuarcitas
3	0	0.25	1	0.41	37.5	2	(1850-1920)	Filitas y cuarcitas Dolomías Micasquistos

Cuenca del B° de Las Pedrizas

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.38	0.19	0.19	17	35	(1800-2200)	Micasquistos
2	0.24	0.23	0.3	0.26	23	223	(2200-2520)	Micasquistos
3	0.3	0.35	0	0.22	20	213	(2520-2860)	Micasquistos

Cuenca del B° de los Lobos

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.69	0.74	0.48	42.9	244	(...-950)	Cono de deyección
2	0.78	0.33	0.5	0.54	48.3	300	(950-1300)	Mármoles -Dolomías
3	0.5	0.3	0.83	0.54	48.9	303	(1300-1435)	Mármoles - Dolomías

Cuenca del B° de la Laguna

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.8	0.87	0.89	80.1	217	(600-720)	Aluvial Mármoles- Dolomías
2	0.84	0.7	0.62	0.72	64.8	228	(720-730)	Mármoles - Dolomías Conglomerados y arenas
3	0.59	0.73	0.79	0.7	63.3	224	(730-735)	Turba
4	0.79	0.69	0.74	0.74	66.6	222	(735-740)	Turba
5	0.74	0.65	0.52	0.64	57.3	234	(740-745)	Turba
6	0.52	0.41	0.13	0.35	31.8	241	(745-750)	Turba
7	0.13	0.12	0.23	0.16	14.4	54	(750-775)	Turba Aluvial
8	0.21	0.26	0.35	0.27	24.6	74	(775-810)	Aluvial Limos, arenas y conglomerados
9	0.36	0.44	0.22	0.34	30.6	58	(810-830)	Calcarenitas

Cuenca del B° de la Alcaza

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.45	0.39	0.64	57.9	10	(580-690)	Aluvial Mármoles - dolomías
2	0.39	0.43	0.22	0.35	31.2	15	(690-720)	Aluvial Mármoles - dolomías
3	0.21	0.41	0.51	0.38	33.9	24	(720-735)	Aluvial
4	0.61	0.36	0.45	0.47	42.6	38	(735-755)	Aluvial
5	0.45	0.43	0.21	0.36	32.7	14	(755-770)	Aluvial
6	0	0.09	0.49	0.19	17.4	17	(770-810)	Aluvial Micasquistos
7	0.64	0.63	0.59	0.62	55.8	170	(810-840)	Micasquistos Mármoles - dolomías
8	0.61	0.86	0.86	0.78	69.9	116	(840-880)	Micasquistos Mármoles - dolomías
9	0.85	0.85	0.80	0.83	75	122	(880-950)	Mármoles - dolomías Micasquistos Limos y arenas
10	0.65	0.62	0.60	0.42	37.8	180	(950-1020)	Mármoles - dolomías
11	0.53	0.51	0.56	0.23	20.7	325	(1020-1130)	Mármoles - dolomías
12	0.42	0.63	0.6	0.35	31.5	300	(1130-1260)	Mármoles - dolomías

Cuenca del B° del Agua

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0.33	0.07	0.25	0.22	19.5	1	(620-700)	Aluvial Travertino
2	0.23	0.7	0.87	0.6	54	40	(700-750)	Mármoles - dolomías
3	0.88	0.76	0.61	0.75	67.5	343	(750-780)	Mármoles - dolomías
4	0.66	0.65	0.33	0.55	49.2	3	(780-830)	Mármoles - dolomías

								Micasquistos Derrubios
5	0.3	0.16	0.31	0.26	23.1	8	(830-870)	Derrubios
6	0.18	0.14	0.08	0.13	12	345	(870-920)	Derrubios Limos y arenas
7	0.14	0.25	0	0.13	11.7	288	(920-1050)	Limos y arenas Micasquistos Mármoles - dolomías

Cuenca del B° del Búho

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0.5	0.11	0.42	0.43	30.9	16	(600-740)	Mármoles - Dolomías
2	0.5	0.5	0	0.33	30	214	(740-860)	Mármoles - Dolomías

Cuenca del B° del Cortijo del Maestro

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.25	0.33	0.19	17.4	34	(480-600)	Aluvial Limos, arenas y conglomerados
2	0.33	0	0	0.11	9.9	250	(600-720)	Limos, arenas, conglomerados Mármoles - dolomías

Cuenca del B° de Luna

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.45	0.59	0.68	61.2	193	(430-580)	Aluvial Limos y arenas
2	0.58	0.52	0.52	0.54	48.6	202	(580-640)	Calcarenitas Limos, arenas y conglomerados.
3	0.45	0.58	0.71	0.58	52.2	179	(640-680)	Limos, arenas y conglomerados
4	0.72	0.82	0.87	0.8	72.3	156	(680-780)	Limos, arenas y conglomerados
5	0.85	0.69	0.43	0.66	59.1	187	(780-850)	Limos, arenas y conglomerados Calcarenitas
6	0.48	0.2	0.05	0.24	21.9	210	(850-910)	Calcarenitas Limos, arenas y conglomerados
7	0.063	0.09	0.11	0.09	7.89	3	(910-1000)	Limos, arenas y conglomerados Micasquistos
8	0.06	0.27	0.38	0.24	21.3	25	(1000-1140)	Micasquistos Mármoles - dolomías
9	0.4	0.28	0.5	0.39	35.4	4	(1140-1280)	Mármoles - dolomías
10	0.13	0.74	0.82	0.56	50.7	63	(1280-1390)	Mármoles - dolomías

Cuenca del B° de Abuñuelas

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.31	0.19	0.5	45	332	(460-550)	Limos y arenas Calcarenitas
2	0.22	0.3	0.33	0.28	25.5	352	(550-590)	Limos, arenas y conglomerados Micasquistos Derrubios
3	0.33	0.31	0.32	0.32	29	351	(590-630)	Micasquistos
4	0.3	0.51	0.57	0.46	41.4	351	(630-700)	Micasquistos Derrubios Limos, arena y conglomerados
5	0.54	0.75	0.84	0.71	63.9	341	(700-720)	Derrubios
6	0.84	0.83	0.75	0.81	72.6	339	(720-800)	Calcarenitas
7	0.77	0.52	0.6	0.63	56.7	338	(800-850)	Mármoles - dolomías
8	0.62	0.49	0.34	0.48	43.5	338	(850-950)	Mármoles - dolomías
9	0.12	0.04	0.24	0.13	12	302	(950-1020)	Mármoles - dolomías
10	0.24	0.24	0.37	0.28	25.5	144	(1020-1070)	Mármoles - dolomías
11	0.23	0.16	0.13	0.17	15.6	159	(1070-1140)	Mármoles - dolomías
12	0.12	0.16	0.28	0.19	16.8	320	(1140-1180)	Mármoles - dolomías
13	0.31	0.34	0.67	0.44	39.6	292	(1180-1260)	Mármoles - dolomías
14	0.41	0.8	1	0.74	66.6	336	(1260-1350)	Mármoles - dolomías

Cuenca de Mizán de Cuevas

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.64	0.56	0.4	36	302	(480-600)	Limos y arena Derrubios Limos, arenas y conglomerados Calcarenitas
2	0.67	0.72	0.75	0.71	64.2	325	(600-710)	Limos y arenas
3	0.78	0.89	0.87	0.85	76.2	353	(710-790)	Limos y arenas Mármoles - dolomías
4	0.82	0.9	0.52	0.75	67.2	294	(790-950)	Mármoles - dolomías Conglomerados y margas
5	0.66	0.35	0.08	0.36	32.7	250	(950-1150)	Mármoles y dolomías

Cuenca del Cortijo de la Guindalera

Nº	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.4	0	0.13	12	323	(580-630)	Limos, arenas y conglomerados Calcarenitas
2	0	0.36	0	0.12	10.8	95	(630-770)	Limos, arenas y conglomerados Calcarenitas Mármoles - Dolomías
3	0	0.47	0	0.16	14.1	276	(770-1050)	Mármoles - Dolomías

Cuenca del B° de Zaza

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0	0.18	0.06	5.4	347	(380-440)	Mármoles - dolomías
2	0.21	0.13	0.07	0.14	12.3	340	(440-580)	Mármoles - dolomías Micasquistos
3	0.08	0.3	0.47	0.28	25.5	354	(580-670)	Micasquistos
4	0.44	0.55	0.49	0.49	44.4	343	(670-750)	Micasquistos
5	0.36	0.38	0.52	0.42	37.8	344	(750-890)	Mármoles - dolomías
6	0.6	0.65	0.48	0.58	51.9	4	(890-1050)	Mármoles - dolomías
7	0.54	0.24	0	0.26	23.4	334	(1050-1150)	Mármoles - dolomías

Cuenca del B° de la Calabacilla

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.38	0.83	0.4	36,3	282	(480-540)	Mármoles - dolomías
2	0.59	0.46	0.11	0.39	35	276	(540-700)	Mármoles - dolomías Margo-calizas
3	0.15	0.19	0.43	0.26	23.1	72	(700-830)	Margo-calizas Mármoles - dolomías

Cuenca de Rehoyos

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	1	0.25	0.21	0.49	43.8	135	(380-450)	Filitas
2	0.25	0.25	0	0.17	15	142	(450-800)	Filitas

Cuenca de Dúrcal alto

N°	Da/Dt (1)	Da/Dt (2)	Da/Dt (3)	T	T (/90)	D	Intervalo H	Litología
1	0	0.13	0.4	0.18	16.2	305	(570-675)	Conglomerados y arenas
2	0.4	0.63	0.76	0.6	54	302	(675-725)	Conglomerados y arenas Aluvial
3	0.76	0.75	0.62	0.71	63.9	308	(725-745)	Aluvial
4	0.62	0.46	0.36	0.48	43.2	305	(745-780)	Aluvial Cono de deyección
5	0.31	0.27	0.21	0.26	23.4	309	(780-830)	Aluvial Cono de deyección Mármoles - dolomías
6	0.31	0.23	0.2	0.25	22.5	310	(830-950)	Mármoles - dolomías
7	0.21	0.31	0.37	0.3	27	315	(950-1050)	Mármoles - dolomías
8	0.35	0.37	0.23	0.32	28.8	2	(1050-1135)	Mármoles - dolomías
9	0.22	0.24	0.24	0.23	20.7	351	(1135-1220)	Mármoles - dolomías
10	0.24	0.2	0.19	0.21	18.9	352	(1220-1300)	Mármoles - dolomías Filitas y cuarcitas
11	0.19	0.15	0.26	0.2	18	355	(1300-1450)	Micasquistos
12	0.23	0.3	0.38	0.3	27	350	(1450-1600)	Micasquistos
13	0.38	0.48	0.53	0.46	41.4	342	(1600-1740)	Micasquistos
14	0.53	0.68	0.64	0.62	55.8	339	(1740-1850)	Micasquistos
15	0.63	0.65	0.76	0.68	61.2	325	(1850-2150)	Micasquistos
16	0.78	0.77	0.83	0.79	71.1	342	(2150-2275)	Micasquistos
17	0.83	0.8	0.64	0.76	68.4	32	(2275-2410)	Micasquistos
18	0.66	0.31	0.5	0.49	44.1	38	(2410-2675)	Micasquistos
19	0.48	0.77	0	0.42	37.8	28	(2675-3060)	Micasquistos



Anexo III:

Base de datos de movimientos de ladera



Leyenda:

(1) Número de inventario

(2) Tipo de movimientos:

- 1- Deslizamientos
- 2- Flujos de tierra y soliflucción
- 3- Corrientes de derrubios
- 4- Desprendimientos
- 5- Movimientos complejos

(3) Actividad:

- 1- Permanente
- 2- Intermitente
- 3- Estacional
- 4- Dormida
- 5- Nula

(4) Grado de desarrollo:

- 1- Incipiente
- 2- Iniciado
- 3- Avanzado (o en desarrollo)
- 4- Agotado

(5) Área

(6) Perímetro

(7) Litología

- 1- Depósitos aluviales
- 2- Derrubios
- 3- Travertino
- 4- Turba
- 5- Conos de deyección
- 6- Conglomerados y margas
- 7- Conglomerados y arenas
- 8- Limos, arenas y conglomerados
- 9- Calcarenitas
- 10- Limos, arenas y conglomerados
- 11- Dolomías, calizas y mármoles
- 12- Calizas y calcoesquistos
- 13- Filitas y cuarcitas
- 14- Micasquistos y cuarzoquistos

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	3	5	4	0.041093	3.821	11
2	3	2	1	0.010312	0.546	11
3	1	4	3	0.011851	0.546	2
4	1	2	2	0.035399	0.992	2
5	3	5	3	0.049251	3.598	11
6	3	2	1	0.003694	0.397	11
7	3	2	3	0.0197	0.794	11
8	3	2	2	0.004463	0.496	11
9	3	5	2	0.000308	0.074	11
10	1	2	3	0.012467	0.571	2
11	3	2	2	0.000308	0.074	11
12	3	2	3	0.024164	2.258	11
13	3	2	3	0.185151	11.711	11
14	1	5	2	0.010312	0.546	2
15	3	2	3	0.033398	2.779	11
16	3	2	3	0.140518	9.602	11
17	3	2	2	0.029242	1.886	11
18	3	2	3	0.004002	0.447	11
19	3	2	1	0.014313	1.042	11
20	3	2	2	0.021085	1.662	11
21	3	2	4	0.050174	2.58	11
22	3	2	2	0.012467	0.645	11
23	3	2	3	0.064333	4.292	11
24	3	2	1	0.04017	2.655	11
25	3	2	2	0.002001	0.298	11
26	3	2	3	0.008619	0.868	11
27	4	2	3	0.000462	0.099	6
28	3	2	3	0.020316	1.538	11
29	4	2	1	0.00077	0.149	6
30	4	2	3	0.000308	0.074	6
31	4	2	1	0.000308	0.074	6
32	4	2	3	0.001847	0.273	6
33	3	2	2	0.002924	0.347	11
34	3	3	3	0.01062	0.819	11
35	3	2	3	0.00631	0.496	11
36	3	2	1	0.007541	0.571	11
37	3	2	3	0.013852	0.868	11
38	3	2	1	0.004002	0.422	11
39	4	3	3	0.001231	0.174	6
40	4	2	3	0.001847	0.323	6
41	3	2	1	0.007695	0.67	11
42	3	2	3	0.000308	0.074	11
43	3	2	2	0.00077	0.149	11
44	3	3	3	0.008157	0.571	11
45	4	2	3	0.001539	0.248	6
46	4	2	3	0.002001	0.248	6
47	3	2	2	0.01262	0.893	11
48	4	2	3	0.001077	0.174	6
49	3	3	3	0.003848	0.447	11

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
50	4	2	2	0.001693	0.198	6
51	4	2	4	0.000308	0.074	6
52	3	2	3	0.01062	0.893	11
53	4	2	3	0.000462	0.099	6
54	4	2	1	0.001231	0.198	6
55	3	3	3	0.012467	1.141	11
56	3	2	1	0.007388	0.595	11
57	3	2	3	0.011851	1.042	11
58	4	2	2	0.000616	0.124	6
59	3	2	3	0.080648	6.997	11
60	3	3	3	0.075723	4.987	11
61	3	2	3	0.028627	1.737	11
62	3	2	1	0.001077	0.174	11
63	1	2	3	0.010004	0.546	2
64	1	2	3	0.013852	0.571	2
65	4	3	1	0.005848	0.471	6
66	1	4	3	0.019238	0.744	2
67	1	2	3	0.01339	0.571	2
68	1	2	2	0.009696	0.595	2
69	4	3	3	0.003694	0.323	6
70	1	2	2	0.011697	0.571	2
71	1	2	3	0.010466	0.695	2
72	1	2	2	0.019546	0.819	2
73	3	5	3	0.006156	0.521	11
74	1	2	3	0.012159	0.571	2
75	4	2	2	0.013852	0.595	6
76	4	2	4	0.010004	0.546	6
77	4	3	3	0.01339	0.595	6
78	4	2	3	0.005848	0.496	6
79	3	2	1	0.024164	1.836	11
80	1	4	3	0.005387	0.422	2
81	1	2	1	0.006464	0.422	2
82	1	2	3	0.007849	0.471	14
83	4	2	2	0.024317	0.844	6
84	4	2	3	0.004309	0.372	6
85	4	2	3	0.012313	0.695	6
86	4	2	1	0.019392	0.868	6
87	1	2	3	0.02324	0.769	2
88	3	2	1	0.049404	3.424	11
89	1	2	3	0.044479	1.141	14
90	3	2	1	0.185613	12.034	11
91	2	2	3	0.031859	1.191	2
92	2	2	3	0.024164	0.968	2
93	4	2	2	0.059101	1.489	6
94	2	2	3	0.018161	0.769	2
95	2	2	3	0.044479	1.067	2
96	4	2	4	0.005233	0.595	6
97	4	2	2	0.0768	2.407	6
98	4	2	3	0.032936	1.117	6
99	2	2	2	0.122357	2.084	2
100	2	2	3	0.052636	1.241	2

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
101	2	2	4	0.011851	0.571	2
102	1	2	3	0.085419	2.035	2
103	2	2	3	0.015083	0.72	2
104	2	2	1	0.069874	1.315	2
105	4	2	3	0.021855	1.017	6
106	4	2	1	0.021855	1.191	6
107	2	2	3	0.014313	0.695	2
108	4	2	2	0.030474	0.893	6
109	2	2	3	0.029704	1.389	2
110	4	2	1	0.142057	2.556	6
111	4	2	3	0.004617	0.447	6
112	4	2	1	0.022317	0.769	6
113	2	2	3	0.015083	0.67	2
114	3	4	1	0.004156	0.397	11
115	3	2	3	0.073722	6.426	11
116	1	2	3	0.011235	0.521	2
117	4	2	4	0.018623	1.017	6
118	2	2	2	0.051713	1.514	2
119	4	2	3	0.161295	6.104	6
120	4	2	2	0.052483	1.96	6
121	4	2	3	0.008927	0.645	6
122	1	2	2	0.010466	0.72	14
123	1	5	3	0.036168	1.017	5
124	1	4	2	0.017392	0.595	2
125	4	2	3	0.068797	2.059	6
126	5	2	4	0.040016	1.042	2
127	2	2	3	0.006772	0.496	2
128	2	2	3	0.021239	0.769	2
129	4	2	1	0.011851	0.571	6
130	5	2	3	0.080956	1.712	2
131	2	2	1	0.011389	0.546	2
132	4	2	3	0.014313	0.868	6
133	2	2	2	0.01062	0.595	2
134	1	2	3	0.334134	3.275	2
135	2	2	1	0.029089	1.216	2
136	2	2	3	0.198079	3.027	2
137	2	2	1	0.011389	0.546	2
138	4	2	3	0.062487	2.134	6
139	2	2	3	0.022932	0.868	2
140	1	2	1	0.067104	1.315	2
141	1	2	3	0.043864	1.042	2
142	2	2	3	0.149906	2.704	2
143	2	2	2	0.112814	1.712	2
144	2	2	3	0.370764	3.895	2
145	2	2	2	0.016776	0.72	2
146	2	2	3	0.024625	0.794	2
147	4	2	2	0.011389	0.67	6
148	2	2	3	0.033706	0.992	2
149	2	2	1	0.011389	0.695	2
150	4	2	3	0.005079	0.372	6
151	4	2	4	0.025395	1.29	6

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
152	4	2	3	0.008311	0.471	6
153	2	2	1	0.030012	1.067	2
154	4	2	1	0.006926	0.447	6
155	4	2	3	0.004463	0.372	6
156	5	2	1	0.032321	1.042	2
157	2	2	3	0.015545	0.62	2
158	2	2	2	0.065257	1.34	2
159	1	2	3	0.044941	1.29	13
160	5	2	1	0.085727	1.613	2
161	4	4	3	0.03663	1.712	6
162	2	2	1	0.004002	0.298	8
163	5	2	3	0.092499	1.638	2
164	2	2	1	0.096192	1.588	8
165	2	2	3	0.022009	0.868	8
166	2	2	1	0.049866	1.117	8
167	2	2	3	0.022163	0.819	8
168	1	2	2	0.02047	0.844	2
169	2	2	3	0.188691	2.357	8
170	2	2	1	0.00354	0.323	8
171	4	2	3	0.006002	0.397	6
172	4	2	2	0.004771	0.372	6
173	4	2	3	0.004925	0.347	6
174	4	4	1	0.004309	0.347	6
175	4	2	3	0.05356	1.588	6
176	4	2	4	0.020931	0.794	6
177	2	2	3	0.107736	1.662	8
178	4	2	1	0.02324	0.943	6
179	5	2	2	0.276111	3.077	2
180	2	2	1	0.023702	0.918	8
181	4	2	1	0.010774	0.744	6
182	4	2	3	0.011697	0.844	6
183	2	2	2	0.015699	0.695	8
184	1	2	3	0.008157	0.471	5
185	1	2	1	0.01339	0.794	2
186	5	2	1	0.024164	0.918	2
187	2	2	1	0.010927	0.521	8
188	2	2	3	0.00354	0.372	8
189	2	2	2	0.004002	0.323	8
190	2	2	3	0.004156	0.347	8
191	2	2	1	0.004156	0.347	8
192	2	2	3	0.02678	1.092	8
193	2	2	2	0.005079	0.397	8
194	2	2	3	0.00985	0.72	8
195	2	2	1	0.033244	1.389	8
196	1	2	3	0.005541	0.397	2
197	4	4	2	0.016622	1.117	6
198	5	5	3	0.017545	0.72	2
199	1	2	2	0.016314	0.62	13
200	5	2	3	0.01339	0.67	2
201	2	2	4	0.014006	0.695	8
202	1	2	3	0.020624	0.72	5

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
203	4	2	3	0.001385	0.198	6
204	4	2	1	0.001385	0.273	6
205	4	2	3	0.00077	0.149	6
206	3	2	1	0.004002	0.744	11
207	4	2	3	0.001231	0.174	6
208	4	2	2	0.001231	0.198	6
209	3	2	3	0.002309	0.298	11
210	4	2	3	0.002155	0.273	6
211	3	2	4	0.001847	0.273	11
212	3	2	3	0.000308	0.074	11
213	3	2	1	0.010312	1.092	11
214	3	2	2	0.007541	0.62	11
215	3	2	3	0.001231	0.273	11
216	4	2	1	0.000923	0.174	6
217	4	4	3	0.000308	0.099	6
218	3	2	2	0.006156	0.471	11
219	4	2	3	0.00077	0.174	6
220	4	2	1	0.004463	0.645	6
221	4	2	4	0.001231	0.273	6
222	4	2	2	0.00077	0.124	6
223	4	4	3	0.001077	0.248	6
224	4	2	1	0.001385	0.198	6
225	4	2	3	0.001847	0.372	6
226	5	2	4	0.158679	2.134	2
227	3	2	1	0.000923	0.174	11
228	5	2	3	0.004771	0.347	2
229	5	2	1	0.004463	0.298	2
230	3	2	3	0.014006	1.563	11
231	3	2	1	0.000308	0.074	11
232	3	2	3	0.000308	0.074	11
233	3	3	2	0.001077	0.174	11
234	3	3	3	0.001693	0.248	11
235	3	3	1	0.000616	0.099	11
236	3	3	1	0.000308	0.074	11
237	3	3	3	0.001385	0.174	11
238	3	3	1	0.00277	0.273	11
239	3	3	2	0.002924	0.323	11
240	3	3	3	0.003694	0.496	11
241	3	3	1	0.00077	0.149	11
242	3	3	3	0.003386	0.67	11
243	1	3	2	0.00985	0.521	2
244	3	3	3	0.00077	0.149	11
245	1	3	2	0.001539	0.174	14
246	3	3	3	0.001385	0.223	11
247	3	3	2	0.000308	0.074	11
248	3	3	3	0.001231	0.223	11
249	3	3	1	0.000923	0.174	11
250	1	2	3	0.000923	0.174	5
251	3	3	4	0.001231	0.174	11
252	3	3	3	0.005848	0.992	11
253	3	3	1	0.002924	0.298	11

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
254	1	2	1	0.000923	0.149	2
255	1	3	3	0.031089	1.017	13
256	3	3	1	0.009696	1.216	11
257	3	3	3	0.000308	0.074	11
258	3	3	2	0.000462	0.099	11
259	3	3	1	0.000616	0.198	11
260	3	3	3	0.000462	0.099	11
261	3	3	4	0.001385	0.298	11
262	1	3	3	0.001077	0.174	5
263	3	3	3	0.001847	0.347	11
264	3	3	2	0.002001	0.372	11
265	3	3	3	0.002924	0.447	11
266	3	3	1	0.002463	0.298	11
267	3	3	3	0.00077	0.174	11
268	1	3	2	0.002309	0.223	13
269	3	3	3	0.001385	0.248	11
270	1	3	2	0.000308	0.074	5
271	3	3	3	0.002155	0.273	11
272	1	4	2	0.007541	0.397	2
273	1	3	3	0.024471	0.794	2
274	3	3	2	0.007541	0.769	11
275	3	2	3	0.01616	1.762	11
276	1	3	4	0.015699	0.645	2
277	1	3	3	0.018161	0.844	14
278	3	3	3	0.005541	0.546	11
279	3	2	1	0.003848	0.571	11
280	3	3	1	0.001231	0.223	11
281	1	3	1	0.015853	0.695	13
282	3	3	3	0.099424	2.432	11
283	3	3	2	0.001231	0.198	11
284	3	3	3	0.005079	0.695	11
285	3	3	1	0.000308	0.074	11
286	1	3	1	0.000308	0.074	5
287	3	3	3	0.001693	0.323	11
288	1	3	3	0.032782	1.017	2
289	3	3	2	0.002616	0.323	11
290	3	3	3	0.000923	0.248	11
291	3	3	1	0.000308	0.074	11
292	3	3	3	0.000308	0.074	11
293	3	3	2	0.001693	0.298	11
294	3	3	3	0.001077	0.198	11
295	3	3	3	0.002001	0.273	11
296	3	3	4	0.001693	0.372	11
297	3	3	2	0.033552	1.985	11
298	3	3	3	0.002463	0.422	11
299	3	3	1	0.005848	0.769	11
300	3	2	3	0.003232	0.595	11
301	3	3	4	0.039247	3.25	11
302	3	3	3	0.051867	3.325	11
303	1	3	3	0.003386	0.372	14
304	3	2	1	0.000308	0.074	11

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
305	3	3	3	0.004002	0.645	11
306	3	3	1	0.004617	0.397	11
307	4	3	1	0.000462	0.099	6
308	3	3	2	0.003386	0.471	11
309	3	3	3	0.002155	0.447	11
310	3	3	3	0.000308	0.099	11
311	1	3	1	0.005695	0.372	2
312	3	3	3	0.003694	0.744	11
313	3	3	3	0.000616	0.149	11
314	3	3	2	0.000462	0.099	11
315	3	3	3	0.004771	0.645	11
316	3	3	1	0.002924	0.471	11
317	3	3	3	0.001847	0.471	11
318	3	3	2	0.001077	0.198	11
319	1	3	3	0.002155	0.223	2
320	1	3	1	0.066796	2.109	13
321	1	3	3	0.029704	0.844	7
322	1	3	2	0.002924	0.298	2
323	1	5	2	0.003386	0.273	14
324	3	3	3	0.002924	0.273	11
325	3	2	4	0.000462	0.099	11
326	3	3	4	0.000923	0.198	11
327	3	3	3	0.003848	0.645	11
328	1	3	3	0.007541	0.471	2
329	3	2	1	0.000923	0.149	11
330	3	3	3	0.000923	0.223	11
331	1	4	1	0.014006	0.695	2
332	4	3	3	0.000308	0.074	6
333	4	4	2	0.000616	0.124	6
334	4	3	1	0.001539	0.198	6
335	3	3	1	0.009234	0.918	11
336	4	3	4	0.000462	0.099	6
337	4	3	1	0.000923	0.174	6
338	4	4	3	0.002155	0.248	6
339	4	3	2	0.001847	0.223	6
340	3	3	3	0.012313	1.042	11
341	4	3	1	0.001385	0.198	6
342	4	3	3	0.001231	0.198	6
343	3	3	2	0.037092	1.638	11
344	4	3	3	0.00277	0.372	6
345	4	3	1	0.001077	0.149	6
346	4	3	3	0.000462	0.099	6
347	4	4	2	0.000462	0.099	6
348	4	3	2	0.000923	0.124	6
349	4	3	3	0.001077	0.149	6
350	4	2	3	0.001231	0.198	6
351	3	3	4	0.039093	2.159	11
352	4	3	3	0.000923	0.149	6
353	4	3	3	0.000616	0.124	6
354	3	2	1	0.031089	1.836	11
355	4	3	3	0.001231	0.174	6

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
356	3	3	1	0.033244	1.861	11
357	3	3	3	0.028165	2.804	11
358	3	3	2	0.000616	0.124	11
359	4	3	3	0.000616	0.124	6
360	4	3	3	0.000923	0.124	6
361	4	4	1	0.001077	0.174	6
362	4	3	3	0.000923	0.149	6
363	3	3	3	0.041555	2.035	11
364	4	3	2	0.003386	0.471	6
365	4	3	3	0.001077	0.174	6
366	3	3	1	0.019085	1.613	11
367	4	3	3	0.001077	0.149	11
368	4	3	2	0.001231	0.174	11
369	4	3	3	0.000308	0.074	11
370	3	3	2	0.024164	1.613	11
371	4	3	3	0.000923	0.174	11
372	4	3	2	0.000923	0.124	11
373	4	3	2	0.001077	0.223	11
374	3	3	3	0.015699	0.819	11
375	4	2	3	0.000923	0.149	11
376	3	3	4	0.012005	0.595	11
377	4	3	3	0.000308	0.074	11
378	4	3	3	0.001231	0.198	11
379	3	2	1	0.008157	0.844	11
380	3	3	3	0.004002	0.422	11
381	3	3	1	0.009081	0.72	11
382	3	3	3	0.007234	0.62	11
383	3	3	2	0.000308	0.074	11
384	3	3	3	0.005541	0.447	2
385	3	3	1	0.001077	0.198	2
386	3	3	1	0.004463	0.571	2
387	1	3	3	0.004925	0.496	7
388	3	3	1	0.002155	0.273	2
389	5	3	2	0.009388	0.471	2
390	3	3	3	0.010004	1.166	2
391	3	3	1	0.000308	0.074	2
392	3	3	3	0.001847	0.273	2
393	3	3	2	0.001077	0.198	2
394	3	3	3	0.001693	0.223	2
395	3	3	2	0.002155	0.223	2
396	3	3	3	0.003078	0.422	2
397	3	3	2	0.004156	0.546	2
398	3	3	2	0.011851	1.29	2
399	3	3	3	0.001077	0.174	2
400	3	2	3	0.000308	0.074	2
401	3	3	4	0.00077	0.149	2
402	3	3	3	0.005233	0.67	2
403	3	3	3	0.015853	1.935	2
404	1	2	1	0.008465	0.447	2
405	3	3	3	0.002001	0.347	2
406	3	3	1	0.004156	0.521	2

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
407	4	3	3	0.000154	0.05	11
408	4	3	2	0.000462	0.099	11
409	1	3	3	0.004771	0.372	13
410	3	3	1	0.008003	1.092	2
411	3	3	1	0.000462	0.099	2
412	3	3	1	0.000308	0.074	2
413	3	3	3	0.000308	0.074	2
414	3	3	2	0.001385	0.223	2
415	3	3	3	0.000154	0.05	2
416	3	3	1	0.000308	0.074	2
417	3	3	3	0.001077	0.198	2
418	3	3	2	0.000154	0.05	2
419	3	3	3	0.001693	0.273	2
420	3	3	2	0.001693	0.198	2
421	3	3	3	0.00077	0.149	2
422	3	3	2	0.000154	0.05	2
423	3	5	2	0.000154	0.05	2
424	3	3	3	0.000154	0.05	2
425	3	2	3	0.000616	0.124	2
426	3	3	4	0.003232	0.422	2
427	1	3	3	0.00631	0.372	2
428	3	3	3	0.000308	0.074	2
429	3	2	1	0.000616	0.124	2
430	3	3	3	0.001847	0.223	2
431	3	3	1	0.004925	0.571	2
432	3	3	3	0.002309	0.323	2
433	3	3	2	0.001693	0.198	2
434	3	3	3	0.000462	0.099	2
435	1	3	3	0.002616	0.223	7
436	4	3	1	0.001539	0.223	11
437	4	3	1	0.001693	0.223	11
438	4	3	3	0.002463	0.273	11
439	4	3	2	0.00277	0.323	11
440	3	3	3	0.004771	0.695	2
441	4	3	1	0.00354	0.447	11
442	4	3	1	0.000154	0.05	11
443	4	3	2	0.001385	0.198	11
444	4	3	3	0.001847	0.298	11
445	4	3	2	0.000154	0.05	11
446	4	3	3	0.001385	0.223	11
447	4	3	2	0.002463	0.298	11
448	4	3	2	0.013236	0.918	11
449	3	3	3	0.00354	0.422	2
450	3	2	3	0.000154	0.05	2
451	4	3	4	0.001231	0.223	11
452	4	3	3	0.000616	0.124	11
453	3	3	3	0.000616	0.124	2
454	1	2	1	0.007541	0.422	7
455	1	3	3	0.024164	0.943	2
456	3	3	1	0.00708	0.62	2
457	3	3	3	0.002924	0.347	2

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
458	3	3	2	0.00354	0.372	2
459	3	3	3	0.000154	0.05	2
460	3	3	3	0.006002	0.546	2
461	3	3	1	0.000308	0.074	2
462	3	3	3	0.004309	0.571	2
463	1	3	3	0.005848	0.372	7
464	1	3	2	0.054022	1.687	13
465	4	3	3	0.001539	0.223	11
466	1	3	1	0.001539	0.198	2
467	4	3	3	0.006002	0.521	11
468	4	3	2	0.002924	0.298	11
469	5	3	1	0.000154	0.05	2
470	5	3	2	0.000154	0.05	2
471	5	3	3	0.924217	8.238	2
472	4	3	2	0.006772	0.645	11
473	4	3	3	0.001385	0.174	11
474	4	3	3	0.008927	0.67	11
475	4	2	3	0.001847	0.223	11
476	4	3	4	0.001385	0.223	11
477	4	3	3	0.022471	1.216	11
478	5	3	3	0.013236	0.744	2
479	5	2	1	0.238865	2.605	2
480	2	4	3	0.032936	0.844	8
481	1	3	1	0.067412	1.414	14
482	4	3	3	0.002616	0.323	11
483	4	3	2	0.000616	0.124	11
484	4	3	3	0.001077	0.174	11
485	1	3	3	0.005695	0.347	7
486	4	3	1	0.001077	0.174	11
487	3	3	1	0.005848	0.72	2
488	4	3	3	0.01339	1.34	11
489	3	3	2	0.000154	0.05	5
490	5	3	3	0.002924	0.273	2
491	4	3	1	0.015083	1.067	11
492	3	3	3	0.004002	0.471	5
493	5	3	2	0.013082	0.595	3
494	2	3	3	0.045557	1.017	8
495	3	3	2	0.002155	0.198	5
496	3	3	3	0.01616	1.365	5
497	3	3	2	0.002155	0.372	5
498	1	3	3	0.001539	0.198	2
499	3	3	1	0.000923	0.174	5
500	1	2	3	0.001539	0.174	13
501	3	3	4	0.000462	0.099	5
502	3	3	3	0.000154	0.05	5
503	3	3	3	0.000154	0.05	5
504	1	3	1	0.003078	0.273	7
505	3	2	3	0.001539	0.298	5
506	3	3	1	0.001539	0.198	5
507	3	3	3	0.002616	0.298	5
508	3	3	2	0.00354	0.447	5

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
509	3	3	3	0.000154	0.05	5
510	1	3	3	0.020316	0.744	2
511	3	3	1	0.005387	0.471	5
512	3	3	3	0.000154	0.05	5
513	5	3	3	0.000154	0.05	3
514	3	3	2	0.00077	0.149	5
515	5	3	3	0.000154	0.05	3
516	5	3	1	0.12405	2.208	3
517	3	3	3	0.006926	0.918	5
518	3	3	2	0.000154	0.05	5
519	3	3	3	0.000923	0.174	5
520	1	3	2	0.0965	1.911	2
521	3	3	3	0.003386	0.323	5
522	3	3	2	0.001077	0.198	5
523	1	5	2	0.018161	0.744	7
524	3	3	3	0.004771	0.521	5
525	3	2	2	0.001693	0.223	5
526	3	3	4	0.000308	0.074	5
527	3	3	3	0.000308	0.074	5
528	3	3	1	0.001539	0.223	5
529	1	3	1	0.06064	1.538	2
530	3	2	3	0.017238	1.141	5
531	3	3	1	0.000923	0.174	5
532	1	3	3	0.000154	0.05	7
533	1	3	2	0.091113	1.985	2
534	3	3	3	0.022471	3.126	5
535	1	3	3	0.005541	0.347	13
536	1	3	1	0.001693	0.198	2
537	4	3	3	0.027088	1.489	11
538	4	3	3	0.010774	1.017	11
539	4	3	2	0.010158	0.521	11
540	4	3	3	0.013544	0.893	11
541	1	3	1	0.02955	1.29	14
542	3	3	3	0.005695	0.62	5
543	3	3	2	0.000154	0.05	5
544	3	3	3	0.000154	0.05	5
545	3	3	2	0.000154	0.05	5
546	3	3	3	0.001077	0.198	5
547	3	3	2	0.003386	0.347	5
548	1	3	3	0.034168	0.968	7
549	3	3	3	0.017853	1.861	5
550	3	2	2	0.001385	0.198	5
551	3	3	4	0.000308	0.074	5
552	3	3	3	0.000462	0.099	5
553	3	3	1	0.000154	0.05	5
554	3	3	1	0.000154	0.05	5
555	3	2	3	0.000154	0.05	5
556	3	3	1	0.020624	1.737	5
557	1	3	3	0.0197	0.844	2
558	1	3	2	0.006618	0.372	2
559	2	3	3	0.015391	0.595	8

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
560	2	3	3	0.031243	0.893	8
561	2	3	4	0.028011	0.819	8
562	3	3	3	0.000154	0.05	5
563	3	3	3	0.00277	0.298	5
564	2	3	2	0.063718	1.414	8
565	2	3	3	0.009696	0.447	8
566	2	3	1	0.046018	1.216	8
567	2	3	3	0.014929	0.645	8
568	4	3	2	0.008927	0.62	11
569	5	3	3	0.010466	0.571	3
570	4	3	2	0.022009	1.117	11
571	1	3	3	0.01062	0.521	13
572	1	3	2	0.05279	1.241	7
573	1	3	3	0.007234	0.397	7
574	1	3	3	0.000154	0.05	8
575	1	2	2	0.082341	1.563	13
576	1	3	4	0.023702	0.943	13
577	1	3	3	0.000154	0.05	8
578	1	3	1	0.030628	0.868	13
579	5	3	1	0.732294	8.238	3
580	1	2	3	0.051251	1.315	14
581	5	3	1	0.056792	1.389	3
582	2	3	3	0.01693	0.67	8
583	2	3	2	0.007695	0.496	8
584	1	3	3	0.02955	0.893	8
585	3	3	3	0.004617	0.546	5
586	1	3	1	0.018315	0.819	13
587	1	3	3	0.064333	1.489	13
588	2	3	3	0.004925	0.397	8
589	1	3	2	0.009542	0.471	8
590	1	3	3	0.025395	0.819	2
591	1	3	1	0.036476	1.017	8
592	5	3	3	0.327516	3.077	3
593	1	3	2	0.028319	0.968	13
594	1	3	3	0.009081	0.447	2
595	2	3	2	0.000154	0.05	8
596	4	3	3	0.020162	0.918	11
597	3	3	2	0.013236	0.819	5
598	3	5	3	0.006156	0.67	5
599	1	3	3	0.011389	0.67	8
600	4	2	3	0.004925	0.422	11
601	2	3	4	0.00354	0.323	8
602	2	3	3	0.007849	0.496	8
603	2	3	1	0.010312	0.521	8
604	2	3	1	0.253486	5.037	8
605	2	2	3	0.004156	0.372	8
606	2	3	1	0.008465	0.496	8
607	2	3	3	0.002616	0.248	8
608	2	3	2	0.002616	0.273	8
609	2	3	3	0.004002	0.323	8
610	1	3	3	0.040478	1.117	2

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
611	2	3	1	0.004002	0.323	8
612	1	3	3	0.005233	0.422	14
613	5	3	3	0.000154	0.05	3
614	4	3	2	0.022624	0.844	11
615	2	3	3	0.175147	2.035	8
616	2	3	1	0.016006	0.645	10
617	4	3	3	0.021393	1.588	11
618	2	3	2	0.011081	0.571	10
619	2	3	3	0.051867	1.265	10
620	2	3	2	0.00985	0.496	10
621	2	3	3	0.006156	0.397	10
622	2	3	2	0.047404	1.191	10
623	2	3	3	0.011697	0.521	10
624	2	3	3	0.146366	3.3	10
625	5	2	3	0.020931	0.744	3
626	2	3	4	0.008465	0.471	10
627	2	3	3	0.014621	0.62	10
628	2	3	1	0.009388	0.521	10
629	5	3	1	0.031859	0.893	3
630	2	2	3	0.077262	1.687	10
631	5	3	1	0.533599	4.714	3
632	2	3	3	0.041709	1.315	10
633	1	3	2	0.017392	0.744	13
634	5	3	3	0.034475	1.067	3
635	2	3	3	0.128667	2.853	10
636	4	3	1	0.01062	0.571	11
637	1	3	3	0.026934	0.844	2
638	2	3	3	0.069259	1.464	10
639	1	3	2	0.115277	1.762	8
640	2	3	3	0.077262	1.96	10
641	2	3	1	0.022009	1.017	10
642	2	3	3	0.042479	1.092	10
643	5	3	2	0.034168	0.893	3
644	1	3	3	0.014775	0.67	2
645	1	3	2	0.003232	0.298	10
646	4	3	3	0.033244	1.538	11
647	4	3	2	0.020316	0.744	11
648	5	3	3	0.1536	2.382	13
649	2	3	3	0.070028	1.489	10
650	2	2	2	0.089882	1.712	10
651	2	3	4	0.086188	1.613	10
652	2	3	3	0.10989	1.638	10
653	5	3	1	0.932836	9.95	13
654	1	3	1	0.011543	0.595	13
655	1	2	3	0.010466	0.521	2
656	4	4	1	0.006926	0.521	11
657	1	3	3	0.042479	1.166	14
658	2	3	2	0.06064	1.389	10
659	2	3	3	0.215779	2.704	10
660	2	3	3	0.018007	0.67	10
661	2	3	1	0.01693	0.645	10

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
662	1	3	3	0.03663	1.067	13
663	1	3	3	0.007234	0.422	10
664	2	3	2	0.012928	0.72	10
665	2	3	3	0.02755	0.819	10
666	2	3	1	0.010312	0.595	10
667	2	3	3	0.009388	0.521	10
668	2	3	2	0.015083	0.695	10
669	5	3	3	0.034783	0.968	13
670	4	3	2	0.010158	0.571	11
671	1	3	3	0.000154	0.05	10
672	1	3	2	0.000154	0.05	13
673	2	3	3	0.025857	0.918	10
674	2	3	3	0.04294	1.042	10
675	1	2	3	0.011697	0.571	10
676	1	3	4	0.040324	0.992	13
677	4	3	3	0.019854	0.918	11
678	1	3	3	0.003694	0.397	14
679	1	3	1	0.031397	1.042	13
680	2	2	3	0.005541	0.422	10
681	2	3	1	0.009388	0.496	10
682	2	3	3	0.002463	0.298	10
683	2	3	2	0.014621	0.595	10
684	1	3	3	0.032167	1.042	10
685	2	3	3	0.013698	0.595	10
686	5	3	1	0.007541	0.447	13
687	4	3	3	0.008003	0.521	11
688	1	3	3	0.022932	0.893	13
689	5	3	2	0.004925	0.422	13
690	2	3	3	0.016776	0.695	10
691	4	3	1	0.02755	0.943	11
692	1	3	3	0.016468	0.62	13
693	2	3	2	0.009081	0.595	10
694	2	3	3	0.004617	0.372	10
695	1	5	2	0.017853	0.67	10
696	5	3	3	0.051251	1.191	13
697	2	3	2	0.010927	0.67	10
698	2	5	3	0.015853	0.645	10
699	2	3	3	0.435252	6.997	10
700	2	2	3	0.031089	1.241	10
701	2	3	4	0.007388	0.447	10
702	1	3	3	0.003078	0.298	10
703	2	3	3	0.01339	0.695	13
704	2	3	1	0.007695	0.471	13
705	2	2	3	0.014467	0.67	13
706	1	3	1	0.009542	0.447	2
707	1	3	3	0.009234	0.496	2
708	5	3	2	0.048481	1.29	13
709	1	3	3	0.012005	0.571	13
710	4	3	3	0.008927	0.471	11
711	5	3	1	0.030628	0.992	13
712	1	3	3	0.01339	0.595	13

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
713	1	3	3	0.011543	0.546	13
714	2	3	2	0.003232	0.248	13
715	2	3	3	0.000154	0.05	13
716	1	3	1	0.01693	0.744	10
717	2	3	3	0.005541	0.397	13
718	2	3	2	0.00354	0.298	13
719	2	3	3	0.002616	0.273	13
720	2	5	2	0.030628	0.918	13
721	2	3	3	0.004925	0.372	13
722	2	3	2	0.004617	0.347	13
723	2	3	3	0.010774	0.695	13
724	1	3	3	0.035245	1.117	2
725	1	2	2	0.017084	0.844	2
726	1	4	4	0.004925	0.397	13
727	1	3	3	0.012313	0.546	13
728	1	3	3	0.020008	0.769	14
729	1	3	1	0.014775	0.546	2
730	1	2	3	0.006002	0.422	10
731	2	3	1	0.000154	0.05	13
732	1	3	3	0.008465	0.546	14
733	1	3	2	0.012774	0.571	13
734	2	3	3	0.02401	0.918	13
735	4	3	3	0.024164	0.893	11
736	1	3	1	0.015237	0.67	13
737	4	3	3	0.008619	0.422	11
738	1	3	3	0.018315	0.67	10
739	1	3	2	0.012005	0.645	14
740	5	3	3	0.062333	1.315	13
741	1	3	1	0.01693	0.72	13
742	1	3	3	0.017853	0.67	13
743	2	3	2	0.097424	1.687	13
744	1	3	3	0.005695	0.397	10
745	1	5	2	0.015853	0.645	13
746	1	3	3	0.012159	0.571	10
747	1	3	2	0.028011	0.844	10
748	1	3	3	0.004002	0.372	13
749	5	4	3	0.044787	1.191	13
750	5	2	3	0.082649	1.563	13
751	1	3	4	0.007234	0.496	2
752	4	3	3	0.006772	0.447	11
753	1	3	3	0.228861	2.531	13
754	1	3	1	0.032321	1.117	10
755	4	2	3	0.008003	0.471	11
756	4	3	1	0.005848	0.397	11
757	1	3	3	0.084188	1.613	2
758	1	3	2	0.022778	0.794	13
759	5	3	3	0.016622	0.645	13
760	4	3	3	0.011235	0.521	11
761	2	3	1	0.059255	1.34	13
762	2	3	3	0.027088	0.844	13
763	2	3	3	0.015545	0.72	13

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
764	5	3	2	0.038323	1.067	13
765	4	3	3	0.046326	1.241	11
766	5	3	1	0.050328	1.514	13
767	5	3	3	0.02047	0.744	13
768	4	3	2	0.008157	0.521	11
769	1	3	3	0.206083	2.605	14
770	4	5	2	0.028781	1.141	11
771	1	3	3	0.195309	2.977	13
772	2	3	2	0.051097	1.191	5
773	2	5	3	0.015391	0.695	5
774	1	3	3	0.01616	0.695	2
775	2	2	3	0.044018	1.216	5
776	2	3	4	0.011851	0.62	5
777	2	3	3	0.032013	1.042	5
778	4	3	3	0.116816	2.853	11
779	1	3	1	0.014775	0.62	13
780	1	2	3	0.122049	1.911	10
781	1	3	1	0.019546	0.769	2
782	2	3	3	0.33475	4.615	5
783	1	3	2	0.175917	2.556	10
784	2	3	3	0.048327	1.464	5
785	5	3	3	0.049866	1.315	13
786	4	3	1	0.000154	0.05	11
787	1	3	3	0.164374	2.035	13
788	1	3	3	0.023548	0.893	10
789	4	3	2	0.009542	0.496	11
790	1	3	3	0.119586	1.737	2
791	4	3	1	0.036784	1.414	11
792	1	3	3	0.075261	1.464	13
793	1	3	2	0.137901	3.275	13
794	3	3	3	0.020008	0.794	5
795	5	5	2	0.405855	5.235	13
796	1	3	3	0.065103	1.662	14
797	1	3	2	0.025703	0.918	10
798	5	3	3	0.038939	1.464	13
799	1	3	3	0.036476	1.092	13
800	1	2	2	0.005079	0.397	11
801	1	3	4	0.000154	0.05	14
802	1	3	3	0.022932	0.992	14
803	5	3	3	0.047865	1.439	14
804	3	3	2	0.025857	1.042	5
805	1	2	3	0.297504	3.25	11
806	1	3	1	0.03663	0.968	14
807	1	3	3	0.000154	0.05	2
808	4	3	2	0.129437	3.052	11
809	3	3	3	0.006618	0.546	5
810	4	3	3	0.008773	0.496	11
811	4	3	4	0.009388	0.67	11
812	1	3	3	0.081725	1.786	11
813	4	3	3	0.030166	1.067	11
814	4	3	2	0.029704	1.067	11

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
815	3	3	3	0.047404	3.325	5
816	3	3	1	0.000154	0.05	5
817	3	3	3	0.000154	0.05	5
818	3	3	2	0.007541	0.521	5
819	4	3	3	0.008773	0.571	11
820	1	5	2	0.031705	1.042	11
821	5	3	3	0.020008	0.769	14
822	4	3	2	0.002463	0.223	11
823	1	3	3	0.019546	0.695	11
824	5	3	3	0.040939	1.117	14
825	1	2	3	0.018777	0.769	14
826	4	3	4	0.012774	0.571	11
827	3	3	3	0.018931	0.893	14
828	3	3	3	0.018469	1.117	14
829	3	3	2	0.01416	0.992	14
830	3	2	3	0.020778	0.968	14
831	3	3	1	0.014775	0.744	14
832	3	3	3	0.018469	0.744	14
833	3	3	2	0.072491	2.208	14
834	3	3	3	0.033552	1.216	14
835	3	3	1	0.016776	0.794	14
836	4	3	1	0.0197	0.794	11
837	3	3	3	0.240404	13.126	14
838	1	3	3	0.016314	0.744	2
839	1	3	2	0.005541	0.372	13
840	1	3	3	0.227014	2.382	11
841	1	3	1	0.008773	0.496	2
842	1	3	3	0.014775	0.62	14
843	3	3	2	0.004771	0.347	14
844	1	3	3	0.038477	0.968	13
845	4	5	3	0.017238	0.992	11
846	1	3	3	0.004617	0.323	14
847	5	3	2	0.000154	0.05	14
848	4	5	3	0.045557	1.514	11
849	5	3	3	0.028935	0.918	14
850	3	2	3	0.003232	0.422	14
851	3	3	4	0.05356	3.027	14
852	5	3	3	0.042325	1.315	14
853	5	3	1	0.000154	0.05	14
854	3	3	2	0.007695	0.794	14
855	1	2	3	0.037092	1.216	12
856	1	3	1	0.021393	1.042	2
857	3	3	3	0.113584	3.722	14
858	3	3	2	0.117278	6.352	14
859	3	3	3	0.000923	0.174	14
860	3	3	3	0.12682	8.362	14
861	3	3	1	0.000154	0.05	14
862	3	3	3	0.32413	15.557	14
863	3	3	3	0.030628	1.241	14
864	1	3	2	0.059408	1.365	13
865	5	3	3	0.664266	5.186	14

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
866	1	3	1	0.128667	2.382	12
867	5	3	3	0.297658	4.392	14
868	5	3	2	0.329671	3.226	14
869	3	3	3	0.102349	1.911	14
870	4	5	1	0.008927	0.521	11
871	5	3	3	0.152831	2.258	14
872	1	3	2	0.474036	6.153	12
873	3	3	3	0.006002	0.521	14
874	1	3	3	0.061563	1.563	2
875	1	2	2	0.081263	1.662	13
876	4	3	4	0.283498	3.796	11
877	4	3	2	0.007695	0.471	11
878	4	3	1	0.014929	0.62	11
879	4	3	3	0.022317	0.72	11
880	5	2	3	0.123896	1.861	11
881	4	3	1	0.022317	0.943	11
882	4	3	3	0.062487	1.911	11
883	4	3	2	0.010312	0.546	11
884	4	3	3	0.006002	0.447	11
885	4	3	1	0.004002	0.347	11
886	3	3	3	0.10712	5.905	14
887	5	3	1	0.28042	2.953	11
888	3	2	3	0.036938	2.357	14
889	3	3	2	0.012159	1.092	14
890	1	3	3	0.218549	2.729	14
891	5	3	1	0.00631	0.397	11
892	1	3	3	0.037554	1.092	12
893	5	3	2	0.015699	0.744	11
894	3	3	3	0.042017	1.935	14
895	1	5	1	0.284268	3.101	14
896	1	3	3	0.060178	1.265	12
897	4	3	2	0.047404	1.588	11
898	5	3	3	0.311356	3.598	11
899	4	3	3	0.026472	0.992	11
900	5	2	2	0.184074	2.258	11
901	2	3	4	0.113584	1.96	5
902	2	3	2	0.055715	1.365	14
903	2	3	1	0.070028	1.439	14
904	2	3	3	0.046634	1.191	14
905	3	2	3	0.104965	5.583	14
906	3	3	1	0.077723	6.203	14
907	3	3	3	0.000154	0.05	14
908	3	2	2	0.000154	0.05	14
909	3	3	3	0.037554	2.953	14
910	3	3	1	0.066026	4.292	14
911	3	3	3	0.131437	8.163	14
912	3	3	1	0.205159	13.87	14
913	3	2	3	0.128359	8.386	14
914	3	3	2	0.001231	0.174	14
915	3	3	3	0.000154	0.05	14
916	4	3	1	0.024317	1.117	11

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
917	3	3	3	0.027396	1.241	14
918	3	3	3	0.066796	4.144	14
919	3	3	1	0.086958	4.069	14
920	5	5	3	0.026934	0.844	11
921	4	3	3	0.021393	0.868	11
922	3	3	1	0.000154	0.05	14
923	5	5	3	0.392157	3.747	11
924	4	3	1	0.040478	1.216	11
925	4	2	3	0.029242	0.893	11
926	5	3	4	0.117889	2.059	11
927	2	3	3	0.133746	2.134	14
928	4	3	1	0.040324	1.216	11
929	2	3	3	0.047865	1.141	14
930	3	2	1	0.021239	1.687	14
931	3	3	1	0.000308	0.099	14
932	3	2	3	0.005695	0.447	14
933	3	3	3	0.319051	19.328	14
934	3	3	1	0.008619	0.571	14
935	3	3	3	0.124973	10.371	14
936	3	3	1	0.000154	0.05	14
937	3	3	3	0.000154	0.05	14
938	3	2	1	0.050328	2.556	14
939	3	3	3	0.015083	0.62	14
940	4	3	3	0.0394	1.464	11
941	3	3	1	0.01416	0.67	14
942	3	3	3	0.000308	0.074	14
943	3	2	1	0.000154	0.05	14
944	3	3	3	0.05356	4.541	14
945	2	5	1	0.038785	1.042	14
946	2	3	3	0.000154	0.05	14
947	2	3	1	0.02601	0.918	14
948	3	5	3	0.072645	4.193	14
949	3	2	1	0.008773	0.769	14
950	4	2	3	0.043094	1.117	11
951	4	3	4	0.039247	1.017	11
952	4	3	3	0.004925	0.422	13
953	2	3	1	0.563303	4.342	14
954	4	3	3	0.024317	1.067	13
955	4	2	1	0.011081	0.62	13
956	4	3	3	0.010774	0.546	13
957	4	3	1	0.015853	0.744	13
958	4	3	3	0.009388	0.496	13
959	4	3	1	0.031089	0.918	13
960	4	3	3	0.005233	0.347	13
961	4	3	1	0.007234	0.496	13
962	4	3	3	0.024164	0.943	13
963	4	3	1	0.013236	0.769	13
964	4	2	3	0.025087	0.844	13
965	4	3	3	0.012928	0.645	13
966	4	3	1	0.000154	0.05	13
967	4	3	3	0.033552	1.315	13

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
968	4	3	3	0.010312	0.546	14
969	4	3	3	0.008619	0.496	14
970	4	5	1	0.019085	0.893	14
971	4	3	3	0.022317	1.141	14
972	4	3	1	0.027396	1.117	14
973	2	5	3	0.138979	1.861	14
974	4	3	3	0.005541	0.372	14
975	4	2	3	0.012774	0.695	14
976	4	3	3	0.027242	1.241	14
977	4	2	3	0.022009	0.992	14
978	4	3	3	0.024625	0.918	14
979	4	3	3	0.004617	0.397	14
980	4	4	3	0.00354	0.347	14



Anexo IV:

**Análisis de correlación entre factores
determinantes y movimientos de ladera**



Leyenda:**Ruptura:**

Dz:	Deslizamientos
Fl:	Flujos de tierra y soliflucción
Cdr:	Corrientes de derrubios:
Dep:	Desprendimientos
Mcomp:	Movimientos complejos
Sin:	Sin ruptura.

Curvatura vertical:

Cv :	Convexa
Re:	Recta
Cn :	Cóncava

Formas del terreno:

Ll:	Llanuras con colinas muy bajas
MRM:	Mesetas con relieve moderado
CAB:	Colinas abiertas y bajas
MCA:	Montañas y colinas altas
TRF:	Mesetas con relieve alto

Litología:

DA:	Depósitos aluviales
Dr:	Derrubios
Tr:	Travertinos
Tu:	Turbas, arcillas y limos
CD:	Conos de deyección
CM:	Conglomerados y margas
CA:	Conglomerados con arenas
LAM:	Limos, arenas y margas
C:	Calcarenitas
LAC:	Limos, arenas y conglomerados
DCM:	Dolomías, calizas y mármoles
Cces:	Calizas y calcosquistos
FC:	Filitas y cuarcitas
MCEs:	Micasquistos y cuarzoquistos

Unidades tectónicas

NC:	Neógeno-Cuaternario
MG:	Manto de los Guájares
MHT:	Manto de la Herradura - Trevenque
MAE:	Manto de Alcázar (Escalate)
ML:	Manto de Lújar
MM:	Manto del Mulhacen
MV:	Manto del Veleta

Tectónica activa

B:	Baja
M:	Moderada
A:	Alta
MA:	Muy alta

Altitud - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : alti200 - altitudes de 200 en 200 m
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.2939
 Tschuprow's T 0.1045
 Cramer's V 0.1375

Area (sq km)

Total %

Row %

Col %

	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
< 200	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.227	0.231
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05
	0.80	0.67	0.00	0.00	0.00	98.53	
	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	
200-400	0.375	0.202	0.001	0.032	1.139	3.815	5.563
	0.08	0.04	0.00	0.01	0.25	0.85	1.24
	6.74	3.63	0.01	0.57	20.47	68.57	
	4.57	3.55	0.02	1.75	13.37	0.90	
400-600	1.000	2.079	0.040	0.133	2.258	21.861	27.373
	0.22	0.46	0.01	0.03	0.50	4.86	6.09
	3.65	7.60	0.15	0.49	8.25	79.87	
	12.19	36.50	1.16	7.38	26.51	5.18	
600-800	2.278	2.224	0.023	0.364	1.704	68.286	74.879
	0.51	0.49	0.01	0.08	0.38	15.19	16.66
	3.04	2.97	0.03	0.49	2.28	91.20	
	27.77	39.05	0.66	20.12	20.00	16.19	
800-1000	1.092	0.853	0.379	0.344	0.412	95.493	98.572
	0.24	0.19	0.08	0.08	0.09	21.24	21.93
	1.11	0.87	0.38	0.35	0.42	96.88	
	13.31	14.97	10.90	19.05	4.83	22.64	
1000-120	0.605	0.046	1.033	0.169	0.633	75.260	77.746
	0.13	0.01	0.23	0.04	0.14	16.74	17.30
	0.78	0.06	1.33	0.22	0.81	96.80	
	7.37	0.81	29.72	9.33	7.44	17.84	
1200-140	0.623	0.105	1.185	0.092	1.037	54.276	57.317
	0.14	0.02	0.26	0.02	0.23	12.08	12.75
	1.09	0.18	2.07	0.16	1.81	94.70	
	7.59	1.84	34.07	5.09	12.17	12.87	
1400-160	0.619	0.142	0.481	0.096	0.806	19.593	21.736
	0.14	0.03	0.11	0.02	0.18	4.36	4.84
	2.85	0.65	2.21	0.44	3.71	90.14	
	7.54	2.49	13.85	5.31	9.46	4.65	
1600-180	0.894	0.044	0.229	0.037	0.289	16.484	17.977
	0.20	0.01	0.05	0.01	0.06	3.67	4.00
	4.98	0.24	1.27	0.20	1.61	91.69	
	10.90	0.77	6.58	2.04	3.39	3.91	
1800-200	0.421	0.000	0.048	0.055	0.001	15.081	15.606
	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00	3.36	3.47
	2.70	0.00	0.31	0.36	0.00	96.64	
	5.13	0.00	1.39	3.07	0.01	3.58	
2000-220	0.125	0.000	0.057	0.222	0.241	11.945	12.591
	0.03	0.00	0.01	0.05	0.05	2.66	2.80
	1.00	0.00	0.45	1.77	1.91	94.87	
	1.53	0.00	1.65	12.31	2.82	2.83	
2200-240	0.169	0.000	0.000	0.097	0.000	11.437	11.704
	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	2.54	2.60
	1.45	0.00	0.00	0.83	0.00	97.72	
	2.06	0.00	0.01	5.37	0.00	2.71	
2400-260	0.000	0.000	0.000	0.070	0.000	10.468	10.539
	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	2.33	2.34
	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	99.33	
	0.00	0.00	0.00	3.88	0.00	2.48	
2600-280	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000	8.855	8.897
	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	1.97	1.98
	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	99.52	
	0.00	0.00	0.00	2.34	0.00	2.10	
2800-300	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	6.933	6.973
	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	1.54	1.55
	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00	99.43	
	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	1.64	
>3000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	1.768	1.782
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.40
	0.00	0.00	0.00	0.79	0.00	99.21	
	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00	0.42	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Pendiente - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : pendclas - pendclas
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.1387
 Tschuprow's T 0.0626
 Cramer's V 0.0626

Area (sq km)

Total %	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
Row %							
Col %							
< 2	0.014	0.032	0.008	0.000	0.030	15.122	15.206
	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	3.36	3.38
	0.09	0.21	0.05	0.00	0.20	99.45	
	0.17	0.56	0.22	0.03	0.35	3.59	
2-5	0.066	0.201	0.050	0.007	0.077	38.326	38.727
	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	8.53	8.62
	0.17	0.52	0.13	0.02	0.20	98.97	
	0.81	3.53	1.43	0.38	0.90	9.09	
5-15	1.353	1.853	0.754	0.149	1.742	128.119	133.970
	0.30	0.41	0.17	0.03	0.39	28.50	29.81
	1.01	1.38	0.56	0.11	1.30	95.63	
	16.50	32.53	21.67	8.25	20.45	30.38	
15-25	3.495	2.415	1.249	0.473	4.040	140.798	152.471
	0.78	0.54	0.28	0.11	0.90	31.32	33.92
	2.29	1.58	0.82	0.31	2.65	92.34	
	42.61	42.39	35.91	26.19	47.43	33.38	
25-35	2.688	1.054	1.051	0.574	2.103	74.800	82.269
	0.60	0.23	0.23	0.13	0.47	16.64	18.30
	3.27	1.28	1.28	0.70	2.56	90.92	
	32.77	18.50	30.23	31.74	24.68	17.73	
35-89	0.586	0.141	0.367	0.604	0.527	24.619	26.844
	0.13	0.03	0.08	0.13	0.12	5.48	5.97
	2.18	0.53	1.37	2.25	1.96	91.71	
	7.14	2.48	10.54	33.41	6.19	5.84	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Exposición - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : expo45 - expo45
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.0870
 Tschuprow's T 0.0347
 Cramer's V 0.0391

Area (sq km)

Total %	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
Row %							
Col %							
Norte	0.444	0.699	0.176	0.185	0.794	34.894	37.192
	0.10	0.16	0.04	0.04	0.18	7.76	8.27
	1.19	1.88	0.47	0.50	2.14	93.82	
	5.41	12.27	5.07	10.26	9.32	8.27	
Noreste	0.377	0.630	0.286	0.083	1.309	42.536	45.220
	0.08	0.14	0.06	0.02	0.29	9.46	10.06
	0.83	1.39	0.63	0.18	2.89	94.06	
	4.60	11.06	8.22	4.58	15.36	10.08	
Este	0.587	0.606	0.431	0.295	1.288	42.723	45.930
	0.13	0.13	0.10	0.07	0.29	9.50	10.22
	1.28	1.32	0.94	0.64	2.81	93.02	
	7.15	10.64	12.39	16.33	15.12	10.13	
Sudeste	0.740	0.729	0.495	0.455	0.882	53.969	57.270
	0.16	0.16	0.11	0.10	0.20	12.01	12.74
	1.29	1.27	0.86	0.80	1.54	94.24	
	9.02	12.80	14.24	25.20	10.35	12.80	
Sur	1.030	0.993	0.671	0.234	0.990	66.064	69.983
	0.23	0.22	0.15	0.05	0.22	14.70	15.57
	1.47	1.42	0.96	0.33	1.41	94.40	
	12.56	17.44	19.29	12.96	11.62	15.66	
Sudoeste	2.008	0.829	0.528	0.108	0.771	60.933	65.176
	0.45	0.18	0.12	0.02	0.17	13.56	14.50
	3.08	1.27	0.81	0.17	1.18	93.49	
	24.48	14.56	15.17	5.98	9.05	14.45	
Oeste	1.931	0.818	0.523	0.196	1.416	63.574	68.458
	0.43	0.18	0.12	0.04	0.32	14.14	15.23
	2.82	1.20	0.76	0.29	2.07	92.87	
	23.54	14.37	15.05	10.84	16.62	15.07	
Noroeste	1.086	0.388	0.368	0.250	1.057	51.785	54.932
	0.24	0.09	0.08	0.06	0.24	11.52	12.22
	1.98	0.71	0.67	0.46	1.92	94.27	
	13.23	6.80	10.57	13.84	12.41	12.28	
S. plana	0.002	0.004	0.000	0.000	0.012	5.305	5.323
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.18	1.18
	0.03	0.07	0.00	0.00	0.22	99.67	
	0.02	0.06	0.00	0.00	0.14	1.26	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Iluminación - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : ilummecl - ilummecl
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.0785
 Tschuprow's T 0.0324
 Cramer's V 0.0352
 Area (sq km)

Row % Col %	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
<10	0.000 0.00 0.02 0.00	0.001 0.00 0.13 0.02	0.004 0.00 0.64 0.13	0.008 0.00 1.16 0.45	0.001 0.00 0.18 0.01	0.686 0.15 97.87 0.16	0.701 0.16
10-20	0.024 0.01 0.91 0.29	0.019 0.00 0.71 0.33	0.018 0.00 0.69 0.52	0.067 0.01 2.56 3.70	0.042 0.01 1.62 0.50	2.443 0.54 93.51 0.58	2.612 0.58
20-30	0.336 0.07 2.50 4.10	0.204 0.05 1.52 3.57	0.132 0.03 0.98 3.79	0.156 0.03 1.16 8.63	0.359 0.08 2.67 4.21	12.236 2.72 91.16 2.90	13.422 2.99
30-40	1.059 0.24 2.18 12.91	0.687 0.15 1.42 12.06	0.387 0.09 0.80 11.13	0.251 0.06 0.52 13.88	1.474 0.33 3.04 17.30	44.640 9.93 92.04 10.58	48.498 10.79
40-50	1.710 0.38 1.57 20.85	1.502 0.33 1.37 26.37	0.864 0.19 0.79 24.85	0.334 0.07 0.31 18.46	2.940 0.65 2.69 34.51	101.924 22.68 93.27 24.17	109.274 24.31
50-60	3.140 0.70 1.62 38.28	2.036 0.45 1.05 35.75	1.119 0.25 0.58 32.18	0.526 0.12 0.27 29.10	2.320 0.52 1.20 27.23	184.553 41.06 95.28 43.76	193.695 43.09
60-70	1.933 0.43 2.38 23.57	1.247 0.28 1.53 21.90	0.953 0.21 1.17 27.40	0.466 0.10 1.17 25.79	1.383 0.31 1.70 16.24	75.298 16.75 92.64 17.85	81.280 18.08
>70	0.000 0.00 0.00 0.00	0.000 0.00 0.00 0.00	0.000 0.00 3.45 0.00	0.000 0.00 0.00 0.00	0.000 0.00 0.00 0.00	0.004 0.00 96.55 0.00	0.004 0.00
Total	8.203 1.83	5.696 1.27	3.477 0.77	1.807 0.40	8.519 1.90	421.783 93.84	449.486

Curvatura vertical - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : curver41 - curver41
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.1346
 Tschuprow's T 0.0511
 Cramer's V 0.0608
 Area (sq km)

Row % Col %	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
Cv250	0.771 0.17 1.16 9.40	0.538 0.12 0.81 9.45	0.257 0.06 0.39 7.40	0.537 0.12 0.81 29.71	1.225 0.27 1.84 14.38	63.317 14.09 95.01 15.01	66.646 14.83
Cv250500	0.936 0.21 1.40 11.41	0.615 0.14 0.92 10.81	0.249 0.06 0.37 7.18	0.380 0.08 0.57 21.04	1.196 0.27 1.79 14.04	63.589 14.15 94.96 15.08	66.967 14.90
Cv500-10	0.574 0.13 1.11 6.99	0.479 0.11 0.93 8.41	0.108 0.02 0.21 3.10	0.192 0.04 0.37 10.63	0.675 0.15 1.30 7.92	49.765 11.07 96.09 11.80	51.793 11.52
Cv100020	0.143 0.03 0.60 1.75	0.237 0.05 0.99 4.16	0.022 0.00 0.09 0.64	0.056 0.01 0.23 3.07	0.210 0.05 0.88 2.46	23.305 5.18 97.21 5.53	23.973 5.33
Cv2000	0.028 0.01 0.22 0.35	0.070 0.02 0.55 1.23	0.005 0.00 0.04 0.13	0.020 0.00 0.16 1.11	0.053 0.01 0.42 0.63	12.514 2.78 98.61 2.97	12.690 2.82
Re	0.172 0.04 0.84 2.09	0.145 0.03 0.71 2.55	0.046 0.01 0.23 1.32	0.031 0.01 0.15 1.74	0.238 0.05 1.17 2.79	19.737 4.39 96.90 4.68	20.368 4.53
Cn250	2.346 0.52 3.31 28.60	1.347 0.30 1.90 23.64	1.579 0.35 2.23 45.42	0.299 0.07 0.42 16.53	1.946 0.43 2.75 22.85	63.260 14.07 89.38 15.00	70.777 15.75
Cn250500	1.873 0.42 3.02 22.83	1.147 0.26 1.85 20.14	0.830 0.18 1.34 23.88	0.177 0.04 0.29 9.79	1.707 0.38 2.75 20.03	56.277 12.52 90.75 13.34	62.011 13.80
Cn500100	1.015 0.23 2.33 12.38	0.782 0.17 1.79 13.73	0.308 0.07 0.71 8.86	0.081 0.02 0.19 4.51	0.943 0.21 2.16 11.07	40.491 9.01 92.82 9.60	43.621 9.70
Cn100020	0.267 0.06 1.32 3.26	0.257 0.06 1.27 4.50	0.055 0.01 0.27 1.59	0.027 0.01 0.13 1.49	0.250 0.06 1.24 2.93	19.346 4.30 95.76 4.59	20.202 4.49
Cn2000	0.077 0.02 0.74 0.94	0.079 0.02 0.75 1.38	0.017 0.00 0.16 0.48	0.007 0.00 0.07 0.38	0.077 0.02 0.74 0.91	10.182 2.27 97.55 2.41	10.438 2.32
Total	8.203 1.83	5.696 1.27	3.477 0.77	1.807 0.40	8.519 1.90	421.783 93.84	449.486

Formas del terreno - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : fote41c5 - fote41c5
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.1485
 Tschuprow's T 0.0710
 Cramer's V 0.0751
 Area (sq km)

Row #	Col #	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
LI	0.000	0.075	0.003	0.000	0.000	0.000	27.891	27.970
	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	6.21	6.22
	0.00	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	99.72	
	0.00	1.32	0.10	0.00	0.00	0.00	6.61	
MRM	0.255	0.765	0.125	0.300	0.418	0.418	56.354	58.217
	0.06	0.17	0.03	0.07	0.09	0.09	12.54	12.95
	0.44	1.31	0.21	0.52	0.72	0.72	96.80	
	3.11	13.44	3.59	16.62	4.90	4.90	13.36	
CAB	0.271	0.642	0.149	0.090	0.229	0.229	70.290	71.670
	0.06	0.14	0.03	0.02	0.05	0.05	15.64	15.94
	0.38	0.90	0.21	0.12	0.32	0.32	98.07	
	3.30	11.27	4.27	4.96	2.69	2.69	16.66	
MCA	7.068	4.193	2.831	1.026	7.726	7.726	239.860	262.704
	1.57	0.93	0.63	0.23	1.72	1.72	53.36	58.45
	2.69	1.60	1.08	0.39	2.94	2.94	91.30	
	86.16	73.62	81.41	56.79	90.70	90.70	56.87	
TRF	0.610	0.00	0.370	0.391	0.145	0.145	27.389	28.925
	0.14	0.00	0.08	0.09	0.03	0.03	6.09	6.44
	2.11	0.07	1.28	1.35	0.50	0.50	94.69	
	7.44	0.35	10.63	21.64	1.71	1.71	6.49	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	1.90	93.84	

Litología - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : litoclas - litoclas
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.3353
 Tschuprow's T 0.1253
 Cramer's V 0.1592
 Area (sq km)

Row #	Col #	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
DA	0.237	0.259	0.000	0.000	0.097	0.097	14.481	15.074
	0.05	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	3.22	3.35
	1.58	1.72	0.00	0.00	0.65	0.65	96.06	
	2.89	4.54	0.00	0.00	1.14	1.14	3.43	
Dr	0.384	0.337	0.024	0.000	0.540	0.540	2.774	4.059
	0.09	0.07	0.01	0.00	0.12	0.12	0.62	0.90
	9.46	8.30	0.58	0.00	13.31	13.31	68.35	
	4.68	5.91	0.68	0.00	6.34	6.34	0.66	
Tr	0.002	0.000	0.002	0.022	0.273	0.273	2.385	2.685
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.53	0.60
	0.07	0.00	0.09	0.83	10.17	10.17	88.84	
	0.02	0.00	0.07	1.23	3.20	3.20	0.57	
Tu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	7.668	7.668
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.71	1.71
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.82	
CD	0.021	0.084	0.004	0.000	0.012	0.012	12.311	12.432
	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	2.74	2.77
	0.17	0.67	0.03	0.00	0.10	0.10	99.03	
	0.26	1.47	0.10	0.00	0.14	0.14	2.92	
CM	0.054	0.008	0.000	0.181	0.091	0.091	6.174	6.509
	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	1.37	1.45
	0.84	0.13	0.00	2.79	1.40	1.40	94.84	
	0.66	0.15	0.00	10.03	1.07	1.07	1.46	
CA	0.182	0.197	0.000	0.000	0.023	0.023	22.693	23.095
	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	5.05	5.14
	0.79	0.85	0.00	0.00	0.10	0.10	98.26	
	2.22	3.46	0.00	0.00	0.27	0.27	5.38	
LAM	0.302	2.877	0.001	0.002	0.573	0.573	20.258	24.013
	0.07	0.64	0.00	0.00	0.13	0.13	4.51	5.34
	1.26	11.98	0.00	0.01	2.38	2.38	84.36	
	3.68	50.51	0.03	0.13	6.72	6.72	4.80	
C	0.239	0.034	0.000	0.256	0.408	0.408	23.972	24.909
	0.05	0.01	0.00	0.06	0.09	0.09	5.33	5.54
	0.96	0.14	0.00	1.03	1.64	1.64	96.24	
	2.91	0.60	0.01	14.18	4.79	4.79	5.68	
LAC	0.039	0.634	0.016	0.008	0.162	0.162	4.260	5.119
	0.01	0.14	0.00	0.00	0.04	0.04	0.95	1.14
	0.75	12.39	0.32	0.16	3.17	3.17	83.21	
	0.47	11.13	0.47	0.44	1.91	1.91	1.01	
D C M	1.683	0.051	3.107	0.552	2.240	2.240	183.896	191.528
	0.37	0.01	0.69	0.12	0.50	0.50	40.91	42.61
	0.88	0.03	1.62	0.29	1.17	1.17	96.02	
	20.51	0.90	89.35	30.53	26.29	26.29	43.60	
CCes	0.000	0.032	0.006	0.014	0.085	0.085	1.678	1.816
	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.37	0.40
	0.00	1.79	0.34	0.79	4.69	4.69	92.40	
	0.00	0.57	0.18	0.79	1.00	1.00	0.40	
FC	0.961	0.645	0.034	0.032	1.519	1.519	11.136	14.327
	0.21	0.14	0.01	0.01	0.34	0.34	2.48	3.19
	6.71	4.50	0.24	0.22	10.60	10.60	77.73	
	11.72	11.33	0.97	1.76	17.83	17.83	2.64	
MCEs	4.099	0.537	0.283	0.739	2.495	2.495	108.098	116.250
	0.91	0.12	0.06	0.16	0.56	0.56	24.05	25.86
	3.53	0.46	0.24	0.64	2.15	2.15	92.99	
	49.97	9.42	8.14	40.90	29.29	29.29	25.63	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	1.90	93.84	

Unidades tectónicas - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : litomant - litomant
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.2262
 Tschuprow's T 0.0992
 Cramer's V 0.1039

Area (sq km)

Total %

Row %

Col %

	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
NC	1.461	4.430	0.046	0.470	2.177	116.908	125.492
	0.32	0.99	0.01	0.10	0.48	26.01	27.92
	1.16	3.53	0.04	0.37	1.73	93.16	
	17.81	77.78	1.31	26.01	25.55	27.72	
MG	0.118	0.058	0.022	0.058	0.113	9.980	10.349
	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	2.22	2.30
	1.14	0.56	0.21	0.56	1.09	96.44	
	1.44	1.01	0.64	3.21	1.33	2.37	
MHT	1.699	0.082	3.234	0.350	2.991	181.329	189.685
	0.38	0.02	0.72	0.08	0.67	40.34	42.20
	0.90	0.04	1.71	0.18	1.58	95.59	
	20.71	1.45	93.02	19.34	35.11	42.99	
MAE	0.571	0.107	0.018	0.062	0.294	6.758	7.810
	0.13	0.02	0.00	0.01	0.07	1.50	1.74
	7.31	1.38	0.23	0.79	3.76	86.53	
	6.96	1.89	0.51	3.42	3.45	1.60	
ML	0.879	0.594	0.038	0.180	1.201	14.461	17.352
	0.20	0.13	0.01	0.04	0.27	3.22	3.86
	5.06	3.43	0.22	1.04	6.92	83.34	
	10.71	10.44	1.09	9.94	14.10	3.43	
MM	1.654	0.424	0.000	0.138	1.486	28.028	31.729
	0.37	0.09	0.00	0.03	0.33	6.24	7.06
	5.21	1.33	0.00	0.44	4.68	88.33	
	20.16	7.44	0.00	7.64	17.44	6.65	
MV	1.822	0.000	0.119	0.550	0.257	64.318	67.068
	0.41	0.00	0.03	0.12	0.06	14.31	14.92
	2.72	0.00	0.18	0.82	0.38	95.90	
	22.21	0.00	3.43	30.45	3.02	15.25	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Tectónica activa - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : tectacti - tectacti
 Col : ruptura - ruptura
 View : 00 - Universe
 Contingency Coefficient 0.1654
 Tschuprow's T 0.0852
 Cramer's V 0.0968

Area (sq km)

Total %

Row %

Col %

	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
B	0.098	0.188	0.050	0.107	0.090	95.840	96.373
	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	21.32	21.44
	0.10	0.19	0.05	0.11	0.09	99.45	
	1.20	3.30	1.44	5.89	1.06	22.72	
M	0.052	0.186	0.647	0.012	0.311	51.353	52.562
	0.01	0.04	0.14	0.00	0.07	11.42	11.69
	0.10	0.35	1.23	0.02	0.59	97.70	
	0.64	3.27	18.61	0.65	3.65	12.18	
A	1.692	2.397	1.387	0.571	2.080	91.200	99.326
	0.38	0.53	0.31	0.13	0.46	20.29	22.10
	1.70	2.41	1.40	0.58	2.09	91.82	
	20.62	42.08	39.88	31.60	24.42	21.62	
MA	6.361	2.925	1.393	1.118	6.037	183.390	201.224
	1.42	0.65	0.31	0.25	1.34	40.80	44.77
	3.16	1.45	0.69	0.56	3.00	91.14	
	77.54	51.36	40.07	61.85	70.87	43.48	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Precipitación media anual - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : prmeal00 - prmeal00
Col : ruptura - ruptura

View : 00 - Universe

Contingency Coefficient 0.1276
Tschuprow's T 0.0608
Cramer's V 0.0643

Area (sq km)

Total %

Row %

Col %

	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
< 400	0.000	0.187	0.000	0.000	0.000	8.793	8.979
	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	1.96	2.00
	0.00	2.08	0.00	0.00	0.00	97.92	
	0.00	3.27	0.00	0.00	0.00	2.08	
400-500	4.053	4.296	0.796	0.747	6.007	189.905	205.805
	0.90	0.96	0.18	0.17	1.34	42.25	45.79
	1.97	2.09	0.39	0.36	2.92	92.27	
	49.41	75.43	22.90	41.33	70.51	45.02	
500-600	2.489	1.034	0.952	0.433	1.590	87.946	94.444
	0.55	0.23	0.21	0.10	0.35	19.57	21.01
	2.64	1.10	1.01	0.46	1.68	93.12	
	30.34	18.16	27.37	23.95	18.67	20.85	
600-700	1.661	0.179	1.729	0.576	0.922	123.715	128.782
	0.37	0.04	0.38	0.13	0.21	27.52	28.65
	1.29	0.14	1.34	0.45	0.72	96.07	
	20.25	3.14	49.73	31.89	10.82	29.33	
> 700	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	11.424	11.476
	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	2.54	2.55
	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	99.55	
	0.00	0.00	0.00	2.84	0.00	2.71	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

Precipitación máxima en 24 h - ruptura

AREA CROSS TABULATION

Row : prmaxcl - prmaxcl
Col : ruptura - ruptura

View : 00 - Universe

Contingency Coefficient 0.2193
Tschuprow's T 0.1142
Cramer's V 0.1297

Area (sq km)

Total %

Row %

Col %

	Dz	Fl	Cdr	Dep	Mcomp	Sin	Total
<100	0.300	0.236	1.199	0.141	0.113	137.193	139.181
	0.07	0.05	0.27	0.03	0.03	30.52	30.96
	0.22	0.17	0.86	0.10	0.08	98.57	
	3.66	4.14	34.48	7.78	1.32	32.53	
100-150	3.100	4.320	2.180	1.031	4.751	217.993	233.376
	0.69	0.96	0.49	0.23	1.06	48.50	51.92
	1.33	1.85	0.93	0.44	2.04	93.41	
	37.79	75.85	62.70	57.07	55.77	51.68	
150-200	3.600	0.519	0.085	0.521	3.477	52.598	60.799
	0.80	0.12	0.02	0.12	0.77	11.70	13.53
	5.92	0.85	0.14	0.86	5.72	86.51	
	43.89	9.12	2.44	28.81	40.81	12.47	
>200	1.203	0.621	0.013	0.115	0.179	14.000	16.130
	0.27	0.14	0.00	0.03	0.04	3.11	3.59
	7.46	3.85	0.08	0.71	1.11	86.79	
	14.66	10.89	0.38	6.34	2.10	3.32	
Total	8.203	5.696	3.477	1.807	8.519	421.783	449.486
	1.83	1.27	0.77	0.40	1.90	93.84	

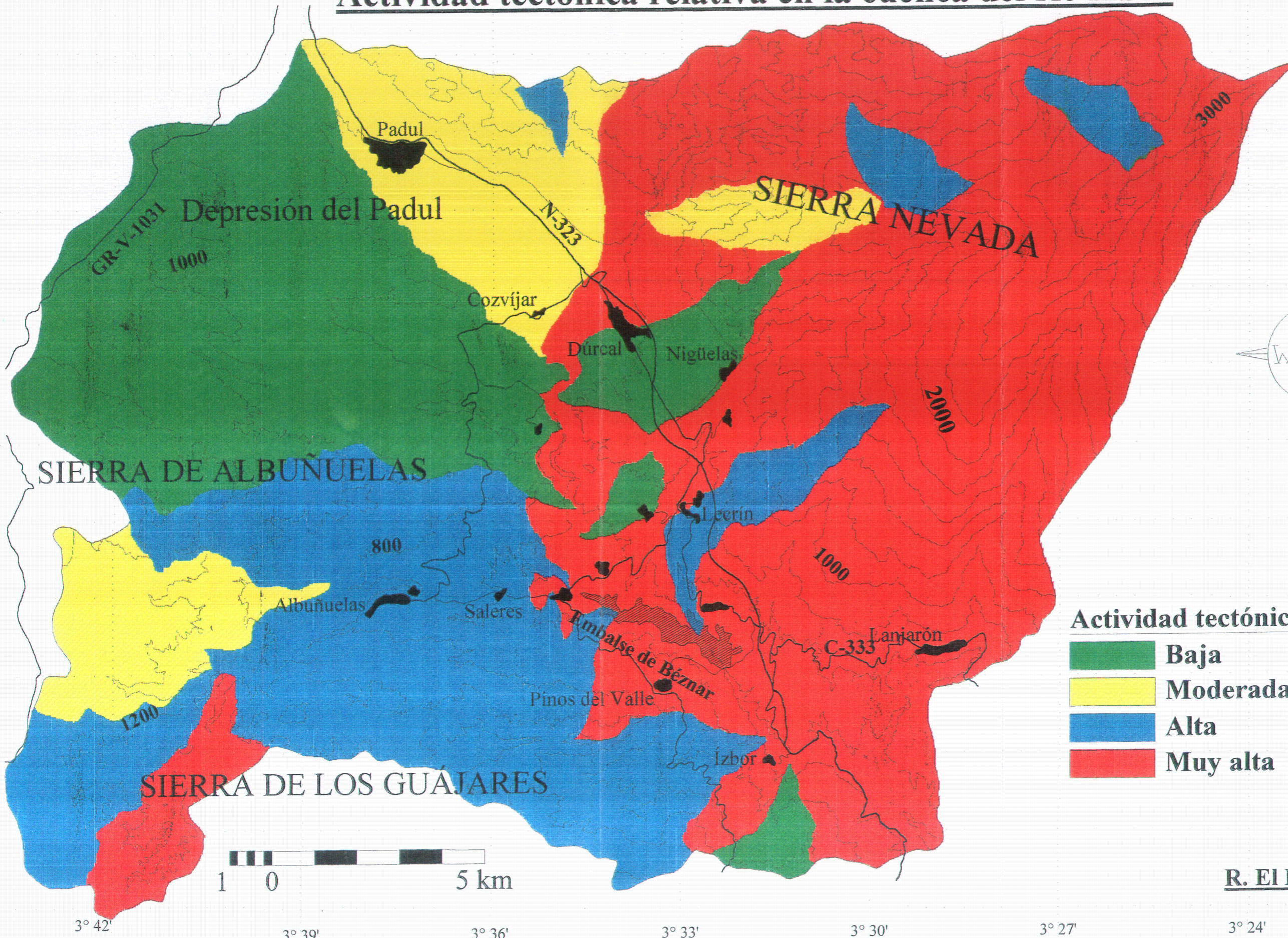


Anexo V:

Mapas de: actividad tectónica, inventario de movimientos de ladera y susceptibilidad por tipología de los terrenos a los movimientos de ladera.

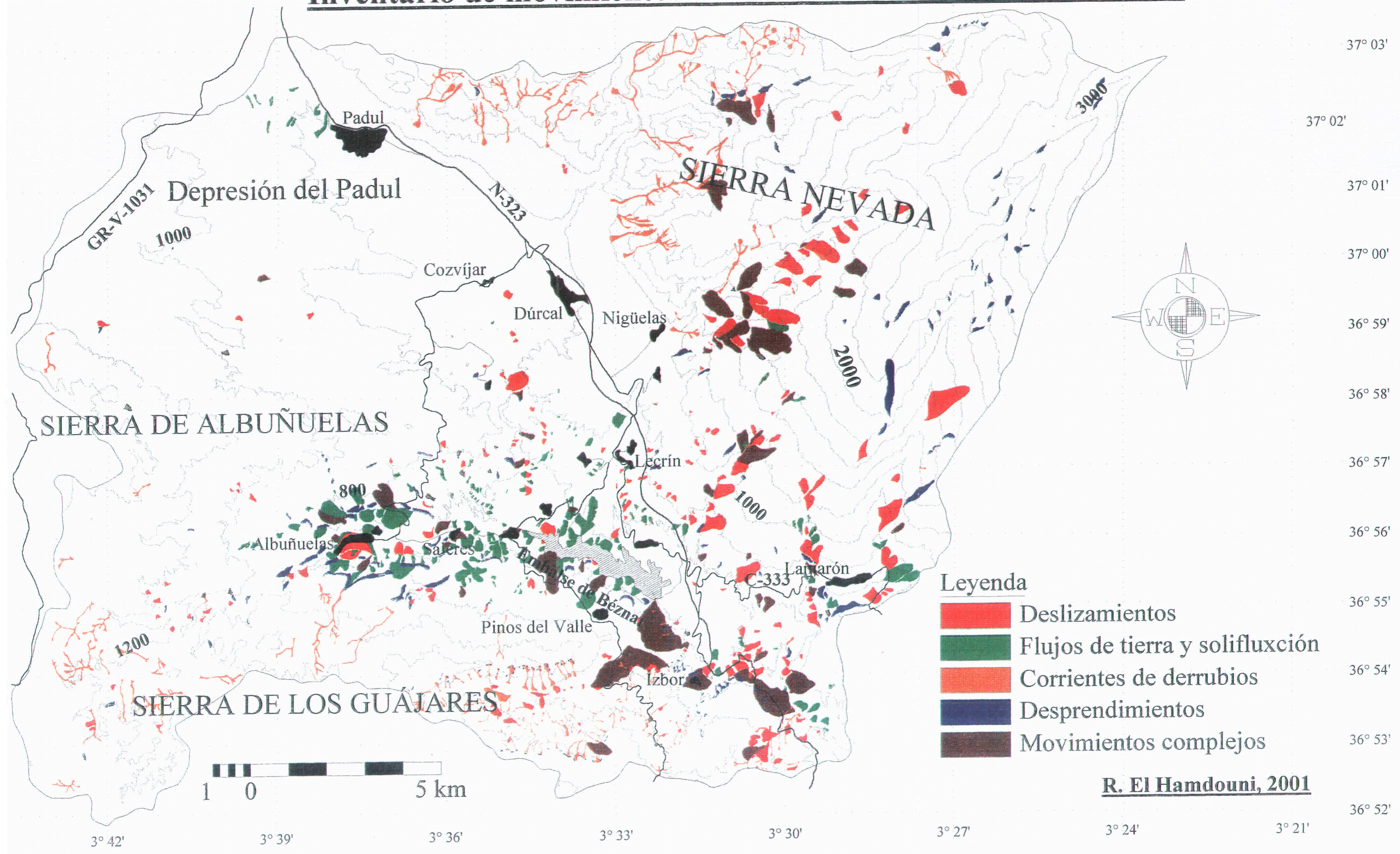


Actividad tectónica relativa en la cuenca del río Ízbor



R. El Hamdouni, 2001

Inventario de movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor

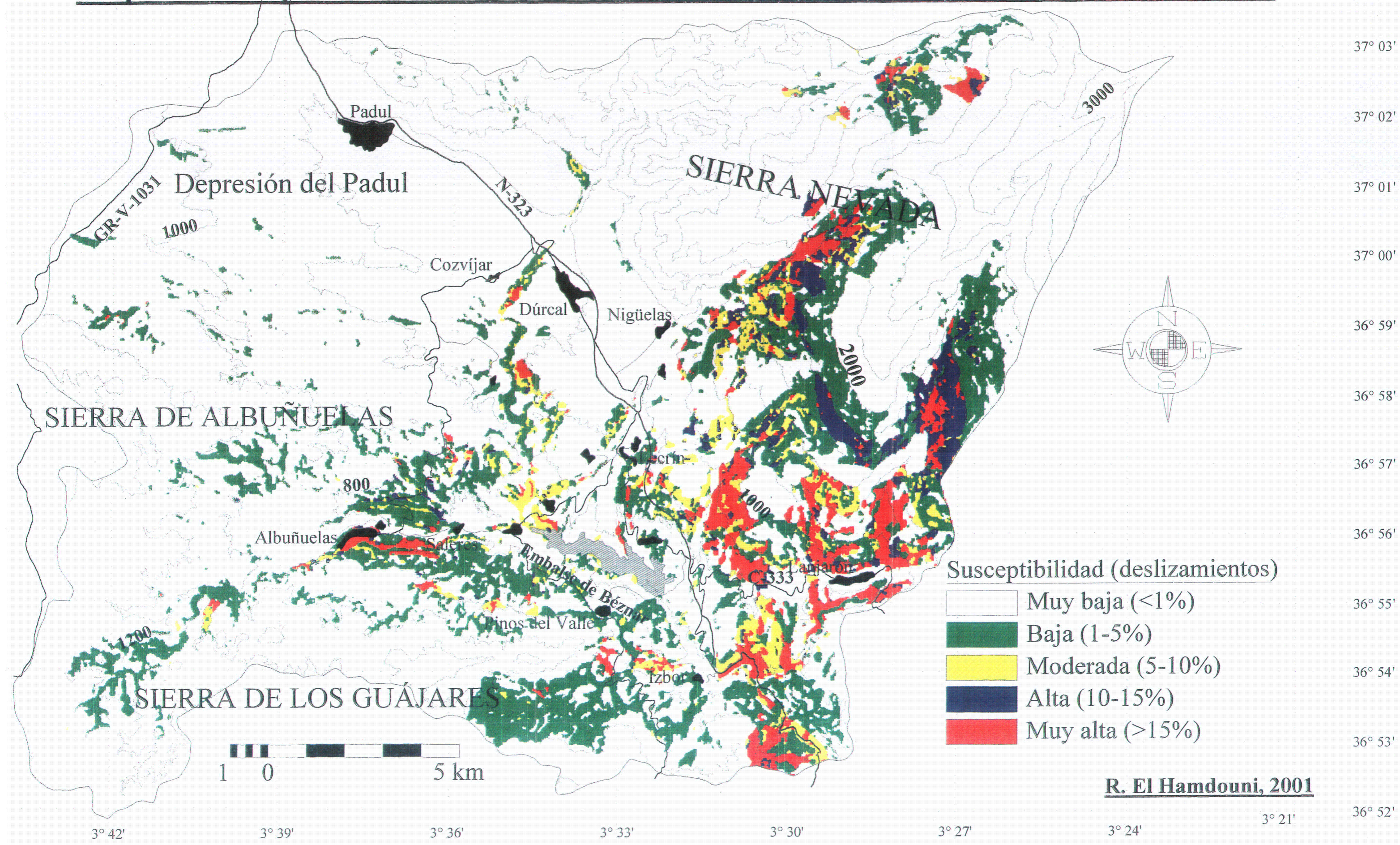


Leyenda

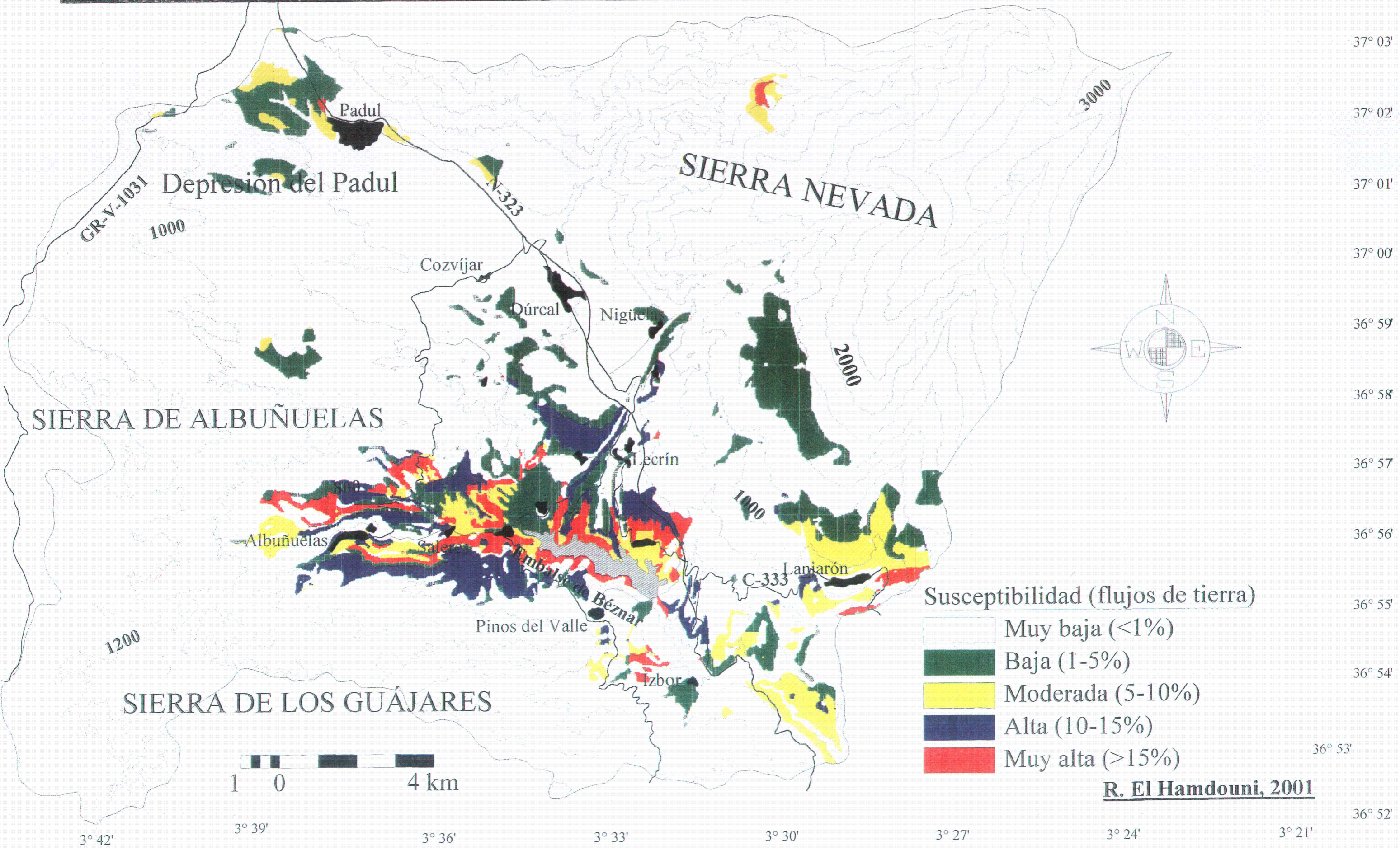
- Deslizamientos
- Flujos de tierra y solifluxión
- Corrientes de derrubios
- Desprendimientos
- Movimientos complejos

R. El Hamdouni, 2001

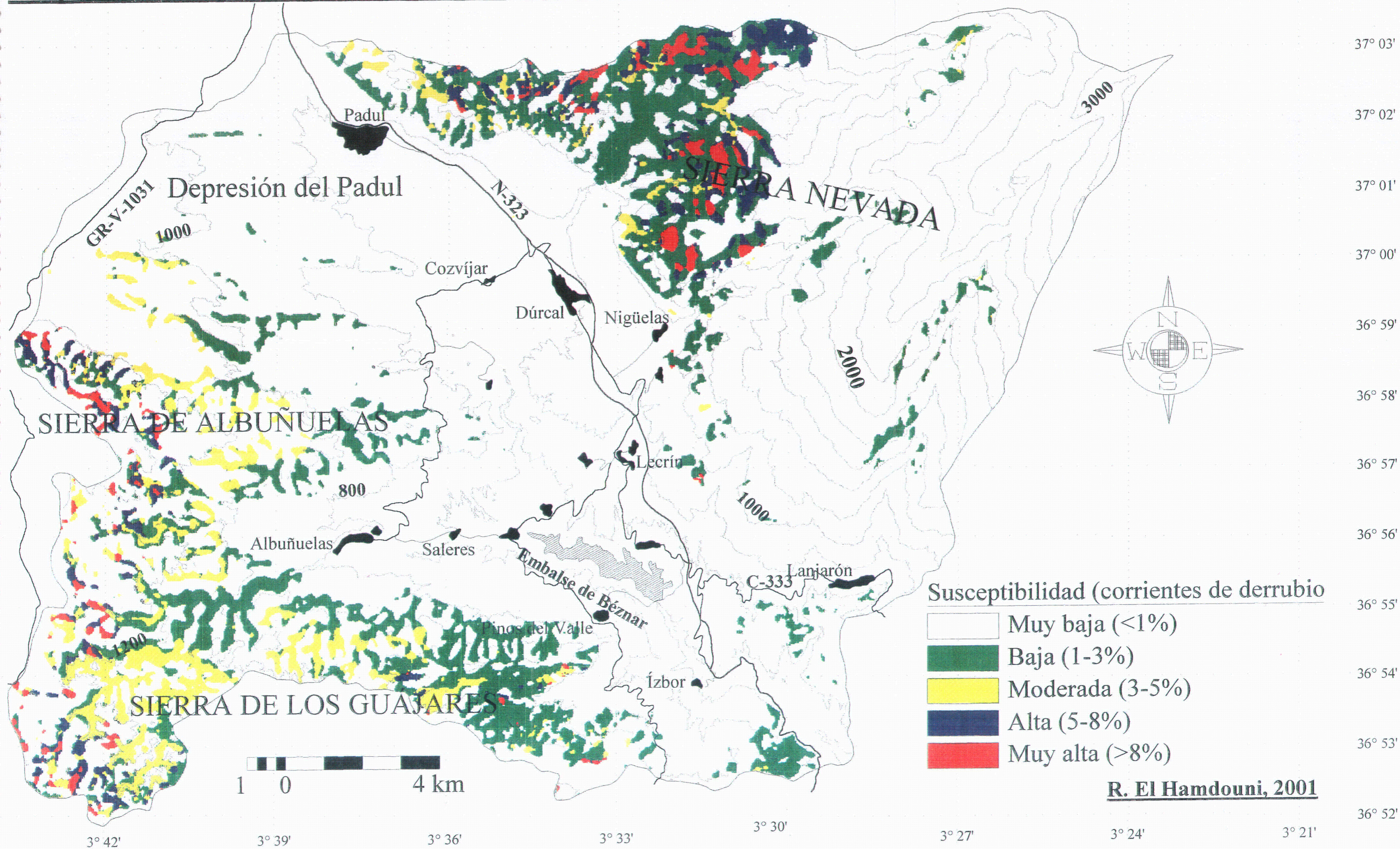
Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los deslizamientos en la cuenca del río Ízbor



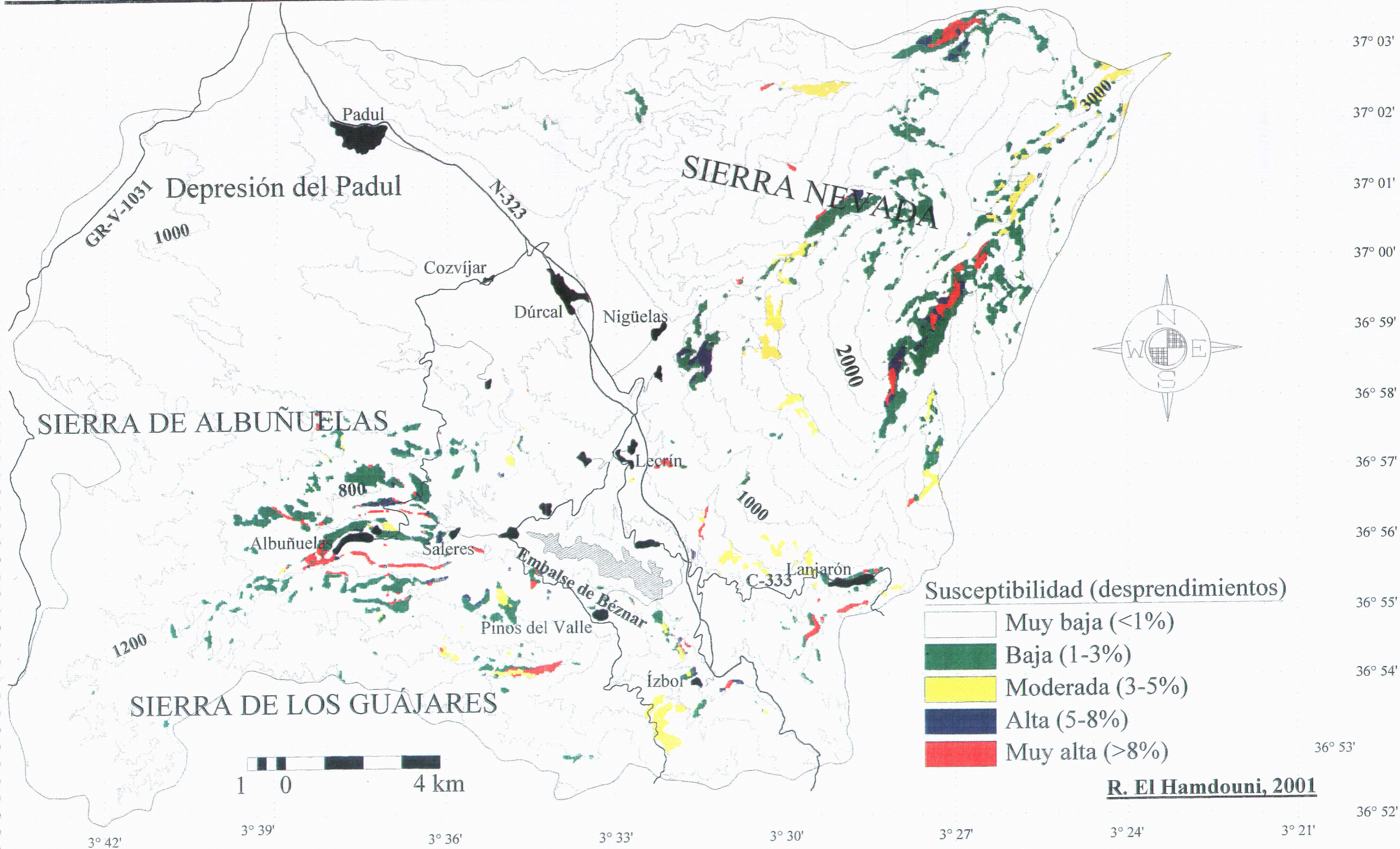
Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los flujos de tierra en la cuenca del río Ízbor



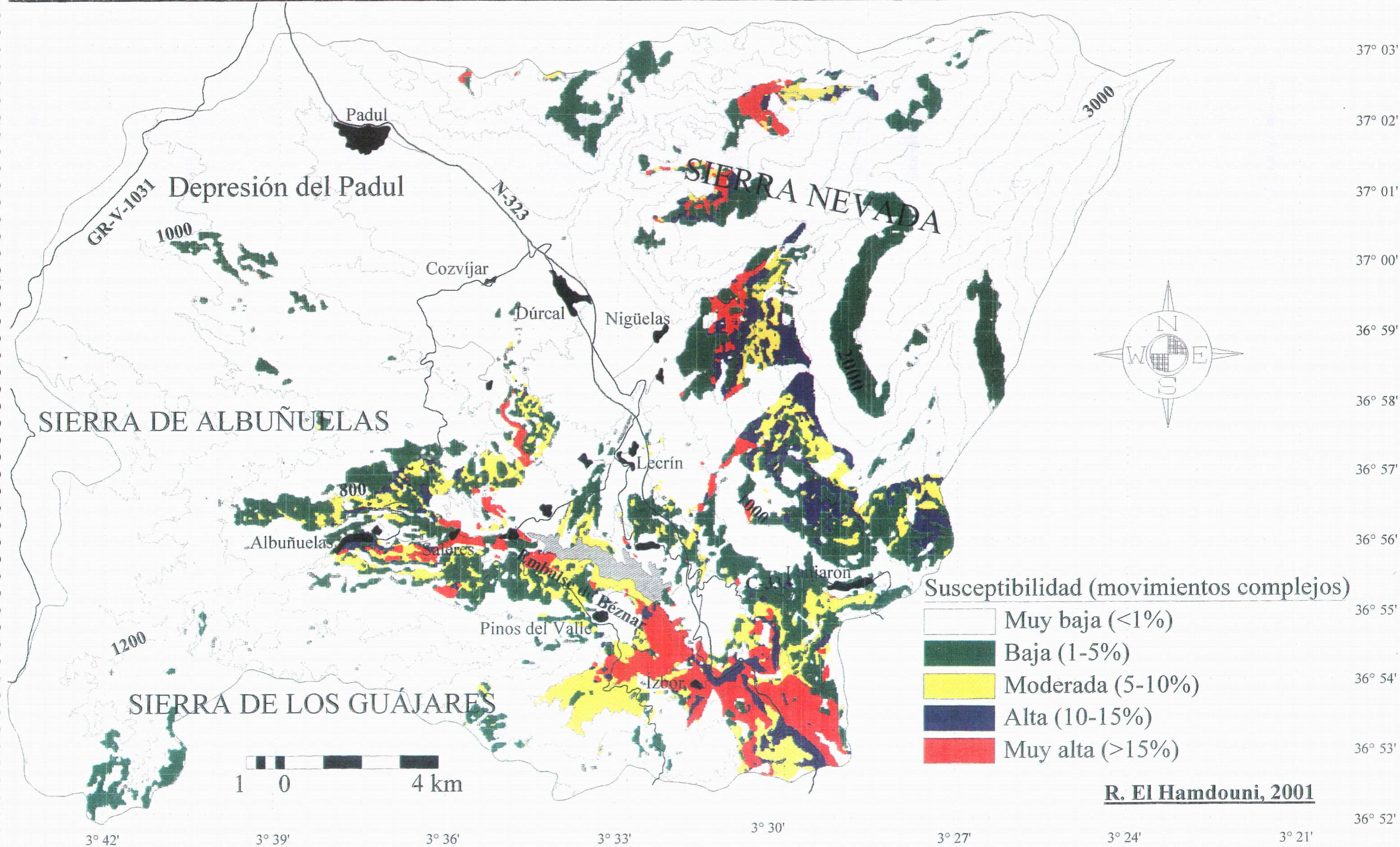
Mapa de susceptibilidad de los terrenos a las corrientes de derrubios en la cuenca del río Ízbor



Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los desprendimientos en la cuenca del río Ízbor



Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos complejos en la cuenca del río Ízbor



Mapa de susceptibilidad de los terrenos a los movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor

