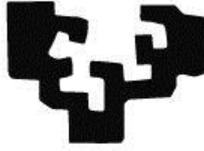


eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología

Geomorfología y ocupación del suelo en un entorno rural: el valle de Valdegovía

Tesis Doctoral

Josu Junguitu Iñiguez de Heredia

Vitoria-Gasteiz, 2015

Directores:

D. Luis Eguíluz Alarcón

Dña. María Cruz Porcal Gonzalo

AGRADECIMIENTOS

Por fin, después de no pocos años de trabajo, llega el momento de escribir estas líneas que hasta hace no mucho parecían tan remotas. Es una enorme alegría poder dar ahora las gracias a tantas y tantas personas que no sólo han contribuido a la culminación de esta tesis, sino también a la formación profesional y personal de este investigador. Y es que, con absoluta certeza, el más valioso de los contenidos de este trabajo no es otro que el aluvión de muestras de generosidad y altruismo recibidas durante todo este tiempo.

En primer lugar quiero dar las gracias a mis directores de tesis por la infinita paciencia y el constante apoyo que me han brindado en todo momento y, por supuesto, por haberme regalado todo su conocimiento de manera absolutamente desinteresada.

Agradezco también al Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco la concesión de una beca de Formación de Personal Investigador durante el periodo 2006-2010.

Asimismo, hago especial mención al Servicio de Cartografía de la UPV-EHU, que durante estos años ha sido el refugio donde he podido llevar a cabo mi tarea investigadora. Allí he tenido el enorme privilegio de compartir largas horas de conversación con colegas de los que, además, he podido aprender muchísimo. Gracias a todos ellos.

También quiero recordar la inestimable colaboración de los habitantes de Valdegovía y San Zadornil y, muy especialmente, el apoyo material y personal recibido desde la Comunidad de Regantes del Tumeçillo y de los vecinos de San Millán de San Zadornil. Mención aparte para Elena Pinedo, por su generosidad e infinita hospitalidad.

No quiero olvidarme de muchos compañeros de carrera ni del profesorado del Departamento de Geografía de la UPV-EHU, de quienes guardo un muy entrañable recuerdo.

Y, por supuesto, quiero dar las gracias a mis hermanos, a mi padre, don Alfonso María Junguitu Urrutia y, cómo no, a las dos increíbles mujeres que me ha regalado esta vida: doña Flora Iñiguez de Heredia Pérez de Heredia y doña Sonia Vera Bernal. Sin ellas todo esto habría sido imposible.

"Tus pupilas..., notas musicales que agitan la melodía de mi alma"

Índice

1. RASGOS GENERALES Y OBJETIVOS DEL ESTUDIO	1
2. ÁMBITO DE ESTUDIO	5
2.1. Localización	7
2.2. Medio físico	10
2.2.1. <i>Unidades de relieve</i>	10
2.2.2. <i>El clima</i>	14
2.2.2.1. Análisis de las temperaturas	17
2.2.2.2. Análisis de las precipitaciones	19
2.2.2.3. Análisis del viento	22
2.2.2.4. Regímenes de humedad y temperatura de los suelos	23
2.2.3. <i>Vegetación</i>	25
2.2.3.1. Vegetación actual	26
2.2.3.2. Vegetación potencial	36
2.2.4. <i>Aguas</i>	38
2.2.4.1. Hidrología superficial	40
2.2.4.2. Hidrología subterránea	40
2.3. Medio humano	41
2.3.1. <i>Demografía</i>	41
2.3.2. <i>Medio socioeconómico</i>	43
2.3.3. <i>Sector primario</i>	46
2.3.3.1. Régimen de propiedad y ocupación del suelo	46
2.3.3.2. Régimen de tenencia de las explotaciones agrarias	48
2.3.3.3. Tamaño y estructura de las explotaciones	49
2.3.3.4. Subsector agrícola	51
2.3.3.5. Subsector ganadero	53
2.3.3.6. Subsector forestal	54

3. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA	57
3.1. Objetivos	59
3.2. Estudios previos	59
3.3. Metodología	61
3.3.1. <i>Cartografía geomorfológica</i>	61
3.3.1.1. Sistemas y leyendas nacionales e internacionales para la elaboración de cartografía geomorfológica	61
3.3.1.2. La tecnología LiDAR y su aplicación en cartografía geomorfológica	65
3.3.1.3. Elaboración del mapa geomorfológico del valle de Valdegovía	68
3.3.2. <i>Cartografía geológica</i>	70
3.3.3. <i>Estudio del regolito</i>	71
3.3.3.1. Aproximaciones conceptuales al estudio del regolito	71
3.3.3.2. Campañas de campo y descripciones morfológicas	74
3.4. Marco geológico general	76
3.4.1. <i>Estratigrafía</i>	77
3.4.2. <i>Estructura</i>	83
3.5. Unidades y sectores morfoestructurales	85
3.5.1. <i>Flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón</i>	86
3.5.1.1. Sector Anderejo	87
3.5.1.1.1. Formas litoestructurales	87
3.5.1.1.2. Valle fluvial del río Purón	93
3.5.1.1.3. Depósitos superficiales y regolito	94
3.5.1.2. Sector Árcena	97
3.5.1.2.1. Formas litoestructurales	97
3.5.1.2.2. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito	100
3.5.2. <i>Núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón</i>	104
3.5.2.1. Sector Valderejo	105
3.5.2.1.1. Formas litoestructurales	105
3.5.2.1.2. Valle fluvial del río Purón	108
3.5.2.1.3. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito	109
3.5.2.2. Sector San Zadornil-Barrio	114

3.5.2.2.1.	Formas litoestructurales	114
3.5.2.2.2.	Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito	119
3.5.2.3.	Sector Sobrón	127
3.5.2.3.1.	Formas litoestructurales	127
3.5.2.3.2.	Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito	130
3.5.3.	<i>Flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón</i>	132
3.5.3.1.	Sector La Horca-Quejo	133
3.5.3.1.1.	Formas litoestructurales	133
3.5.3.1.2.	Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito	136
3.5.3.2.	Sector Nograro-Bachicabo	142
3.5.3.2.1.	Formas litoestructurales	142
3.5.3.2.2.	Depósitos superficiales y regolito	146
3.5.4.	<i>Núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño</i>	151
3.5.4.1.	Sector Bóveda	152
3.5.4.1.1.	Formas litoestructurales	152
3.5.4.1.2.	Depósitos superficiales y regolito	155
3.5.4.2.	Sector San Millán-Villanañe	167
3.5.4.2.1.	Formas litoestructurales	167
3.5.4.2.2.	Llanura aluvial del Omecillo	170
3.5.4.2.3.	Depósitos superficiales y regolito	172
3.5.4.3.	Sector Espejo-Bergüenda	189
3.5.4.3.1.	Formas litoestructurales	189
3.5.4.3.2.	Glacis	191
3.5.4.3.3.	Llanura aluvial del Omecillo	199
3.5.4.3.4.	Depósitos superficiales y regolito	201
3.5.5.	<i>Flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño</i>	208
3.5.5.1.	Sector Sierra de Bóveda	209
3.5.5.1.1.	Formas litoestructurales	209
3.5.5.1.2.	Depósitos superficiales y regolito	212
3.5.5.2.	Sector Corro-Atiega	216

3.5.5.2.1.	Formas litoestructurales	216
3.5.5.2.2.	Valle fluvial del Tumecillo	220
3.5.5.2.3.	Depósitos superficiales y regolito	221
3.5.6. <i>Flanco suroccidental del anticlinal de Cuartango</i>		231
3.5.6.1. Depresión del Tumecillo-Lacozmonte		232
3.5.6.1.1.	Formas litoestructurales	232
3.5.6.1.2.	Valle fluvial del río Tumecillo	235
3.5.6.1.3.	Depósitos superficiales y regolito	237
3.5.6.2. Sector Sierra de Árcamo		239
3.5.6.2.1.	Formas litoestructurales	239
3.5.6.2.2.	Depósitos superficiales y regolito	244
3.6. Consideraciones generales sobre la evolución del relieve durante el Terciario-Cuaternario		245
4. GEOFORMAS ANTROPOGÉNICAS Y OCUPACIÓN DEL SUELO: SISTEMAS DE BANCALES		249
4.1. Introducción y objetivos		251
4.2. Marco teórico		252
4.2.1. <i>La geomorfología antropogénica y el estudio de los bancales</i>		252
4.2.2. <i>El fenómeno de la ocupación del suelo: conceptos de uso y cobertura</i>		254
4.3. Metodología		255
4.3.1. <i>Cartografía de bancales y coberturas del suelo</i>		256
4.3.2. <i>Morfología, morfometría y contexto morfoestructural de las vertientes aterrazadas</i>		261
4.3.3. <i>Análisis estadístico de la evolución de las coberturas del suelo</i>		261
4.3.4. <i>Revisión de la información catastral</i>		262
4.4. Casos de estudio analizados		263
4.4.1. <i>Área de Villapún</i>		264
4.4.1.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural		265
4.4.1.2. Evolución de las coberturas del suelo		267
4.4.2. <i>Área de Medropio</i>		274
4.4.2.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural		275
4.4.2.2. Evolución de las coberturas del suelo		277

4.4.3. <i>Área de Ribera-Ampo</i>	284
4.4.3.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	285
4.4.3.2. Evolución de las coberturas del suelo	288
4.4.4. <i>Área de San Millán-Terreros</i>	295
4.4.4.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	297
4.4.4.2. Evolución de las coberturas del suelo	299
4.4.5. <i>Área de los Castros de Lastra</i>	305
4.4.5.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	306
4.4.5.2. Evolución de las coberturas del suelo	308
4.4.6. <i>Área de Arrayuelas-Lalastra</i>	314
4.4.6.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	315
4.4.6.2. Evolución de las coberturas del suelo	317
4.4.7. <i>Área de Tobillas-Montellano</i>	323
4.4.7.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	324
4.4.7.2. Evolución de las coberturas del suelo	325
4.4.8. <i>Área de Bachicabo-Tresancinas</i>	331
4.4.8.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural	332
4.4.8.2. Evolución de las coberturas del suelo	334
4.5. Consideraciones generales sobre las áreas analizadas	341
5. CONCLUSIONES	347
5.1. Geología y geomorfología	349
5.2. Rasgos antropogénicos (bancales) y ocupación del suelo	351
5.3. Consideraciones finales	353
6. BIBLIOGRAFÍA	355
7. ANEXOS	
7.1. Mapa Geológico del valle de Valdegovía a escala 1:50.000	
7.2. Mapa Geomorfológico del valle de Valdegovía a escala 1:25.000	

1. Rasgos y objetivos generales del estudio

En el marco de este trabajo de investigación se plantea el análisis de la geomorfología y la ocupación del suelo para el ámbito del valle de Valdegovía. El estudio conjunto de estas dos variables geográficas, lejos de ser un hecho casual, responde a las estrechas y necesarias relaciones que existen entre el medio físico y el medio humano de cualquier territorio. Estas relaciones son particularmente intensas y perceptibles en las zonas rurales, donde las actividades económicas se encuentran notablemente condicionadas por las características orográficas, litológicas y bioclimáticas que tienen lugar en un ámbito determinado.

Asimismo, tal y como se puede apreciar en cuanto a la estructuración de los contenidos de este estudio, el orden seguido en el proceso de investigación tampoco ha sido un aspecto fortuito. En efecto, tras una primera fase de análisis geológico y geomorfológico, se ha planteado la necesidad de profundizar en el estudio de los rasgos de morfogénesis antropogénica; éstos constituyen, a su vez, elementos de particular interés desde la perspectiva de la ocupación del suelo, dado que se localizan en enclaves que han sufrido una transformación paisajística especialmente intensa. Este enfoque pone de manifiesto el fuerte vínculo que existe entre las formas de relieve y la actividad del hombre en el territorio. En consecuencia, este enfoque de la investigación ha dado lugar a los dos capítulos centrales que se presentan en esta tesis.

Por otra parte, dado el carácter eminentemente geográfico de las variables analizadas, el mapa ha sido el elemento principal de cara a expresar la nueva información territorial generada en base a una extensa fase de trabajos de campo. En este proceso cabe destacar asimismo la importancia de algunas fuentes cartográficas de reciente implantación, sin las cuales no habría sido posible el planteamiento de la presente investigación. Nos referimos a las imágenes LiDAR que, como más adelante se verá, han permitido obtener un conocimiento detallado de los rasgos de relieve en el ámbito de estudio y, más concretamente, de un amplio abanico de formas antropogénicas que apenas son perceptibles en el paisaje actual.

Por consiguiente, los objetivos generales que ha perseguido este trabajo de investigación se dividen en dos ejes fundamentales:

- De una parte, se ha intentado contribuir a un avance en el conocimiento de la geología y la geomorfología del ámbito de estudio mediante la aportación de nueva información de campo y el análisis de las imágenes LiDAR. Los resultados de esta fase se han plasmado en una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000.

- Por otro lado, se ha planteado llevar a cabo un análisis pormenorizado de las potenciales formas de morfogénesis antropogénica a detectar en la fase de cartografía geomorfológica. Asimismo, se ha procurado conocer la evolución de la ocupación del suelo en las áreas donde se localizan dichas formas. Como resultado, se ha desarrollado una cartografía de coberturas del suelo y rasgos antropogénicos a escala 1:10.000.

Finalmente hay que recordar que, teniendo en cuenta la naturaleza, estructura y contenidos del trabajo de investigación, éste se trata de un estudio de carácter marcadamente geográfico en tanto se realiza un tratamiento, aunque parcial, de los subsistemas del medio físico y el medio humano de un territorio determinado.

2. Ámbito de estudio

2.1. Localización

El ámbito geográfico en el que se enmarca esta investigación no es otro que el valle de Valdegavía, el cual se sitúa en el extremo occidental de la provincia de Álava (País Vasco, España). El área de estudio (342,5 km²) está integrada en su práctica totalidad por las entidades municipales de Valdegavía (Álava, 244,1 km²) y la Jurisdicción de San Zadornil (Burgos, 30,9 km²); asimismo se han añadido algunos sectores anejos que pertenecen a otros municipios colindantes (figura 2.1).

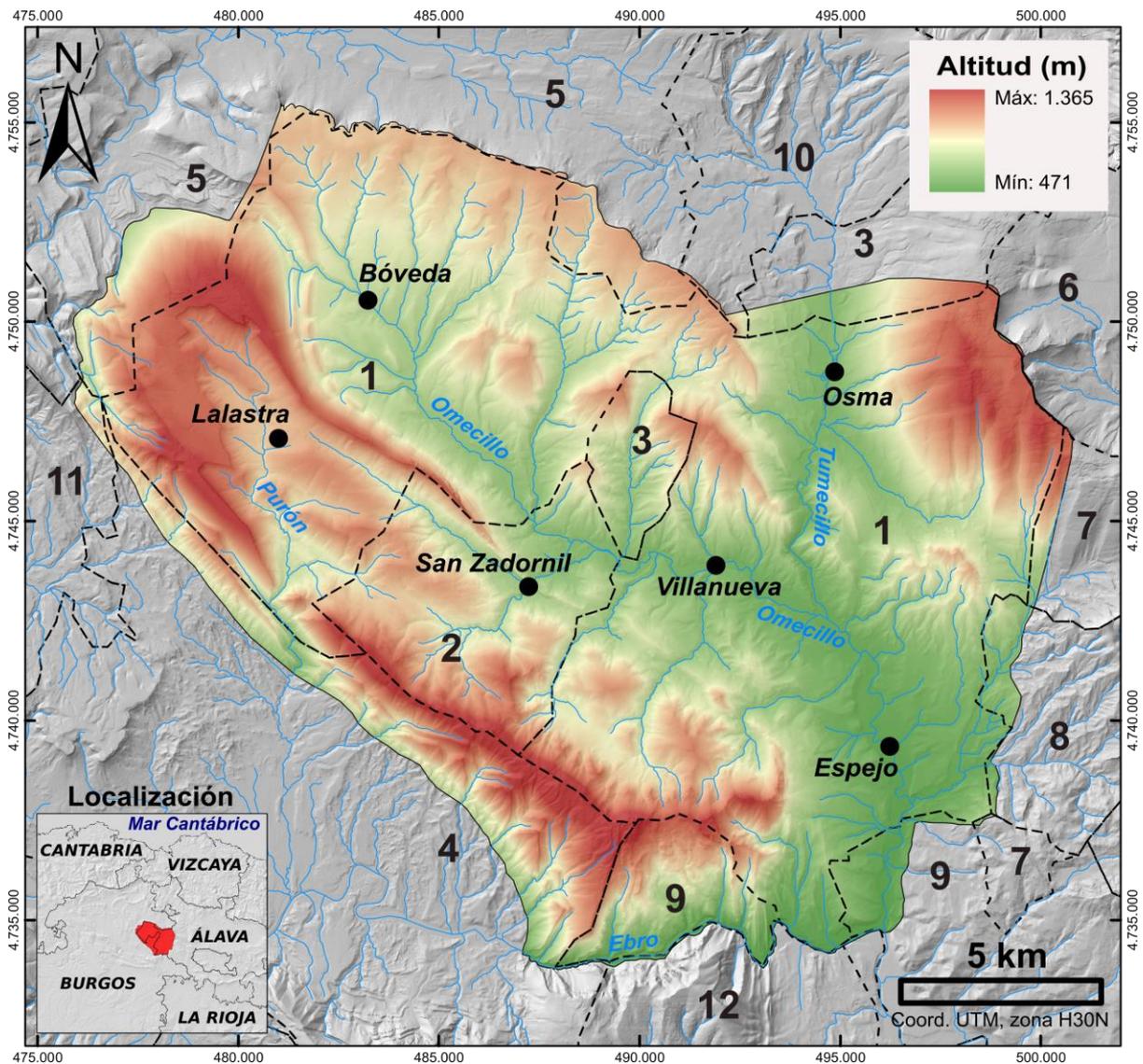


Figura 2.1.1. Localización del ámbito de estudio (zona coloreada en base a la hipsometría). Los límites y números en color negro representan los distintos municipios a los que afecta dicho ámbito: 1. Valdegavía (Álava); 2. Jurisdicción de San Zadornil (Burgos); 3. Berberana (Burgos); 4. Valle de Tobalina (Burgos); 5. Valle de Losa (Burgos); 6. Cuartango (Álava); 7. Ribera Alta (Álava); 8. Añana (Álava); 9. Lantarón (Álava); 10. Junta de Villalba de Losa (Burgos); 12. Merindad de Cuesta-Urría (Burgos).

Conviene aclarar en primer lugar que, como se ha dicho, el topónimo de Valdegovía hace referencia al citado ámbito municipal, por lo que se ha considerado oportuno añadir el término de "valle" para hacer referencia a un área geográfica más amplia. Dicha área corresponde, a grandes rasgos, a la cuenca hidrológica del Omecillo (figura 2.1.2), aunque también incluye otras cuencas menores como la del Purón. De hecho, es el propio río Omecillo el principal elemento que vertebra la fisiografía de Valdegovía.

Sin embargo, el trazado de los límites administrativos del municipio de Valdegovía hace que éste quede prácticamente dividido en dos unidades territoriales, entre las cuales se sitúan la Junta Administrativa de Valpuesta (perteneciente al municipio de Berberana) y la Jurisdicción de San Zadornil, por donde también transcurre el río Omecillo (concretamente por la población de San Millán). Estos dos últimos enclaves pertenecen a la provincia de Burgos, pero se encuentran fisiográficamente desconectados de dicha provincia por la presencia de la barrera orográfica de la sierra de Árcena. Como consecuencia de ello, las vías de comunicación que transcurren por San Zadornil y Valpuesta atraviesan, en todos los casos, el municipio de Valdegovía, lo que pone de manifiesto la notable homogeneidad territorial del ámbito de estudio. Asimismo, debe recordarse también la inclusión de un enclave del municipio de Lantarón (Álava) que pertenece a la Junta Administrativa de Sobrón.

El valle de Valdegovía y sus zonas aledañas constituyen un territorio eminentemente rural con una orografía considerablemente escarpada, lo que se debe a la presencia de una sucesión de barreras montañosas que habitualmente superan los 1.000 m de altitud; en consecuencia, el umbral altitudinal del ámbito estudiado se sitúa entre los 471 m y 1.367 m. Estos factores justifican su consideración como área de montaña desfavorecida por lo que, ya en 1989, fue declarada Zona Objetivo 5b por la Comisión de la Comunidad Europea (Directiva 89/426/CEE). A estos rasgos se suman unos valores muy bajos de densidad de población (en 2014, eran de 4,2 hab/km² para Valdegovía y de 2 hab/km² para la Jurisdicción de San Zadornil) y el alto valor ecológico de muchos de sus enclaves, lo que ha propiciado la declaración de varios espacios naturales protegidos bajo distintas figuras de protección. De entre todos ellos destacan el Parque Natural de Valderejo, declarado por el Gobierno vasco en 1992, y el de Montes Obarenes-San Zadornil, declarado por la Junta de Castilla y León en 2006. Asimismo, existen otros espacios que han sido incluidos dentro de la Red Natura 2000 bien como Lugares de Interés Comunitario (LIC), Zonas de Especial Protección para las Aves (ZEPA) o Zonas de Especial Conservación (ZEC); así, dentro del ámbito estudiado encontramos los espacios de Valderejo-Sierra de Árcena (ZEPA), Valderejo (LIC), Montes Obarenes (LIC y ZEPA), Sobrón (LIC), Arcamo-Gibijo-Arrastaria (LIC), Río Omecillo-Tumecillo (ZEC) y Río Ebro (ZEC).

En cuanto a los criterios que se han seguido de cara a la definición del ámbito de estudio éstos han sido, por un lado, de carácter morfoestructural (expuestos en el capítulo 3) y, por otro, cartográficos. Estos últimos obedecen fundamentalmente a la desigual disponibilidad de la información LiDAR en los distintos ámbitos administrativos. De hecho, en el año 2012 los datos LiDAR en bruto (nube de puntos) sólo estaban disponibles para la Comunidad Autónoma del País Vasco y algunas zonas anejas como el municipio de la Jurisdicción de San Zadornil (fuente: Geoeuskadi).



Figura 2.1.2. Panorámica del valle del Omecillo desde la divisoria de Recuenco-Peña Gobeia (paraje de El Gustal). La imagen está orientada hacia el SE.

2.2. Medio físico

2.2.1. UNIDADES DE RELIEVE

Desde el punto de vista fisiográfico, el ámbito de estudio está constituido por una sucesión de depresiones y alineaciones montañosas de dirección general NO-SE, las cuales se describen a continuación (figura 2.2):

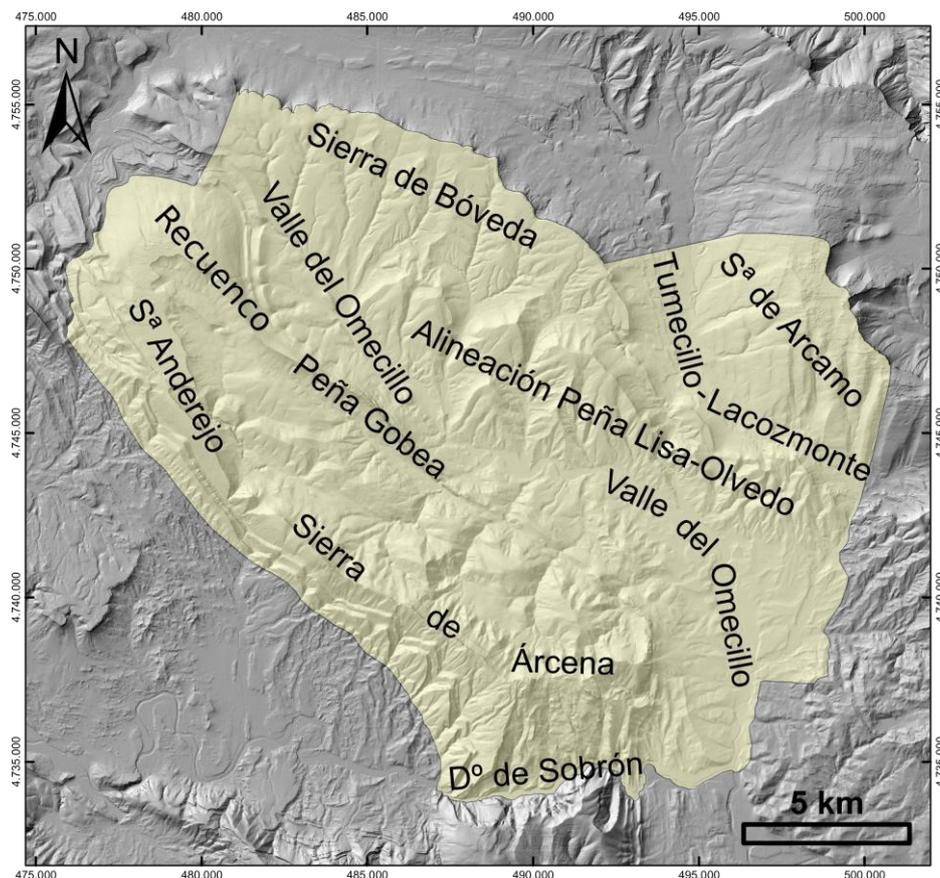


Figura 2.2. Unidades de relieve.

➤ Sierra de Bóveda

Esta unidad se localiza en el extremo noroccidental del municipio y se extiende en sentido ONO-ESE desde la confluencia de los valles de Losa, al N., y del río Jerea (Burgos), al O, hasta la depresión del Tumeçillo-Lacozmonte, al E; por el S enlaza con la cabecera del valle del Omecillo. Por lo general, sus altitudes son modestas y sus pendientes suaves-moderadas (figura 2.3); sus principales cotas son, de O a E, las de Pico Corral (937 m.), San Sebastián (943 m.) y Peña Risca (1.008 m.). Por su parte, los

desniveles entre las zonas más elevadas y el cauce del Omecillo rara vez sobrepasan los 250 mts.

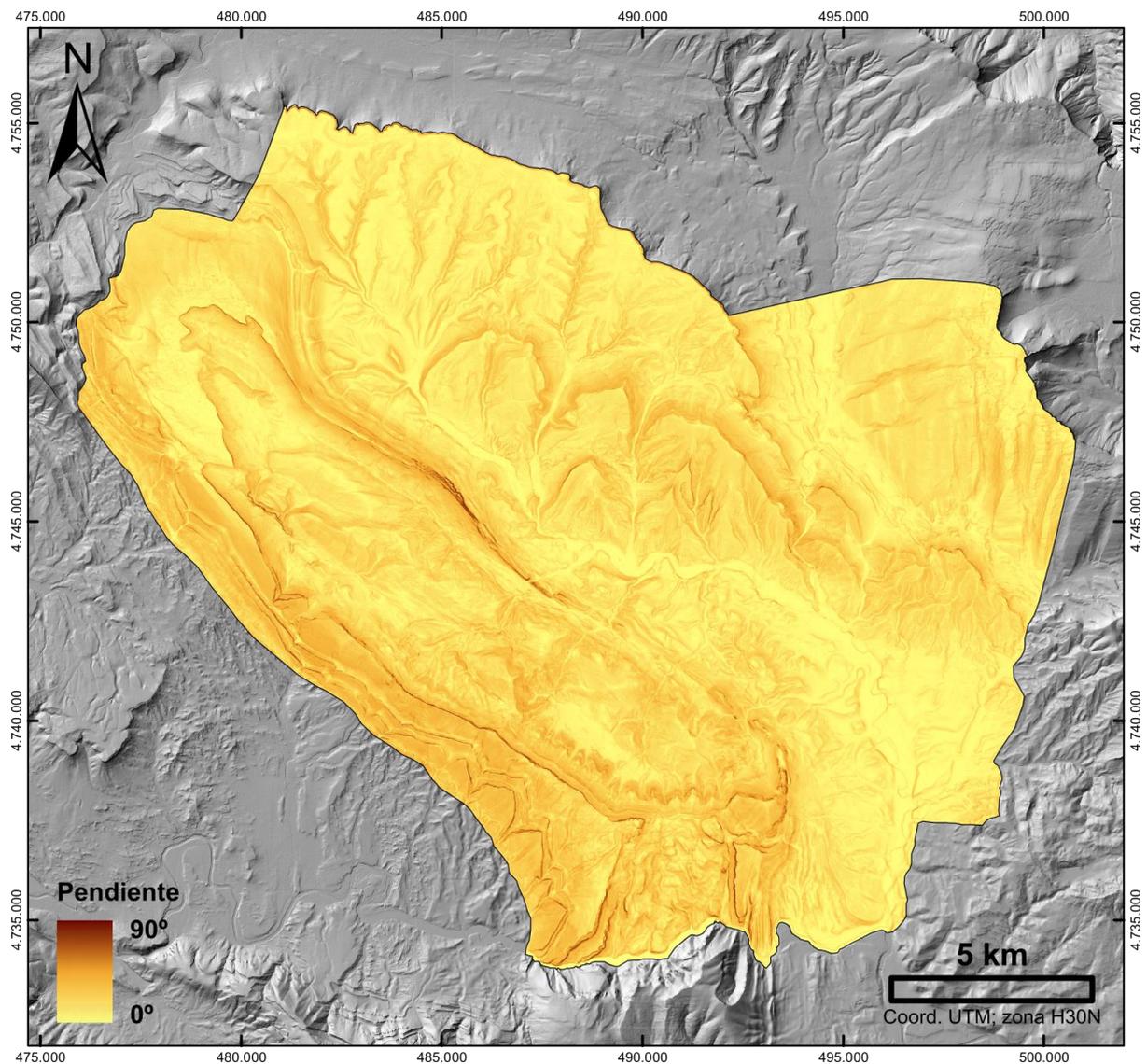


Figura 2.3. Mapa de pendientes generado a partir del MDT LiDAR (fuente: IGN; resolución de 5m/pixel).

➤ Sierra de Arcamo

Unidad situada en el extremo NE de Valdegovía que separa la depresión de Losa-Tumecillo-Lacozmonte, al O y al S, del valle de Cuartango, al N y al E; continúa hacia el E hasta su confluencia con el río Bayas en el desfiladero de Techa, ya fuera del municipio. Presenta una orientación arqueada, con direcciones NNO-SSE en su sector occidental y E-O en sus sectores central y oriental. Sus cumbres más destacables, de NO a SE, son Repico (1.188 m.), el Alto Coronas (1.174 m.) y Cruceta (1.169 m.). Si bien las pendientes no son muy acusadas, los desniveles sin embargo son bastante importantes,

llegando a sobrepasar en ocasiones los 600 mts. entre la línea de cumbres y el fondo de valle.

➤ **Depresión del Tumecillo-Lacozmonte**

Depresión localizada inmediatamente al O y al S de la sierra de Árcamo y que discurre paralela a dicha unidad, distinguiéndose un eje N-S excavado por el río Tumecillo y otro eje NO-SE por el que desciende el arroyo Fresneda, tributario del anterior; a la altura de Guinea y Barrón, la dirección pasa a ser O-E. Esta unidad continúa por el N en el valle de Losa, a la vez que queda encerrada por los relieves de la sierra de Bóveda, al NE, y de la alineación Peña Lisa-Olvedo, al SO y al S. Presenta una topografía irregular, carente de planicies, con altitudes que oscilan entre los 550 y los 650 mts.

➤ **Alineación Peña Lisa-Olvedo**

Unidad referida al conjunto de relieves dispuestos en dirección ONO-ESE que separan topográficamente la sierra de Bóveda y la depresión del Tumecillo-Lacozmonte, al N, del valle del Omecillo, al S. Hacia el O finaliza en las inmediaciones de las localidades de Quintanilla y Bóveda, mientras que hacia el E alcanza el desfiladero de Pobes (río Bayas), fuera ya del área de estudio. Las cimas más representativas son, de O a E, Peña Lisa (966 m.), Alto del Rodil (1.029 m.), Raso (1.051 m.), Olvedo (942 m.) y Cantoblanco (1.009 m., perteneciente a Ribera Alta y Añana). La disimetría entre vertientes es notable, puesto que hacia el N las pendientes son más acusadas que al S de la divisoria; con los desniveles sucede lo contrario, ya que son más importantes en la vertiente S (< 500 m.) que en la N (< 350 m.).

➤ **Valle del Omecillo**

Se trata de la unidad más humanizada del municipio. Su curso fluvial principal, el Omecillo, estructura el valle en dos tramos principales: uno de direcciones NO-SE y ONO-ESE que transcurre desde las inmediaciones de Bóveda (nace en la sierra del mismo nombre) hasta la confluencia con el Tumecillo en Villanañe; otro con una dirección N-S desde dicha confluencia hasta su desembocadura en el río Ebro. Limita al O y SO con el anticlinal de Lahoz-Barrio, al N con la alineación de Peña Lisa-Olvedo, al S con la depresión de Miranda (río Ebro) y al E con las elevaciones asociadas al diapiro de Salinas

de Añana. La topografía del fondo de valle se caracteriza por su irregularidad y por la reducida extensión de las llanuras aluviales. Las altitudes oscilan entre los 475 m. de la desembocadura del Omecillo en el Ebro y los casi 700 m. a la altura de la localidad de Bóveda.

➤ **Alineación de Recuenco-Peña Gobeia-Cárabo**

Esta barrera orográfica se extiende en sentido NO-SE desde las elevaciones de Recuenco (1.241 m) y continúa por Peña Gobeia o Peña Carria (1.132 m) hasta alcanzar el estrecho labrado por el arroyo de Paúles. Es en este tramo del cordal donde se registran las pendientes más escarpadas, dando lugar a muy pronunciadas divisorias que separan el valle del Omecillo (situado al NE) de las depresiones de Valderejo y del propio arroyo de Paúles. Desde este punto hacia el SE, tanto la entidad como la continuidad de estos relieves son significativamente menores, siendo la peña del Cárabo (943 m) la elevación más destacada. Continuando hacia el SE y tras cruzar el arroyo de Barrio, encontramos las elevaciones de Los Castros de Berbeia (1.056), que constituyen el extremo suroriental de la unidad.

➤ **Valle de Valderejo**

Depresión localizada entre las barreras montañosas de Recuenco-Peña Gobeia (al NE) y Anderejo-Árcena (al SO), la cual da lugar a una característica morfología de anfiteatro en su extremo noroccidental. Su curso fluvial principal es el río Purón, que fluye en sentido general NO-SE hasta abandonar el valle formando un profundo desfiladero que disecta los relieves de Anderejo-Árcena. A excepción del enclave de Ribera, la mayor parte del fondo de valle se sitúa por encima de los 900 m de altitud, por lo que los desniveles en relación con las divisorias circundantes no son muy importantes (200-300 m). Por lo general, las pendientes son suaves o moderadas, de tal manera que en casi ningún sector se llega a observar un fondo de valle plano (a excepción del paraje de Ribera).

➤ **Sierras de Anderejo y Arcena**

Se trata de la barrera orográfica más importante del ámbito de estudio, ya que constituye una prolongada divisoria hidrográfica que sobrepasa los 1.100 m de altitud en muchos de sus tramos. Al NE de dicha divisoria queda el valle de Valderejo, mientras que

al SO se abre paso el valle burgalés de Tobalina. Desde el paraje de Coronas (situado en el extremo NO) las principales elevaciones son, de NO a SE, Vallegrul (1.226 m), Santa Ana (1.042 m.), Revillallanos (1.289 m., Burgos), Mojón Acuchillado (1.354 m), Cueto (1.367m.), Mota (1.321 m.) y Bachicabo (1.199 m). Asimismo, al NE de esta divisoria se alzan otras elevaciones secundarias entre las que destacan los cerros de Barrendón (1.138 m) y Costoria (1.024 m). Las altitudes son constantes, pero sufren un descenso importante en el desfiladero del río Purón (entre los montes Vallegrull y Santa Ana). Por otra parte, se observa una marcada disimetría entre ambas vertientes, de tal manera que son las exposiciones umbrías (NE) las que registran las pendientes más escarpadas. Los desniveles llegan a sobrepasar los 600 m en algunos puntos.

➤ **Desfiladero de Sobrón**

En el extremo meridional del ámbito de estudio el río Ebro corta los relieves de la sierra de Árcena tras finalizar su recorrido por el valle de Tobalina (situado al O), formando una pronunciada garganta de escarpadas vertientes hasta abrirse paso, en sentido O-E, hacia la cuenca de Miranda de Ebro (Burgos) y recibir, unos 4 km aguas abajo, los aportes del río Omecillo. Las elevaciones más significativas que flanquean este barranco son, hacia su margen izquierda, Mota (1.315 m), Canto Pero (1.200 m) y Mazo (1.083 m), mientras que en su margen derecha se sitúan, ya fuera del ámbito de estudio (en la provincia de Burgos), los relieves de Laire (1.079 m) y Bujarrillo (1.081 m).

2.2.2. EL CLIMA

El clima constituye un factor determinante en relación con los dos elementos principales de estudio tratados en este trabajo de investigación. Por un lado, repercute directamente en el modelado del relieve a través del conjunto de agentes y procesos relativos a cada sistema morfoclimático, los cuales tienen una incidencia desigual en función de las distintas litologías a las que afectan. Por otro, impone una serie de condicionamientos en cuanto a temperaturas, humedad y radiación solar que afectan al crecimiento y desarrollo de la vegetación (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1995), lo que repercute directamente en la aptitud que ofrece el territorio de cara al establecimiento de potenciales usos o aprovechamientos del suelo; tales condicionamientos alcanzan sus mayores consecuencias en las zonas rurales cuyas economías pivotan sobre el sector primario, como es el caso del municipio de Valdegovía.

A grandes rasgos, el clima del valle de Valdegovía destaca por su más que patente carácter submediterráneo el cual se ve influenciado, al mismo tiempo, por ciertos matices oceánicos y continentales, rasgos todos ellos que definen un ambiente transicional (RUIZ URRESTARAZU, 1982, LEÓN LLAMAZARES et al, 1987) entre los dominios atlántico y mediterráneo. Estos rasgos se traducen fundamentalmente en unos valores de precipitación anual acumulada que son sensiblemente inferiores (unos 700-800 mm.) a las de la zona atlántica, así como en un acusado descenso pluviométrico estival y una marcada oscilación térmica estacional.

De forma introductoria conviene señalar que el clima que caracteriza al municipio de Valdegovía sería, siguiendo el sistema de clasificación de Köppen, de tipo Csb. La temperatura media del mes más cálido no supera los 22° C, mientras que se superan los 10° C de media en seis meses; las precipitaciones alcanzan sus valores mínimos durante el período estival, pero no existen meses de aridez ($P < 2T$). Según el sistema de clasificación de Papadakis, el clima de Valdegovía pertenecería al grupo "Mediterráneo Templado", con un tipo de invierno "Avena Fresco" (av) y un verano de la clase "Maíz" (M). El régimen térmico sería "Templado Cálido" (TE), mientras que el régimen de humedad se consideraría como "Mediterráneo Húmedo" (ME).

La caracterización climática detallada del ámbito de estudio se ha realizado en base a los registros de tres estaciones termopluviométricas (figura 2.3.1) y una pluviométrica (cuadro 2.1). La información recopilada presenta ciertos inconvenientes como son la escasa longitud de algunas series de datos o la falta de correspondencia temporal entre las mismas. Por consiguiente, ante la imposibilidad de corregir tales lagunas o añadir más datos, las interpretaciones derivadas de dicha información han sido realizadas con suma cautela. Sin embargo, tampoco deben obviarse las ventajas derivadas de la estratégica localización de las estaciones, ya que se dispone de una estación en zona montañosa (Lalastra, situada en Valderejo), otra en la cabecera del valle del Omecillo (Bóveda), una tercera en el sector intermedio de dicho valle (Villanueva) y una última en su tramo final (Espejo). De este modo es posible establecer una caracterización más precisa del clima del ámbito, en tanto se poseen registros de varias zonas bien diferenciadas en cuanto a sus condiciones geoambientales.

ESTACIÓN	X	Y	Z	AÑOS P	INICIO P	FIN P	AÑOS T	INICIO T	FIN T
Lalastra	481215	4747115	911	14	1993	2006	14	1993	2006
Bóveda	483671	4749815	691	28	1930	1957	17	1941	1957
Villanueva	491602	4744090	590	20	1977	1996	20	1977	1996
Espejo	496749	4739452	504	32	1965	1996	-	-	-

Cuadro 2.1. Relación de estaciones meteorológicas implicadas en la caracterización climática de Valdegovía.
Fuentes: INM y SIGA. Elaboración propia.

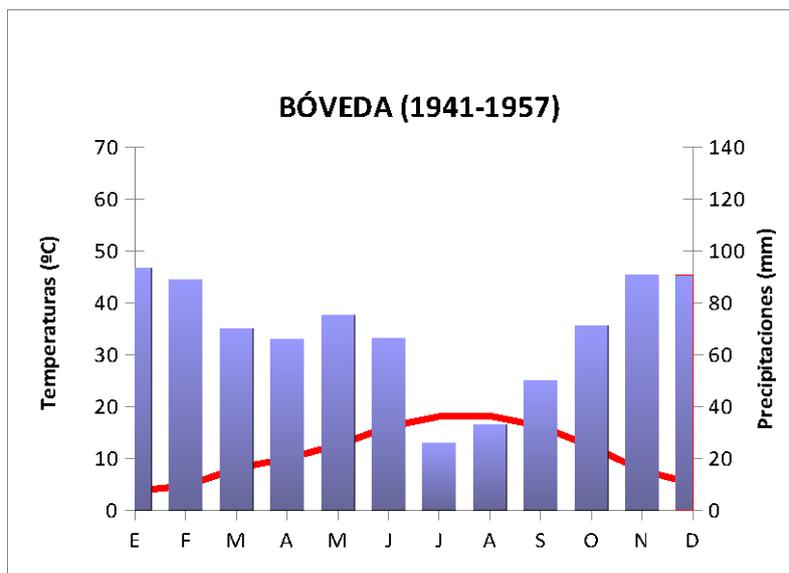
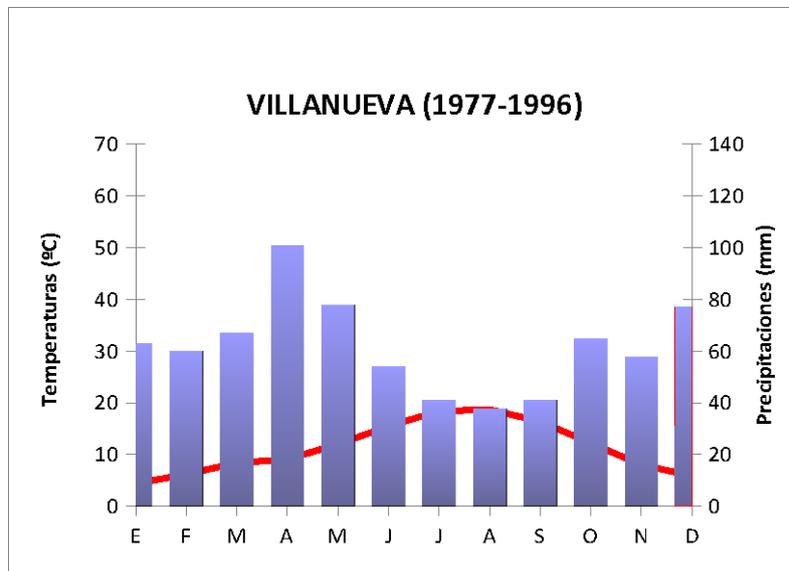
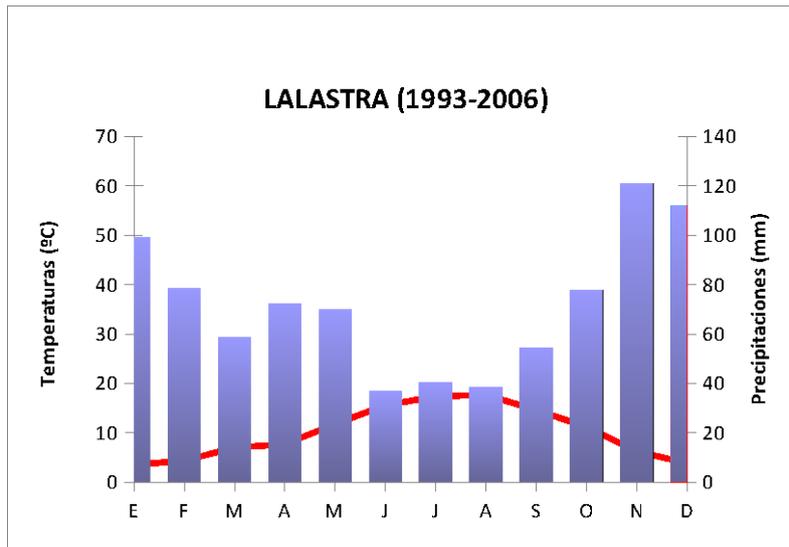


Figura 2.3.1. Climodiagramas de las estaciones meteorológicas analizadas.

2.2.2.1. Análisis de las temperaturas

ESTACIÓN	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
Lalastra	3,5	4,4	7,0	7,7	11,8	15,6	17,4	17,7	14,6	11,2	6,2	3,9	10,1
Bóveda	3,8	4,7	8,1	10,0	12,6	16,1	18,1	18,2	16,2	12,3	7,7	5,2	11,1
Villanueva	4,4	6,2	8,4	9,1	12,0	15,5	18,4	18,7	16,4	12,2	8,0	5,9	11,3

Cuadro 2.2. Temperaturas medias mensuales y anuales (valores en grados centígrados). Fuente: INM. Elaboración propia.

El análisis de las temperaturas medias mensuales recogidas en el cuadro 2.2 pone de relieve la importante oscilación térmica anual que presenta el conjunto del ámbito de Valdegovía. La diferencia entre las temperaturas medias del mes más cálido y del mes más frío es muy similar en las tres estaciones: 14,4° C en Bóveda, 14,3° C en Villanueva y 14,2° C en Lalastra. Los índices de Gorczynski (GORCZYNSKI, 1920) calculados para cada una de ellas son de 15,5° C, 15,3° C y 15° C respectivamente, por lo que las tres estaciones quedarían incluidas dentro del grupo de los climas continentales, cuyo rango de índices se sitúa entre 10° C y 20° C para el contexto de la Península Ibérica (FONT, 1983). Las temperaturas medias mensuales son bastante bajas excepto en los meses estivales; en el caso de la estación de Lalastra los valores son sensiblemente inferiores como consecuencia de su altitud y de su situación entre tres barreras orográficas importantes, las de Peña Gobeá, Anderejo y Árcena.

El mayor salto térmico intermensual se produce de octubre a noviembre en las tres estaciones, siendo de -5°C para Lalastra, -4,6°C para Bóveda y -4,2°C para Villanueva. Este fuerte descenso de las temperaturas se produce en respuesta al brusco descenso latitudinal experimentado por la circulación general atmosférica en esta época concreta del año. El segundo mayor salto se produce de abril a mayo en Lalastra (+4,1°C) y de septiembre a octubre en Bóveda (-3,9°C) y Villanueva (-4,2°C).

Durante los meses estivales e invernales, las temperaturas medias mensuales se mantienen bastante constantes, con oscilaciones siempre inferiores a los 3°C, lo que se explica por el menor dinamismo de la circulación general atmosférica en estos períodos; esta situación acontece cuando el sistema de circulación ha culminado su desplazamiento al alcanzar su máximo o mínimo umbral latitudinal.

Por otra parte, el cuadro 2.3 desvela detalladamente la realidad concreta del fenómeno de la oscilación térmica en Valdegovía. En efecto, dicha oscilación se muestra mucho más severa si se observan los registros a escala temporal diaria; en este caso sólo se dispone de registros de esta naturaleza para las estaciones de Bóveda y Lalastra. Los promedios anuales de amplitud térmica diaria superan la difícil barrera de los 10°C en ambas estaciones, siendo en el caso de Bóveda sensiblemente superior (13,6°C); los

valores de amplitud de dicha estación superan a los de Lalastra en todos los meses, lo que conduce a pensar que los fenómenos de inversión térmica, con o sin heladas, son una constante durante todo el año en este sector y muy probablemente se extiendan con parecida intensidad por todo el valle del Omecillo. Los valores máximos de amplitud para ambas estaciones se registran en los meses de julio y agosto en los que, además, la media de las máximas diarias indica un predominio de los días con episodios calurosos (26,7°C y 27°C para Bóveda); en cuanto a la media de las mínimas diarias, conviene destacar que en ninguna de las estaciones se supera el valor de 0,5°C durante los meses de invierno, siendo los meses de enero y febrero negativos en sus valores para Bóveda. Por todo ello, puede afirmarse sin ningún tipo de duda que el entorno de Bóveda y la cabecera del Omecillo es una de las zonas que con más crudeza sufre el fenómeno de la oscilación térmica en todo el ámbito de la Comunidad Autónoma del País Vasco, cuya intensidad es sólo comparable con la de algunos enclaves aislados de la Montaña Alavesa.

ESTACIÓN	LALASTRA			BÓVEDA		
	Máxima diaria media	Mínima diaria media	Amplitud diaria media	Máxima diaria media	Mínima diaria media	Amplitud diaria media
E	7,0	0,1	6,9	8,8	-1,1	9,9
F	8,6	0,3	8,3	10,0	-0,6	10,6
M	12,1	1,7	10,4	14,7	1,6	13,1
A	12,9	2,6	10,3	16,8	3,1	13,7
M	17,7	5,8	11,8	19,9	5,3	14,5
J	22,3	8,8	13,5	24,0	8,2	15,8
J	24,4	10,4	13,9	26,7	9,5	17,2
A	24,4	11,0	13,5	27,0	9,4	17,6
S	20,7	8,4	12,2	24,3	8,2	16,1
O	16,1	6,3	9,8	19,3	5,3	14,0
N	10,1	2,4	7,7	13,3	2,1	11,1
D	7,3	0,5	6,8	9,9	0,5	9,4
AÑO	15,3	4,9	10,4	17,9	4,3	13,6

Cuadro 2.3. Medias de las temperaturas máximas diarias, medias de las temperaturas mínimas diarias y amplitud térmica diaria media (valores en grados centígrados). Fuente: INM. Elaboración propia.

En relación con los fenómenos de helada (cuadro 2.4), los datos vienen a confirmar, una vez más, el notable matiz continental propio del clima de Valdegovía. No obstante, los promedios anuales en cuanto a días de helada son muy elevados, más si cabe en el caso de Bóveda, donde la particular distribución de la topografía favorece fenómenos muy prolongados y recurrentes de inversión térmica bajo situaciones atmosféricas de gran estabilidad en las noches invernales; de hecho, los días de helada representan el 62 % del total de días invernales para Bóveda, mientras que esta cifra es de un 49 % para Lalastra. En situaciones de subsidencia e irradiación muy intensas suele ser habitual que el valle de Valderejo quede libre de heladas, puesto que las masas de aire más frío tienden a descender hacia las depresiones contiguas de Ribera, Arroyo de San Zadornil y Bóveda.

ESTACIÓN	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
Bóveda	22,1	17,4	12,6	7,2	3,0	0,5	0,0	0,2	0,4	3,1	10,9	16,3	93,7
Lalastra	15,7	14,7	9,7	7,1	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	7,7	13,9	71,1

Cuadro 2.4. Días de helada. Fuente: INM. Elaboración propia.

2.2.2.2. Análisis de las precipitaciones

ESTACIÓN	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
Lalastra	99,5	78,7	58,8	72,3	70,1	37,0	40,6	38,6	54,6	77,8	120,9	112,0	860,9
Bóveda	93,4	88,9	70,3	66,0	75,5	66,3	26,0	33,0	50,3	71,3	90,8	90,6	822,4
Villanueva	63	60	67	101	78	54	41	38	41	65	58	77	743
Espejo	67	61	53	75	75	57	28	41	43	61	78	72	712

Cuadro 2.5. Precipitaciones mensuales y anuales (valores en mm). Fuente: INM. Elaboración propia.

Los valores medios de precipitación anual (cuadro 2.5) evidencian el carácter transicional del clima del valle de Valdegovía, puesto que se incluyen dentro de los umbrales propios de las zonas subhúmedas (700-1000 mm/año). En el caso de la estación de Lalastra puede ser que la brevedad de longitud de la serie haya podido repercutir en una ligera desviación a la baja de los registros medios de precipitación, ya que para esa zona se estima una precipitación media anual de entre 900 y 1.000 mm./año, lo cual se justifica en la gran influencia ejercida por el relieve de este sector montañoso sobre las masas de aire que lo rebasan (efecto orográfico); este fenómeno es aún más acusado cuando se producen flujos de tipo meridiano cargados de humedad (en

su mayoría procedentes del N), que obligan a las masas de aire a elevarse súbitamente sobre las alineaciones montañosas (Peña Gobeá y Árcena son las de mayor altitud); ésta últimas, a su vez, actúan como verdaderas barreras bioclimáticas por su disposición general NO-SE, provocando desiguales pluviometrías a barlovento y a sotavento de las divisorias hidrográficas. Por otra parte, los meses más lluviosos son noviembre, diciembre y enero para las estaciones de Lalastra y Bóveda, mientras que en Villanueva la máxima pluviosidad se alcanza en diciembre, abril y mayo; en el caso de Espejo se detectan dos máximos, uno en abril-mayo y otro en noviembre-diciembre. Asimismo, en julio, agosto y septiembre es cuando se registran los valores más bajos de precipitación, excepto en la estación de Lalastra, donde junio se distingue como el mes más seco; las dos estaciones cuyas series son más largas, Bóveda y Espejo, coinciden asimismo en el mes más pobre en precipitaciones (julio). Así pues, el descenso pluviométrico estival es bastante marcado, lo que supone un claro signo de influencia mediterránea.

ESTACIÓN	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO
Lalastra	33,7	23,4	13,5	29,4
Bóveda	33,2	25,8	15,2	25,8
Villanueva	26,9	33,1	17,9	22,1
Espejo	28,1	28,5	17,8	25,6

Cuadro 2.6. Precipitaciones estacionales. Fuente: INM y SIGA. Elaboración propia.

El ritmo pluviométrico estacional (cuadro 2.6) es muy similar en las estaciones de Lalastra y Bóveda y viene a corroborar la existencia de un marcado estiaje estival (13-15%), así como un aporte máximo en invierno (33%) que se desmarca ligeramente de las cantidades primaverales y otoñales (23-29%). Por el contrario, la estación de Villanueva presenta un claro máximo primaveral (33%), un otoño algo más seco (22%) y un verano con un déficit pluviométrico algo más moderado (18%). Espejo, por su parte, es la estación que mayor equilibrio presenta en el reparto de las precipitaciones, con un máximo invernal-primaveral y un mínimo estival tan amortiguado como en Villanueva. Así mismo, resulta llamativo que en Lalastra casi el 30% de las precipitaciones anuales se concentren en el otoño, cuando aumentan los flujos de componente SO; en estas situaciones, el efecto orográfico se produce en el sentido contrario, de S a N, provocando un gradiente pluviométrico que trae consigo una reducción gradual de las precipitaciones hacia el valle del Omecillo.

ESTACIÓN	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
Lalastra	11,9	8,5	10,8	11,9	15,4	9,5	9,8	10,9	12,6	15,9	13,8	13,3	144,3
Bóveda	4,7	4,9	6,9	6,8	7,7	6,4	2,7	3,2	4,3	5,7	7,2	6,3	66,8

Cuadro 2.7. Días de lluvia. Fuente: INM. Elaboración propia.

En el cuadro de días de lluvia (cuadro 2.7) se observan valores muy dispares entre ambas estaciones. Estas diferencias, lejos de ser reales, pueden deberse a cuestiones puramente técnicas en relación con los instrumentos de medición, los cuales deben ser mucho más precisos en la estación de Lalastra, de construcción relativamente reciente. Parece evidente que en la estación de Bóveda los antiguos pluviómetros no registraban los días de lluvia con valores reducidos o casi imperceptibles, cosa que sí sucede en Lalastra. Al margen de esto, sí que se detecta una cierta correlación en cuanto a las variaciones intermensuales de los días de lluvia, puesto que los meses de mayo y noviembre son los más importantes en cuanto a días de lluvia para ambas estaciones, con la excepción del mes de octubre en Lalastra, que supone el valor máximo para dicha estación; esto último se explica por la ya comentada preponderancia de los flujos persistentes del SO en esa época del año, los cuales tienen como principal consecuencia el encadenamiento de bastantes días de precipitación con cantidades acumuladas no muy importantes.

En cuanto a la distribución espacial de las precipitaciones, cabe destacar que los registros pluviométricos confirman la existencia de un gradiente pluviométrico de dirección NO-SE para el conjunto del valle de Valdegovía, cuyo sentido sería similar al de las aguas del Omecillo, es decir, con valores mayores en la zona noroccidental que en la suroriental. Si a dicho gradiente se le suma el factor de la orografía, puede hacerse un estimación aproximada de la distribución de las precipitaciones por todo el territorio: casi todo el valle del Omecillo quedaría por encima de la isoyeta de 700 mm/año, alcanzándose un valor máximo en la cabecera del valle (Bóveda) en torno a los 850 mm/año y otro mínimo a la altura de la desembocadura del Omecillo en el Ebro sobre los 600-650 mm/año; la depresión del Tumecillo-Lacozmonte recibiría por su parte unos 800 mm/año.; en la sierra de Bóveda y en la alineación de Peña Lisa-Olvedo los registros oscilarían en torno a los 900-1.000 mm/año; por último, en las más altas cumbres de las sierras de Árcena y Árcamo se rebasarían los 1.200 mm/año. De todos modos, conviene tener en cuenta la importancia que en todo este sector tiene la irregularidad pluviométrica interanual, fenómeno que explica las desviaciones de los valores reales respecto de las medias.

2.2.2.3. Análisis del viento

Para el análisis del viento en el ámbito de Valdegovía no existe ninguna fuente que permita un estudio mínimamente riguroso. Únicamente se dispone de los datos de viento registrados en la nueva estación meteorológica automatizada construida por el Servicio Vasco de Meteorología (Euskalmet) en la localidad de Espejo; dicha información se reduce al período 2005-2012 (figura 2.4). Ante la falta de cualquier otro tipo de registros se ha decidido, con precaución, tomar esta exigua serie como base para una caracterización somera de los principales rasgos que definen el comportamiento de dicho meteoro, el más variable de todos, en Valdegovía.

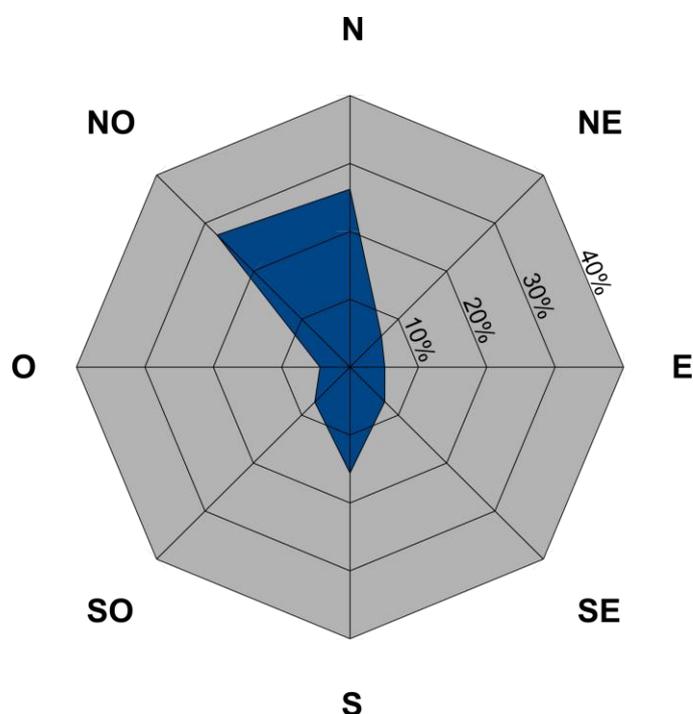


Figura 2.4. Rosa de los vientos de la estación de Espejo (Euskalmet). Período 2005-2014. Elaboración propia.

En coherencia con los flujos predominantes en este sector, las componentes más habituales son la NO (27,5%) y la N (26,2%), lo que se explica por la elevada frecuencia de entradas de masas de aire polares. La tercera componente es la S (15,6%), favorecida por una disposición topográfica del valle (N-S) que modifica el trazado de los vientos de componente SO tan frecuentes en otoño. La velocidad media del viento es de 7,9 km/h, mientras que la racha máxima registrada durante los diez años de registros se sitúa en los 105,5 km/h. Sin embargo, las zonas más venteadas del municipio se localizan en los relieves culminantes de las principales alineaciones montañosas, lo que se explica por el ya comentado efecto orográfico que sufren las masas de aire.

2.2.2.4. Regímenes de humedad y de temperatura de los suelos

Como más adelante se verá, el estudio del regolito constituye uno de los objetivos de esta investigación dentro del capítulo dedicado al análisis geomorfológico del valle de Valdegovía, por lo que se hace necesario obtener, en base a los datos climáticos anteriormente mostrados, un mínimo conocimiento en cuanto a los regímenes de humedad y de temperatura de los suelos de dicho ámbito. Dichos regímenes resultan determinantes tanto en la cantidad de agua disponible para las plantas como en las condiciones térmicas que afectan a su sistema radicular y, por tanto, a su desarrollo vegetativo (GANDULLO, 1994; SSS, 1999). Asimismo, la temperatura y humedad edáficas se distribuyen siguiendo un gradiente vertical, lo que deriva en importantes diferencias entre los horizontes de un mismo pedión en lo que respecta a las condiciones climáticas. Así pues, la caracterización de dichos regímenes se ha realizado atendiendo a las clasificaciones propuestas en Soil Taxonomy (SSS, 1999), que además han sido aceptadas y asimiladas posteriormente por el sistema FAO (2006).

Una aproximación sencilla hacia el régimen térmico de los suelos de Valdegovía puede hacerse, según Soil Taxonomy, añadiendo 1°C a la temperatura media anual atmosférica. De este modo, las temperaturas medias anuales del suelo en sus 100 primeros cm. serían de 12,3°C para Villanueva, 12,1°C para Bóveda y 11,1°C para Lalastra; las medias estivales se han calculado aplicando un gradiente térmico lineal de -0,6°C por cada 10 cm. de profundidad hasta alcanzar los 100 cm., siendo los resultados de 14,9°C para Lalastra y de 15,5°C para Bóveda y Villanueva; finalmente, las medias invernales se han obtenido aplicando la diferencia entre las medias anuales y estivales pero en el sentido contrario (negativo), siendo los resultados de 7,6°C para Lalastra, 6,8°C para Bóveda y 6,4°C para Villanueva. En coherencia con estos datos, el régimen térmico de los suelos del ámbito de estudio sería de tipo méxico, ya que en las tres estaciones meteorológicas se cumple con los siguientes requisitos (SSS, 1999):

- temperatura media anual del suelo entre 8°C y 15°C
- diferencia entre las temperaturas medias del suelo en invierno y verano superior a los 6°C a una profundidad de 50 cm.

Para la caracterización del régimen de humedad propio de los suelos de Valdegovía se ha elaborado un diagrama del balance hídrico a partir de los registros climatológicos de la estación de Villanueva (figura 2.5). Dicho diagrama permite extraer una visión general de la dinámica del agua en el suelo a lo largo del año hidrológico medio (en la realidad nunca se dan dos años iguales), a partir de la comparación de los registros de precipitación y de evapotranspiración potencial. Para su elaboración se ha considerado una capacidad máxima de retención de agua del suelo de 200 mm, valor

homogéneo establecido en Soil Taxonomy para el análisis comparativo de todos los suelos del mundo. El diagrama relativo a Villanueva arroja los siguientes promedios: una evapotranspiración real anual (ETR) de 645,1 mm; un exceso anual de 97,9 mm que se acumula en un período de unos 80 días; y, por último, un déficit anual de 16,6 mm con una duración media en torno a los 30 días.

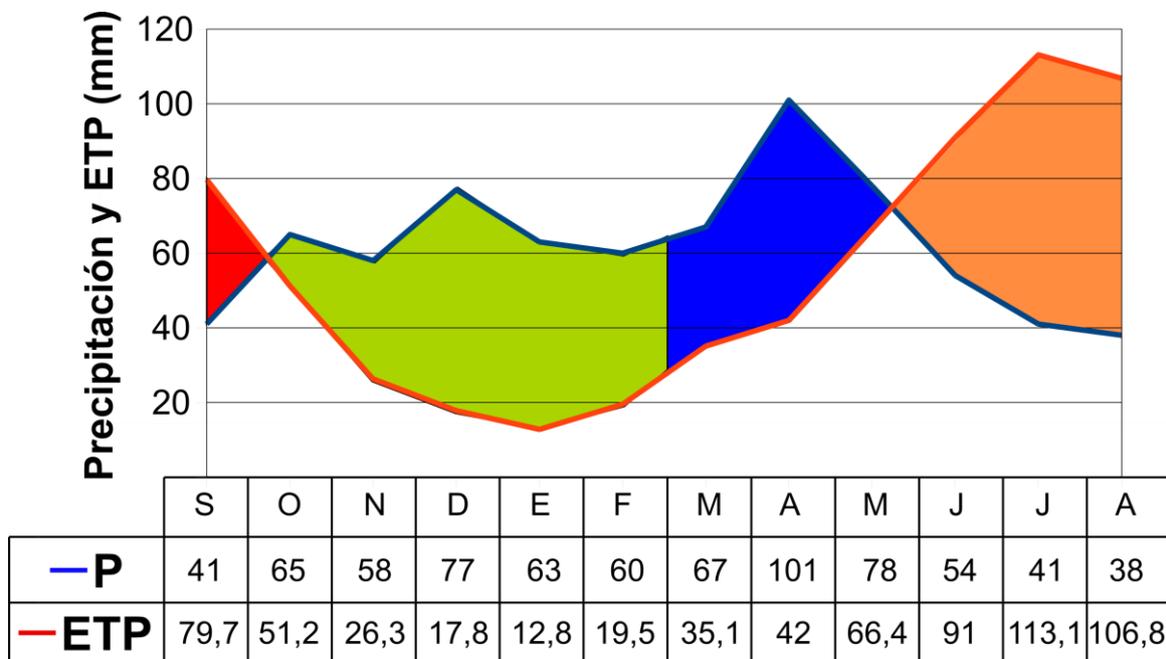


Figura 2.5. Diagrama del balance hídrico de la estación de Villanueva. Las tramas coloreadas corresponden a los distintos estados de la reserva de agua: azul=exceso; verde=recarga; naranja=utilización; rojo=déficit. La capacidad de retención de agua considerada es de 200 mm. (según SSS, 1999) y los valores están expresados en mm. La ETP (Evapotranspiración Potencial) y la ETR (Evapotranspiración Real) han sido calculadas mediante el método de Thornthwaite. Fuente: SIGA. Elaboración propia.

Así pues, el déficit de agua se encuentra por debajo del umbral de los 45 días, de modo que el régimen de humedad para la estación de Villanueva sería de tipo údico, con una sequía estival de escasa importancia y una disponibilidad continua de agua durante casi todo el año hidrológico; éste sería el régimen mayoritario en el municipio, sobre todo en los sectores montañosos y en sus zonas aledañas. Sin embargo, también cabe esperar la existencia de superficies considerables con régimen xérico allí donde aparecen las pendientes, las orientaciones y los sustratos más desfavorables para la acumulación del agua en el suelo; en estos lugares el período de déficit se prolongaría por encima de los 45 días de sequía estival. De acuerdo con el gradiente pluviométrico NO-SE anteriormente explicado, este último tipo de régimen debe de ser más frecuente en el sector suroriental del ámbito de estudio (zona de Espejo-Bergüenda).

2.2.3. VEGETACIÓN

Desde la perspectiva de esta investigación se reconoce una doble vertiente de la vegetación. Por un lado, cabe destacar su estrechísima interrelación con el relieve, la cual se materializa en su notable contribución en los aportes de materia orgánica asimilados por la cubierta edáfica y, asimismo, en la activa intervención que ejerce en los procesos de meteorización del sustrato rocoso; la vegetación también condiciona la estructura del suelo y favorece la circulación del agua y el aire por los distintos horizontes del perfil gracias al sistema radicular de las plantas; además, el manto vegetal actúa como un filtro natural moderador frente a distintos elementos como son la radiación solar, la lluvia, la escorrentía superficial, el agua de percolación y el viento, lo que repercute en la protección de la cubierta edáfica frente a procesos de erosión o lavado (pérdida de componentes y acidificación). Todo lo dicho viene a confirmar la función de la vegetación como factor implicado en la edafogénesis (JENNY, 1994; PORTA et al, 2003).

La otra vertiente señalada hace hincapié en la gran correspondencia existente entre la vegetación y la ocupación del suelo (AGUILÓ, 1992; AGUDO GONZÁLEZ, 2004). De hecho, cada comunidad o agrupación vegetal supone un tipo individualizado de cobertura del suelo a la que se asocian determinados usos o actividades de índole socioeconómica; también deben tenerse en cuenta los distintos estados de desarrollo o etapas sucesionales que presentan dichas comunidades, puesto que pueden resultar determinantes en el establecimiento de dichos usos o actividades. Asimismo, en las zonas rurales la proporción de coberturas artificiales es mucho menor, lo que se traduce en una correlación aún mayor entre manchas de vegetación y coberturas de suelo. Tampoco debe obviarse la dimensión de la vegetación como recurso natural y su explotación económica, aspecto trascendental en la dinámica de la mayor parte de las coberturas forestales. Así pues, en consonancia con lo anteriormente expuesto, se antoja imprescindible la realización de un análisis pormenorizado de la vegetación en el ámbito de estudio.

La vegetación actual del valle de Valdegovía es consecuencia de la tradición rural de este territorio, la cual ha venido manifestándose a lo largo de la historia a través de sucesivos sistemas de explotación agro-ganadero-forestales cuyas prácticas han desembocado en un amplio abanico de afecciones sobre el tapiz vegetal. Por este motivo, los factores puramente bióticos (bioclimáticos, litológicos, topográficos, edafológicos, etc.) han quedado relegados a un segundo plano en cuanto a los condicionamientos que ejercen sobre la vegetación.

Desde el punto de vista bioclimático, el municipio de Valdegovía se debate entre las regiones Eurosiberiana y Mediterránea debido a su localización en la franja de

transición entre los climas atlántico y mediterráneo, si bien algunos autores lo incluyen íntegramente en la segunda región (LOIDI et al, 1994). En un contexto más detallado, Valdegovía quedaría enclavada en su totalidad en el grupo florístico subcantábrico o subatlántico; también se encuadraría entre las comarcas naturales de los Valles Submediterráneos y las Montañas Meridionales (ASEGINOLAZA et al, 1988). Según LOIDI et al (2009) el valle de Valdegovía se sitúa en el borde meridional de la franja macroclimática templada de tal manera que, en dicho ámbito, tienen lugar los pisos bioclimáticos mesotemplado o colino (hasta los 600 m de altitud) y supratemplado o montano (a partir de los 600 m). De forma generalizada puede afirmarse que el piso colino se corresponde con el ombrotipo subhúmedo (P anual entre 500 y 900 mm.), mientras que el piso montano se asocia más al ombrotipo húmedo (P anual > 900 mm.). Todo lo dicho pone de manifiesto la marcada transicionalidad que caracteriza el medio natural de Valdegovía lo que, unido a una secular acción antrópica, se traduce en una amplia variedad de especies y comunidades vegetales (figura 2.6).



Figura 2.6. Bosques mixtos de frondosas y coníferas en las vertientes septentrionales de la sierra de Arcena. Al fondo se aprecian los relieves de Peña Gobeia.

2.2.3.1. Vegetación actual

En el análisis de la distribución territorial actual de las distintas comunidades vegetales se ha tenido en cuenta la información relativa al Inventario Forestal de la CAPV del año 2010 (IKT, 2010), donde se recoge detalladamente el conjunto de coberturas de vegetación reconocidas en el ámbito autonómico, su significación en el territorio y sus atributos respectivos. Las descripciones en cuanto a la composición interna de las distintas comunidades vegetales han sido extraídas de ASEGINOLAZA et al (1988), AIZPURU et al (1996) y LOIDI et al (2009). Así pues, en respuesta a la conjunción de factores naturales y antrópicos, el valle de Valdegovía acoge actualmente las siguientes unidades de vegetación:

➤ Pinares

Ocupan un tercio de la superficie total, dominando buena parte del paisaje de Valdegovía. Su presencia se deja sentir en todas las alineaciones montañosas, configurando la mayor parte de las masas forestales que en ellas se asientan (figura 2.7); normalmente aparece en el piso montano, aunque en ocasiones desciende al colino.

El pino albar (*Pinus sylvestris*) se asienta en sus dominios formando un estrato arbóreo homogéneo en unos casos o entremezclándose con ejemplares de *Qercus faginea*, *Q. pyrenaica*, *Q. ilex ssp. rotundifolia*, *Fagus sylvatica* o *Castanea sativa* en otros. Su gran amplitud ecológica le permite adaptarse a ambientes muy diversos, pudiendo mantenerse en las zonas más desfavorables a la espera de poder colonizar pequeños claros de los hayedos, quejigales, marojales y carrascales contiguos. Asimismo, las talas, roturaciones e incendios derivados de la acción del hombre han supuesto la desaparición o, cuanto menos, la esquilmación de buena parte de los demás bosques autóctonos, propiciando un escenario perfecto para la expansión de una especie tan oportunista y pionera como ésta.

Todo lo dicho explica el papel protagonista del pino albar como elemento de sustitución de las demás masas de bosque autóctono que anteriormente ocupaban el ámbito de Valdegovía. Desde las primeras décadas del s. XX, esta conífera de clara vocación colonizadora se vio favorecida por un contexto de decadencia en el sector ganadero, lo que facilitó su desarrollo en los terrenos previamente destinados al pastoreo. Tal y como se ha podido constatar en las fotografías aéreas relativas al año 1932 (fuente: Diputación Foral de Álava), a principios de la pasada centuria el paisaje de Valdegovía y, en particular, de la sierra de Árcena y el valle de Valderejo, era bien distinto; de hecho, ambas zonas mantenían una herencia paisajística marcada por la deforestación y el predominio de los pastizales, los cuales se encontraban esporádicamente salpicados por pequeñas manchas forestales. Esta particular configuración territorial se debía al fenómeno de la trashumancia (ABASCAL et al, s/n), en el que Valdegovía jugó un importante papel hasta la segunda mitad del s. XIX arrendando sus productivos pastos, buena parte de los cuales apenas se agostaban en época estival.

Así pues, el pino silvestre pudo extender su dominio territorial desde las zonas más inestables y escarpadas (los pinares "flotantes" son buen ejemplo de ello) hacia los numerosos pastizales abandonados que entonces existían u otras zonas deforestadas. Al tratarse de una especie de muy rápido crecimiento y con una madera aprovechable en muy diversos usos (carpintería, ebanistería, construcción, encofrados, etc.), el hombre ha visto en ella una fuente de recursos rentable y de fácil explotación, lo que explica su gran difusión por el ámbito estudiado así como por toda la zona occidental de Álava.

Durante la segunda mitad del siglo XX la explotación de esta conífera ha descendido notablemente, por lo que sus masas forestales han alcanzado la madurez. Este fenómeno, a su vez, ha favorecido la regeneración espontánea de especies como el haya, el marojo o el quejigo las cuales, paulatinamente, van abriéndose paso entre las copas de los pinos en un proceso progresivo de reocupación de sus dominios territoriales potenciales.



Figura 2.7. Vista panorámica de las extensas manchas forestales de Pinus sylvestris que dominan la práctica totalidad de la sierra de Arcena. Imagen tomada desde la peña de la Mota hacia el N.

La flora de los pinares es tremendamente variada, ya que comprende la mayoría de las especies que pueblan los sotobosques de los hayedos, los marojales, los quejigales y los carrascales, las cuales serán detalladas más adelante. Sin embargo, conviene reseñar la abundancia de matorral heliófilo por efecto de la escasa sombra que provocan las copas de los pinos en el sotobosque. En las zonas de sustrato básico se da un claro dominio de las especies propias de los bujedos y los prebrezales calcícolas (ver "matorral"), mientras que en sustratos silíceos abunda el brezal; en zonas margo-arcillosas aparecen ejemplares propios de prebrezales y enebrales (ver "prados, pastizales-matorrales y roquedos con pasto").

➤ **Cultivos agrícolas de secano**

Representan aproximadamente una quinta parte del territorio y cobran especial protagonismo en las depresiones del Omecillo y del Tumecillo-Lacozmonte. Aquí se

incluyen los cultivos cerealistas (claramente mayoritarios), la patata, la remolacha y otros cultivos anecdóticos en el ámbito local. Dichos cultivos se asientan en los fondos de valle de suaves relieves, excavados sobre materiales fundamentalmente limo-margosos o aluviales, donde se localizan los suelos más espesos, ricos y, por tanto, con mayor vocación agrícola. La concentración de las explotaciones y la intensificación de los cultivos tienden a ir en aumento por las vicisitudes del mercado agrícola, lo que ha derivado en un proyecto integral de regadío para la cuenca del Omecillo.

La diversidad biológica y paisajística de estos cultivos ha sufrido un fuerte empobrecimiento por efecto del constante castigo al que se han visto sometidos los setos vivos que, varias décadas atrás, poblaban la mayor parte de los límites existentes entre las parcelas. Estos han ido cediendo sus dominios a las necesidades de la concentración parcelaria y de la productividad agrícola, además de sufrir otras prácticas insuficientemente controladas como es el caso de las periódicas quemas de rastrojos.

➤ **Encinares y carrascales**

Se encuentran en tercer lugar ocupando un 15% de la superficie total. Estas formaciones, encabezadas por la encina carrasca (*Quercus ilex ssp. rotundifolia*), son claramente predominantes en las solanas montañas de la totalidad de las sierras que atraviesan el municipio. Ello se explica por la coincidencia de una serie de factores de carácter azonal como son el sustrato básico, una fuerte evaporación debida a la insolación directa, unos suelos muy incipientes con escasa capacidad de retención hídrica y una topografía generalmente abrupta (laderas empinadas y pedregosas); todos estos factores vienen a confirmar el carácter marcadamente xérico de estas comunidades, las cuales aparecen frecuentemente entremezcladas con quejigales o pinares de pino silvestre. La encina carrasca tampoco se libra de la competencia del pino silvestre, especie que ha logrado implantarse en los enclaves donde la encina ha cedido terreno a los incendios, las roturaciones y el pastoreo.

El estrato arbóreo, dominado por la carrasca, deja paso a un estrato arbustivo xerófilo en el que el boj (*Buxus sempervirens*) es el principal elemento de referencia; esta especie llega a alcanzar en algunos casos una entidad casi arbórea, e incluso sustituye a la carrasca en enclaves puntuales formando bujedos muy densos (entorno del desfiladero del Purón). Otras especies arbustivas destacables son la cascaula (*Genista hispanica ssp. occidentalis*), la sabina negra (*Juniperus phoenicea*), el madroño (*Arbutus unedo*), el brezo (*Erica vagans*) y la gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*).



Figura 2.8. Encinares de *Quercus ilex* ssp. *rotundifolia* ocupando el piedemonte de las vertientes meridionales de la sierra de Árcamo. Entre las encinas se observan frecuentes ejemplares de *Quercus faginea* y *Pinus sylvestris*. Esta última especie domina los sectores intermedios y somitales de la sierra.

➤ Prados, pastizales-matorrales y roquedos con pastos

Todas estas coberturas han sido aglutinadas en un mismo grupo dada su vocación ganadera. Juntas suponen en torno a un 13% de la superficie total del ámbito.

Una de las formaciones más características de este conjunto es el enebro-pasto con junquillo, la cual constituye una etapa sustitutiva de la serie del quejigo. Este tipo de agrupaciones vegetales se localiza en los pequeños cerros y escarpes margosos o silíceos de los fondos de valle del Omecillo y del Tumecillo, donde normalmente coinciden suelos de muy escaso desarrollo con una alta sequedad ambiental derivada de la fuerte insolación; tradicionalmente han sido zonas sometidas a sucesivos incendios por parte del hombre para su aprovechamiento en forma de pastoreo extensivo. Destacan el enebro (*Juniperus communis*), la aulaga (*Genista scorpius*), la cascaula (*Genista hispanica* ssp. *occidentalis*), el brezo (*Erica vagans*), la gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*), la sabina negra (*Juniperus phoenicea*) y algunas aromáticas como el espliego (*Lavandula latifolia*) y el tomillo (*Thymus vulgaris*). Las herbáceas más habituales son el junquillo (*Aphyllantes monspeliensis*), el lastón (*Brachypodium pinnatum*), *Koeleria vallesiana* y *Brachypodium resutum*.

Los prados, por su parte, tienen en general una escasa presencia, pero adquieren un gran protagonismo en el valle de Valderejo (figura 2.9), de vocación eminentemente ganadera, donde ocupan el dominio potencial de los quejigales; estos prados de siega y diente necesitan una elevada pluviosidad, así como suelos frescos y relativamente profundos. Las herbáceas dominantes están adaptadas al continuo pisoteo y abonado del ganado bovino y equino, lo que determina la aparición de *Trifolium repens*, *Lolium perenne* o *Bellis perennis* entre otras especies.

Otras comunidades habituales están constituidas por los prebrezales subcantábricos petranos, los cuales dominan las extensas planicies kársticas y montañas que se localizan en las zonas culminantes de las sierras de Árcena, Anderejo, Recuenco y Árcamo; potencialmente todos estos enclaves deberían estar ocupados por hayedos calcícolas, los cuales han cedido sus dominios al pastoreo extensivo tras sucesivas talas e incendios. En la realidad, estas coberturas presentan una morfología mixta compuesta por pastos, matorrales y roquedos. En estas comunidades se dan cita las siguientes especies: brezo (*Erica vagans*), ollaguina (*Genista hispanica* ssp. *occidentalis*), lastón (*Brachypodium pinnatum*), enebro (*Juniperus communis*), enebro rastrero (*Juniperus communis* ssp. *nana*), gayuba (*Artostaphylos uva-ursi*), etc.

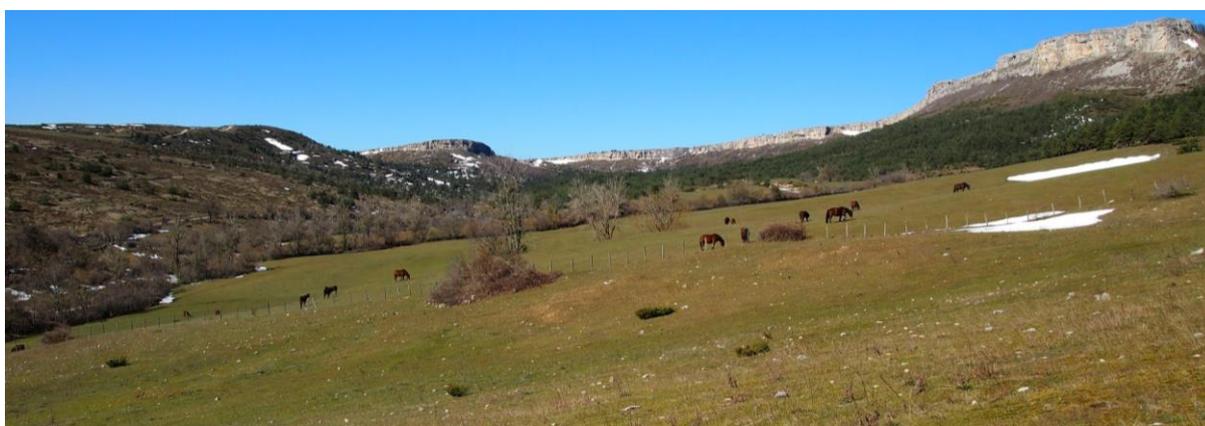


Figura 2.9. Pastizales en el valle de Valderejo (en las inmediaciones de la localidad de Lahoz).

➤ Hayedos

Los bosques de haya (*Fagus sylvatica*) abarcan aproximadamente un 7% de la superficie de Valdegóvia, si bien su área de distribución debería ser mucho más extensa en coherencia con sus dominios potenciales. Sin embargo, ha sido una de las especies que más terreno ha cedido a la expansión de los pinares, quedando relegada a las zonas de mayor pendiente, donde la intervención humana ha sido mínima. Los hayedos aparecen principalmente en altitudes importantes (> 900 m.) y exposiciones de umbría como consecuencia de su carácter ombrófilo.

El hayedo calcícola o éutrofo es la comunidad más habitual (figura 2.10), debido al predominio de sustratos carbonatados; se localiza en las umbrías de las sierras de Árcena, Peña Gobeá, Peña Lisa-Olvedo y Bóveda, aunque también aparece residualmente en las plataformas kársticas que culminan las sierras de Anderejo-Recuenco y Árcamo. El estrato arbóreo es prácticamente monoespecífico con un dominio absoluto del haya, aunque en algunos claros aparecen otras especies acompañantes como el tejo (*Taxus baccata*) o el fresno (*Fraxinus angustifolia*). El boj vuelve a ser la especie más destacable

del estrato arbustivo en respuesta a la sequedad edáfica y a los afloramientos de roca caliza, con un recubrimiento muy elevado al pie de las cornisas de la sierra de Árcena. Otras especies reseñables son la escila (*Scilla lilio-hyacinthus*), la hepática (*Hepatica nobilis*), *Epipactis parviflora*, *Brachypodium sylvaticum* o *Euphorbia hyberna*.

El hayedo acidófilo tiene una representación menor que en el caso anterior, ya que sus dominios se restringen a las litologías silíceas que afloran en las umbrías de las sierras de Peña Lisa-Olvedo y Árcena, siempre asociado a enclaves de elevada pluviosidad. El sotobosque se encuentra integrado por especies acidófilas como el arándano (*Vaccinium myrtillus*), el acebo (*Ilex aquifolium*) o el serbal de los cazadores (*Sorbus aucuparia*).



Figura 2.10. Detalle de un hayedo calcícola localizado en el valle de Valderejo (paraje del Gustal).

➤ **Matorral**

Comprenden un 3,6% del área total. Estas coberturas forestales acontecen en forma de distintas comunidades vegetales, cuyo estado responde a las sucesivas etapas de sustitución de los bosques autóctonos.

Los bujedos (*Buxus sempervirens*) son formaciones muy habituales en Valdegovía y su entorno, especialmente en los sectores culminantes de la sierra de Árcena, donde dan lugar a un sotobosque de elevada densidad, en ocasiones casi impenetrable (figura 2.11). De forma general, se instalan en vertientes muy venteadas sobre rocas calizas aflorantes con suelos muy incipientes. Las especies acompañantes son escasas, entre las que destacan la cascaula (*Genista hispanica* ssp. *occidentalis*) y la gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*).

El brezal alto montano es la formación sustitutiva de los hayedos acidófilos y marojales por causa de las talas, los incendios y el pastoreo. Las especies más típicas son el brezo arbóreo (*Erica arborea* ssp. *riojana*) y el helecho común (*Pteridium aquilinum*). También son habituales los brezales subcantábricos con gayuba. Mucho más anecdóticos son los brezales-argomales de tipo atlántico, que se ubican en enclaves muy puntuales de la umbría de la sierra de Árcena.



Figura 2.11. Bujedos acompañados de *Pinus sylvestris* en la peña de Los Castros (sierra de Árcena).

Los espinares de orla forestal aparecen generalmente como agrupaciones contiguas a las manchas de hayedo y quejigal, representando una primera etapa de sustitución en la serie. En estas comunidades abunda la zarzamora (*Rubus ulmifolius*), pero también son frecuentes especies como el majuelo (*Crataegus monogyna*), el avellano (*Corylus avellana*), el endrino (*Prunus spinosa*), la morrionera (*Viburnum lantana*) o el boj (*Buxus sempervirens*), entre otras.

➤ **Quejigales**

Ocupan un 3,2% de la superficie total. Su dominio actual se limita a pequeñas y aisladas manchas forestales (figura 2.12) que, de forma irregular, se localizan en el piedemonte de la sierra de Bóveda, solanas de la sierra de Peña Gobeá, sierra de Árcena y cerros pedregosos del valle del Omecillo; los terrenos que anteriormente le pertenecían (sobre todo los fondos de valle) han sido ocupados por pastizales, cultivos y pinares. El quejigo (*Quercus faginea*) es una especie marcescente resistente a las oscilaciones térmicas y a la aridez estival, cualidades que revelan su matiz mediterráneo; además muestra una clara preferencia por los sustratos ricos en bases con suelos ricos y profundos.

Habitualmente aparece entremezclado con el pino (*Pinus sylvestris*) y la encina carrasca (*Quercus ilex* ssp. *rotundifolia*). Su rico sotobosque acoge especies como el arce (*Acer campestre*), el acebo (*Ilex aquifolium*), el heléboro (*Helleborus viridis*), la pulmonaria (*Pulmonaria longifolia*), *Crataegus laevigata* o *Rosa arvensis*; en zonas más aclaradas del bosque aparecen la gayuba (*Arctostaphylos uva-ursi*), la cascaula (*Genista hispanica* ssp. *occidentalis*), *Erica vagans* y, en los enclaves degradados, secos y soleados, la coscoja (*Quercus coccifera*).

Inscritos en el dominio potencial del quejigo aparece también la mayor parte de los bosques de ribera, asociados a los principales cursos fluviales que atraviesan el ámbito de estudio (Omecillo, Tumecillo y Purón). Las comunidades más habituales en estos ambientes son la alameda-aliseda mediterránea y la fresneda-olmeda, en las cuales se evidencia un claro predominio de especies higrófilas. La alameda-aliseda mediterránea aparece en los cursos medio y bajo del Omecillo; comprende especies típicamente ripícolas como el aliso (*Alnus glutinosa*), el salguero negro (*Salix atrocinerea*) o el olmo (*Ulmus minor*), con la particularidad de que además incluye otros taxones de ambientes más cálidos y secos con claro matiz mediterráneo, como el fresno (*Fraxinus angustifolia*), el álamo blanco (*Populus alba*), el sauce (*Salix alba*) o el chopo (*Populus nigra*). En ese mismo tramo del Omecillo las alamedas-alisedas se alternan con tramos bien definidos de saucedas allí donde existen barras fluviales de grava o lodo, las cuales son colonizadas por especies arbustivas muy flexibles y especializadas en estos ambientes, entre las cuales destacan la sarga (*Salix elaeagnos*) y la mimbrera (*Salix purpurea*). Por último, las fresnedas-olmedas se instalan en las orillas del resto de ríos y arroyos como consecuencia de sus reducidos caudales y su notable estiaje estival, condicionantes que determinan la ausencia de especies como el chopo o el aliso; por tanto, en estos enclaves encontramos ejemplares de *Fraxinus angustifolia* y *Ulmus minor* que se entremezclan con avellanos (*Corylus avellana*) en las zonas más húmedas.



Figura 2.12. Pequeñas masas de *Quercus faginea* en las cercanías del río Omecillo (zona de Villanueva).

➤ **Plantaciones forestales**

Son anecdóticas, puesto que apenas ocupan un 1% de la superficie total. Estas coberturas forestales suelen acoger coníferas exóticas y, sobre todo, choperas (*Populus nigra*) sustitutivas de los bosques de ribera autóctonos.

➤ **Marojales**

Su presencia en el territorio es residual (0,25% del total). El roble marojo (*Quercus pyrenaica*) se instala en vertientes generalmente soleadas con suelos silíceos bien drenados, siempre en el piso montano. Las únicas manchas considerables de estas comunidades vegetales se conservan en las umbrías de la sierra de Árcena, concretamente en las inmediaciones de la localidad de Nograro. Las especies acompañantes también son de carácter acidófilo, entre las que destacan *Ilex aquifolium*, *Sorbus aucuparia*, *Erica vagans*, *Pteridium aquilinum*, *Melampyrum pratense*, etc.

➤ **Castañales**

En el sector central de la sierra de Árcena, más concretamente en las inmediaciones de las localidades de San Zadornil y Arroyo, existen dos pequeñas manchas forestales de *Castanea sativa* en las que, de forma general, esta especie aparece entremezclada con frecuentes ejemplares de *Pinus sylvestris*, siendo estos últimos claramente predominantes en las masas forestales contiguas. Al igual que los marojales, estas comunidades se han establecido en umbrías de sustrato silíceo (figura 2.13), si bien su presencia obedece a una silvicultura tradicional de subsistencia.



Figura 2.13. Ejemplar de *Castanea sativa* acompañado de *P. sylvestris* y un sotobosque de ericáceas.

2.2.3.2. Vegetación potencial

La vegetación potencial de un territorio viene dada fundamentalmente por la componente bioclimática, a la vez que se ve matizada por factores más locales y variables como la topografía o la litología. Si bien se ha señalado previamente que Valdegovía queda incluida dentro de la comarca natural de los valles submediterráneos, conviene no olvidar que dicho ámbito se sitúa en la terminación occidental del sinclinal de Treviño-Miranda, sector en el que la presencia e importancia de los relieves montañosos es mucho más patente. Este hecho se traduce en un gradiente altitudinal en sentido SE-NO que remonta paralelamente el valle del Omecillo, de tal forma que las altitudes medias van siendo progresivamente superiores desde el nivel de base del Omecillo hasta su cabecera. Las implicaciones geobotánicas de esta particular disposición orográfica se dejan sentir tanto en el paisaje actual como en la distribución de las distintas manchas de vegetación potencial. En este sentido, en Valdegovía se detecta una disminución progresiva en sentido SE-NO de las influencias geocológicas características del mundo mediterráneo, en tanto se produce una transición de ombrotipos más secos hacia otros más húmedos. No obstante, este hecho guarda una estrecha relación con los gradientes altitudinal y termopluviométrico anteriormente señalados. Así pues, atendiendo a la entidad y a la mayor masividad de los relieves del municipio en comparación con el resto de la comarca natural a la que pertenece, puede afirmarse que los elementos geobotánicos de matiz mediterráneo alcanzan en Valdegovía una menor significación territorial que en el resto de los valles submediterráneos circundantes. Para el análisis de la vegetación potencial en el ámbito de estudio se ha recurrido al Mapa de Vegetación de la CAPV a escala 1:25.000 (ASEGUINOLAZA et al, 1992), entre cuyos contenidos se adjunta un mapa de vegetación potencial a escala 1:100.000.

El quejigal submediterráneo, bosque representativo de los valles submediterráneos, dominaría territorialmente los fondos de valle abiertos de los sectores central y suroriental de la depresión del Omecillo, donde la sequía estival es más severa; su distribución geográfica se limitaría al piso colino (hasta los 700 m. de altitud aprox.). Sin embargo, el quejigal subcantábrico pasaría a ser la formación predominante en el sector noroccidental de dicha depresión así como en el valle del Tumecillo-Lacozmonte, puesto que en estas zonas tanto las precipitaciones como la humedad ambiental son algo superiores; estas comunidades vegetales rebasarían límites del montano en numerosas vertientes de solana, alcanzando incluso las divisorias en puntos aislados (sierra de Peña Gobeá).

El carrascal montano subhúmedo, por su parte, ocuparía casi íntegramente el piso montano de las solanas en todas las sierras y alineaciones montañosas, de sustrato fundamentalmente carbonatado y suelos poco desarrollados, debido a las serias

limitaciones en cuanto a disponibilidad hídrica que afectan a estas zonas; en algunos de estos enclaves (sierra de Árcena) el boj aparecería en forma de grandes ejemplares entremezclados con las encinas.

Los hayedos serían las comunidades más frecuentes en las umbrías montanas (figura 2.14) y en las plataformas kársticas situadas en las zonas culminantes (ombroclima húmedo); en sustratos silíceos se instalarían los hayedos acidófilos, mientras que los suelos neutros o con alto contenido en bases acogerían hayedos eútrofos; allí donde coinciden pendientes muy fuertes y calizas aflorantes se desarrollaría el hayedo calcícola con boj (sierra de Árcena), debido a la coexistencia de ambientes muy húmedos y suelos muy secos.

Los marojales encontrarían su área de distribución en los relieves de piedemonte de la vertiente N de la sierra de Árcena, concretamente en laderas de umbría y sobre sustrato silíceo; esta situación es la más favorable para la implantación de esta especie marcescente, para cuya supervivencia resulta imprescindible la ausencia de heladas intensas y recurrentes.

El área de distribución potencial de los pinares de pino silvestre sería casi anecdótica si se compara con su actual protagonismo en el paisaje del municipio. De hecho, el pino silvestre quedaría marginado a las formaciones coluviarias situadas en los frentes de cuesta más abruptos, colonizando canchales inestables y grandes bloques desprendidos de las cornisas que culminan las sierras de Árcena y Peña Gobeá, desde donde compite con el haya por el control del territorio. Esta especie es capaz de soportar condiciones ecológicas extremas y se comporta como un indicador fiable de continentalidad climática. Tal y como se ha comentado ya, su gran tolerancia ecológica ha permitido, junto con la acción del hombre, su proliferación por la mayor parte de las superficies forestales del municipio.



Figura 2.14. Panorámica de las masas de hayedo instaladas en las umbrías de la sierra de Árcena. Éstas constituyen las principales formaciones que guardan correspondencia con la vegetación potencial del ámbito de Valdegovía.

2.2.4. AGUAS

En el marco del medio físico, el subsistema hídrico resulta fundamental, ya que de él depende la subsistencia del medio biótico y de la sociedad. Esa es también la realidad del valle de Valdegovía, ámbito que padece ciertas limitaciones en cuanto a sus recursos hídricos; sin embargo, la escasez se plantea sobre todo en relación con la disponibilidad del recurso, y no tanto con su cantidad. Por otra parte, el sector agrícola de esta zona ha ido perdiendo cierta competitividad como consecuencia de factores diversos, entre los cuales cabe destacar los cambios experimentados en los mercados agrarios desde hace varias décadas. Para buscar salida a esta problemática, desde varios organismos y administraciones (Confederación Hidrográfica del Ebro, Comunidad de Regantes del Tumecillo y Diputación Foral de Álava) se ha pretendido reordenar las infraestructuras hídricas de la comarca, orientándolas hacia un sistema general de regadíos de apoyo a los cultivos de secano, lo que ha derivado en un proyecto general de infraestructuras de regadío cuya primera fase tuvo lugar entre los años 2008-2010. Este es un signo evidente del amplio conjunto de repercusiones socioterritoriales que implica la gestión del agua en Valdegovía, las cuales siempre giran en torno a una dialéctica de sostenibilidad-productivismo. Por todo lo dicho, el subsistema hídrico merece una especial atención en el conjunto del ámbito de estudio, tanto en superficie como en profundidad.

2.2.4.1. Hidrología superficial

El valle de Valdegovía queda encuadrado, en su práctica totalidad, en los dominios de dos unidades hidrológicas pertenecientes a la vertiente mediterránea (ERASO, 2001), las cuales se detallan a continuación (figura 2.1.1, apartado 2.1):

➤ Unidad hidrológica Omecillo

Comprende la mayoría de la superficie del ámbito. Limita al N con las cuencas del Nervión y del Jerea, al E con la del Bayas, al S con la del Ebro y al O con las de los ríos Purón y Jerea. Su colector principal, el río Omecillo, nace en el sector noroccidental de la sierra de Bóveda para finalizar su recorrido desembocando en el río Ebro, a la altura de la localidad de Puentelarrá. La superficie total de la cuenca asciende a 356,1 km², mientras que la longitud del cauce principal es de 34,2 km.

Su principal afluente es el Tumecillo, río que comienza su recorrido en el valle de Losa (Burgos) para verter su caudal en el Omecillo a la altura de la localidad de Villanañe; la longitud de su cauce es de 20,2 km., mientras que la superficie de la

subcuenca hidrográfica que encabeza asciende a los 111,5 km². Otras subcuencas son las de La Muera (34,9 km²) y Nograro (14,2 km²); la primera se encuentra encabezada por el arroyo Salado (8,9 km. de longitud), el cual nace en el diapiro de Salinas de Añana y, tras un breve recorrido, deposita sus aguas salobres en el Omecillo; la segunda tiene como colector principal al arroyo Nograro (8,1 km. de longitud), que desciende por la vertiente septentrional de la sierra de Árcena para terminar su trayecto en el Omecillo a la altura de Villanueva; también son tributarios del Omecillo los arroyos del Valle, Pinedo y Mioma (margen izquierda) y los de Paúles y Barrio (margen derecha).

El caudal medio anual en régimen natural es de 4,4 m³/s, de donde se deduce una aportación media de 139,6 hm³/año, de los cuales 59,7 hm³ corresponden al río Tumecillo. Para el conjunto de la cuenca se estima una demanda total de agua de 4,08 hm³/año, de los cuales 0,26 se destinan a abastecimiento humano (1.421 personas en toda la cuenca) y 3,81 a regadíos (1.299 has.). El hidrograma medio de la estación de aforo de Bergüenda (período 1980/81-2001/02, Confederación Hidrográfica del Ebro) revela un régimen hidrológico manifiestamente pluvionival, con un período de aguas altas entre diciembre y abril y un máximo en enero; el período de aguas bajas se da entre julio y septiembre, siendo agosto el mes con caudales más escasos.

➤ **Unidad hidrológica Purón**

Ocupa un pequeño sector del ámbito de estudio en su zona más occidental (10,3% de la superficie municipal). Al O limita con la cuenca del Jerea, al S con la del Ebro y al O y N con la del Omecillo. El río Purón, colector principal de la cuenca, comienza su recorrido en la vertiente S del monte Recuenco para continuar con su descenso por los valles de Valderejo y Ribera; a la salida de éste último abandona el anticlinal por su flanco SO, trazando un espectacular desfiladero que corta la sierra de Árcena y abre un paso natural hacia la depresión de Tobalina (Burgos), donde se produce su desembocadura en el Ebro, en las inmediaciones de Garoña. La superficie total de la cuenca es de 57,3 km²; por su parte, la longitud del cauce principal es de 18,4 km.

Se trata de un río con afluentes escasos y poco importantes, entre los que destacan los arroyos de Polledo y Ampo (se unen al Purón en las proximidades del despoblado de Ribera), el arroyo del Valle (desemboca en Herrán de Tobalina) y el Aguabuena (vierte sus aguas en el Purón a menos de 1 km. del Ebro). Si bien no existen estaciones foronómicas para la cuantificación de caudales medios, puede afirmarse sin embargo que el Purón es un río de escaso pero no muy irregular caudal, con un período de aguas altas invernal y un estiaje estival menos acusado que en el caso del Omecillo debido a las descargas que recibe de los acuíferos del anticlinal de Lahoz-Barrio. Su

régimen es pluvionival, pero con un mayor protagonismo de los episodios de deshielo como consecuencia de la abundante innivación que recibe el área de Valderejo.

2.2.4.2. Hidrología subterránea

Desde el punto de vista hidrogeológico, el valle de Valdegovía se enmarca entre las unidades de Subijana y Valdegovía (EVE, 1996). La primera afecta al sector más nororiental, en concreto a la sierra de Árcamo y a la depresión del Tumecillo-Lacoymonte; la segunda, por su parte, comprende el resto del ámbito de investigación.

La unidad hidrogeológica de Subijana incluye los importantes acuíferos localizados en calizas bioclásticas del Coniaciense (Cretácico Superior), conocidas como "calizas de Subijana". El manantial de Osma supone el principal punto de descarga dentro del ámbito municipal, con un caudal medio en torno a los 400 l/s. Los recursos hídricos renovables calculados para esta unidad ascienden a 72,5 hm³/año, pero si se considera la unidad en su totalidad (incluyendo los sectores externos a la CAPV) se estima que dichos recursos puedan sobrepasar los 150 hm³/año. Por último, conviene indicar que los recursos hídricos propios de la subunidad Osma (la única que afecta a Valdegovía) se integran dentro de la subcuenca del Omecillo y, por tanto, de la cuenca del Ebro.

La unidad hidrogeológica de Valdegovía comprende un conjunto amplio de litologías con significado hidrogeológico: calcarenitas bioclásticas del Santoniense (Cretácico Superior, sierra de Bóveda); "calizas de Subijana" (sierras de Peña Gobeá, Anderejo y Árcena); conglomerados del Terciario Continental, dolomías del Terciario Marino y calizas, dolomías y areniscas del Cretácico Superior (alineación Peña Lisa-Olvedo); depósitos aluviales del Cuaternario (depresión del Omecillo). Todos estos materiales albergan acuíferos más o menos importantes en los que generalmente los niveles de impermeabilidad vienen dados por litologías fundamentalmente margosas; los puntos de descarga vuelven a localizarse en las zonas de contacto con las litologías impermeables subyacentes. Asimismo, toda la unidad vierte sus aguas a las subcuencas del Omecillo y del Purón, ambas tributarias de la cuenca del Ebro. Dentro de la unidad se reconocen tres subunidades principales:

- subunidad Bóveda, con una superficie de 37 km² y unos recursos medios anuales de 5,8 hm³/año; se correspondería con la unidad de relieve de la sierra de Bóveda.
- subunidad Corro, cuya superficie es de 20 km²; sus recursos medios anuales ascienden a 3,1 hm³/año; se localiza en la alineación Peña Lisa-Olvedo.
- subunidad Sobrón, que ocupa un área de 56,8 km² y alberga unos recursos medios anuales de 14,8 hm³/año; se correspondería casi íntegramente con el anticlinal de Lahoz-Barrio.

2.3. Medio humano

En coherencia con los objetivos planteados en este estudio, este apartado se centra en el conocimiento de las características demográficas y económicas que atañen al ámbito de investigación. De hecho, buena parte de los datos que aquí se exponen constituyen claves explicativas de especial relevancia a la hora de entender la evolución del fenómeno de la ocupación del suelo en el valle de Valdegovía. Por otra parte, el análisis de las actividades económicas se ha focalizado en el sector primario, ya que han sido los usos agrarios los que han condicionado la práctica totalidad de las transformaciones paisajísticas que, durante el pasado siglo, han acontecido en dicho ámbito.

2.3.1. DEMOGRAFÍA

Las variables demográficas constituyen la principal clave a la hora de comprender los fuertes cambios socioterritoriales que han acontecido en el valle de Valdegovía a lo largo del siglo XX. En este sentido debe recordarse que, en función del grado de ocupación del territorio por parte del hombre, se derivan distintos escenarios territoriales en respuesta, según sea el caso, a la necesidad de recursos naturales y al dinamismo de las actividades socioeconómicas. Este hecho es especialmente notorio en las zonas rurales donde, en todos los casos, se aprecia un vínculo especialmente intenso entre los subsistemas físico y humano.

Como ya se ha señalado anteriormente, Valdegovía es un territorio con unos valores muy bajos de densidad de población. Así, en el año 2014 (fuente: INE) dichos valores eran de 4,2 hab/km² para el municipio de Valdegovía y de 2 hab/km² para la Jurisdicción de San Zadornil. Estos datos se encuentran muy por debajo de los datos relativos a la Cuadrilla de Añana (12,7 hab/km²), a las provincias de Álava (106 hab/km²) y Burgos (25,6 hab/km²) y a las comunidades autónomas de Euskadi (299,1 hab/km²) y Castilla y León (26,7 hab/km²), lo que viene a confirmar una vez más el marcado carácter rural del área de estudio.

Por otra parte, el poblamiento de Valdegovía se distingue por la presencia de un elevado número de pequeños núcleos de población que se reparten por buena parte del territorio (cuadro 2.8), aunque no de una forma muy equilibrada. Las principales cabeceras se localizan en el valle del Omecillo, entre las cuales destacan Espejo (229 hab.), Villanueva (128 hab.), Villanañe (96 hab.) y Bóveda (77 hab.). La depresión del Tumecillo-Lacozmonte constituye un segundo foco de poblamiento, aunque con menor peso en cuanto a efectivos de población; los principales núcleos que radican en este sector son los de Osma (39 hab.), Cárcamo (27 hab.) y Fresneda (21 hab.). Las zonas

más despobladas corresponden al valle de Valderejo y a las estribaciones de la sierra de Arcena.

Nº HABITANTES	LOCALIDADES
0-10	Arroyo, Astúlez, Bellojín, Lahoz, Lalastra, Quejo, Valluerca, Villafría
11-25	Acebedo, Atiega, Barrio, Basabe, Caranca, Fresneda, Guinea, Mioma, Nograro, Pinedo, Quintanilla, San Zadornil, Tobillas, Valpuesta
26-50	Bachicabo, Cárcamo, Corro, Gurendes, Osma, San Millán, Villamaderne
51-100	Bergüenda, Bóveda, Sobrón, Tuesta, Villanañe
101-200	Villanueva
201-300	Espejo

Cuadro 2.8. Clasificación de las localidades del ámbito de estudio por intervalos de población. Datos extraídos del Nomenclátor del año 2014. Elaboración propia.

Tal y como puede apreciarse en el cuadro 2.9, el valle de Valdegovía representa un caso paradigmático del fuerte proceso de éxodo rural (CAMARERO, 1993) que tuvo lugar en el conjunto de las zonas rurales de Álava y en otras provincias limítrofes como Burgos. Los valores máximos en cuanto a efectivos de población se registran durante la primera mitad del siglo XX, cuando las comunidades rurales autosuficientes constituían el modo de organización socioterritorial más extendido en estas zonas.

	1857	1877	1900	1920	1940	1950	1960	1970	1981	1991	2011
Valdegovía	3.728	3.214	3.005	2.831	3.166*	2.916	2.314	1.405*	963	814	1.079
Valderejo	301	378	323	287	215	207	111	-	-	-	-
Villanañe	367	335	269	309	-	-	-	-	-	-	-
Lacozmonte	568	429	390	500	-	-	-	-	-	-	-
ÁLAVA	96.398	95.692	96.385	98.668	112.876	118.012	138.934	204.323	260.580	276.457	320.778
S. Zadornil	470	483	458	411	436	427	326	151	89	65	70
Berberana	526	455	374	388	374	357	239	128	123	87	72
BURGOS	333.356	335.395	338.828	336.472	378.580	397.048	380.791	358.075	362.825	355.646	372.538
Miranda de Ebro	2.848	4.006	6.199	8.615	15.116	18.094	27.881	33.905	36.812	37.197	38.341

Cuadro 2.9. Evolución de la población de hecho en los distintos municipios del área de estudio durante el período 1857-2011, según los respectivos datos censales (fuente: Instituto Nacional de Estadística). Mediante asteriscos se señalan las incorporaciones de los municipios de Villanañe (año 1923), Lacozmonte (localidades de Guinea, Cárcamo y Fresneda, año 1927) y Valderejo (año 1967) al ámbito municipal de Valdegovía. Elaboración propia.

Sin embargo, con la llegada de las décadas del desarrollismo (período 1950-1981) se pasa a un contexto de fuerte emigración que diezma la población de muchos enclaves rurales. Es en dicho período cuando se produce el desarrollo industrial de los centros funcionales más próximos a Valdegavía, es decir, Vitoria y Miranda de Ebro, donde existía una fuerte demanda de mano de obra. Este fenómeno de éxodo rural tiene como principal consecuencia una drástica reducción de la población del valle de Valdegavía; sirva como ejemplo la evolución de los ámbitos municipales de Valdegavía y de la Jurisdicción de San Zadornil, cuyas poblaciones en sólo tres décadas (1950-1981) caen en un 67% y un 79% respectivamente. Lo anteriormente dicho también se ve reflejado en la figura 2.15, donde se observa la desigual evolución demográfica de las ciudades de Vitoria y Miranda en relación con los municipios de Valdegavía y San Zadornil.

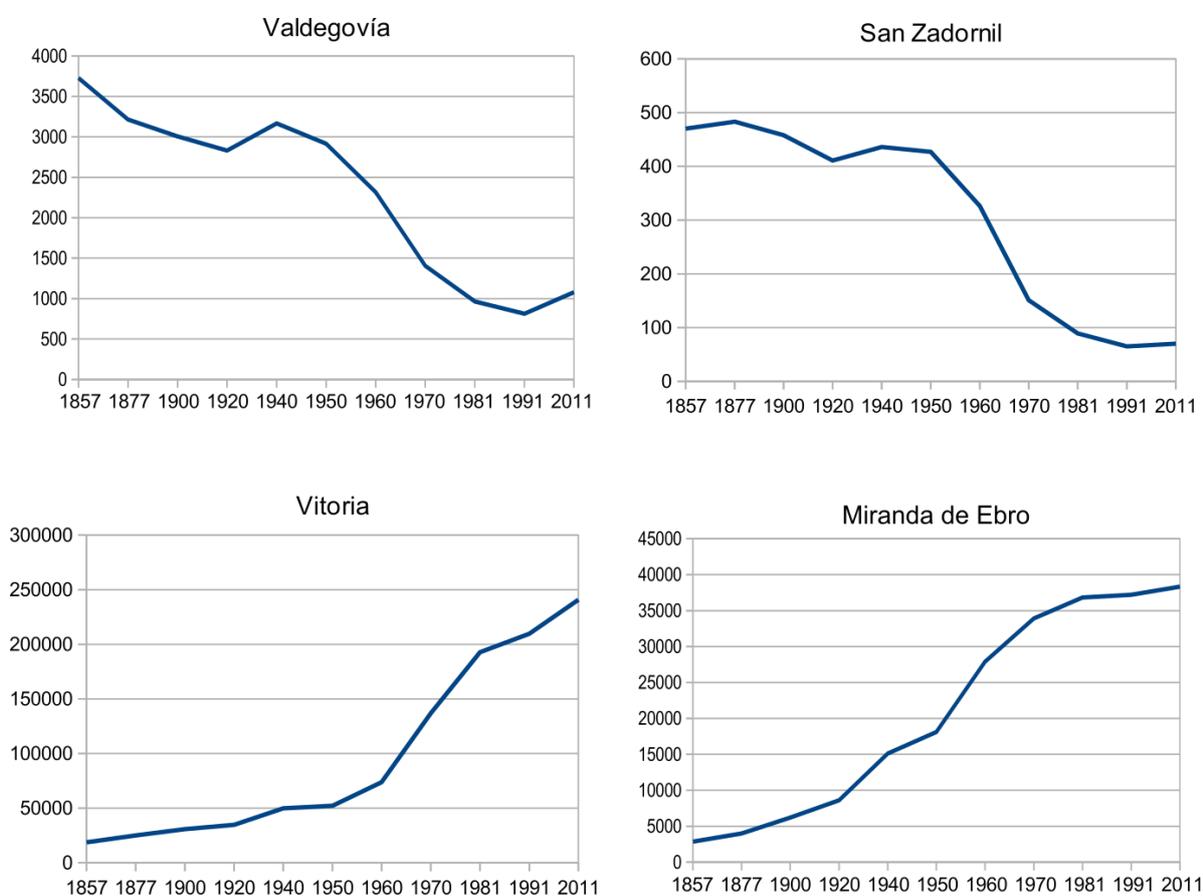


Figura 2.15. Evolución de la población de hecho, durante el período 1857-2011, en los municipios de Valdegavía, Jurisdicción de San Zadornil, Vitoria y Miranda de Ebro. Fuente: censos de población (INE). Elaboración propia.

La recesión demográfica iniciada a mediados del siglo XX no se detiene hasta la década de 1990, cuando se produce un claro punto de inflexión. A partir de entonces la población comienza a recuperarse paulatinamente gracias a la absorción de nuevos efectivos procedentes en su mayoría de Vitoria. Estos inmigrantes se dividen en dos

perfiles bien diferenciados: por un lado, destacan las personas jóvenes que buscan una dedicación en el sector de los servicios, unos precios inferiores de acceso a la vivienda y un entorno de alto valor medioambiental; el otro colectivo viene dado por los inmigrantes de retorno o de jubilación que, o bien reutilizan una segunda vivienda o bien adquieren una nueva (restaurada o de nueva construcción).

En cuanto a la estructura de la población debe destacarse el alto grado de envejecimiento como uno de los rasgos demográficos más destacables de Valdegovía, lo que constituye un fenómeno típico de otras muchas áreas rurales del entorno. Así, en el censo de población del año 2011 la población menor de 19 años apenas representaba un tercio del colectivo de los mayores de 65, ya que ambos grupos aglutinaban respectivamente un 10,5% y un 31% del total; por su parte, las personas con edades entre los 20 y los 64 años eran clara mayoría, con un 58,5% del total. Estos datos contrastan con los de la provincia de Álava, donde la proporción entre jóvenes (0-19 años) y viejos (>65 años) es muy superior (en torno a 1), lo que evidencia la particular afección que el fenómeno del envejecimiento demográfico tiene en el ámbito de Valdegovía.

Otro rasgo reseñable de la población local es el desequilibrio entre sexos, aspecto que también constituye un denominador común para la mayoría de las zonas rurales desfavorecidas. En efecto, según el mismo censo de 2011, el cociente entre hombres y mujeres roza prácticamente la paridad en el ámbito de Álava, mientras que en Valdegovía dicha relación se sitúa en un valor de 1,2. Asimismo, en cuanto al crecimiento vegetativo cabe señalar que éste presenta valores ligeramente negativos (promedio de -5,4 efectivos/año en el período 2000-2011). Estos datos explican a su vez el problema de la falta de relevo generacional, el cual plantea no pocas dificultades en cuanto a la continuidad de las explotaciones económicas y, muy particularmente, de las de carácter agrario.

En definitiva, todos los datos señalados confirman el contexto demográfico claramente recesivo que ha afectado al valle de Valdegovía durante la mayor parte del siglo XX, el cual se presume como la principal causa de las transformaciones registradas en cuanto a la ocupación del suelo de dicho ámbito.

2.3.2. MEDIO SOCIOECONÓMICO

Valdegovía es un territorio de fuerte carácter rural con una economía estrechamente vinculada con sus recursos naturales, lo que explica el gran peso específico que en él ha tenido tradicionalmente el sector primario. De hecho, tanto la organización territorial de dicho ámbito como su actual mosaico de paisajes se explican,

casi en su totalidad, por la distribución de las distintas actividades agrícolas, ganaderas y forestales que tienen lugar a lo largo y ancho de su superficie. Sin embargo, la riqueza generada por dicho sector ha ido menguando en favor de las actividades secundarias y terciarias, cuyo valor añadido ha aumentado progresivamente durante las últimas décadas, lo que a su vez ha provocado un fuerte trasvase de la mano de obra ligada al campo hacia otros sectores de mayor auge. Por consiguiente, el dominio territorial de las actividades primarias no tiene correspondencia con su relevancia económica.

TERRITORIO	PRIMARIO (%)	INDUSTRIA (%)	CONSTRUCCIÓN (%)	SERVICIOS (%)
Valdegovía	18,8	12,0	9,2	60,1
Valles Alaveses	6,3	51,4	2,9	39,3
Álava	1,2	31,3	6,1	61,4
C.A.P.V.	0,8	24,2	7,0	68,0

Cuadro 2.10. Valor añadido bruto por sectores económicos y distintos ámbitos territoriales, año 2012. Datos porcentuales. Fuente: EUSTAT. Elaboración propia.

En efecto, tal y como puede observarse en el cuadro 2.10, el sector primario tiene un peso considerable en la economía de Valdegovía (18,8%), pero se sitúa muy por detrás de los servicios (60,1%); este último sector viene experimentando un fuerte crecimiento en las últimas décadas como consecuencia del desarrollo del fenómeno del turismo a raíz de la declaración del Parque Natural de Valderejo en el año 1992. Si bien es cierto que la economía de Valdegovía se encuentra ya en una clara fase de terciarización, no lo es menos que las actividades ligadas al campo mantienen todavía un puesto de privilegio en la contribución a la riqueza de dicho ámbito, al contrario de lo que sucede a nivel comarcal (6,3%), provincial (1,2%) y autonómico (0,8%).

En términos de población ocupada, los valores relativos ponen de manifiesto un mayor desequilibrio si se comparan con los correspondientes al valor añadido bruto (cuadro 2.11). De un total de 465 personas ocupadas que residían en Valdegovía en el año 2011, sólo el 8% se dedicaba al sector primario, mientras que casi dos terceras partes (62,2%) trabajaban en el sector servicios. De estos datos se deduce, aunque resulte un tanto paradójico, que el sector mejor remunerado es el primario, lo que podría deberse a un alto grado de concentración de las explotaciones agrarias y a las ya comentadas dificultades en cuanto al relevo generacional. Las cifras revelan asimismo una importante especialización de la población activa en las actividades ligadas a los servicios, con unos valores incluso superiores a los de la comarca (57,6%) aunque, eso sí, claramente por debajo de Álava (58,1%) y de la C.A.P.V. (62,1%).

TERRITORIO	PRIMARIO (%)	INDUSTRIA (%)	CONSTRUCCIÓN (%)	SERVICIOS (%)
Valdegovía	8,0	23,4	6,4	62,2
Valles Alaveses	8,5	25,3	8,6	57,6
Álava	1,9	23,2	6,7	68,2
C.A.P.V.	1,0	19,9	7,4	71,7

Cuadro 2.11. Población ocupada por ámbitos territoriales según sectores económicos, año 2011. Datos porcentuales. Fuente: EUSTAT. Elaboración propia.

Por otra parte, el PIB per cápita de Valdegovía se sitúa, según datos referidos al año 2012 (fuente: EUSTAT), en 24.371 €. Este valor se encuentra claramente por debajo de las cifras relativas a la C.A.P.V. (30.628 €) y a la provincia de Álava (33.779 €). Las diferencias son todavía mucho más significativas si se comparan los datos municipales con los comarcales, ya que el PIB per cápita del ámbito de Valles Alaveses (55.547 €) dobla holgadamente el de Valdegovía; la riqueza de esta comarca se justifica principalmente en el gran desarrollo de su tejido industrial.

Así pues y como ya se ha señalado anteriormente, de los sectores económicos que componen la economía del valle de Valdegovía se ha optado por analizar exclusivamente el primario, en tanto es el único que presenta interrelaciones directas con el relieve y la ocupación del suelo de dicho ámbito.

2.3.3. SECTOR PRIMARIO

2.3.3.1. Régimen de propiedad y ocupación del suelo

El valle de Valdegovía, al igual que sucede en otros muchos ámbitos geográficos, debe buena parte de su actual configuración a la distribución territorial de las distintas figuras de propiedad del terreno, las cuales, a su vez, tienen una estrecha relación con los diferentes usos y coberturas del suelo. En este sentido, Valdegovía se caracteriza por ser un territorio con un claro predominio de la propiedad comunal, la cual ocupa un 64,9% de la superficie municipal (cuadro 2.12); el 35,1% restante se corresponde con propiedades privadas. Estos datos guardan una estrecha relación con la distribución de los usos y coberturas del suelo que se observa a lo largo y ancho del ámbito de estudio, cuyo paisaje actual se caracteriza por un manifiesto predominio del *saltus* frente al *ager*.

COBERTURAS DEL SUELO	SUPERFICIE (has)	TITULARIDAD PÚBLICA (%)	TITULARIDAD PRIVADA (%)
Bosque	14.103	85,6	14,4
Bosque de plantación	294	85,1	14,9
Bosque de galería	162	11,7	88,3
Matorral	1.471	80,9	19,1
Herbazal	545	78,0	22,0
Roquedo	680	94,3	5,7
Agrícola	4.876	1,2	98,8
Artificial	168	2,8	97,2
Agua	10	7,3	92,7
Autopistas y autovías	1	27,2	72,8
Minería-escombreras-vertederos	12	3,0	97,0
Prado	257	1,3	98,7
Pastizal-matorral	1.275	63,4	36,6
TOTAL	23.854	64,9	35,1

Cuadro 2.12. Distribución de superficies por coberturas del suelo y régimen de tenencia para el ámbito municipal de Valdegovia. Fuente: Inventario Forestal de la CAPV (2010). Elaboración propia.

Por tanto, la consecuencia más visible de esta distribución de la propiedad viene dada por el predominio de las coberturas forestales, entre las cuales son mayoritarias las que albergan especies autóctonas. De hecho, las masas forestales autóctonas (incluyendo bosques, bosques de galería y matorral) cubren más de la mitad de la superficie municipal total (65,9%) y, al mismo tiempo, más de las tres cuartas partes (84,3%) de los terrenos comunales; el resto del suelo de propiedad pública está ocupado por coberturas de pastizal-matorral, roquedos y herbazal, lo que deja entrever la vocación eminentemente ganadera de estas zonas.

Por su parte, los suelos agrícolas abarcan un 57% de los terrenos de propiedad privada, lo que supone una quinta parte de la superficie total del municipio (20,5%). Por detrás se encuentran los bosques autóctonos, que también ocupan una extensión considerable (24,2%) de los terrenos de libre disposición (abarcan un 8,5% de la superficie municipal), y los prados, que en su práctica totalidad tienen una titularidad privada. Por consiguiente, debe destacarse la vocación mayoritariamente agrícola de los terrenos de titularidad privada.

2.3.3.2. Régimen de tenencia de las explotaciones agrarias

El régimen de tenencia se comporta como un factor primordial a la hora de entender la estructura y distribución territorial de las actividades agroganaderas que tienen lugar en cualquier ámbito geográfico. En lo que respecta a la superficie agraria útil (SAU) del municipio de Valdegovía, las figuras de tenencia más importantes son el arrendamiento y la propiedad, las cuales en 2009 ocupaban respectivamente un 40,5% y el 34,2% de dicha SAU (cuadro 2.13); ambas figuras han seguido una evolución muy similar desde el año 1989, con una bajada importante en el censo de 2009. Dicho descenso coincide con un espectacular aumento de los terrenos y explotaciones relativos a otros regímenes de tenencia, los cuales pasan de abarcar apenas un 1% de la SAU (1989 y 1999) a un 25,1%. Dado que la aparcería ha sido tradicionalmente una figura muy anecdótica en el ámbito de Valdegovía, cabe pensar que estas explotaciones habrían sido objeto de cesiones, lo que habría supuesto una solución práctica al proceso de concentración de las explotaciones motivado por la ya comentada problemática del relevo generacional. De todos modos, tanto estos datos como sus posibles interpretaciones deben ser tomados con suma cautela.

	1989		1999		2009	
Régimen de tenencia	Sup. SAU (has)	Nº explotaciones	Sup. SAU (has)	Nº explotaciones	Sup. SAU (has)	Nº explotaciones
Propiedad del titular	2.854	141	4.307	146	1.606	84
Arrendamiento	3.083	123	3.312	118	1.898	57
Aparcería u otros	90	9	88	4	1.179	32
Todos los regímenes	6.026	166	7.708	168	4.684	93

Cuadro 2.13. Evolución del régimen de tenencia de la Superficie Agraria Útil (SAU) y de las explotaciones con SAU en el municipio de Valdegovía, período 1989-2009. Fuente: Censos Agrarios de 1989, 1999 y 2009 (datos extraídos de EUSTAT). Elaboración propia.

Por otra parte, los datos de extensión total de la SAU vienen a confirmar la evolución recesiva de estos dominios de vocación agroganadera, que en el período 1989-2009 han perdido un 22% de su superficie. Este dato es una muestra más del proceso de contracción del *ager* que, durante las últimas décadas, ha tenido lugar en el paisaje de Valdegovía.

2.3.3.3. Tamaño y estructura de las explotaciones

AÑO	Nº explotaciones	<5 has	5-10 has	10-20 has	20-50 has	>50 has
1999	187	27	16	21	51	72
2009	93	12	8	6	29	38

Cuadro 2.14. Evolución del tamaño de las explotaciones durante el período 1999-2009 en el municipio de Valdegovía. Fuente: censos agrarios de 1999 y 2009. Elaboración propia.

Las variables relativas a las explotaciones agrarias vuelven a constatar, una vez más, el patente contexto de declive que ha afectado a las actividades agrícolas y ganaderas durante las últimas décadas. Buena muestra de ello es el número de explotaciones existentes en el municipio de Valdegovía, que en el período 1999-2009 se ha reducido nada menos que a la mitad (cuadro 2.14). En cuanto al tamaño de las explotaciones se observa que el proceso de concentración de éstas ya se había culminado casi totalmente para el año 1999, ya que las explotaciones con superficies superiores a las 50 has eran mayoritarias (38,5%); asimismo, en segundo lugar se encontraban las explotaciones con extensiones entre 20 has y 50 has (27,2%). La evolución de los distintos intervalos de superficie durante el período 1999-2009 ha sido claramente recesiva en todos los casos. Sin embargo, hay que señalar que esta reducción ha sido ligeramente inferior en el caso de las explotaciones más grandes; de hecho, el número de explotaciones de más de 20 has se redujo en un 45%, mientras que las explotaciones con superficies inferiores a dicho umbral sufrieron un descenso del 59%. Estos datos revelan una ligera tendencia a la concentración de las explotaciones que todavía se mantiene en los últimos años.

Tipo de explotación	1989		1999		2009	
	Nº explot.	Sup. (has)	Nº explot.	Sup. (has)	Nº explot.	Sup. (has)
Con tierras	219	21.190	187	22.388	93	6.064
Con tierras; con ganadería	133	4.532	92	3.897	45	4.235
Con tierras; sin ganadería	86	16.657	95	18.491	48	1.829
Con SAU	195	6.034	180	7.710	93	4.684
TOTAL	219	21.190	187	22.388	93	6.064

Cuadro 2.15. Evolución de las explotaciones censadas en el municipio de Valdegovía durante el período 1989-2009. Fuente: censos agrarios de 1989, 1999 y 2009. Elaboración propia.

En cuanto a la evolución de las explotaciones, el dato más destacable viene dado por la disminución del número de explotaciones con tierras en un 57% entre los años 1989 y 2009 (cuadro 2.15), lo que al mismo tiempo ha supuesto una reducción del 71% en cuanto a su superficie ocupada. Por otra parte, debe señalarse el fuerte proceso de concentración que ha afectado en dicho período a las explotaciones con ganadería, cuya fuerte disminución en su superficie (-66%) contrasta con unas pérdidas poco significativas en cuanto a su número (-6%). Estas cifras apuntan hacia una intensa reestructuración del sector ganadero, fenómeno cuyo ejemplo más significativo lo encontramos en el valle de Valderejo (consultar apartado 2.3.3.5).

Tipo de superficie	1989		1999		2009	
	Nº explot.	Sup. (has)	Nº explot.	Sup. (has)	Nº explot.	Sup. (has)
Tierras labradas	156	4.092	135	4.352	88	3.345
Tierras para pastos permanentes	50	1.934	86	3.356	43	1.339
TOTAL SAU	166	6.026	168	7.708	93	4.684
Otras tierras	111	5.285	157	16.568	66	1.380
Todas las tierras	166	11.311	168	24.276	93	6.064

Cuadro 2.16. Evolución de la distribución general de la superficie en el período 1989-2009. Fuente: censos agrarios de 1989, 1999 y 2009 (datos extraídos de EUSTAT). Elaboración propia.

El cuadro 2.16 deja entrever que el citado proceso de concentración de las explotaciones ha sido particularmente intenso en el caso de las tierras labradas, las cuales han sufrido una disminución del 18% en su superficie y del 50% en cuanto al número de explotaciones (período 1989-2009). En cambio, en lo que respecta a los pastos permanentes, las discrepancias entre dichas variables no han sido tan importantes, ya que las disminuciones han sido del 14% en términos de superficie y del 30% en el número de explotaciones. Por otra parte, resulta particularmente destacable la evolución de las superficies relativas al colectivo de "otras tierras", las cuales constituían más de dos tercios del ámbito municipal en el año 1999; estos dominios, sin embargo, pasaron a ocupar apenas un 5% en el año 2009, lo que se atribuiría a un cambio en la gestión de las explotaciones forestales. En cuanto a este último fenómeno, debe tenerse en cuenta el carácter extensivo y comunal de dichas explotaciones que, en su práctica totalidad, han sido aprovechadas directamente por las respectivas juntas administrativas del municipio.

Año	<34 años	35-54 años	55-64 años	>65 años	Todas las edades
1999	9	53	39	44	145
2009	7	36	24	17	84

Cuadro 2.17. Número de explotaciones en función de la edad de los titulares, período 1999-2009. Fuente: censos agrarios de 1999 y 2009. Elaboración propia.

Una de las variables cuyo estudio reviste un mayor interés en las áreas rurales desfavorecidas no es otra que la edad de los titulares de las explotaciones (cuadro 2.17). Durante el período 1999-2009, son los titulares mayores de 65 años los que sufren la mayor disminución en su número (-61%); en segundo lugar, se encuentran los titulares en el tramo de 55 a 64 años, con una reducción del 38%. Sin embargo, estos descensos en los segmentos de edades más avanzadas no se han visto compensados por un aumento en el número de los titulares más jóvenes (pasaron de 9 a 7 efectivos), lo que pone de manifiesto el ya comentado problema de la falta de relevo generacional.

2.3.3.4. Subsector agrícola

TIPO DE CULTIVO	1989		1999		2009	
	Sup. (has)	%	Sup. (has)	%	Sup. (has)	%
Cereales para grano	3.551	86,9	3.694	85,1	2.901	86,8
Leguminosas para grano	16	0,4	0	0,0	6	0,2
Patata	254	6,2	137	3,2	94	2,8
Cultivos industriales	53	1,3	62	1,4	54	1,6
Cultivos forrajeros	148	3,6	37	0,9	35	1,0
Hortalizas (excepto patata)	6	0,1	1	0,0	3	0,1
Barbechos	58	1,4	411	9,5	250	7,5
TOTAL	4.086	100,0	4342,0	100,0	3343,0	100,0

Cuadro 2.18. Evolución de los cultivos herbáceos y barbechos en el período 1989-2009. Fuente: censos agrarios de 1989, 1999 y 2009 (datos extraídos de EUSTAT). Elaboración propia.

En nuestros días, la agricultura de Valdegovía se caracteriza por su especialización en el cultivo del cereal, especie que en 2009 abarcaba casi el 87% de la superficie ocupada por herbáceas (cuadro 2.18). Los factores principales que explican el predominio de estos cultivos son, de un lado, el valor mercantil comparativamente mayor de este tipo de cultivo y, de otro, su manejo relativamente sencillo a consecuencia del proceso de mecanización (LEAL et al, 1975; NAREDO, 2004). Estos factores, a su vez, han permitido el desarrollo del fenómeno de la agricultura a tiempo parcial; de hecho, un agricultor que disponga de la maquinaria adecuada puede completar, en poco más de un mes, todos los trabajos necesarios para una explotación cerealista de tamaño medio. Por otra parte, se observa que en el período 1989-2009 los cultivos de cereal mantienen su peso relativo en términos de superficie (las variaciones de un censo a otro no llegan a alcanzar el 2%), lo que confirma la estabilidad del actual modelo agrícola cerealista.

Muy lejos, en un segundo lugar (al margen de los barbechos), se sitúa el cultivo de la patata, cuya situación es claramente recesiva, ya que su superficie se ha visto reducida en casi dos terceras partes (-63%) durante el mismo período. En consecuencia, la posición del cultivo de la patata en 2009 era muy residual, ya que apenas ocupaba un 2,8% de las superficies destinadas a cultivos herbáceos. Este fenómeno se debe principalmente a la caída de los precios de este tubérculo en el mercado, que ha derivado en grandes dificultades para la comercialización del producto a pesar de su reconocida calidad. Actualmente se intenta potenciar este producto desde las administraciones locales y provinciales mediante la organización de ferias (Feria de la Patata de Valdegovía) y la posible creación en el futuro de una etiqueta o denominación de origen.

Los cultivos forrajeros también han sufrido un fuerte retroceso en su superficie (-76% entre 1989 y 2009) hasta tener una presencia casi anecdótica en el territorio (en 2009 apenas ocupaban un 1% de la superficie cultivada). Sin embargo, la evolución de los cultivos industriales, monopolizados por la remolacha y el girasol, ha sido bien distinta, ya que éstos, a pesar del ya comentado proceso de contracción de la SAU, han mantenido su superficie ocupada (de 54 has en 1989 a 53 en 2009). En este sentido hay que recordar que las cuotas de producción y comercialización de la remolacha dependen casi exclusivamente de la actividad de la azucarera de Miranda, su principal demandante. Recientemente se están incrementando las necesidades de remolacha como consecuencia de un conjunto de actuaciones que se han desarrollado hasta el año 2014 con el objetivo de mejorar la competitividad de dicha planta azucarera.

Por otra parte, resulta particularmente llamativa la evolución de las tierras en barbecho, las cuales han pasado de ser muy minoritarias (1,4% en 1989) a ocupar la segunda plaza en el conjunto de las zonas cultivadas (7,5 % en 2009). Este espectacular aumento en su superficie se explica en buena parte por el cese del cultivo de patata y

forrajes en muchas fincas; en otros casos, los barbechos son consecuencia del abandono de explotaciones ante la ya comentada ausencia de relevo generacional.

Por último, hay que señalar que la presencia de cultivos leñosos es muy puntual en el ámbito municipal (5 has en el año 1999); éstos corresponden en su integridad a plantaciones de frutales y en muchos casos están relacionados al fenómeno de la agricultura de ocio. Lo mismo sucede con los cultivos de hortalizas, cuya superficie ocupada en 2009 era de apenas 3 has.

2.3.3.5. Subsector ganadero

Especie	1989		1999		2009	
	Nº explot.	Unidades	Nº explot.	Unidades	Nº explot.	Unidades
Bovinos	56	1.684	34	1.923	28	2.320
Ovinos	15	4.016	10	1.336	10	926
Caprinos	10	521	6	289	2	65
Porcinos	62	395	14	176	0	0
Equinos	18	204	11	169	10	188
Aves (miles)	109	2	73	1	22	0,3
Conejas madres	39	199	13	139	4	8
Colmenas	21	1.131	10	147	5	48

Cuadro 2.19. Evolución de las unidades ganaderas por especie y número de explotaciones, período 1989-2009. Fuente: censos agrarios de 1989, 1999 y 2009 (datos extraídos de EUSTAT). Elaboración propia.

Durante las últimas décadas, la evolución del sector ganadero del municipio de Valdegovía ha seguido una trayectoria similar a la ya señalada para el sector agrícola, es decir, de manifiesta recesión. De hecho, en el período 1989-2009 todas las cabañas ganaderas excepto la bovina y la equina han sufrido fuertes pérdidas en cuanto a número de efectivos (cuadro 2.19). La caída ha sido especialmente significativa en el caso de la cabaña ovina (-77%), que ha pasado de ser claramente predominante (con más de 4.000 unidades ganaderas en 1989) a ocupar, en la actualidad, una posición marginal en el conjunto del municipio (con poco más de 900 unidades). En cuanto a este último fenómeno, debe tenerse en cuenta que buena parte de las explotaciones de ganado ovino dejaron de ser viables a raíz de la declaración del Parque Natural de Valderejo en

1992 y de las restrictivas cargas ganaderas establecidas en el correspondiente Plan Rector de Uso y Gestión.

La cabaña caprina, por su parte, también ha quedado muy diezmada tras perder nada menos que un 87% de sus unidades ganaderas en el citado período. Este contexto recesivo resulta más llamativo si cabe en el caso de la cabaña porcina, que pasó de acumular cerca de acumular casi 400 cabezas de ganado en 1989 a desaparecer en 2009. Asimismo, en cuanto a las explotaciones apícolas puede afirmarse que éstas se encuentran al borde de la desaparición, ya que el número de colmenas se ha reducido en un 95%, de tal manera que en el año 2009 sólo se mantenían 48 colmenas en funcionamiento. Por consiguiente, la actual situación marginal de todas estas cabañas explica el auge del fenómeno de la ganadería a tiempo parcial, que constituye la única alternativa viable para este tipo de explotaciones.

Las cabañas equina y bovina han sido las únicas que han salido relativamente airosas del espectacular desplome que ha sufrido el sector ganadero en Valdegovía. El ganado vacuno (orientado hacia la producción de carne) ha experimentado un crecimiento significativo (37%) que reafirma su relevancia económica en el contexto local; este aumento ha ido acompañado de una reducción del número de explotaciones (de 56 a 28 entre 1989 y 2009), lo que a su vez pone de manifiesto un fuerte proceso de concentración. En cuanto a la cabaña equina, ésta ha sufrido ligeras pérdidas en el citado período (-7%), por lo que ha conseguido aumentar su peso relativo en el contexto de la ganadería local; este hecho se debe al reciente asentamiento en la granja de Lahoz (Valderejo) de una empresa ganadera especializada en esta cabaña, que se ha encargado de ocupar el hueco dejado, tras la declaración del parque natural, por una gran cooperativa dedicada al ganado ovino.

Por consiguiente, como consecuencia de la evolución de las distintas cabañas, la situación actual del sector ganadero de Valdegovía se caracteriza por una fuerte especialización en la cabaña bovina. La distribución geográfica de las diferentes cabañas es bastante clara: el ganado vacuno se concentra principalmente en las localidades de Bóveda, Guinea y Mioma; el ovino se reparte entre Bóveda y Valderejo; y por último, la cabaña equina se localiza exclusivamente en la citada granja de Lahoz, dentro del Parque Natural de Valderejo.

2.3.3.6. Subsector forestal

Como ya se ha explicado en apartados anteriores, Valdegovía es un territorio en el que predominan visiblemente las coberturas forestales, las cuales ocupan unos dos tercios de la superficie total. Los bosques del municipio están compuestos en su práctica totalidad por especies autóctonas, con una presencia casi inadvertida de las plantaciones

forestales (1%). Esta presencia preponderante del *saltus* se basa en una propiedad del suelo fundamentalmente comunal que favorece el mantenimiento de las comunidades vegetales autóctonas en un estado natural o seminatural. Sin embargo, esta aparente invariabilidad de las masas forestales no se ajusta a la realidad, ya que la actividad del hombre históricamente ha provocado importantes transformaciones territoriales y paisajísticas en relación con ese tipo de coberturas. Este hecho se ve reflejado en la escasa correspondencia existente entre las distribuciones actual y potencial de la vegetación (consultar apartado 2.2.3.2) como consecuencia del mayor interés económico de ciertas especies autóctonas frente a otras. El papel protagonista como elemento de sustitución recae sobre el pino silvestre, especie que se caracteriza por su oportunismo y su capacidad colonizadora (consultar apartado 2.3.2.1).

En el presente las manchas de pino silvestre son la principal referencia del paisaje de Valdegovía, apareciendo bien con una estructura homogénea o bien entremezclándose con especies frondosas como la encina, el haya o el roble quejigo. Estas dos últimas especies han sido las más castigadas por las roturaciones y por la profusión del pino silvestre por el territorio. Durante las últimas décadas, a pesar del ya señalado aumento de los dominios forestales, la explotación de esta conífera ha descendido notablemente, lo que ha propiciado la regeneración espontánea de las frondosas anteriormente erradicadas de sus dominios potenciales. Sobre las Juntas Administrativas recae el control y la explotación de la práctica totalidad de este tipo de recursos; buena muestra de ello es el mantenimiento en la actualidad de los sistemas tradicionales de suertes de leña.

3. Geología y geomorfología

3.1. Objetivos

El objetivo principal del presente capítulo es aportar nueva información territorial sobre la geología, la geomorfología y las formaciones superficiales presentes en el ámbito de Valdegovía. Habida cuenta de las fuentes disponibles y de la viabilidad de las técnicas metodológicas aplicadas, se plantea una serie de objetivos concretos que se exponen a continuación:

- Desarrollo de un mapa geomorfoógico de escala de semidetalle (1:25.000) para el ámbito de estudio, utilizando información LiDAR como base para las labores de fotointerpretación.
- Elaboración de un mapa geológico de síntesis a escala 1:50.000 para el mismo ámbito y con las mismas fuentes.
- Identificación y descripción detallada de las distintas unidades morfoestructurales poniendo el foco, de un lado, en sus formas litoestructurales y, de otro, en sus formas de acumulación.
- Caracterización detallada del regolito mediante campañas intensivas de campo y descripciones morfológicas en los afloramientos disponibles, al objeto de conocer la naturaleza y distribución geográfica de los perfiles de regolito-suelo del área de estudio.

3.2. Estudios previos

Los estudios sobre geomorfología y formaciones superficiales que, de forma directa o indirecta, se han realizado con anterioridad en el valle de Valdegovía y zonas aledañas son escasos y fragmentarios en cuanto a sus contenidos. Conviene señalar además el hecho de que se trata de trabajos de carácter parcial que, en casi ninguno de los casos, han tenido como objetivo un análisis geomorfológico holístico en el que los factores de litología, estructura, morfometría, morfogénesis y regolito hayan sido abordados de manera conjunta.

Una primera contribución al conocimiento geomorfológico del ámbito de estudio fue la realizada por HAZERA (1968). Si bien el marco geográfico de este trabajo es mucho más amplio, en el mismo se describen someramente los relieves en cuesta más significativos del valle de Valdegovía, así como los principales niveles de glacis localizados en la vertiente mediterránea. Posteriormente encontramos trabajos de otros autores como UGARTE (1987) y GUTIÉRREZ et al (1992), quienes aportan las primeras conclusiones acerca de la evolución climática y geomorfológica durante el Cuaternario superior para los ámbitos del País Vasco y el Prepirineo-depresión del Ebro respectivamente.

Por otro lado, deben citarse los trabajos de González-Amuchastegui y otros autores (GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, 1993; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al, 2000; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al, 2007) sobre los edificios tobáceos del río Purón, en los que se reconocen varias fases de acumulación tobácea e incisión fluvial que han tenido lugar durante el Cuaternario reciente. Sobre esta misma temática existen también otros trabajos previos desarrollados en zonas próximas como la cuenca del Inglares y la sierra de Cantabria (LLANOS et al, 1998). Asimismo, en el colindante valle de Tobalina, Ortega Valcárcel (ORTEGA, 1974) analiza las unidades estructurales y formas de modelado principales. Posteriormente y para este mismo ámbito se realiza una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 (GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al, 1996) en la que además se describe una secuencia de fases morfogénicas cuaternarias.

En lo que respecta a la disciplina de la geomorfología fluvial destacan las recientes aportaciones realizadas por SORIA (2014), quien ha llevado a cabo un análisis detallado sobre el sistema de terrazas fluviales del río Ebro en la Cuenca de Miranda de Ebro, cuyo extremo nororiental limita con la cuenca hidrográfica del río Omecillo. Este autor ha establecido un conjunto de correlaciones cronológicas entre los niveles de terraza identificados y las respectivas oscilaciones climáticas cuaternarias que explican su génesis.

Por otra parte, cabe destacar la profusión de trabajos de cartografía geológica que incluyen la zona estudiada. Los mapas iniciales publicados por LOTZE (1957) y RAT (1958) fueron la base de las cartografías posteriores. La más significativa ha sido la realizada dentro del programa estatal MAGNA, a escala 1:50.000, siendo las hojas de Medina de Pomar (MARTÍN et al, 1977), Oña (OLIVÉ et al, 1978a), Miranda de Ebro (OLIVÉ et al, 1978b) y Orduña (ZAMORANO et al, 1978) en las que se incluye nuestra zona. Posteriormente se publica, para el ámbito de la CAPV, una nueva cartografía geológica editada por el del Ente Vasco de Energía a escala 1:25.000 (EVE, 1992) y, de forma paralela, se confeccionan otras cartografías de síntesis para el mismo ámbito autonómico, a escalas 1:200.000 (ITGE y EVE, 1991) y 1:100.000 (EVE, 1995).

Al margen de los trabajos cartográficos existen otros estudios geológicos de síntesis como el realizado por RAMÍREZ DEL POZO (1973) para el ámbito de la provincia de Álava, en el que además se incluye un mapa a escala 1:200.000. Otros trabajos abordan zonas concretas como el cercano diapiro de Salinas de Añana con aportaciones cartográficas (EGUÍLUZ et al, 1984 y 1988) u otro tipo de informaciones como FRANKOVICH (2010), quien reinterpreta antiguos perfiles sísmicos de dicho diapiro y establece la evolución geodinámica del mismo. De gran utilidad han sido los trabajos de FLOQUET (1991, 2004) acerca de la secuencia Cenomaniense superior-Coniaciense basal, en los que se incluyen perfiles estratigráficos de gran detalle situados en nuestra zona de trabajo (cortes de Sobrón y Lahoz. El Terciario marino, por su parte, ha sido objeto de amplio estudio por parte de BACETA (1996). En cuanto al Terciario continental resultan de especial interés los

estudios paleontológicos llevados a cabo por BADIOLA (2004) acerca de los mamíferos del Eoceno superior de Zambrana, los cuales han aportado nuevas claves evolutivas en relación con dicho período. Por otra parte, a nivel tectónico-estructural destacan los trabajos desarrollados por MARTÍNEZ-TORRES (1997) en el ámbito de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Finalmente, cabe destacar los trabajos de síntesis de Robles y otros autores (ROBLES et al, 1995; ROBLES, 2014), quienes proporcionan una síntesis de la evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, incluyendo el Cretácico superior.

Igualmente útiles han resultado los estudios hidrogeológicos (Mapa Hidrogeológico del País Vasco a escala 1:100.000, EVE, 1996), en cuya memoria encontramos una descripción detallada de las unidades hidrogeológicas de los ríos Omecillo y Purón y sus respectivas subunidades. Posteriormente FERNÁNDEZ DE ORTEGA (2008) estudia las sierras de Badaya y Árcamo.

Los estudios sobre regolito y suelo son muy escasos, ya que sólo puede mencionarse el Mapa de Suelos de la Provincia de Álava a escala 1:200.000 publicado por IÑIGUEZ et al (1980), en el que además de la cartografía se incluye una memoria con descripciones de los suelos más representativos de dicho territorio histórico; sin embargo, conviene señalar que de todos los pediones analizados ninguno pertenece al ámbito concreto del valle de Valdegovía.

3.3. Metodología

3.3.1. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

3.3.1.1. Sistemas y leyendas nacionales e internacionales para la elaboración de cartografía geomorfológica

En el ámbito de la Geomorfología, la cartografía geomorfológica es considerada como una herramienta imprescindible de cara al conocimiento, con mayor o menor grado de detalle, de los elementos más significativos que definen el relieve y sus patrones de distribución espacial a lo largo y ancho del territorio. Su principal instrumento, el mapa geomorfológico, no comienza a desarrollarse significativamente hasta bien entrada la segunda mitad del s. XX, de la mano del auge que experimentaron las ramas de la geomorfología dinámica y climática tras la segunda guerra mundial (TRICART, 1979; PEÑA, 1997). Es a partir de las décadas de los 60 y 70 cuando comienzan a consolidarse varios grupos de trabajo nacionales con el objetivo de implementar este tipo de cartografías.

A pesar del gran esfuerzo llevado a cabo por parte de distintos autores (KLIMASZEWSKI, 1956; TRICART, 1971; GELLERT et al, 1978; GUSTAVSSON et al, 2006

y 2008), organismos nacionales e internacionales, todavía hoy sigue abierta la problemática en torno al establecimiento de un sistema de cartografía universal y una leyenda geomorfológica común. Los factores que dificultan el cumplimiento de dicho objetivo son varios: de un lado, la diversidad e irregular distribución geográfica de los sistemas morfogenéticos presentes en la Tierra; de otro, la disparidad de criterios en la interpretación de las formas de relieve por parte de las diferentes "escuelas" de Geomorfolología e incluso de la visión subjetiva y particular de cada geomorfólogo. Conviene recordar además la abundancia de tipologías diferentes de mapas geomorfológicos, cuyas simbologías y leyendas pueden variar notablemente en función del objetivo que se persiga en cada mapa. Por último, en esta problemática debe tenerse también en cuenta el enfoque multiescalar de la cartografía geomorfológica, por el que pueden ser reconocidas geoformas de tamaño plurikilométrico (grandes llanuras aluviales) a incluso centimétrico (surcos de un lapiaz), dando como resultado un abanico muy amplio de simbologías y elementos potencialmente cartografiables.

Según PEÑA (1997), los elementos a representar en un mapa geomorfológico básico son los siguientes: base topográfica (acorde con la escala seleccionada), hidrología superficial (incluida en el propio mapa topográfico), información geológica (generalmente extraída de las hojas geológicas correspondientes al ámbito cartografiado, si existen), morfometría, morfografía, morfogénesis, morfocronología y morfodinámica. Aunque existe un cierto consenso general en cuanto a dichos contenidos, son numerosos los mapas geomorfológicos que sólo recogen una parte de ellos (en la mayoría de los casos se prescinde de la información litológica, cronológica y de procesos activos). También hay dificultades en relación con las leyendas y simbologías utilizadas, dado que todavía hoy están lejos de ser reguladas y normalizadas en la práctica por los organismos internacionales (p. ej., UGI). La única cuestión en la que actualmente hay cierta uniformidad de criterios es el uso de colores para los distintos ambientes morfogenéticos: rojo para estructural, verde para fluvial, marrón para gravitacional, violeta para glaciario-periglaciario y azul para génesis marina (PELLITERO, 2012).

Dejando de un lado otras tipologías de cartografía geomorfológica (SMITH et al, 2012) como es el caso de los mapas aplicados, mapas especiales, mapas sintéticos, etc. (MEIJERINK et al, 1983; VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991; LUKAS et al., 2006; BENITO et al., 2010) los cuales quedan al margen de la investigación geomorfológica pura, desde hace varias décadas se han venido desarrollando distintos sistemas de cartografía geomorfológica básica por parte de algunos grupos de trabajo pertenecientes al ámbito del continente europeo. Según Dumitrashko y Scholz (1978) este tipo de mapas se corresponde con un rango de escalas entre 1:10.000 y 1:25.000, aunque algunos sistemas de cartografía recientes también lo han extrapolado a la escala 1:50.000. A continuación,

se exponen los sistemas y leyendas más destacables que han sido propuestos hasta la actualidad (PEÑA, 1997; PELLITERO, 2012):

- El sistema cartográfico del ITC holandés o Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (desde 2010, Faculty of Geo-Information Sciences and Earth Observation de la Universidad de Twente) comenzó a desarrollarse a partir de la década de los 40 y tuvo una difusión exterior importante en las décadas posteriores. En una primera fase se sentaron las bases de una cartografía de tipo analítico centrada principalmente en los aspectos genéticos del relieve (VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1968; VERSTAPPEN, 1970). Se recogían los apartados de morfografía (mediante polígonos o puntos según el tamaño de las formas), morfogénesis (estructural en color púrpura, volcánico en rojo, denudatorio en marrón, fluvial en verde, lacustre-marino en azul oscuro, glacial-periglacial en azul claro, eólico en amarillo, kárstico en naranja y antropogénico-biológico en gris-negro), morfoestructura-litología (a través de tramas en retícula suavizadas), morfometría (cotas, isohipsas y mapa adjunto de pendientes) y morfocronología (letras). Algunos autores hicieron uso de este sistema de cartografía básica para el ámbito de España. Tal es el caso de VAN ZUIDAM (1976) o MENSUA et al. (1981), quienes llevaron a cabo levantamientos cartográficos en el valle del Ebro a escala 1:50.000; por su parte, MARCO et al. (2000a y 2000b) y DÍEZ (2003) elaboraron mapas geomorfológicos en la provincia de Alicante a escala 1:100.000 en los que introdujeron algunas modificaciones metodológicas. En otra fase posterior (VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991) se dio impulso a cartografías derivadas de tipo sintético (con un enfoque paisajístico-territorial e integrado) y pragmático (mapas de morfo-conservación e hidromorfológicos).
- En segundo lugar, cabe destacar el sistema francés del CNRS (actualmente GFG o Groupe Français de Géomorphologie), propuesto en el año 1962 por el profesor J. Tricart, quien posteriormente definió las leyendas para el mapa de Francia a escala 1:20.000, 1:25.000 y 1:50.000 (TRICART, 1965 y 1976). El sistema se caracteriza por tener una leyenda general muy extensa (265 símbolos) que permite dotar al mapa de una gran calidad estética y expresividad cartográfica. Con el fin de evitar terminologías ambiguas se establece una codificación para la descripción, clasificación y jerarquización de la información recogida en el campo. La toma de datos se realiza a través de fichas estandarizadas, las cuales constan de cinco apartados: localización, contexto estructural, contexto morfogenético, formaciones superficiales y formas; por su parte, cada apartado contiene varias casillas en las que se introducen los códigos alfanuméricos correspondientes. Se reconocen 9 sistemas morfogenéticos (con códigos del 1 al 9) y se representan con los siguientes colores: litoral con azul, fluvial con verde claro, glaciar con azul-morado, periglacial

húmedo con morado oscuro, periglacial seco con morado claro, templado húmedo con verde oliva oscuro, templado seco con verde oliva claro, tropical y subtropical húmedo con verde oscuro y, por último, tropical y subtropical seco con naranja; para la morfogénesis eólica no se asigna código pero sí color, el amarillo, mientras que para la litología se reservan colores rojos, rosas y naranjas. Este sistema de cartografía tuvo una importante difusión en otros países europeos, entre ellos España, donde el mejor ejemplo lo encontramos en el Mapa Geomorfológico de Toledo-Sonseca (escala 1:50.000), realizado por HERRERO (1988), quien realizó algunas adaptaciones a la metodología explicada. El resultado es un mapa expresivo, detallado y muy visual, de gran calidad estética, que sin embargo tiene el inconveniente de albergar un número muy abultado de símbolos en la leyenda (83 en total para una única hoja 1:50.000). Tal cantidad de elementos no solo puede dificultar la legibilidad del mapa, sino que, además, parece un tanto excesiva si se tiene en cuenta que el área cartografiada tiene un grado de geodiversidad escaso (PELLITERO, 2012). En consonancia con esta metodología francesa surge en España una propuesta de leyenda geomorfológica por parte de varios autores como CALVET et al. (1997) y PEÑA et al. (1997a y 1997b) para las escalas 1:1.000.000, 1:100.000/1:200.000 y 1:25.000/1:50.000. Para el mayor nivel de detalle (1/25.000/1:50.000) la leyenda consta de un total de 216 elementos. Este sistema ha sido posteriormente utilizado, con ciertas adaptaciones, por autores como GARCÍA-RUIZ (1989), ARNÁEZ et al. (1990), GARCÍA-RUIZ et al. (1991), RUIZ FERNÁNDEZ (2006), GONZÁLEZ TRUEBA (2007), CHUECA et al. (2010) y SANTOS (2010).

- Además de Francia y Holanda, otros países europeos han venido desarrollando sus propios sistemas de cartografía. En Polonia destacan los mapas a escalas 1:50.000-1:25.000 de KLIMASZEWSKI (1956, 1963). En Rusia, otros autores como BASHENINA (1960) establecieron leyendas para las mismas escalas. En la antigua Checoslovaquia también se elaboran leyendas por parte de DEMEK (1972) y CZUDEK (1973). En Alemania destacan los sistemas de cartografía GMK-25 y GMK-100 (a escalas 1:25.000 y 1:100.000 respectivamente), cuyas bases son propuestas por STÄBLEIN (1978) y BARSCH et al. (1980) entre otros autores. En Suiza también surgen otras leyendas influenciadas por el sistema francés como la propuesta por el IGUL (Institute de Géographie de la Université de Lausanne), diseñada por SCHOENEICH (1993) fundamentalmente para cartografía de zonas alpinas a escala 1:10.000 (PELLITERO, 2012). Más recientemente, Seijmonsbergen, Van Asselen y Gustavsson han propuesto nuevos sistemas de cartografía geomorfológica adaptados para su uso en Sistemas de Información Geográfica (GUSTAVSSON et al, 2006 y 2008). Este enfoque se traduce en una arquitectura

de tipo "multicapa" en la que cada nivel de información tiene su correspondiente leyenda y puede ser digitalizado y representado individualmente a través de un visor SIG. Estos autores son además pioneros en la utilización de modelos digitales del terreno de alta resolución (LiDAR) para la elaboración de cartografía geomorfológica básica. Sin embargo, esta metodología plantea dificultades a la hora de realizar una única salida cartográfica que pueda aglutinar todas o casi todas las capas de información sin empeorar la legibilidad del mapa.

- En último lugar cabe destacar la metodología y leyenda propuesta por el IGME (MARTÍN SERRANO et al, 2004). En este caso, además de establecerse una leyenda geomorfológica extensa, se aporta una simbología litológica específica acorde con la gama de símbolos y colores del mapa geomorfológico, así como otra leyenda añadida para la elaboración del mapa de procesos activos. Dicha leyenda geomorfológica recoge de forma detallada el conjunto de sistemas morfogénéticos (y sus respectivas geoformas) que tienen cabida en el ámbito de España. Aunque se trata de una propuesta inicialmente concebida para su utilización a escala 1:50.000, también ha sido aplicada a escalas mayores por otros autores como BENITO et al (2010), con resultados satisfactorios. Por tanto, su aplicabilidad parece razonablemente extrapolable a las escalas 1:25.000 e incluso 1:10.000; sirva como ejemplo una hipotética representación vectorial de un campo de dolinas, el cual podría ser simbolizado bien mediante una multitud de puntos a escala de detalle (p.ej., 1:10.000) o bien ser generalizado cartográficamente mediante una tesela específica (p.ej., 1:50.000). Algunos autores como TANARRO (2006) y BENITO et al (2010) han hecho uso de esta leyenda en sus trabajos cartográficos.

De entre todos los sistemas anteriormente expuestos finalmente se ha escogido la leyenda establecida por IGME como la más apropiada para la representación cartográfica de las formas de relieve presentes en el ámbito cartografiado, así como para el cumplimiento de los objetivos que persigue el mapa. Sin embargo, dicha leyenda ha sido sometida a algunas modificaciones concretas teniendo en cuenta también algunos elementos del sistema francés posteriormente desarrollado por PEÑA et al. (1997b). Mediante estos cambios se ha intentado, por una parte, plasmar con una mayor exhaustividad la ya comentada preponderancia del factor lito-estructural en las características geomorfológicas de la zona estudiada y, por otra, dotar de un tratamiento especial a las formas de relieve antropogénicas.

3.3.1.2. La tecnología LiDAR y su aplicación en cartografía geomorfológica

El LiDAR (Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging) es una tecnología de teledetección que permite determinar la distancia desde un emisor láser a un objeto o superficie utilizando un haz láser. Dicho valor de distancia se determina

midiendo el tiempo de retardo entre la emisión del pulso y la detección de la señal reflejada. De este modo es posible obtener una muestra densa de la superficie terrestre produciendo mediciones exactas de los valores de longitud (x), latitud (y) y altitud sobre el nivel del mar (z) (BALTSAVIAS, 1999a y 1999b; WEHR et al, 1999). El sistema LiDAR comprende los siguientes componentes de hardware: vehículo de recolección (generalmente avión), sistema de láser-escáner, GPS (Sistema de Posicionamiento Global) e INS (Sistema de Navegación por Inercia). Gracias a la combinación de dichos componentes es posible recopilar una nube de puntos tridimensionales cada uno de los cuales consta de sus respectivas coordenadas x,y,z. Estos valores son registrados y georreferenciados con alta precisión, dado que se complementan con otros parámetros proporcionados por los sistemas de láser, GPS e INS. De hecho, los vuelos LiDAR que recientemente han sido completados por parte de las administraciones públicas tienen una densidad media de 2 a 3 cotas "xyz" por cada metro cuadrado del territorio (p. ej, IGN y Gobierno Vasco) y un margen de error altimétrico máximo de 20 cm. (RMSE). La densidad de puntos puede ser incluso mayor para la información LiDAR obtenida a partir de láser terrestre, cuyo elevado coste hace que su aplicación sólo sea viable para estudios topográficos de gran detalle (p. ej., catas arqueológicas).

Un mismo pulso láser emitido por el sistema LiDAR puede encontrarse con una o varias superficies de reflejo que darán lugar a otras tantas devoluciones a registrar por el sistema. En los puntos con varias devoluciones, el último pulso corresponde al suelo, el primero a la cota máxima de un árbol o un edificio (superficies máximas) y los intermedios al resto de estratos de vegetación. Para cada uno de los pulsos láser registrados se almacena información acerca de los siguientes atributos: intensidad, número de devolución, cantidad de devoluciones, clasificación de puntos, borde de la línea de vuelo, valores RGB (rojo, verde y azul), tiempo del GPS, ángulo de escaneo y dirección de escaneo.

Las bases de datos LiDAR son sometidas a una fase de postprocesado mediante la cual es posible definir el tipo de objeto que ha reflejado cada pulso láser registrado. Con esta información se genera un archivo .las (también conocido como formato ASCII), de tipo vectorial, en el que cada punto queda clasificado mediante un código numérico en su respectiva categoría. Los códigos más relevantes de cara a la construcción de MDTs son el 2 (suelo), 3 (vegetación baja), 4 (vegetación media), 5 (vegetación alta), 6 (edificaciones) y 9 (agua). Este sistema de codificación ha sido establecido por la ASPRS (American Society for Photogrammetry and Remote Sensing).

Una vez la nube de puntos LiDAR bruta ha sido sometida a las fases de clasificación y de eliminación de ruidos (recogidos con el código 7), toda esta información vectorial sobre altimetría pasa a ser geoprocesada e interpolada (mediante diferentes métodos como

los de triangulación, distancia inversa o kriging), a fin de construir los siguientes modelos ráster derivados:

- MDS (Modelo Digital de Superficies): este modelo representa la superficie del terreno incluyendo coberturas forestales, edificaciones y otras estructuras que no corresponden a la superficie del terreno. Contiene la nube de puntos completa a excepción de los ruidos y otras devoluciones (clases 0, 1, 8, 10, 11, y 12).
- MDT (Modelo Digital del Terreno): se obtiene a partir del modelo anterior. En este caso se representa exclusivamente la superficie del terreno y se elimina la información relativa a vegetación, edificaciones y otras estructuras. Este procedimiento es posible gracias a la clasificación de puntos previamente realizada, de tal forma que únicamente se selecciona la información relativa a la clase 2 (suelo).

El análisis de la información altimétrica obtenida mediante técnicas LiDAR tiene un particular interés de cara a estudios geológicos y geomorfológicos, dado que permite optimizar las fases preliminares de gabinete gracias a la observación detallada del terreno e información morfométrica proporcionada por los MDTs de alta resolución, los cuales pueden ser visualizados en una computadora personal con la ayuda de un software SIG. Esta nueva fuente de información constituye además una eficaz solución a varios de los problemas que tradicionalmente han surgido en las campañas de campo como son la escasa accesibilidad de muchas zonas, el mal estado de la red de caminos, la cobertura vegetal, las limitaciones en cuanto tiempo y recursos económicos, etc. (JONES et al, 2007).

En el ámbito de la geomorfología, autores como ANDERS et al (2008) señalan la importante revolución que ha supuesto la reciente irrupción de la información LiDAR en el estudio del relieve y, muy particularmente, en el desarrollo de cartografías dentro de dicha disciplina. La aplicación de esta nueva tecnología ha conllevado, por una parte, una mejora muy significativa en el análisis cuantitativo del terreno debido al gran volumen de datos y parámetros morfométricos que aporta y, por otra, un planteamiento mucho más razonable y eficiente de las campañas de campo. Asimismo, conviene destacar la gran ventaja que supone el hecho de poder eliminar la vegetación a la hora de construir el MDT; esta posibilidad resulta fundamental para lograr una óptima visualización remota de los ámbitos territoriales en cuyo paisaje se da un predominio de las coberturas forestales.

Como consecuencia de las potencialidades que atesoran los datos LiDAR, muchos autores han llevado a cabo numerosos ensayos de cara al desarrollo automático y semiautomático de cartografías geomorfológicas para diferentes casos de estudio (VAN ASSELEN et al, 2006; ANDERS et al, 2010). El desarrollo de estas líneas de investigación ha motivado el reciente auge de disciplinas como la Geomorfometría, cuyo fin no es otro que el estudio cuantitativo de la topografía y las formas de relieve superficiales a partir de los Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) y los parámetros morfométricos que estos últimos ofrecen (HENGL et al, 2008).

3.3.1.3. Elaboración del mapa geomorfológico del valle de Valdegovía

Con el objetivo de representar cartográficamente la gran mayoría de formas de relieve existentes en el ámbito de estudio, se ha estimado oportuno llevar a cabo una cartografía geomorfológica de semidetalle, de tal manera que todos los resultados han sido plasmados en el Mapa Geomorfológico del valle de Valdegovía a escala 1:25.000 (anexo 1.2).

En una primera fase se han integrado todas las capas de información cartográfica de apoyo en un mismo entorno SIG, para lo que se ha hecho uso del software ArcGIS 9.3, donde se ha recopilado la siguiente información:

- Ortofoto del año 2012 (fuente: Geoeuskadi, Gobierno Vasco).
- Vuelo fotogramétrico del año 1957, posteriormente georreferenciado y ortorrectificado (fuente: Dpto. de Urbanismo de la Diputación Foral de Álava).
- MDT LiDAR de 1 m de resolución (fuente: Geoeuskadi, Gobierno Vasco). A partir de este modelo digital se han generado, mediante la extensión "3D Analyst" de ArcGIS, otras dos capas de información: modelo de pendientes y modelo de sombras (hillshade). Asimismo, gracias a la extensión "QProf" integrada en el software QGIS (versión 2.10) ha sido posible elaborar un gran número de perfiles topográficos que han permitido el cálculo de numerosos parámetros morfométricos y, al mismo tiempo, han aportado información morfológica complementaria de cara a la interpretación de las distintas formas.
- Hojas geológicas de la serie MAGNA (escala 1:50.000, hojas 110, 111, 136 y 137), del EVE (escala 1:25.000, hojas 110-II-IV, 111-I-III, 136-II, 137-I-III y 137-II).

Para la digitalización del mapa geomorfológico se ha generado un conjunto de archivos vectoriales (formato *shapefile*) en los que se han delineado todos los elementos del relieve en forma de puntos, líneas y polígonos. Las labores de fotointerpretación se han centrado principalmente en el MDT LiDAR, para lo que se han creado cuatro modelos de sombras (*hillshade*) con diferentes orientaciones del punto de iluminación a fin de optimizar su visualización. Asimismo, también han sido analizados los pares estereoscópicos y anáglifos correspondientes al vuelo fotogramétrico del año 2013; los segundos han sido integrados en el mismo entorno SIG haciendo uso del servidor WMS de Geoeuskadi.

Como ya se ha señalado anteriormente, se ha escogido la leyenda del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000 (MARTÍN SERRANO et al, 2004) como la idónea para plasmar las distintas tipologías de geoformas existentes en el ámbito de estudio, si bien se han introducido algunas modificaciones en cuanto a la leyenda y a los elementos de simbología. Así pues, teniendo en cuenta las características particulares del

relieve de Valdegovía, se ha optado por agrupar los distintos elementos de la leyenda en los siguientes conjuntos: formas litoestructurales (color negro), formas gravitacionales (marrón), formas fluviales (verde), formas kársticas (rojo), formas antropogénicas (naranja), formas poligénicas (naranja-marrón) y litología (blanco). A esta leyenda se han agregado otros criterios propios para su adecuación a las características concretas del ámbito de estudio y a los objetivos y métodos planteados en esta investigación:

- en cuanto a los escarpes, se ha establecido una clasificación atendiendo a los desniveles que se dan entre sus cotas máximas y las que se registran en su base. Así, se han discriminado dos categorías de escarpe, menores (con desniveles de 5 a 25 m.) y mayores (desniveles superiores a 25 m.). Asimismo, dada la escala cartográfica seleccionada (1:25.000) se ha considerado no cartografiar los escarpes inferiores a 5 m. de desnivel.
- a excepción de algunas formas gravitacionales (cicatrices de despegue), fluviales (terrazas) y antrópicas (bancales), todos los resaltes morfológicos han sido incluidos como elementos de morfogénesis litoestructural (representados con trazo continuo negro); en este conjunto se incluyen, además, los escarpes litoestructurales cuyo desnivel es inferior a 5 m.
- en cuanto a los depósitos superficiales se ha establecido un umbral mínimo de 1 metro de espesor para su inclusión en el mapa geomorfológico. Se ha tenido en cuenta además el criterio de superficie mínima cartografiable determinado por la escala 1:25.000 (1,5 has).
- en lo que respecta a la litología, para su elaboración se han tenido en cuenta las unidades estratigráficas reconocidas en el Mapa Geológico del valle de Valdegovía a escala 1:50.000 (anexo 1.1). Con el fin de facilitar la interpretación del mapa, dichas unidades han sido reclasificadas en un número reducido de conjuntos litológicos. De este modo, se ha procedido a la digitalización de las unidades litológicas teniendo en cuenta los estudios previos (IGME, EVE, etc.), la nueva información recogida en la fase de campo y las líneas de capa y afloramientos reconocidos en el MDT LiDAR de alta resolución.
- habida cuenta de la especial relevancia que las formas antropogénicas tienen en el marco de esta investigación, se ha decidido representar este conjunto de elementos con color naranja, de tal manera que éstos sean fácilmente visibles sobre las tonalidades grises del modelo de sombras LiDAR. Por otra parte, se ha decidido no incluir en el mapa las formas antrópicas que son posteriores al proceso de concentración parcelaria, ya que quedan fuera de los objetivos de este estudio por su nulo valor paisajístico-cultural.

La salida cartográfica del mapa geomorfológico ha sido realizada mediante la función *layout* de ArcGIS, aunque la leyenda y otros elementos gráficos han sido retocados en el software vectorial Inkscape. En dicha salida cartográfica se ha descartado añadir el mapa topográfico, ya que su inclusión habría empeorado la legibilidad del mapa, sobre todo en los sectores donde los elementos lineales tienen una elevada correspondencia con las curvas de nivel (líneas de capa, elementos antrópicos, etc.). Así pues, de forma análoga a como lo han hecho otros autores (BENITO et al, 2010, SARRIONANDIA et al, 2013), la información topográfica ha sido sustituida por el modelo de sombras del MDT LiDAR (representado mediante una escala de tonalidades grises). Como resultado se obtiene una información topográfica que no choca visualmente con los elementos lineales del mapa y que, además, permite observar con detalle los rasgos morfológicos del terreno.

Finalmente, hay que recordar las extensas campañas de campo que se han llevado a cabo de cara al desarrollo del mapa geomorfológico. De hecho, mediante dispositivo GPS (Garmin GPSMap 60C) se han registrado y geolocalizado en torno a un millar de puntos de observación directa sobre el terreno, de tal manera que en cada uno de ellos se han registrado los rasgos litoestructurales, morfológicos y genéticos de mayor interés. Toda esta información ha sido volcada en el SIG a través de *shapefiles* de puntos con sus respectivos datos alfanuméricos.

3.3.2. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Con el propósito de obtener un conocimiento lo más detallado posible del relieve del valle de Valdegovía, se ha desarrollado una cartografía geológica a escala 1:50.000 para este ámbito. La elección de la escala obedece a la distribución desigual de los afloramientos a lo largo y ancho del territorio estudiado. Este hecho es consecuencia del predominio, en gran parte del ámbito, de coberturas forestales que generalmente muestran un gran desarrollo en sus diferentes estratos de vegetación, dificultando tanto la accesibilidad como la propia localización de los afloramientos; estas limitaciones han sido especialmente rigurosas en el núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón. Por tanto, se ha estimado oportuno adoptar una escala intermedia que, además, se ha adecuado positivamente a la diversidad de conjuntos litoestratigráficos que acontecen en el ámbito estudiado.

El grueso total de los trabajos de campo ha consistido en el establecimiento de un número de puntos de observación (geolocalizados mediante un dispositivo GPS) cercano al millar, en los que se han obtenido datos estructurales, litológicos y paleontológicos. Todos estos datos debidamente georreferenciados han sido integrados en un Sistema de

Información Geográfica (ArcGIS 9.3) y convertidos a formato .shp (*shapefile*). Así, en un mismo entorno SIG se han incluido las siguientes capas de información:

- MDT LiDAR de alta resolución (1x1 m) del que, además, mediante la extensión *Spatial Analyst*, se han extraído los modelos ráster de sombras (*hillshade*) y pendientes.
- Cartografías geológicas previas: 2ª serie del MAGNA a escala 1:50.000 (desarrollada por el IGME) y Mapa Geológico de la CAPV a escala 1:25.000 (llevada a cabo el Ente Vasco de Energía).
- Ortofotos e imágenes aéreas relativas a distintos años: 2012 y 2009 (GeoEuskadi) y vuelo americano de 1957 (Diputación Foral de Álava).
- Mapas topográficos del IGN y GeoEuskadi a escala 1:25.000.

Para la definición de las diferentes unidades y litofacies se han tenido en cuenta las columnas litoestratigráficas aportadas por FLOQUET (1992), los sondeos realizados en Antezana-1 (BIJVANK, 1963), Marinda-1 (ENPASA, 1976) y San Antonio-1 (ENIEPSA, 1984) y, por último, las interpretaciones llevadas a cabo por FRANKOVICH (2010) sobre los perfiles sísmicos desarrollados por la Compañía General de Sondeos. Asimismo, para la descripción y reconocimiento en el campo de dichas litofacies se han tenido en cuenta las recomendaciones propuestas por TUCKER (1982) y STOW (2005). La utilidad de toda esta información reside no sólo en la disponibilidad de múltiples columnas de referencia, sino también en la posibilidad de identificar determinados niveles guía que tienen una presencia destacada en el ámbito de Valdegovía. Dichos niveles, que previamente han sido identificados en el campo, tienen una gran continuidad lateral y son fácilmente reconocibles en el MDT LiDAR, por lo que han podido ser digitalizados en toda su extensión.

Por otra parte, los cortes geológicos derivados de esta cartografía y del mapa geomorfológico han sido presentados, de forma sintética, en los apartados relativos a cada una de las unidades morfoestructurales en que se divide el ámbito de estudio.

3.3.3. ESTUDIO DEL REGOLITO

3.3.3.1. Aproximaciones conceptuales al estudio del regolito

Como ya se ha dicho anteriormente, entre los objetivos de esta investigación se encuentra también el estudio de las formaciones de acumulación superficiales, para cuyo conocimiento integral se ha recurrido al concepto de regolito. Este hecho se justifica en que el regolito ofrece, a juicio de este autor, una perspectiva amplia y pluridisciplinar para

el análisis integrado de aspectos geológicos, geomorfológicos y edafológicos que necesariamente plantean ser abordados de manera conjunta.

Desde el ámbito de la geomorfología y la edafología y, en menor medida, también desde la geología, se ha propuesto un amplio abanico de definiciones para el concepto de regolito, cuya perspectiva varía en función de las distintas disciplinas y autores. Como consecuencia de lo dicho existe una cierta ambigüedad terminológica y conceptual en torno al binomio regolito-suelo que todavía perdura en la actualidad.

Según SCOTT et al. (2009), la primera aproximación al término de regolito fue la llevada a cabo por MERILL (1897), quien lo definió como el "manto superficial de material inconsolidado". Dicho término cayó en el olvido hasta la década de los 70, cuando fue reutilizado como consecuencia del auge de las misiones espaciales en las que se constató la existencia de este tipo de mantos en varios planetas y satélites del Sistema Solar.

Algunos geomorfólogos como PEDRAZA (1996) consideran el regolito como un tipo de alterita, más concretamente como la "alterita afectada por otros procesos como la edafogénesis, removilización y sedimentación". Asimismo señala que, en función de su localización respecto de las litofacies de origen, el regolito puede ser autóctono, para-autóctono o alóctono; cuando se trata de un producto in situ procedente de la roca madre se denomina "saprolito" (PEDRAZA, 1996; GUTIÉRREZ, 2008). Para este autor, la alterita no es sino una "formación superficial originada por procesos de meteorización generalmente químicos, aunque también pueden ser físicos", la cual puede experimentar diversos grados de transformación. Por consiguiente, en este caso el regolito es un término de uso más restringido y la meteorización, por su parte, queda aparentemente al margen de los procesos edafogenéticos.

Otro aspecto relevante es la localización del límite inferior de un perfil de regolito, el cual se sitúa en el frente de meteorización; según MABBUT (1961), dicho frente corresponde al contacto o límite dinámico entre la roca fresca y la alterada. Este límite puede ser neto o difuso en función de la litología de que se trate.

MANDEL et al (2001) inciden en las diferencias conceptuales entre regolito y suelo. Para estos autores el segundo es consecuencia del desarrollo del primero. Además, ponen especial énfasis en la importancia que tiene la correcta distinción entre ambos conceptos de cara a un óptimo conocimiento de las formaciones superficiales.

Otros autores como TAYLOR et al. (2001) hablan del regolito como un concepto más generalista, cuya procedencia se encuentra en el término griego regos, que significa manta o cobertera. Por su parte OLLIER (1984) define el regolito como el conjunto de rocas meteorizadas que han podido sufrir movimientos en masa o actividad de animales y plantas.

Desde la perspectiva de la edafología, PORTA et al. (2003, 2005) definen el regolito como la capa resultante de la meteorización de la roca, de la que se diferencia por su

granulometría, mineralogía o ambas. Otro de los conceptos introducidos por dicha ciencia es el de "solum", el cual corresponde a la "parte más afectada por procesos edafogénicos y bióticos, origen de las propiedades y características que han provocado su diferenciación respecto al material originario"; en la mayoría de los casos el solum corresponde al tramo formado por los horizontes A y B (SOIL SURVEY STAFF, 1999). Otros autores como HUGGET (1995) intentan establecer una división clara entre regolito y suelo definiendo este último como la "roca que ha encontrado la ecosfera"; en esta misma línea también se sitúa la definición de BUOL et al. (2003), para quienes el suelo es la porción de regolito que da soporte a la vida vegetal y donde los procesos formadores de suelo son dominantes. SCHAETZL et al. (2005), autores con especial interés por las relaciones entre geomorfología y suelos, definen el regolito como el "manto inconsolidado de roca meteorizada y material edáfico que se desarrolla sobre la superficie de la Tierra". Dicho manto o cobertera puede verse potencialmente sometido a erosión (meteorización), transporte y/o deposición, lo que implica que varios de sus componentes puedan ser translocados hacia el interior del perfil.

Por último, SCOTT et al. (2009) han ido un paso más allá estableciendo las bases de una ciencia del regolito, al que definen como la cobertera inconsolidada o secundariamente recementada que se asienta sobre la roca coherente y que ha sido formada por procesos naturales de meteorización, erosión, transporte y/o deposición de materiales más antiguos; ello incluye las rocas fracturadas y meteorizadas, saprolitas, suelos, acumulaciones orgánicas, depósitos glaciales, coluviones, aluviones, sedimentos evaporíticos, depósitos eólicos y agua subsuperficial. Estos autores también hacen alusión a definiciones más simples como la propuesta por EGGLETON (2001), quien considera el regolito como todo material localizado entre "la roca fresca y el aire fresco". En este punto cabe destacar la propuesta metodológica desarrollada por PAIN (2008) para la descripción sistematizada del regolito en el campo, la cual ha sido fruto de los trabajos llevados a cabo por el organismo australiano CRC LEME (Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration) en colaboración con otras entidades como el GA (Geoscience Australia) y el CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation); durante las dos últimas décadas, desde estas entidades se ha llevado a cabo una importante labor de cartografías de regolito, publicando más de 150 mapas de distintas tipologías (mapas puros, derivados y aplicados) y a varias escalas (desde 1:5.000 hasta 1:500.000).

En conclusión, las definiciones propuestas por SCHAETZL et al. (2005) y PAIN (2008) son las que mejor encaje tienen en relación con los objetivos y métodos planteados en este trabajo de investigación. Además, si se tiene en cuenta el carácter templado-subhúmedo del clima de Valdegovía y, por tanto, la más que probable coexistencia de procesos geomorfológicos y edáficos, parece razonable pensar en una génesis compleja

para la gran mayoría de los depósitos superficiales existentes en el ámbito estudiado. Por consiguiente, se ha decidido dotar de una visión amplia al término de regolito considerándolo como todo material inconsolidado que se localiza sobre el frente de meteorización.

3.3.3.2. Campañas de campo y descripciones morfológicas

La recogida de nueva información de campo ha sido uno de los ejes fundamentales de este estudio. Con el propósito de llevar a cabo un reconocimiento suficientemente representativo de cada una de las unidades morfoestructurales definidas, se ha diseñado un conjunto de itinerarios que, de forma estratégica, cortan transversalmente las principales estructuras geológicas del ámbito. A su vez, en cada itinerario se han establecido y georreferenciado los puntos en los que existían afloramientos rocosos y/o de regolito, generalmente situados en los taludes artificiales de la red de carreteras y caminos del ámbito de estudio.

Asimismo, se ha aprovechado la apertura de una extensa red de zanjas que, durante el desarrollo de este trabajo, fue abierta como consecuencia de las obras de implantación de regadío en la cuenca del Omecillo, impulsadas por la Diputación Foral de Álava, la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Comunidad de Regantes del Tumecillo. El seguimiento realizado en la fase de trabajo de campo abarcó unos 20 km de dicha red, lo que se tradujo un total de 314 puntos de control y/o muestreo. Sin embargo, conviene señalar la distribución desigual de los puntos de control en el ámbito de estudio, ya que las zanjas se localizaban mayoritariamente en las llanuras aluviales del Omecillo y de otros arroyos menores (Pinedo y del Valle). Hay que tener en cuenta además que, en el año 2015, algunas fases de la red de zanjas se encontraban aún pendientes de construcción. Todo ello explica la existencia de amplios sectores en los que no ha sido posible llevar a cabo descripción morfológica alguna.

Para el análisis de los distintos niveles que componen el regolito por todo el ámbito estudiado se ha tomado como base el concepto de pedión. Según PORTA et al (2005) por pedión se entiende la unidad o volumen mínimo de descripción y muestreo de un suelo completo, con dimensiones laterales suficientes para permitir el estudio de sus horizontes y sus relaciones. Asimismo, en la descripción morfológica de los pediones seleccionados se han tomado como referencia las normativas sugeridas por SINEDARES (CBDSA, 1983), si bien éstas han sido ligeramente modificadas debido a la escasez de tiempo disponible para el estudio de las zanjas de regadío (eran rápidamente rellenadas) y a la desigual calidad de los distintos perfiles y afloramientos, lo que a su vez ha condicionado la obtención de algunos parámetros. Por tanto, para cada uno de los horizontes reconocidos se señalan los rasgos macroscópicos principales incluyendo color en estado húmedo (MUNSELL COLOR COMPANY, 1975), textura, estructura (primaria y secundaria), proporción de los elementos

gruesos (expresada en porcentaje sobre el volumen total) y su composición litológica, contenido de carbonato cálcico (reacción a HCl 11%), contenido de raíces, presencia de cutanes (revestimientos de agregados), restos de seres vivos, bioturbaciones y otros elementos que se hayan considerado de interés. Esta metodología ha sido aplicada en numerosos estudios sobre regolito y suelo, entre los que destacan los llevados a cabo por ARTIEDA (1996) y SCHULTE (2002) entre otros.



Figura 3.1. Perspectiva de un tramo de las zanjas de regadío abiertas en la llanura aluvial del Omecillo.

La determinación de la textura se ha llevado a cabo al tacto, mediante el procedimiento de los cilindros (PORTA et al, 2005). En cuanto a las clases texturales se han seguido los criterios establecidos por USDA (1975).

En relación a la identificación e interpretación genética de los horizontes del suelo se han seguido los criterios establecidos por FAO (2006), si bien se han introducido algunas modificaciones que se detallan a continuación:

- Los horizontes B con desarrollo de estructura edáfica en más de un 50% de su volumen que, además, contienen revestimientos frecuentes (del 10% al 50% de la superficie recubierta) de arcilla translocada en las caras de los agregados han sido clasificados como Bwt.
- Los horizontes Bt han sido designados cuando dichos revestimientos ocupaban más del 50% de la superficie afectada.

- Los horizontes B con desarrollo de estructura edáfica en más de un 50% de su volumen y con acumulaciones de carbonato cálcico de frecuentes a generalizadas (>20% del volumen total) han sido clasificados como Bwk.
- Los horizontes B sin estructura edáfica con acumulaciones de carbonato cálcico de frecuentes a generalizadas (>20% del volumen total) han sido clasificados como Bk.

En base a todos estos criterios, se ha seleccionado un total de 28 descripciones morfológicas por su representatividad, las cuales se localizan fundamentalmente en las proximidades del río Omecillo, coincidiendo con los tramos de zanja abiertos hasta finales del año 2014.

3.4. Marco geológico general

Valdegovía se inscribe morfoestructuralmente en la cadena alpina comúnmente denominada como Cordillera Vascoantabábrica, que a su vez supone la prolongación occidental de la Cordillera Pirenaica, extendiéndose hasta el sector norte de la región de Castilla. Tectónicamente se enmarca en las proximidades del borde septentrional de la Placa Ibérica, en la zona de colisión pirenaica con la Placa Europea. En un contexto más detallado, Valdegovía se situaría entre tres dominios estructurales principales: el Dominio de la Plataforma Alavesa, al NE., el Dominio del Sinclinal de Miranda-Treviño, al SE., y el Anticlinal de Lahoz-Barrio, al SO (IGME, 1972; RAMÍREZ DEL POZO, 1973; EVE, 1995; ROBLES, 2014).

La organización del relieve de Valdegovía responde principalmente a tres factores de primer orden: litología, tectónica y agentes geodinámicos externos. Sin embargo, de los factores mencionados el segundo quizás sea el de mayor relevancia en este sentido, debido al alto grado de correlación existente entre la topografía del ámbito de estudio y los distintos dispositivos estructurales que le afectan. Este hecho tiene como principal consecuencia la profusión de relieves estructurales y subestructurales por todo el territorio, generalmente asociados a los pliegues que tienen lugar en este sector. Los materiales son fundamentalmente detríticos (areniscas y conglomerados) y carbonatados (calizas y margas), englobados en facies marinas, en unos casos, y continentales en otros, los cuales conforman una potente cobertera sedimentaria de edad cretácica a terciaria.

Las principales unidades estratigráficas y estructurales descritas a continuación han sido plasmadas en el Mapa Geológico del valle de Valdegovía a escala 1:50.000 (anexo 1.1).

3.4.1. ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica presente en el ámbito de estudio comprende desde el Jurásico, que aflora de forma muy localizada, hasta el Cuaternario. Los tramos que por su potencia tienen una mayor representatividad en la serie corresponden al Cretácico Inferior, Cretácico Superior y el Terciario marino y continental (figura 3.2). Cabe destacar el carácter discordante del Terciario continental que da lugar, en muchos puntos, al depósito de estos materiales sobre distintos niveles subyacentes, desde el Santoniense hasta el Paleoceno. Este hecho se asocia con la fase de levantamiento propia de la orogenia alpina (cadena pirenaica) como consecuencia de la colisión entre la microplaca ibérica y la placa europea. Así pues, de muro a techo, se diferencian los siguientes materiales (MARTÍN et al, 1977; DEL OLMO et al, 1978, OLIVÉ et al, 1978):

- Calizas, dolomías y margas del **Jurásico**, reconocidas en el corte de Nograro (IGME, 1972). Este afloramiento de reducidas dimensiones es el único perteneciente a esta unidad que aparece en todo el ámbito estudiado. La serie comprende el Lías inferior (regionalmente conocido como Infralías), que contiene un tramo calizo-dolomítico muy comprimido y otro margoso (90 m. de espesor en total). Por encima aparece el Lías superior, consistente en una serie margosa que presenta intercalaciones calcáreas hacia el techo; el nivel superior viene dado por un tramo de calizas compactas grises que corresponden al Dogger. En total, el conjunto Lias superior-Dogger tiene una potencia de unos 75 m. en Nograro. Sobre la serie del Jurásico se reconoce un hiato estratigráfico que se atribuye a las fases Neokimmérica y Áustrica y que comprende el Jurásico superior (Malm) y parte del Cretácico inferior (Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense), afectando a las facies Purbeck y Weald.
- Sobre el Jurásico se sitúa en discordancia erosiva el **Aptiense** (Cretácico inferior), que en la base consta de un nivel de conglomerados que contienen cantos centimétricos de cuarzo y de calizas jurásicas (unos 2 m. de espesor). Por encima aparece una sucesión de arcillas, areniscas y conglomerados (unos 50 m. de espesor); el tramo superior consiste en calizas arenosas con rudistas (calizas urgonianas), las cuales presentan además intercalaciones de areniscas calcáreas, dando lugar a valores de potencia en torno a los 70 m. Esta unidad aflora de forma muy localizada en las proximidades de la localidad de Nograro, en el núcleo del anticlinal.

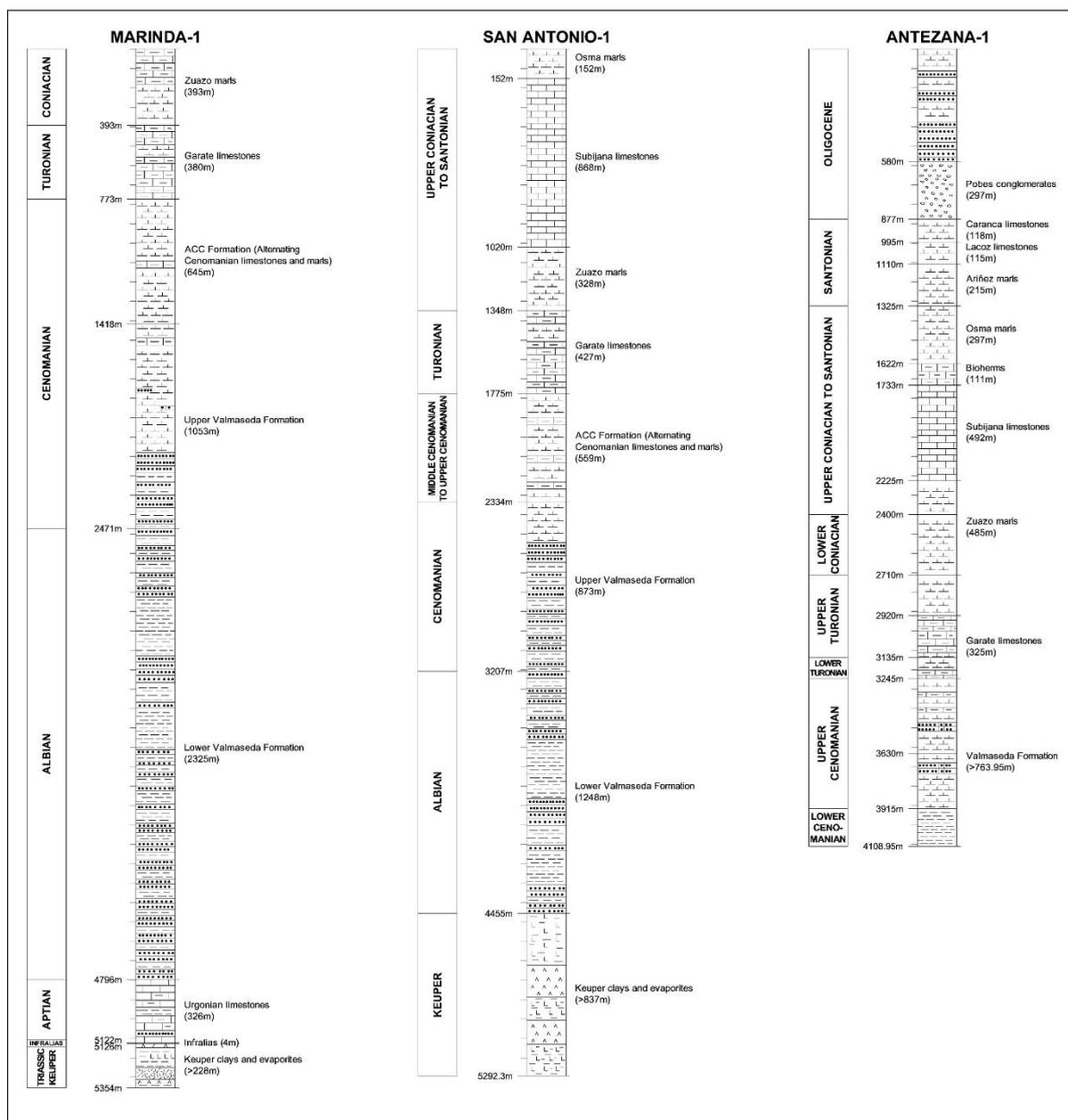


Figura 3.2. Testigos de los sondeos de Marinda-1 (UTM: X=505200; Y=4746696.1400), San Antonio-1 (UTM: X=503976; Y=4742665) y Antezana-1 (UTM: X=509765; Y=4736674) (extraído de FRANKOVIC, 2010).

- Sobre el Aptiense se sitúa el **Albiense-Cenomaniense Inferior**, que aflora en amplias superficies del núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón, particularmente en los sectores de Valderejo y San Zadornil-Barrio. Consiste en una serie clástico-terrágena de unos 800 m. de potencia, formada por una alternancia de limos, arenas, areniscas, conglomerados y algunas intercalaciones arcillosas, todos ellos asociados a ambientes transicionales de llanuras litorales a dominios deltaicos (figura 3.3). Este conjunto se identifica, a nivel peninsular, como "facies Utrillas". Los materiales se acuñan hacia el NO, en el sector de Valderejo, donde pasan progresivamente a estar constituidos por calizas y margas.



Figura 3.3. Facies Utrillas (Cretácico inferior) en el núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón. En la imagen de la izda. puede observarse un crestón típico de conglomerados silíceos; la imagen dcha. ofrece una perspectiva más amplia de la secuencia detrítica.

- Sobre la unidad anterior se encuentra el **Cenomaniense**, que aflora en todos los sectores del núcleo anticlinal. Se trata de un nivel de escasa potencia (200 m. aprox.) que localmente se encuentra fuertemente dolomitizado, sobre todo en el sector de Sobrón. Los primeros 50 m. desde la base del conjunto corresponden a una sucesión de areniscas y arcillas; por encima de este nivel aparecen calcarenitas bioclásticas impuras, muy ricas en Orbitolinas, que se extienden hasta el techo del conjunto, si bien cerca del techo existe un tramo margoso.
- Por encima del Cenomaniense se sitúa el **Turonense**, que alcanza un espesor total de unos 150 m. y da lugar a extensos afloramientos en el núcleo del anticlinal, particularmente en el sector de Valderejo. Litológicamente está compuesto por margas grises estratificadas en lechos finos que albergan intercalaciones de calizas micríticas. Estos materiales pueden llegar al Coniaciense inferior.
- A techo de las margas previamente descritas descansa el resto de la serie del **Coniaciense**. Este conjunto aflora de forma muy destacable en ambos flancos de los anticlinales de Valderejo-Sobrón y de Cuartango, culminando los relieves más

importantes y constituyendo uno de los principales rasgos morfológicos del ámbito estudiado. Los materiales son fundamentalmente calizas finas grisáceas (de grano fino) y calcarenitas (grano medio-grueso), con intercalaciones de margas progresivamente más presentes hacia el techo de la unidad. El conjunto alcanza aproximadamente los 200 m. de espesor.

- La unidad inmediatamente superior pertenece al **Santoniense**, conjunto que aflora en amplias superficies de la zona estudiada, concretamente en los flancos de los dos pliegues principales y también en el flanco meridional del anticlinal de Cuartango. El tramo inferior-medio está compuesto por margas (nodulares o laminares) grises y amarillas que contienen una potente intercalación calcarenítica con presencia de *Lacazinas* hacia el techo; su espesor, aunque es variable, alcanza los 200 m. en la sección de Sobrón. Por encima aparece el tramo medio-superior, cuyo espesor oscila entre los 80 y los 150 m.; este tramo está formado por calcarenitas bioclásticas de tonos beige-rojizos que, otra vez, contienen *Lacazinas*. Continuando hacia el techo aparece un nuevo nivel de margas calcáreas con una potencia de 40 a 80m. Por último, culminando todo el conjunto, se sitúa una serie litológicamente heterogénea que alcanza la base del Campaniense y que contiene calizas, calcarenitas, margas e intercalaciones puntuales de arcillas, con un espesor de entre 150 y 250 m.
- A techo de la unidad anterior aparece el **Campaniense**, que aflora únicamente en el flanco septentrional del sinclinal, concretamente en la confluencia entre los sectores de Bóveda y de Corro-Atiega (figura 3.4). Cabe destacar que en su borde oriental la unidad se ve truncada lateral y verticalmente (hacia su techo) bajo la discordancia erosiva de los conglomerados terciarios; asimismo, los valores de potencia van disminuyendo de ONO a ESE. El tramo inferior-medio está formado por una intercalación de margas y calizas arcillosas con un espesor de 60 m. observado en la sección de Angosto-Osma. Por encima se sitúa el Campaniense superior, que consiste en una alternancia de arenas, areniscas calcáreas poco cementadas (de tonos rojizos, amarillentos y grisáceos) y microconglomerados, compuestos por cantos de cuarzo y feldespatos potásicos con espesor métrico, de tal manera que el espesor total registrado en la citada sección es de unos 100m.



Figura 3.4. Arenas rojizas del Campaniense superior bajo una incipiente cubierta edáfica (tonos grises), localizadas en el flanco septentrional del sinclinal de Miranda-Treviño (Peña Lisa). Obsérvese la presencia notable de cantos de cuarzo de tamaño milimétrico a centimétrico

- Sobre el Campaniense se dispone el **Maastrichtiense**, compuesto por calizas y calcarenitas bioclásticas muy fosilíferas (con Rudistas de diferentes especies), de tonos blancos, amarillentos y rojizos, con tramos localmente margosos. Sus afloramientos se localizan exclusivamente en el flanco septentrional del sinclinal, en el sector Corro-Atiega. Los espesores registrados alcanzan los 30 m. en la sección de Angosto-Osma y se observa que son gradualmente mayores hacia el NO. Al igual que sucede con el Campaniense, la unidad queda interrumpida hacia el E por los conglomerados terciarios discordantes, concretamente a la altura de la carretera A-4319.
- Por encima de la secuencia cretácica descrita se sitúa el Terciario, cuyo nivel inferior corresponde al **Paleoceno**. Esta unidad aflora en el núcleo y el flanco septentrional del sinclinal (figura 3.5) y, al igual que sucede con las dos unidades anteriores, desaparece hacia el E bajo la discordancia de los conglomerados terciarios, aproximadamente a la altura del convento de Angosto. Está constituida por tres tramos, uno de margas grises en la base, otro de calizas dolomíticas y dolomías sacaroides con gran continuidad (de 25 a 30 m de espesor), y un tercero de margas dolomíticas blancas; estos tres niveles corresponden, respectivamente, al Daniense, Montiense y Thanetiense (BACETA, 1996).



Figura 3.5. Facies relativas al Paleoceno en el sinclinal de Miranda-Treviño. En la imagen de la izda. puede observarse un crestón típico de dolomías, localizado en las proximidades de la localidad de Corro; en la imagen dcha. se observa el mismo nivel dolomítico aflorando en el valle de Valparaíso (Villanueva de Valdegovía).

- Con posterioridad, tras el depósito de la unidad marina anteriormente descrita, se produce una etapa de levantamiento y erosión originada por la tectónica alpina, y se instaura una cuenca continental en la que se deposita una secuencia detrítica conocida como el **Terciario Continental**. Esta unidad da lugar a una discordancia angular, cartográfica y erosiva que forma un ángulo de unos 10-15 grados con el substrato, de tal manera que estos materiales se sitúan sobre distintos tramos del Paleoceno y del Cretácico superior (Santonense). Los afloramientos se localizan exclusivamente en el núcleo y flancos del sinclinal. En los sectores de San Millán-Villanañe y Espejo, sobre las dolomías paleocenas, se encuentra una serie de lentejones de conglomerados de distribución irregular (Eoceno-Oligoceno), morfología progradante y espesores variables (70 m. a la altura de Villanueva); presentan cantos calizos de diámetro centimétrico a pluridecimétrico y se intercalan con niveles de limolitas, arcillas arenosas, calcarenitas y calizas lacustres (figura 3.6). A techo se sitúa un tramo (Oligoceno-Mioceno inferior) de unos 150 m de espesor, compuesto por arcillas arenosas rojizas con intercalaciones de limolitas y conglomerados, aunque de menor entidad en cuanto a potencia y extensión lateral.



Figura 3.6. Detalle de la secuencia alternante de limos (L), conglomerados (Cg) y calcarenitas (Cc) del Terciario continental. Obsérvese la morfología localmente canaliforme del paquete conglomerático, que se corresponde con el lecho de un paleocanal.

- A techo se sitúa un nivel de margas con intercalaciones cíclicas de calizas blancas que contienen gasterópodos lacustres del Mioceno superior; estos materiales reposan en discordancia sobre la unidad inferior. Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinal y da lugar a pequeños cerros que constituyen relieves invertidos situados en torno al eje del pliegue. Los espesores máximos llegan a superar los 200 m.
- Por encima de las unidades anteriores se sitúa el **Cuaternario**, unidad compuesta fundamentalmente por depósitos superficiales de origen aluvial, coluvial y mixto. Su descripción detallada será abordada en el apartado 3.5.

3.4.2. ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural cabe destacar que el área investigada se encuentra atravesada por dos pliegues principales, anticlinal de Valderejo-Sobrón y sinclinal de Miranda-Treviño, y un tercer pliegue de menor entidad, el anticlinal de Quartango.

Sobre el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño se dispone una extensa cubeta intramontañosa continental de edad terciaria, rellena por sedimentos de tipo fluvial y lacustre-palustre. La dirección general de la estructura es E-O y sus dimensiones alcanzan los 60 x 20 km. aproximadamente. El tramo del pliegue que afecta al ámbito estudiado comprende, de forma aproximada, desde su terminación occidental hasta las inmediaciones del diapiro de Salinas de Añana. En la mayor parte del área se observa una notable asimetría, con un flanco meridional casi vertical, mientras que el septentrional muestra buzamientos mucho menores (10-20°). Por otra parte, el cierre perisinclinal es abierto y suave, mostrando buzamientos casi horizontales en el sector de Bóveda-La Horca.

El anticlinal de Valderejo-Sobrón, también denominado anticlinal de Lahoz-Barrio en la bibliografía previa, queda encuadrado en su práctica integridad dentro del ámbito estudiado, ocupando todo su sector suroccidental. Se trata de un pliegue elongado de dirección principal NO-SE, con unas dimensiones de 27 x 5 km. aproximadamente; se caracteriza por tener una morfología típica "en caja" con dos charnelas principales que se localizan en los flancos de la estructura, lejos del eje anticlinal. Otro rasgo destacable viene dado por su marcada asimetría, ya que posee un flanco septentrional notablemente más abrupto (con tramos en posición vertical-subvertical) que el meridional (con buzamientos nunca superiores a los 45 grados). La terminación de la estructura hacia sus extremos se resuelve con dos cierres periclinales con suaves buzamientos, en el valle de Losa hacia el NO (en las inmediaciones de la localidad de San Pantaleón) y en la depresión de Miranda de Ebro hacia el SE (en torno a la localidad de Bozoo). En el núcleo del anticlinal se observa un sistema de fallas con direcciones principales E-O y SSO-NNE; dichas fallas parecen estar relacionadas con accidentes tectónicos anteriores a la fase de plegamiento. Como consecuencia de los movimientos halocinéticos ligados al Keuper, este anticlinal ya constituía un alto paleogeográfico previo a la orogenia alpina, con una vergencia probable hacia el NE. Se trata por tanto de una estructura previa que posteriormente fue acentuada durante la fase pirenaica.

El anticlinal de Cuartango, también conocido como anticlinal de Zuazo, aparece de forma muy parcial en sector nororiental de la zona estudiada, afectando a las calizas del Coniacense. Es un pliegue de escasa entidad, con buzamientos bajos en sus flancos (5-10 grados). Tiene una dirección ENE-OSO y unas dimensiones de 20 x 5 km. aproximadamente; se extiende desde el valle del Tumecillo hasta la Llanada Alavesa, dando lugar a las sierras de Árcamo y Badaya y al valle-combe de Cuartango.

3.5. Unidades y sectores morfoestructurales

Considerando que es el factor tectónico-estructural el que mayor incidencia tiene en la organización del relieve en el ámbito de estudio, se ha decidido organizar las descripciones geológicas y geomorfológicas atendiendo a las unidades morfoestructurales principales. En consonancia con los dominios litoestructurales anteriormente señalados, se reconocen tres unidades morfoestructurales (de NO a SE): anticlinal de Cuartango, sinclinal de Miranda-Treviño y anticlinal de Valderejo-Sobrón (denominado anticlinal de Lahoz-Barrio por otros autores).

Estas unidades principales han sido subdivididas distinguiendo los respectivos flancos y núcleos que componen las estructuras de plegamiento, dando lugar a un total de seis unidades (figura 3.7). Asimismo, la disposición territorial marcadamente elongada de las unidades establecidas ha hecho necesaria su fragmentación en diferentes sectores atendiendo a los cambios fisiográficos y/o litológicos más significativos que acontecen en cada caso. De este modo se ha buscado una mayor precisión en la contextualización geográfica de las descripciones geológicas y geomorfológicas de cada unidad. Las formas descritas para cada sector aparecen recogidas, en su gran mayoría, en el Mapa Geomorfológico del valle de Valdegovía a escala 1:25.000 (anexo 1.2).

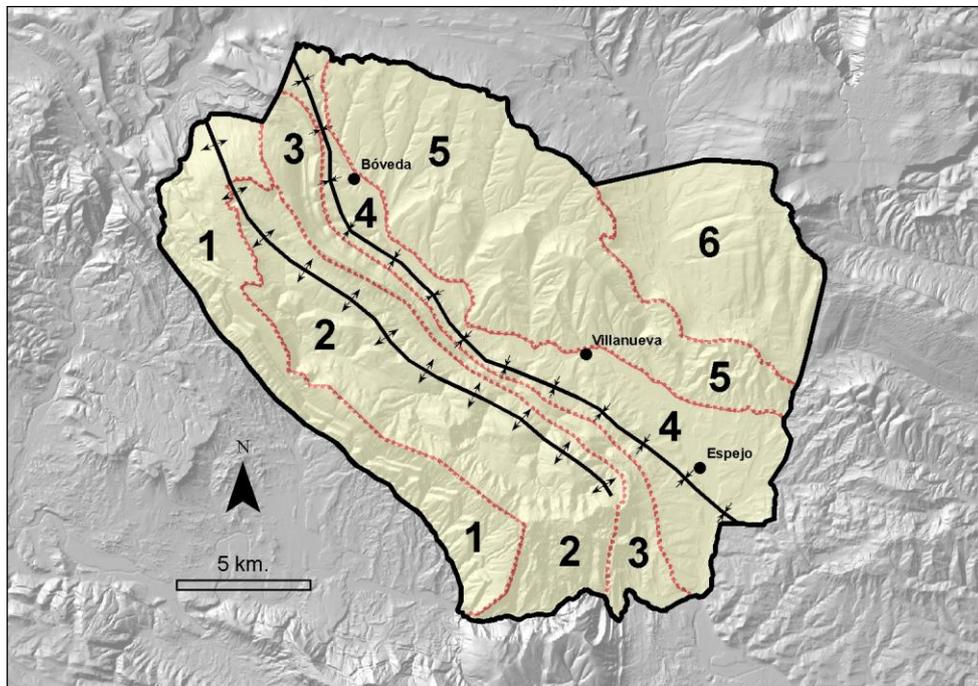


Figura 3.7. Unidades morfoestructurales y ejes de las principales estructuras plegadas que afectan al ámbito de estudio: 1) Flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón; 2) Núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón; 3) Flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón; 4) Núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño; 5) Flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño; 6) Flanco suroccidental del anticlinal de Cuartango.

3.5.1. FLANCO SUROCCIDENTAL DEL ANTICLINAL DE VALDEREJO-SOBRÓN

Esta unidad morfoestructural se sitúa en los bordes occidental y suroccidental del área de estudio, continuando hacia el SO por el sinclinal de Tobalina (provincia de Burgos). La unidad ha sido dividida en dos sectores, los de Anderejo y Árcena, que se localizan respectivamente al O y E del río Purón (figura 3.8).

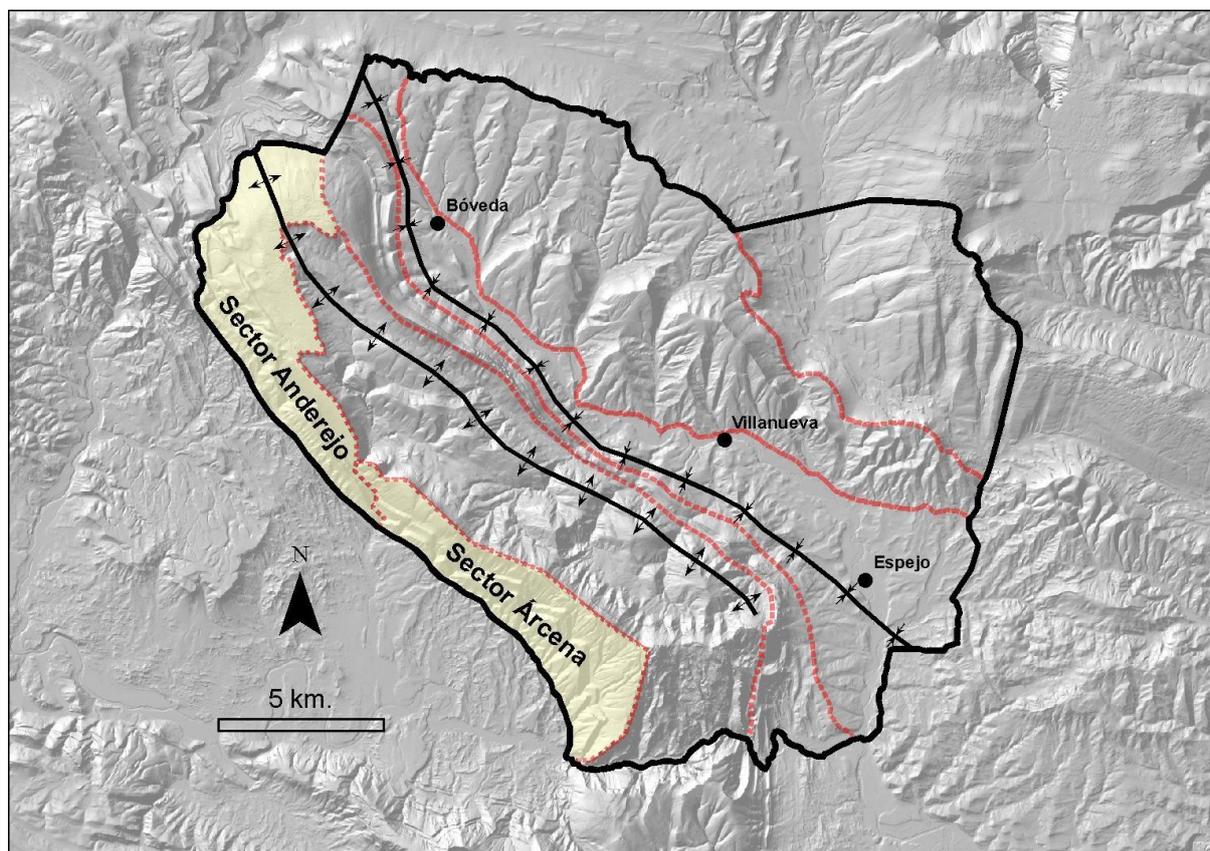


Figura 3.8. Localización del flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón y sectores que lo componen.

3.5.1.1. Sector Anderejo

3.5.1.1.1. Formas litoestructurales

Hacia el NO del desfiladero del río Purón, los relieves que culminan el flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón se van aproximando progresivamente hacia el eje de la antiforma y su cierre periclinal noroccidental (figura 3.9). Este marco estructural implica que las capas estén orientadas hacia el SO y los buzamientos vayan siendo gradualmente más suaves hacia el NO lo que, unido a la resistencia de los materiales propios de este sector, ha favorecido el desarrollo de amplias superficies estructurales (figura 3.10), que alcanzan su máxima expresión en los parajes de San Lorenzo, Anderejo, Coronas y Los Cajuelos, donde las capas se disponen de forma subhorizontal ($5^{\circ} < \beta < 10^{\circ}$). Hacia la zona oriental del cierre periclinal las capas se disponen horizontalmente o se inclinan muy levemente hacia el NE, tal y como puede observarse en la cima de Recuenco (1.241 m) y en los acantilados de El Gustal. La plataforma de Anderejo constituye un bloque levemente hundido que, hacia el O, queda delimitado por un escarpe asociado a una falla normal de dirección N150 (salto de 30-40 m), cuyo trazado es paralelo al eje del pliegue.

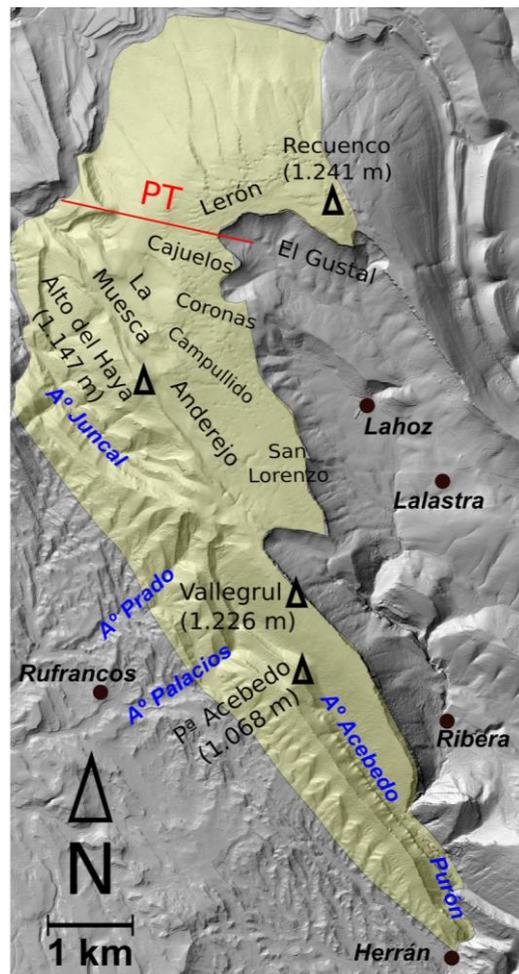


Figura 3.9. Esquema general del sector de Anderejo y perfil topográfico (PT, consultar figura 3.11).

Estas superficies contrastan con el inclinado ($15^{\circ} < \beta < 35^{\circ}$) dorso estructural que une, en sentido NE-SO, las cumbres de Vallegrul con el talweg del arroyo Acebedo. El buzamiento de este dorso experimenta un incremento hacia el SO en el tramo intermedio de la vertiente ($\Delta\beta = +20^{\circ}$) dando lugar a una convexidad en la pendiente, la cual corresponde a la charnela suroccidental de la característica estructura "en caja" que define la antifforma. Hacia el NO, a la altura de la plataforma de San Lorenzo-Anderejo, la expresión morfológica de esta charnela queda enmascarada por la falla anteriormente descrita.



Figura 3.10. Vista de la plataforma estructural de Recuenco-Lerón, localizada en el cierre perianticlinal de Valderejo, sobre calizas coniacienses.

Entre ambas superficies estructurales (unos 300 m al N de la peña de Vallegrul), hacia el término de El Aguillo, se localiza otra falla de dirección N105 que intersecta con la anteriormente descrita. Ambas fracturas tienen su expresión morfológica en los escarpes que rodean el paraje de El Cubo, donde la dirección de las cornisas experimenta un brusco cambio de NO-SE a ONO-ESE, formando un pequeño fondo de saco en su base (arroyo Somonte).

Desde el punto de vista litológico, el sector está constituido por un nivel masivo de calizas bioclásticas coniacienses que, a techo, deja paso a una alternancia de calizas y margas santonienses. Si bien sobre la secuencia coniaciense se han desarrollado las superficies estructurales comentadas, los niveles margosos de la alternancia santoniense explican, por su parte, el mayor protagonismo del modelado fluvial en la evolución del relieve. Como consecuencia de ello la red hidrográfica ha labrado una red de profundos barrancos (alguno supera los 200 m de desnivel relativo) con un marcado control

estructural, entre los que destacan los arroyos de Acebedo y Juncal. Algunos de estos barrancos circulan ortoclinalmente siguiendo las litologías más blandas (arroyos de Acebedo, La Horca y Juncal), mientras que otros lo hacen de forma cataclinal dando lugar a una sucesión de tramos encajados y estrechos (*ruz*) hasta abandonar, en su tránsito hacia el Ebro, el flanco suroccidental del anticlinal (arroyos de Prado y Palacios).

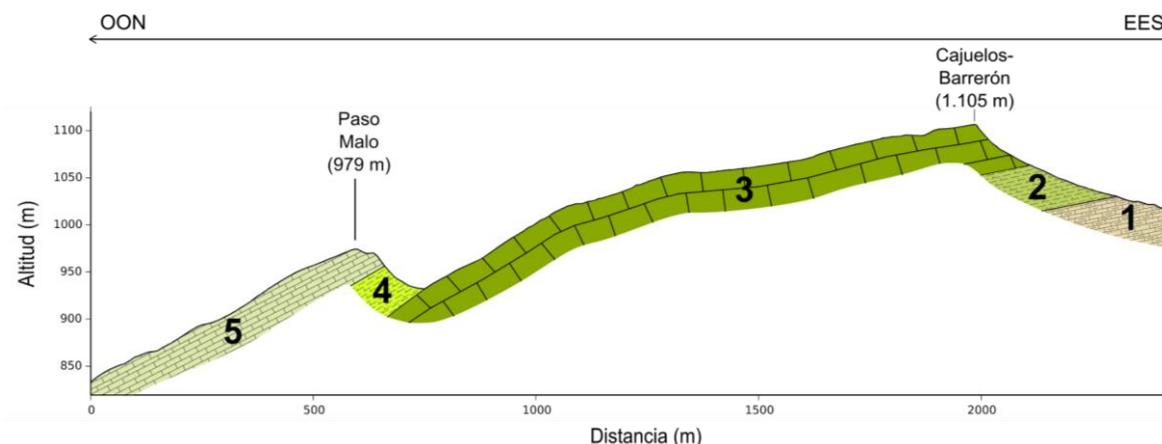


Figura 3.11. Perfil geológico-geomorfológico del cierre periclinal noroccidental del sector de Anderejo. 1. Calizas y margas (*Cenomaniense sup.*); 2. Margas (*Turonienne*); 3. Calizas (*Coniacienne*); 4. Margas (*Santoniense inf.*); 5. Calcarenitas (*Santoniense inf.-med.*).

Las vertientes situadas a ambos lados de los cursos ortoclinales destacan por su fuerte disimetría, de tal forma que las laderas opuestas a los dorsos constituyen frentes estructurales de perfil mucho más escarpado e irregular. Así, las laderas orientadas hacia el NE están morfológicamente constituidas por cornisas verticales, taludes muy inclinados (labrados sobre los niveles margosos) e incluso escarpes secundarios (estos últimos corresponden a crestones pluridecamétricos de calizas santonienses). Esta sucesión de relieves monoclinales y encajamientos cataclinales implica una configuración del relieve en la que las morfologías de tipo *chevron* adquieren gran protagonismo; estas formas se encuentran coronadas por cumbres destacables como la peña de Acebedo (1.068 m) o el alto de Cotalbo (1.019 m), las cuales constituyen dos magníficos ejemplos de *hogback* ($35^\circ < \beta < 40^\circ$).

Los sectores con valores de buzamiento más bajos se encuentran muy intensamente afectados por el modelado kárstico. En este contexto las formas exokársticas con una mayor impronta en el paisaje son las dolinas (figuras 3.12 y 3.14), cuya presencia se hace sentir especialmente en las plataformas subhorizontales desarrolladas sobre las

calizas coniacienses. Su distribución abarca desde el término de San Lorenzo hasta el entorno de Recuenco; en varios tramos la superficie del relieve se encuentra densamente ocupada por este tipo de depresiones llegando a constituirse extensos campos de dolinas como los de Coronas-Lerón (1,4 x 0,5 km.) o Campullido-Anderejo (1,9 x 0,7 km). Las morfologías en embudo son claramente predominantes, mientras que las dimensiones rara vez sobrepasan los 50 m de diámetro; la dolina más extensa de todo el sector se localiza en Campullido, es de fondo relativamente plano y tiene un diámetro de 150 m. Asimismo y de forma muy puntual, algunas de las dolinas coalescen para formar pequeñas uvalas, tal y como puede observarse en la zona de Recuenco-Lerón.



Figura 3.12. Pequeña dolina de fondo plano localizada en el paraje de Coronas-Lerón.

La organización y distribución de las dolinas se encuentra claramente controlada por la red de diaclasado, la cual ha favorecido una mayor incidencia de los fenómenos de disolución. Las direcciones principales son N140 (subparalela al eje anticlinal), N100 y N70; éstas determinan no sólo la disposición de las dolinas, sino también el trazado de los habituales "callejones" de disolución (*bogaz*) que concentran la escorrentía superficial allí donde las pendientes son ligeramente superiores. Estos corredores se localizan principalmente en tres zonas, una entre San Lorenzo y Vallegrul, otra en torno al Portillo de Coronas y una última en el cierre periclinal (Lerón-Recuenco); en esta última es donde se dan los corredores más profundos, ya que su formación responde a la coalescencia de grupos de dolinas linealmente dispuestas. Por otra parte, en los tramos en los que predominan los callejones de disolución frente a las dolinas se ha constatado un drenaje fundamentalmente superficial, así como la continuidad de estos corredores hacia otros cauces de mayor jerarquía, tal y como sucede en torno al Portillo de Coronas (flujo hacia el O) o entre San Lorenzo y Vallegrul (flujo hacia los cantiles situados al E); el lecho de estos corredores se encuentra impermeabilizado por arcillas residuales originadas por los fenómenos de disolución.

Si bien las dolinas son las depresiones kársticas dominantes en este sector, sí que conviene destacar la existencia de una pequeña cubeta en el término de La Muesca (dimensiones de 1x1 km aprox.) que contrasta con el perfil típico del dorso estructural. Su génesis responde principalmente a condicionantes de tipo litoestructural, ya que en este enclave convergen dos fallas de direcciones N150 (anteriormente descrita) y N100 (la cual modifica la geometría de los escarpes en torno al alto de Coronas). Estos accidentes han dado lugar a la formación de una zona de disolución preferencial que ha sido tapizada en su fondo por un recubrimiento de arcillas de descalcificación. Esta cubeta, aparentemente endorreica en origen, ha sido capturada por un pequeño barranco cataclinal que vierte sus aguas en el arroyo del Juncal. Por otra parte, en el término de La Horquilla se localiza otro pequeño polje estructural adosado a la misma falla de dirección N150, concretamente en la base de los escarpes del Alto de La Haya (1.147 m); sus dimensiones son de unos 0,6 x 0,4 km y su génesis responde a la convergencia de tres callejones de disolución que, gradualmente, se ensanchan hacia el O y NO.



Figura 3.13. Lapiaz de diaclasas desarrollado en calizas coniacienses horizontales (zona de Recuenco).

En cuanto a las formas exokársticas menores predomina el lapiaz de diaclasas (*Kluftkarren*), el cual aparece cubierto o semicubierto en la mayoría de las superficies (figura 3.13), dando lugar a hendiduras poco pronunciadas (5-30 cm), si bien en algunos casos llegan a sobrepasar el metro de profundidad (coincidiendo con las diaclasas más amplias); asimismo y de forma mucho más local, se encuentran lapiaces en surcos (*Rinnenkarren*) en algunos tramos somitales. La retícula subortogonal formada por las acanaladuras del lapiaz puede ser observada en los escasos sectores en que éste aflora

desnudo, concretamente junto a los cantiles desarrollados en las calizas coniacienses (Gustal, Recuenco, Coronas, San Lorenzo, etc.); en el resto de zonas los surcos se encuentran tapizados por un regolito de escaso desarrollo con vegetación herbácea-arbustiva.

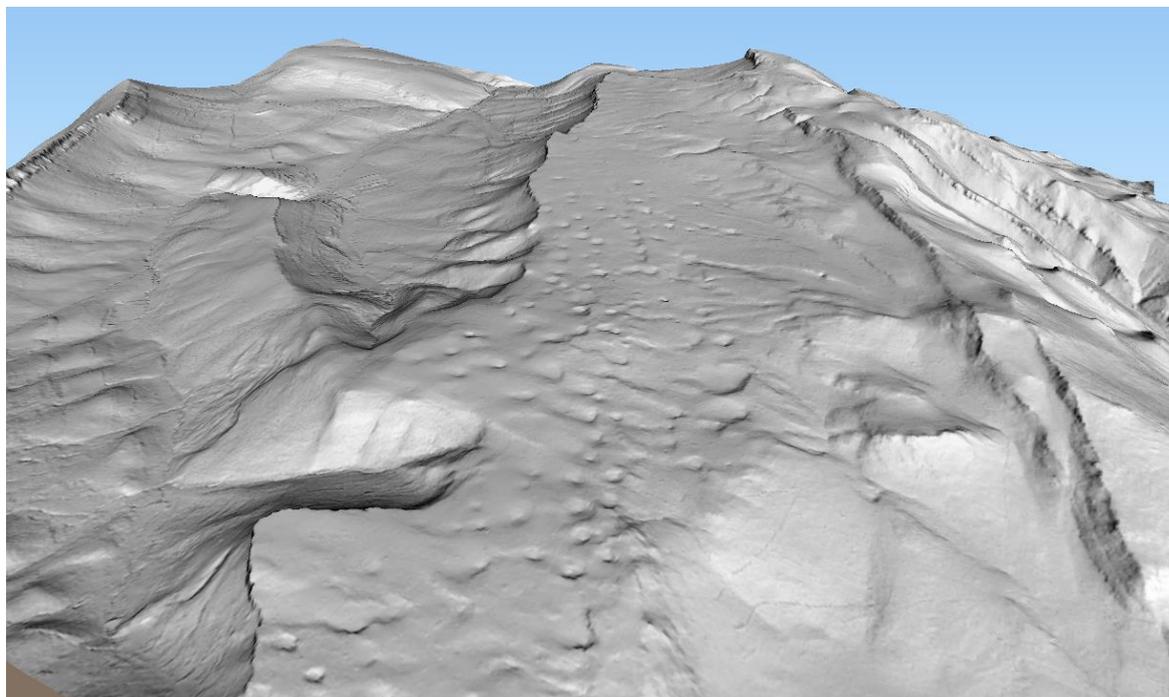


Figura 3.14. Reconstrucción tridimensional (a partir del MDT LiDAR) de las plataformas kársticas del sector de Anderejo (imagen orientada hacia el SE). En primer término, se aprecia el campo de dolinas de Campullido-Anderejo. En la parte derecha se aprecia un plano de falla de dirección N150 que delimita la plataforma por el O.

En lo que respecta a las formas subterráneas, el sector de Anderejo se encuentra horadado por un sistema endokárstico de escaso desarrollo, cuya evolución ha tenido lugar a favor de las principales líneas de debilidad tectónica (fallas y diaclasas). En este tipo de modelado también interviene el factor litológico: por una parte destacan los niveles de margas (santonienses) o margocalizas (coniacienses), cuya baja permeabilidad condiciona las direcciones preferentes del flujo en profundidad; por otra, se encuentran los tramos más dolomitizados de las formaciones carbonatadas, cuya elevada porosidad permite una circulación difusa del agua percolada a través de los intersticios abiertos por la propia dolomitización y por los incrementos de volumen a los que este fenómeno da lugar en el seno de las calizas. Las direcciones de flujo dominantes son hacia el NO en todo el cierre periclinal (hacia la unidad hidrológica del Jerea, en la provincia de Burgos) y hacia el SE en el dorso estructural de Vallegrul, de tal forma que la surgencia más importante del sector se localiza en las inmediaciones del pueblo de Herrán (caudal medio de 25 l/s; EVE,

1997). No se descartan otros aportes directos a los pequeños arroyos del sector, especialmente en los tramos que discurren en las zonas de contacto entre calizas y margas.

Un curioso ejemplo de sima se localiza en la misma cumbre de la Peña del Agujero (1.077 m), donde puede observarse un conducto subvertical relicto (actualmente no funciona como una forma de absorción), el cual forma una pequeña ventana natural atravesando el escarpe cimero.

3.5.1.1.2. Valle fluvial del río Purón

Aguas abajo del tramo margoso localizado en torno al despoblado de Ribera (sector de Valderejo, apartado 3.5.2.1) el río Purón se encaja en una diaclasa mayor de dirección N35 y adopta un trazado claramente cataclinal, en el que corta los duros crestones de calizas coniacienses. La sección del barranco se va estrechando hasta formar un pronunciado desfiladero (0,4 km de longitud y 120 m de desnivel máximo) que en sus tramos inicial y final se encuentra flanqueado por escarpes verticales. Tras superar el desfiladero y recibir por su margen derecha el caudal del arroyo Acebedo, el colector principal experimenta un brusco giro en ángulo recto y comienza su recorrido por el flanco suroccidental del anticlinal. A partir de dicho giro el cauce pasa a fluir ortoclinalmente, en sentido NO-SE, y forma un abrupto barranco con perfil en "v" durante 1 km aproximadamente, progresando por el contacto entre el techo de las calizas coniacienses y la base de las margas santonienses. Más adelante el trazado zigzagueante del río describe otros dos tramos cataclinales que seccionan los dos crestones de calizas santonienses para abrirse paso, a la altura del pueblo de Herrán, hacia la depresión de Tobalina y verter su caudal en el Ebro unos 6 km después.

En el conjunto de desfiladeros y barrancos labrados por el Purón desde Ribera hasta Herrán (figura 3.15) resultan particularmente destacables los depósitos tobáceos, cuyo registro y análisis sedimentológico ha sido llevado a cabo por GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI et al (1996, 2000a, 2000b y 2007). Estos autores señalan que, en este sector, las formaciones de tobas se localizan fundamentalmente en los fondos de valle, constituyendo un relleno sedimentario que alcanza en algunos puntos los 25 m de espesor, si bien su extensión superficial es reducida. El depósito consiste mayoritariamente en materiales alóctonos integrados por facies de cascada, biogénicas y detríticas, entre las cuales se intercalan algunos niveles de derrubios de ladera. En base a la datación, mediante técnicas de radiocarbono, de un total de cuatro muestras se establece que el inicio de la sedimentación tobácea tiene lugar en el comienzo del Holoceno (8.320 ± 40 B.P.), durante el Estadio Isotópico 1, extendiéndose al menos hasta el Subboreal (4.700 ± 40 B.P.), si bien existen algunas intercalaciones coluviales que indican ciertas interrupciones en el proceso

de sedimentación; su contexto paleoambiental corresponde a fases biotásicas con un clima cálido y húmedo que han favorecido los procesos de karstificación en el ámbito mediterráneo y, más concretamente, en la cuenca alta del Ebro (LLANOS et al., 1998; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI et al., 2010). Posteriormente tiene lugar una fase de incisión y encajamiento de la red fluvial que afecta a los rellenos tobáceos, dando como resultado un nivel de terraza que actualmente conecta con el lecho del río formando escarpados taludes; a juicio de los autores, esta última fase morfogénica podría estar explicada por factores antropogénicos, ya que en este sector las primeras ocupaciones humanas pudieron tener lugar en el Neolítico, en forma de pequeños grupos pastoriles que encontraron un territorio propicio para el desarrollo de sus actividades.



Figura 3.15. Panorámica del río Purón en el tramo localizado entre Ribera y Herrán. El cauce se sitúa en el contacto entre las calizas coniacienses (margen izda.) y las margas de la base del Santoniense (margen dcha.). En la parte inferior de la imagen puede observarse el relleno tobáceo principal que, debido a las últimas fases de incisión fluvial, aparece formando un pequeño nivel de terraza en el fondo de valle. En la margen derecha del río se observan asimismo los derrubios de vertiente situados sobre los taludes santonienses.

3.5.1.1.3. Depósitos superficiales y regolito

Debido a la dureza de los materiales y al predominio de las formas litoestructurales, los depósitos superficiales son minoritarios en este sector. De hecho, éstos se restringen casi exclusivamente a los frentes de los relieves monoclinales y a algunas depresiones de origen kárstico. Así pues, los depósitos coluviales son las acumulaciones que alcanzan una mayor extensión superficial en el sector. Éstos se localizan en el frente de cuesta labrado en la secuencia santoniense donde aparecen tapizando los taludes margosos, los cuales

conectan dos abruptos escarpes de calcarenitas con los fondos de los barrancos de Acebedo y Prado. En la base del escarpe carbonatado inferior (Santoniense med.-inf.) se sitúa una estrecha franja de canchales cuyo desarrollo vertiente abajo nunca sobrepasa los 50 m de longitud, ocupando un rango altitudinal entre los 850-1.050 m (con valores de pendiente se sitúan en torno a los 30°); estos depósitos están integrados por cantos angulosos de granulometría centimétrica-decimétrica y responden a procesos cíclicos de hielo-deshielo.

Al pie de la cornisa calcarenítica superior (Santoniense sup.) y de dichos canchales se extiende un conjunto de coluviones formados por derrubios matriz-soportados de espesor indeterminado (debido a la ausencia de afloramientos), los cuales están texturalmente compuestos por clastos de diámetro centimétrico-decimétrico englobados en una matriz limo-arenosa. Estas últimas formaciones han sido señaladas anteriormente por GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI et al (2007) en los estudios ya señalados sobre los edificios tobáceos del río Purón. Todo este conjunto de formaciones coluviales tiene continuidad hacia el SE por los sectores de Árcena (apartado 3.5.1.1) y Nograro-Bachicabo, donde serán tratados con mayor detalle (apartado 3.5.3.2).

Las principales depresiones relacionadas con fenómenos de disolución kárstica también dan lugar, aunque de forma muy local, al desarrollo de recubrimientos superficiales constituidos fundamentalmente por arcillas de descalcificación, tal y como sucede en los parajes de La Muesca y La Horquilla. La potencia de estos depósitos es, sin embargo, poco significativa ya que rara vez sobrepasa el metro de espesor. Los rellenos de arcillas también tapizan los fondos de la mayoría de las dolinas del sector, particularmente de aquellas con morfología en cubeta y fondo plano.

Por su parte, los fondos de los barrancos y vaguadas de mayor desarrollo también se encuentran tapizados por rellenos de morfogénesis mixta (aluvial-coluvial), cuya extensión superficial es sin embargo muy reducida. Los mayores espesores se localizan en los cursos cataclinales de Prado y Palacios, donde los rellenos llegan a superar localmente los 2 m de potencia. Debido a las fuertes pendientes de las vertientes contiguas, algunas vaguadas se encuentran ocupadas en sus cabeceras por pequeños conos de deyección que, por sus reducidas dimensiones, no han sido reflejados en la cartografía geomorfológica; el más destacable de todos ellos se localiza en la cabecera del barranco de Palacios (150 x 50 m), donde además se observan profundos surcos de arroyada que conectan con el ápice del cono y canalizan los aportes de material procedentes de los sectores somitales.

En consonancia con la presencia minoritaria de depósitos superficiales y el predominio de litologías carbonatadas a lo largo y ancho del sector, el regolito se caracteriza, de forma general, por su escasa extensión superficial y bajo grado de desarrollo. Al margen de las superficies karstificadas, donde el regolito es raquíptico o está

ausente, los horizontes superficiales más frecuentes son de tipo A/C, aunque de forma local también se observan horizontes A (estos últimos principalmente sobre sustrato margoso). Los espesores oscilan, de forma general, entre los 15 y 70 cm, de tal manera que los mayores valores se alcanzan a techo de las formaciones coluviales descritas y en los fondos de los principales barrancos del sector (Acebedo, Palacios, Juncal, etc.). En las zonas ocupadas por formaciones coluviales estos horizontes contrastan con los depósitos subyacentes por la tonalidad notablemente más oscura de su fracción fina, rasgo que se atribuye a un mayor contenido de materia orgánica en los niveles más superficiales.

3.5.1.2. Sector Árcena

3.5.1.2.1. Formas litoestructurales

Hacia el SE del desfiladero del río Purón, el flanco suroccidental del anticlinal constituye un relieve estructural compuesto, cuya expresión morfológica consiste en una sucesión de frentes y reversos que descienden conjuntamente hacia el valle de Tobalina. Al igual que en el sector de Anderejo, aquí afloran los materiales del Coniaciense (calizas) y Santiense (alternancia de calizas y margas). Asimismo, los tramos distales del relieve estructural están constituidos por otra sucesión de calizas, dolomías, areniscas rojas y margas campanienses y una última orla exterior de facies terrígenas del terciario continental (afloran en el mismo núcleo de Herrán de Tobalina); estos últimos materiales se encuentran en discordancia angular sobre las facies campanienses. Hacia el SE se observa un grado de dolomitización gradualmente mayor en las formaciones carbonatadas y, muy particularmente, en las facies coniacienses, tal y como sucede en el entorno de la peña de La Mota; también se ha constatado un relativo adelgazamiento, hacia el SE, de los niveles margosos.

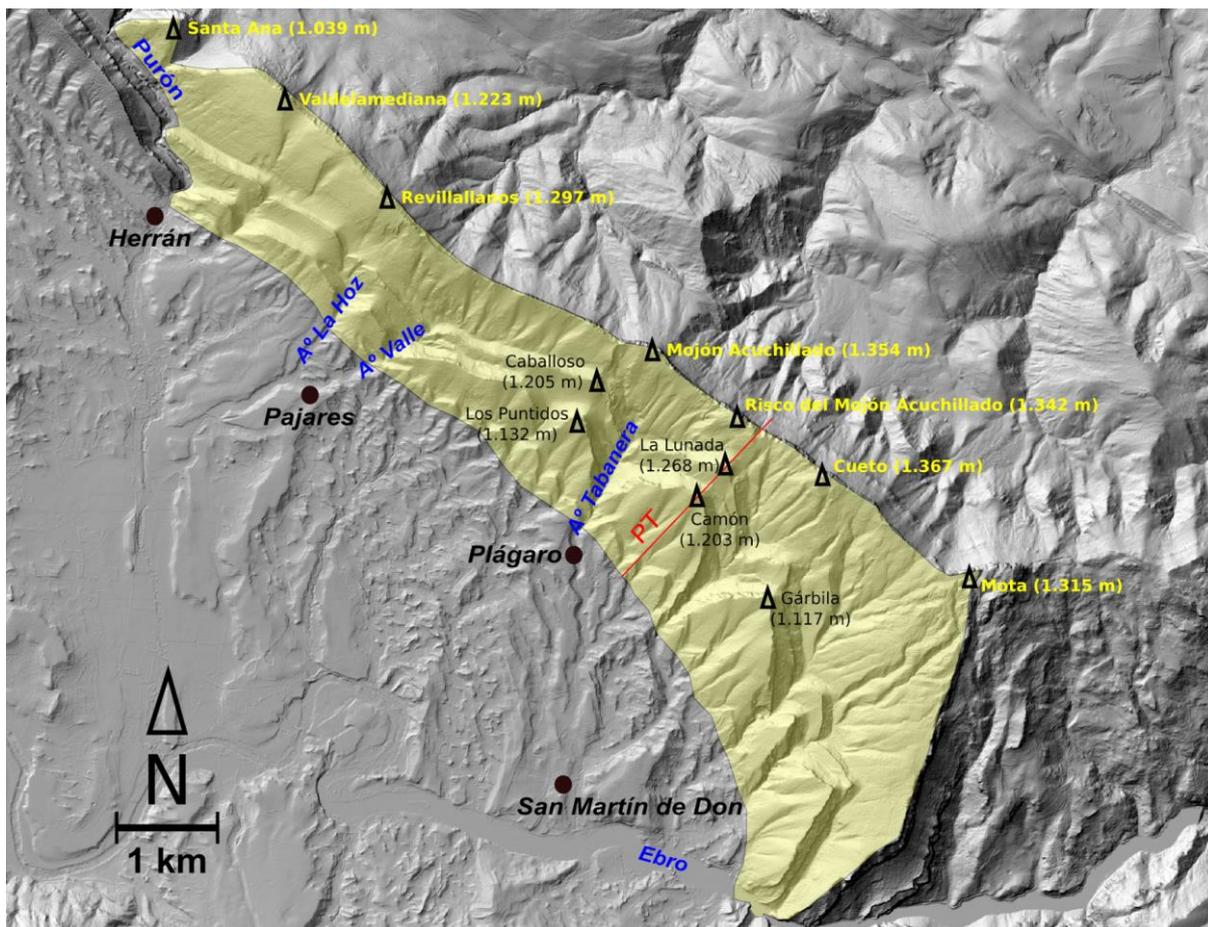


Figura 3.16. Esquema general del sector Árcena y perfil topográfico (PT, consultar figura 3.17).

Por otra parte, a nivel tectónico destacan un sistema de diaclasas de dirección NE-SO (los valores oscilan entre N30 y N40) que controla el desarrollo de los principales barrancos del sector. Los

ejemplos más paradigmáticos de este control estructural se encuentran en el desfiladero del Purón, los collados de Santa Ana y Valdelamediana y en los "angostos" formados por los cursos cataclinales. El diaclasado también afecta a la evolución y morfología de los acantilados calizos, los cuales muestran frecuentes cambios de dirección en su trazado que, sin embargo, rara vez alcanzan el hectómetro de longitud; este factor explica asimismo la existencia de frecuentes grietas, callejones y hundimientos relativos que afectan a las principales divisorias y llegan a alcanzar desniveles decamétricos (p. ej., en el Portillo de Nograro).

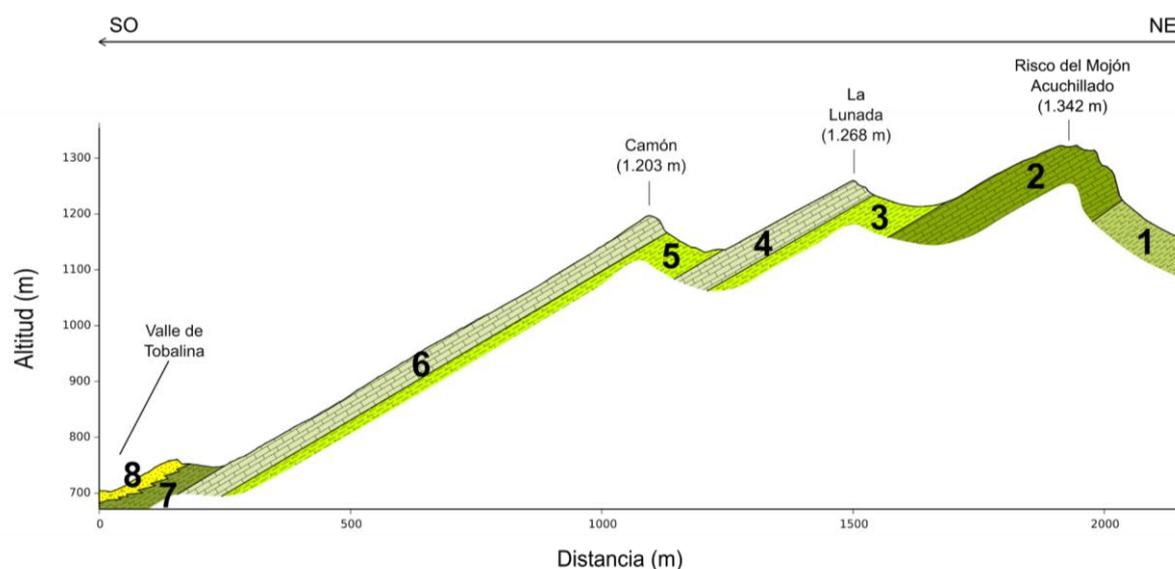


Figura 3.17. Perfil geológico-geomorfológico del tramo central del sector de Árcena. 1. Margas (Turonense); 2. Calizas (Coniaciense); 3. Margas (Santoniense inf.); 4. Calcarenitas (Santoniense inf.-med.); 5. Margas (Santoniense med.-sup.); 6. Calcarenitas (Santoniense sup.); 7. Margas (Campaniense); 8. Conglomerados (Terciario continental).

Los buzamientos son, en general, más elevados que en el sector de Anderejo, llegando en algunos puntos a los 40-45 grados de inclinación (sentido SO). Por lo tanto, según la clasificación de VIERS (1974), este conjunto de relieves han de ser considerados como *hogbacks* debido a la inclinación moderada-fuerte de las capas (los valores se encuentran dentro del umbral de 30-70° propuesto por este autor). Las calizas coniacienses constituyen la rampa principal, la cual alberga, en su tramo somital, las mayores elevaciones del ámbito de estudio (figura 3.18), entre las que destacan las peñas de Revillallanos (1.297 m), Mojón Acuchillado (1.354m), Cueto (1.367 m) y La Mota (1.315 m); la pendiente de este dorso es levemente inferior (30-35°) a la inclinación de las capas, lo que explica el predominio de las superficies subestructurales. Por otra parte, es en este sector donde los relieves estructurales de tipo *chevron* alcanzan una mayor entidad. Éstas facetas triangulares se han desarrollado sobre los dos

crestones calizos de la secuencia santoniense, dando lugar a elevaciones de considerable prominencia entre las que destacan Cabaloso (1.205 m), Los Puntidos (1.132 m), La Lunada (1.268 m), Camón (1.203 m), Sorrozuela de Gárbila (1.128 m) y Gárbila (1.117 m). A techo de estos niveles también se desarrollan otros chevrons de menores dimensiones, fundamentalmente sobre calizas campanienses, tal y como puede observarse al NE del despoblado de Plágaro. Así pues, los dorsos de estos chevrons constituyen las superficies estructurales de mayor extensión en este sector, si bien existen muchos tramos donde el arroyamiento concentrado ha disectado longitudinalmente las vertientes.

En los reversos de calizas coniacienses la dolomitización se manifiesta localmente a través de rupturas de pendiente y pequeños escarpes (desniveles plurimétricos) de morfología subcircular que incrementan la irregularidad del perfil de las vertientes; al pie de estas discontinuidades habitualmente se extienden taludes de derrubios de escasa entidad (apenas superan los 100 m de longitud). Las formas erosivas ligadas a las dolomías alcanzan su máxima expresión en las vertientes que descienden desde la cumbre de La Mota hacia el S; en estos tramos se observa, bajo un espeso manto vegetal, una densa red de profundos surcos de arroyada, los cuales llegan a formar algunos barrancos cuyo encajamiento alcanza los 30-40 m de desnivel.



Figura 3.18. Vista panorámica (hacia el SE) del flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón, desde la cumbre de Revillallanos. Se observa la secuencia de reversos y frentes estructurales que caracteriza a este sector. Hacia la izquierda de la imagen afloran las calizas coniacienses, que constituyen el dorso principal, mientras que hacia la parte derecha aparecen las cornisas y taludes compuestas por calizas y margas santonienses. En último término se divisa el valle sinclinal de Tobalina y los relieves de Umión.

La red hidrográfica, por su parte, también muestra un intenso control litoestructural. Así, las cabeceras de los barrancos se localizan mayoritariamente en el dorso labrado sobre las calizas coniacienses, describiendo breves tramos cataclinales (rara vez superan el kilómetro de longitud) a favor del diaclasado mayor (las direcciones varían de N25 a N35); como resultado se ha desarrollado un sistema de torrenteras subparalelas (de dirección aprox. NE-SO) con marcada incisión lineal, cuya densidad va aumentando de NO a SE en respuesta al comentado cambio lateral hacia facies más dolomitizadas. Al alcanzar los niveles margosos de la base del Santoniense, estos cursos desembocan

en cauces subortoclinales de mayor jerarquía (fluyen en sentido EES-OON o NNO-SSE), los cuales discurren incidiendo los paquetes margosos. Finalmente, los colectores principales (arroyos de La Hoz, El Valle y Tabanera) vuelven a adoptar un trazado cataclinal y rectilíneo hacia el SO cortando los crestos santonienses a favor de las diaclasas más amplias; como consecuencia de ello, los barrancos progresan hacia el exterior del anticlinal formando varios estrechamientos o "angostos", hasta alcanzar la depresión de Tobalina y verter sus aguas en el Ebro.

A pesar de que el sector se encuentra mayoritariamente ocupado por facies carbonatadas, el modelado kárstico tiene un protagonismo sensiblemente menor que en el sector de Anderejo. De hecho, las formas exokársticas mayores brillan por su ausencia, mientras que las diaclasas representan las únicas formas de absorción reconocidas en el sector. Por otra parte, en los tramos culminantes de los *hogback* labrados en calizas se observan superficies de lapiaz semicubierto (localmente desnudo) de tipo *Kluftkarren*, formando callejones de disolución a favor de las diaclasas mayores ya comentadas. El desarrollo del lapiaz alcanza su mayor grado sobre las superficies estructurales y con pendientes moderadas.

Las formas endokársticas, por su parte, tienen un escaso desarrollo, siendo el manantial de Herrán la única surgencia relevante en cuanto a caudales (superiores a 50 l/seg); existen asimismo otros manantiales de menor importancia, como el de la fuente de San Sebastián, localizado a 1,5 km de la localidad de San Martín de Don y otras pequeñas fuentes ubicadas en las inmediaciones del despoblado de Plágaro. El limitado desarrollo del modelado kárstico tanto en superficie como en profundidad parece tener relación con los fuertes buzamientos que se registran en el sector; asimismo, la propia dolomitización de las facies carbonatadas es un factor que, además de permitir la circulación hídrica por su porosidad, favorece una aceleración de los procesos erosivos, lo que implica un menor desarrollo vertical y longitudinal de los sistemas endokársticos.

3.5.1.2.2. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito

La sucesión de relieves conformes a la estructura y su topografía escarpada son factores que explican el claro protagonismo de los derrubios de vertiente y formaciones coluviales en este sector, donde el resto de depósitos superficiales son minoritarios. Estas acumulaciones se localizan casi exclusivamente en los frentes de cuesta labrados en la secuencia litológica del Santoniense (figura 3.19). Sobre éstos materiales se ha desarrollado un sistema de taludes orientados fundamentalmente hacia el NNE y ENE que se encuentran tapizados por los detritos procedentes de las cornisas superiores de calcarenitas y calizas. Las formas de acumulación principales consisten en canchales y formaciones coluviales. Cabe pensar también en la presencia local de derrubios estratificados en los taludes santonienses, al igual que sucede en los sectores de Anderejo y Nograro-Bachicabo, si bien en este

sector no se han encontrado afloramientos que confirmen su existencia. Asimismo, es probable que estos depósitos se encuentren fosilizados por otras formaciones coluviales más recientes, tal y como sucede en el sector de Nograro-Bachicabo, donde puede encontrarse una descripción más detallada de los niveles estratificados (apartado 3.5.3.2).

Los canchales, por su parte, tienen una presencia relevante en el paisaje de este ámbito. Cabe destacar, por su mayor potencia y entidad superficial, los canchales ubicados en los taludes margosos del santoniense, cuya descripción detallada ha sido abordada en el sector contiguo de Anderejo. Asimismo, se observan otros canchales que, de forma local, se desarrollan en numerosos tramos de los reversos subestructurales, tanto en calizas coniacienses como en calcarenitas santonienses, tal y como puede observarse en las vertientes meridionales de Mojón Acuchillado, Lunada y Cabaloso. Este hecho está relacionado con el ya comentado predominio de *hogbacks* como consecuencia de los fuertes buzamientos del sector, lo que asimismo explica las fuertes pendientes de los dorsos estructurales y, por tanto, el desarrollo de pedrizas debido a la meteorización de las facies carbonatadas y su posterior movilización vertiente abajo. En contraposición a los canchales de frente, que forman una franja relativamente continua en un umbral altitudinal más o menos constante, los canchales de reverso estructural se caracterizan por su morfología mayoritariamente canaliforme y por su más amplio rango de distribución altitudinal, llegando a alcanzar cotas superiores a los 1.200 m. Estos canales de derrubios a menudo llegan a desarrollarse desde los tramos más somitales (tal y como sucede en las inmediaciones del Mojón Acuchillado) y tienen un desarrollo vertiente abajo mucho mayor (se llegan a superar los 500 m en algunos casos), si bien su extensión lateral es considerablemente inferior. Los acúmulos de mayor entidad se localizan al pie de los canales, concretamente sobre las margas santonienses, donde los valores de pendiente son relativamente más suaves (en torno a 20-30°). Los canchales, tanto de frente como de dorso, se encuentran en su mayoría en proceso de ocupación por parte de comunidades vegetales colonizadoras (herbáceas e incluso arbustivas), lo que delata su escasa o nula funcionalidad en el presente. Otro rasgo característico de los canales de derrubios es su dirección, que oscila entre N30 y N40, en correspondencia con el diaclasado mayor. Cabe mencionar asimismo la existencia de algunos desprendimientos locales (*rockfall*) en las cornisas de calizas santonienses que explican la presencia de algunos bloques de tamaño incluso pluridecamétrico que se apoyan sobre los taludes de derrubios o directamente sobre el sustrato margoso.

Asimismo, en la base de los escarpes santonienses y de los canchales a los que estos han dado lugar se desarrolla un manto coluvial de espesor indeterminado (por ausencia de afloramientos) que tapiza los taludes margosos en los tramos con pendientes más suaves (15-25°). Estos depósitos presentan clastos de calizas y calcarenitas de tamaño centimétrico a pluridecímétrico (ocupan el 20-50% del volumen total), los cuales se engloban en una matriz limo-arcillosa de tonalidad generalmente rojiza o marrón oscura.



Figura 3.19. Vista del frente estructural coronado por la cumbre de Cabaloso. Bajo las cornisas constituidas por calizas del Santoniense medio se desarrollan canchales y coluviones que tapizan los taludes margosos. Se observa asimismo un intenso diaclasado que afecta al trazado de los escarpes somitales y favorece su derrubiamiento en forma de bloques de grandes dimensiones.

Al margen de los procesos gravitacionales que contribuyen a la formación de los derrubios anteriormente descritos, cabe destacar un fenómeno gravitacional complejo situado entre las elevaciones de Cabaloso y Mojón Acuchillado (figura 3.20). Se trata de una forma de dimensiones considerables, ya que alcanza una longitud de casi 1 km en su eje mayor, mientras que la zona de deposición tiene una superficie de unas 2,5 has. Se reconocen al menos dos áreas fuente que han podido aportar materiales de distinta naturaleza a la zona de acumulación. Por un lado, al N del depósito se observa una amplia cabecera con morfología subcircular (posible zona de despegue), la cual habría sido erosionada por movimientos de tipo traslacional dado que se trata de una vertiente subestructural sobre calizas coniacienses (moderadamente inclinadas hacia el SO). Encontramos también otra área fuente al O del depósito, concretamente en las cornisas calizas del frente de cuesta santoniense (cima de Cabaloso), las cuales han sido parcialmente desmoronadas en este enclave a favor del diaclasado. Así, varios bloques de tamaño pluridecamétrico han sido desprendidos desde la cornisa y movilizados hasta la zona de acumulación; este proceso habría sido desencadenado por el empuje de la masa movilizada traslacionalmente desde cotas superiores. Además del ya comentado diaclasado conviene destacar, desde el punto de vista tectónico, la existencia de un sistema de fracturas paralelas de dirección N170 que controlan el trazado de los cresteríos del cordal de Arcena (calizas coniacienses); una de estas fallas sigue el deslizamiento longitudinalmente, por lo que se cree que ha podido tener un papel importante en su génesis. Esta forma gravitacional, que constituye un buen ejemplo por su naturaleza poligénica, se encuentra casi totalmente oculta bajo un espeso manto vegetal, por lo que únicamente ha podido ser identificada con la ayuda del MDT LiDAR.

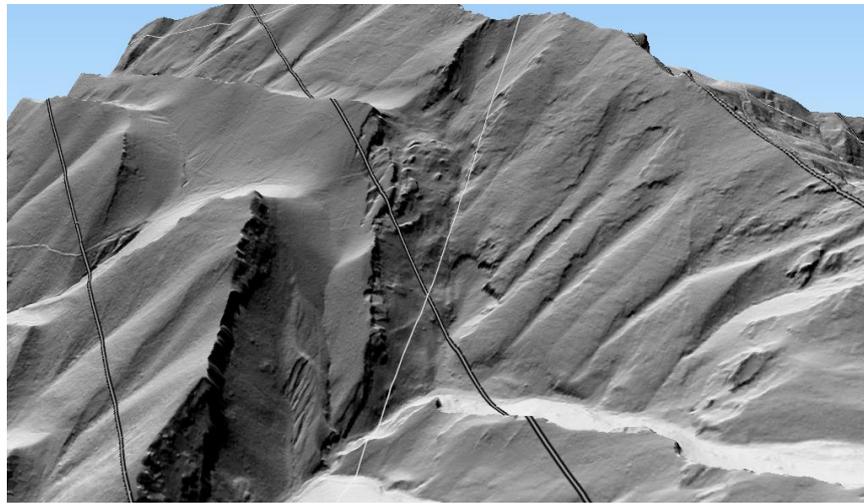


Figura 3.20. En la imagen superior se observa la vertiente oriental de Cabaloso (zona central de la imagen). Al pie de los crestones de dicho relieve se encuentra, oculto bajo la vegetación arbustiva, el depósito originado por fenómenos gravitacionales poligénicos (deslizamiento-desprendimiento). Asimismo, hacia la esquina inferior derecha se aprecia un canchal desarrollado en el dorso estructural principal. La imagen inferior muestra una reconstrucción en 3D del fenómeno gravitacional (zona central de la imagen), construida a partir del MDT LiDAR.

En cuanto a la distribución y naturaleza del regolito se observan diferencias muy significativas en función del contexto morfoestructural de que se trate. Así, los reversos estructurales se caracterizan por albergar un suelo muy incipiente, incluso inexistente en algunas superficies; en estos casos la secuencia de horizontes es de tipo A/C-R o A/C-C, de tal manera que el espesor de *solum* oscila entre los 5 y 40 cm. En los frentes estructurales las secuencias son muy similares en cuanto a la diferenciación de horizontes edáficos, mientras que los valores de espesor de *solum* son considerablemente superiores (entre 25 y 90 cm); en este caso la excepción viene dada por las superficies ocupadas por canchales, sobre las que no existe horizonte edáfico alguno.

3.5.2. NÚCLEO DEL ANTICLINAL DE VALDEREJO-SOBRÓN

Esta unidad se desarrolla en torno al eje de la citada antiforma y constituye un sector relativamente deprimido que queda delimitado, hacia ambos flancos de dicho pliegue, por las divisorias hidrográficas constituidas por calizas coniacienses. Así, de NO a SE, se reconocen tres sectores: Valderejo, San Zadornil-Barrio y Sobrón (figura 3.21).

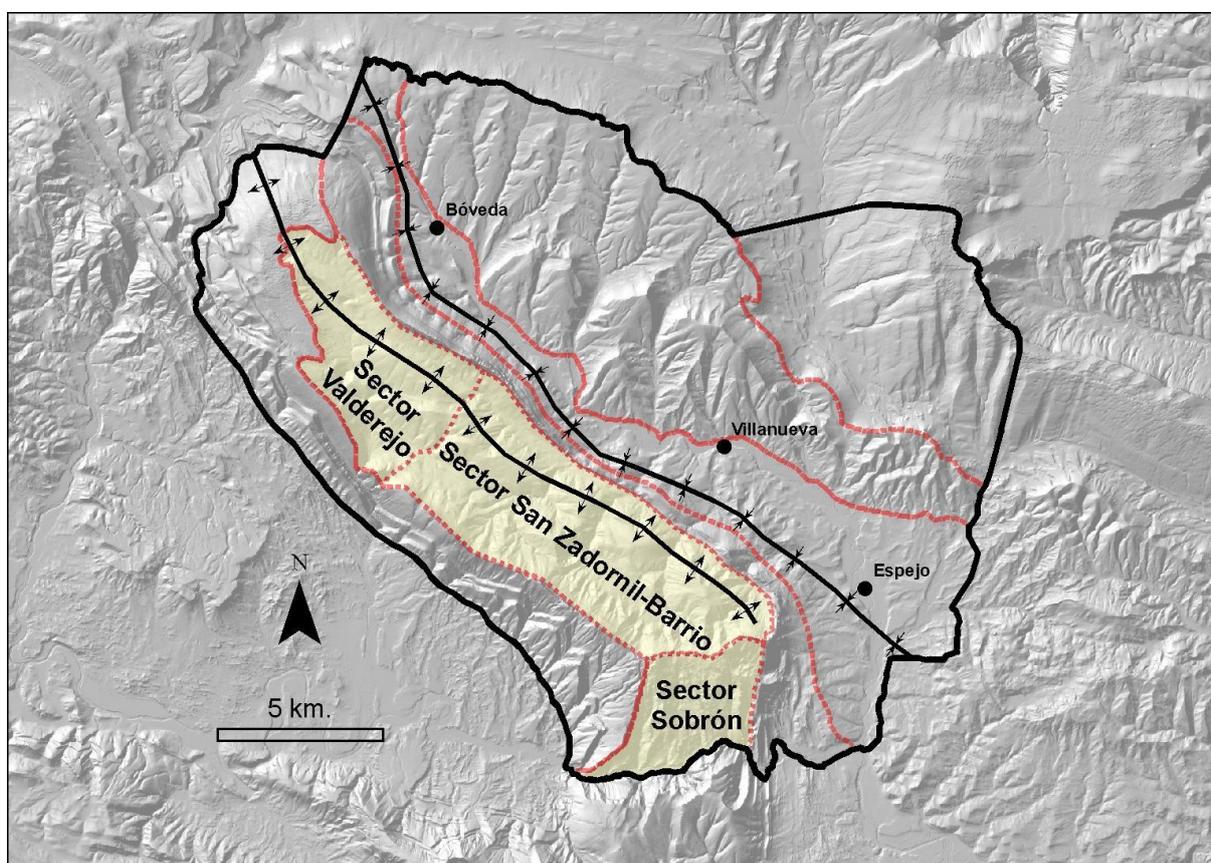


Figura 3.21. Localización del núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón y sectores que lo componen.

3.5.2.1. Sector Valderejo

3.5.2.1.1. Formas litoestructurales

El núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón constituye, a grandes rasgos, una combe de dirección NO-SE excavada en torno al eje de dicho pliegue como consecuencia de una dinámica erosiva que, aparentemente, ha tenido lugar desde las primeras fases de emersión de la estructura. La tipología de plegamiento "en caja" de la antifforma (delimitada por dos charnelas angulares) ha condicionado el desarrollo de la combe, de tal manera que ésta queda delimitada, hacia el NE y SO, por los relieves relativos a los flancos de la antifforma, es decir, Anderejo-Vallegrul (sector de Anderejo, apartado 3.5.1.1) por el SO y Arrayuelas-Peña Gobeá (sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1) por el NE (figura 3.22). La morfología resultante consiste en una depresión elongada paralela a dicha estructura y progresivamente más ancha hacia el SE, cuyo fondo irregular se explica por la presencia de un conjunto de cuevas y crestas correspondientes a cada uno de los flancos del pliegue (figuras 3.23, 3.24 y 3.25). Dentro de este conjunto de formas destacan los relieves estructurales-subestructurales de Cuovoque (en el flanco nororiental, hacia el S del arroyo de Polledo) y Los Peñucos-El Castrillo (flanco suroccidental, al N de la localidad de Lahoz). Asimismo, en torno al eje del pliegue encontramos un extenso relieve conforme de tipo *mont* en el cerro de El Cacho, el cual tiene continuidad hacia el SE por los relieves del sector de San Zadornil-Barrio, constituyendo una prolongada divisoria hidrográfica entre los arroyos de Paúles y Polledo (figura 3.26).

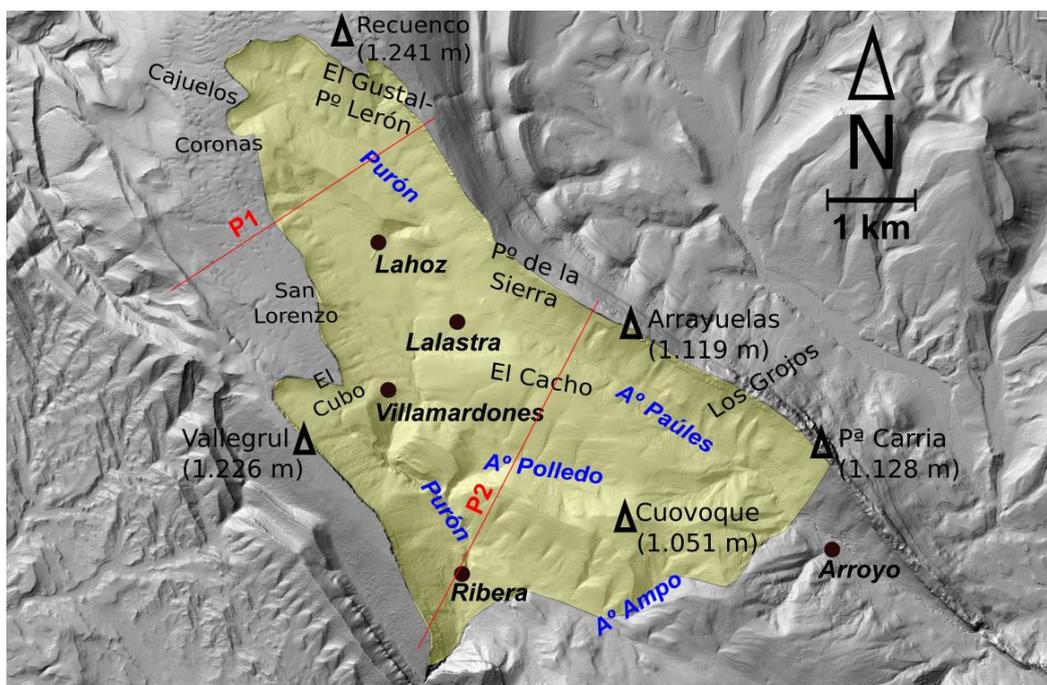


Figura 3.22. Esquema general del sector de Valderejo y perfiles transversales (P1 y P2, figuras 3.23 y 3.24).

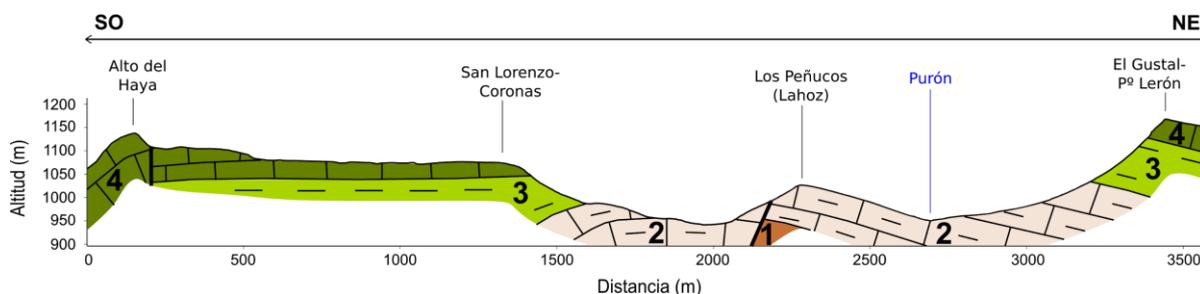


Figura 3.23. Perfil geológico-geomorfológico nº 1 (zona noroccidental del sector). 1. Areniscas (Albiense-Cenomaniense); 2. Calcarenitas y margas (Cenomaniense med.-sup.); 3. Margas (Turonense); 4. Calizas (Coniaciense).

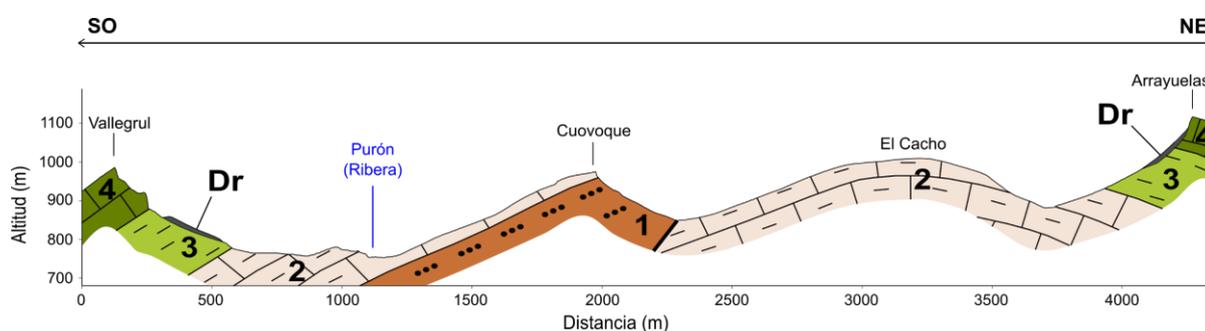


Figura 3.24. Perfil geológico-geomorfológico nº 2 (zona suroriental del sector). 1. Areniscas (Albiense-Cenomaniense); 2. Calcarenitas y margas (Cenomaniense med.-sup.); 3. Margas (Turonense); 4. Calizas (Coniaciense); Dr. Derrubios de vertiente.

Los materiales que componen este sector abarcan desde el Cenomaniense medio hasta el techo del Turoniense; así, de muro a techo se observa una alternancia de calcarenitas bioclásticas (con orbitolinas y rudistas), areniscas y limos arenosos con frecuentes cambios laterales de facies (Cenomaniense medio-superior) y, por encima, un tramo fundamentalmente margoso con pasadas de calizas (Cenomaniense superior-Turonense). La secuencia indicada contrasta con las calizas coniacienses situadas a techo por su menor resistencia, lo que ha favorecido una erosión diferencial entre ambos conjuntos. Este modelado explica la continuidad morfológica de las vertientes que delimitan la depresión, las cuales constituyen un sistema de prolongados taludes de perfil cóncavo que conectan el fondo de valle con las cornisas calcáreas superiores, si bien los desniveles no son muy significativos (casi nunca sobrepasan los 250 m). Las vertientes se caracterizan por su moderada pendiente, que de forma general oscila entre los 5-20°, aunque localmente se llegan a alcanzar los 30° al pie de las cornisas calizas. Asimismo, los taludes albergan frecuentes rupturas de pendiente debidas a la presencia de resaltes métricos de calcarenitas y areniscas. Así pues, desde el punto de vista estructural dichas

vertientes representan los frentes de cuesta relativos a cada flanco de la antiforma. Estos rasgos morfológicos se mantienen hacia el cierre perianticlinial noroccidental, donde puede observarse la característica morfología en anfiteatro que delimita el valle de Valderejo hacia el NO.



Figura 3.25. Vista panorámica de la combe de Valderejo desde el alto de El Gustal. La depresión queda delimitada por los relieves de Peña Gobeia (izda.) y Anderejo (dcha.), los cuales corresponden a los dos flancos del anticlinal de Valderejo-Sobrón. Hacia el centro de la imagen se observa el cerro de Los Peñucos-El Castrillo, formado por un dorso de cuesta sobre calcarenitas cenomanienses.

Según nos alejamos del eje de la antiforma encontramos buzamientos progresivamente mayores, de tal manera que hacia el fondo de la depresión de Valderejo localmente puede observarse la disposición horizontal de la estratificación, tal y como sucede en algunas plataformas conformes y de escasa extensión localizadas en el entorno del pueblo de Lalastra. Sin embargo, en consonancia con la ya mencionada disimetría de la antiforma (consultar sectores contiguos), los valores de buzamiento son algo inferiores en el flanco suroccidental ($\beta < 10^\circ$) que en el nororiental ($\beta < 20^\circ$). Asimismo, a nivel tectónico destaca un conjunto de pequeñas fallas con expresión topográfica que resultan particularmente visibles en los escarpes del Gustal-Lerón, Coronas, Cajuelos, San Lorenzo y El Cubo, así como en los acantilados del cierre perianticlinial. Estas discontinuidades de dirección variable (generalmente N160 o N100) dan lugar a modificaciones significativas en el trazado de las cornisas y divisorias principales que llegan a superar los 200 m en algunos casos (portillo de Lerón). Debe señalarse asimismo la existencia de otra falla supuesta (de dirección aproximada N130) que da lugar al valle estructural de Polledo, paralelo a dicho accidente, de tal manera que las areniscas del Cenomaniense medio y las margas-calizas del Cenomaniense superior se encuentran a la misma cota; precisamente en el contacto de ambas litofacies es donde ha tenido lugar el encajamiento del arroyo Polledo.

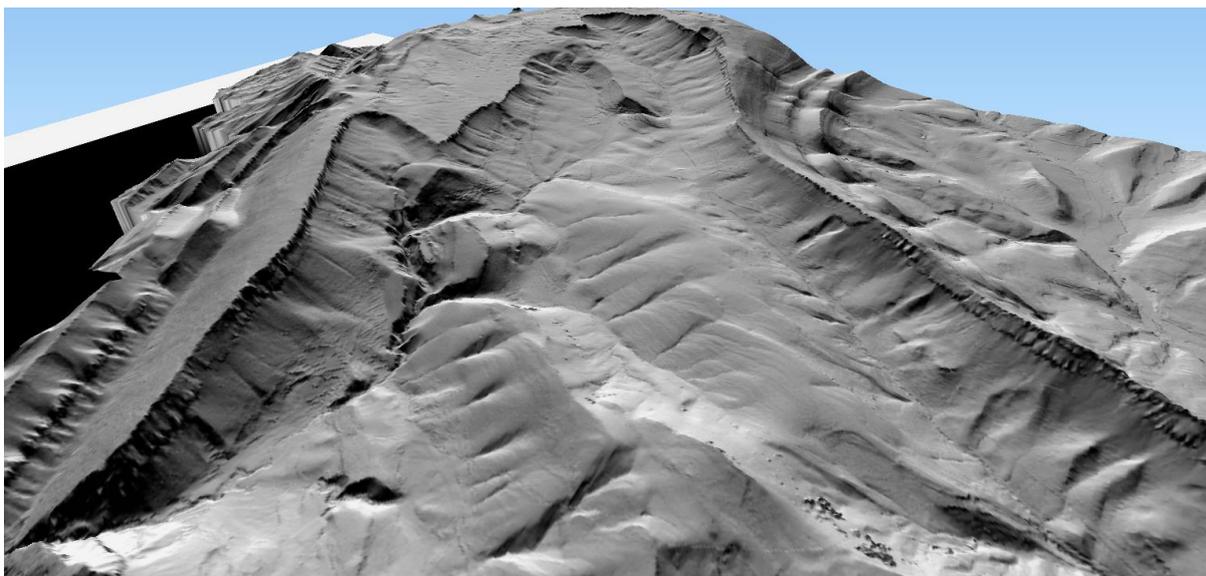


Figura 3.26. Reconstrucción en 3D, a partir del MDT LiDAR, del valle anticlinal de Valderejo (imagen orientada hacia el NO). En primer término, se aprecian los relieves de El Cacho (mont) y Cuovoque, próximos al eje anticlinal. Asimismo, hacia ambos lados se observan los relieves estructurales de Vallegrul-Anderejo (izquierda) y Peña Carria-Arrayuelas (derecha), los cuales corresponden a los flancos de la antiforma y cierran la depresión por el SO y NE respectivamente. Finalmente, al fondo destaca el cierre perianticinal de Recuenco-Lerón.

Por su parte, el modelado kárstico queda restringido a los relieves estructurales desarrollados sobre las calizas del Cenomaniense superior donde, de forma muy local, encontramos algunas dolinas de diámetro decamétrico y callejones de disolución (de profundidad decimétrica) de desarrollados a favor del diaclasado. Las formas más significativas se localizan en los cerros de Cuovoque y El Cacho. Por otra parte, la escasa potencia de los paquetes carbonatados y su situación dentro de la secuencia detrítica del Cenomaniense superior explican la ausencia casi total de formas endokársticas.

3.5.2.1.2. Valle fluvial del río Purón

El río Purón nace al pie de los acantilados calizos que forman parte del cierre noroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón, tras recoger los caudales del conjunto de torrenteras que descienden por los taludes margosos, a una altitud de unos 1000 m. En sus primeros 2,5 km de recorrido el cauce discurre de forma subparalela al eje de la antiforma (en sentido NO-SE), por su flanco nororiental, dando lugar a un barranco ortoclinal con perfil en "v" que ha sido labrado a favor de una zona de contacto entre calizas y margas del Cenomaniense superior. Después de recibir los aportes del barranco de Lerón, el Purón pasa a fluir en sentido ENE-OSO en un breve tramo (0,4 km) para encajarse súbitamente y cortar el crestón de calizas cenomanienses situadas junto al pueblo de Lahoz. Tras abandonar esta localidad el río se abre paso en sentido N-S por un fondo de

valle algo más amplio (70-80 m de amplitud máxima), si bien pronto vuelve a encajarse al cruzar una falla de dirección E-O a la altura de la localidad de Lalastra; a partir de este punto el río pasa al flanco suroccidental del pliegue y comienza a excavar la secuencia detrítica cenomaniense.

Así, a la altura del despoblado de Villamardones el Purón avanza por un barranco progresivamente más estrecho hasta formar un desfiladero subortoclinal en sentido ONO-ESE, el cual ha sido labrado sobre una secuencia carbonatada del Cenomaniense superior, probablemente a favor de una diaclasa mayor de dirección paralela al eje anticlinal. En el enclave de El Chorro el río recibe los aportes del arroyo de Polledo que, a su vez, también forma una pequeña garganta en su tramo terminal. A partir de este punto el desfiladero continúa dando lugar a una sucesión de meandros confinados hasta finalizar en el término de Suera, donde se alcanza un tramo margoso. Así pues, la longitud total y desnivel máximo de este desfiladero superan los 1,5 km y los 120 m respectivamente.

Aguas abajo del paraje de Suera el río vuelve a fluir en sentido N-S para encajarse en un crestón de calizas y, seguidamente, alcanzar el despoblado de Ribera. Al S de dicho núcleo el Purón prosigue su recorrido por un tramo margoso dando lugar a un fondo de valle relativamente amplio (unos 200 m de amplitud máxima). Así, en los términos de Valdepún y Cascaja se encuentran evidentes signos de incisión asociados a descensos del nivel de base; las principales manifestaciones morfológicas de este fenómeno vienen dadas por una pequeña terraza fluvial localizada en la margen derecha (elevación relativa de +5-8 m y dimensiones de 0,3 x 0,1 km) y, paralelamente, por los marcados escarpes que conectan la llanura inundable con los flancos del valle. Asimismo, es precisamente en Valdepún donde el colector principal recibe los aportes del arroyo Ampo, cuyo perfil longitudinal sufre un brusco cambio en los últimos 100 m para salvar una diferencia de cota de 6 m en relación con el lecho del Purón. Una vez superado este tramo margoso el Purón continúa su recorrido hacia el S a través de un profundo desfiladero que corta las calizas coniacienses; la descripción de este tramo ha sido incluida en el sector de Anderejo (apartado 3.5.1.1).

3.5.2.1.3. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito

Debido a la práctica ausencia de zonas de topografía plana y a la amplia extensión de los taludes y frentes estructurales en este sector, cabría pensar en una presencia mayoritaria de formaciones superficiales de naturaleza coluvial. Sin embargo, a pesar de la relevancia que el modelado de vertientes tiene en este sector, las formaciones coluviales y acumulaciones de derrubios ocupan una extensión relativamente reducida y muestran una distribución localizada, especialmente hacia la mitad noroccidental de este ámbito.

Este fenómeno aparentemente guarda relación con factores de naturaleza antropogénica que radican fundamentalmente en la intensa y secular actividad pastoril (Mesta) que el valle de Valderejo ha registrado hasta los inicios del s. XX (ABASCAL et al, s/d). Así, como consecuencia de unas cargas ganaderas elevadas y continuadas se produjo una deforestación generalizada en este enclave, lo que a su vez debió favorecer una mayor incidencia de los fenómenos erosivos en las vertientes y el consiguiente dismantelamiento de las formaciones coluviales. Por este motivo encontramos amplias extensiones de las laderas con margas aflorantes en superficie en las que, además, se observan profundos regueros labrados por la incisión fluvial (llegan a superar los 2 m de profundidad); este fenómeno es particularmente visible en la cabecera del valle de Valderejo, más concretamente entre los altos de El Gustal y Coronas.

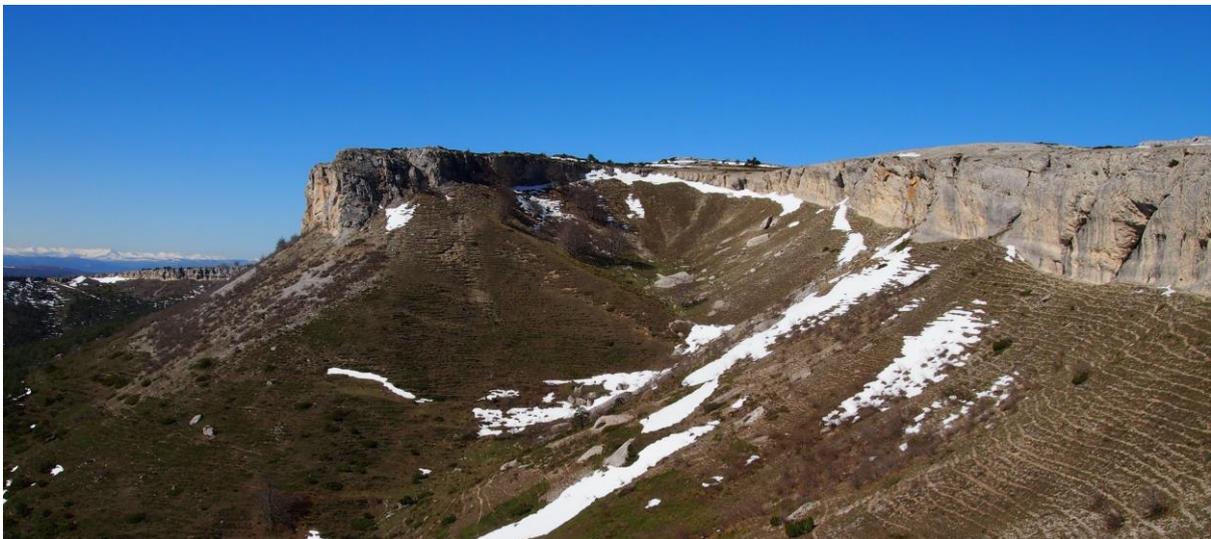


Figura 3.27. Cornisas superiores y taludes del portillo Lerón-Gustal. Los depósitos superficiales están constituidos por algunos canchales (zona izda. de la imagen), bloques desprendidos (zona central) y depósitos coluviales poco potentes.

Por consiguiente, los derrubios de vertiente quedan restringidos a los sectores con mayores pendientes y a las vertientes menos afectadas por la actividad antrópica. Encontramos por tanto algunos canchales de reducidas dimensiones en la base de las cornisas coniacienses, con valores de pendiente en torno a los 30 grados; éstos se ubican concretamente en los taludes que descienden desde Vallegrul, San Lorenzo y El Gustal (figura 3.27), así como en las vertientes meridionales de Arrayuelas y Peña Carria (figura 3.28). Estas acumulaciones están constituidas por clastos angulosos de calizas de granulometría centimétrica a decimétrica; su distribución altitudinal oscila entre los 850 y 1.150 m, mientras que su desarrollo vertiente abajo rara vez sobrepasa los 50 m. Por otra

parte, los sectores intermedios y distales de estas vertientes, donde al parecer los usos ganaderos han sido menos intensos, se encuentran tapizados por formaciones coluviales que alcanzan su mayor desarrollo hacia la base de los relieves de Peña Carria y Vallegrul, donde se han observado potencias superiores a los 2 m. Estos depósitos se distinguen por contener una fracción fina franco-limosa que engloba una fracción gruesa (60-70% del volumen total) de granulometría y composición litológica similar a la de los canchales descritos. También han sido identificadas otras formaciones coluviales menores en el frente de cuesta del barranco de Polledo, si bien éstas no han sido reflejadas en la cartografía por su escasa potencia (30-70 cm); en este caso, las litofacies de areniscas cenomanienses han dado lugar a un depósito constituido por una matriz franco-arenosa con menor contenido de elementos gruesos (30-35% del volumen total, areniscas).

En cuanto a los depósitos de fondo de valle cabe destacar tanto su reducida extensión y potencia como su naturaleza frecuentemente mixta, ya que en la gran mayoría de los casos se aprecian aportes laterales de material coluvial desde las vertientes contiguas. Los mayores desarrollos se alcanzan en algunos tramos del río Purón, justo al S del despoblado de Ribera, donde se han observado algunos depósitos típicos de fondo de canal (gravas y cantos de calizas, matriz-soportados) y de inundación (fundamentalmente limos calcáreos) que localmente superan el metro de espesor. Los rellenos mixtos de fondo de valle también tienen un cierto desarrollo en otros cursos fluviales como los arroyos de Paúles y, en menor medida, el del Polledo.

Por otra parte, el modelado de vertientes predominante en este sector implica la existencia de frecuentes fenómenos gravitacionales cuya reducida escala y magnitud, sin embargo, hace que en la gran mayoría de los casos éstos no hayan podido ser incluidos en la cartografía a escala 1:25.000. Habida cuenta de su impronta paisajística cabe señalar en primer lugar los desprendimientos de bloques (*rock fall*), generalmente individualizados, los cuales dan lugar a la presencia de bloques aislados de diámetro generalmente plurimétrico (ocasionalmente decamétrico) que destacan en las vertientes de El Gustal-Lerón, Coronas, Vallegrul y Peña Carria. En todos los casos se aprecia una notable predisposición tectónica de las litofacies de origen (calizas coniacienses), cuya meteorización y fragmentación tiene lugar a favor del sistema de fallas y diaclasas anteriormente señalado. De forma local, la disgregación de estos grandes bloques da lugar al desarrollo de algunas de las pedrizas ya comentadas; este proceso es particularmente significativo en las laderas meridionales de Peña Carria, donde la disposición subvertical de las barras de calizas coniacienses ($60^{\circ}\text{NE} < \beta > 85^{\circ}\text{NE}$) podría haber favorecido una mayor frecuencia de los procesos de vuelco (*rock topple*) hacia este lado de la sierra. Asimismo los procesos de *debris flow* tienen una presencia aún más anecdótica, de tal manera que se aprecian dos áreas principales ligadas a este tipo de fenómenos, una bajo

los escarpes del monte Arrayuelas (con una zona de despegue bien definida y dimensiones de 0,35 x 0,15 km) y otra en los taludes de Vallegrul (de dimensiones similares pero con morfologías erosivas menos marcadas); en ambos casos estos procesos han tenido lugar sobre formaciones coluviales potentes que, en consecuencia, han sido movilizadas y disectadas. Al margen de estos procesos de flujo, encontramos algunos movimientos en masa de tipo traslacional y sucesivo en el tramo encajado del Purón que va desde Villamardones a Ribera, afectando a un área de unos 0,4 x 0,25 km; estos fenómenos afectan a algunos niveles resistentes de calcarenitas cenomanienses, las cuales habrían sido movilizadas debido al propio encajamiento del río y el consecuente descalzamiento de las vertientes contiguas, así como por la existencia de un superficie de cizalla que podría corresponder a un plano de falla paralelo a la dirección de la estructura (dirección N120-130). Finalmente deben ser señalados algunos deslizamientos de detritos que se desarrollan localmente sobre la secuencia detrítica alternante del Cenomaniense superior, en torno a los relieves conformes de El Cacho y Cuovoque. Estos últimos procesos tienen especial incidencia en los niveles de arenas y areniscas de dicha secuencia, los cuales han sido inestabilizados por la presencia de amplios surcos de arroyada asociados a la incisión de las pequeñas cabeceras fluviales que vierten hacia el arroyo de Paúles; se trata de superficies de aspecto fragmentado, de anchura y longitud similares, originadas por rupturas subsuperficiales (VARNES, 1978; HUTCHINSON, 1988), las cuales además se ven acentuadas por la presencia concomitante de procesos de reptación o *creep* (VARNES, 1978) que son típicos de estas litologías.



Figura 3.28. Derrubios de vertiente en las laderas meridionales de Peña Carria (inmediaciones de Arroyo de San Zadornil).

El regolito, por su parte, se caracteriza por el escaso desarrollo de los horizontes edáficos, cualidad que se hace extensiva incluso a los fondos de valle. De hecho, la cubierta edáfica llega a ser raquítica o inexistente en los cerros estructurales del núcleo anticlinal (Los Peñucos-El Castrillo, Cuovoque y El Cacho). En los escasos afloramientos encontrados se han identificado secuencias de tipo A/C-C, sobre sustrato margoso o calcarenítico, con un porcentaje de elementos gruesos progresivamente inferior hacia los tramos más distales de las vertientes (ocupan un 15-40% del volumen total). Así pues, los espesores de *solum* oscilan habitualmente entre los 15 y 60 cm, de tal manera que las mayores potencias se localizan sobre las formaciones coluviales mejor preservadas y en las vaguadas principales (Purón, Polledo y Ampo). Los horizontes superficiales (A/C) se distinguen por su textura limo-arcillosa (localmente arenosa) y su color generalmente marrón oscuro (por presencia de materia orgánica).

microconglomerados con cantos de cuarzo (niveles fluviodeltaicos, formaciones Escucha, Utrillas y Balmaseda), materiales todos ellos que se ven afectados por frecuentes cambios laterales de facies. Asimismo, en la base de este conjunto se reconoce un nivel de calizas urgonianas que forma un afloramiento continuo entre las localidades de Nograro y Barrio. A techo de estos se observa otro paquete masivo de calcarenitas que también muestra una elevada variabilidad lateral, cuyo depósito ha sido atribuido a ambientes sedimentarios transicionales someros; sobre estos materiales encontramos el Cenomaniense superior, que consiste en un tramo fundamentalmente margoso culminado por un nivel plurimétrico de calcarenitas. Finalmente, el techo stratigráfico del conjunto viene dado por las margas del Turoniense.

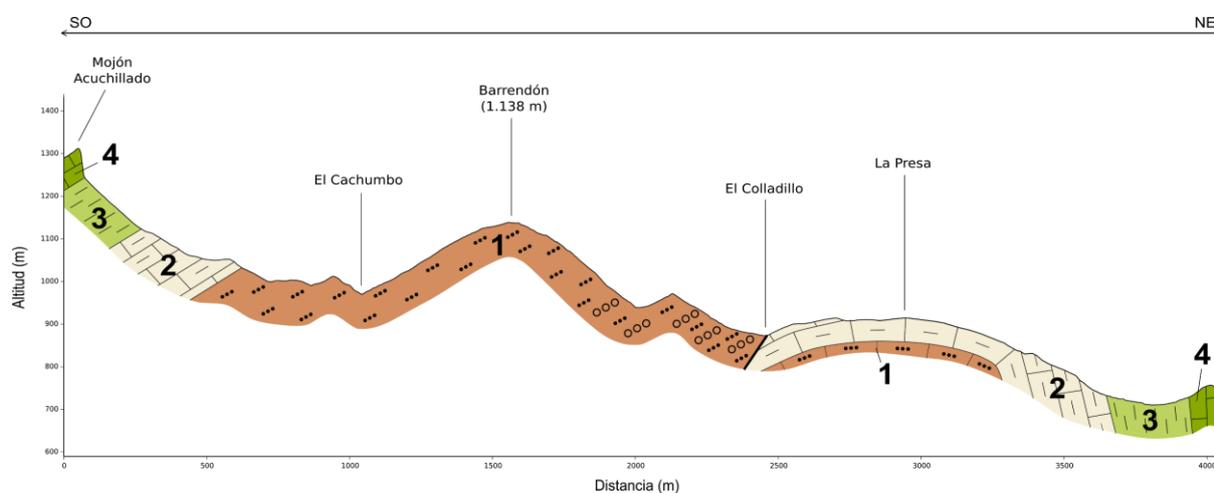


Figura 3.30. Perfil geológico-geomorfológico n° 1 (zona central del sector). 1. Areniscas y microconglomerados (Albiense-Cenomaniense); 2. Calcarenitas y margas (Cenomaniense med.-sup.); 3. Margas (Turoniense); 4. Calizas (Coniaciense).

La secuencia descrita tiene potencias desiguales en ambos flancos de la antifirma, hecho que complica la interpretación de la estructura. En la cartografía geológica de la serie MAGNA 1:50.000 (OLIVÉ et al, 1978) el límite entre los flancos ha sido interpretado como un contacto mecánico vertical. En cambio, en la cartografía del EVE a escala 1:25.000 (FERNÁNDEZ CARRASCO et al, 1992), dicho límite aparece representado como una falla inversa. Esta problemática no ha podido ser resuelta de forma definitiva por la escasez de afloramientos, si bien en el MDT LiDAR se observan abundantes acuñamientos en la serie detrítica y relaciones de oblicuidad con las calcarenitas cenomanienses. Teniendo en cuenta que a nivel regional el anticlinal coincide con el alineamiento de los diapiros de Salinas de Añana y Salinas de Rosío (Burgos), donde se ha reconocido una importante tectónica diapírica (HERNAIZ et al, 2000; FRANKOVICH, 2010), es muy probable que esta compleja geometría esté asociada a un origen diapírico de la antifirma. Por lo tanto, los límites entre

estos materiales han sido interpretados en el Mapa Geológico del Valle de Valdegovía (escala 1:50.000, anexo 1.1) como contactos mecánicos relacionados con la inversión tectónica de un sistema de paredes diapíricas de dirección aproximada N120. Este contexto estructural explicaría las variaciones de potencias y acuñamientos anteriormente señalados, así como la marcada asimetría del pliegue.

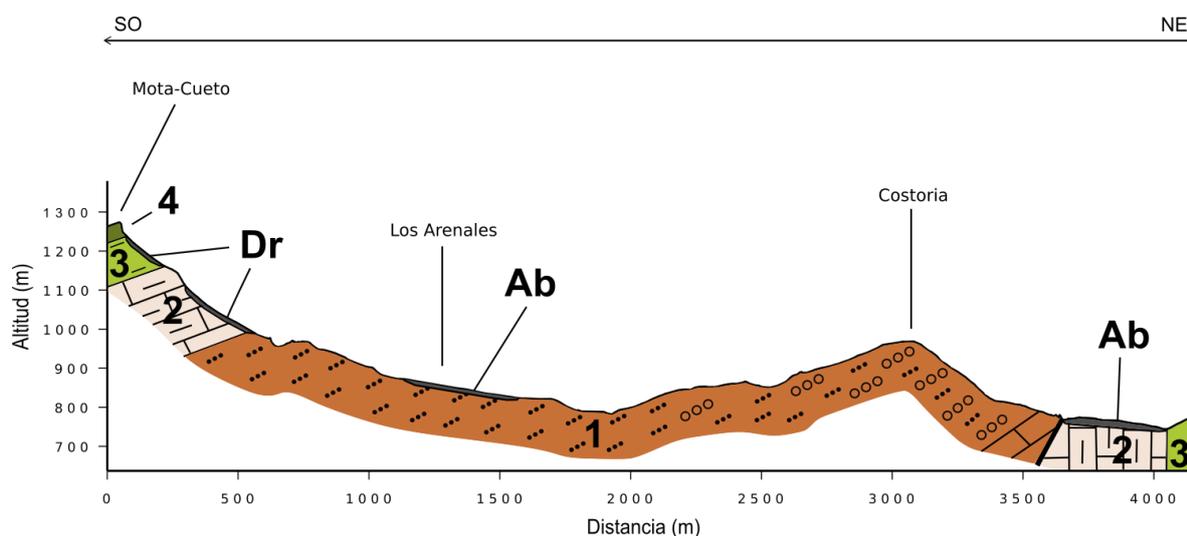


Figura 3.31. Perfil geológico-geomorfológico n° 2 (zona suroriental del sector). 1. Areniscas y microconglomerados, con calizas urgonianas en la base (Albiense-Cenomaniense); 2. Calcarenitas y margas (Cenomaniense med.-sup.); 3. Margas (Turonense); 4. Calizas (Coniaciense); Dr. Derrubios de vertiente (canchales y coluviones); Ab. Abanicos de derrubios (flujos).

Por otra parte, las facies descritas albergan en su seno niveles de competencia variable que han contribuido a una intensificación de los fenómenos de erosión diferencial. Estos rasgos litológicos implican un modelado complejo del núcleo anticlinal que explica su topografía accidentada e irregular (figura 3.32). En consecuencia, si bien la combe debe ser considerada en conjunto como un relieve derivado, el núcleo del pliegue se encuentra sin embargo ocupado por frecuentes relieves conformes a la estructura. Los más destacables son los altos de Barrendón (1.138 m), Costoria (1.024 m) y del Pozo (983 m), los cuales constituyen diferentes reversos estructurales labrados en areniscas y/o microconglomerados que, por lo general, dan lugar a divisorias redondeadas salpicadas por pequeños crestones de tamaño métrico. Asimismo, se reconocen otros relieves directos de tipo *mont* en torno al eje anticlinal, como es el caso de los parajes de La Rasilla y La Presa. Hacia el borde meridional aparecen los relieves de la sierra de Árcena (desde el alto de Santa Ana, al O, hasta el pico Bachicabo, al E), cuya divisoria cierra el sector por el S dando lugar a la mayor barrera orográfica de todo el ámbito de estudio (a excepción del

tramo de Santa Ana-Valdelamediana la altitud del cordal no desciende de los 1.200 m). Hacia el NE este cordal tiene lugar un sistema de vertientes formado por abruptos acantilados (en calizas coniacienses, más de 100 m de desnivel) y prolongados taludes (sobre las facies margosas del Cenomaniense superior-Turonense) que, en conjunto, constituyen un frente de cuesta continuo de casi 14 km de longitud.



Figura 3.32. Panorámica del núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón desde el alto de La Mota. Hacia el fondo se divisa el cierre perianticinal de Valderejo y las barras de calizas de Peña Carria relativas al flanco nororiental del pliegue. En la parte izda. de la imagen destacan los relieves de Cueto y Mojón Acuchillado que constituyen el flanco suroccidental.

Por otra parte, la red hidrográfica de este sector es mayoritariamente cataclinal, de tal manera que los cursos fluviales principales fluyen en sentido general SO-NE, es decir, desde el núcleo anticlinal hacia su flanco septentrional (*ruz*). El aumento de la solubilidad de las calizas coniacienses de dicho flanco ha motivado la disección fluvial del mismo, por lo que los arroyos de Valdelagua, Nograro y Barrio han podido abrirse paso hacia el valle del Omecillo en respuesta al descenso del nivel de base de la cuenca del Ebro; en este conjunto de cursos también se incluye el arroyo que fluye por Villafría y el paraje del Campo La Valle hasta San Zadornil, donde vierte sus aguas en el arroyo Paúles. En numerosos tramos el trazado de estos arroyos discurre a favor de pequeñas diaclasas y/o fallas perpendiculares a la dirección de la estructura, las cuales han favorecido la incisión y disección fluvial de los relieves conformes localizados en torno al eje anticlinal (Alto del Pozo, Costoria, etc.). Al O de la localidad de Villafría la red fluvial está constituida por un conjunto de pequeños cauces subortoclinales que fluyen sobre sustrato margoso y vierten sus aguas en el arroyo Ampo, que a su vez es tributario del Purón.

Finalmente cabe señalar la presencia frecuente de micro y mesoformas asociadas al modelado de las litofacies albocenomanienses (figura 3.33). Las areniscas y microconglomerados silíceos albergan abundantes microformas alveolares, tafonis y/o gnammas cuya coalescencia da lugar a morfologías en panal de abejas (*honeycomb*, GUTIÉRREZ, 2008); por lo general, estas oquedades tienen un diámetro centimétrico que puntualmente llega a ser decimétrico. Asimismo, los niveles de microconglomerados más competentes (contienen los cantos de cuarzo de mayor granulometría) forman una secuencia de resaltes o crestones en respuesta a fenómenos de erosión diferencial; estos relieves se elevan varios metros (ocasionalmente sobrepasan los 10 m) por encima de su entorno. En ciertos enclaves, en respuesta al diaclasado y a los procesos de meteorización, los crestones aparecen descompuestos y forman alineaciones de bloques; estos están constituidos por clastos de granulometría centimétrica-decimétrica y distribución caótica.



Figura 3.33. Formas de modelado en los crestones de areniscas y microconglomerados cenomanienses. En la imagen izda. se aprecia el basculamiento de los dos bloques superiores (diámetro plurimétrico) debido al descalzamiento de la base. En la imagen dcha. se observan morfologías masivas de tipo honeycomb que han sido excavadas a favor de las estructuras sedimentarias (laminaciones cruzadas).

3.5.2.2. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito

La topografía notablemente escarpada e irregular de este sector determina que el modelado de vertientes sea claramente preponderante a lo largo y ancho de todo el ámbito por lo que, en consecuencia, los fenómenos gravitacionales son los principales responsables en la transferencia de regolito desde los sectores somitales hasta los tramos más distales de las vertientes. A este hecho se añade la presencia de una amplia y heterogénea secuencia de litofacies en esta zona del núcleo anticlinal, cuyos niveles de menor competencia (arenas y areniscas poco consolidadas) han favorecido una elevada capacidad de los agentes morfoclimáticos en la movilización y posterior deposición de este conjunto de materiales, dando lugar a una profusión de procesos de *debris flow*. Por su parte, las litologías más resistentes (calizas y, en menor medida, calcarenitas y microconglomerados) condicionan la presencia de escarpes y resaltes afectados por desprendimientos y movimientos en masa que explican la presencia de derrubios en los taludes inferiores. Por tanto, los depósitos superficiales que ocupan el sector están constituidos exclusivamente por formaciones coluviales y derrubios de vertiente. Conviene señalar asimismo que este sector se caracteriza por la ausencia casi total de afloramientos de dichos depósitos, así como por la gran densidad y desarrollo que las coberturas forestales tienen por todo el ámbito. Estos aspectos han dificultado considerablemente la obtención de evidencias geomorfológicas de campo, por lo que el MDT LiDAR (previa eliminación de las cotas altimétricas relativas a la vegetación) ha supuesto una información morfométrica y morfográfica de gran valor en el análisis y descripción de las formas de acumulación. Así pues, a continuación se describirán los principales depósitos superficiales que tienen lugar en este sector.

➤ *Abanicos de derrubios de Los Arenales*

Dentro del ámbito de Valdegovía y sus zonas aledañas, es en este sector donde los *debris flow* se encuentran mejor representados. La definición y otros aspectos conceptuales acerca de este tipo de formas-procesos gravitacionales ya han sido tratados en otros capítulos (consultar sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1). Sin embargo, conviene recordar aquí que estos flujos tienen una estructura interna masiva y caótica y que, además, en ocasiones se intercalan con depósitos fluviales (WELLS y HARVEY, 1987), pudiendo alcanzar las zonas proximales de algunos abanicos aluviales. Asimismo, en función de su velocidad y viscosidad (JOHNSON, 1970), los *debris flows* pueden dar lugar a morfologías variadas, desde canaliformes hasta en abanico.

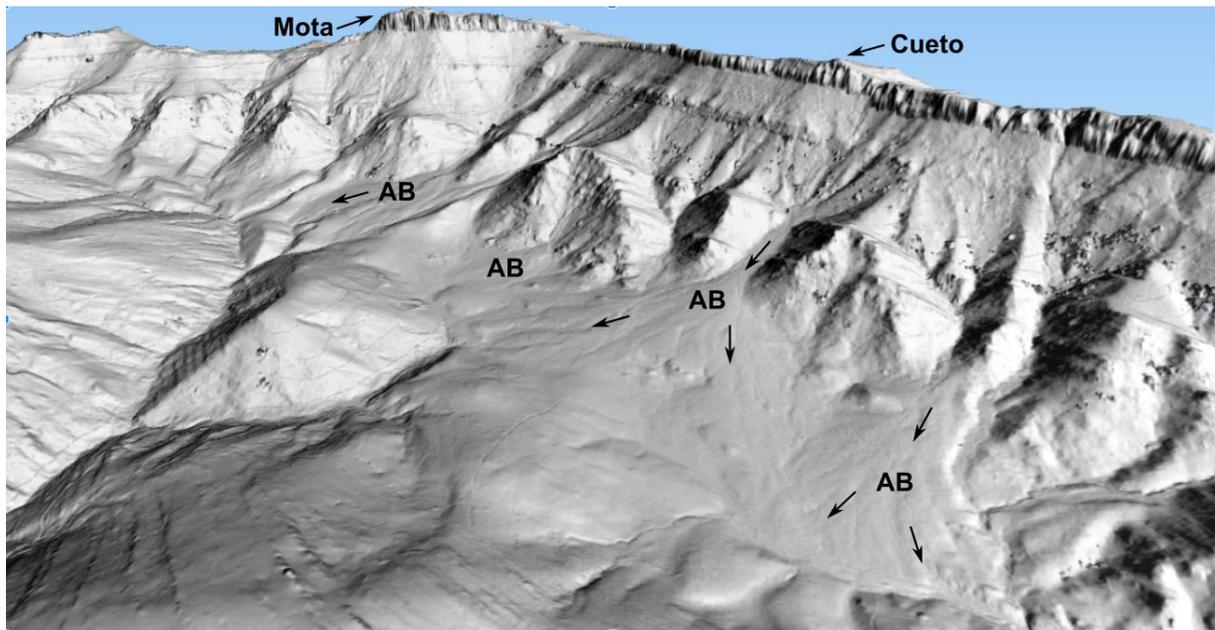


Figura 3.34. Reconstrucción en 3D (a partir del MDT LiDAR) del complejo de abanicos de derrubios de Los Arenales (AB). Hacia el fondo se observan los escarpes somitales de los relieves de Cueto y Mota, labrados en calizas coniacienses.

En el paraje de Los Arenales, hacia la base de los taludes que descienden desde los picos de Cueto (1.367 m.) y La Mota (1.315 m.) por su vertiente NE, se localiza el sistema de abanicos de derrubios más relevante de todo el ámbito de estudio (figura 3.34). El conjunto consta de tres abanicos principales y uno menor, cuyas áreas de depósito coalescen dando lugar a una extensa área de acumulación con dimensiones aproximadas de 2,9 x 0,9 km y superficie de unas 130 has. Los abanicos se desarrollan en sentido SSO-NNE en respuesta a la orientación de los corredores cataclinales superiores (excavados a favor del diaclasado mayor), los cuales comunican la zona de acumulación con los taludes superiores.

Atendiendo a sus rasgos morfométricos, morfográficos y sedimentológicos, puede afirmarse que dichos abanicos son consecuencia, en todos los casos, de procesos de tipo *debris flow* (COROMINAS et al, 1996; DIKAU, 2004; consultar el sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1), los cuales además han debido tener una dinámica policíclica, ya que se observan frecuentes estructuras sedimentarias superpuestas y progradantes en las zonas distales. Su génesis se atribuye a sucesivos eventos torrenciales de gran magnitud y deshielos súbitos que, en algunos casos, podrían haber tenido lugar de manera concomitante. Asimismo, cabe pensar que dichos deshielos habrían sido especialmente intensos durante las fases frías cuaternarias, como consecuencia de unos mayores aportes nivales. En este sentido debe tenerse en cuenta tanto la distribución altitudinal (1.000-

1.250 m) como la orientación (NE) de los taludes de derrubios superiores, factores que explicarían unas acumulaciones nivales particularmente importantes en estos sectores.

Su distribución altitudinal se sitúa entre los 980 m del ápice central hasta los 780 m de las zonas más distales, mientras que las pendientes oscilan entre los 11-13° de dicho ápice y los 7-9° de la zona de acumulación principal. Sin embargo, las zonas de arranque de los flujos de derrubios no tienen una delimitación clara, ya que abarcan gran parte de los crestones de areniscas y taludes inmediatamente superiores. En cambio, sí que se observan algunos surcos de incisión profundos (de unos 7-10 m de desnivel) que habrían dado lugar a los aportes más recientes de material. Por otra parte, la relación entre longitud y anchura de los abanicos principales es de 2:1, lo que supone un desarrollo longitudinal algo escaso para este tipo de flujos.

Las litofacies de origen que han dado lugar al depósito son bastante heterogéneas, puesto que incluyen, por un lado, las areniscas de grano grueso con cantos de cuarzo y arenas del Cenomaniense medio-inferior (buzan 30-35° hacia el SO) y, por otro, los derrubios de vertiente que tapizan amplias superficies de los taludes superiores, entre los que destacan algunos bloques calizos de diámetro incluso decamétrico. En consecuencia, la zona de acumulación está constituida por una matriz arenosa o franco-arenosa con un contenido variable de elementos gruesos caóticamente dispuestos (15-40% del volumen total); éstos últimos están compuestos por clastos de cuarzo (diámetro mm.-cm., redondeados), arenisca (diámetro cm.-dm., angulosos) y caliza (diámetro, cm.-dm., ocasionalmente métrico, angulosos). A falta de afloramientos de mínima entidad se ha estimado, según mediciones realizadas en base al MDT LiDAR, que la potencia del depósito oscila entre los 5-10 m en sus zonas distales, si bien estos valores deben ser tomados con cierta cautela; los espesores tienden a incrementarse (de forma gradual, aunque irregular) desde los bordes laterales y los tramos más distales del depósito hacia el abanico central y su ápice.

Por otra parte, en el frente de los abanicos se observan algunos arroyos (p. ej., la cabecera de Valdelagua) que han disectado íntegramente el depósito, lo que da una idea de la escasa o nula funcionalidad actual de los procesos de *debris flow*. Asimismo, la red de drenaje que atraviesa la zona central del depósito destaca por su carácter difuso, ya que consta de una multitud de pequeños cauces de longitud generalmente decamétrica y distribución irregular, cuyo recorrido se adapta a la morfología radial de los abanicos.

➤ *Debris flow de Costoria*

En el área comprendida entre la localidad de Nograro y los relieves de Costoria y Cárabo encontramos otro fenómeno gravitacional que tiene ciertas características en

común con los abanicos de Los Arenales (figura 3.35). Habida cuenta de sus rasgos morfométricos y morfográficos, se trata de un movimiento en masa de tipo *debris flow*, si bien éste presenta otras particularidades que parecen indicar una naturaleza poligénica. Sus dimensiones son considerables, puesto que la longitud desde la cabecera de despegue hasta el frente del depósito es de 1,25 km., mientras que su umbral altitudinal se sitúa entre los 700-1000 m. Presenta dos cabeceras de despegue, una principal (suroriental) cuya erosión ha dado lugar a la mayor parte del depósito y otra secundaria (noroccidental) cuyos aportes de material son anecdóticos. El flujo se desarrolla en sentido N-S desde la cercana cumbre de Costoria hasta alcanzar una vaguada de dirección NO-SE. El desnivel entre el ápice del depósito y los escarpes superiores es de unos 100 m, mientras que la superficie del área de depósito es de unas 23,5 has. Así pues, el volumen total estimado para la masa desplazada es de unos 6-7 hm³. En cuanto a las pendientes, éstas oscilan entre los 27-30° de los escarpes de la cabecera hasta los 8-12° de la zona de acumulación. Desde el punto de vista morfográfico, además de las zonas de despegue y depósito ya señaladas se distingue una zona intermedia de canal (dimensiones de 0,4 x 0,1 km) que también resulta típica en este tipo de fenómenos (COROMINAS et al, 1996).

Los materiales de la zona de cabecera que han sido erosionados por este proceso gravitacional están constituidos por niveles alternantes de microconglomerados silíceos y areniscas del Cenomaniense inferior que buzan en torno a 30-40° hacia el SO. En consonancia con estas litofacies, la zona de depósito está constituida por una matriz fundamentalmente arenosa con frecuentes clastos de cuarzo (redondeados) y arenisca (angulosos) de diámetro centimétrico a decimétrico y disposición caótica; en conjunto, estos elementos gruesos representan un 20-30% del volumen total. Por otra parte, los espesores estimados mediante el MDT LiDAR en el frente del acúmulo principal oscilan entre los 10-15 m, si bien éstos no han podido ser comprobados en campo.

Desde el punto de vista genético, este fenómeno se explicaría por un evento torrencial de gran intensidad que también podría haber coincidido con deshielos súbitos, de forma análoga a lo señalado para el caso de Los Arenales, aunque en este caso parece corresponder a un único evento de gran magnitud. En este sentido conviene señalar además que, tanto en la zona de despegue principal como en la secundaria, se ha constatado la existencia de un sistema de fallas de dirección N170-N175 que habría favorecido la inestabilidad de la cabecera del *debris flow*, de tal manera que estas discontinuidades habrían actuado como superficies de debilidad propiciando el desencadenamiento de desprendimientos y/o avalanchas en los tramos proximales, provocando así el colapso de los crestones superiores de microconglomerados. De hecho, en el MDT LiDAR se observa que los escarpes más pronunciados se encuentran adosados a una de las fallas anteriormente señaladas. Por otra parte, debe tenerse en cuenta el

elevado desarrollo longitudinal del depósito (superior a 1 km) y su morfología elongada (proporción de 3:1 entre su longitud y su ancho), rasgos que están relacionados con las elevadas velocidades (incluso superiores a los 10 m/s; JOHNSON et al, 1984) y capacidad de transporte que estos flujos pueden alcanzar. Por consiguiente, nos encontramos ante una forma de naturaleza poligénica en la que se da una concomitancia de procesos de colapso-desprendimiento en la cabecera junto con los fenómenos de flujo de derrubios que afectan al resto de tramos de la misma. Por otra parte, a diferencia de otros movimientos en masa localizados en su entorno más inmediato (Los Arenales), la zona de depósito no se encuentra disectada por la incisión fluvial por lo que, desde el punto de vista cronológico, este *debris flow* sería más reciente.

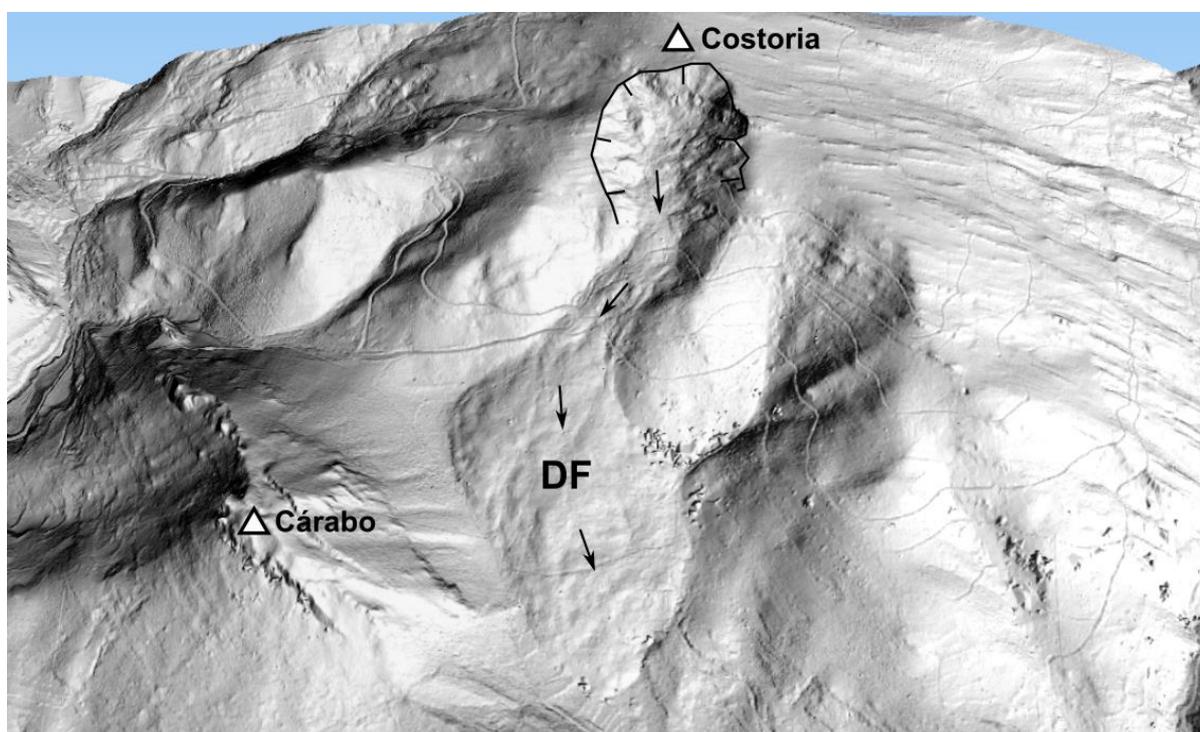


Figura 3.35. Reconstrucción en 3D (a partir del MDT LIDAR) del debris flow del monte Costoria (DF). En el cuadrante inferior izquierdo se aprecia el crestón de calizas coniacienses de la peña de Cárabo; correspondientes al flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón.

➤ *Derrubios de vertiente, formaciones coluviales y canchales*

Los derrubios de vertiente y formaciones coluviales son depósitos que también ocupan importantes extensiones en este sector. Particularmente significativos son los taludes de derrubios de diversa naturaleza desarrollados por todo el frente estructural de la sierra de Árcena desde la localidad de Barrio hasta el desfiladero del Purón, al pie de algunas de las mayores elevaciones del ámbito estudiado (Batxicabo, La Mota, Cueto o

Revillallanos). Dichos taludes se desarrollan principalmente sobre margas del Turoniense y Cenomaniense superior, las cuales afloran al pie de las cornisas labradas en calizas coniacienses mucho más competentes (figura 3.36). Este sistema de vertientes está mayoritariamente orientado hacia el NE y tiene un perfil longitudinal notablemente regularizado, aunque también se observan frecuentes surcos de arroyada y grandes bloques desprendidos que incrementan la irregularidad de la superficie topográfica. Asimismo, en el tramo intermedio del talud destaca un resalte (de desnivel métrico a decamétrico) correspondiente a un nivel de calcarenitas que marca el techo del Cenomaniense y tiene continuidad por la práctica totalidad del frente estructural. Así, la vertiente queda dividida en dos tramos situados por encima y por debajo de dicho resalte, cuyos valores de pendiente son sin embargo muy constantes (25-30°). Estos taludes se encuentran tapizados en su práctica totalidad por formaciones coluviales cuyos valores de espesor son muy variables (oscilan entre los 30-40 cm y 2-3 m). De forma general, estos depósitos están constituidos por clastos angulosos y caóticamente dispuestos, de diámetro centimétrico a decimétrico, empastados en una matriz franco-limosa que ocupa un 15-35% del volumen total; los materiales que integran la fracción gruesa son calizas, calcarenitas y, en menor medida, areniscas (éstas últimas aparecen hacia los tramos más distales).

Asimismo, hacia los tramos proximales del frente estructural, al pie de las cornisas de calizas coniacienses, encontramos una franja ocupada por canchales de extensión reducida. Estos depósitos alcanzan su mayor desarrollo bajo los escarpes de Valdelamediana y Revillallanos, donde los canchales localmente superan los 100 m de longitud vertiente abajo (figura 3.36). Sin embargo, el resto de canchales apenas sobrepasa los 30-40 m de longitud y, además, éstos se encuentran ocupados en gran parte por vegetación colonizadora, lo que indica su escasa o nula actividad. Estas formaciones están compuestas por clastos calizos de diámetro centimétrico a decimétrico y su rango de distribución altitudinal se sitúa entre los 1.020-1.240 m.



Figura 3.36. Canchales al pie de los escarpes de Valdelamediana.

Sobre las formaciones coluviales y canchales descritos encontramos frecuentes bloques calizos desprendidos de granulometría pluridecimétrica a decamétrica, cuya génesis se debe a desprendimientos individuales (*rockfall*) o en masa (avalanchas de derrubios, VARNES, 1978). En algunos casos la intensa meteorización de estos bloques da lugar al desarrollo de microcanchales de dimensiones muy reducidas.

Por otra parte, estos taludes de derrubios se encuentran localmente afectados por procesos de tipo gravitacional de los que únicamente se han podido identificar algunas morfologías erosivas formadas por cicatrices de despegue semicirculares, las cuales han sido detectadas en el MDT LiDAR. Habida cuenta de la inclinación de las capas (con buzamientos generalmente moderados y hacia el SO) cabe pensar en una componente rotacional de estos movimientos en masa, cuyas superficies de debilidad coinciden con las direcciones preferentes de diaclasado.

Atendiendo a su distribución altitudinal (950-1.250 m), orientación (NE) y litología (fundamentalmente calizas), cabe pensar que éstas vertientes también podrían albergar derrubios estratificados similares a los descritos en el barranco de Renejas (sector de Nograro-Bachicabo, apartado 3.5.3.2), si bien su existencia no ha podido ser constatada en ninguno de los escasos afloramientos disponibles. En este sentido, conviene señalar asimismo que en el caso de este sector las litofacies de origen (calizas coniacienses) no muestran un diaclasado tan intenso como en la zona de Renejas (calcarenitas santonienses), lo que podría haber condicionado un desarrollo comparativamente menor de este tipo de depósitos.

Al margen de las formas y depósitos anteriormente descritos, se ha constatado asimismo la existencia de frecuentes áreas afectadas por procesos de soliflucción (*soil flows*; GUTIÉRREZ, 2008) que coinciden con las litologías más deleznable de la secuencia cenomaniense, constituidas principalmente por arenas y algunas intercalaciones locales de lutitas. Éstas se localizan en algunas vertientes de los barrancos transversales de Barrio, Nograro y Valdelagua y San Zadornil. En algunos casos la génesis de estos procesos es exclusivamente natural y se desencadena por la saturación hídrica de los depósitos superficiales (*solum* y/o regolito) como consecuencia de eventos torrenciales y/o de súbita fusión nival; en otros, la movilización de material se ha visto claramente favorecida por la presencia de algunos elementos artificiales (taludes de pistas y caminos forestales). Las dimensiones superficiales de las masas movilizadas casi nunca sobrepasan el hectómetro en su eje mayor, por lo que no han podido ser reflejadas en el mapa geomorfológico.

Por otra parte, en lo que respecta al regolito se ha constatado un desarrollo generalmente escaso o moderado de los horizontes superficiales en cuanto a su profundidad y diversidad, puesto que en este sector los procesos edafogénicos se

encuentran notablemente condicionados por el protagonismo del modelado de vertientes, los fenómenos gravitacionales y la consiguiente relevancia de las formaciones de morfogénesis coluvial.



Figura 3.37. Perfiles de regolito típicos en el sector de San Zadornil-Barrio. La imagen izda. muestra una secuencia de horizontes A-E-Bs-C desarrollada sobre sustrato arenoso (UTM: X=485.572; Y=4.740.380). En la imagen dcha. se observa otra secuencia de tipo A/C-C sobre depósitos coluviales (UTM: X=493.176; Y=4.738.982).

A estos rasgos se suma la topografía escarpada y la diversidad litológica del sector, aspectos que contribuyen a incrementar la variabilidad en cuanto la extensión lateral y potencia de los horizontes edáficos. Sin embargo, la profundidad de regolito es notablemente mayor en este sector que en los contiguos, especialmente si se compara con las áreas relativas a los flancos del pliegue, lo que se atribuye a la presencia minoritaria de superficies estructurales y/o subestructurales en el núcleo del anticlinal. Por consiguiente, los espesores de *solum* observados oscilan entre los 30-70 cm medidos en algunos relieves conformes (*monts* de La Rasilla, La Presa y el Alto del Pozo), y los 60-130 cm registrados en los taludes de derrubios de mayor longitud y desnivel. Las secuencias de horizontes típicas son de tipo A/C-C en los taludes margosos (con un 35-60% de elementos gruesos constituidos por calizas), A/C-Bw-C en los taludes arenosos (con un 10-40% de E.G. constituidos por cuarzo, areniscas, calcarenitas y calizas) y A/C-R o A-R en los relieves conformes relativos al eje anticlinal. Asimismo, sobre sustrato arenoso se han observado localmente endopediones álbicos que aparentemente están ligados a procesos de eluviación, dando lugar a secuencias más complejas de tipo A-E-Bs-C (figura 3.37).

3.5.2.3. Sector Sobrón

3.5.2.3.1. Formas litoestructurales

El sector de Sobrón se extiende, de N a S, desde las cumbres de Batxicabo (1.199 m.), Canto Pero (1.208 m.) y La Mota (1.315 m.) hasta el fondo del barranco-cluse de Sobrón (donde se localiza el embalse del Ebro), el cual disecta íntegramente la estructura anticlinal siguiendo una dirección O-E (figura 3.38). Por el E y el O queda encuadrado por los acantilados de la Peña del Mazo (1.083 m.) y de la vertiente S de La Mota. La principal particularidad de esta vertiente es su morfología accidentada e irregular que se ve reflejada en un perfil longitudinal afectado por numerosas rupturas de pendiente. Esta configuración del paisaje contrasta notablemente con los sistemas de laderas del flanco meridional del anticlinal, consistentes en dorsos de cuesta estructurales (*chevrans*) de perfil más sencillo (sector Árcena).

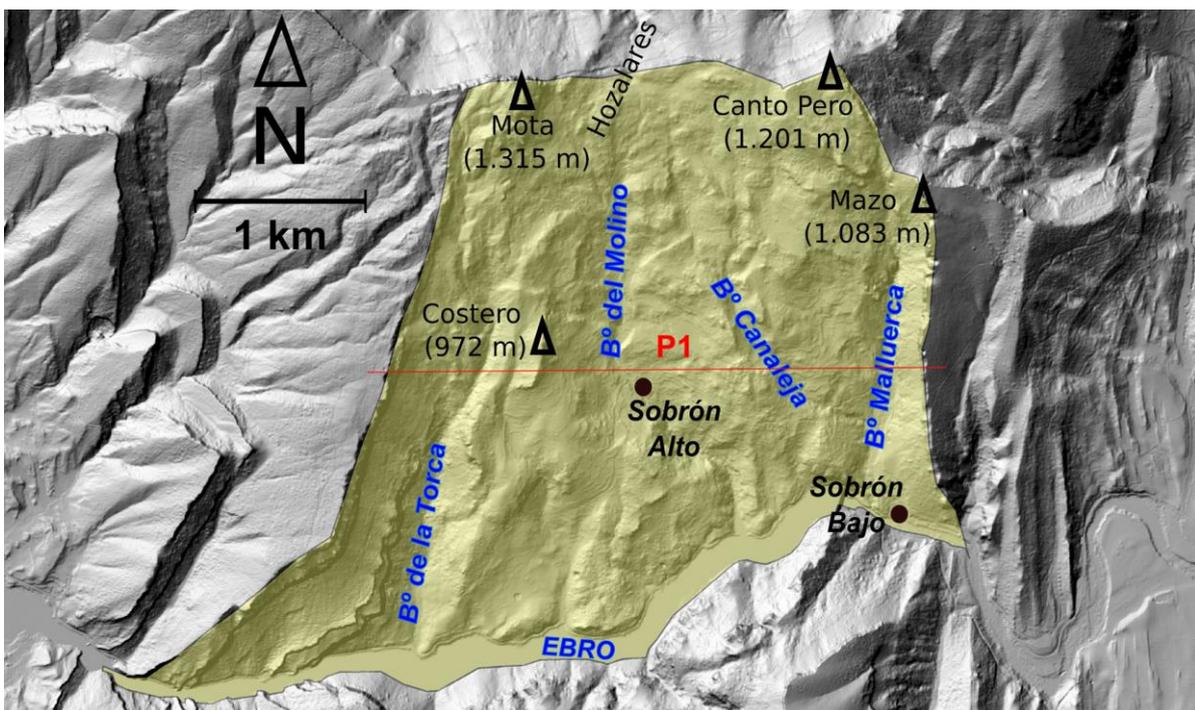


Figura 3.38. Esquema general del sector de Sobrón y perfil transversal (P1, figura 3.39).

En este sector el eje del anticlinal de Valderejo-Sobrón describe un giro de unos 45° y pasa a tener una dirección N-S que se mantiene hasta el cierre perianticlinal meridional localizado en el entorno de la localidad de Bozoo, ya en la provincia de Burgos. El cambio de dirección del eje de la antifirma ha sido asociado por EGUILUZ y LLANOS (1988) a la presencia de un accidente de zócalo de salto en dirección derecha, el cual es causante asimismo de la forma elipsoidal del diapiro de Salinas de Añana. La secuencia aquí aflorante

corresponde casi en su integridad al Cenomaniense (FLOQUET, 1991), distinguiéndose hasta 3 megasecuencias de carbonatación. Los materiales predominantes son calcarenitas bioconstruidas con algunas pasadas de margas, si bien en la zona axial afloran localmente algunos niveles de areniscas y microconglomerados. Los relieves localizados en el borde oriental del sector (peña del Mazo) están constituidos por facies santonienses (margas y calcarenitas), mientras que el borde occidental culmina en los materiales del Turoniense-Coniaciense (margas y calizas). Esta alternancia litológica ha propiciado fenómenos importantes de erosión diferencial que se han visto acentuados por el alto grado de dolomitización que muestran los paquetes calcáreos.

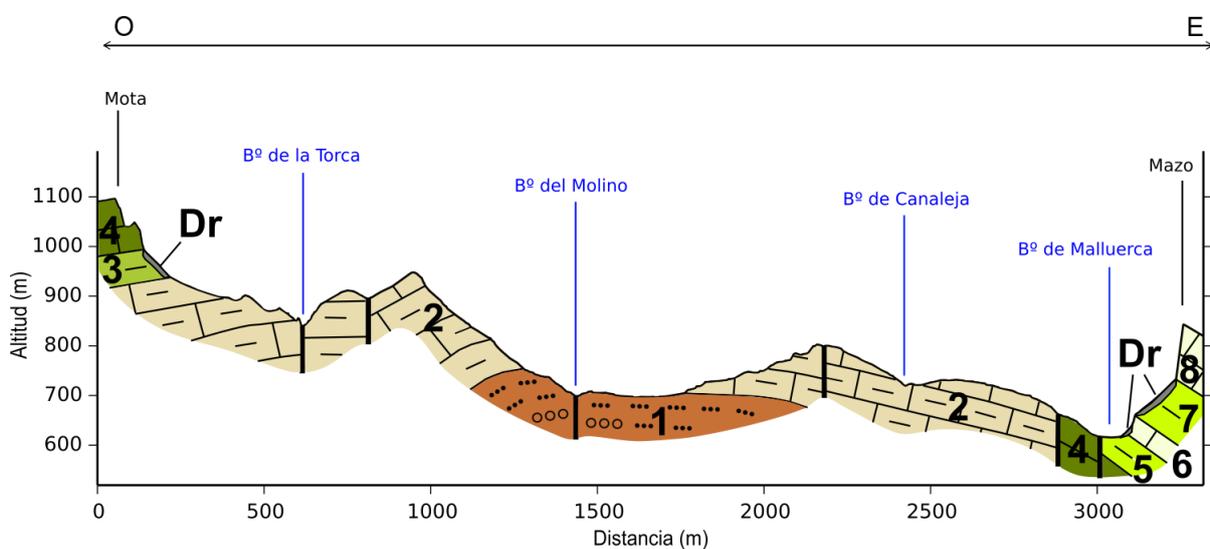


Figura 3.39. Perfil geológico-geomorfológico del sector de Sobrón (P1). 1. Areniscas y microconglomerados (Albiense-Cenomaniense); 2. Calcarenitas y margas (Cenomaniense med.-sup.); 3. Margas (Turoniense); 4. Calizas (Coniaciense); 5. Margas (Santoniense inf.); 6. Calizas (Santoniense inf-med.); 7. Margas (Santoniense med.-sup.); 8. Calcarenitas (Santoniense sup.); Dr. Derrubios de vertiente.

A estos condicionantes litológicos se suman otros de carácter estructural y tectónico que también han contribuido al modelado del sector. Tal y como se ha podido constatar mediante observaciones de campo, la mayoría de los buzamientos son subhorizontales ($\beta=5-10^\circ S$) y varían en función de su proximidad al eje anticlinal. Por consiguiente, la inclinación de las capas es ligeramente menor a la pendiente general de la vertiente ($10-20^\circ$, orientación S); por ello este sector representa un relieve de carácter subestructural que, sin embargo, se encuentra notablemente degradado por los procesos erosivos ya comentados; esta disposición estructural implica, además, que los materiales más antiguos de la secuencia estratigráfica (areniscas) afloran en el borde S del sector. Asimismo, se ha evidenciado la presencia de un conjunto de fallas y diaclasas paralelas al eje del pliegue, por tanto de dirección N-S, cuya expresión topográfica está representada por un conjunto

de vaguadas de origen estructural como las de la Torca, el Molino y Malluerca. El encajamiento del arroyo de la Malluerca (figura 3.40) tiene lugar a lo largo de una falla de dirección aproximada N-S, de tal manera que, a la altura de Canto Pero, el contacto mecánico ha situado en una misma cota las facies del Santoniense medio y las calizas coniacienses.



Figura 3.40. Vista de la vaguada estructural de la Malluerca (desde el collado de Canto Pero), asociada a una falla inversa de dirección N-S. En el tercio izquierdo de la imagen aparece la secuencia de calcarenitas y margas santonienses formando un frente con abruptos escarpes y taludes de derrubios. En el cuadrante inferior derecho afloran las calcarenitas cenomanienses, que habitualmente dan lugar a riscos de morfología ruiforme (Peñacastillo). Hacia el fondo se observa el cierre perianticlinal meridional, también coronado por calcarenitas santonienses.

En consecuencia, la abundancia de discontinuidades tectónicas ha debido favorecer, junto con la dolomitización de los materiales, una mayor intensidad de los procesos de meteorización y disolución en este sector, propiciando así el desmantelamiento de la serie desde el Coniaciense hasta la base del Cenomaniense. Como consecuencia de ello el sector de Sobrón ha quedado deprimido en comparación con las vertientes que lo flanquean al E y al W, culminadas por pronunciados escarpes labrados en calizas (superan los 100 m de desnivel vertical). A nivel morfológico destaca el aspecto moderadamente ruiforme del paisaje, protagonizado por numerosos relieves residuales que habitualmente quedan ocultos bajo un denso manto forestal. La erosión de las calizas cenomanienses ha dado lugar a la individualización de numerosos bloques y monolitos a favor del diaclasado, confiriendo una apariencia caótica al relieve. Estos resaltes se disponen de forma escalonada siguiendo cada una de las capas duras de la secuencia cenomaniense; los tramos más competentes de estas facies condicionan la presencia de algunos relieves destacados como el alto de Costero (972 m). A su vez, entre los niveles más resistentes

existen tramos de margas y margocalizas de menor competencia, los cuales dan lugar a pequeños rellanos en la ladera (p. ej., los terrenos roturados situados en torno al barrio de Sobrón Alto). En estas zonas de contacto entre calizas y margas es donde tienen lugar las numerosas fuentes y surgencias existentes en el sector (p. ej., fuente de la Toba). A pesar del predominio de litofacies carbonatadas, las formas asociadas al modelado kárstico son muy minoritarias en el sector, lo que se atribuye una vez más a los intensos fenómenos de disolución y erosión debidos a la dolomitización.

3.5.2.3.2. Depósitos superficiales, formas gravitacionales, y regolito

Los relieves que cierran el sector por el O y E (Mota y Mazo, respectivamente), conectan con el núcleo del sinclinal a través de un conjunto de taludes margosos fuertemente inclinados (pendiente entre 20-30°) los cuales se caracterizan, además, por la presencia de escarpes secundarios que complican el perfil. Dichos taludes se encuentran tapizados por un potente manto de derrubios desde los tramos proximales hasta los basales, llegando a sobrepasar los 7 m de espesor en los afloramientos reconocidos. El depósito se dispone en dos franjas separadas entre sí por un escarpe intermedio cuyo desnivel varía desde unos pocos decámetros hasta el hectómetro; su rango altitudinal de desarrollo oscila aproximadamente entre los 550 m (Sobrón Bajo) y 1000 m (Mazo). La fracción gruesa está compuesta por cantos calizos y angulosos de granulometría centimétrica a decimétrica, los cuales se engloban en una matriz limo-arenosa con una característica coloración marrón-rojiza; asimismo se aprecia una disposición estratificada del depósito que indica una génesis policíclica. Los taludes se encuentran cubiertos en gran parte por un denso manto forestal, lo que pone de manifiesto la nula o casi nula funcionalidad de los fenómenos gravitacionales; de forma muy local se distinguen algunos canchales desprovistos de vegetación en algunos de los tramos más proximales. Estas formaciones coluviales tienen continuidad fuera del sector por las vertientes septentrionales de la peña del Mazo, más concretamente en el barranco de Ranejas; su descripción e interpretación han sido abordadas con mayor detalle en el sector de Nograro-Bachicabo (consultar apartado 3.5.3.2).

Por otra parte, en los taludes situados en la base de las calizas coniacienses (Mota) se han observado frecuentes bloques desprendidos desde los escarpes superiores, los cuales llegan a tener varios metros de longitud en su eje mayor y se apoyan sobre los coluviones anteriormente descritos. En estos mismos enclaves también encontramos localmente algunos desprendimientos en masa que dan lugar a pequeños campos de bloques de granulometría plurimétrica y dimensiones hectométricas, tal y como sucede al pie de las cornisas del Mazo.

Los rellanos topográficos que salpican la mayor parte del sector albergan frecuentemente rellenos coluviales de escasa entidad y distribución irregular, cuyos espesores oscilan entre los 40-80 cm. Asimismo, los bancos margosos que constituyen dichos rellanos juegan un papel importante en la génesis de fenómenos gravitacionales. En efecto, estas litologías más arcillosas han podido favorecer procesos de flujo, deslizamiento y/o basculamiento que afectan a los bloques desprendidos desde los crestones cenomanienses. El diámetro de los detritos alóctonos suele oscilar entre varios metros o decámetros; además, en el borde S del sector se han llegado a reconocer bloques basculados que superan el hectómetro de longitud.

Por consiguiente, el regolito se caracteriza por su gran variabilidad lateral y vertical, de tal manera que sobre los rellanos margosos se reconocen horizontes superficiales de tipo A o A/C con espesores entre los 40-100 cm. Estas potencias son similares para las formaciones coluviales anteriormente descritas, si bien éstas se encuentran tapizadas por horizontes A/C en todos los casos. También sobre sustrato margoso aparecen de forma ocasional endopediones de tipo Bw que, como máximo, alcanzan los 40 cm de espesor; éstos contrastan con los horizontes superiores por su coloración más clara y su estructura parcialmente prismática (figura 3.41).



Figura 3.41. En la imagen izquierda se observa un rellano margoso (perfil de regolito A-Bw-C) labrado en margas (camino de Sobrón a Hozalares); en la parte central aparece un bloque de diámetro plurimétrico que ha sido desprendido desde la cornisa superior de calcarenitas cenomanienses. La imagen derecha muestra otro bloque desprendido y deslizado cuyo eje mayor tiene unos 3 m de longitud.

3.5.3. FLANCO NORORIENTAL DEL ANTICLINAL DE VALDEREJO-SOBRÓN

Esta unidad morfoestructural constituye el flanco NO de la antiforma (figura 3.42) por lo que, al mismo tiempo, forma parte del flanco suroccidental del sinclinal de Miranda-Treviño (apartados 3.5.4 y 3.5.5). De cara a una descripción más precisa, se han distinguido dos sectores, uno noroccidental (La Horca-Quejo) y otro suroriental (Nograro-Bachicabo).

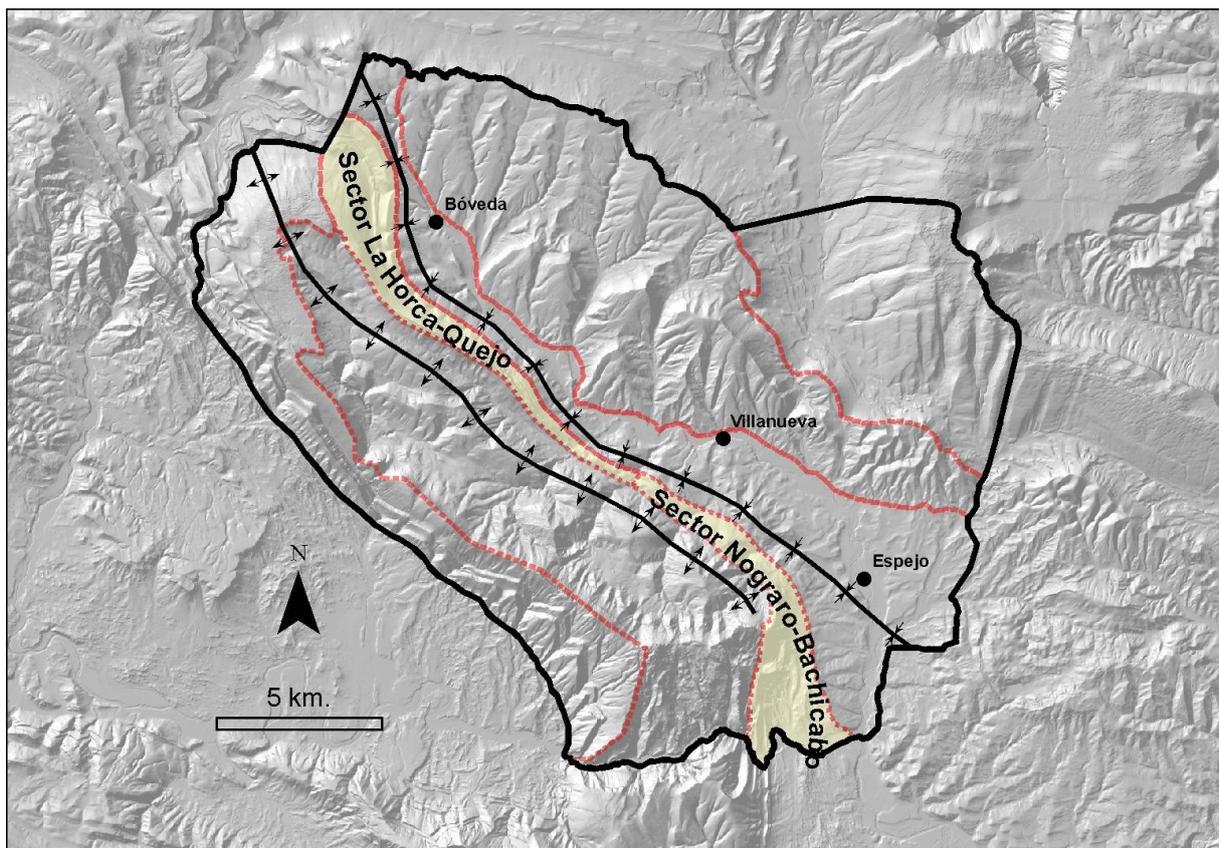


Figura 3.42. Localización del flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón y sectores que lo componen.

3.5.3.1. Sector La Horca-Quejo

3.5.3.1.1. Formas litoestructurales

Hacia el SE del cierre perianticlinal de Valderejo-Recueno se extiende el flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón. Su mitad noroccidental forma una prolongada franja que se va estrechando gradualmente desde el puerto de La Horca (límite Álava-Burgos) hasta la localidad de Quejo (figura 3.43). Este hecho responde a que el buzamiento de las capas es progresivamente mayor hacia el SE de tal forma que, a la altura de la sierra de Peña Gobeá o Peña Carria (1.128 m), se alcanza la verticalidad e incluso, puntualmente, valores invertidos; en cambio, en las proximidades del cierre periclinal (parajes de La Horca y La Yera) se registran buzamientos bajos (15-20°). Además, conforme los estratos se van verticalizando la secuencia también se va adelgazando hacia el SE debido a las fases más tempranas de levantamiento del pliegue y al surgimiento de las primeras zonas someras con tasas inferiores de sedimentación. La charnela de este flanco puede ser observada en algunos sectores culminantes como portillo Lerón, Arrayuelas y portillo de Los Grojos, donde se puede apreciar con claridad la geometría "en rodilla" que describen las capas. Por consiguiente, se constata una marcada disimetría entre los flancos que delimitan la estructura en caja de la antiforma.

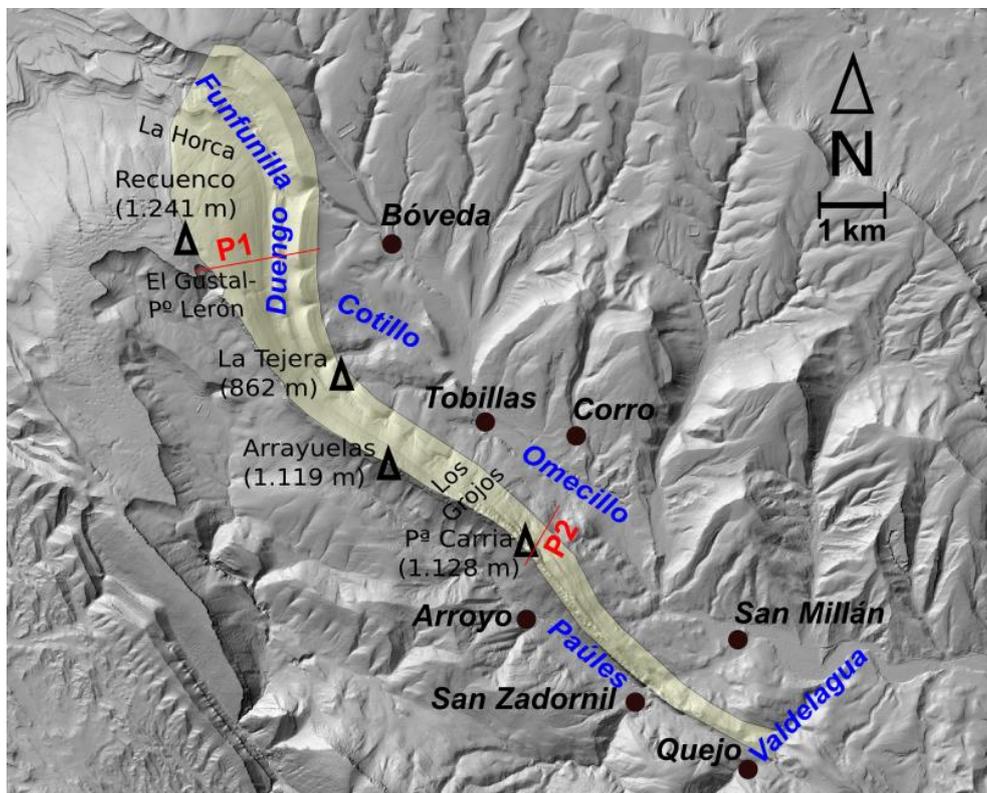


Figura 3.43. Esquema general del sector La Horca-Quejo y perfiles transversales (P1, P2, figuras 3.44 y 3.45).

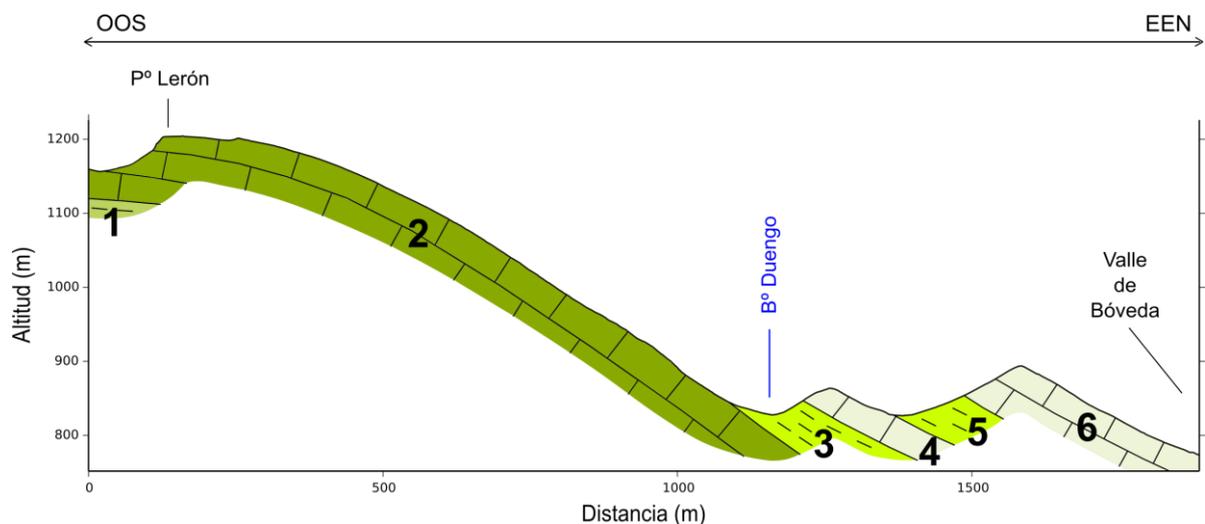


Figura 3.44. Perfil geológico-geomorfológico n° 1, localizado en la mitad noroccidental del sector. 1. Margas (Turoniense); 2. Calizas (Coniaciense); 3. Margas (Santoniense inf.); 4. Calcarenitas (Santoniense med.); 5. Margas (Santoniense med.); 6. Calcarenitas (Santoniense sup.).

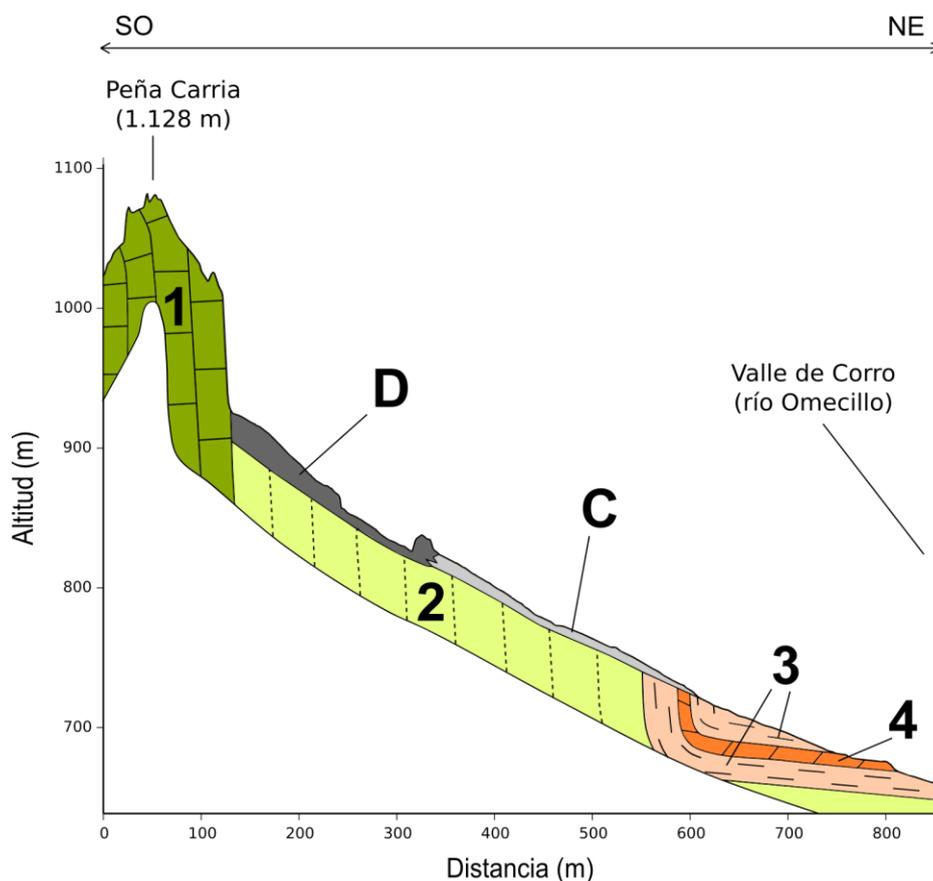


Figura 3.45. Perfil geológico-geomorfológico n° 2, localizado en la mitad suroriental del sector. 1. Calizas (Coniaciense); 2. Secuencia Santoniense-Maastrichtiense; 3. Margas (Terciario marino); 4. Dolomías (Terciario marino); D. Desprendimientos de derrubios y canchales; C. Formaciones coluviales.

En cuanto a la litología, la secuencia registrada en este sector es análoga a la que se observa en el flanco suroccidental de la antiforma (sectores de Anderejo y Árcena). Por

consiguiente, a muro se encuentran las calizas coniacienses y a techo de éstas toda la secuencia santoniense, en la que se alternan cuatro niveles principales, dos margosos y otros dos calcareníticos. Así, las calcarenitas que culminan el Santoniense continúan aflorando hacia el NO por el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño y los relieves en cuesta de la sierra de Bóveda (apartado 3.5.5.1). Asimismo, hacia el SE las facies del Campaniense, Maastrichtiense y Terciario también se van acuñando y verticalizando de tal forma que, a la altura de Quejo, los conglomerados del Terciario continental aparecen directamente sobre el coniaciense formando una discordancia angular.

Como consecuencia de estos condicionantes litoestructurales este sector es uno de los más escarpados de todo el ámbito de estudio. La mitad noroccidental del sector (La Horca) alberga un conjunto de cuestas y crestas sucesivas en las que los valores de pendiente (30-40°) son ligeramente inferiores a los de buzamiento (45-60°), por lo que dichas superficies han de ser consideradas como relieves de tipo subestructural. El dorso principal se desarrolla sobre las calizas coniacienses, mientras que la secuencia santoniense da lugar a dos crestas menores que quedan separadas entre sí por otros tantos "callejones" ortoclinales labrados en las facies margosas. Particularmente destacables son los corredores localizados en el término del Duengo, donde se pueden observar los fenómenos de erosión diferencial que afectan a las facies calizas y margosas. Las cuestas situadas más a techo, desarrolladas sobre las calcarenitas de Bóveda (Santoniense sup.), se encuentran disectadas por arroyos cataclinales como los de Cotillo o la Tejera, lo que ha dado lugar a una alineación de crestones individualizados que a la altura de Tobillas (hacia el SE), conforme las capas se van aproximando a la vertical, quedan fosilizados por los coluviones de Peña Carria; entre todos ellos destaca el cerro de La Tejera, el cual representa un buen ejemplo de *hogback* ($\beta=65^\circ$).

En la mitad suroriental de la unidad, aproximadamente hacia el SE del portillo de Los Grojos, las cuestas y *hogbacks* dejan paso a unas vertientes aún más abruptas que culminan en las calizas coniacienses formando un conjunto de barras verticales muy escarpadas, con desniveles que llegan a superar los 200 m hasta alcanzar los taludes situados en su base. El resultado es una divisoria extraordinariamente estrecha que tiene su tramo más accidentado en torno a la cumbre de Peña Carria (1.128 m) y separa los valles de Arroyo de San Zadornil y Tobillas-Corro. El cresterío superior se encuentra intensamente afectado y fragmentado por el diaclasado mayor de dirección NE-SO, lo que ha propiciado pequeños desplazamientos (de longitud decamétrica e incluso hectométrica) de desgarre entre las barras verticales; este fenómeno es particularmente visible en el tramo del cresterío comprendido entre Quejo y San Zadornil.

Por otra parte, el modelado de las calizas verticales ha derivado en una sucesión de pasillos ortoclinales muy angostos, excavados a favor de los niveles relativamente más

margosos, y de "lajas" o barras de mayor competencia que separan dichos pasillos; estas espectaculares grietas llegan a tener profundidades de varias decenas de metros y anchuras inferiores incluso al medio metro entre pared y pared. Asimismo, el diaclasado de dirección NE-SO ha favorecido la formación de un sistema de canales cataclinales que se encargan de transferir el regolito desde los sectores somitales hasta el ápice de las formaciones coluviales localizadas en la base. Además, estas acumulaciones de derrubios se encuentran habitualmente interrumpidas por numerosos resaltes o rupturas de pendiente que se explican por la presencia de pequeñas barras de calizas y conglomerados que comprenden desde el Campaniense hasta el Terciario continental. Éstos últimos materiales son fácilmente observables inmediatamente al NE del portillo de San Zadornil, en la carretera BU-V-5531; es en este portillo donde el arroyo Paúles disecta toda la secuencia de barras verticales para, a través de un estrecho paso, continuar con su recorrido hacia el valle del Omecillo.

En lo concerniente a la red hidrográfica destaca el sector de La Horca por albergar varias de las cabeceras fluviales que constituyen el nacimiento del río Omecillo. Los cursos principales son los de Funfunille, que fluye en sentido NO-SE desde el manantial del mismo nombre, y los de Duengo y Trascueto, de recorrido S-N a través de sendos "callejones" estructurales; todos ellos tienen un trazado mayoritariamente ortoclinal. Existen asimismo otros cursos menores con trazado cataclinal en sus cabeceras como los de Cotillo, Tejera, Callejón y Valdeturón. Hacia el SE del sector cabe mencionar el ya comentado arroyo de Paúles y, finalmente, el de Valdelagua, que vuelve a cortar los paquetes verticales de calizas a la altura de Quejo.

A pesar del manifiesto predominio de litofacies carbonatadas por todo el sector el modelado kárstico, por su parte, sólo se hace patente en los escasos sectores donde los buzamientos son moderados, tal y como sucede en el portillo de Lerón-Gustal, donde se localizan amplias extensiones de lapiaz, generalmente semicubierto, bien en surcos (de profundidad pluridecimétrica) o bien a favor de diaclasas. Asimismo, se observan con frecuencia microformas típicas de disolución como *kamenitzas* y regueros cuya coalescencia da lugar en algunos casos a morfologías típicas en panal de abejas. Por otra parte, los estrechos pasillos ortoclinales situados al pie de Peña Carria bien podrían representar formas de disolución en sí mismos, aunque su morfogénesis parece ser atribuible a la acción conjunta de éste y otros procesos como la gelifracción, innivación-fusión, etc.

3.5.3.1.2. Depósitos superficiales, formas gravitacionales y regolito

A excepción de algunos depósitos superficiales de escasa entidad que se localizan en las vaguadas margosas de la zona de La Horca (de espesor casi siempre inferior al

medio metro), las formaciones coluviales son claramente protagonistas en el sector, y muy especialmente en su mitad suroriental. De hecho, las abruptas vertientes septentrionales de Peña Gobeá y Peña Carria se encuentran tapizadas por un conjunto de depósitos heterogéneos que son consecuencia de procesos gravitacionales de diversa tipología y magnitud. Así, los derrubios que recubren estas laderas tienen una naturaleza poligénica y muestran una gran variabilidad en cuanto a su granulometría y espesor; asimismo, de forma general se observa que hacia los tramos somitales predominan las estructuras canto-soportadas, mientras que en las zonas intermedias y distales, por su parte, la disposición matriz-soportada es mayoritaria.

Particularmente destacables son los movimientos en masa que han originado los depósitos localizados inmediatamente al pie de Peña Carria (figura 3.46). Estos fenómenos han tenido lugar por el colapso y posterior desmoronamiento de las barras calizas más externas, las cuales han terminado precipitándose hacia los taludes situados en la base del escarpe. Habida cuenta de la disposición vertical de los estratos en el área fuente, el mecanismo de movimiento consiste aparentemente en un evento súbito de vuelco o *rock topple* (CRUDEN y VARNES, 1996; DIKAU et al., 1996); éste implica una rotación hacia fuera de una masa de roca o suelo en torno a un punto o eje por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada. Así, se ha estimado que el material movilizado representa un volumen total de unos 0,3 hm³, afectando a unos 20 m de potencia de la secuencia sedimentaria, a lo largo de un tramo de aproximadamente 200 m; la zona de despegue se encuentra lateralmente limitada por dos diaclasas mayores de dirección NE-SO. El colapso de este tramo de barra parece estar relacionado con la existencia de una estrecha grieta adyacente (apenas un metro de anchura) paralela a la superficie de estratificación, cuya progresiva incisión ha debido favorecer el socavamiento basal de la cornisa y su posterior desplome e impacto contra el talud de derrubios inferior.

La zona de depósito abarca una superficie aproximada de 0,2 x 0,25 km y se caracteriza por la presencia de grandes bloques caóticamente dispuestos, de cuya fragmentación han surgido multitud de detritos menores. Los bloques mayores tienen una longitud pluridecamétrica (de hasta 35 m) en su eje mayor y una forma aproximadamente tabular que indica los planos de rotura a favor del diaclasado menor. Actualmente puede observarse cómo el depósito está siendo ocupado por vegetación colonizadora, lo que viene a confirmar la no funcionalidad del mismo. También se han localizado otros procesos de vuelco similares hacia el NO y SE, aunque sus dimensiones son mucho más reducidas. En cuanto a los factores desencadenantes de este tipo de procesos de vuelco DIKAU et al (1996) señalan, de forma general, los ciclos de hielo-deshielo y, para el caso concreto de las litologías carbonatadas, los fenómenos de disolución.



Figura 3.46. Vista general de la vertiente nororiental de Peña Carria y la sierra de Peña Gobeia desde la localidad de Corro. Hacia la parte central-izquierda de la imagen se observan los grandes bloques desprendidos por vuelco, así como su área fuente, localizada en el escarpe superior (de tonos más amarillentos).

Los canchales, por su parte, tienen una presencia notable en estas vertientes y se localizan en el tramo culminante de los taludes, justo al pie de las cornisas calizas (figura 3.47), en pendientes que oscilan entre los 25-35° de inclinación. Su desarrollo sin embargo es algo inferior en comparación con los descritos en las laderas orientadas al valle de Arroyo (apartado 3.5.2.1), ya que su longitud vertiente abajo nunca sobrepasa los 200 m. Su composición consiste íntegramente en clastos angulosos de litología caliza y granulometría centimétrica a pluridecimétrica, con una ligera tendencia granocreciente hacia los sectores distales. Las zonas que muestran una mayor funcionalidad y, por consiguiente, mayores potencias, se localizan al pie de los ya comentados canales cataclinales, en cuyos puntos de salida se han formado varios conos de derrubios de dimensiones pluridecamétricas; además de los ciclos de hielo-deshielo y su incidencia a favor de la red de diaclasado, la transferencia de regolito en estos corredores puede deberse a procesos secundarios de flujos de derrubios asociados a fusión nival o eventos torrenciales. Por otra parte, los tramos más distales se encuentran cubiertos por densos bosques de haya y pino que evidencian su nula funcionalidad; en numerosos tramos intermedios se observa, además, una clara tendencia hacia la fitoestabilización por parte de comunidades de porte herbáceo-arbustivo.



Figura 3. 47. Vista transversal de las barras somitales de Peña Carria, constituidas por calizas coniacienses. Al pie de las mismas pueden observarse los taludes tapizados por derrubios de tamaño variable, entre los que destacan los grandes bloques (zona central- dcha.) originados por el vuelco de uno de los estratos verticales.

Al pie de los escarpes, desprendimientos en masa y canchales tiene lugar un potente manto coluvial que se extiende desde las proximidades del portillo de la Sierra, al pie de las calizas coniacienses, hasta el límite suroriental del sector, si bien en varios tramos el depósito muestra importantes acuñamientos laterales. Estas formaciones están integradas por los detritos procedentes de los escarpes y acumulaciones de derrubios superiores. Presentan clastos de tamaño centimétrico a pluridecimétrico (ocupan el 25-40% del volumen total), con una matriz generalmente limo-arcillosa y bloques ocasionales que rebasan el metro de diámetro. De forma general, la potencia de los coluviones oscila entre 1-3 m; sin embargo, en algunos puntos se han observado espesores que llegan a rebasar los 5 m (figura 3.48) si bien estos casos, atendiendo a la morfología elongada y canaliforme que caracteriza a estos depósitos, parecen atribuibles a fenómenos de flujos de derrubios (*debris flows*) que, de manera local, han afectado a las formaciones coluviales como consecuencia de su saturación hídrica. Estos flujos implican una removilización y progradación de las formaciones coluviales desde los sectores intermedios de las vertientes hasta sus tramos distales. Los *debris flows* son flujos de sedimentos que fluyen ladera abajo, pobremente clasificados, constituidos por una mezcla de fragmentos gruesos empastados en una matriz de material fino con elevado contenido de agua en su interior

(COROMINAS et al, 1996; DIKAU, 2004). Las elevadas cantidades de agua necesarias para provocar un *debris flow* proceden habitualmente de eventos torrenciales, deshielos súbitos o de la acción conjunta de ambos procesos (GUTIÉRREZ, 2008); así se genera una rápida esorrentía que, al mezclarse con sedimentos heterométricos, da lugar a flujos de viscosidad variable que desplazan los detritos por gravedad y, generalmente, a lo largo de un canal.



Figura 3.48. Depósitos coluviales localizados en el tramo distal de las vertientes septentrionales de Peña Gobeá. Su considerable potencia (superior a los 5m) se atribuye a un hipotético evento de debris flow.

A excepción de las formaciones superficiales anteriormente descritas el regolito tiene, de forma general, un escaso desarrollo por el resto del sector, lo que se debe a lo escarpado de la topografía y al predominio de litologías carbonatadas de gran competencia (figura 3.49). Por consiguiente, sobre calizas se observan amplias zonas de roca desnuda o con un regolito de escasa profundidad (10-30 cm), siendo típicas las secuencias de tipo A-C o A/C-C. En algunas vaguadas (Duengo) y frentes de cuesta desarrollados sobre margas santonienses los espesores de regolito son superiores y llegan a alcanzar el metro, coincidiendo con la presencia de pequeños rellenos coluviales; las secuencias también son

algo más complejas, de tipo A-A/C-C, que en algunos casos incluyen endopediones incipientes de meteorización (Bw). Asimismo, las formaciones coluviales albergan horizontes superficiales de tipo A/C que normalmente se diferencian por sus coloraciones marrones oscuras (por su mayor contenido en materia orgánica); su espesor oscila entre los 40 y 80 cm.

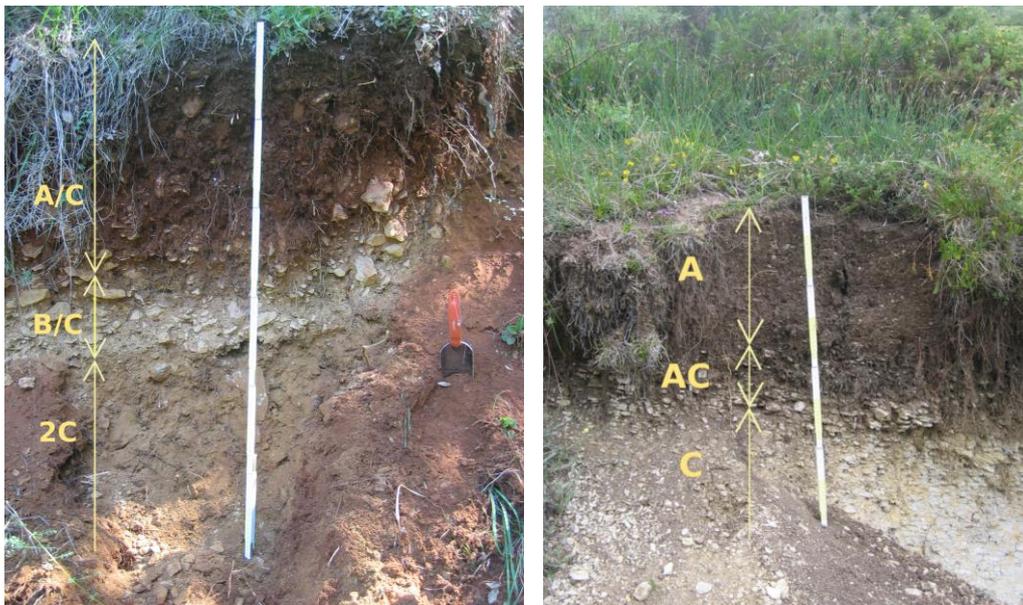


Figura 3.49. Perfiles de regolito en el sector de La Horca-Quejo. La imagen izda. muestra un coluvión sobre calcarenitas (Santoniense sup.), localizado en un frente de cuesta orientado al SO (UTM: x=481983; y=4751388). En la imagen dcha. se observa un perfil típico sobre margas (Santoniense med.), situado en el paraje de La Horca (UTM: x=480350; y=4752457).

3.5.3.2. Sector Nograro-Bachicabo

3.5.3.2.1. Formas litoestructurales

Hacia el SE de la localidad de Quejo (figura 3.50) se produce un cambio en las facies que afloran en el flanco nororiental de la antiforma aunque, al igual que en el sector de La Horca-Quejo, la disposición de las capas continúa siendo vertical o subvertical. En el tramo comprendido entre el arroyo cataclinal de Valdelagua y la peña de Cárabo (943 m) se observa una erosión casi total de las calizas coniacienses, lo que hipotéticamente se atribuye a una mayor dolomitización de las formaciones carbonatadas en esta zona que ha podido favorecer su meteorización; este proceso ha podido ser constatado en algunos niveles de calizas cenomanienses. Por tanto, en dicho tramo predominan los materiales del Terciario continental, integrados por lutitas, limos, margas, calcarenitas, conglomerados y calizas lacustres que se sitúan sobre la secuencia cretácica formando una discordancia angular. Las calizas lacustres se encuentran entre las litologías más competentes de todo el conjunto, por lo que dan lugar a las divisorias hidrográficas que aíslan topográficamente el núcleo anticlinal del sinclinal de Miranda-Treviño; sin embargo, debido al predominio de materiales blandos, la altitud de dicha divisoria desciende considerablemente en este tramo, de tal manera que ésta oscila entre los 750-800 m de altitud. En este tramo se observa una morfología más suave de la línea de cumbres; este hecho se explica por la alternancia de las facies terciarias en bancos de escasa potencia (decimétricos a métricos), de tal manera que los niveles más duros no llegan a constituir escarpes significativos. Estos relieves se encuentran además disectados por el arroyo de Nograro, curso cataclinal que a la altura de la localidad homónima se abre paso hacia el núcleo del sinclinal y el valle del Omecillo. Por otra parte, el sustrato margoso da pie al desarrollo de morfologías erosivas en forma de taludes acaravados, especialmente en las solanas situadas al E de Nograro.

Ya en las proximidades de la población de Barrio los relieves de este flanco adquieren una mayor entidad debido a la presencia gradualmente mayor de facies carbonatadas coniacienses, las cuales vuelven a aflorar en la peña de Cárabo (943 m) y continúan hacia el SE por los Castros de Berbeia (1.056 m) y la peña de Bachicabo (1.199 m); entre Cárabo y Berbeia, las barras calizas vuelven a ser disectadas por un curso cataclinal, en este caso por el arroyo de Barrio. A la altura de Berbeia y Los Castros se produce un cambio de dirección de la estructura de NO-SE a N-S, tal y como puede observarse en el trazado de las líneas de capa, manteniendo esta disposición hasta alcanzar el río Ebro por el S. Los buzamientos siguen siendo verticales-subverticales, aunque ya en la peña de Bachicabo ($\beta=50^\circ\text{S}$) se observan valores algo inferiores que incluso llegan aproximarse a la horizontalidad hacia la peña del Mazo ($\beta=20^\circ\text{SE}$) y hacia el extremo SE del sector. A techo de las facies coniacienses se sitúa toda la secuencia comprendida desde

el Santoniense hasta el Terciario continental, de la cual existe un magnífico corte en la carretera A-2122, en las inmediaciones del pueblo de Sobrón; en esta zona hay algunas barras verticales que pueden ser observadas incluso en el mismo lecho del río Ebro, entre las que destacan las dolomías paleocenas, que emergen varios metros por encima del fondo del cauce.

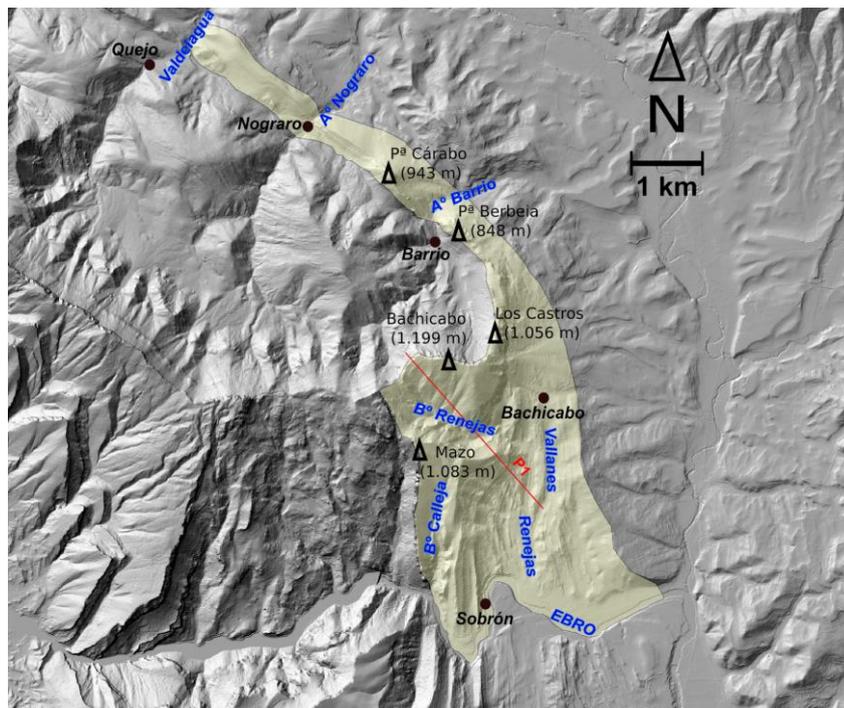


Figura 3.50. Esquema general del sector Nograro-Bachicabo y perfil transversal (P1, figura 3.51).

Otro de los rasgos propios de este sector es la escasez de relieves estructurales y subestructurales, lo que se debe al ya comentado predominio de buzamientos verticales. Sin embargo, tanto en Bachicabo como en el Mazo se identifican sendos dorsos subestructurales orientados hacia el S, el primero desarrollado sobre calizas coniacienses y el segundo sobre calcarenitas santonienses; estos relieves, sin embargo, se encuentran notablemente degradados por el modelado kárstico superficial y el alto grado de dolomitización de las facies, especialmente en el caso de Bachicabo. Ambos dorsos se encuentran separados por el barranco de Renejas (figuras 3.51 y 3.52), cuya vertiente meridional constituye un abrupto frente de cuesta desarrollado sobre la secuencia santoniense; en el sector intermedio de esta ladera aflora un importante escarpe secundario cuyo trazado se ve modificado por la presencia de una falla vertical.

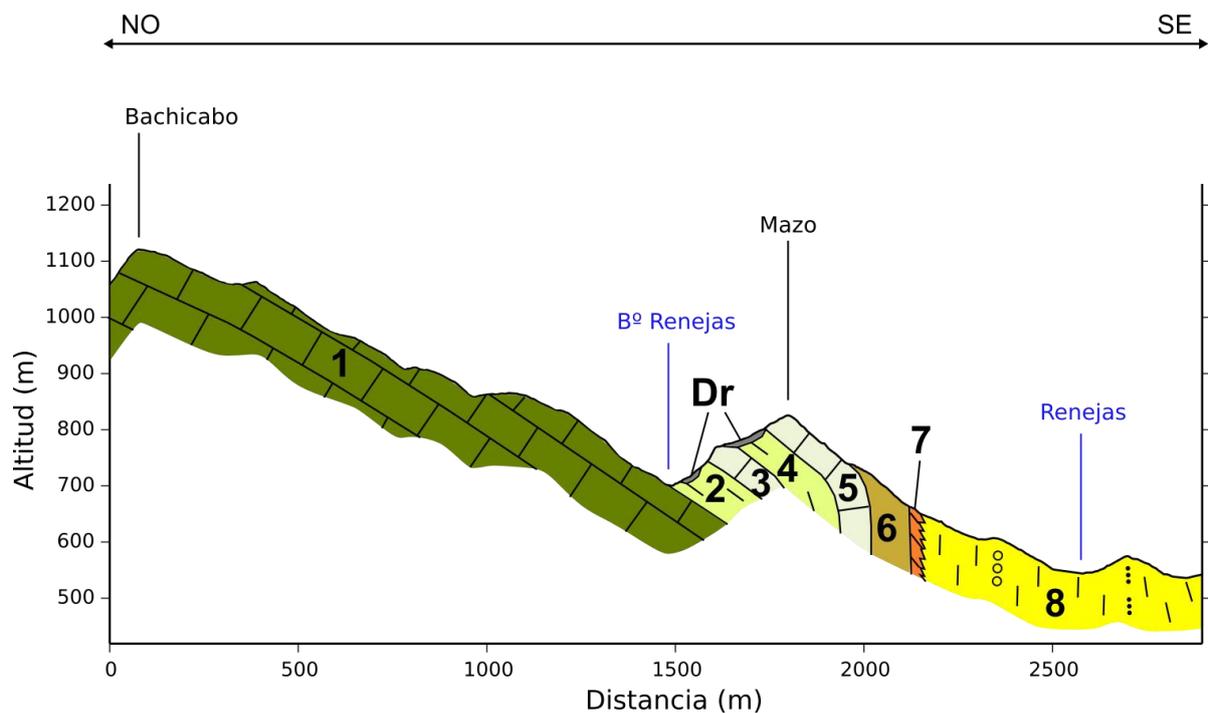


Figura 3.51. Perfil geológico-geomorfológico del sector de Nograro-Bachicabo (P1): 1. Calizas (Coniaciense-Turonense); 2. Margas (Santoniense inf.); 3. Calizas (Santoniense inf-med.); 4. Margas (Santoniense med.-sup.); 5. Calcarenitas (Santoniense sup.); 6. Margas, calizas y areniscas (Campaniense-Maastrichtiense); 7. Dolomías, con margas en la base (Terciario marino); 8. Arcillas y limos con niveles de calcarenitas y conglomerados (Terciario continental); Dr. Derrubios de vertiente.

A nivel tectónico cabe señalar también la existencia de algunas fallas con expresión topográfica de dirección N-S, las cuales son paralelas a otros accidentes similares que ya han sido descritos en el sector de Sobrón. La discontinuidad más significativa se sitúa en el dorso estructural de la peña del Mazo, donde ha sido localizada una falla que se extiende desde el barranco de Renejas hasta el Ebro y tiene continuidad hacia el cierre perianticlinal meridional. El salto de falla afecta al trazado de los escarpes calizos del ya comentado frente de cuesta del barranco de Renejas.

Hacia el extremo suroriental del sector los buzamientos son progresivamente más suaves debido a la cercanía del núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño. Por consiguiente, las capas buzán moderadamente hacia el E y ENE dando lugar a un conjunto de pequeños corredores ortoclinales de dirección N-S, cuyo desarrollo ha tenido lugar a favor de las litofacies más blandas del terciario continental (limos y margas). Dichos corredores han sido ocupados por los arroyos de Renejas y Vallanes entre otros, los cuales fluyen en sentido N-S hasta verter su caudal en el río Ebro.



Figura 3.51. Vista de la cabecera del barranco de Renejas. En la mitad izquierda de la imagen se observan, en primer término, las barras verticales formadas por calizas santonienses. En la esquina superior derecha aparecen las calizas coniacienses de la peña de Bachicabo. Por último, hacia el centro se aprecian crestones calizos buzando hacia el SO.

A nivel morfológico resultan particularmente destacables los relieves de Los Castros, donde las barras verticales de calizas coniacienses han dado lugar a intensos fenómenos de erosión diferencial que afectan a los niveles más margosos. Como consecuencia de ello se ha formado un conjunto de estrechos y profundos pasillos ortoclinales (de anchura decimétrica-métrica) cuyos rasgos morfológicos y genéticos son similares a los descritos para la vertiente nororiental de Peña Carria (sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1). El modelado de este enclave contrasta con el que podemos observar en los relieves de Berbeia, donde los buzamientos elevados y los procesos de dolomitización son causa del trazado frecuentemente irregular de las divisorias hidrográficas, las cuales alternan crestones con zonas relativamente más deprimidas; el trazado de la divisoria se ve afectado además por la presencia de algunas fallas de dirección aproximada E-O. Por otra parte, en cuanto al modelado kárstico se observa una ausencia casi total de superficies de lapiaz y formas de absorción mayores, lo que se debe a los elevados valores de buzamiento que se registran por todo el sector.



Figura 3.52. Panorámica del flanco oriental del anticlinal en la salida hacia el E del barranco de Renejas. En primer término, destaca una barra formada por calizas maastrichtienses-paleocenas. Por detrás de ésta aparece el fondo del valle del Omecillo, donde aflora la secuencia del Terciario continental. Al fondo se observan los relieves del borde occidental del diapiro de Salinas de Añana, por donde discurre el eje del sinclinal de Miranda-Treviño.

3.5.3.2.2. Depósitos superficiales y regolito

La existencia de amplias zonas con estratificación vertical, el predominio de litofacies de elevada competencia (calizas) y las escarpadas pendientes son factores que, de manera conjunta, explican el predominio de las morfologías denudativas frente a las formas de acumulación. Por este motivo los únicos depósitos superficiales observados corresponden a formaciones de naturaleza coluvial, las cuales se localizan al pie de las barras y cornisas calizas que ocupan las zonas somitales del ámbito. Estas acumulaciones tienen un desarrollo notablemente mayor hacia la mitad meridional del sector, donde los buzamientos tienden a ser más bajos.

Dentro de este grupo de formas, cabe señalar en primer lugar las pedrizas o canchales, cuya distribución se restringe fundamentalmente al barranco de Calleja y a los taludes orientales del monte de Los Castros. Su desarrollo vertiente abajo casi nunca supera los 100 m de longitud y su rango altitudinal oscila entre los 900 y 700 m, mientras que las pendientes se sitúan en torno a los 35°. Los cantos proceden de calizas coniacienses y tienen una granulometría centimétrica-decimétrica; sobre éstos ocasionalmente aparecen bloques de tamaño métrico-plurimétrico que responden a pequeños desprendimientos individualizados y/o en masa (*rock fall*). Asimismo, en el

reverso estructural de la peña del Mazo existen también otros pequeños canchales de distinta composición litológica (calizas santonienses) y menor altitud (620-500 m).

Por otra parte, es en este sector donde las acumulaciones de derrubios estratificados se encuentran mejor representadas. Éstas se localizan en la cabecera del barranco de Renejas, concretamente sobre los taludes margosos de la secuencia santoniense (figura 3.53). Las litofacies de origen están constituidas por las calcarenitas situadas en el techo de dicha secuencia (calcarenitas de Bóveda), cuyas características composicionales y texturales han condicionado y favorecido la formación de estos depósitos. Así, la estructura nodulosa y el diaclasado intenso son factores que han contribuido de forma conjunta a la disgregación mecánica de estas litofacies en bloques de diámetro centimétrico-decimétrico; estos clastos se engloban habitualmente en una matriz limo-arenosa que también tiene su origen en las propias calcarenitas. El depósito muestra una elevada variabilidad lateral, de tal manera que la estratificación es mucho más significativa en unos tramos que en otros, llegando incluso a desaparecer en numerosos puntos. El umbral altitudinal de estos depósitos oscila entre los 700 y los 1000 m en este sector, si bien en otras zonas se llegan a alcanzar cotas inferiores (unos 600 m de altitud en el sector de Sobrón); los taludes sobre los que se desarrollan se encuentran orientadas hacia el N o NE y su pendiente se sitúa entre los 30-35°. En los afloramientos de mayor calidad, localizados a 770-780 m de altitud, se han identificado dos niveles de derrubios clastosoportados cuya granulometría está constituida por cantos de tamaño centimétrico a decimétrico (ocasionalmente pluridecimétricos), los cuales se encuentran mayoritariamente orientados en el sentido de la pendiente. Los espesores son de unos 30-40 cm para el nivel superior y de 60-70 cm en el caso del nivel inferior. Ambos se encuentran separados por un nivel intermedio de unos 40-50 cm de potencia, constituido por material fino (limos calcáreos) con abundantes clastos centimétricos de calizas (ocupan un 30-40% del volumen total) que son más frecuentes hacia el techo; asimismo a muro del nivel inferior de cantos clastosoportados se observa otro nivel de finos de espesor decimétrico. La interpretación morfogenética de los dos niveles clastosoportados apunta a otras tantas fases de intensificación de los procesos de hielo-deshielo, mientras que el nivel intermedio aparentemente se asocia a fenómenos mixtos de tipo fluviotorrencial y/o gravitacional.

En el marco geográfico de este estudio, otros derrubios estratificados similares a los descritos han sido anteriormente citados por GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI et al. (2007), concretamente para el ámbito del desfiladero del río Purón. Estos autores atribuyen dichos depósitos a la última fase fría del Pleistoceno reciente (Estadio Isotópico 2), período para el que otros autores como ASENSIO et al. (1994) señalan una morfogénesis principalmente periglaciaria en el ámbito del interior de la península Ibérica; asimismo éstos señalan, de

forma general, un umbral altitudinal en torno a los 600 m a partir del cual tienen lugar los derrubios estratificados. A tenor de la ubicación de los afloramientos donde han sido observados (barranco de Renejas y desfiladero del Purón), estos depósitos tienen aparentemente una presencia relevante en el flanco suroccidental del anticlinal de Valderejo-Sobrón; a lo largo de dicho flanco se observa, además, una clara continuidad de las cornisas y taludes relativos a la secuencia de margas y calcarenitas santonienses (sectores de Sobrón, Árcena y Anderejo), lo que invita a pensar en la existencia, al menos local, de este tipo de formaciones. A nivel de todo el ámbito de estudio se ha constatado que estos derrubios tienen lugar en vertientes orientadas al N, NNE y ENE, y se desarrollan en el umbral altitudinal anteriormente señalado.

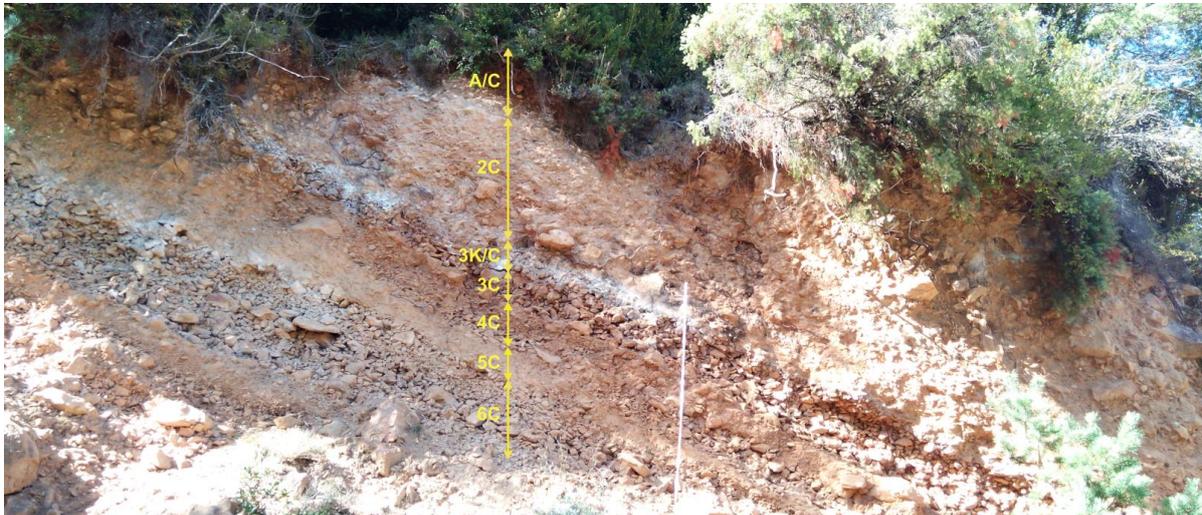


Figura 3.53. Perfil de regolito en los derrubios estratificados del barranco de Renejas: suelo coluvial (A/C); coluvión subactual de derrubios matriz-soportados (*debris flow*, 2C); costra calcárea con clastos centimétricos (3K/C); derrubios clastosoportados (3C y 6C); derrubios matriz-soportados (4C y 5C).

Asimismo, los derrubios estratificados se encuentran fosilizados por un manto coluvial de potencia variable que llega a superar localmente los 5 m de espesor. Este depósito constituye el nivel coluvial más reciente del conjunto y contrasta con los derrubios subyacentes por su nula estructura interna y su disposición caótica. Su granulometría es, además, notablemente más grosera, ya que contiene frecuentes cantos pluridecimétricos que ocupan en torno a un 10-15% del volumen total. La fracción gruesa se encuentra soportada por la matriz limo-arenosa anteriormente señalada que, hacia la base, presenta tonalidades más rojizas y una textura gradualmente más arcillosa. Por consiguiente, se atribuye la génesis de estos depósitos a movimientos en masa de tipo *debris flow* que hipotéticamente han sido originados por eventos torrenciales de gran intensidad. Atendiendo a su cronología relativa y a sus rasgos morfogenéticos estas formaciones son

análogas a los coluviones descritos en la vertiente septentrional de Peña Carria (sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1).

Por otra parte, en el contacto entre el nivel coluvial reciente y los derrubios estratificados se sitúa un característico nivel blanquecino de unos 15-20 cm de espesor, formado por una dura costra calcárea que limita el desarrollo radicular de la vegetación. En el cemento carbonatado asimismo aparecen empastados abundantes cantos angulosos de tamaño centimétrico-decimétrico, los cuales ocupan un 40-50% del volumen total. La génesis de este nivel se asocia aparentemente a una saturación recurrente del nivel clastosoportado superior, de tal manera que los carbonatos disueltos en el flujo hídrico subsuperficial tienden a precipitar en la zona vadosa del depósito, es decir, hacia su techo (GOUDIE, 1972). Desde el punto de vista paleoambiental, esta costra es interpretada como el paso de una fase morfogenética más fría y seca (con procesos dominantes de gelifracción) hacia otra posterior más húmeda y templada (en ésta los eventos fluviotorrenciales son mayoritarios). Se trata por tanto de un nivel que podría estar asociada al inicio de la fase principal de sedimentación tobácea señalada por GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al. (2007) para este tramo de la cuenca del Ebro, el cual habría tenido lugar durante el Holoceno inicial.

Existen asimismo otras formaciones coluviales de cierta entidad hacia el E de los relieves de Los Castros y Bachicabo (localizadas unos 0,5 km al N de la localidad de Bachicabo). El depósito se extiende en sentido O-E y fosiliza la secuencia verticalizada del terciario continental; su desarrollo es gradualmente inferior hacia el N. Los tramos de mayor desarrollo (longitud máxima de 0,6 km vertiente abajo) coinciden con los tramos de ladera de menor pendiente (12-15°) y perfil más regularizado (ligeramente cóncavo), por lo que desde el punto de vista morfológico y morfométrico podría ser considerado como un glacis-coluviión. Este depósito se encuentra parcialmente disectado por canales cataclinales cuya génesis parece ligada a flujos de derrubios. El perfil de este depósito contrasta con el del resto de la ladera, donde los resaltes relativos a las capas verticales dan lugar a una topografía notablemente más irregular.

En el extremo SE del sector, concretamente en la margen izquierda del Ebro, aparecen depósitos relativos a la llanura aluvial de dicho curso fluvial, si bien éstos ocupan una extensión superficial reducida. Su estudio ha sido recientemente abordado por SORIA (2014) quien, para este tramo, ha identificado tres terrazas relativas a los niveles T5, T4 y T3, así como una estrecha franja perteneciente a la llanura de inundación. La elevación de los niveles de terraza sobre el nivel actual del cauce es de 25-35 m (T3), 15-25 m (T4) y 5-10 m (T5) respectivamente. El nivel T3 está compuesto casi íntegramente por partículas gruesas, concretamente por gravas y cantos calizos bien redondeados y clasificados. Por su parte, el nivel T4 lo constituyen un conjunto de barras longitudinales

de espesor variable, las cuales consisten en gravas imbricadas y grano-soportadas. Finalmente, los sedimentos relativos a la terraza más baja (nivel T5) están compuestos por un nivel masivo de arenas finas y limos. Desde el punto de vista paleoambiental, los niveles T3 y T4 corresponderían a fases climáticas frías y áridas, de tal manera que las dataciones realizadas por este autor mediante OSL (*Optically Simulated Luminescence*) señalan una edad de 13 ± 1 ka para la terraza T4 (Tardiglaciario). Estos niveles contrastan con el T5, que se atribuye a unas condiciones ambientales bien distintas, más cálidas y húmedas; según dicho autor, los procesos de agradación relativos a ésta última terraza comenzaron en torno al 10 ka (SORIA et al, 2010), es decir, hacia el inicio del Holoceno. En este mismo contexto morfoclimático se sitúa también el inicio de la fase principal de acumulación tobácea señalada por GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI et al. (2007) para los edificios travertínicos del río Purón.

Por su parte el desarrollo del regolito se encuentra considerablemente limitado por el predominio de zonas con fuertes pendientes y buzamientos. Así pues, sobre los taludes y formaciones coluviales anteriormente descritas encontramos, en la gran mayoría de los casos, horizontes superficiales de naturaleza mixta (A/C) cuyos valores de espesor son muy variables (20-80 cm). Dichos horizontes contienen abundantes cantos calizos (abarcando un 15-40% del volumen total) y se diferencian de los niveles subyacentes por sus tonalidades notablemente más oscuras (debidas a un mayor contenido de materia orgánica). En numerosos tramos presentan rellenos masivos de carbonato cálcico que ocupan los intersticios de la fracción fina y revisten los elementos gruesos, lo que otorga una llamativa coloración blanquecina a todo el horizonte; estas acumulaciones locales de carbonatos también han sido observadas en los niveles subyacentes de coluviones y derrubios estratificados. Por otra parte, tal y como puede observarse en el barranco de Renejas, sobre los rellenos poligénicos de fondo de vaguada encontramos horizontes superficiales de tipo A (A/C en algunos tramos), los cuales están constituidos fundamentalmente por limos calcáreos con estructura débil; en algunos puntos estos niveles rebasan el metro de espesor.

3.5.4. NÚCLEO DEL SINCLINAL DE MIRANDA-TREVIÑO

Hacia el NO del flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón se localiza el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño, unidad sobre la que se ha desarrollado la llanura aluvial del río Omeçillo. De cara a su descripción geomorfológica se han distinguido tres sectores, que de NO a SE son los siguientes: Bóveda, San Millán-Villanañe y Espejo-Bergüenda (figura 3.54).

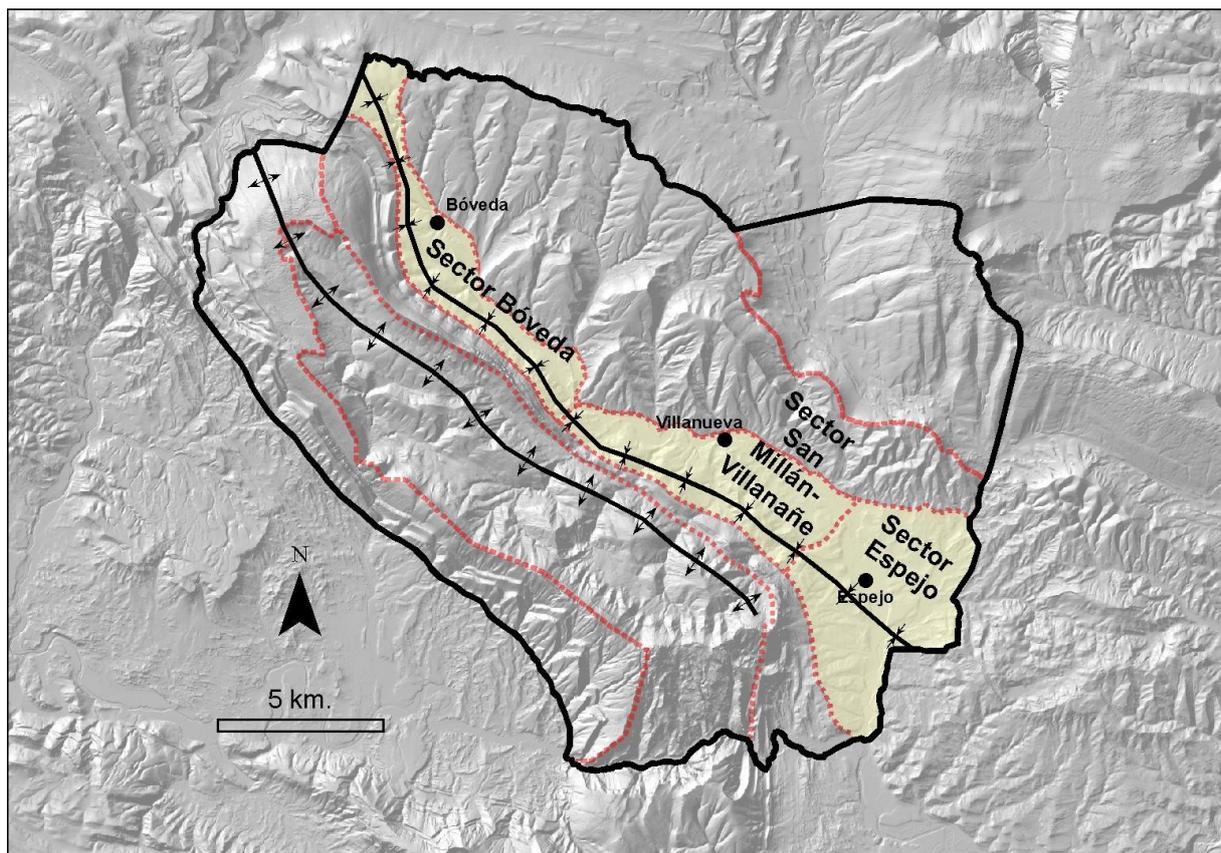


Figura 3.54. Localización del núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño y sectores que lo componen.

3.5.4.1. Sector Bóveda

3.5.4.1.1. Formas litoestructurales

El sector de Bóveda se extiende desde el extremo noroccidental de la sierra de Bóveda hasta el paraje de Puente Colorado, con una dirección general NO-SE que es paralela al trazado del río Omecillo y del núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño (figura 3.55). La dirección general de esta estructura es a su vez paralela al flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón, localizado al SO (sector de La Horca-Quejo, apartado 3.5.3.1). El sinclinal muestra una marcada disimetría, dado que en su flanco suroccidental las capas poseen unos valores de buzamiento elevados ($\beta=40-60^\circ\text{NE}$), mientras que en su flanco nororiental los materiales se disponen subhorizontalmente ($\beta=5-15^\circ\text{SO}$) y dan lugar, ya en el sector de la sierra de Bóveda (apartado 3.5.5.1), al desarrollo de suaves cuestas monoclinales. La geometría de la sinforma se encuentra estrechamente relacionada con la antiforma anteriormente mencionada, de tal manera que hacia el NO, en torno al barranco de Pozolao, se observa una charnela poco definida en consonancia con los suaves buzamientos que se registran en el cierre perianticlinal (localizado inmediatamente al SO); este contexto estructural indica por tanto la terminación progresiva hacia el NO (valles de Losa y Jerea) de la sinforma, cuyo eje discurre por los relieves de Pocilla (918m). Sin embargo, a la altura de la localidad de Bóveda la charnela pasa rápidamente a describir una marcada geometría angular ("en rodilla") que se mantiene hasta el extremo SE del sector y da lugar, además, a la ya comentada disimetría entre ambos flancos. Así, en una franja de apenas 150-200 m, las capas pasan de estar subverticales en el flanco nororiental del anticlinal a subhorizontales en el núcleo sinclinal; este fenómeno puede ser observado en el dorso del cerro de la Tejera, donde el eje sinclinal discurre a escasos 250 m al NO de la cumbre. La comentada disimetría se ve acentuada además por la existencia por una notable disminución de las potencias en el flanco meridional de la sinforma, lo que podría deberse al temprano levantamiento de la estructura anticlinal; este último proceso probablemente tuvo su inicio durante el Cretácico superior.

La secuencia estratigráfica del sector comprende desde el Santoniense medio hasta el Terciario continental. Así, la mitad noroccidental del sector se encuentra ocupada por resistentes calcarenitas santonienses que dan lugar al desarrollo de planicies estructurales y subestructurales en los parajes de Pozolao y Pocilla; al SO de la localidad de Bóveda afloran también margas y margocalizas del Campaniense inferior que, por lo general, constituyen suaves planicies y vertientes onduladas. La naturaleza carbonatada y el diaclasado de los tramos más resistentes han favorecido la formación de barrancos fluviales que disectan las plataformas estructurales. El ejemplo más destacable lo encontramos en el propio barranco de Pozolao (de unos 60 m de profundidad), cuyo recorrido ortoclinal, en

sentido NNO-SSE, discurre en buena parte por el mismo eje sinclinal, por lo que su trazado contrasta con los barrancos cataclinales situados inmediatamente al E, ya en el sector de la sierra de Bóveda. Sobre las calizas santonienses se observa un incipiente modelado kárstico que, en los sectores horizontales y más elevados (Pocilla), da lugar a superficies de lapiaz cubierto a favor del diaclasado, con un escaso grado de desarrollo.

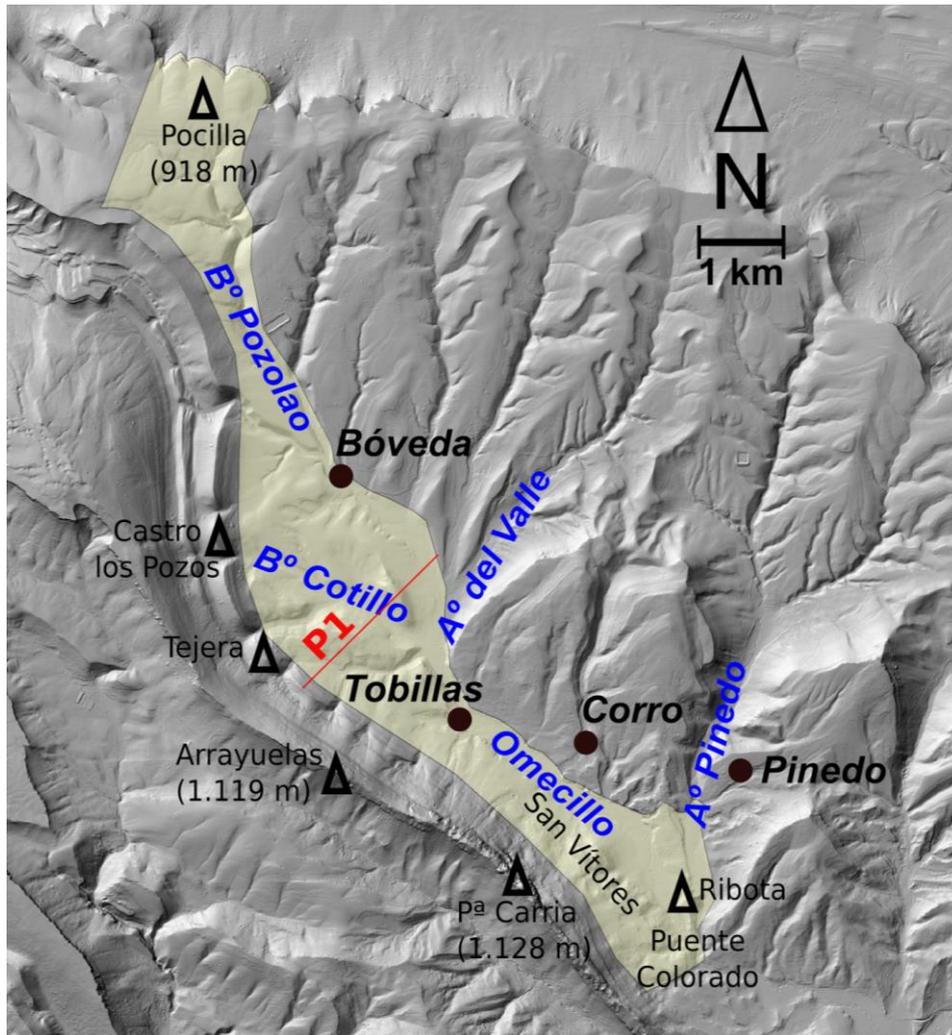


Figura 3.55. Esquema general del sector Bóveda y perfil transversal (P1, figura 3.56).

Esta zona se diferencia litológicamente de la mitad suroriental del sector y se caracteriza por su elevada heterogeneidad; los materiales abarcan margas, calizas, arenas, areniscas, dolomías, margas dolomíticas, limos, calcarenitas y conglomerados que, en conjunto, constituyen una alternancia de niveles duros y blandos con sus consecuentes implicaciones en el modelado del relieve. Por consiguiente, a pesar de la disposición mayoritariamente subhorizontal de los materiales, el paisaje se caracteriza por la ausencia

casi total de relieves estructurales, el protagonismo de vaguadas y cursos fluviales cataclinales (arroyos de Cotillo y Tejera) y el desarrollo generalizado de vertientes con perfil irregular (albergan frecuentes resaltes relativos a los niveles de mayor competencia). Por otra parte, en el paraje de San Vitores se observan morfologías erosivas a modo de cárcavas desarrolladas en las margas dolomíticas del Terciario marino.

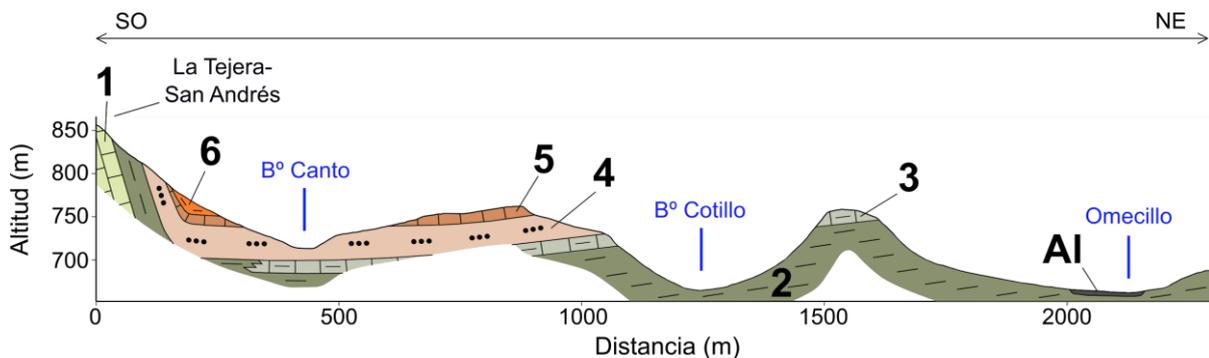


Figura 3.56. Perfil geológico-geomorfológico del sector Bóveda (P1): 1. Calcarenitas (Santoniense sup.); 2. Margas (Campaniense inf.-med.); 3. Margocalizas (Campaniense med.); 4. Areniscas y microconglomerados (Campaniense sup.); 5. Calizas (Maastrichtiense); 6. Margas dolomíticas (Terciario marino); Al. Fondo de valle aluvial-coluvial del Omecillo.

En cuanto a las superficies erosivas en este sector destaca el glacis de Bóveda, relieve que se localiza a escasos 200 m al O de la localidad homónima, en el término de los Berocedos, y conecta el fondo de valle del Omecillo con la base del Castro de los Pozos (903 m). Su altimetría oscila entre los 765 y los 745 m (desnivel de 20 m) y su pendiente se caracteriza por su regularidad, con unos valores que varían entre 1,5° y 2,5°. Tiene un desarrollo en sentido OSO-ENE y unas dimensiones de 1 x 0,25 km que indican su morfología elongada. En este caso el buzamiento de las capas ($0 < \beta < 5^\circ \text{SO}$) no coincide con la inclinación de la rampa (hacia el ENE) lo que, junto con la ausencia de depósitos superficiales de mínima entidad, indica el carácter erosivo y subestructural del glacis. Por otro lado, conviene recordar que el eje del sinclinal de Miranda-Treviño atraviesa la rampa a la altura de su ápice siguiendo una dirección N-S, lo que explica los bajos o nulos valores de buzamiento que se dan en este sector. La litología sobre la que se desarrolla el glacis se compone exclusivamente de margocalizas y calizas bioclásticas del Campaniense inferior, materiales de mayor dureza que las margas situadas en su base. Así, la erosión diferencial ha afectado en mayor medida a las litologías blandas dejando la rampa topográficamente colgada sobre el fondo de valle actual del Omecillo, siendo su elevación relativa de +50-55 m. Estos valores de desnivel son idénticos a los registrados en el glacis de Llano-Cuestaviciente (sector Espejo-Bergüenda, apartado 3.5.4.3) por lo que ambas

rampas, labradas sobre calizas competentes, aparentan ser relieves residuales de un mismo nivel erosivo.

Desde el punto de vista hidrográfico, en este sector se localiza la cabecera del río Omecillo, que a la altura de Bóveda recibe los aportes del barranco de Pozolao y de otros arroyos procedentes de los sectores contiguos (sierra de Bóveda y La Horca) como Funfunilla, Duengo y Vallestable. Así, el Omecillo inicia su recorrido al E del eje sinclinal, en el flanco nororiental del pliegue, circulando ortoclinalmente por un fondo de valle plano y progresivamente más ancho. La llanura de inundación comienza a desarrollarse a unos 0,5 km aguas abajo de la localidad de Bóveda, concretamente desde la confluencia con el arroyo de Vallespinosa, procedente del N. A partir de este tramo la litología fundamentalmente margosa (Campaniense) ha favorecido el desarrollo lateral del dominio fluvial, lo que se traduce en un leve incremento de la sinuosidad en el trazado del colector principal. La amplitud de la llanura de inundación se mantiene entre los 120-150 m hasta alcanzar el término de Molinillo, donde ésta se estrecha (80-100 m de ancho) al cortar una barrera de areniscas campanienses. A partir del pueblo de Tobillas el fondo de valle vuelve a ensancharse (120-140 m de anchura) sobre margas y calizas paleocenas (Terciario marino), cuyo elevado grado de dolomitización ha favorecido los procesos de meteorización e incisión fluvial. Esta tónica se mantiene hasta alcanzar el estrecho de Puente Colorado, donde el Omecillo se encaja al cortar un nivel masivo de conglomerados del Terciario continental.

3.5.4.1.2. Depósitos superficiales y regolito

Desde el punto de vista de los depósitos superficiales, las dos mitades del sector implican distintos contextos litoestructurales que condicionan de diferente manera tanto las formaciones superficiales como los procesos formadores de regolito. Así, la mitad noroccidental se caracteriza por la escasez de formaciones superficiales y su reducida potencia, lo que resulta especialmente visible en las plataformas estructurales y subestructurales labradas en calcarenitas; en estos ámbitos se observan secuencias de horizontes de tipo A-C o A/C-C en los que los espesores de *solum* casi nunca superan los 30 cm., llegando incluso a ser raquíuticos en amplias extensiones (5-10 cm, figura 3.57). En las vaguadas y fondos de arroyos se registran secuencias análogas, si bien se alcanzan espesores de mayor entidad (50-80 cm). En la mitad suroriental encontramos derrubios de vertiente poco potentes ocupando los sectores más distales de las vertientes que descienden desde Peña Gobeá, los cuales proceden a su vez de las formaciones coluviales superiores descritas en el sector contiguo de La Horca-Quejo (apartado 3.5.3.1). Dichos derrubios llegan a alcanzar la llanura aluvial del Omecillo a través de las numerosas

vaguadas cataclinales que conectan con el fondo de valle, en cuyos flancos también tienen desarrollo otros coluviones de escasa entidad situados al pie de algunos escarpes métricos de dolomías, calcarenitas y, en menor medida, areniscas. Así pues, en las vertientes de la mitad suroriental también se registran secuencias de horizontes de tipo A/C-C, si bien las potencias de *solum* son generalmente superiores (70-110 cm); este tipo de secuencias también aparecen con frecuencia en los bordes de la llanura de inundación del Omecillo, tal y como sucede al O de la localidad de Bóveda (pedián W187, figura 3.61).



Figura 3.57. Planicie subestructural desarrollada sobre calcarenitas santonienses en torno al eje del sinclinal de Miranda-Treviño (O de la localidad de Bóveda). Puede apreciarse la escasa profundidad del regolito (10-15 cm). En último término se observan los crestones y relieves asociados al flanco septentrional del anticlinal de Valderejo-Sobrón.

En lo que respecta al fondo de valle del Omecillo, los depósitos de mayor extensión y relevancia también se localizan hacia la mitad suroriental del sector donde, como ya se ha dicho, se da una mayor diversidad de litofacies así como una llanura de inundación relativamente más amplia. Las características granulométricas, morfológicas y litológicas de los rellenos del fondo de valle indican, para la mayor parte de los sectores, una morfogénesis mixta de tipo aluvial-coluvial condicionada por la transferencia de materiales desde las vertientes contiguas, lo que confiere una mayor complejidad a los perfiles. En casi todos los perfiles observados, los elementos gruesos poseen una morfología

mayoritariamente subredondeada-subangular, lo que vendría a confirmar su origen mixto. Sin embargo, en la franja más próxima al cauce actual del Omecillo se observa un predominio de facies fluviales que aparentemente corresponden a zonas de fondo de canal y barras de meandro (figura 3.58). Asimismo, adosados a estos depósitos fluviales aparecen extensos rellenos de material fino que podrían representar sedimentos de llanura de inundación; estos materiales están compuestos principalmente por limos de naturaleza calcárea y travertinos que, tal y como se ha constatado en los pediones analizados, se encuentran muy alterados por procesos edafogenéticos, aspecto que dificulta considerablemente su interpretación. Estos rellenos se caracterizan además por su escaso grado de cementación, así como por la profusión de acumulaciones masivas de carbonato cálcico en forma de nódulos, revestimientos y/o cemento geopetal. La presencia de estos depósitos se deja sentir notablemente en la toponimia local (pueblo de Tobillas, paraje de Los Tobales, etc.).



Figura 3.58. Perspectiva de los depósitos superficiales del fondo de valle del Omecillo en las proximidades de San Vitores-El Tejar (UTM: X=486.379; Y=4.746.491). En primer término, se aprecian facies fluviales de fondo de canal que, hacia el fondo de la zanja, dejan paso a un relleno intensamente edafizado compuesto por travertinos y acumulaciones masivas de carbonato cálcico.

Por otro lado, se ha constatado que el regolito muestra, en los sectores de menor pendiente, una notable variabilidad en cuanto a la distribución lateral y vertical de los horizontes; ésta, además, se ve aumentada como consecuencia de la acción antrópica a través del laboreo sistemático de las superficies de uso agrícola. Los espesores de *solum* oscilan entre 1-2,1 m, de tal manera que las profundidades máximas se localizan en zonas

de topografía favorable, concretamente en las confluencias formadas por la propia llanura aluvial y algunas pequeñas vaguadas laterales.

Por consiguiente, dejando de lado la ya comentada profusión en cuanto a los cambios laterales, las secuencias de horizontes más frecuentes que encontramos en la llanura aluvial-coluvial del Omecillo son las siguientes (figura 3.60): hacia la mitad noroccidental del sector, donde la diferenciación de horizontes y los espesores de *solum* son algo inferiores (oscilan entre los 100-150 cm), el perfil típico hacia el fondo del valle es Ap-Bwk-C o localmente Ap-Bwt-C (pedión W187, figura 3.61), desarrollados sobre margas y/o calcarenitas; en cambio, en las zonas de borde de la llanura del Omecillo existen una mayor proporción de elementos gruesos de origen coluvial, dando lugar a secuencias de tipo Ap-Bw-C (pedión W171, figura 3.62) o incluso Ap-C-2C. Estas secuencias contrastan con las registradas en la mitad suroriental del sector, donde encontramos una mayor diferenciación de horizontes, profundidades de *solum* superiores (120-210 cm) y una presencia muy destacada de las acumulaciones de carbonato cálcico en los endopediones; éstas últimas proceden en la mayoría de casos de formaciones travertínicas que dan lugar a endopediones de tipo Bwk o Ck en función de su grado de meteorización y edafización. Por tanto, los perfiles más frecuentes son de tipo Ap-Bwk-Bwg-C (pedión W216, figura 3.64) o bien Ap-Bwk-2Ck-3C (pedión W300, figura 3.67), los cuales se desarrollan sobre depósitos mayoritariamente fluviales y, además, presentan localmente horizontes A o B enterrados. Asimismo, en algunos casos los depósitos fluviales más recientes truncan lateralmente o fosilizan localmente las secuencias descritas, tal y como sucede en las cercanías del pueblo de Tobillas (pedión W194, figura 3.63).

Por otro lado, conviene destacar, por su significado ambiental, la existencia en la mitad suroriental (desde el entorno de Tobillas hasta el paraje de Puente Colorado) de endopediones enriquecidos en materia orgánica, los cuales generalmente se localizan en el seno de las formaciones travertínicas y endopediones cálcicos anteriormente señalados; estos niveles destacan por las tonalidades oscuras (marrones o grises) a las que dan lugar. Dichos endopediones aparecen a profundidades de entre 1 y 2 m, formando horizontes genéticos de tipo Hb cuando se encuentran bien preservados (pedión W225, figura 3.65) o Ab (pedión W226, figura 3.66). Tal y como se ha podido constatar en el entorno del molino de Solapeña (Corro), donde la materia orgánica apenas se ha visto afectada por procesos edáficos, los horizontes de tipo Hb se caracterizan por su color gris muy oscuro y por contener musgos del género *Sphagnum*, que son específicos de ambientes de turbera (figura 3.59).



Figura 3.59. Agregado procedente de un horizonte H con restos de *Sphagnum* ssp., localizado en el paraje de Solapeña (Corro), a escasos 30 m del cauce del Omecillo (UTM: X=485.819; Y=4.746.612). Este nivel de turbera se encuentra a una profundidad de 150-180 cm.

Los niveles enriquecidos en materia orgánica también están relacionados con los horizontes travertínicos de tipo Ck o Bwk, los cuales se sitúan bien por encima o bien por debajo de aquellos. Los mayores acúmulos se registran en los tramos en que la llanura aluvial atraviesa las facies del Terciario marino, particularmente allí donde afloran las dolomías paleocenas. Estos endopediones destacan por su color gris claro, si bien en algunos casos se observan tonalidades rojizas en acumulaciones secundarias de carbonatos que indican fases de oxidación dentro de los horizontes Ck.

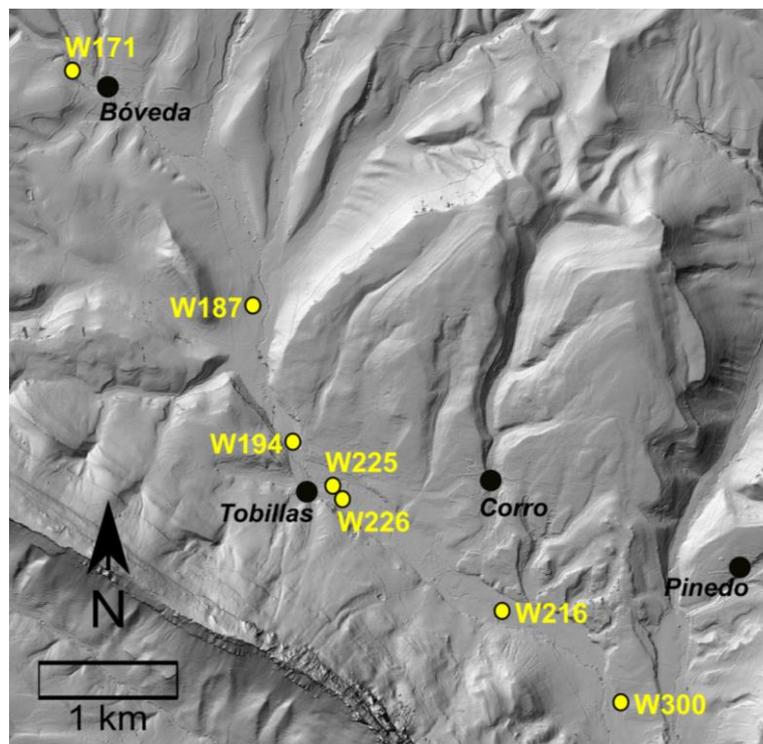


Figura 3.60. Localización de los pedones descritos.

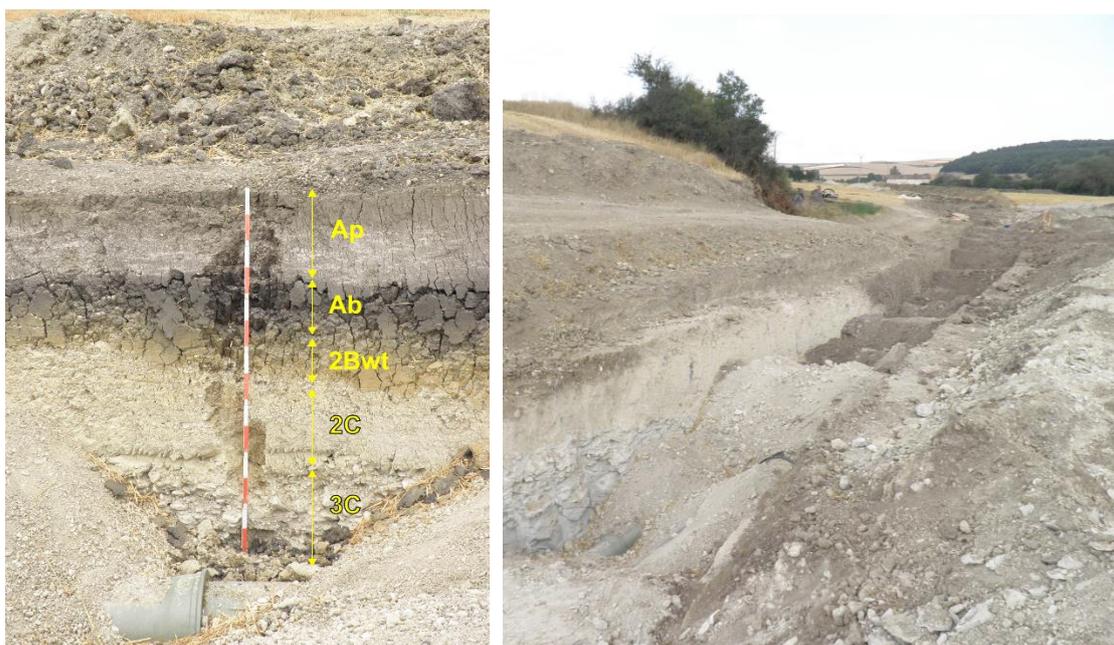


Figura 3.61. Distribución de horizontes en el pedión W187, localizado en la margen derecha de la llanura aluvial del Omecillo, a unos 200 m al SO de la confluencia con el arroyo del Valle (UTM: X=484.309; Y=4.748.859). En la imagen dcha. se observa una secuencia de tipo Ap-Bwk-C sobre margas, localizada a escasos 150 m al N del perfil descrito; hacia el fondo de la zanja se aprecia un cambio lateral hacia epipedones más profundos coincidiendo con la presencia de una vaguada transversal.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (excavado, 0-50)	Color 2.5 Y 6/2 (en estado húmedo), textura franco-arcillo-limosa, estructura subangular fuerte, abundantes fragmentos de gasterópodos y travertinos, 10% de E.G.
Ab (50-70)	Color 10 YR 3/1, textura arcillo-limosa, estructura prismática fuerte, cutanes ocasionales, sin E.G.
2Bwt (70-85)	Color 2.5 Y 7/3, textura arcillo-limosa, estructura prismática fuerte, revestimientos ocasionales de arcilla en caras de agregados, frecuentes moteados grises-rojizos.
2C (85-120)	Clastos de travertino de diámetro mm.-cm., matriz soportados, 65% de E.G.
3C (100-135)	Aluvial-coluvial compuesto por cantos calizos matriz-soportados, diámetro cm.-dm., forma mayoritariamente subredondeada y subplanar (75% de E.G.), con matriz limo-arenosa (color 2.5 Y 7/5).

Cuadro 3.1. Descripción sintética del pedión W187, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.62. Distribución de horizontes en el pedión W171, localizado en el borde de la llanura aluvial-coluvial del Omecillo, unos 100 m aguas abajo de la confluencia con el barranco de Pozolao (UTM: X=483.032; Y=4.750.579). En la imagen dcha. se aprecia la morfología canaliforme de los horizontes coluviales.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-50)	Color 2.5 Y 4/4 (en estado húmedo), textura franco-limosa, estructura subangular-granular moderada, 20% de E.G. (calcarenitas).
Bw (50-110)	Color 2.5 Y 4/0, textura limo-arcillosa, estructura subangular fuerte, 45% de E.G. (cantos angulosos, diámetro mm.-dm., calcarenitas).
C (>110)	Coluvial compuesto por cantos angulosos de diámetro cm.-dm., raíces frecuentes, 60% de E.G. (margocalizas), con matriz limo-arenosa (color 2.5 Y 7/4).

Cuadro 3.2. Descripción sintética del pedión W171, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

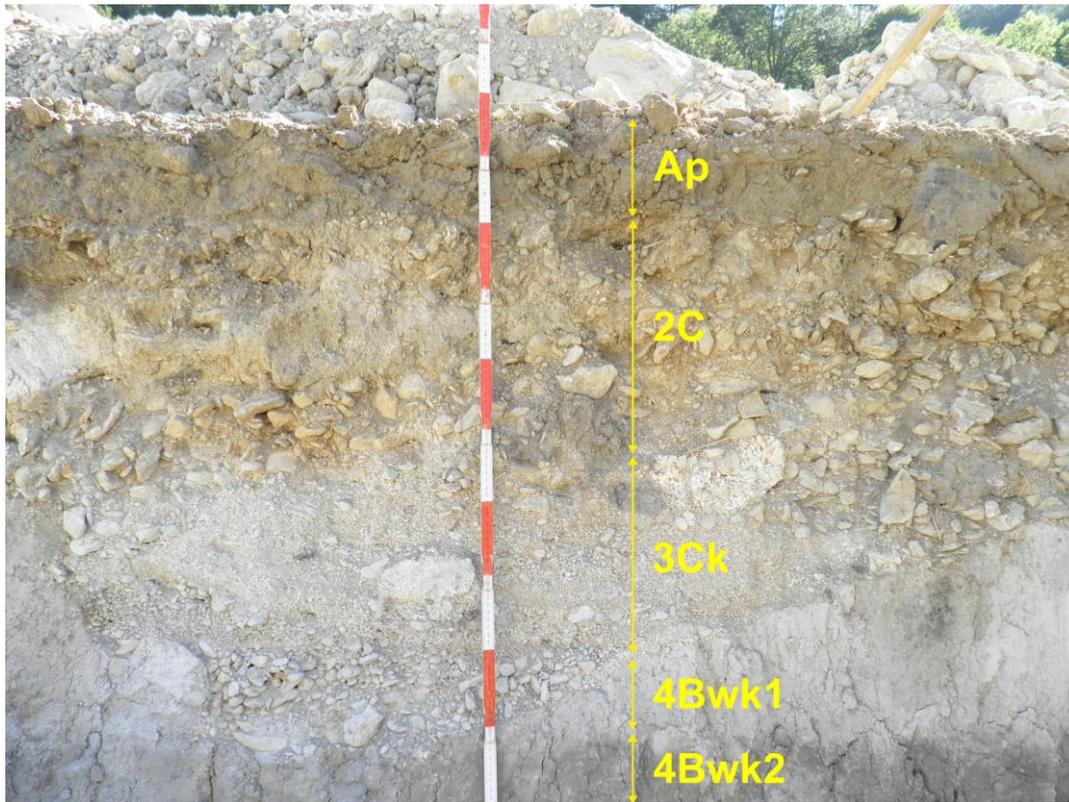


Figura 3.63. Distribución de horizontes en el pedión W194, relativo a un paleocauce del Omecillo localizado a unos 250 m al NO del pueblo de Tobillas y a escasos metros del cauce actual (UTM: X=484.595; Y=4.747.840).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (excavado, 0-40)	Color 2.5 Y 6/2 (en estado húmedo), textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 30% de E.G. (calcarenitas).
2C (40-70)	Aluvial compuesto por cantos subredondeados, diámetro cm., matriz limo-arenosa (color 2.5 Y 7/4), 70% de E.G. (calcarenitas).
3Ck (70-100)	Aluvial compuesto por clastos de travertino (diámetro mm.-dm.) y caliza (diámetro mm.-cm.), matriz limosa (color 2.5 Y 8/0), efervescencia muy intensa a HCl 11%.
4Bwk1 (100-115)	Color 2.5 Y 7/0, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, efervescencia muy intensa a HCl 11%, localmente cambia hacia un depósito fluvial de fondo de canal (hor. 4C de clastos cm. de calizas, redondeados, grano-soportados, localmente imbricados).
4Bwk2 (>115)	Color 2.5 Y 5/0, textura limo-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, efervescencia intensa a HCl 11%.

Cuadro 3.3. Descripción sintética del pedión W194, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

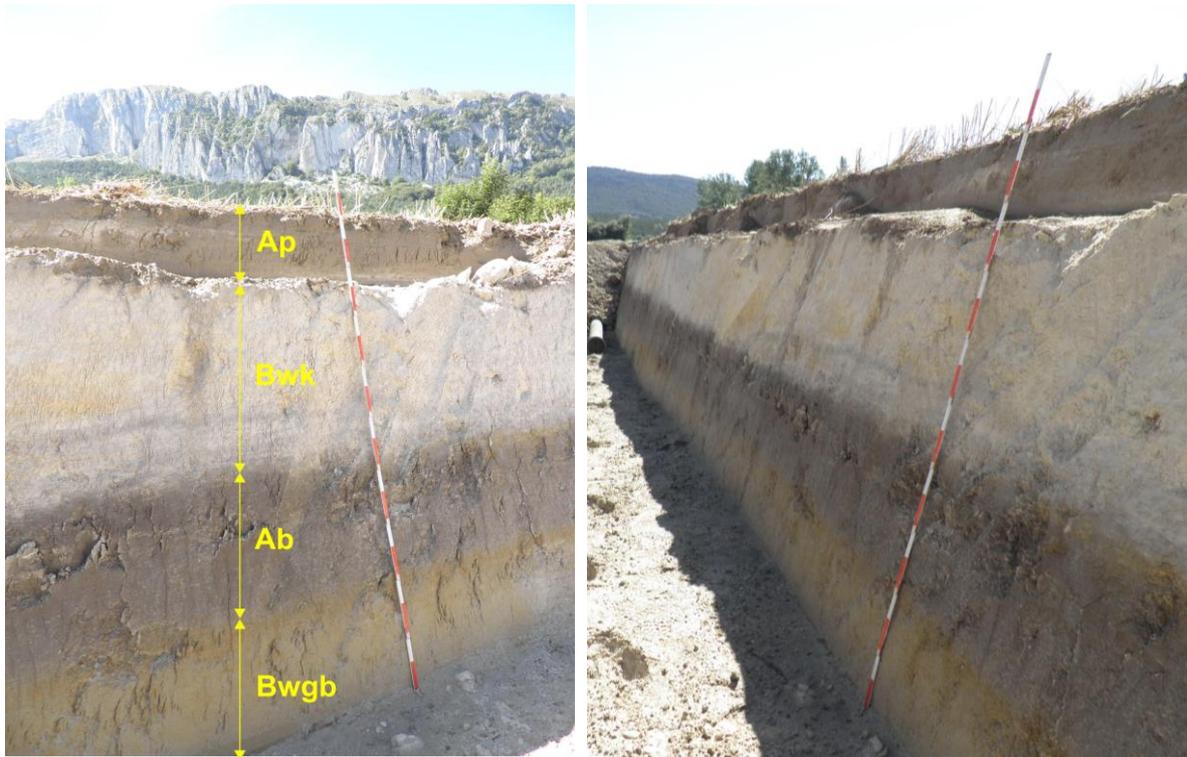


Figura 3.64. Distribución de horizontes en el pedión W216, desarrollado sobre arenas de origen fluvial y situado a unos 50 m del cauce actual del Omecillo (UTM: X=486.110; Y=4.746.633). En la imagen derecha puede observarse la continuidad lateral de la secuencia descrita a lo largo de la zanja (hacia el O).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-60, excavado)	Color 2.5 Y 6/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 10% de E.G. (calizas y travertinos).
Bwk (40-110)	Color 2.5 Y 8/0, textura limo-arenosa, estructura laminar-granular moderada, efervescencia muy intensa a HCl 11%, sin E.G.
Ab (115-155)	Color 5 Y 5/2, textura franco-arcillo-limosa, estructura subangular-prismática fuerte, efervescencia intensa a HCl 11%, raíces frecuentes con manchas de oxidación-reducción en intersticios, fragmentos de gasterópodos abundantes, sin E.G.
Bwgb (>155)	Color 5 Y 8/4, textura franco-arenosa, estructura subangular débil, ocasionales moteados verdes-rojizos por oxidación-reducción, abundantes fragmentos de gasterópodos, raíces ocasionales, sin E.G.

Cuadro 3.4. Descripción sintética del pedión W216, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

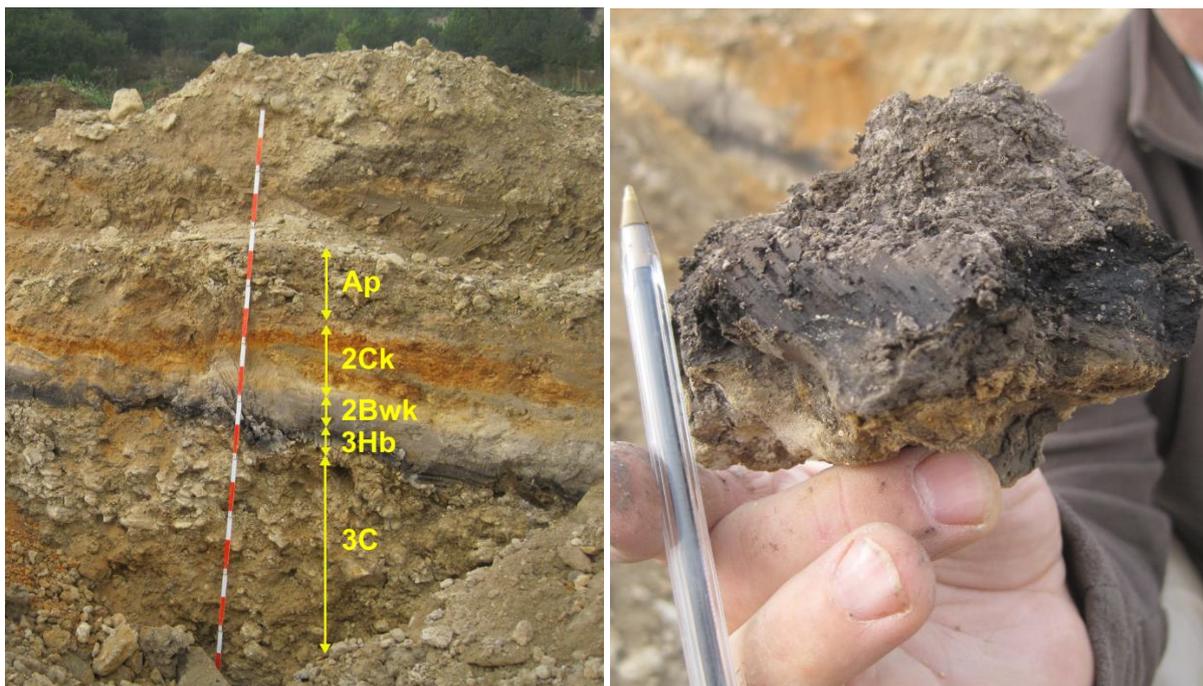


Figura 3.65. Distribución de horizontes en el pedión W225, localizado a escasos 50 m al E del pueblo de Tobillas, junto al cauce del Omecillo (UTM: X=484.862; Y=4.747.518). La distribución de horizontes es la siguiente. En la imagen derecha se observa un agregado que contiene el horizonte enriquecido en materia orgánica (3Hb).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-60, excavado)	Color 10 YR 6/2 (en estado húmedo), textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 20% de E.G. (calizas y travertinos).
2Ck (60-85)	Travertinos edafizados, color 7.5 YR 6/8, textura limo-arenosa, estructura subangular-granular moderada, efervescencia muy intensa a HCl 11%, hacia la base contiene un nivel de acumulación de carbonato cálcico pulverulento (3-7 cm).
2Bwk (85-100)	Color 10 YR 6/1 , textura franco-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, efervescencia moderada a HCl 11%, sin E.G.
3Hb (100-110)	Color 10 YR 3/1, textura arcillo-limosa, estructura subangular muy fuerte, acumulaciones nodulares de carbonato cálcico, 10% de E.G. (travertinos), posible paleoturbera.
3C (>110)	Aluvial-coluvial compuesto por clastos caóticos de calizas y travertinos, parcialmente matriz-soportados, diámetro cm.-dm., con cierta disposición planar.

Cuadro 3.5. Descripción sintética del pedión W225, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

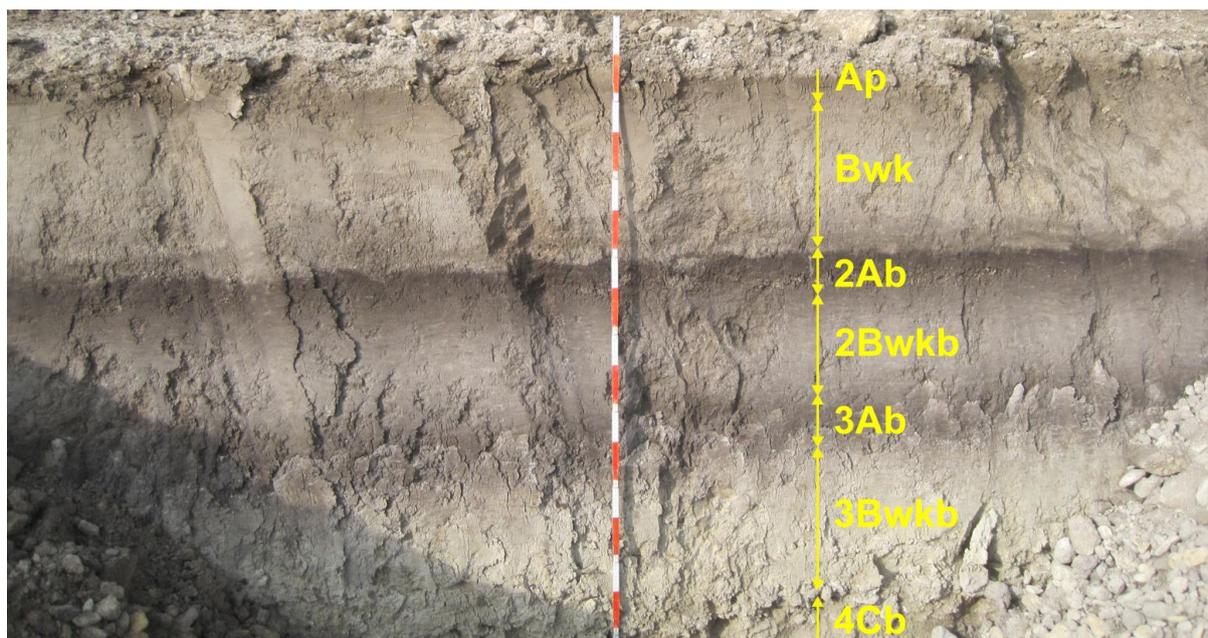


Figura 3.66. Distribución de horizontes en el pedión W226, localizado a unos 150 m al E del pueblo de Tobillas, en el contacto entre la llanura aluvial del Omecillo y las dolomías paleocenas (UTM: X=484.876; Y=4.747.499).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-60, excavado)	Color 10 YR 5/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G. (dolomías).
Bwk (60-100)	Color 10 YR 7/2, textura franco-limosa, estructura subangular débil, 20% de E.G. (travertinos), efervescencia muy intensa a HCl 11%, raíces ocasionales.
2Ab (100-115)	Color 10 YR 4/1 (materia orgánica abundante), textura limo-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, 15% de E.G. (travertinos), acumulaciones nodulares de carbonato cálcico.
2Bwkb (115-140)	Color 10 YR 7/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, sin E.G., efervescencia intensa a HCl 11%.
3Ab (140-150)	Color 10 YR 5/1 (materia orgánica mediana), textura franco-limo-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, 20% de E.G. (travertinos, diámetro mm.).
3Bwkb (150-180)	Color 2.5 Y 8/1, textura franco-arcillo-limosa, estructura franco-limosa, estructura subangular débil, 15% de E.G. (travertinos), efervescencia intensa a HCl 11%, raíces frecuentes.
4Cb (>180)	Aluvial-coluvial compuesto por clastos caóticos de travertinos y dolomías, subredondeados, parcialmente matriz-soportados e imbricados, diámetro mm.-dm.

Cuadro 3.6. Descripción sintética del pedión W226, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.67. Distribución de horizontes en el pedión W300, situado 1 km aguas arriba de Puente Colorado, en el borde septentrional de la llanura aluvial (UTM: X=486.984; Y= 4.745.909).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-30)	Color 2.5 Y 5/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 25% de E.G. (calizas).
Bwk (30-85)	Color 2.5 Y 6/4, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, sin E.G, efervescencia intensa a HCl 11%.
Ab (85-155)	Color 2.5 Y 4/0, textura franco-arcillo-limosa, estructura subangular-prismática fuerte, frecuentes fragmentos de gasterópodos, 10% de E.G. (calizas), efervescencia intensa a HCl 11%.
2Ck (155-210)	Travertinos muy edafizados, color 2.5 Y 8/4, textura limo-arenosa, estructura subangular moderada, abundantes raíces y bioturbaciones, 55% de E.G. (travertinos y calizas, diámetro mm.), efervescencia muy intensa a HCl 11%
3C (>210)	Aluvial-coluvial de clastos subredondeados de calizas, parcialmente matriz-soportados, diámetro cm.-dm.

Cuadro 3.7. Descripción sintética del pedión W300, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

3.5.4.2. Sector San Millán-Villanañe

3.5.4.2.1. Formas litoestructurales

Desde el paraje de Puente Colorado hasta el arroyo de Barrio y el paraje de Venta Blanca (figura 3.68), el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño mantiene su dirección NO-SE, si bien hacia el extremo suroriental del sector se observa cómo el eje comienza a migrar progresivamente a un trazado ONO-ESE. Del mismo modo que sucede en el sector de Bóveda, la sinforma mantiene una marcada disimetría entre sus flancos suroccidental y nororiental, debido a la proximidad del eje del pliegue respecto al margen NE del anticlinal de Valderejo-Sobrón (localizado a apenas 0,5 km al S). El sector se encuadra casi íntegramente en el flanco nororiental del sinclinal, lo que explica que los buzamientos sean muy bajos e incluso horizontales (los valores son casi siempre inferiores a los 5°). La totalidad de facies aflorantes en este ámbito corresponde al Terciario continental, cuyo registro estratigráfico se debe a la existencia, durante dicho período, de la paleocuenca endorreica de Miranda-Treviño. Así, en correspondencia con los distintos medios de sedimentación fluvial, palustre y lacustre, encontramos una secuencia detrítica formada por materiales heterogéneos e irregularmente dispuestos, entre los que cabe destacar limos (habitualmente arenosos), calcarenitas, margas, calizas lacustres y conglomerados; todos ellos se disponen en bancos de espesor decimétrico a métrico y dan lugar a frecuentes cambios laterales de facies, especialmente en el caso de los lentejones conglomeráticos.



Figura 3.68. Vista panorámica (hacia el NE), desde la peña de Cárabo, de la mitad oriental del sector de San Millán-Villanañe. En primer término, aparecen las elevaciones de Medropio, que constituyen un relieve invertido labrado en torno al eje del sinclinal de Miranda-Treviño, sobre facies lacustres del Terciario continental. Por detrás se aprecia el fondo de valle del Omecillo, flanqueado hacia el N por los relieves del sector de Corro-Atiega.

Las calizas lacustres constituyen las litologías más resistentes y representan los depósitos de colmatación la cuenca terciaria, por lo que se ubican en torno al eje sinclinal. Este hecho explica el desarrollo de relieves invertidos en el borde meridional del sector, entre los que destacan los altos de Medropio (793 m) y Yerdos (753 m), los cuales constituyen dos buenos ejemplos de sinclinal colgado. Hacia el N estas elevaciones conectan con el fondo de valle del Omecillo a través de un sistema de suaves vertientes de topografía irregular, cuyos valores de pendiente son generalmente bajos (3-15°). Su perfil longitudinal es cóncavo y alberga numerosas rupturas de pendiente desde los tramos somitales a los distales, lo que confiere una morfología escalonada a las laderas; dichas discontinuidades en la pendiente se deben a la presencia de las capas más duras de la secuencia detrítica, habitualmente formadas por calizas, calcarenitas y conglomerados que dan lugar a microescarpes de altura decimétrica a métrica. Muchos de estos escarpes, sin embargo, han sido suavizados por la actividad antrópica (laboreo de suelos agrícolas) dando lugar al desarrollo de morfologías localmente onduladas en las laderas. Los tramos distales, por su parte, constituyen superficies de topografía plana o casi plana que destacan unos 15-30 m por encima de la llanura aluvial y conectan con ésta a través de escarpes menores, tal y como puede observarse al S de las localidades de Gurendes y Villanueva.

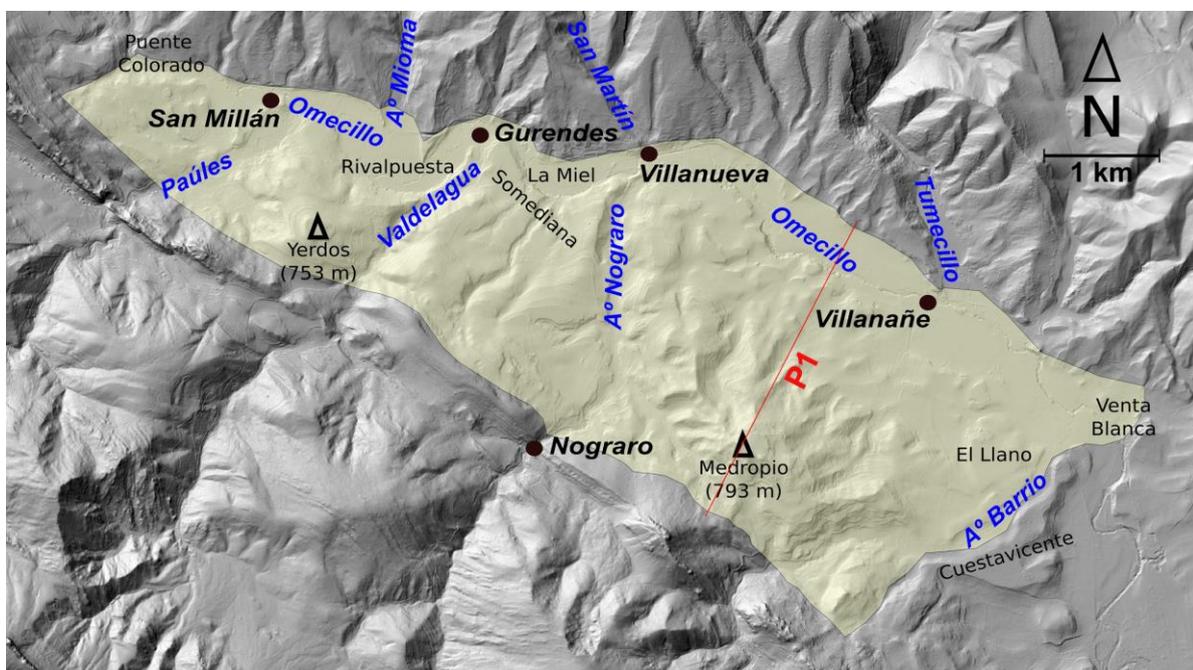


Figura 3.69. Esquema general del sector San Millán-Villanañe y perfil transversal (P1, figura 3.70).

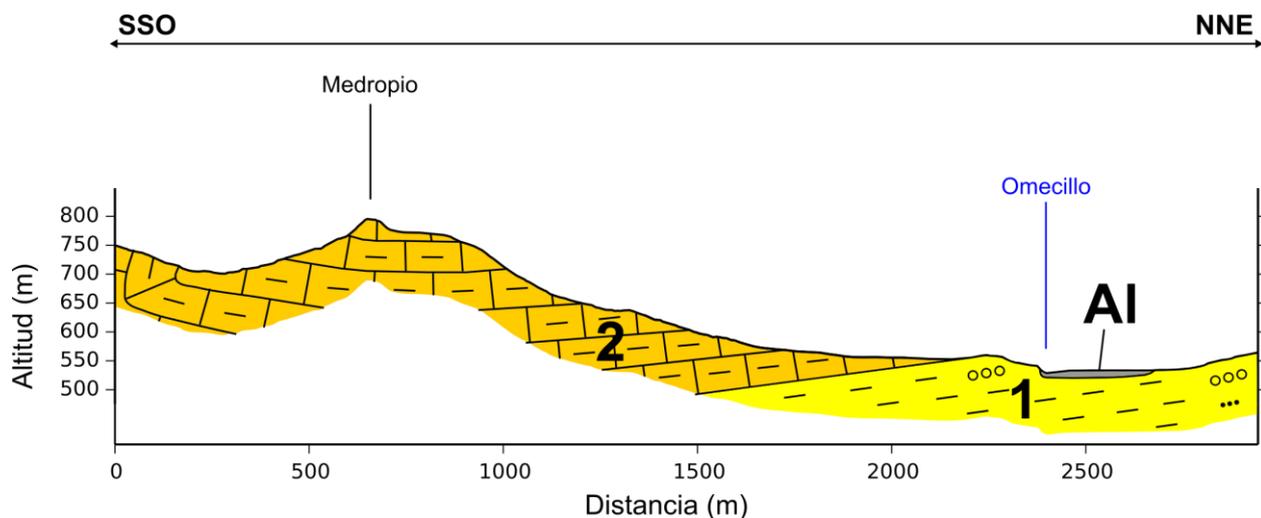


Figura 3.70. Perfil geológico-geomorfológico del sector San Millán_Villanañe (P1): 1. Alternancia de limos, conglomerados y calcarenitas (Terciario continental); 2. Alternancia de calizas y margas lacustres, en bancos decimétricos (Terciario continental); AI. Fondo de valle aluvial del Omecillo.

A excepción del río Omecillo, la red hidrográfica es mayoritariamente cataclinal, puesto que casi todos los cursos fluviales circulan perpendicularmente en relación con las direcciones estructurales (fluyen en sentido SO-NE). En unos casos se forman pequeños arroyos cuyas cabeceras se ubican en las vertientes septentrionales de los relieves invertidos. Otros cursos, en cambio, disectan todo el núcleo sinclinal hasta alcanzar el colector principal, de tal manera que interrumpen la continuidad fisiográfica de la alineación de Yerdos-Medropio; en este último conjunto destacan, de O a E, los arroyos de Paúles, Valdelagua, Nograro y Barrio.

➤ Glacis

Por otra parte, en los tramos distales de las vertientes septentrionales de la alineación Yerdos-Medropio han sido reconocidas algunas superficies de glacis cuya presencia es, sin embargo, muy anecdótica en este sector. La más destacable de todas ellas es el glacis de Somediana, el cual se localiza en el tramo de vertiente comprendido entre las poblaciones de Villanueva y Gurendes, concretamente en la margen derecha del río Omecillo y entre los arroyos de Valdelagua y Nograro, situados al O y el E respectivamente. Sus dimensiones son reducidas, de unos 0,5 x 0,6 km, y su desnivel máximo es de unos 35 m (su rango altitudinal oscila entre los 625-590 m). La rampa se desarrolla en sentido SSO-NNE con unos valores de pendiente bastante constantes que se sitúan en torno a los 5°. Al igual que sucede con el resto de glacis del ámbito estudiado,

se trata de un relieve colgado por encima de la llanura de inundación actual-subactual del río Omecillo, dando como resultado una altitud relativa de +30 m. También en este caso la rampa ha sido, una vez más, disectada y fragmentada por la incisión de varios arroyos entre los que destaca el Fuentetemple, que atraviesa la forma longitudinalmente abriendo una amplia vaguada. El glacis se desarrolla sobre una alternancia de limos calcáreos y calcarenitas con algunos lentejones locales de conglomerados; asimismo su frente coincide con un duro resalte de calcarenitas. Los buzamientos son horizontales o muy bajos (siempre inferiores a los 5°) debido a la proximidad del eje sinclinal, que se encuentra a escasos 600 m vertiente arriba de la rampa. Así pues, se da una diferencia de unos 10 grados entre la pendiente del terreno y la inclinación de las capas, lo que pone de manifiesto el carácter subestructural del glacis. La cobertera superficial no sobrepasa los 0,5 m de espesor y se encuentra además muy alterada por las actividades agrícolas, hecho que aparentemente indica la naturaleza erosiva de la forma.

Por último, a unos escasos 100 m al SO de Villanueva (1 km al O del glacis descrito) se ha reconocido una pequeña superficie de glacis que aparentemente guarda relación topográfica con el glacis anteriormente descrito, puesto que se eleva unos 25 m por encima del cauce del Omecillo. En este caso la pendiente es algo inferior, ya que se sitúa entre los 2-3°.

Las aproximaciones teóricas al concepto de glacis han sido abordadas en el sector de Espejo-Bergüenda, donde este tipo de formas del relieve alcanza un mayor desarrollo.

3.5.4.2.2. Llanura aluvial del Omecillo

Tras alcanzar el paraje de Puente Colorado y recibir por su margen izquierda el aporte del arroyo Pinedo (perteneciente al sector de Corro-Atiega, apartado 3.5.5.2), el río Omecillo describe un tramo encajado de aproximadamente 1 km de longitud, entre varios lentejones conglomeráticos. A la salida de este estrechamiento, el colector principal cambia de dirección (sentido OON-EES) y vuelve a dar lugar a un fondo de valle relativamente amplio a la altura de la localidad de San Millán, donde las litologías limosas pasan a tener una mayor presencia en la secuencia detrítica. Tras recibir los arroyos de Paúles por su margen derecha y Mioma por su izquierda, la sinuosidad del cauce y la amplitud de la llanura de inundación aumentan, superando en algunos puntos los 250 m de anchura y dando pie al desarrollo de los primeros e incipientes niveles de terraza fluvial (T1). A la altura del núcleo de Gurendes, en el término de Llano, los acúmulos de finos observados (limos y arenas fluviales) alcanzan los 1,5 m de espesor y descansan sobre otro depósito de lecho fluvial con cantos redondeados, planares e imbricados de diámetro centimétrico-decimétrico (pedión W313, figura 3.73). En todo este tramo el borde meridional de la

llanura aluvial es más escarpado que el septentrional debido a la presencia de resaltes de conglomerados y calcarenitas que buzan de forma opuesta a la pendiente; estos condicionantes litoestructurales explican la formación de un meandro de amplio radio en el término de La Miel, unos 100 m aguas arriba del núcleo de Villanueva, donde el lecho circula en clara dinámica erosiva, adosado al borde S del fondo de valle. Asimismo, se han identificado varios cauces abandonados que revelan una migración progresiva del lecho y constituyen formas heredadas de fases morfogénicas subactuales, las cuales se caracterizan por una menor sinuosidad del trazado del canal principal; estos cauces se localizan en el entorno de Gurendes, concretamente en los términos de Rivalpuesta, Llano y La Miel.

Aguas abajo del núcleo de Villanueva, tras recibir los aportes de los arroyos de San Martín y Nograro, el río vuelve a describir un tramo sinuoso de 1,5 km para, a continuación, atravesar otro sector con una intensa incisión lateral donde corta un par de resaltes calcareníticos situados en su margen derecha; por su margen izquierda, en cambio, se extiende toda la llanura aluvial, incluyendo otra terraza asociada al nivel T1, con características sedimentológicas muy similares a las descritas para el término de Llano (Gurendes). A la altura de Villanañe el Omecillo recibe por su lado izquierdo el aporte del Tumecillo, principal tributario de toda su cuenca hidrográfica, de tal manera que ambas llanuras aluviales convergen formando un amplio fondo de valle que alcanza los 0,5 km de anchura. Aproximadamente un kilómetro aguas abajo desde este punto, el Omecillo recibe por su margen derecha el aporte del arroyo de Barrio, el cual forma un pequeño cono aluvial en su desembocadura (dimensiones de 0,3 x 0,25 km); la génesis de este depósito se explica por el brusco cambio de pendiente que dicho arroyo experimenta al alcanzar el fondo de valle principal. El trazado moderadamente meandriforme continúa hasta alcanzar la Venta Blanca, donde se produce un cambio significativo en la dirección de la llanura aluvial, cuyo trazado pasa de ser en sentido NO-SE a N-S. A partir de este enclave el Omecillo continúa su recorrido por el sector de Espejo-Bergüenda (apartado 3.5.4.3).

➤ *Terraza T1 del Omecillo*

Sobre la llanura de inundación actual-subactual del Omecillo se ha identificado un único nivel de terraza que, de forma general, tiene una elevación relativa de +5-7 m sobre el lecho del cauce actual, encontrándose fragmentado en varias unidades. Este nivel ha sido reconocido principalmente mediante el uso de técnicas cartográficas y el análisis de la correspondencia topográfica entre dichas unidades, ya que la ausencia casi total de afloramientos ha impedido la inclusión de un registro estratigráfico que confirme la morfogénesis de las unidades cartografiadas.

Siguiendo el sentido de la corriente, la terraza comienza a desarrollarse entre las localidades de San Millán y Gurendes, donde el fondo de valle se ensancha considerablemente y el cauce, que circula menos confinado, experimenta un aumento en la sinuosidad de su trazado. Así, en la margen izquierda de la confluencia entre el río Omecillo y el arroyo de Mioma se localiza una primera superficie (dimensiones de 0,25 x 0,35 km) que forma un ligero resalte topográfico (+2 m) sobre la llanura aluvial, sin que exista una ruptura de pendiente neta. Esta plataforma se encuentra ligeramente inclinada (1,5°) hacia el fondo del valle y enlaza, hacia el NE, con un resalte plurimétrico de conglomerados terciarios. En el único afloramiento disponible se ha observado, bajo una suela de labor (0,7 m de espesor), un nivel de limos fluviales (0,6 m de espesor mínimo) asociados a depósitos de inundación. La inclinación de esta forma y el contraste entre las pendientes del río Omecillo (0,5° de pendiente media en este tramo) y el arroyo de Mioma (1,2° de pendiente media en su último km) son rasgos que conducen a interpretar este resalte como una forma mixta aluvial de tipo terraza-abanico con desarrollo en sentido N-S, la cual muestra notables muestras de antropización en la actualidad.

Aguas arriba de la desembocadura del Tumecillo, este nivel de terraza vuelve a aparecer en otras dos superficies que han tenido desarrollo en la margen izquierda del Omecillo. La primera se localiza en el término de La Miel, entre las localidades de Villanueva y Gurendes, es de dimensiones reducidas (0,5 x 0,2 km) y se encuentra muy suavemente inclinada hacia el cauce actual, sin que existan rupturas netas de pendiente. La segunda superficie es más extensa (1 x 0,3 km) y se encuentra en el término de Los Verdejos, entre Villanueva y Villanañe; en este caso el mayor encajamiento del Omecillo ha tenido como consecuencia una ligera acentuación de los bordes de la terraza, aunque sin dar lugar a escarpes bien definidos.

En los parajes de La Losa y Los Cascajos, justo a la altura de la confluencia con el Tumecillo, la margen derecha del río tiene una elevación relativa de 2-3 m en relación con la ribera opuesta. A pesar de la ausencia de afloramientos que aporten ciertas evidencias estratigráficas, esta superficie (dimensiones de 0,7 x 0,4 km) también ha sido incluida en el nivel T1 por su topografía plana y su correspondencia, en cuanto a altitud relativa, con el conjunto de la unidad.

3.5.4.2.3. Depósitos superficiales y regolito

Las formaciones superficiales que tienen lugar en este sector están constituidas fundamentalmente por los depósitos de morfogénesis aluvial que ocupan el fondo de valle

del Omecillo, si bien se ha constatado asimismo un predominio de aportes coluviales hacia los bordes de la llanura de inundación. En los tramos de mayor amplitud y topografía más suave (parajes de Rivalpuesta, La Miel y el tramo Villanueva-Venta Blanca) encontramos niveles de arenas y limos fluviales que, generalmente, suelen aparecer a techo de depósitos de fondo de canal (figura 3.73), aunque ocasionalmente también se sitúan a muro de éstos (figura 3.74). Éstos últimos están constituidos, en la mayor parte de los casos, por clastos redondeados-subredondeados y generalmente grano-soportados, cuyo diámetro suele ser centimétrico-decimétrico; sin embargo, en el entorno de Villanueva se han observado, en el mismo lecho del río, bloques calizos que llegan a superar el metro de diámetro, cuyas litofacies de origen corresponden a los lentejones de conglomerados localizados en ambas márgenes del Omecillo. Los valores de espesor registrados para los niveles de finos se sitúan entre los 35-90 cm, mientras que los niveles de cantos y gravas de fondo de canal oscilan entre los 25-140 cm.

Por otra parte, también resultan destacables los rellenos mixtos de naturaleza coluvial-aluvial que ocupan las vaguadas cataclinales. Estos depósitos están compuestos por materiales muy heterogéneos consistentes en una matriz limosa y calcárea en algunos casos, o limo-arcillosa en otros, incluyendo cantos calizos y angulosos de diámetro centimétrico-decimétrico y litología diversa (calizas, areniscas, conglomerados, etc.). Las potencias son especialmente significativas cuando las litofacies de origen corresponden a las calizas lacustres del Terciario continental, de tal manera que en las zonas más favorables se han registrado acúmulos que localmente alcanzan los 3 m de espesor (figura 3.71). Estos depósitos, sin embargo, ocupan una extensión superficial poco significativa.

También deben ser mencionadas las formaciones de morfogénesis exclusivamente coluvial que salpican las vertientes subestructurales localizadas hacia el S del Omecillo aunque, debido a su reducida extensión, no han sido reflejadas en la cartografía geomorfológica. Una parte de éstas tiene lugar al pie de los resaltes de calizas lacustres dando lugar a depósitos de composición muy similar a los anteriormente descritos para las vaguadas, si bien forman pequeños y suaves taludes que apenas se extienden unos pocos decámetros vertiente abajo (su potencia oscila entre los 40-60 cm). Por otro lado, se encuentran los rellanos subestructurales con menor pendiente (p. ej., al NO del glacis de Somediana), donde se registran las formaciones coluviales más potentes y heterogéneas en cuanto a sus litofacies de origen (localmente se superan los 1,5 m de espesor). Así, además de las calizas lacustres y conglomerados encontramos también abundantes elementos gruesos de cuarzo (diámetro mm.-cm.) y arenisca (diámetro mm.-dm.); estos materiales localmente dan lugar a grandes bloques cuyo eje mayor llega a sobrepasar el metro de longitud (figura 3.78).



Figura 3.71. Perspectiva de un talud coluvial-aluvial localizado en la margen derecha del Omecillo, en las inmediaciones de Villanañe: Cl. Depósito coluvial-aluvial; Tc. Secuencia de limos, calcarenitas y conglomerados del Terciario continental.

Desde el punto de vista paleogeográfico la presencia de estos últimos materiales resulta particularmente significativa, ya que sus litofacies de origen corresponden a la secuencia detrítica albo-cenomaniense localizada en el núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón, la cual aflora a unos 3 km al SO de las áreas de depósito. Este hecho implicaría en principio que estos materiales en algún momento tuvieron que rebasar los relieves del flanco septentrional de la antiforma, por lo que se enmarcarían en un contexto morfogenético anterior a la incisión fluvial cuaternaria. Por consiguiente, los fenómenos gravitacionales que explicarían la presencia de estos derrubios tuvieron que producirse con niveles de base muy por encima del actual (+90-100 m como mínimo). Sin embargo, otra hipótesis a tener en cuenta vendría dada por una posible verticalización tardía (probablemente plio-cuaternaria) de los relieves del flanco septentrional de la antiforma (a la altura de Quejo, Nograro y Barrio) que, a su vez, podría estar asociada a colapsos de origen diapírico similares a los que se han evidenciado en el diapiro de Salinas de Añana (sector de Espejo-Bergüenda, apartado xxxx). En este sentido debe tenerse en cuenta la presencia de un pequeño afloramiento triásico situado al SO de la localidad de Nograro, el cual viene a constatar la influencia del diapirismo en este sector. Por consiguiente, los aportes de derrubios desde el núcleo anticlinal hacia la depresión del Omecillo habrían sido posibles durante las fases previas al citado proceso de verticalización. Al objeto de esclarecer estos supuestos sería de gran interés la realización de dataciones absolutas de los granos de cuarzo presentes en las formaciones coluviales.

A tenor de las numerosas observaciones realizadas en el campo, el regolito de este sector también muestra una notable diversidad en cuanto a las secuencias de horizontes reconocidas, así como una gran variabilidad lateral en función del marco morfoestructural de que se trate en cada caso. Se da la particularidad de que, en este sector, el trazado de las zanjas de regadío alterna tramos del fondo de valle del Omecillo con algunos rellanos subestructurales y suaves laderas escalonadas que conectan la llanura de inundación principal con los relieves de Yerdos-Medropio, lo que ha permitido plantear el estudio de diferentes pediones para cada contexto geomorfológico (figura 3.72).

Así pues, en los sectores del fondo de valle más cercanos al cauce del Omecillo encontramos secuencias de tipo Ap-Bwkt-C-2C o incluso Ap-C-2C que se desarrollan sobre rellenos fundamentalmente aluviales (limos-arenas de inundación y gravas mayoritariamente clasto-soportadas). En estos casos los espesores de *solum* no son muy significativos, ya que suelen oscilar entre los 60-120 cm (pediones W313 y W329, figuras 3.73 y 3.74), si bien resulta difícil establecer la profundidad e intensidad de los procesos edáficos en el seno de los materiales de origen aluvial. Estos materiales dan lugar, sin embargo, a unos espesores de regolito que localmente llegan a sobrepasar los 3 m.

Todos estos rasgos varían considerablemente hacia los bordes de la llanura de inundación, donde vuelve a darse una notable presencia de aportes heterogéneos procedentes de los resaltes rocosos más próximos, así como de los arroyos cataclinales que desembocan en el Omecillo. En estos enclaves se han registrado perfiles de tipo Ap-Bwk-Ck o Ap-Bwk-C con frecuentes acumulaciones de carbonato cálcico (pediones W284 y W254, figuras 3.80 y 3.83) que aparentemente se explican por la meteorización de algunos niveles calizas lacustres y conglomerados; estas acumulaciones llegan a ser masivas en algunos enclaves favorables y dan lugar a endopediones cálcicos, tal y como sucede en algunos taludes coluviales que conectan con el fondo de valle (pedión W263, figura 3.81). Hacia el paraje de La Miel y el entorno de Villanañe, se han observado secuencias más complejas (Ap-Bw-2Bwt-Ck) desarrolladas en la desembocadura de pequeñas vaguadas transversales (pedión W258, figura 3.82), donde asimismo localmente aparecen endopediones más oscuros constituidos por horizontes A enterrados (pedión W363, figura 3.76). Los espesores de *solum* oscilan entre los 100-160 cm, aunque localmente superan los 250 cm. Por su parte, las formaciones de regolito llegan a rebasar localmente los 3 m de potencia en zonas favorables.

Por encima de la llanura de inundación del Omecillo se sitúan los tramos más distales de las vertientes septentrionales de Yerdos-Medropio, donde tiene lugar una sucesión de resaltes y formaciones coluviales de diversa entidad. Así, en los rellanos subestructurales, coincidiendo con los coluviones de mayor desarrollo, las secuencias de horizontes alcanzan la mayor variabilidad de todo el sector. Encontramos por tanto desde

perfiles sencillos de tipo Ap-C-2C (pedi6n W369, figura 3.84) o Ap-Bw-2C (pedi6n W269, figura 3.78) hasta otras secuencias m1s complejas de tipo Ap-Bwk-2Bwk-C (pedi6n 272, figura 3.79). Por consiguiente, los espesores de solum y regolito son tambi6n muy variables (40-250 cm y 140-300 cm respectivamente). Cabe destacar asimismo la presencia localizada de endopediones arg6licos en los rellanos de menor pendiente (p.ej., en el paraje de Somediana), donde se han observado revestimientos masivos de arcilla en las caras de los agregados estructurales (horizonte Bt, pedi6n W351, figura 3.75).

Tambi6n resultan significativos los perfiles desarrollados sobre calizas lacustres meteorizadas y posteriormente deslizadas, las cuales han dado lugar a un conjunto de endopediones 1lbicos de car1cter al6ctono que, con un espesor variable (5-60 cm.), se extienden irregularmente por amplias superficies de este sector (p. ej., en el paraje de Sobrevilla, pedi6n W248, figura 3.77). Se trata de horizontes c1lcicos con un grado muy bajo o nulo de pedialidad, situados a profundidades variables (40-100 cm) y compuestos casi exclusivamente por carbonato c1lcico.

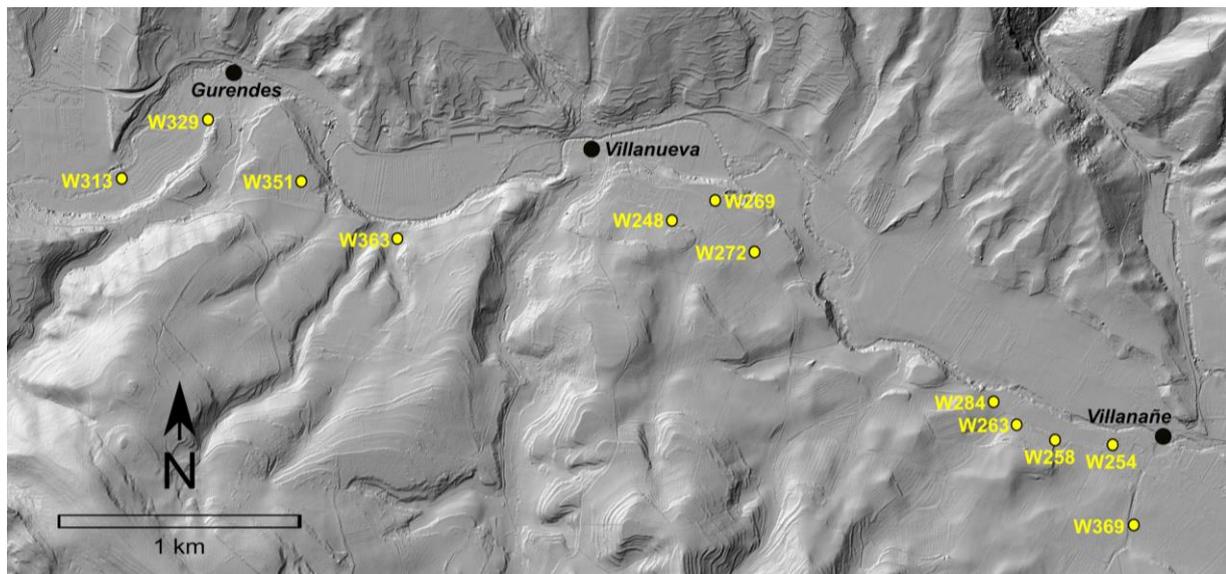


Figura 3.72. Localizaci6n de los pediones descritos.

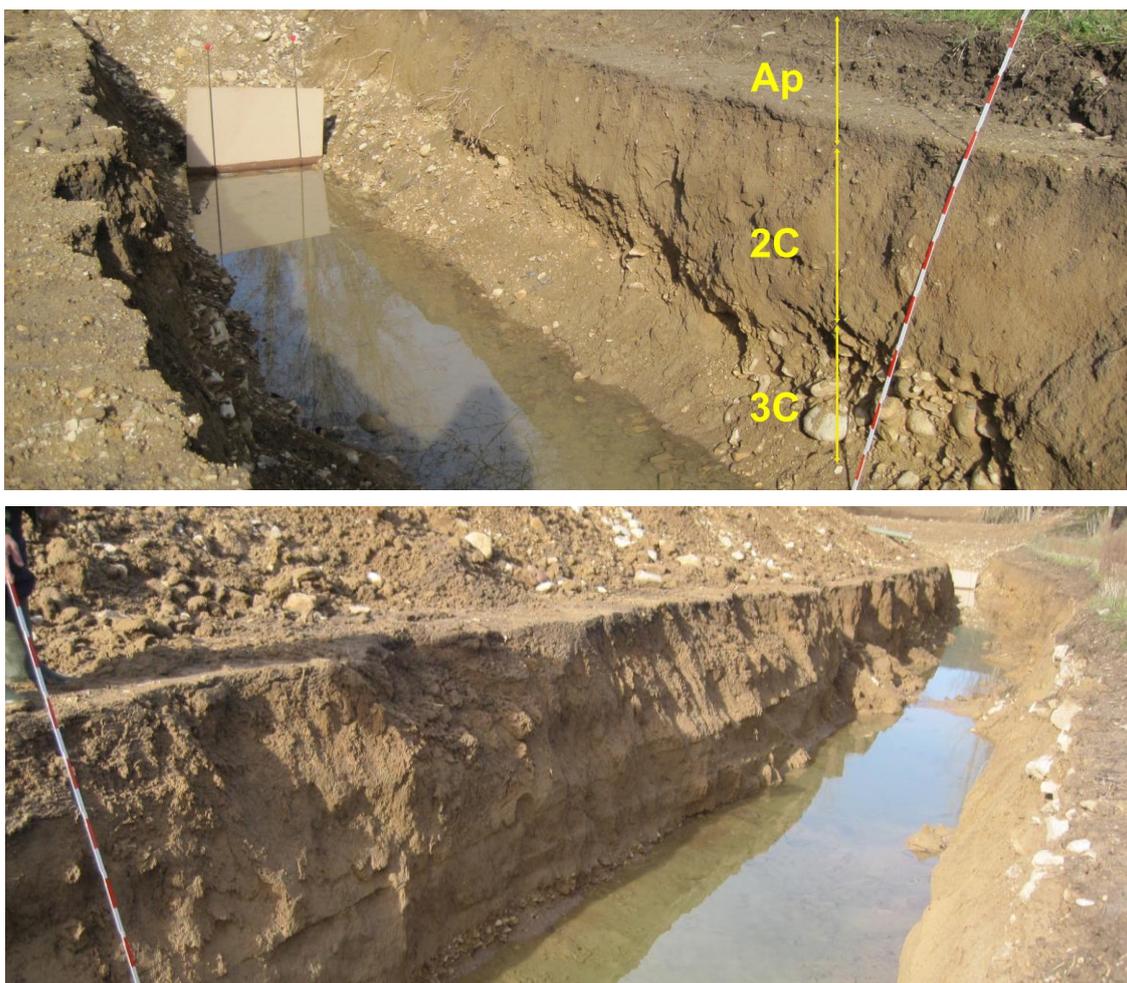


Figura 3.73. Distribución de horizontes en el pedión W313, situado en la llanura aluvial del Omecillo (paraje de Rivalpuesta; UTM: X=489.943; Y= 4.743.760). La imagen inferior ofrece una perspectiva de la zanja hacia el N, en la que se aprecia la continuidad lateral del perfil.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-55, excavado)	Color 2.5 Y 5/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, raíces frecuentes, 10% de E.G. (calizas).
2C (55-140)	Aluvial constituido por una alternancia de niveles decimétricos de arenas y limos calcáreos, sin estructura, fragmentos de gasterópodos muy abundantes, 10% de E.G. (calizas).
3C (>140)	Aluvial constituido por clastos redondeados de calizas, parcialmente planares-subplanares (25-35%), localmente imbricados, diámetro mm.-dm., mayoritariamente clasto-soportados (85% de E.G.).

Cuadro 3.8. Descripción sintética del pedión W313, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

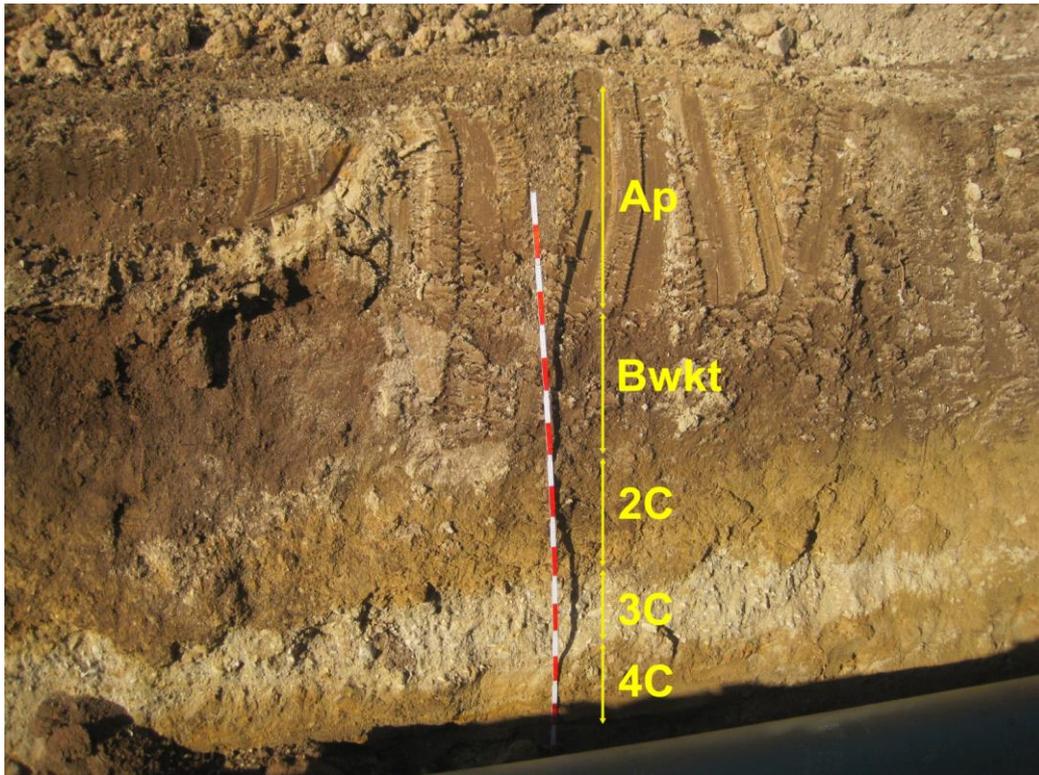


Figura 3.74. Distribución de horizontes en el pedión W329, situado en la margen derecha de la llanura aluvial del Omecillo, en las inmediaciones de la localidad de de Gurendes (UTM: X=490.303; Y=4.743.998).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-70)	Color 10 YR 5/4, textura franco-limo-arenosa, estructura subangular moderada, raíces frecuentes, 15% de E.G. (calizas y areniscas)
Bwkt (70-115)	Color 10 YR 4/2, textura franco-limo-arcillosa, estructura subangular fuerte, raíces y bioturbaciones frecuentes, efervescencia moderada a HCl 11%, 15% de E.G. (clastos de calizas, areniscas y cuarzo, diámetro mm.-cm.), se aprecian revestimientos ocasionales de arcilla en caras de agregados.
2C (115-150)	Aluvial compuesto por limos calcáreos y arenas de origen fluvial, parcialmente edafizados (estructura subangular débil) 10% de E.G. (clastos milimétricos de calizas).
3C (150-175)	Aluvial compuesto por clastos subredondeados-redondeado de calizas (con travertinos y areniscas ocasionales), parcialmente matriz-soportados (matriz limo-arenosa, localmente planares e imbricados, 75% de E.G.
4C (>175)	Aluvial compuesto por limos calcáreos y arenas de origen fluvial, sin E.G.

Cuadro 3.9. Descripción sintética del pedión W329, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.75. Distribución de horizontes en el pedión W351, situado en el paraje de Somediana, sobre un rellano subestructural (UTM: X=490.657; Y=4.743.685). La imagen dcha. muestra un agregado del endopedión argílico (Bt); se aprecia una elevada proporción de caras brillantes que indican un revestimiento masivo de arcillas por translocación.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (excavado, 0-60)	Color 10 YR 4/1, textura franco-limo-arcillosa, estructura subangular fuerte, abundantes fragmentos de gasterópodos y raíces frecuentes, 15% de E.G. (clastos cm.de calizas y areniscas).
Bt (60-110)	Color 10 YR 5/3, textura arcillo-limosa, estructura prismática-subangular fuerte, raíces frecuentes, 20% de E.G. (clastos mm.-dm. de caliza, arenisca y cuarzo), se aprecian revestimientos masivos de arcilla en caras de agregados.
2C (110-185)	Coluvial compuesto por clastos angulosos de calizas, areniscas y cuarzo, matriz-soportados (matriz limo-arcillosa), diámetro mm.-dm., 65% de E.G., raíces ocasionales.
3C (>185)	Alternancia de limos y calcarenitas (Terciario continental), raíces ocasionales.

Cuadro 2.10. Descripción sintética del pedión W351, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

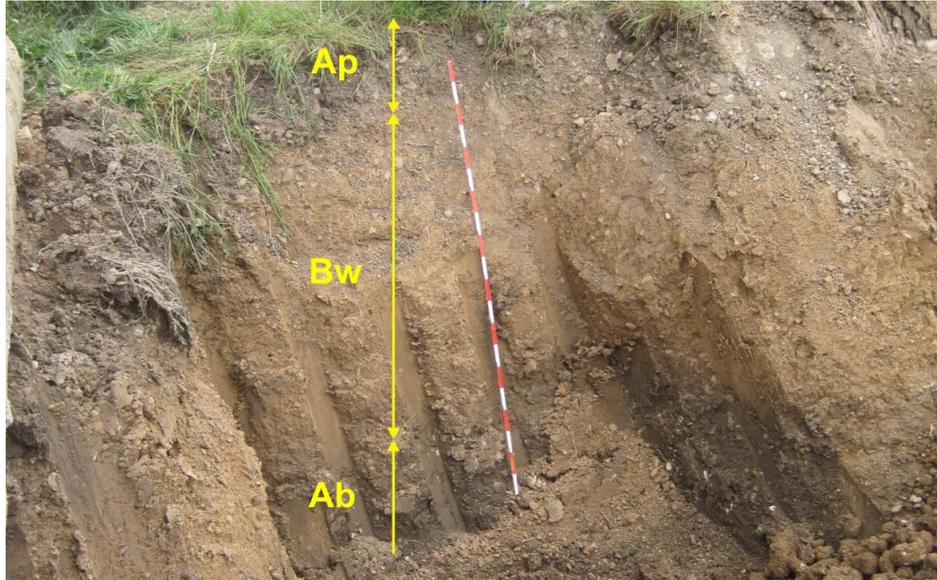


Figura 3.76. Distribución de horizontes en el pedión W363, localizado en una vaguada transversal que desemboca en el Omecillo a la altura del término de La Miel (UTM: X=491.092; Y=4.743.517). La imagen inferior muestra una perspectiva de la zanja hacia el E, que hacia el fondo conecta con una plataforma subestructural.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-45, excavado)	Color 10 YR 5/1, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 25% de E.G. (clastos de calizas, diámetro cm.).
Bw (45-165)	Color 10 YR 5/4, textura limo-arcillosa, estructura subangular moderada, raíces abundantes, 10% de E.G. (calizas, areniscas y cuarzo, diámetro mm.).
Ab (>165)	Color 10 YR 4/1, textura arcillo-limosa, estructura subangular-prismática fuerte, 25% de E.G. (clastos angulosos de calizas y redondeados de cuarzo, diámetro mm.-cm.).

Cuadro 2.11. Descripción sintética del pedión W363, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

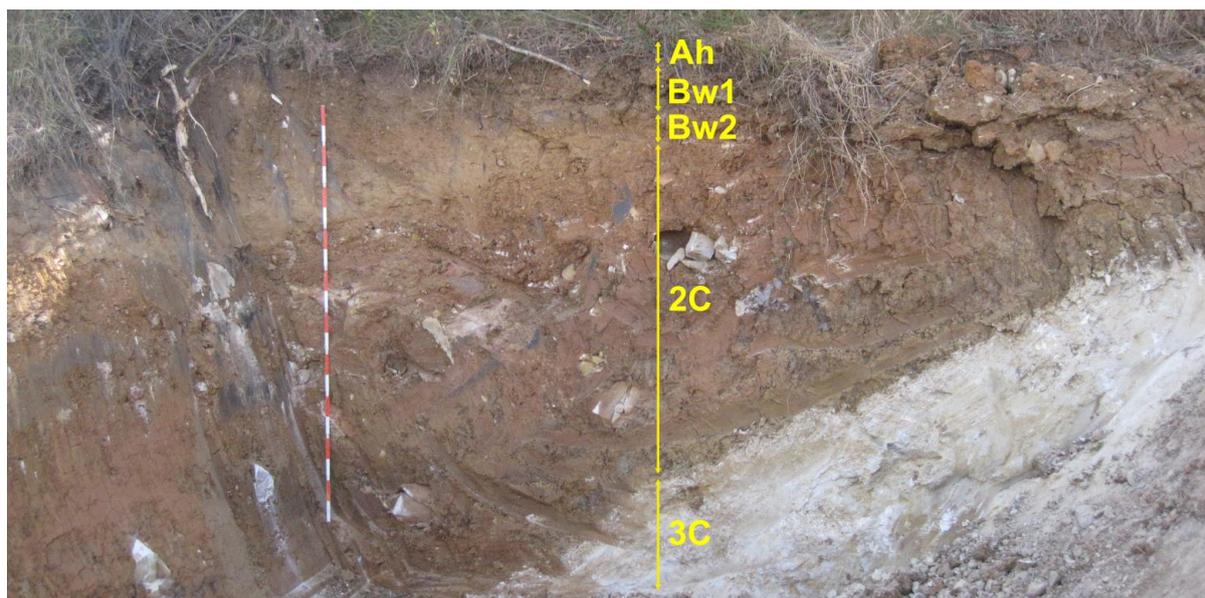


Figura 3.77. Distribución de horizontes en el pediñ W248, desarrollado sobre un rellano subestructural, hacia el SE de la localidad de Villanueva (UTM: X=492.226; Y=4.743.588).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ah (0-15)	Color 10 YR 3/2, textura franca, estructura granular fuerte, 10% de E.G. (clastos de cuarzo y areniscas, diámetro cm.), raíces abundantes.
Bw1 (15-45)	Color 10 YR 5/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 15% de E.G. (clastos de cuarzo y areniscas, diámetro cm.), raíces abundantes.
Bw2 (45-60)	Color 10 YR 6/3, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 25% de E.G. (areniscas, cuarzo y calizas), raíces abundantes.
2C (60-225)	Coluvión constituido por clastos dispersos de areniscas, cuarzo, microconglomerados y calizas, matriz-soportados, angulosos, diámetro cm.-dm., 30% de E.G. Matriz limo-arenosa, color 7.5 YR 5/4, estructura prismática débil, sin raíces.
3Ck (230-280)	Coluvión constituido por limos calcáreos (alóctonos), color 7.5 YR 8/0, sin estructura, 15% de E.G. (clastos cm.-dm. de calizas lacustres), efervescencia muy intensa a HCl 11%, acumulaciones masivas de carbonato cálcico en intersticios, sin raíces.

Cuadro 3.12. Descripción sintética del pediñ W248, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.78. Distribución de horizontes en el pedión W269, localizado en un rellano subestructural situado al SE de la población de Villanueva (UTM: X=492.392; Y=4.743.660). La imagen central muestra una perspectiva de la zanja hacia el O, en la que destaca un bloque métrico de arenisca (color rojo oscuro) procedente del núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón (Albiense-Cenomaniense). En la imagen dcha. se observa otro clasto decimétrico de arenisca que a su vez incluye clastos milimétricos de cuarzo, cuyas litofacies de origen son las mismas que en el caso anterior.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-35, excavado)	Color 10 YR 4/1, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, fragmentos de gasterópodos frecuentes, 15% de E.G. (cuarzo y areniscas).
Bw (35-55)	Color 10 YR 5/4, textura franco-arcillosa, estructura prismática débil, 15% de E.G (clastos cm.-dm. de cuarzo y areniscas).
2C (55-240)	Coluvión constituido por clastos heterogéneos y caóticos de cuarzo, areniscas (ocasionalmente calizas), matriz-soportados (matriz limo-arenosa, color 2.5 Y 7/6), diámetro cm. a dm., 65% de E.G.

Cuadro 2.13. Descripción sintética del pedión W269, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

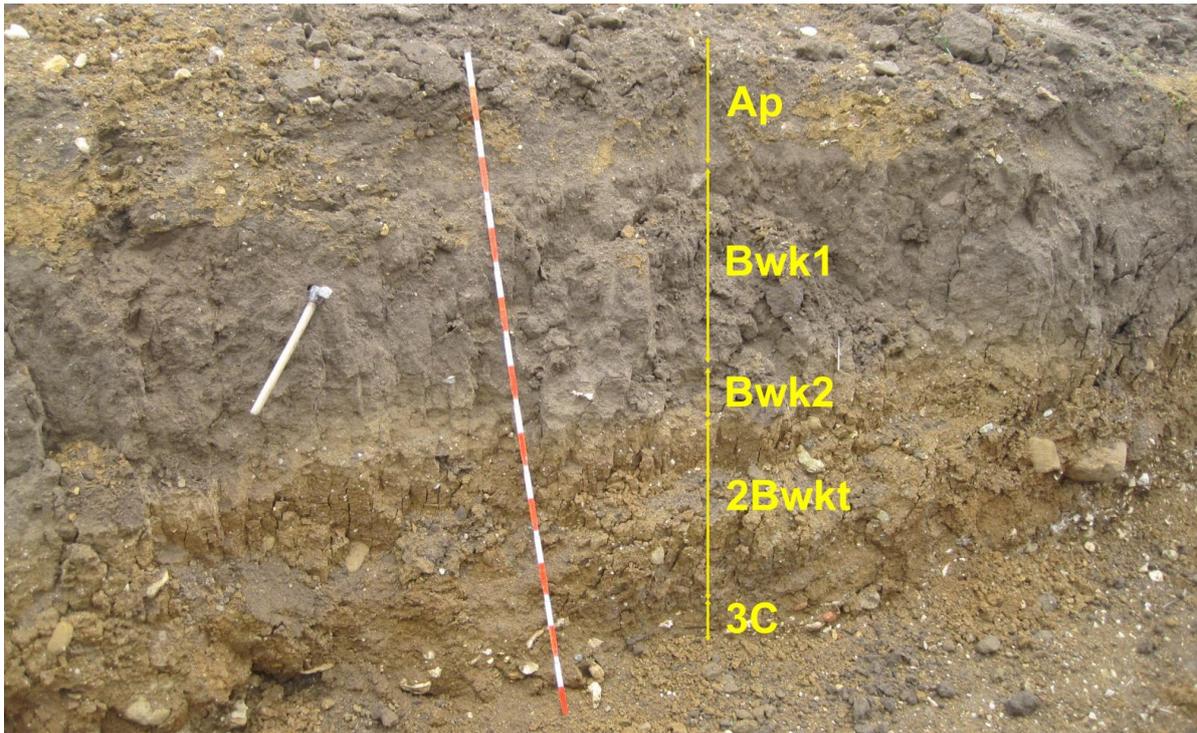


Figura 3.79. Distribución de horizontes en el pedión W272, desarrollado sobre un rellano subestructural localizado unos 600 m al SE de Villanueva (UTM: X=492.564; Y=4.743.452).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-35)	Color 2.5 Y 4/2, textura franco-limosa, estructura subangular débil, 10% de E.G. (clastos de cuarzo, diámetro mm.), raíces frecuentes.
Bwk1 (35-90)	Color 2.5 Y 6/2, textura franco-limosa, estructura subangular-prismática moderada, 15% de E.G. (clastos de cuarzo, diámetro mm.), raíces frecuentes, efervescencia intensa a HCl 11%.
Bwk2 (90-100)	Color 2.5 Y 7/4, textura franco-limo-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, 25% de E.G. (clastos de cuarzo, areniscas y calizas, diámetro mm.-cm.), pocas raíces, efervescencia intensa a HCl 11%.
2Bwkt (100-150)	Color 2.5 Y 6/6, textura arcillo-limosa, estructura prismática fuerte, 20% de E.G. (clastos de cuarzo, areniscas y calizas, diámetro mm.-dm.), pocas raíces, revestimientos ocasionales de arcilla en caras de agregados.
3C (150-170)	Coluvial constituido por clastos de areniscas (angulosos, diámetro cm.) y calizas (subredondeados, proceden de conglomerados terciarios, diámetro cm.-dm.), matriz-soportados, sin raíces; matriz arcillo-limosa, color 2.5 Y 6/4.

Cuadro 3.13. Descripción sintética del pedión W272, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

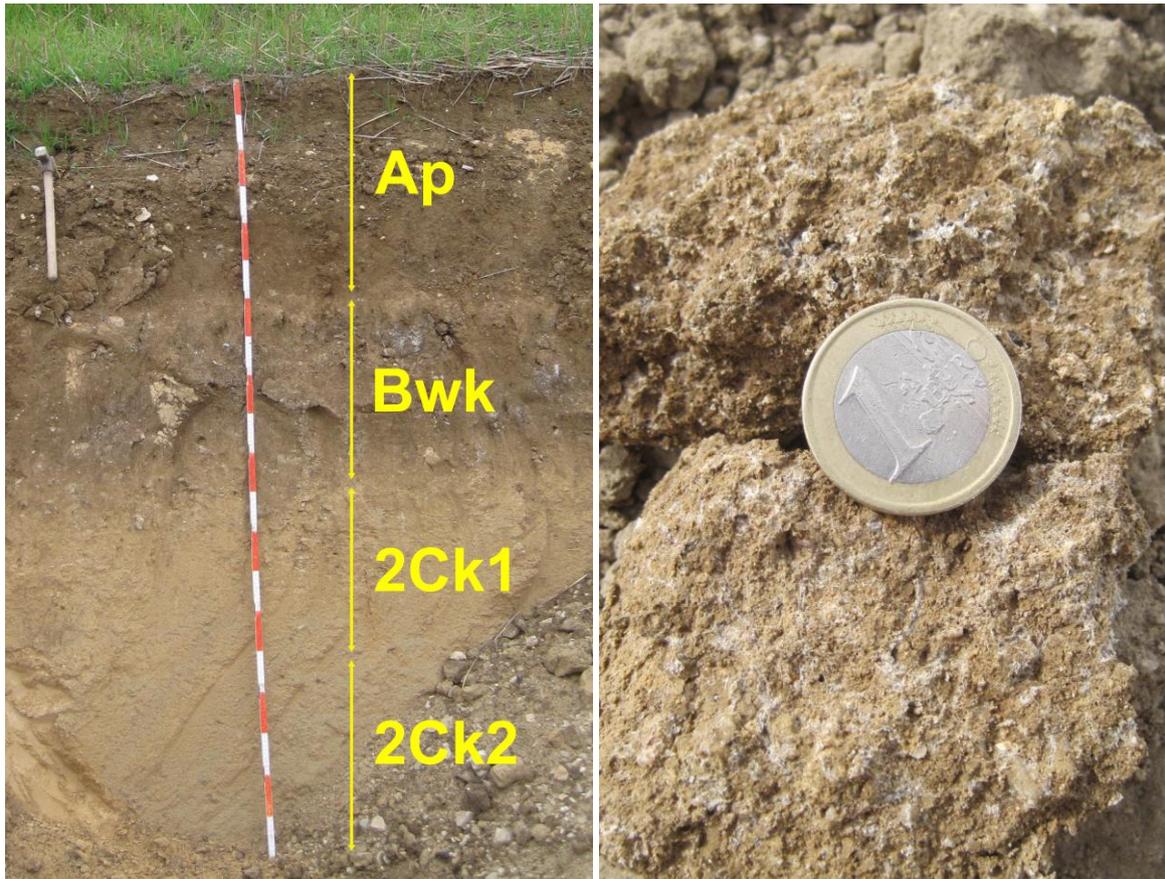


Figura 3.80. Distribución de horizontes en el pedión W284, desarrollado sobre un talud coluvial situado en la margen derecha del Omecillo, unos 750 m al O de Villanañe (UTM: X=493.549; Y=4.742.820). La imagen dcha. muestra en detalle un agregado del horizonte 2Ck1 con acumulaciones masivas de carbonato cálcico.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-55)	Color 10 YR 5/6, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 10% de E.G. (calizas), pocas raíces.
Bwk (55-95)	Color 10 YR 4/4, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 15% de E.G. (calizas), raíces abundantes, efervescencia intensa a HCl 11%, abundantes nódulos de carbonato cálcico en intersticios.
2Ck1 (95-135)	Color 10 YR 7/8, textura limo-arenosa, sin estructura, 20% de E.G. (clastos mm.-dm. de calizas), raíces frecuentes, efervescencia muy intensa a HCl 11%, rellenos reticulares de carbonato cálcico en intersticios.
2Ck2 (135-190)	Color 10 YR 7/3, textura limo-arenosa, sin estructura, 5% de E.G. (clastos mm. de calizas), pocas raíces, efervescencia muy intensa a HCl 11%, rellenos reticulares de carbonato cálcico en intersticios.

Cuadro 3.14. Descripción sintética del pedión W284, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

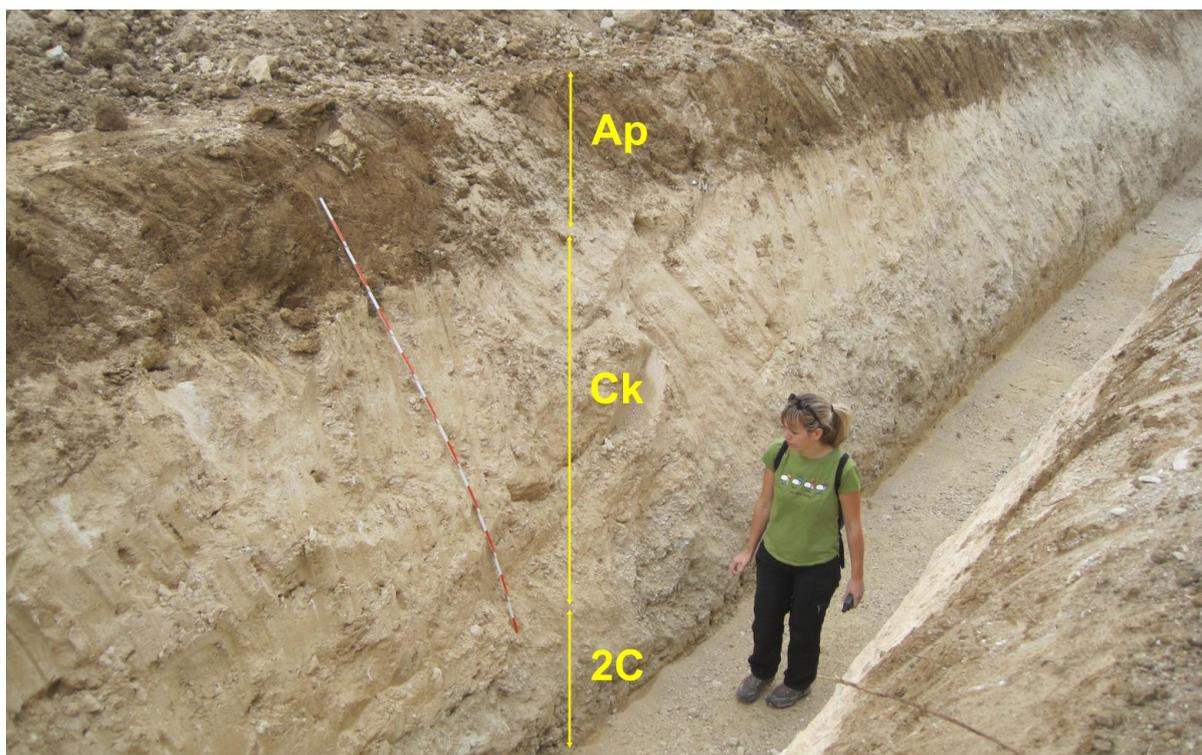


Figura 3.81. Distribución de horizontes en el pedión W263, desarrollado sobre un talud situado en la margen derecha del Omecillo, unos 650 m al O de Villanañe (UTM: X=493.640; Y=4.742.745). Hacia la parte derecha de la imagen se observa el acuñamiento del horizonte Ck, dejando paso a un perfil de tipo Ap-2C.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-65)	Color 10 YR 4/3, textura franco-limo-arenosa, estructura subangular moderada, 10% de E.G. (calizas).
Ck (65-225)	Coluvión constituido por clastos matriz-soportados (25% de E.G., diámetro cm.-dm.) de conglomerados (redondeados) y calizas lacustres (angulosos y subplanares); color de la matriz 10 YR 8/1, textura limo-arenosa, sin estructura, efervescencia muy intensa a HCl 11%, acumulaciones de carbonato cálcico en intersticios (cemento geopetal).
2C (225-280)	Coluvión constituido por clastos matriz-soportados (65% de E.G., diámetro mm.-dm.) de calizas lacustres y conglomerados.; color de la matriz 10 YR 7/1, textura limosa, sin estructura, efervescencia moderada a HCl 11%.

Cuadro 3.15. Descripción sintética del pedión W263, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.82. Distribución de horizontes en el pedión W258, desarrollado sobre un talud coluvial situado en la margen derecha del Omecillo, unos 350 m al O de Villanañe (UTM: X=493.811; Y=4.742.660). La imagen derecha ofrece una perspectiva de la secuencia hacia el O, donde el espesor de solum es gradualmente inferior.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-40, excavado)	Color 10 YR 5/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 10% de E.G. (areniscas, cuarzo y calizas).
Bw1 (40-150)	Color 10 YR 6/4, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 15% de E.G. (clastos de cuarzo, diámetro mm.)
Bw2 (150-205)	Color 10 YR 5/3, textura franco-limo-arenosa, estructura subangular débil, 15% de E.G. (clastos de cuarzo y calizas, diámetro mm.-cm.).
2Bwt (205-255)	Color 10 YR 6/8, textura franco-arcillosa, estructura prismática fuerte, 20% de E.G. (clastos cm. de areniscas), revestimientos ocasionales de arcilla en caras de agregados.
Ck (255-290)	Coluvial constituido por clastos de cuarzo (redondeados, diámetro mm.), areniscas (angulosos, diámetro cm.-dm.) y calizas (subredondeados, diámetro cm.-dm.), matriz-soportados; matriz constituida por limos calcáreos y acumulaciones masivas de carbonatos (efervescencia muy intensa a HCl 11%).

Cuadro 3.16. Descripción sintética del pedión W258, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

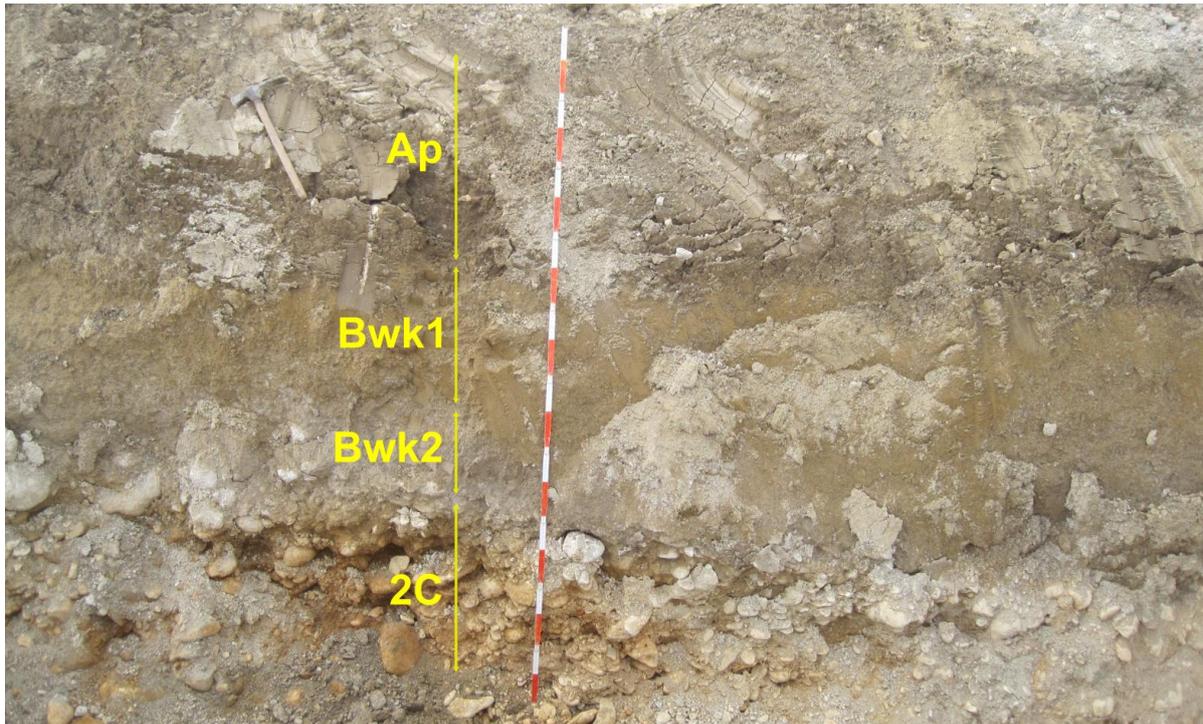


Figura 3.83. Distribución de horizontes en el pedión W254, desarrollado sobre depósitos aluviales-coluviales de la margen derecha del río Omecillo, en las cercanías de Villanañe (UTM: X=493.948; Y=4.742.619).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-55)	Color 2.5 Y 4/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G. (clastos de calizas, diámetro cm.), pocas raíces.
Bwk1 (55-90)	Color 2.5 Y 5/4, textura limosa, estructura subangular moderada, sin E.G., sin raíces, efervescencia intensa a HCl 11%, acumulaciones secundarias de carbonato cálcico en intersticios, restos de gasterópodos frecuentes.
Bwk2 (90-115)	Color 2.5 Y 7/0, textura limo-arenosa, estructura subangular moderada, sin E.G., sin raíces, efervescencia muy intensa a HCl 11%, acumulaciones secundarias (distribución reticular) de carbonato cálcico en intersticios, restos de gasterópodos frecuentes.
2C (115-160)	Aluvial-coluvial constituido por clastos de calizas y conglomerados, parcialmente matriz-soportados (matriz areno-limosa, color 10 YR 4/6), redondeados-subredondeados, diámetro cm.dm., 80% de E.G.

Cuadro 3.17. Descripción sintética del pedión W254, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

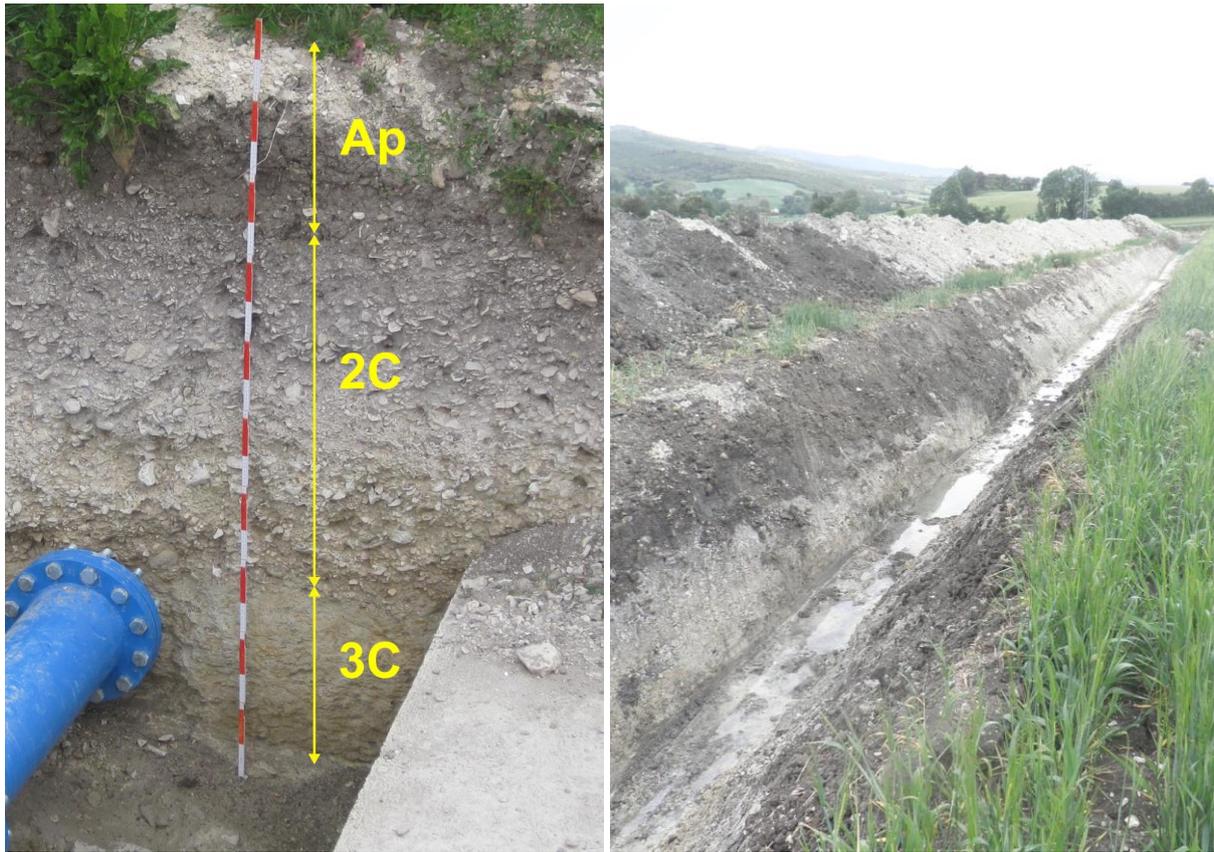


Figura 3.84. Distribución de horizontes en el pedión W369, situado en el tramo distal de la vertiente septentrional de Medropio, en las cercanías de la localidad de Villanañe (UTM: X=494.184; Y=4.742.252). La imagen dcha. muestra una perspectiva de la zanja hacia el O, en la que se aprecia la continuidad de la secuencia descrita y algunas variaciones locales en la profundidad de los distintos horizontes.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-40)	Color 2.5 Y 4/0, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, fragmentos de gasterópodos abundantes, raíces frecuentes, 10% de E.G. (clastos de caliza de diámetro mm.-cm.).
2C (40-140)	Coluvial compuesto por clastos angulosos-subangulosos y caóticos de calizas lacustres, diámetro cm.-dm., parcialmente planares-subplanares (35%), clasto-soportados hacia la base y matriz-soportados hacia el techo (matriz franco-limo-arenosa, color 2.5 Y 6/0), raíces ocasionales hacia el techo, 80% de E.G.
3C (>140)	Margas lacustres del Terciario continental.

Cuadro 3.18. Descripción sintética del pedión W369, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

3.5.4.3. Sector Espejo-Bergüenda

3.5.4.3.1. Formas litoestructurales

Este sector se extiende, de N a S, desde el arroyo de Barrio y la base de los relieves de Olvedo-Pelistornes hasta la desembocadura del Omecillo en el Ebro (figuras 3.85 y 3.87). Desde el punto de vista estructural, es en esta zona donde el sinclinal de Miranda-Treviño deja de ser paralelo al anticlinal de Valderejo-Sobrón, el cual pasa a tener un trazado N-S hasta su cierre perianticlinal meridional y, por tanto, se va alejando del núcleo sinclinal y de los depocentros de la cuenca de sedimentación terciaria. Así pues, el eje del sinclinal de Miranda-Treviño abandona su dirección NO-SE a la altura de la localidad de Espejo, donde cambia a ONO-ESE, de tal manera que su trazado continúa, ya fuera del ámbito de estudio, hacia el diapiro de Salinas de Añana. Este hecho explica el considerable ensanchamiento que el núcleo sinclinal y el valle del Omecillo alcanzan en este sector. Por consiguiente, debido a este contexto estructural la disposición de las capas es subhorizontal u horizontal, con buzamientos que no sobrepasan los 5° en la mitad septentrional y los 15° en la meridional. En el flanco septentrional de la sinforma la dirección de la estratificación es paralela al eje, si bien no sucede lo mismo en el flanco meridional, donde las capas están inclinadas hacia el ENE por causa de la ya comentada influencia del anticlinal.

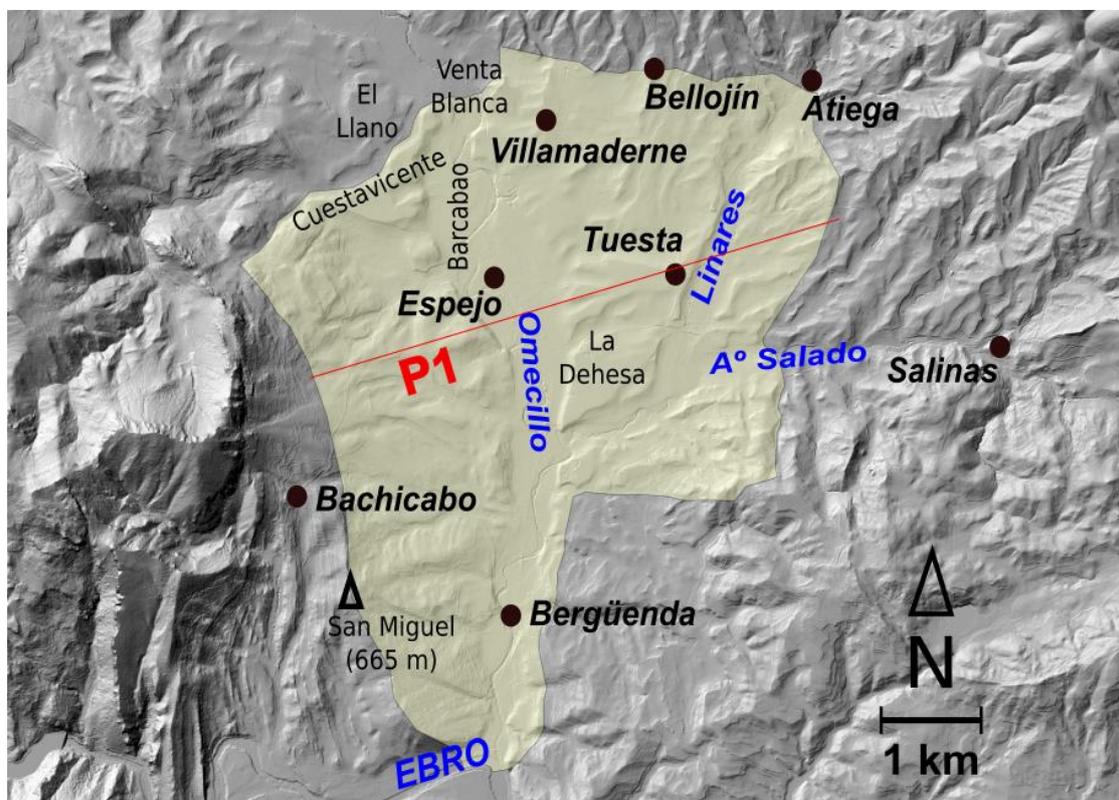


Figura 3.85. Esquema general del sector de Espejo-Bergüenda y perfil transversal (P1, figura 3.86).

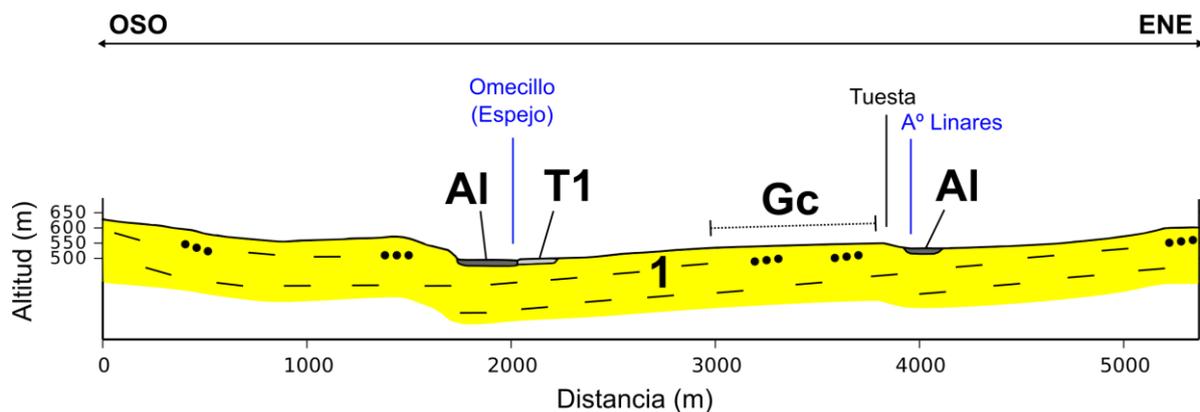


Figura 3.86. Perfil geológico-geomorfológico del sector Espejo-Bergüenda (P1): 1. Alternancia de limos, margas y calcarenitas (Terciario continental); Al. Fondo de valle aluvial (río Omeçillo y arroyo de Linares); T1. Terraza fluvial (Omeçillo); Gc. Glacis de Bellojín-Tuesta.

En este sector los materiales están íntegramente compuestos por las facies del Terciario continental, las cuales ya han sido descritas para el sector de San Millán-Villanañe, localizado inmediatamente al NO. La alternancia en bancos decimétricos-métricos de litologías duras y blandas explica el predominio de relieves subestructurales en la práctica totalidad de este ámbito. En consecuencia el modelado del relieve está muy condicionado por los fenómenos de erosión diferencial, por lo que encontramos un fondo de valle relativamente accidentado, donde las áreas topográficamente planas quedan restringidas a la llanura aluvial y a los tramos de glacis mejor conservados; este fenómeno también afecta al desarrollo de las vertientes, cuyo perfil longitudinal se caracteriza por su morfología cóncava e irregular (frecuentemente ondulada), a la vez que sus valores de pendiente son por lo general bajos (5-15°). Asimismo, se reconocen algunos relieves residuales en torno al eje sinclinal, los cuales coinciden con la presencia de los bancos más resistentes de calcarenitas y calizas, tal y como sucede al SO de la localidad de Espejo (en los parajes de Cuestalamoza y Los Carrascos); estos se elevan unos 60-75 m por encima del lecho del Omeçillo, por lo que no guardan relación topográfica con los glacis localizados en zonas aledañas. Hacia el extremo meridional del sector, al O de la llanura aluvial, se localiza el cerro de San Miguel (665 m); éste corona un reverso subestructural orientado hacia el E, en el que se registran buzamientos algo más elevados (10-15°).

En lo que respecta a la red hidrográfica, se constatan diferencias significativas entre los dos márgenes del río Omeçillo. Los arroyos que éste recibe por su margen derecha son cortos y de mayor pendiente, ya que proceden de los cercanos relieves del flanco E del anticlinal de Valderejo-Sobrón (Berbeia, Los Castros, Bachicabo y Mazo); estos fluyen en sentido general OSO-ENE, es decir, perpendiculares a la dirección de la estratificación, por lo que su trazado es cataclinal. Sin embargo, hacia la margen izquierda, debido a la mayor amplitud del núcleo sinclinal, los cursos fluviales se caracterizan por su mayor longitud y

menor pendiente, a la vez que sus direcciones no siguen un patrón definido. Entre todos ellos destaca el arroyo de Linares, que fluye en sentido NE-SO desde el sector de Lacoymonte formando una llanura aluvial relativamente amplia (100-160 m). En las inmediaciones del paraje de La Dehesa, tiene lugar la confluencia de este arroyo con el arroyo Salado, el cual procede del núcleo del diapiro de Salinas de Añana, desde donde fluye en sentido E-O. A partir de dicha confluencia el cauce pasa a tener un trazado meandriforme en el que, además, se observa una intensa incisión en el lecho fluvial; tras este tramo de 1,5 km dicho cauce vierte sus aguas en el Omecillo formando una desembocadura en ángulo recto. Hacia el S de este enclave los arroyos de la margen izquierda fluyen mayoritariamente en sentido E-O y sus perfiles longitudinales son mucho más cortos y con pendientes más acusadas, lo que se debe a la cercanía de los relieves del borde O del diapiro.



Figura 3.87. Panorámica hacia el E desde la peña de Los Castros. Se observa el tramo del río Omecillo a su paso por la localidad de Espejo (en el centro de la imagen).

3.5.4.3.2. Glacis

➤ *Definición de glacis*

Desde la perspectiva de la geomorfología los glacis (término francés derivado del latín *glacies*) tradicionalmente han sido objeto de un estudio profundo que ha dado pie al planteamiento de numerosas definiciones y clasificaciones, las cuales no han hecho más que aumentar la ambigüedad terminológica que existe en relación con este tipo de formas de relieve (TRICART, 1969; LÓPEZ BERMÚDEZ, 1973; VAN ZUIDAM, 1976; DUMAS, 1977; COOKE et al, 1993). La disparidad de criterios afecta en gran medida a los aspectos genéticos, ya que en un principio se ponía el foco únicamente en las formas erosivas o

pediments (GILBERT, 1877; MABBUTT, 1977) para, posteriormente, referirse también a las formas de acumulación (MENSCHING, 1958).

Según PEDRAZA (1996) los glacis son formas propias de zonas templadas y, más concretamente, mediterráneas donde la arroyada efectiva (por conjunción de la acción fluvial encauzada y la pluvial sobre vertientes) da lugar a procesos de aluvionamiento y disecciones en manto; sin embargo, otros autores como WHITAKER (1973) resaltan el carácter azonal de los glacis debido a su amplia distribución latitudinal. En cuanto a la génesis de estas formas existen dos hipótesis principales; la más extendida es la de la inundación en manto, propuesta por MCGEE (1897) y confirmada por BLAIR (1987); en cambio, otros autores sostienen la hipótesis de los aplanamientos laterales (GILBERT, 1877; BRYAN, 1922), aunque según MABBUTT (1977) ésta no debe ser considerada como una explicación general.

El enfoque probablemente más adecuado para identificar este tipo de formas es el puramente morfológico, por el que se considera glacis a cualquier superficie suavemente inclinada que conecta un escarpe de articulación con un fondo de valle más o menos plano. Sin embargo, no existe un acuerdo en cuanto al criterio morfométrico de la pendiente; autores como DRESCH (1938) establecen un valor máximo de 6° por su parte, PEDRAZA (1996) más REF señala que los valores de pendiente suelen ser progresivamente inferiores hacia la base, de tal forma que éstos oscilan entre los $8-15^\circ$ en el ápice y entre los $1-2^\circ$ en el frente; por su parte TATOR (1952) indica un rango de pendientes comprendido entre $0,5-11^\circ$.

La profileración de estudios sobre glacis para ámbitos muy diversos ha favorecido el desarrollo de numerosas tipologías y clasificaciones que obedecen a factores morfoestructurales, morfogenéticos, morfológicos y/o morfométricos varios, dando pie al uso de multitud de términos descriptivos (TRICART, 1969; LÓPEZ BERMÚDEZ, 1973; WHITAKER, 1973); una parte de ellos aparecen recogidos en la figura 3.88. Con el fin de simplificar tan extensa terminología, GUTIÉRREZ (2008) propone una división básica entre glacis de erosión y glacis cubiertos o de acumulación. Por su parte TRICART (1969) establece una clasificación para los glacis de acumulación en función del espesor de su cobertera, distinguiendo entre glacis de denudación (con un depósito muy incipiente), glacis de derrame (acúmulos de entre 1 y 3 m. de espesor) y glacis de colmatación (por encima de los 5-10 m.).

Habida cuenta de las características particulares de los glacis existentes en el valle de Valdegovía, se ha preferido dar un sentido más sintético y no excluyente a este tipo de formas discriminándolas desde un punto de vista morfológico y litoestructural. En todos los casos observados en el campo los glacis carecen de cobertera o, como mucho,

presentan un recubrimiento muy incipiente (inferior a 0,5 m. de espesor); además, en la gran mayoría de estas superficies también se ha podido constatar un notable control litoestructural. Por consiguiente, los glacis han sido considerados, en el marco de este estudio, como formas erosivas-estructurales.

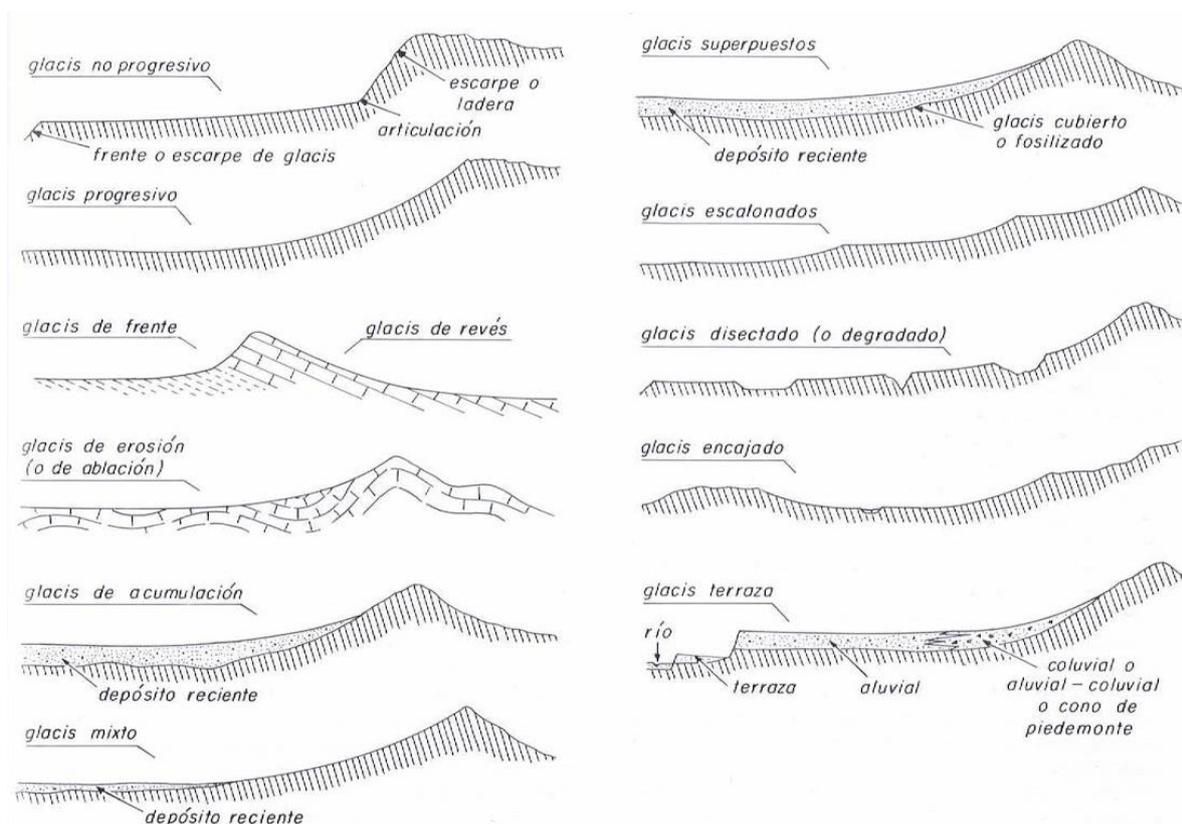


Figura 3.88. Tipos más frecuentes de glacis. Extraído de PEDRAZA (1996).

➤ *Glacis de Bellojín-Tuesta*

Se trata del glacis más extenso de todo el ámbito de estudio, con unas dimensiones de 3,8 x 1,6 km., un rango altitudinal que oscila entre los 637 y los 516 m. (desnivel de 121 m.), un perfil longitudinal ligeramente cóncavo e irregular y unos valores de pendiente progresivamente inferiores desde la cabecera (3-5°) hasta el frente (1-2°). Se extiende, en dirección N-S, desde la localidad de Bellojín, donde se sitúa su ápice, hasta las inmediaciones del polígono industrial de La Dehesa, el cual se ubica en su tramo distal. Presenta una morfología en planta elongada que se acuña progresivamente hacia el SO dando lugar, en su frente terminal, a una característica morfología de punta de flecha; la superficie del glacis ha sido disectada ortoclinalmente por la red hidrográfica dando como resultado una rampa discontinua que se encuentra dividida en varios resaltes

individualizados (figuras 3.89 y 3.90). Las rampas intermedias y distales son las que ofrecen un mejor estado de conservación morfológico, mientras que en los tramos superiores, más degradados por la erosión, apenas es posible identificar superficies cartografiables. Topográficamente se trata de un glacis colgado que conecta con las llanuras aluviales actuales formando rupturas de pendiente graduales, de tal manera que las rampas intermedias y distales tienen una altitud relativa de +30-35 m en relación con el lecho actual del Omecillo. Este hecho viene a confirmar el carácter relicto de la forma, la cual se originó en fases morfogenéticas asociadas a un nivel de base más elevado que el actual.

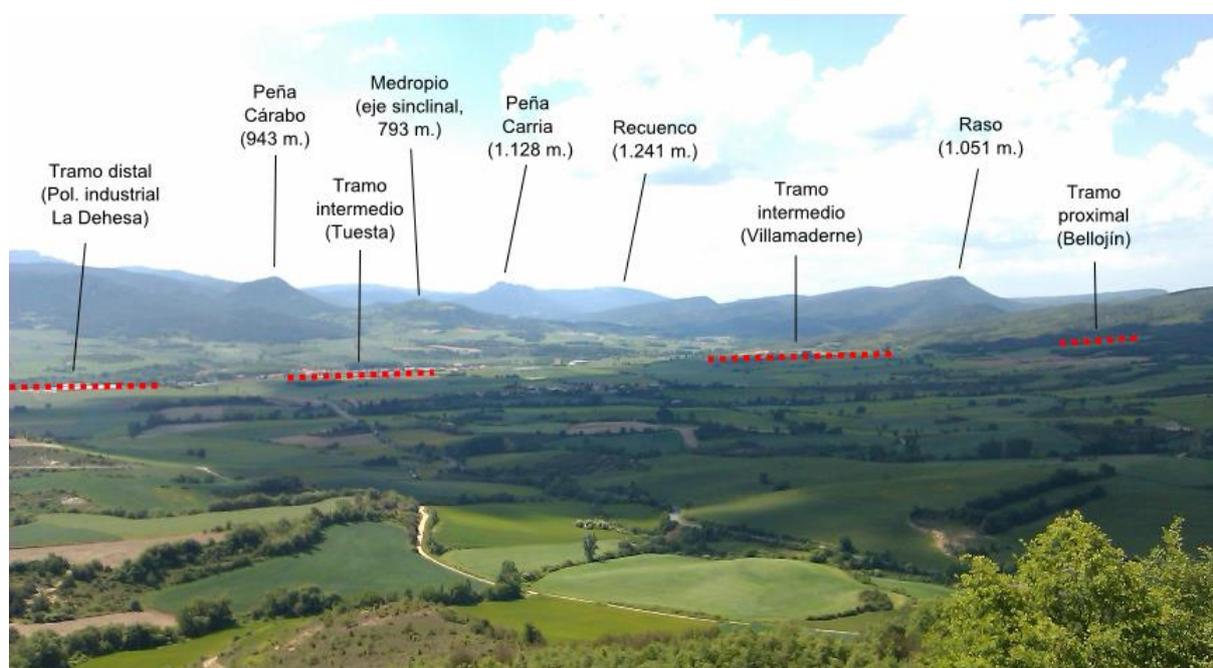


Figura 3.89. Panorámica del glacis de Bellojín-Tuesta. Los diferentes tramos de la formación están señalados con línea roja discontinua. Imagen tomada desde los relieves del borde occidental del diapiro de Añana.

Desde el punto de vista tectónico se trata de un relieve subestructural con una pendiente ligeramente inferior (aprox. 5°) a la inclinación de las capas subyacentes. Los valores de buzamiento registrados son progresivamente inferiores del ápice ($10-12^{\circ}$) a la base ($2-5^{\circ}$) conforme las capas se aproximan al eje del sinclinal de Miranda-Treviño, el cual recorre el borde meridional de la forma. En torno a dicho eje sinclinal es donde se localizan las superficies mejor preservadas y con mayor desarrollo, precisamente donde los buzamientos son subhorizontales. Por otra parte, la pequeña discordancia angular que se da entre la pendiente del terreno y la superficie de estratificación pone de manifiesto la naturaleza erosiva del glacis, cuyas rampas constituyen antiguos niveles de arrasamiento. La cobertera superficial apenas sobrepasa el medio metro de espesor en algunos puntos

y, además, debe tenerse en cuenta que su génesis responde en buena parte a procesos antropogénicos (laboreo sistemático). Sin embargo, en algunos sectores que bordean el glacis se registran acúmulos de mucha mayor entidad, los cuales son producto de una morfogénesis mixta de tipo aluvio-coluvial; éstos han sido analizados con mayor detalle en el apartado relativo a las formas superficiales y de regolito (apartado 3.5.4.3.4).

Los materiales sobre los que se asienta el glacis corresponden a la secuencia detrítica alternante del Terciario continental. En los sectores más elevados (alrededores de Bellojín) predominan los conglomerados, mientras que los resaltes de Tuesta y La Dehesa se desarrollan sobre paquetes plurimétricos de calcarenitas. Por su parte los niveles más limosos se han visto afectados por la erosión diferencial dando lugar a la formación de pequeñas vaguadas que cortan la superficie del glacis e incrementan la irregularidad de la pendiente.

En los tramos superiores e intermedios del glacis la fracción gruesa está casi exclusivamente constituida por cantos redondeados de calizas que proceden de los conglomerados terciarios localizados hacia el N en los relieves de Olvedo-Pelistornes. Estos cantos ocupan un 15-20% del volumen total de regolito y se caracterizan por tener un alto grado de esfericidad y redondeamiento, si bien conviene aclarar que el origen de dicha morfología es sinsedimentario (intrínseco a la formación de los conglomerados) y, por tanto, ajeno a la morfogénesis actual-subactual. Junto con los detritos conglomeráticos también suelen aparecer clastos calcareníticos de tamaño centimétrico a decimétrico y morfología angular-subangular, los cuales constituyen en torno a un 5-10% del volumen total de regolito.

La zona más distal, en cuyos terrenos se asienta el polígono industrial de La Dehesa, también contiene cantos de conglomerados oligocenos (volumen del 10-15%). Sin embargo, este tramo del glacis presenta algunos rasgos composicionales particularmente relevantes que no han sido observados en las demás morfologías análogas del ámbito de estudio. Así, tanto en la plataforma superior como en los pequeños recubrimientos coluviales del borde se ha podido constatar la presencia de clastos de ofitas y carniolas, con granulometría principalmente centimétrica-decimétrica y forma angular-subangular, los cuales ocupan en torno al 5-10% del volumen total del regolito (figura 3.95). Estos materiales alóctonos tienen sus formaciones de origen en el núcleo del diapiro de Salinas de Añana, estructura halocinética elipsoidal (con unas dimensiones de unos 5 x 3,5 km.) que se localiza al E del glacis, a unos escasos 2,5 km. En dicho diapiro afloran principalmente los materiales evaporíticos del Keuper (arcillas versicolores, yesos y sales) en cuyo seno también se encuentran las carniolas y ofitas ya comentadas.

La principal hipótesis que puede explicar la movilización y posterior depósito de estos materiales en el sector terminal del glacis es la existencia de glaciares de sal relacionados con incrementos de las velocidades de flujo del conjunto evaporítico durante el Pliocuaternario. La hipotética lengua evaporítica fluía en sentido E-O y probablemente tenía dos zonas de salida preferentes, una por el Valle Salado (junto a la localidad de Salinas de Añana) y otra de menor entidad en el entorno de la mina de yeso del Maestro (justo al N de la barra conglomerática del término de Socolonia); de hecho, en el tramo comprendido entre estos sectores del borde occidental del diapiro y el glacis se han observado dos afloramientos de bancos pluridecimétricos de arcillas rojas alóctonas cuyo transporte parece ser atribuible a fenómenos de movimientos en masa. La fracción fina del material deslizado (arcillas, yesos y sales) debió ser desmantelada en fases morfogenéticas posteriores dejando residualmente los elementos gruesos constituidos por las carniolas y ofitas ya comentadas (pedión W338, figura 3.95). Algunos de los ejemplos más paradigmáticos de este tipo de movimientos en masa ligados al diapirismo pueden encontrarse actualmente en Oriente Medio (montes Zagros, Irán), aunque en el ámbito europeo también se han llevado a cabo estudios sobre glaciares salinos en Alemania (MOHR et al., 2007).

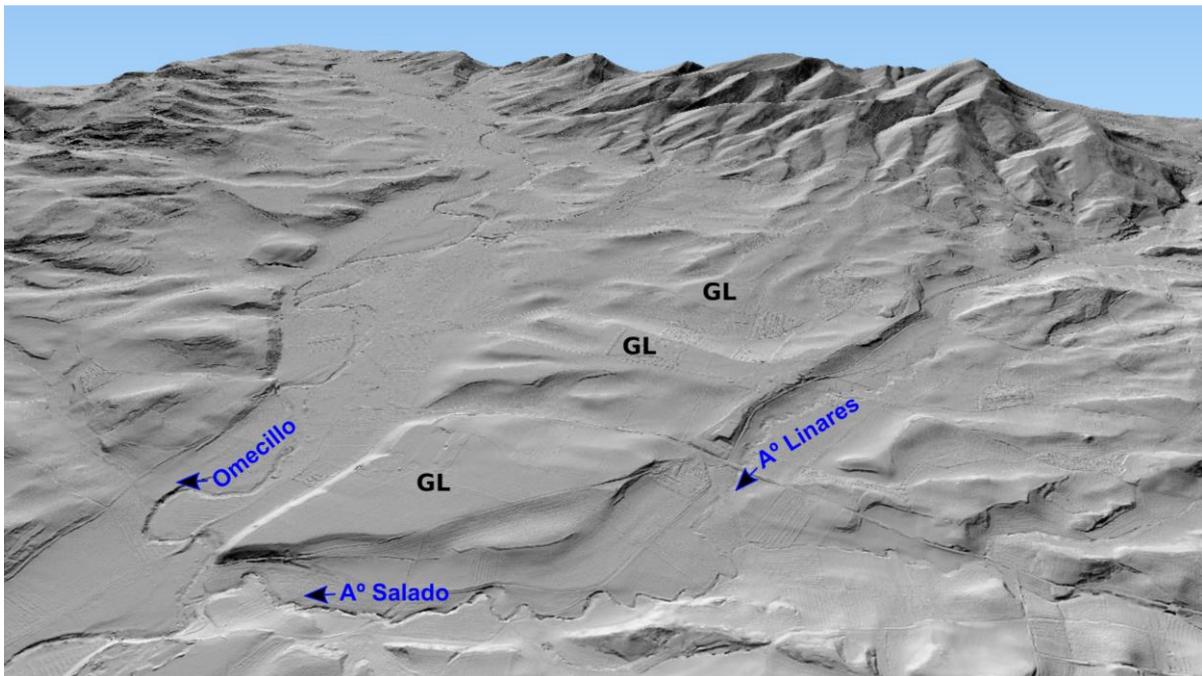


Figura 3.90. Reconstrucción en 3D del glacis de Bellojin-Tuesta (GL), elaborada a partir del MDT LiDAR. La rampa se encuentra delimitada por los cursos fluviales del Omeçillo (izda.) y los arroyos Salado y Linares (dcha.). La imagen se encuentra orientada hacia el NO.

Finalmente debe señalarse que el nivel erosivo relativo a este glacis se correspondería topográficamente con el nivel de terraza T3 del río Ebro señalado por SORIA

(2014) para el ámbito de la Cuenca de Miranda, ya que ambos se elevan a unos 25-35 m por encima de sus respectivos cauces actuales.

➤ *Glacis de Llano-Cuestavicente*

Este relieve se localiza a unos 500 m. al NO de Espejo y se extiende, de S a N, desde la carretera A-4327 (comunica las localidades de Espejo y Barrio) y el cerro de El Revillo hasta las cercanías de la torre de Los Varona, ya en el núcleo de Villanañe (figura 3.91). El glacis se encuentra disectado y fragmentado en varias unidades como consecuencia de la incisión fluvial, siendo el arroyo de Barrio el principal curso que lo atraviesa (en sentido SO-NE). El cuerpo principal de la forma tiene una morfología característica de abanico que se va abriendo desde su ápice (situado al O) en dirección OSO-ENE, dando lugar al desarrollo de dos brazos bien diferenciados. Sus dimensiones alcanzan los 1,4 km. en su eje mayor y los 0,6 km. de anchura máxima, mientras que su rango altimétrico oscila entre los 582-537 m (el desnivel máximo es de 45 m). El valor de pendiente destaca por su regularidad (en torno a 2°) en los tramos superiores e intermedios, donde mejor se ha preservado la morfología de la rampa; en cambio, el brazo nororiental (el más prolongado) ofrece un perfil mucho más irregular, con valores que oscilan entre los 2-5°. Al N del cuerpo descrito, más concretamente en el término de Manzanillos, se desarrolla otro resalte con valores de pendiente muy similares (1,5-2°) y menor extensión (0,4 x 0,3 km); asimismo al S de la carretera mencionada, en el término del Revillo, se localiza un pequeño cerro residual asociado a la rampa principal.

Los materiales sobre los que se asienta la rampa están constituidos por calizas micríticas de origen lacustre que se disponen en bancos métricos y corresponden al Terciario continental. Estos consistentes paquetes han quedado en resalte por efecto de la erosión diferencial, de tal manera que la incisión fluvial ha excavado otras litologías más blandas del entorno (fundamentalmente limos calcáreos). La tectónica también ha contribuido a esta configuración del relieve puesto que, al igual que en el glacis de Bellojín-Tuesta, el eje del sinclinal de Miranda-Treviño también pasa por esta rampa, aproximadamente por su tramo superior-intermedio, donde las capas están horizontales. Los buzamientos son gradualmente mayores hacia el frente nororiental del glacis, donde el sentido general de la pendiente (ENE) es contrario al sentido de inclinación de los estratos ($5^\circ < \beta > 10^\circ$ OSO); este hecho explica el perfil irregular que caracteriza a este tramo terminal del glacis.

La leve discordancia angular que se da entre la pendiente de la rampa y la superficie de estratificación indica, una vez más, la naturaleza erosiva de la forma. De hecho, la

cobertera acumulada sobre los paquetes carbonatados apenas alcanza el medio metro de espesor en los tramos más favorables; contiene cantos calizos angulosos (diámetro centimétrico, ocupan un 5-10 % del volumen del depósito) englobados en una matriz franco-limosa de color marrón oscuro. Al igual que sucede en el glacis de Bellojín-Tuesta, su formación responde en buena parte a procesos antropogénicos, lo que conlleva a descartar la interpretación del glacis como una forma deposicional.

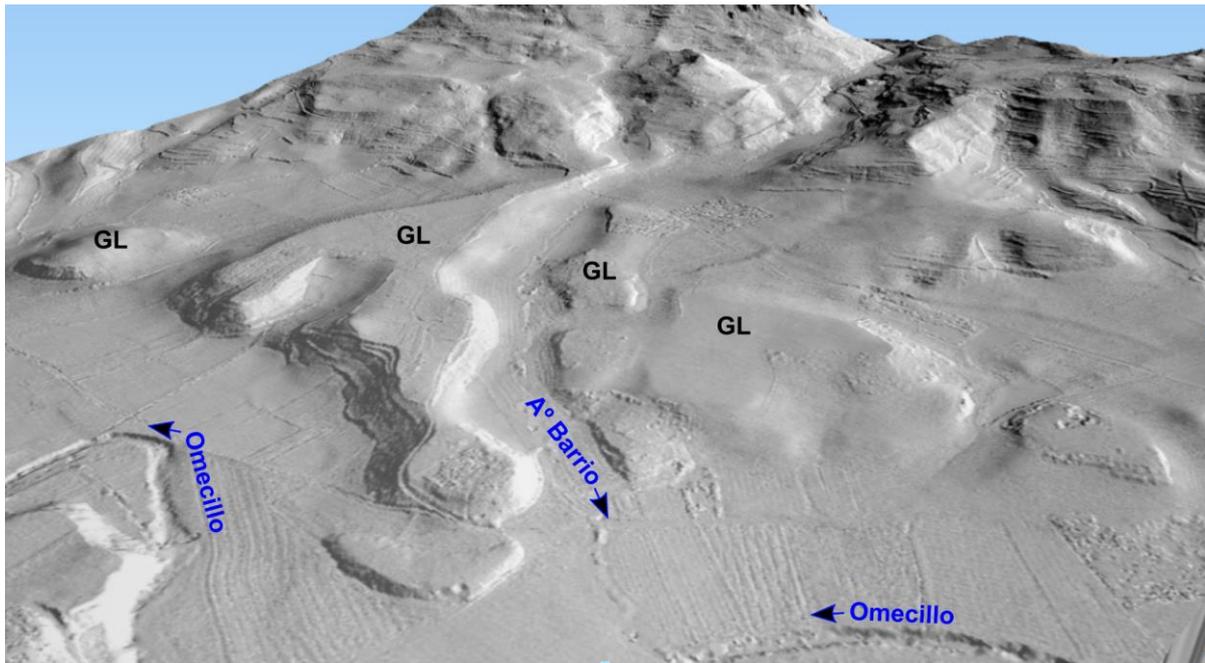


Figura 3.91. Reconstrucción en 3D del glacis de Llano-Cuestavicente, elaborada a partir del MDT LiDAR. En primer término, se observa la llanura aluvial del Omecillo y la desembocadura del arroyo de Barrio; éste último disecta longitudinalmente el glacis. Asimismo, hacia el fondo se aprecian los relieves de Berbeia (zona superior central) y Medopio (esquina sup. dcha.). Imagen orientada hacia el SO.

Desde el punto de vista topográfico este glacis también constituye un relieve colgado en cuyo frente se desarrollan pequeños taludes coluviales (no cartografiados a escala 1:25.000) que, hacia el E, conectan la rampa con la terraza T1 del Omecillo. La altitud relativa del glacis en relación con la llanura de inundación actual es de +50-55 m, lo que implica una génesis asociada a niveles de base más elevados. Estas superficies parecen tener relación topográfica con el glacis de Bellojín-Tuesta, situado en el flanco opuesto del valle, por lo que hipotéticamente serían parte de la misma superficie de erosión precuaternaria y, al mismo tiempo, indicarían una disimetría entre las vertientes situadas a uno y otro lado del paleovalle.

3.5.4.3.3. Llanura aluvial del Omecillo

A la altura del paraje de la Venta Blanca se produce un cambio significativo en la dirección de la llanura aluvial del Omecillo, cuyo trazado pasa de ser en sentido NO-SE a N-S. Esto se debe a la mayor resistencia de los materiales que constituyen el sustrato del glacis de Bellojín-Tuesta (conglomerados masivos y calcarenitas), situado al O; por este motivo el río se ve obligado a describir un giro de unos 30° en sentido horario para continuar su trayecto hacia el S. A estos condicionantes litológicos se suma además el factor estructural, puesto que en este sector se produce un cambio general de la dirección de la estratificación debido a la leve inclinación del núcleo sinclinal hacia el O; como consecuencia de ello, las capas adquieren una dirección general NNO-SSE que es subparalela al trazado N-S del fondo de valle. Así, en el tramo que va de la Venta Blanca hasta el pueblo de Espejo se observa cómo el canal migra hacia la margen izquierda del valle, adosándose a los paquetones detríticos que encuentra a su paso y sometidos a una intensa erosión lateral, de tal forma que el desarrollo de los depósitos aluviales queda restringido a la margen derecha del río.

Por consiguiente, el cambio de dirección del valle hace que éste pase a cortar la estructura sinclinal de N a S, cuyo eje discurre por las inmediaciones de Espejo. En esta localidad se da inicio al tramo más meandriforme, donde el fondo de valle aluvial alcanza su mayor amplitud en toda la cuenca, llegando a superar el medio km de anchura. A la altura de la depuradora de Espejo (junto a la carretera A-2625, en el término de Recuenco) los depósitos aluviales observados están constituidos por un nivel de finos intensamente antropizados (limos, arenas y, en menor medida, arcillas), de 80-90 cm de espesor, y otro nivel inferior con abundante fracción gruesa cuya génesis se asocia al lecho de un paleocauce. Este último nivel supera el metro de espesor y se caracteriza por tener una granulometría y composición litológica heterogéneas ya que consta, por una parte, de una fracción fina compuesta por limos (25-30% del volumen total) y, por otra, de clastos de diámetro milimétrico (de arenisca y cuarzo), centimétrico (principalmente de cuarzo y caliza) y decimétrico (detritos redondeados procedentes de los conglomerados terciarios); todos los cantos tienen un alto grado de redondeamiento y en algunos tramos se disponen estratificados e imbricados. A medida que nos alejamos del cauce actual, se observa asimismo un tránsito lateral hacia pasadas de arenas fluviales que alcanzan el medio metro de espesor y, más localmente, algunas formaciones travertínicas de espesor centimétrico (2-10 cm).

Tras recibir por su margen izquierda los aportes del arroyo Salado, el trazado del Omecillo muestra una sinuosidad algo menor y su llanura aluvial se va haciendo progresivamente más estrecha ya que, si bien el trazado del valle (N-S) sigue siendo subparalelo a la dirección estructural dominante (NNO-SSE), los buzamientos en cambio

van siendo ligeramente mayores hacia el S ($\beta=10-15^\circ$), según el río se va alejando del eje sinclinal. A esta disposición estructural se suma la presencia de algunos paquetes calcareníticos de espesor métrico a plurimétrico, cuya resistencia ha contribuido a un mayor confinamiento del fondo de valle en relación con los relieves que lo flanquean y, por consiguiente, a un estrechamiento de la sección aluvial. A poco más de un km aguas abajo de la localidad de Bergüenda, el Omecillo finalmente descarga su caudal en un meandro del río Ebro formando una desembocadura en ángulo agudo; justo a partir de este punto el río Ebro pasa a fluir en sentido general N-S siguiendo la dirección de las capas de forma subparalela, al igual que el Omecillo en su sector terminal.

➤ *Terraza T1 del Omecillo*

En este sector también encontramos retazos del nivel de terraza T1, que se sitúa unos 5-7 m por encima del lecho actual del Omecillo. Dicho nivel tiene continuidad por el sector de San Millán-Villanañe, donde comienza a tener un cierto desarrollo (apartado 3.5.4.2). Así pues, aguas abajo de la Venta Blanca, en el paraje de Barcabao, se encuentra la superficie de terraza mejor conservada de todo el ámbito, con unas dimensiones de 0,8 x 0,4 km y bordes fácilmente identificables; su desarrollo ha tenido lugar en la margen derecha, de tal manera que en algunos tramos se reconocen, de forma muy local, pequeños rellanos situados entre la llanura inundable actual y el nivel T1 que podrían representar otras superficies de terraza intermedias, si bien éstas no han podido ser cartografiadas por su reducido tamaño.

A la altura de la localidad de Espejo, en la margen izquierda del río, se localiza otro retazo relativamente extenso del nivel T1 (1,1 x 0,3 km), sobre el que se asienta parte del núcleo urbano; este nivel conecta hacia el O con los relieves relativos al glacis de Bellojín-Tuesta, por lo que no se descarta una génesis mixta que incluya aportes coluviales. Continuando hacia el S se distingue una nueva unidad en la margen derecha (0,6 x 0,3 km), concretamente en la confluencia con el arroyo Salado, entre los enclaves de Recuenco y Las Bárcenas; en este caso la terraza se ha desarrollado en la zona interna de un amplio meandro. A partir de este punto el fondo de valle se va estrechando y, por tanto, la sinuosidad del Omecillo va disminuyendo progresivamente, lo que conlleva una disminución en el número y extensión de las superficies relativas al nivel T1; así pues, en las inmediaciones de la localidad de Bergüenda (en el término de Las Cavas) se distingue una última superficie, cuyas dimensiones son ya notablemente más reducidas (0,5 x 0,15 km).

Por otra parte, conviene recordar que en el MDT LIDAR localmente también se han observado otros niveles de terraza que forman pequeños escalones en el perfil transversal

del río, si bien su modesto espesor (inferior a los 0,5 m) y sus reducidas dimensiones hacen inviable su inclusión en la cartografía a escala 1:25.000. A estos condicionantes se suma la ausencia de afloramientos mínimamente fiables para su estudio, por lo que todos estos niveles han sido englobados, a modo de facies de transición, en el conjunto de depósitos de terraza del nivel T1.

A nivel general se ha constatado que el escaso desarrollo vertical de las terrazas hace difícil la identificación de morfologías típicamente asociadas a estas formas de relieve, tal y como sucede con los escarpes de terraza. De hecho, en la mayoría de los casos los escarpes no conforman rupturas de pendiente netas, sino que simplemente dan lugar a suaves ondulaciones topográficas. Este hecho no sólo es atribuible a la escasa entidad de las terrazas fluviales, sino también a la constante y secular práctica de actividades agrícolas en estos terrenos de topografía favorable. Así pues, el laboreo sistemático ha favorecido la transferencia de regolito por la llanura aluvial desde sus tramos altos hasta los más bajos, lo que ha favorecido la formación de acúmulos de finos (limos y arcillas) en la base de dichos escarpes y, por consiguiente, ha originado un perfil moderadamente más suave y ondulado.

Desde el punto de vista paleogeográfico, debe señalarse que este nivel aparentemente guarda relación topográfica con la terraza T5 señalada por SORIA (2014) para el cercano río Ebro en su recorrido por la Cuenca de Miranda, ya que en ambos casos la altura relativa sobre el cauce actual es de 5-10 m. Sin embargo, los análisis sedimentológicos indican que el nivel T5 está compuesto exclusivamente por finos, rasgo que contrasta con la frecuente presencia de elementos gruesos en la T1 del Omecillo, hecho que indicaría unas condiciones hidrodinámicas diferenciadas para ambos cursos fluviales. Por lo tanto, no puede afirmarse que ambos niveles de terraza pertenezcan a una misma fase morfo genética, si bien estas relaciones deberían ser contrastadas en sucesivos estudios a partir de nuevos datos sedimentológicos y cronológicos.

3.5.4.3.4. Depósitos superficiales y regolito

Las suaves pendientes y los bajos valores de buzamiento que caracterizan a este tramo del núcleo sinclinal son rasgos que condicionan notablemente la distribución y desarrollo de las formaciones superficiales en este sector. A este contexto morfoestructural se debe la elevada presencia de resaltes subestructurales asociados a las litologías más competentes. Así, sobre estos resaltes se observa, por lo general, un regolito muy incipiente que rara vez sobrepasa el medio metro de espesor, tal y como se ha podido constatar en los glaciares anteriormente descritos. Por consiguiente, los acúmulos principales

quedan casi restringidos a los fondos de valle del río Omecillo y, en menor medida, del arroyo Linares.

En lo que respecta a los depósitos aluviales, conviene señalar la gran escasez de afloramientos de calidad mínima en este sector, lo que ha dificultado un conocimiento más detallado de sus rasgos composicionales y estratigráficos, así como de su distribución espacial. De hecho, los únicos puntos en los que se han podido observar perfiles *in situ* se limitan a la gravera de Villamaderne y a la planta depuradora de aguas situada al S de Espejo. Así, en ambas localizaciones se han observado depósitos con una elevada proporción de gruesos, muy similares a los descritos en el sector contiguo de San Millán-Villanañe (apartado 3.5.4.2). Éstos están constituidos por clastos redondeados-subredondeados de calizas, calcarenitas y conglomerados generalmente clasto-soportados; una parte de estos elementos gruesos (15-30%) tiene forma planar-subplanar y muestran una disposición frecuentemente imbricada. Por otra parte, si bien no se han obtenido evidencias de campo que así lo confirmen, cabe pensar en la presencia de limos y arenas fluviales en los tramos más amplios de la llanura de inundación (en Barcabao y Espejo), los cuales ocuparían las franjas más alejadas del cauce actual; de hecho, la presencia de estos materiales explicaría las texturas limo-arenosas que predominan en los horizontes más superficiales de estos tramos.

Por otra parte, encontramos frecuentes formaciones coluviales en los bordes de los resaltes subestructurales y glacis más importantes del sector, si bien la reducida extensión de estos depósitos ha impedido su inclusión en la cartografía a escala 1:25.000. Los afloramientos más representativos se localizan al pie de los glacis de Bellojín-Tuesta y Llano-Cuestaviciente, así como en algunas vertientes del entorno del pueblo de Bachicabo; de hecho, éstas últimas son la prolongación de los coluviones desarrollados al pie de los relieves de Los Castros (sector de Nograro-Bachicabo, apartado 3.5.3.2). En todos estos enclaves los espesores son inferiores al metro. Sin embargo, estos depósitos localmente dejan paso a otras formaciones aluvio-coluviales, ocasionalmente policíclicas, que llegan a alcanzar potencias superiores a los 3 m. Éstas han sido observadas en la margen izquierda del Omecillo, concretamente en los taludes del borde de la llanura aluvial que conectan con el dorso de cuesta de Olvedo-Pelistornes (en las ya mencionadas graveras de Villamaderne, pedión 427) y el glacis de Bellojín-Tuesta (al pie del paraje de La Dehesa, pedión 338). Los depósitos se caracterizan por las formas variadas de sus elementos gruesos (de redondeados a angulosos) y su disposición parcialmente imbricada.

Finalmente deben ser mencionados los depósitos de escaso desarrollo que aparecen localmente sobre los glacis, los cuales han sido anteriormente descritos en los apartados relativos a estas formas de relieve.

En cuanto a las posibilidades de análisis del regolito conviene aclarar de antemano que, a la fecha de la terminación de este trabajo de investigación, todavía no se habían abierto las zanjas de regadío proyectadas para este sector, si bien su ejecución está prevista para los próximos años. Debido a estas limitaciones la cantidad de perfiles de regolito analizados ha sido considerablemente inferior aquí que en los otros dos sectores del río Omecillo, por lo que las descripciones de perfiles se han limitado a calicatas aisladas, las cuales han sido excavadas en algunas infraestructuras de carácter puntual (depuradoras, naves agrícolas, etc.). Esta laguna será previsiblemente subsanada en investigaciones futuras.

Así pues, encontramos secuencias de regolito diferenciadas en función del contexto geomorfológico en el que tienen lugar. En los escasos perfiles observados en el fondo de valle aluvial del Omecillo se han observado secuencias de tipo Ap-Bwk-C (pedión 336, figura 3.96) o Ap-Bw-C, cuyos espesores de *solum* oscilan entre los 80-140 cm. Por su parte, en los arroyos Salado y Linares no se ha encontrado ningún afloramiento de calidad mínima para llevar a cabo descripción morfológica alguna. Asimismo, en el resto de enclaves (incluyendo las formaciones coluviales, glacis y vertientes subestructurales) encontramos secuencias de horizontes sencillas, generalmente de tipo A/C-C o Ap-C, si bien los espesores de *solum* son muy variables ya que oscilan entre los 20-40 cm (en los glacis y vertientes subestructurales) hasta los 160 cm registrados de forma local en algunos rellanos subestructurales (pediones 338 y 427, figuras 3.95 y 3.94). En estos últimos enclaves localmente se han identificado endopediones enriquecidos en materia orgánica (color gris oscuro) que aparentemente pertenecen a paleosuelos (pedión 411, figura 3.93), dando lugar a secuencias más complejas de tipo Ap-Bwt-Ab-C.

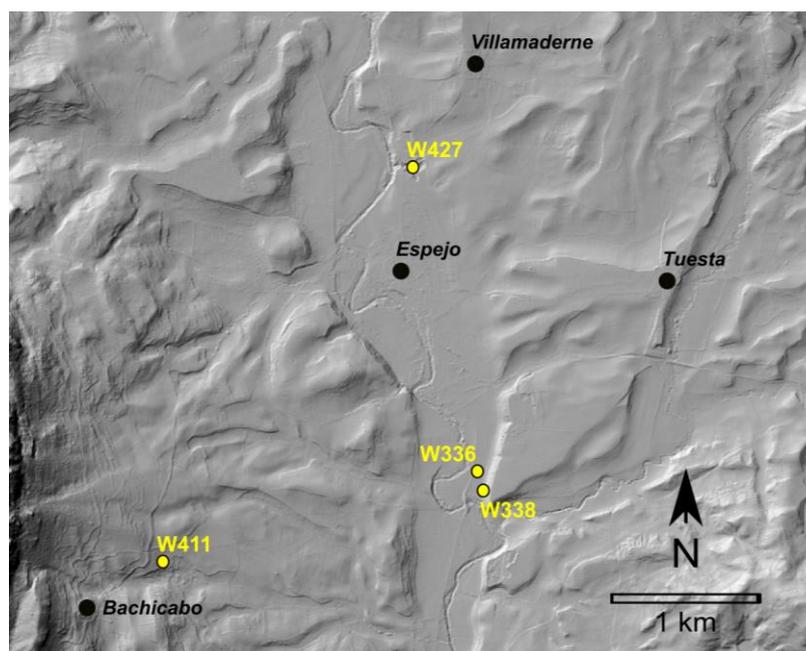


Figura 3.92. Localización de los pediones descritos.

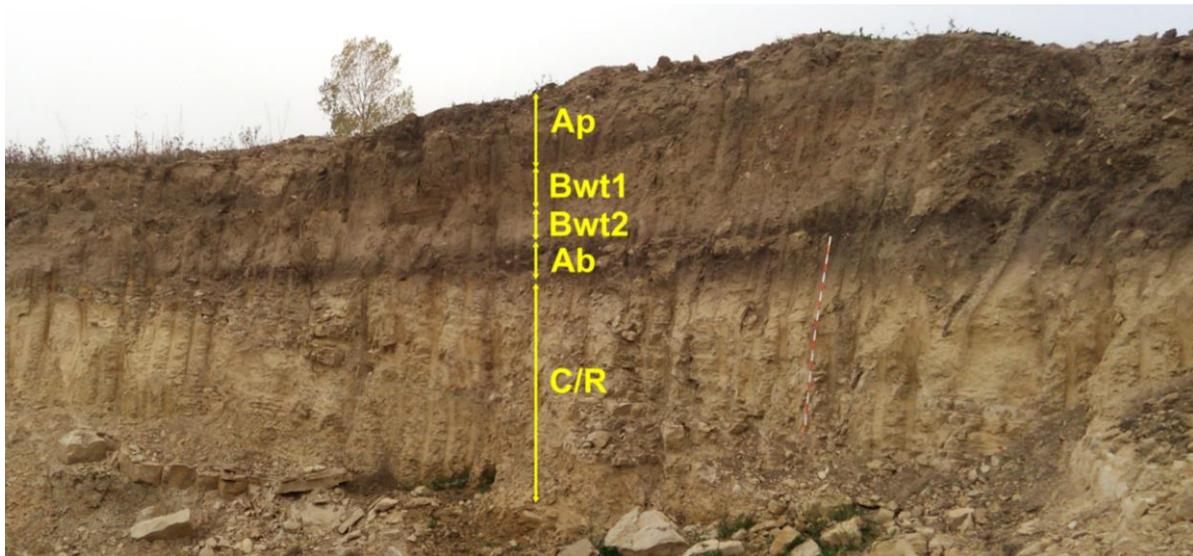


Figura 3.93. Distribución de horizontes en el pedión W411, desarrollado en un rellano subestructural situado a unos 500 m al NE de la localidad de Bachicabo (UTM: X=494549; Y=4737741).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-50)	Color 10 YR 4/2, textura franco-limosa, estructura subangular moderada, 20% de E.G. (calcarenitas), sin raíces.
Bwt1 (50-85)	Color 7.5 YR 5/6, textura franco-arcillosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G. (calcarenitas), raíces frecuentes, presencia ocasional de revestimientos de arcilla en caras de agregados.
Bwt2 (85-110)	Color 10 YR 6/4, textura franco-arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, 10% de E.G. (calcarenitas), sin raíces, presencia ocasional de revestimientos de arcilla en caras de agregados.
Ab (110-160)	Color 10 YR 3/2, textura franco-arcillo-limosa, estructura subangular fuerte, fragmentos de gasterópodos abundantes, raíces frecuentes.
C/R (160-360)	Alternancia, en bancos decimétricos, de limos moderadamente edafizados (con estructura subangular muy débil) y calcarenitas del Terciario continental, sin raíces. Asimismo se observa una ligera discordancia angular (de unos 15°) entre el <i>solum</i> y el material originario.

Cuadro 3.19. Descripción sintética del pedión W411, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

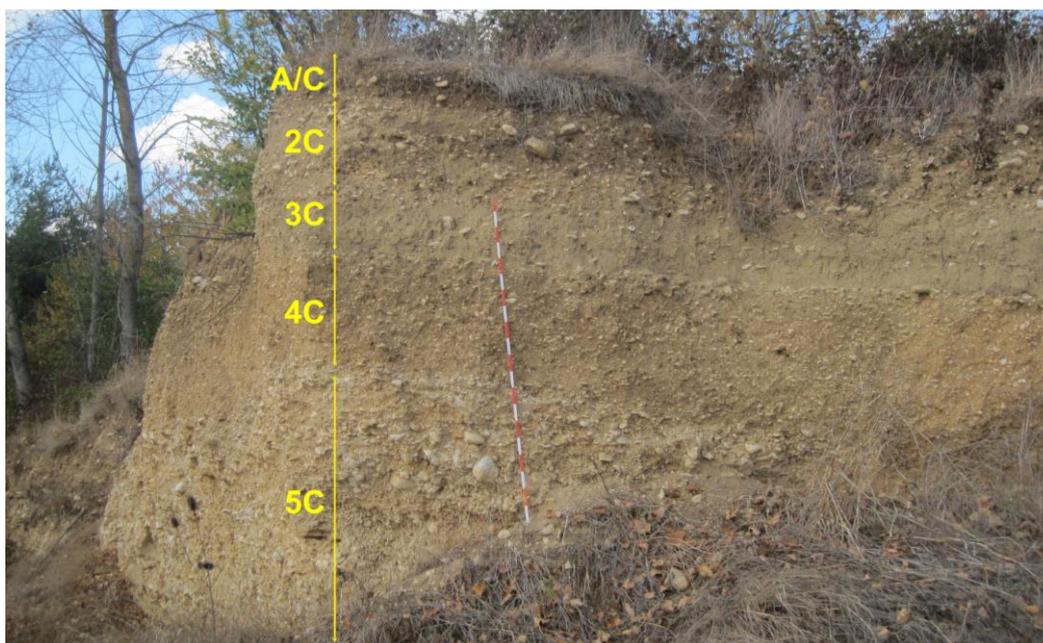


Figura 3.94. Distribución de horizontes en el pedión W427, desarrollado en la zona de transición entre la llanura aluvial del Omecillo y el glacis de Bellojín-Tuesta (UTM: X=496.173; Y= 4.740.417).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
A/C (0-30)	Color 10 YR 3/2, textura franco-limosa, estructura granular moderada, 35% de E.G. (calizas y conglomerados), raíces abundantes.
2C (50-85)	Aluvial-coluvial constituido por clastos subredondeados-subangulares de calizas y conglomerados, diámetro centimétrico a decimétrico, disposición caótica, parcialmente subplanares, matriz-soportados (55% de E.G.). Matriz franco-limo-arcillosa, color 10 YR 5/4, estructura subangular moderada, raíces abundantes.
3C (85-120)	Aluvial-coluvial constituido por clastos subredondeados de calizas y conglomerados, diámetro centimétrico, disposición caótica, mayoritariamente subplanares, matriz-soportados (25% de E.G.). Matriz limo-arcillosa, color 10 YR 5/3, estructura subangular-prismática moderada, raíces frecuentes. Límite inferior neto.
4C (120-195)	Aluvial-coluvial constituido por clastos subredondeados-subangulares de calizas, calcarenitas y conglomerados, diámetro milimétrico a centimétrico, disposición caótica, parcialmente subplanares, matriz-soportados (60% de E.G.). Matriz limo-arenosa, color 10YR 4/2, estructura subangular débil, raíces ocasionales.
5C (195-330)	Aluvial constituido por clastos redondeados-subredondeados de calizas, calcarenitas y conglomerados, diámetro milimétrico a decimétrico, parcialmente imbricados y planares-subplanares, mayoritariamente clasto-soportados (85% de E.G.). Matriz limo-arenosa, color 10 YR 7/4, sin estructura, sin raíces.

Cuadro 3.20. Descripción sintética del pedión W427, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.95. Distribución de horizontes en el pedión W338, desarrollado en los taludes del borde suroriental del glacis de Bellojín-Tuesta, junto al paraje de La Dehesa (UTM: X=496.717; Y=4.738.111).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
A/C (0-40)	Coluvial constituido por clastos angulosos y caóticos de calcarenitas, ofitas, carniolas y conglomerados, diámetro cm., matriz-soportados (60% de E.G.). Matriz franco-limosa, color 10 YR 3/2, estructura granular moderada, raíces abundantes.
2C (40-85)	Aluvial-coluvial constituido por clastos de diámetro centimétrico a decimétrico de calcarenitas (subredondeados-subangulares), carniolas (subredondeados), ofitas (redondeados) y conglomerados (redondeados), parcialmente imbricados y subplanares, matriz-soportados, 70% de E.G. Matriz franco-limosa, color 10 YR 5/2, estructura granular moderada, raíces frecuentes.
3C (85-130)	Aluvial-coluvial constituido por clastos de diámetro decimétrico, subredondeados-subangulares, de composición litológica similar al hor. 2C, matriz-soportados, 50% de E.G. Matriz franco-limosa, color 10 YR 6/2, estructura granular débil, raíces abundantes.
4C (130-180)	Aluvial-coluvial constituido por clastos de diámetro centimétrico a decimétrico, subredondeados-subangulares, matriz-soportados, 40% de E.G. Matriz limo-arenosa, color 10 YR 7/0, sin estructura, sin raíces.

Cuadro 3.21. Descripción sintética del pedión W338, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

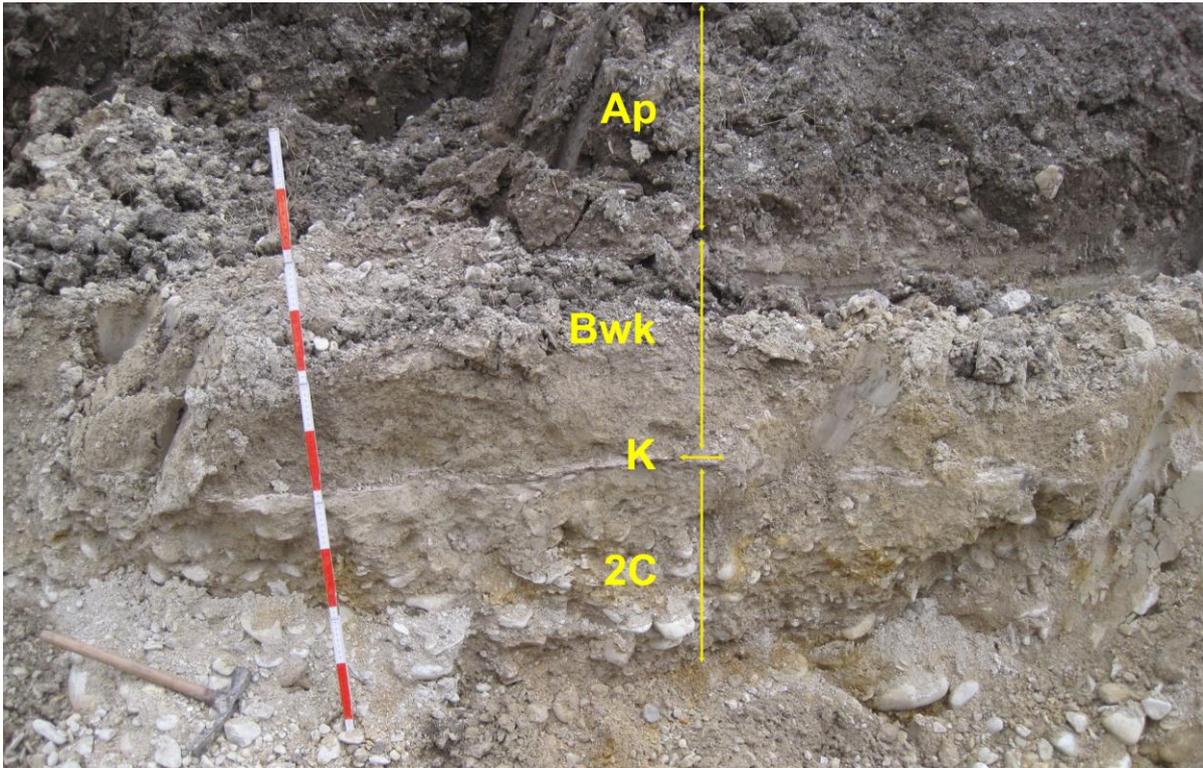


Figura 3.96. Distribución de horizontes en el pedión W336, desarrollado en la margen izquierda de la llanura aluvial del Omecillo, a unos 100 m del cauce actual (UTM: X=496.681; Y=4.738.248).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-50)	Color 10 YR 3/0, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G. (calcarenitas), raíces abundantes, fragmentos de gasterópodos frecuentes.
Bwk (50-88)	Color 10 YR 5/2, textura limo-arenosa, estructura subangular moderada, 5% de E.G. (calcarenitas y conglomerados), raíces ocasionales, efervescencia intensa a HCl 11%.
K (88-90)	Color 2.5 Y 8/1, textura limo-arenosa, sin estructura, sin E.G., sin raíces, efervescencia muy intensa a HCl 11%; se trata de un nivel de travertinos meteorizados.
2C (90-120)	Aluvial constituido por clastos subredondeados de areniscas (diámetro mm.), cuarzo (diámetro mm-cm), calizas (diámetro cm.) y conglomerados (diámetro dm.), parcialmente subplanares, matriz-soportados (localmente clasto-soportados), 70% de E.G. Matriz limo-arenosa, color 10 YR 4/0, sin estructura, sin raíces.

Cuadro 3.22. Descripción sintética del pedión W336, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

3.5.5. FLANCO NORORIENTAL DEL SINCLINAL DE MIRANDA-TREVIÑO

Esta unidad ocupa la mayor parte de la mitad septentrional del ámbito de estudio y se localiza, a grosso modo, hacia el N del cauce del Omecillo, ocupando el flanco nororiental de la citada sinforma. Se han reconocido dos sectores que corresponden a otras tantas cuestas morfológicas: Sierra de Bóveda, hacia el NO, y Corro-Atiega, hacia el SE (figura 3.97).

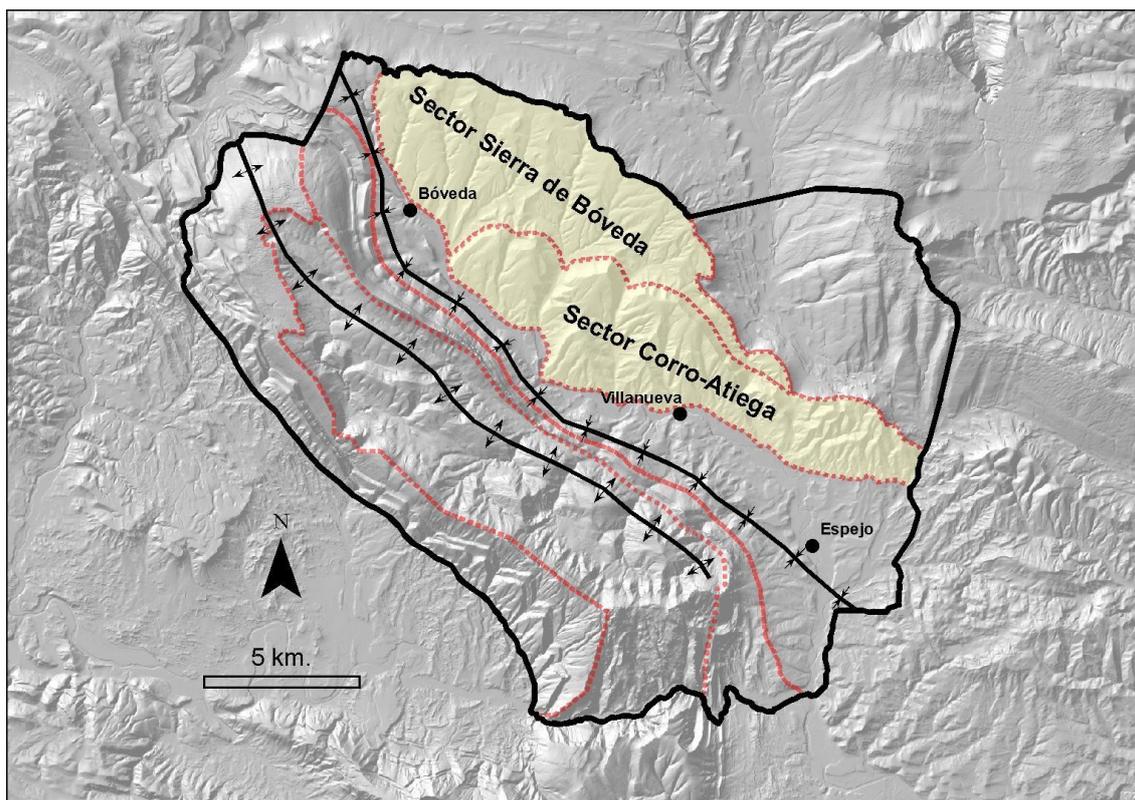


Figura 3.97. Localización del flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño y sectores que lo componen.

3.5.5.1. Sector Sierra de Bóveda

3.5.5.1.1. Formas litoestructurales

Este sector corresponde a la franja más septentrional del flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño y se extiende, de O a E, desde los relieves de Pocilla (917 m.) y los Cocinos (909 m) hasta Peña Grajera (yacimiento de los Castros de Lastra, 832 m.), correspondiendo en su práctica totalidad a los relieves de la sierra de Bóveda (figura 3.97). Los materiales que afloran en esta zona son principalmente calcarenitas bioclásticas del Santiense superior (calizas de Bóveda), las cuales presentan frecuentes intercalaciones margosas y, de manera más local, algunos cambios laterales hacia términos margocalizos.

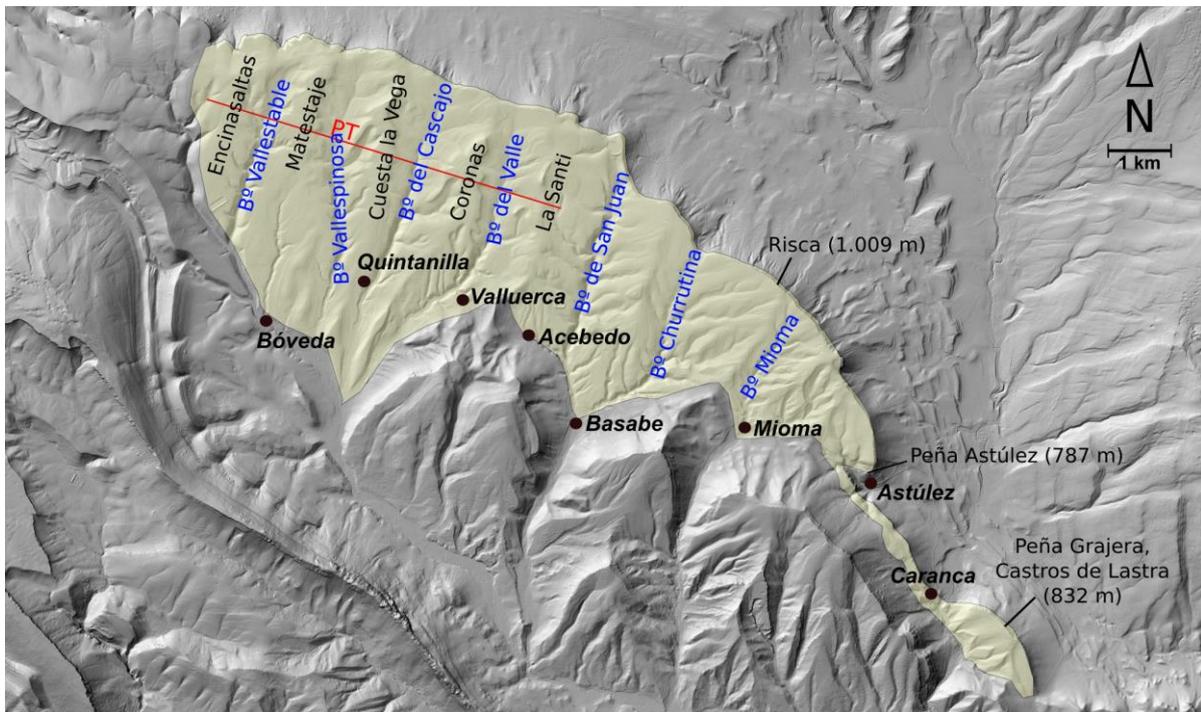


Figura 3.97. Esquema general del sector de la sierra de Bóveda y perfil topográfico (PT, figura 3.99).

La resistencia geomecánica de las facies carbonatadas ha motivado que, desde el punto de vista morfoestructural, el sector esté constituido por un dorso de cuesta que vierte sus aguas hacia el S, es decir, hacia el núcleo sinclinal (figuras 3.98 y 3.100); su frente, en cambio, se desarrolla hacia el fondo del valle de Losa (provincia de Burgos, fuera del ámbito de estudio) y hacia el valle del Tumecillo (sobre las localidades de Osma, Astúlez y Caranca). La disimetría entre frente y reverso es muy marcada, de tal forma que el segundo tiene unas pendientes notablemente más moderadas que el primero. Estos rasgos topográficos responden a los suaves buzamientos que se registran en este flanco de la sinforma, los cuales se sitúan en un rango entre los 5-10° (hacia el SSO); sin embargo, hacia el extremo oriental del sector se da un incremento de estos valores hasta alcanzar los 25-30° (a la altura de los Castros de Lastra).



Figura 3.98. Vista panorámica del dorso de cuesta de la sierra de Bóveda y el valle del Omecillo desde los relieves de Recuenco-Gustal.

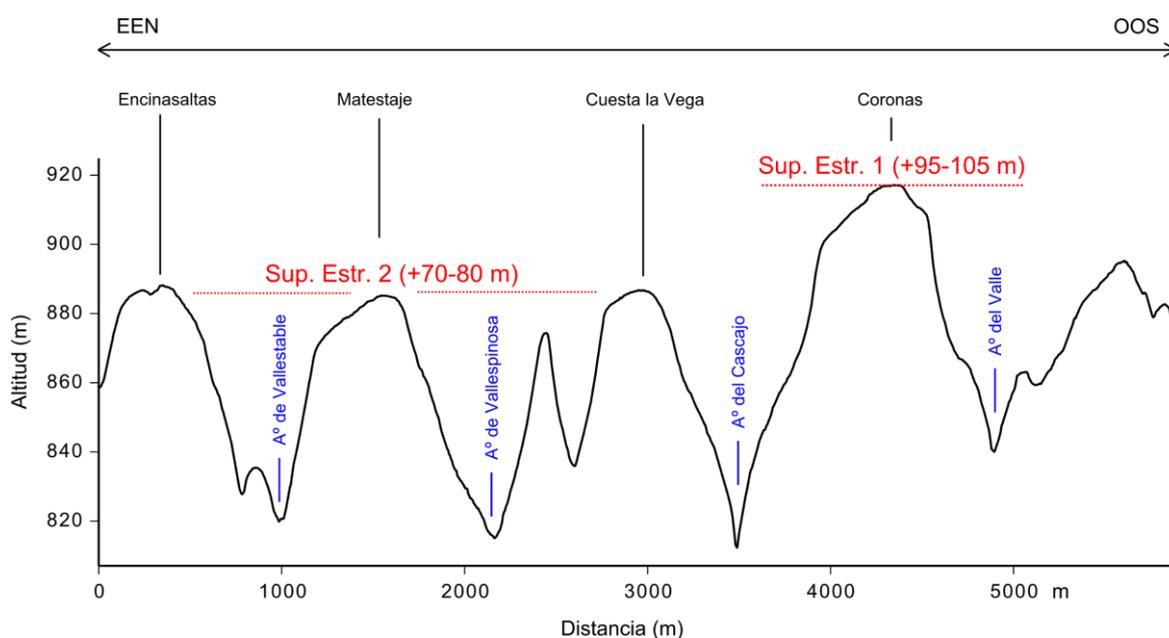


Figura 3.99. Perfil transversal en el que se recogen las relaciones topográficas entre las superficies estructurales principales del sector sierra de Bóveda

En amplios tramos del dorso de cuesta los bajos valores de pendiente y buzamiento de las capas son coincidentes, motivo por el que este sector alberga las superficies estructurales más extensas de todo el ámbito de estudio. Éstas se encuentran disectadas por la presencia de varios barrancos cataclinales de dirección NNE-SSO, de tal forma que las planicies han pasado a constituir un conjunto de relieves colgados en el paisaje actual; sin embargo, los desniveles no son muy significativos, ya que su elevación relativa respecto al fondo de los barrancos oscila entre los 50-100 m (figura 3.99). Destacan por su extensión las superficies situadas al N de las localidades de Bóveda, Quintanilla y Valluerca, más concretamente en los términos de Encinasaltas, Matestaje, Cuesta la Vega y el alto de Corona. Los tres primeros enclaves forman parte de una misma superficie estructural-erosiva, cuya elevación relativa es de +70-80 m. Por su parte, el alto de La Corona (965 m.) se encuadra en un nivel superior que se sitúa a unos +95-105 m, en el que también

se incluye el cerro de La Santi (956 m.); este último relieve está coronado por una pequeña "mesa" o cerro testigo residual (90 x 30 m), el cual supone un buen ejemplo del proceso de dismantelamiento de las superficies estructurales por efecto de la dinámica erosiva de las cabeceras torrenciales adyacentes. Otro relieve de similares características lo encontramos en el cerro del castillo de Astúlez (787 m), situado junto a la localidad homónima que se encuentra a sus pies.



Figura 3.100. Superficie estructural en el término de Encinasaltas (sierra de Bóveda).

Este conjunto de plataformas estructurales conecta con el fondo de valle del Omecillo y los citados barrancos cataclinales mediante un sistema de vertientes suaves-moderadas (5-20° de pendiente) de perfil longitudinal ondulado, ligeramente escalonado. Esta peculiar morfología de laderas se debe a la presencia de numerosos resaltes asociados a líneas de capa de resistencia variable que forman parte de la secuencia carbonatada santoniense, cuyos espesores oscilan entre varios decímetros y unos pocos metros. En consecuencia, el relieve se estructura, de forma general, a través de un sistema en graderío desde los "páramos" superiores hasta los sectores más deprimidos formando una multitud de "franjas" estructurales sucesivas que, por sus reducidas dimensiones, no han sido reflejadas en la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000; en cambio las líneas de capa, cuya profusión por todo el sector es más que patente, sí que han podido ser representadas en el mapa como elementos lineales.

Por su parte la red hidrográfica está protagonizada por una red de barrancos cataclinales que han sido excavados en las facies carbonatadas. Éstos disectan el dorso de cuesta santoniense y terminan abriéndose paso, en sentido casi meridiano, hacia la depresión ortoclinal labrada por el río Omecillo, el cual recibe todos los aportes hídricos del sector. Los más destacables son, de O a E, los de Vallestable, Vallespinosa, arroyo del

Cascajo, del Valle, de San Juan y Churrutina, cuyo trazado y encajamiento son consecuencia del diaclasado mayor, de dirección NNE-SSO; los desniveles máximos desde el lecho de los cauces hasta los tramos somitales de las vertientes son modestos, oscilando entre los 55-65 m. Estos condicionantes litoestructurales explican la existencia de algunos tramos con meandros confinados, tal y como sucede en los barrancos de Churrutina (1,5 km al NE de la localidad de Basabe) y del Valle (1 km al NNE de Valluerca); además, es en estos tramos donde se identifican los perfiles en "v" más acusados.

En cuanto al modelado kárstico superficial cabe mencionar el desarrollo de un incipiente lapiaz cubierto a favor del diaclasado, cuyo desarrollo tiene lugar preferentemente en las superficies estructurales anteriormente descritas. De forma muy puntual, en enclaves como La Santi y Encinasaltas, el lapiaz llega a aflorar en superficie dejando al descubierto un entramado de pequeños surcos de profundidad centimétrica-decimétrica; asimismo en Encinasaltas se observan surcos de mayor anchura asociados a diaclasas mayores de dirección E-O. Otras formas exokársticas con representación anecdótica en el sector son las dolinas que, de forma muy puntual, aparecen en los sectores culminantes del dorso de cuesta, siendo sus dimensiones muy reducidas. Por su parte, el desarrollo en profundidad del karst se ve muy limitado por la presencia recurrente de niveles margosos en la secuencia litológica, cuya posición determina la localización de la mayoría de fuentes y surgencias que salpican el sector.

3.5.5.1.2. Depósitos superficiales y regolito

Habida cuenta del predominio de superficies estructurales y subestructurales, litologías carbonatadas y pendientes suaves-moderadas en todo el sector, las formaciones superficiales de acumulación tienen una presencia casi anecdótica, siendo muy escasos los lugares donde el regolito llega a rebasar el medio metro de espesor. Además, tal y como se ha podido observar en el MDT LiDAR, la presencia mayoritaria de resaltes asociados a líneas de capa viene a confirmar el bajo grado de desarrollo de los depósitos, incluso en los taludes de mayor inclinación.

De hecho, los únicos depósitos observados se restringen casi exclusivamente a algunos fondos y taludes de los barrancos cataclinales que disectan las plataformas colgadas. En ciertos tramos se han identificado rellenos de morfogénesis mixta (aluvial-coluvial), típicos de fondo de barranco (figuras 3.102 y 3.103), con secuencias de horizontes A-C o A/C-C que albergan clastos de diámetro mm. a dm. (25-35% del volumen total) y forma variable, englobados en una matriz franco-limosa muy frecuentemente

enriquecida en carbonatos; estos depósitos superan puntualmente el metro de espesor. En numerosos tramos estos depósitos se encuentran excavados por los cauces hasta alcanzar el contacto con el lecho rocoso, lo que pone de manifiesto la dinámica principalmente erosiva que la red hidrográfica ha tenido en las fases morfogenéticas más recientes.

Por su parte, los taludes que conectan estos talweg con las plataformas superiores presentan depósitos coluviales que casi nunca llegan a rebasar el metro de espesor (figura 3.102); la secuencia típica es de tipo A/C-C y contiene cantos angulosos de tamaño cm. a dm. (ocupan un 40-70% del volumen total), con matriz franco-limosa y abundante contenido en carbonatos. El área fuente de los carbonatos presentes en los perfiles se localiza en las habituales surgencias que se sitúan en estos taludes, concretamente en el contacto entre los paquetes calcareníticos y las intercalaciones más margosas; varios de estos puntos de descarga han dado lugar al desarrollo de pequeñas costras travertínicas (dimensiones plurimétricas y espesor decimétrico), cuya meteorización no hace sino incrementar el contenido en carbonatos del regolito.

En contraste con lo observado en los barrancos cataclinales, en amplias zonas de las plataformas superiores el regolito brilla por su ausencia; allí donde se ha podido registrar su existencia éste apenas alcanza unos pocos decímetros de espesor, presentando abundantes clastos calizos de diámetro cm.-dm. (figura 3.101). Asimismo, en algunos enclaves como Encinasaltas se han observado ligeros recubrimientos de arcillas de descalcificación (*terras rosas*).



Figura 3.101. Corte en calcarenitas bioclásticas santonienses de la sierra de Bóveda, sobre una superficie estructural. En la base se observa un nivel local de margocalizas y en el techo un ligero recubrimiento de regolito (25-35 cm.).



Figura 3.102. La imagen izda. muestra un relleno aluvial-coluvial en el fondo del barranco de Vallestable (1 km. al NO de Bóveda). La imagen dcha. corresponde a un depósito coluvial matriz-soportado y edafizado que se localiza en la cabecera del mismo barranco.

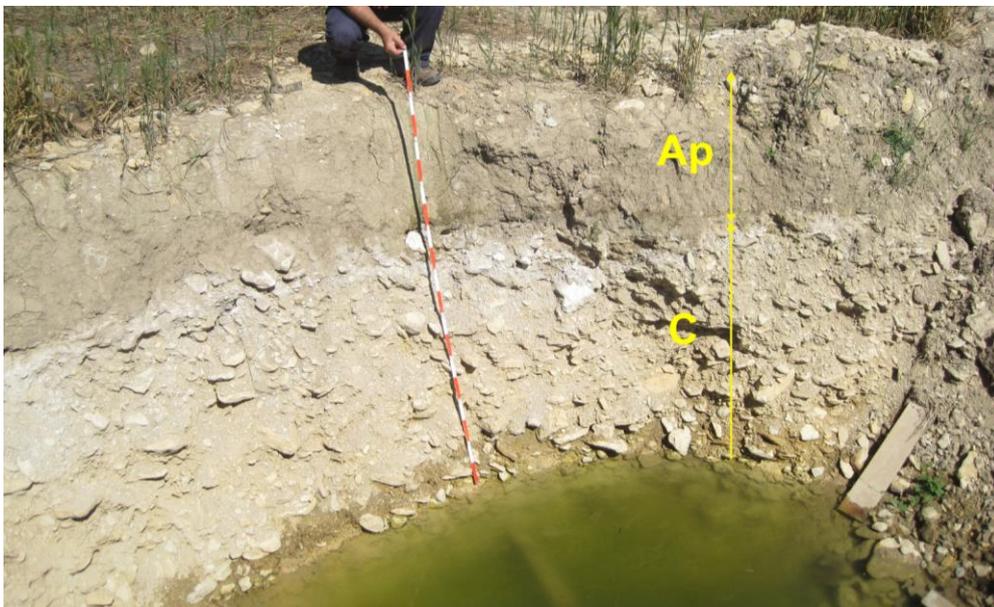


Figura 3.103. Perfil de regolito localizado en el tramo terminal del barranco del Cascajo, a escasos 700 m de su desembocadura en el Omecillo (UTM: X=484.559; Y=4.749.913). La secuencia de horizontes es la siguiente: Ap (70 cm), color 10YR 7/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, abundantes fragmentos de gasterópodos y acumulaciones nodulares de carbonatos; C (prof. >150 cm), cantos calizos de diámetro mm. a dm. (75% de elementos gruesos), matriz limo-arenosa, origen aluvial-coluvial.

Otras formas asociadas a los barrancos cataclinales son los conos de deyección, los cuales se localizan en algunas confluencias de las cabeceras fluviales, generalmente entre cauces de orden 1 y 2 ó 2 y 3 (según sistema Strahler). Las morfologías convexas observadas en el MDT de alta resolución responden a acumulaciones formadas en el tramo terminal de los arroyos con perfil longitudinal más abrupto. El tamaño de estos depósitos es, sin embargo, muy modesto ya que apenas sobrepasan los 45-50 m de longitud en su eje mayor.

3.5.5.2. Sector Corro-Atiega

3.5.5.2.1. Formas litoestructurales

A techo de las facies carbonatadas que conforman el sector de la sierra de Bóveda se sitúa una secuencia de mayor heterogeneidad litológica que comprende materiales del Campaniense al Terciario continental (figura 3.104). Hacia la base de dicha secuencia los materiales predominantes son margas (Campaniense inf.), arenas y areniscas microconglomeráticas (Campaniense medio-sup.), calizas bioclásticas (Maastrichtiense), dolomías y margas alternantes (Terciario marino) y, finalmente a techo y discordante, una serie terrígena compuesta mayoritariamente por limos, arenas, calcarenitas y conglomerados (Terciario continental).

El modelado de este conjunto litológico ha tenido como resultado la formación de otra secuencia monoclinial que se sitúa a techo de los reversos estructurales santonienses (sector Sierra de Bóveda, apartado 3.5.5.1), dando como resultado una sucesión de cuestas morfológicas sobre los materiales de mayor resistencia (figuras 3.105 y 3.106). De O a E, los relieves en cuesta se extienden desde el arroyo del Valle hasta el arroyo de Linares, si bien tienen continuidad hacia occidente por las elevaciones de Cantoblanco (1.009 m) hasta la localidad de Pobes. Los buzamientos siguen siendo suaves, de 5-15° (sentido SSO), llegando localmente a alcanzar valores máximos alrededor de los 20°. La secuencia monoclinial consta de un frente principal que culmina en cumbres como Peña Lisa (966 m), Rodil (1.029 m), Raso (1.051 m) o Olvedo-Pelistornes (942 m). El frente se encuentra orientado hacia las depresiones subortoclinales de Basabe, Mioma y Lacozmonte y ha sido labrado sobre margas campanienses, las cuales dan lugar al desarrollo de vertientes ligeramente cóncavas con tramos parcialmente regularizados; las pendientes oscilan entre 20° y 30°.

El reverso, por su parte, contrasta morfométricamente con el frente por sus pendientes más suaves (10-20°), dando lugar a una notable disimetría de vertientes. En comparación con el reverso estructural de la sierra de Bóveda, este dorso se caracteriza por tener una topografía más irregular debido a la ya comentada diversidad litológica y a la erosión diferencial de los distintos niveles en función de su competencia. Además, el perfil tiende a ser todavía más complejo allí donde afloran los conglomerados terciarios, debido a su disposición en forma de paleocanales de geometría progradante y elevada variabilidad lateral. Estos condicionantes explican el predominio, por todo el reverso, de vertientes subestructurales en las que la superficie topográfica corta o bisela la superficie de estratificación formando ángulos muy bajos (3-5°); el resultado es una morfología de laderas suavemente escalonada y notablemente afectada por la incisión fluvial y los ya comentados fenómenos de erosión diferencial. En consecuencia, las únicas superficies

estructurales claramente identificables prácticamente se restringen a las dolomías paleocenas, tal y como sucede en la peña de la Horca (949 m), aunque también se han preservado otras sobre calizas maastrichtienses (en los alrededores de Peña Lisa y en el alto del Rodil); habitualmente estas superficies forman facetas triangulares.

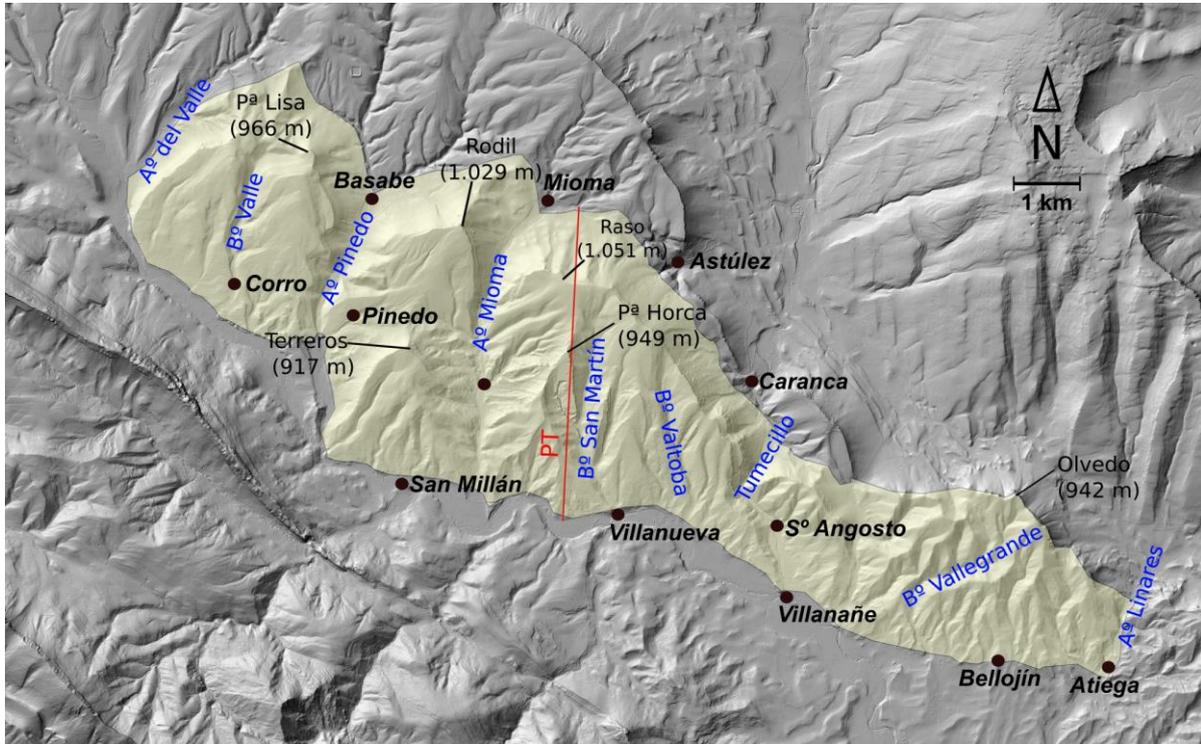


Figura 3.104. Esquema general del sector Corro-Atiega y perfil transversal (PT, figura 3.105).

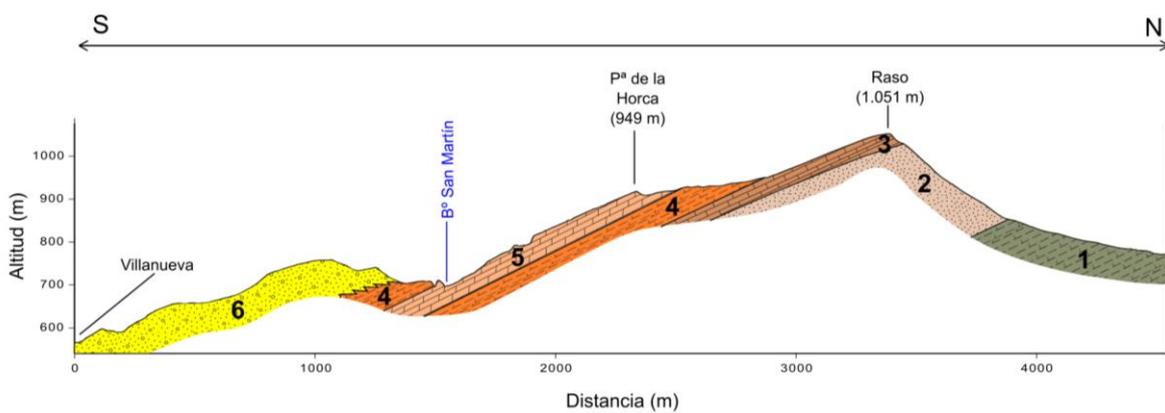


Figura 3.105. Perfil geológico-geomorfológico de un relieve en cuesta complejo del sector Corro-Atiega; 1. Margas (Campaniense inf.); 2. Areniscas (Campaniense sup.); 3. Calizas (Maastrichtiense); 4. Margas (Terciario marino); 5. Dolomías (Terciario marino); 6. Conglomerados y limos (Terciario continental).

A techo del Cretácico superior y el Terciario marino se sitúa la secuencia detrítica del Terciario continental formando una ligera discordancia angular (5-15°). Dentro de este conjunto litológico destacan los ya mencionados niveles de conglomerados por su mayor resistencia a la erosión, motivo por el cual estos materiales han dado pie al desarrollo en algunos tramos de otras cuestas que culminan la secuencia monoclinial. Tal es el caso del monte Terreros (917 m), cuyo frente labrado en margas paleocenas se eleva unos 100 m hasta culminar en un escarpe subvertical de conglomerados cuyo desnivel llega a sobrepasar los 50 m. en algunos puntos. Por consiguiente, este tramo del sector de Corro-Atiega representa, junto con el de Raso-Peña de La Horca, un ejemplo representativo de relieve en cuesta sucesivo (figura 3.106).

Toda la secuencia monoclinial se encuentra intensamente afectada por la erosión fluvial. Los principales cursos de la red hidrográfica tienen, al igual que en el sector de la sierra de Bóveda, un trazado cataclinal en sentido general NNE-SSO cuya evolución está claramente condicionada por el diaclasado. Tres son los cursos que disectan toda la cuesta de muro a techo: el río Tumecillo, que discurre a través del desfiladero de Angosto, y los arroyos de Pinedo y Mioma, los cuales recogen los caudales de los barrancos labrados en calizas santonienses (situados hacia el N) para verterlos en el Omecillo en los parajes de Puente Colorado y Rivalpuesta respectivamente; la amplitud de los fondos de valle llega a superar los 200 m en los tramos más abiertos. Existen asimismo otros barrancos menores que se forman y discurren íntegramente por el dorso estructural, como los de Valle, Valpeguera, San Martín, El Corral, Villapún y Valtoba.



Figura 3.106. Relieve en cuesta desarrollado en facies campanienses y coronado por calizas maastrichtienses (alto del Rodil, 1.029 m). En la esquina superior dcha. se observa, a techo del anterior relieve, otra cuesta sucesiva que culmina en conglomerados del terciario continental (monte de los Terreros, 917 m). En la parte inferior aparece el valle cataclinal del arroyo Pinedo, cuya cabecera discurre subortoclinamente por el contacto Campaniense-Santoniense, al pie de las calcarenitas de Bóveda (esquina sup. izda.).

Hacia el SE del sector, bajo los relieves de Olvedo y Pelistornes, las facies del Terciario continental se encuentran discordantes directamente sobre el santoniense, de tal forma que pasan a dominar la litología del dorso de cuesta. La fracción limosa de este conjunto litológico ha favorecido una acción más intensa del modelado fluvial y una mayor erosión de las cabeceras torrenciales, lo que se traduce en una mayor densidad de barrancos, vaguadas más amplias y divisorias redondeadas; de todos ellos cabe destacar los arroyos de El Cascajo, Vallegrande y Valleconde. Este tipo de modelado ha degradado las superficies estructurales casi en su totalidad, dando lugar a un desarrollo generalizado de vertientes de morfogénesis principalmente fluvial. Sin embargo, en los tramos más distales (en torno a la población de Bellojín) sí que se han conservado algunas facetas triangulares de morfogénesis litoestructural (condicionadas por la presencia de intercalaciones calcareníticas), las cuales enlazan con la cabecera del glacis de Bellojín-Tuesta (apartado 3.5.4.3).

En cuanto a las formas de relieve asociadas a litologías específicas cabe destacar, en primer lugar, el modelado kárstico desarrollado en dolomías terciarias. Éste alcanza su máxima expresión en los parajes de La Horca y San Martín de Valparaíso, donde encontramos un dorso estructural ocupado por un lapiaz de diaclasas muy evolucionado, con frecuentes surcos de profundidad métrica. Además, hacia el S del citado lapiaz se ha labrado un pequeño barranco fluviokárstico que desciende hacia el valle de San Martín, de unos 700 m de longitud y 25-30 m de profundidad media. Los fenómenos de disolución en dichos materiales también se dejan sentir en el entorno de las cuevas de Corro (paraje de la Tejera), donde se observa una red de monolitos y callejones cuya génesis responde a la existencia de un sistema de diaclasas que, junto con los bajos valores de buzamiento, ha favorecido una elevada intensidad de los procesos de disolución; ello ha dado lugar a la formación de un sistema de paredones verticales e incluso extraplomados que habitualmente sobrepasan los 20 m de desnivel relativo. La fácil excavabilidad de los niveles dolomíticos ha permitido, asimismo, la construcción de cuevas eremíticas como las de Pinedo, Corro y Tobillas que constituyen elementos de elevado interés arqueológico.

Por otra parte, cabe mencionar la presencia local de morfologías erosivas (surcos y cárcavas) en algunas áreas con sustrato margoso y/o limoso, especialmente en las inmediaciones de poblaciones como Valpuesta, Gurendes y Villanueva o también en el propio enclave de San Martín; este fenómeno ha sido favorecido por la acción antrópica y sus consiguientes cambios en la ocupación del suelo (deforestación), si bien se observa una paulatina colonización vegetal de estas áreas debido a su abandono.

Por otra parte, en el frente de cuesta desarrollado en las margas del Campaniense se han identificado varias superficies de glacis que se localizan en los tramos intermedios-distales de las vertientes, concretamente al pie de los relieves de Peña Lisa y Rodil. Las rampas tienen valores de pendiente entre los 8-15° y un perfil longitudinal regularizado o ligeramente cóncavo. En algunos tramos las superficies se encuentran disectadas por la incisión de pequeñas cabeceras fluviales, de tal manera que aquellas quedan colgadas unos 15-20 m sobre el conjunto de la vertiente. Estos relieves no albergan depósitos superficiales de entidad por lo que, al igual que sucede en el sector de Lacoymonte (apartado 3.5.6.1), constituyen glacis erosivos de frente estructural.

3.5.5.2.2. Valle fluvial del Tumecillo

Aguas abajo de la localidad de Caranca el río Tumecillo se encaja súbitamente y corta las duras calizas del Santoniense superior para, seguidamente, continuar su tránsito en dirección NO-SE por el contacto entre dichas calizas y las margas del Campaniense inferior, dando lugar al desarrollo de un estrecho fondo de valle aluvio-coluvial (50-90 m de anchura). Hacia el término de La Rueda (en la base de los Castros de Lastra) el Tumecillo vuelve a fluir en sentido NNE-SSO y da comienzo a otro tramo cataclinal, el cual culmina en una abrupta garganta (supera los 200 m de desnivel y tiene un marcado perfil en "v") labrada en areniscas microconglomeráticas y calizas del Campaniense superior-Maastrichtiense. Al alcanzar una barrera de dolomías del Terciario marino, el talweg describe un brusco giro en ángulo recto para, de nuevo, discurrir ortoclinalmente (en sentido NO-SE) hasta el santuario de Angosto, en cuyas inmediaciones afloran los conglomerados del Terciario continental; estos materiales forman una discordancia erosiva que cubre las facies marinas hacia el E por lo que, justo en este punto, el río puede esquivar el crestón dolomítico y continuar su recorrido hacia el S.

Una vez finalizado el tramo encajado del barranco de Angosto, el Tumecillo se abre paso por una llanura aluvial progresivamente más amplia, de unos 140-200 m de anchura. El río desciende con una pendiente constante (en torno al 1,5%) y en sentido NNO-SSE hasta alcanzar el término de Los Nogales (a escasos 500 m al N de Villanañe), donde el cauce describe un giro hacia la izquierda de casi 90° para esquivar un pequeño promontorio situado al O, unos 500 m antes de su desembocadura en el Omecillo; este depósito, si bien no ofrece afloramientos de calidad mínima para poder establecer su génesis con mayor rigor, tiene una superficie topográfica ligeramente convexa y una morfología que conducen a interpretarlo como un pequeño abanico aluvial (dimensiones de 200 x 150 metros aprox.). Dicho abanico ha sido parcialmente erosionado por la incisión fluvial y estaría asociado a niveles de base situados unos 2-4 m por encima del actual, por lo que desde el

punto de vista cronológico podría ser una forma coetánea al nivel T1 de terrazas del Omecillo (apartado 3.5.4.3), cuya elevación relativa es muy similar. Finalmente, el Tumecillo vierte sus aguas en el Omecillo formando un ángulo agudo e integrándose en la llanura aluvial principal.

3.5.5.2.3. Depósitos superficiales y regolito

Dado que los reversos estructurales y subestructurales son las formas claramente predominantes en el sector y que, además, estos están constituidos por litologías de elevada competencia (calizas, dolomías, areniscas y conglomerados), el desarrollo de depósitos superficiales queda restringido a los fondos de valle cataclinales (figura 3.107) y a los frentes de los relieves monoclinales. Los taludes labrados en margas campanienses se encuentran tapizados en amplios tramos por depósitos coluviales que, por lo general, tienen una escasa potencia (30-60 cm.). Sin embargo, existen algunos enclaves en los que se rebasa el metro de espesor, tal y como sucede al pie de los escarpes de Terreros (en su vertiente ONO) y Raso-Peñarrubia (en su vertiente NE) o en los tramos más distales de los taludes que descienden de Peña Lisa y Rodil.

Asimismo, en el frente del monte Raso-Peñarrubia se ha identificado, con la ayuda del MDT LiDAR, un deslizamiento rotacional que ha erosionado y movilizado parte de los depósitos coluviales, de tal manera que el nivel coluvial autóctono queda colgado unos 15-20 m por encima. Esta forma gravitacional tiene unas dimensiones de 0,5 x 0,6 m y se encuentra bien delimitada por tres cicatrices, dos de ellas laterales y otra superior de despegue (400 m de longitud) que afecta a los escarpes somitales de Peñarrubia, formados por areniscas campanienses. Su perfil longitudinal es moderadamente cóncavo, con pendientes que oscilan entre los 30° de la zona de despegue y los 15-18° de la base del talud. Se aprecia una zona de depósito hacia los tramos intermedios-distales de la vertiente, donde además se observan morfologías superficiales y direcciones de flujo atribuibles a procesos de *debris flow*, lo que vendría a confirmar la naturaleza poligénica de la forma. En la actualidad estas superficies se encuentran ocupadas por densas coberturas de bosque mixto, cuya presencia pone de manifiesto tanto su antigüedad como la escasa o nula funcionalidad de los procesos gravitacionales descritos.

Al margen de los depósitos de vertientes anteriormente descritos, en el sector encontramos otras formas de acumulación que tapizan el fondo de los valles cataclinales. Se trata de rellenos de morfogénesis mixta en la mayor parte de los casos, con predominio de aportes coluviales desde las vertientes más próximas a los cursos fluviales que articulan estos valles. Por un lado se encuentran los arroyos del Valle, Pinedo y Valpuesta, en cuyo fondo se han depositado fundamentalmente limos calcáreos que se encuentran muy

afectados por procesos edáficos; hacia los cauces principales aparecen, a muro de los limos, un nivel de gravas fluviales clastosuportadas y mal clasificadas (localmente contienen una característica costra calcárea rojiza); en cambio, hacia los flancos del valle encontramos una mayor proporción de cantos angulosos (diámetro centimétrico-decimétrico,) de origen coluvial que ocupan un 15-30% del volumen total. Existe asimismo otro conjunto de vaguadas de menor entidad como las de Valle (Corro), San Martín y Valtoba, las cuales se caracterizan por su naturaleza fundamentalmente coluvial. Los rellenos son limo-arcillosos en la mayoría de los casos y contienen en torno a un 20-35% de elementos gruesos, entre los que además aparecen frecuentes cantos de travertino procedentes de edificios tobáceos próximos; éstos últimos se ubican al pie de pequeñas surgencias localizadas en los sectores distales de las vertientes contiguas.



Figura 3.107. Depósitos superficiales en el barranco de Valle (Corro). En la imagen izda. se observa un perfil del relleno limo-arcilloso del fondo de la vaguada, en el que destaca un clasto decimétrico de travertino (esquina sup. dcha.). La imagen dcha. muestra un pequeño edificio tobáceo asociado a una surgencia de dicho barranco.

Por su parte, en el valle del río Tumecillo se distinguen dos tramos principales en función de los depósitos a los que ha dado lugar: uno inicial y encajado que va de Caranca a Angosto, en el que se observan rellenos mixtos muy similares a los descritos para los arroyos del Valle, Pinedo y Valpuesta; y un tramo final que comprende desde Angosto

hasta la desembocadura en el Omecillo, donde el Tumecillo recorre un fondo de valle más amplio en el que predominan los depósitos aluviales, compuestos fundamentalmente por limos fluviales que, en los sectores más próximos al cauce actual, dejan paso a algunos tramos de cantos y gravas matrizsoportados.

Los patrones de distribución del regolito (figura 3.108) que se dan en este ámbito son similares a los descritos para el sector de la sierra de Bóveda (apartado 3.5.5.1), si bien existen ciertos matices. Así, es en los reversos estructurales donde se registran los valores más bajos en cuanto a espesor de *solum*, que generalmente oscilan entre los 10-30 cm. Dichos valores son más elevados en los frentes estructurales labrados en margas campanienses (pedión W143, figura 3.112), donde las formaciones coluviales tienen una mayor presencia, llegando a rebasar el metro de potencia en algunos enclaves (p. ej., en las proximidades de Acebedo). En casi todos los afloramientos observados en estos dos contextos estructurales encontramos una secuencia de horizontes de tipo A/C-C, si bien puntualmente se han reconocido endopediones de meteorización de tipo Bw sobre litofacies de areniscas (pedión W46, figura 3.113). Los valles cataclinales, por su parte, se diferencian de las zonas anteriormente descritas por dar lugar a las mayores potencias de *solum* y, al mismo tiempo, a una mayor diferenciación de horizontes (pedión W167, figura 3.111). En los fondos de los barrancos de menor amplitud (barrancos de Valle en Corro, San Martín, Valtoba y Vallegrande) encontramos niveles superficiales de tipo A/C o A (20-80 cm de espesor) formando parte de los rellenos de morfogénesis mixta anteriormente descritos (pedión W49, figura 3.114) o bien, ocasionalmente, sobre endopediones de tipo B/C (15-40 cm); en estos barrancos se han reconocido asimismo horizontes locales con rasgos hidromórficos asociados a pequeñas zonas de encharcamiento o turberas. Los espesores de *solum* son notablemente superiores en los barrancos transversales de mayor entidad (arroyos del Valle, Pinedo, Mioma y Tumecillo), donde además se observa una elevada variabilidad lateral de los horizontes edáficos. Así, en los bordes del fondo de valle el perfil típico es Ap-B/C-C o Ap-Bk-C con una elevada proporción de elementos gruesos (angulosos) en los niveles superficiales (30-50% del volumen total) y abundante contenido en carbonatos, mientras que la profundidad de *solum* es variable (60-120 cm). Las potencias máximas (150-250 cm) se alcanzan en la franja más próxima a los cauces de los arroyos, donde encontramos secuencias de tipo Ap-Bw-C o Ap-Bwk-C sobre margas, limos calcáreos o gravas fluviales; en estos enclaves son frecuentes las acumulaciones masivas de carbonato cálcico (figura 3.115). Los mejores afloramientos se localizan en el arroyo de Pinedo (figura 3.109), donde además se han observado localmente niveles enterrados con rasgos de hidromorfismo, identificables por sus moteados de coloración gris-verdosa (horizonte Bwgb); estos se sitúan a muro de los depósitos de gravas, y su espesor oscila entre los 15-30 cm (pedión 127, figura 3.110), dando lugar a secuencias más complejas (Ap-2A-2Bw-3C).

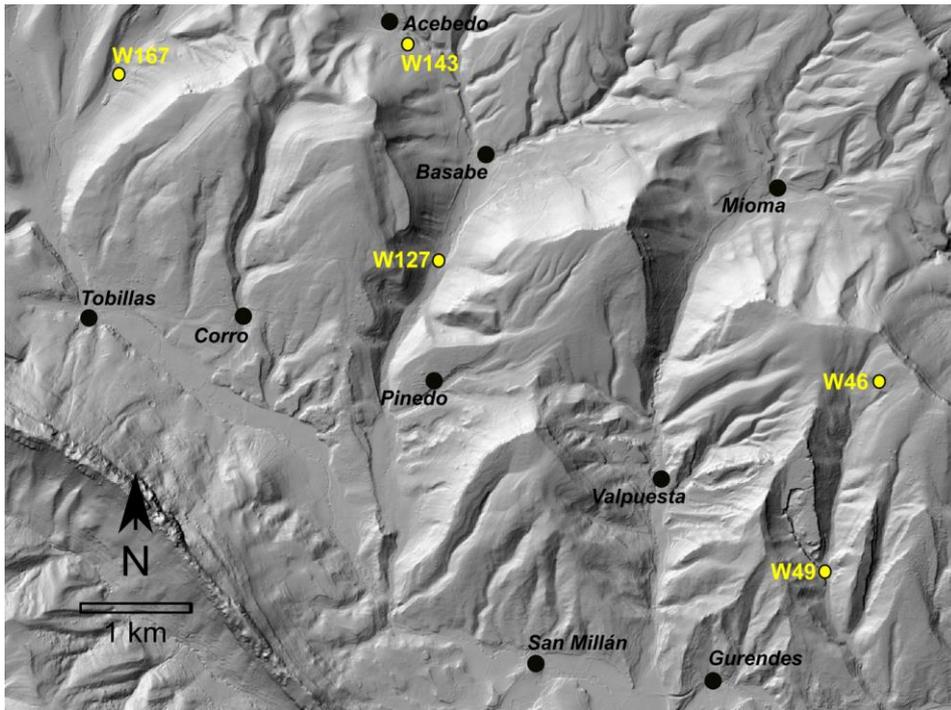


Figura 3.108. Localización de los pediones descritos.



Figura 3.109. Perspectiva de un tramo de las zanjas de regadío abiertas en el valle de Pinedo-Basabe.



Figura 3.110. Distribución de horizontes en el pedión W127, localizado en el fondo de valle del arroyo Pinedo (UTM: X=487.805; Y=4.748.001). En la imagen derecha puede observarse otro perfil similar, en el que el nivel aluviocoluvial (2C) destaca por sus tonalidades rojizas, debidas a procesos de oxidación-reducción.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (0-50)	Color 2.5 Y 4/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G.
Bwk (50-110)	Color 2.5 Y 6/2, textura limosa, estructura subangular-granular muy débil, efervescencia muy intensa a HCl del 11%, raíces frecuentes, sin E.G.
2C (110-135)	Aluvial-coluvial de gravas de caliza (45% de E.G.), bien clasificadas, subredondeadas, con matriz limo-arenosa (color 2.5Y 7/6).
3Bwgb1 (135-155)	Color 5Y 6/3, textura limo-arcillosa, estructura subangular fuerte, sin E.G.
3Bwgb2 (>155)	Color 5Y 4/1, textura arcillosa, estructura subangular-prismática fuerte, sin E.G.

Cuadro 3.23. Descripción sintética del pedión W127, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

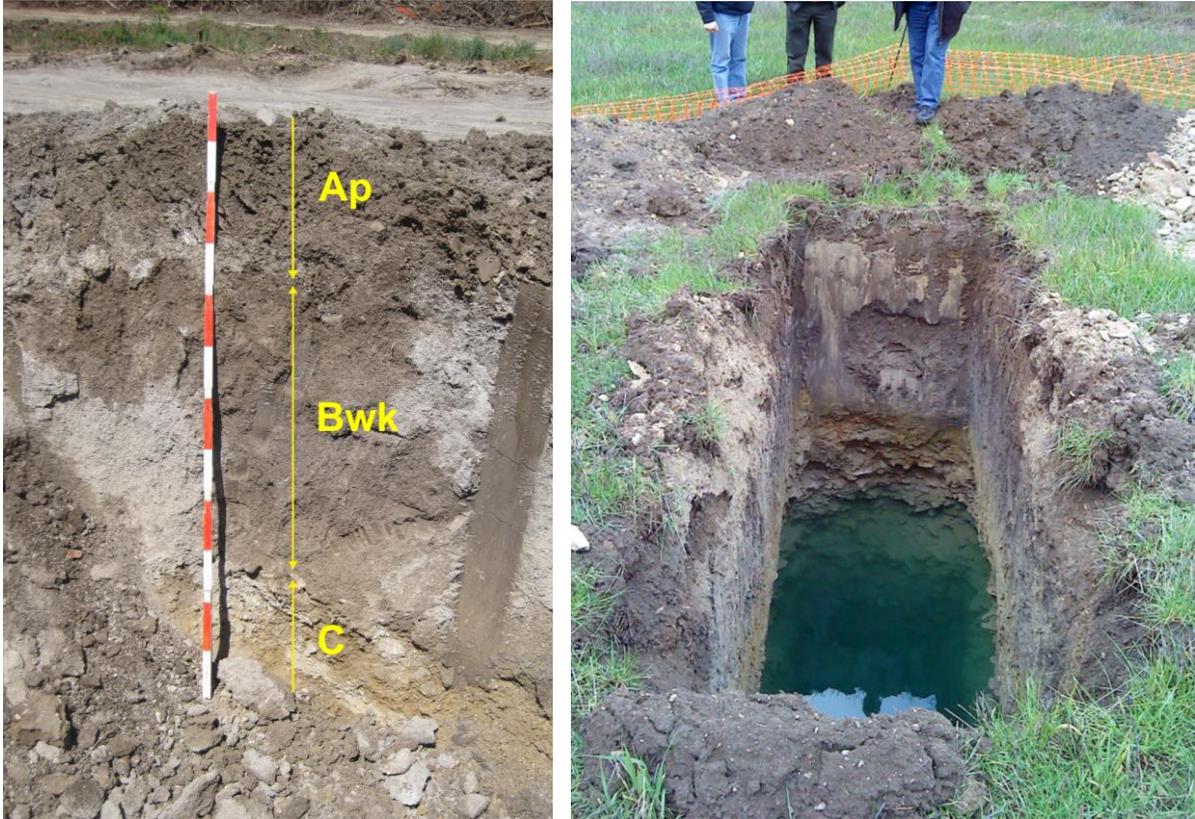


Figura 3.111. Distribución de horizontes en el pedión W167, localizado a escasos 50 m del arroyo del Valle (UTM: X=484.941; Y=4.749.738). La imagen derecha muestra otro perfil situado unos 150 m al SO, en el que se puede apreciar el relleno aluvial-coluvial con mayor detalle.

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (excavado, 0-40)	Color 2.5 Y 4/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 20% de E.G.
Bwk (40-95)	Color 2.5 Y 6/2, textura limo-arcillosa, estructura subangular moderada, abundantes fragmentos de gasterópodos, efervescencia intensa a HCl 11%, acumulaciones nodulares de carbonato cálcico, 10% de E.G. (calizas).
C (>95)	Aluvial-coluvial compuesto por clastos de caliza (60% de E.G., diámetro mm.-cm.), con matriz arenosa (color 2.5 Y 7/5).

Cuadro 3.24. Descripción sintética del pedión W167, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

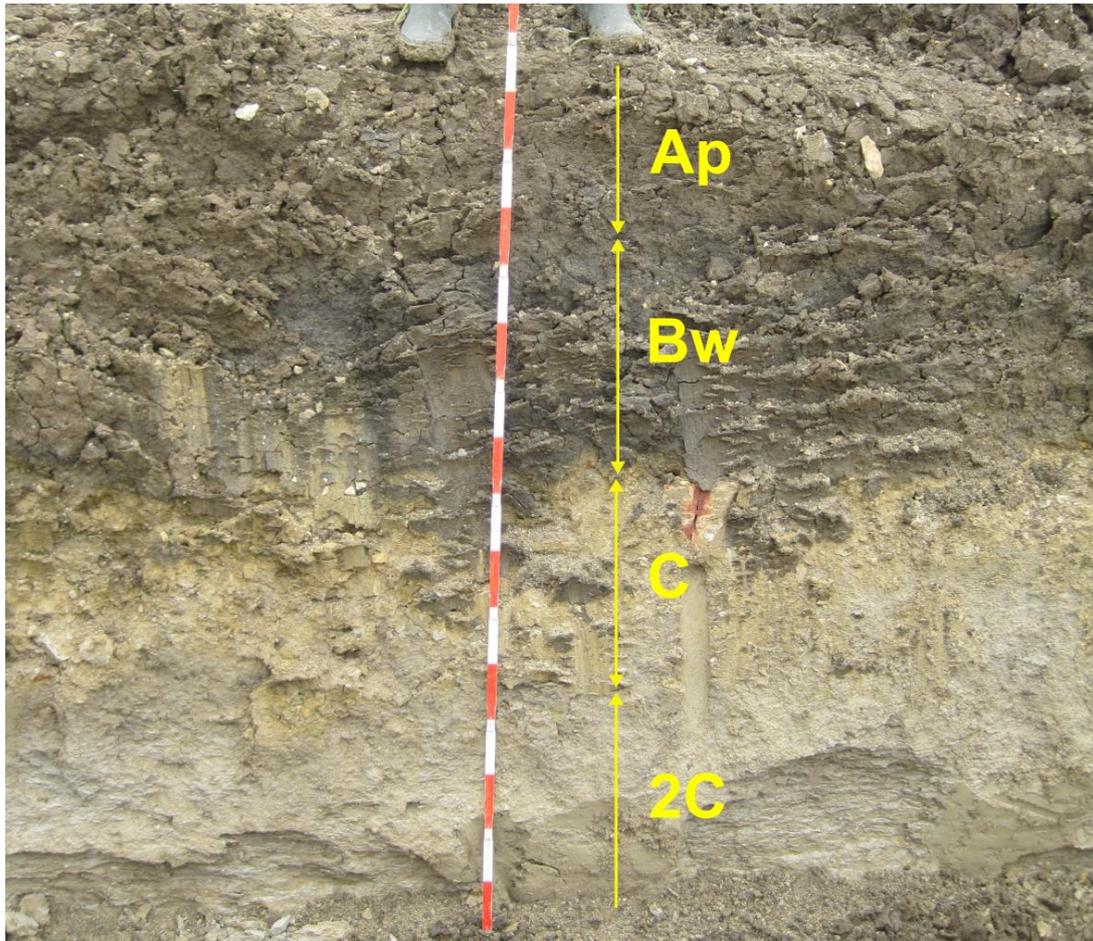


Figura 3.112. Distribución de horizontes en el pedión W143, localizado en el tramo distal del frente de cuesta campaniense, al S de la localidad de Acevedo (UTM: X=487.519; Y=4.749.989).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
Ap (excavado, 0-60)	Color 5 Y 6/2, textura franco-limosa, estructura subangular fuerte, 15% de E.G. (calizas y areniscas).
Bw (60-95)	Color 5 Y 5/1, textura franco-arcillosa, estructura subangular fuerte, 10% de E.G.
C (95-120)	Coluvial compuesto por clastos angulosos de areniscas y calizas (65% de E.G., diámetro mm.-dm.).
2C (>120)	Margas campanienses.

Cuadro 3.25. Descripción sintética del pedión W143, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

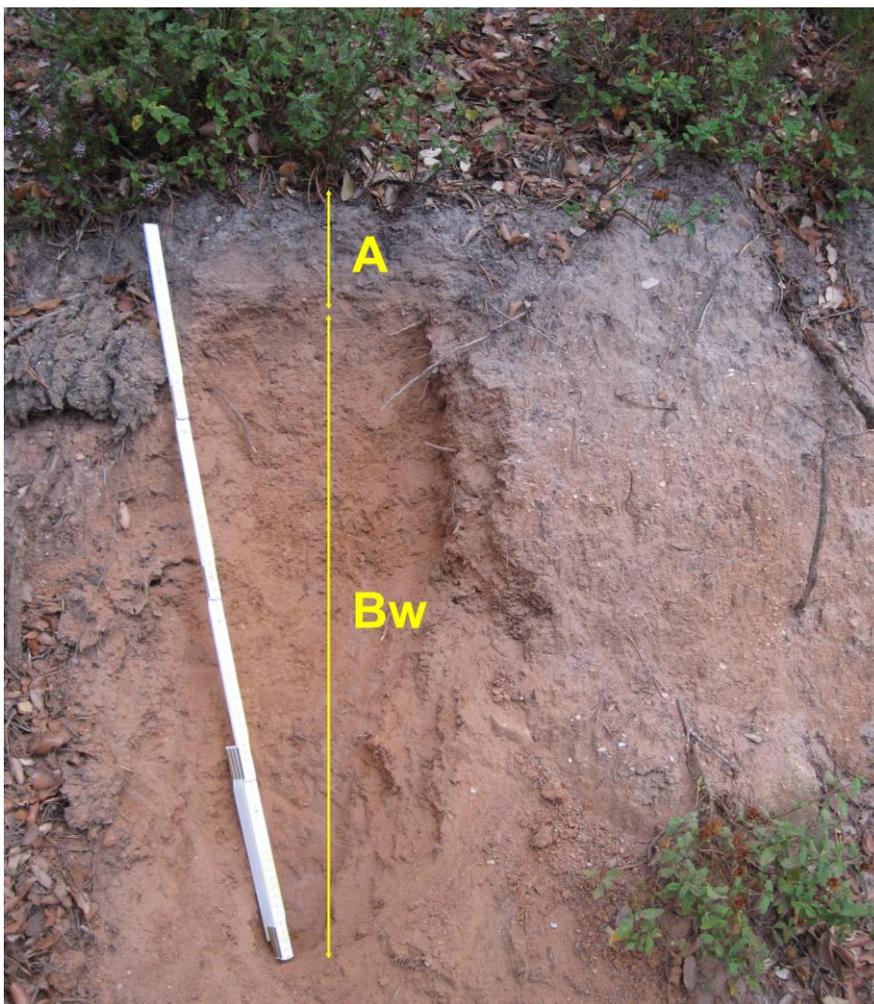


Figura 3.113. Distribución de horizontes en el pedión W46, localizado en el tramo somital del dorso estructural de Raso-Peña Rubia, en la cabecera del arroyo de San Martín (UTM: X=491.794; Y=4.746.937).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
<p>A (0-15)</p>	<p>Color 5 YR 5/3 (gradualmente cambia hacia la base, color 5YR 5/6), textura franco-areno-limosa, estructura granular muy débil, 15% de E.G. (areniscas y calcarenitas), raíces muy abundantes.</p>
<p>Bw (15-80)</p>	<p>Color 5 YR 5/8, textura areno-limosa, sin estructura, 20% de E.G. (clastos de cuarzo redondeados, diámetro mm.-cm.), raíces muy abundantes. Material originario constituido por areniscas y calcarenitas campanienses.</p>

Cuadro 3.26. Descripción sintética del pedión W46, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.

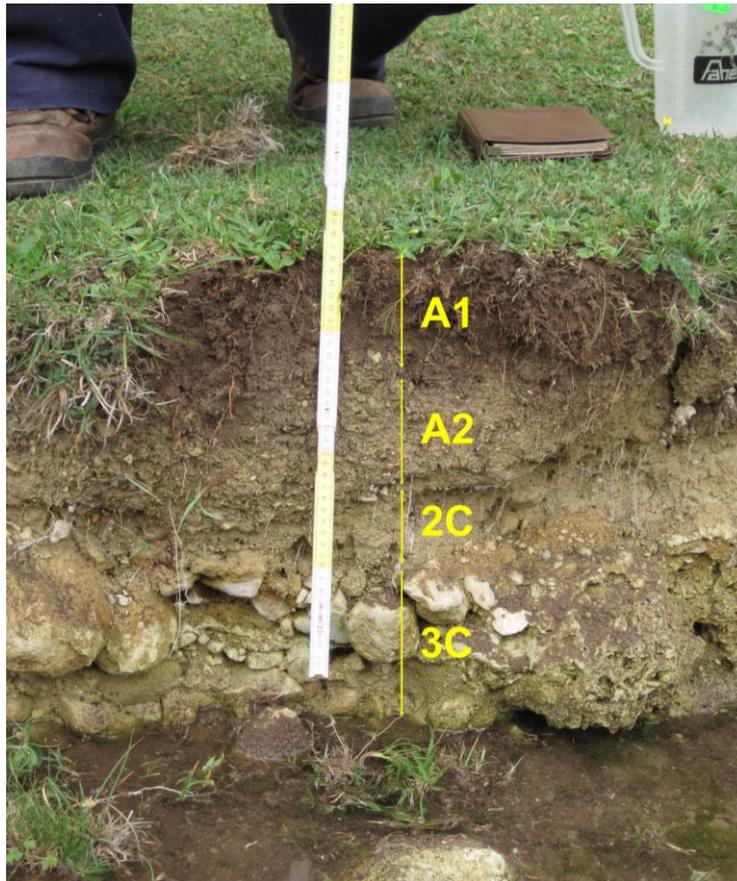


Figura 3.114. Distribución de horizontes en el pedión W49, localizado en el fondo de barranco coluvial-aluvial labrado por el arroyo de San Martín, a la altura del paraje de Valparaíso (UTM: X=491.317; Y=4.745.181).

Horizonte y profundidad (cm)	Descripción morfológica sintética
A1 (0-10)	Color 10 YR 3/3, textura franca, estructura granular moderada, sin E.G., raíces muy abundantes.
A2 (10-20)	Color 10 YR 6/3, textura franco-limosa, estructura granular débil, 25% de E.G. (clastos de calizas, diámetro mm.-cm., subangulares, planares hacia la base), raíces muy abundantes.
2C (20-25)	Color 10 YR 7/2, matriz limo-arenosa de origen aluvial-coluvial, sin estructura, 15 % de E.G. (clastos de calizas, diámetro mm.-cm.), raíces abundantes.
3C (25-45)	Coluvial-aluvial constituido por clastos de calizas (subredondeados, diámetro cm.), travertinos (subangulares-subredondeados, diámetro cm.-dm.) y ocasionalmente areniscas (subangulares, diámetro cm.) y cuarzo (redondeados, diámetro mm.-cm.), mayoritariamente clasto-soportados, localmente imbricados, sin raíces.

Cuadro 3.27. Descripción sintética del pedión W49, incluyendo color (en estado húmedo), textura, estructura (primaria y secundaria), porcentaje de elementos gruesos (E.G.) y otros rasgos macroscópicos destacables.



Figura 3.115. Detalle de un horizonte Bwk en el que se observan acumulaciones masivas de carbonato cálcico en forma de oolitos, pisolitos y nódulos (valle de Pinedo).

3.5.6. FLANCO SUROCCIDENTAL DEL ANTICLINAL DE CUARTANGO

Esta unidad se sitúa en el extremo NE del ámbito de estudio y, desde el punto de vista estructural, constituye una parte de la terminación occidental del anticlinal de Cuartango. Para su descripción detallada, la unidad ha sido dividida en dos sectores que, de O a E, son los siguientes: depresión del Tumecillo-Lacozmonte y sierra de Árcamo (figura 3.116).

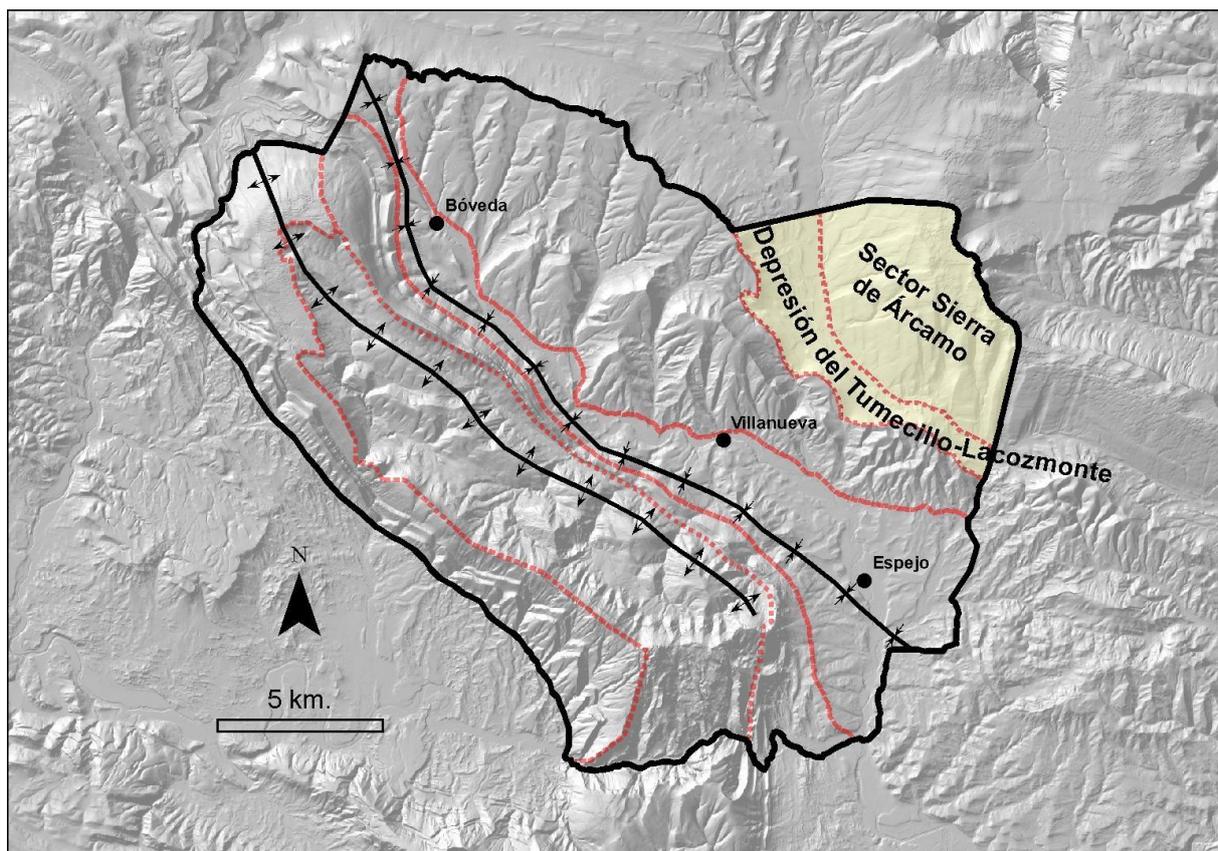


Figura 3.116. Localización del flanco suroccidental del anticlinal de Cuartango y sectores que lo componen.

3.5.6.1. Depresión del Tumecillo-Lacozmonte

3.5.6.1.1. Formas litoestructurales

Entre los relieves de Árcamo, peña Risca y Raso, el río Tumecillo vertebró un amplio corredor que constituye la prolongación meridional del valle de Losa (provincia de Burgos). Hacia el SO la depresión se encuentra delimitada por el cordal de Raso-Peña Rubia (1.051 m) y Peña Grajera (832 m), a la altura de la localidad de Caranca. Asimismo, desde el fondo de valle labrado por el Tumecillo (a su paso por la población de Fresneda) se extiende, con dirección general ONO-ESE, otro prolongado y más estrecho corredor conocido como el valle de Lacozmonte, el cual se sitúa entre los relieves de Árcamo, al N, y Olvedo-Cantoblanco (figura 3.117), al S; esta depresión alcanza el río Bayas hacia el E (a la altura de Subijana-Morillas) y tiene continuidad hasta conectar con la Llanada Alavesa.

Desde un punto de vista estructural se trata de una depresión ortoclinal situada entre el flanco meridional del anticlinal de Cuartango (al S) y el flanco septentrional del sinclinal de Miranda-Treviño. Su trazado mayoritariamente ortoclinal se ve condicionado por el cierre periclinal occidental de la citada antiformal, por cuya influencia la dirección de la estratificación va variando de N-S a ONO-ESE desde la zona de Osma hacia Lacozmonte (Cárcamo). El fondo de valle ha sido labrado sobre margas del Santoniense inferior (margas de Osma), las cuales buzaban suavemente hacia el SO ($10^\circ < \beta < 15^\circ$). La presencia de niveles métricos de margocalizas en el seno de las margas ha dado lugar a una intensa erosión diferencial que es causa del paisaje actual, el cual se encuentra salpicado por numerosos escarpes y taludes (de varios metros e incluso decámetros de desnivel) que constituyen una sucesión de pequeñas cuestas con frente hacia el NE y dorso hacia el SO. Por consiguiente, la topografía se caracteriza por la ausencia de un fondo de valle relativamente plano y por la variabilidad de su amplitud (de 150 a más de 500 m de anchura). Asimismo, cabe destacar la presencia de superficies acaravadas originadas en algunos de los taludes margosos como consecuencia del arroyamiento concentrado.

Los condicionantes litoestructurales se hacen notar en la organización de la red hidrográfica del valle de Lacozmonte, dado que no existe un colector principal que articule la depresión ortoclinalmente. El único curso fluvial que vierte sus aguas al Tumecillo es el arroyo de Fresneda, el cual fluye en sentido ESE-ONO tras recibir los aportes del barranco de Guiñuela (sierra de Árcamo). El alto de los LLanos separa esta vaguada de una pequeña cubeta localizada al S de las localidades de Guinea y Barrón; ésta ha sido labrada por cortos arroyos (La Tejera, Valle y San Martín) dispuestos ortoclinalmente que, hacia el S, se unen en un único curso cataclinal (arroyo de Linares) formando un pequeño "angosto" (en el paraje de Peñacascada) que corta los conglomerados terciarios y se abre paso hacia el valle del Omecillo por la localidad de Atiega. Tanto este barranco como los que

descienden por la vertiente S de la sierra de Árcamo deben su desarrollo a la existencia de un sistema de diaclasas con dirección principal NNE-SSO que han favorecido su incisión y confinamiento. En el caso concreto de Peñacascada se observa además un acuñamiento local de las facies conglomeráticas que también ha contribuido a la formación del barranco.

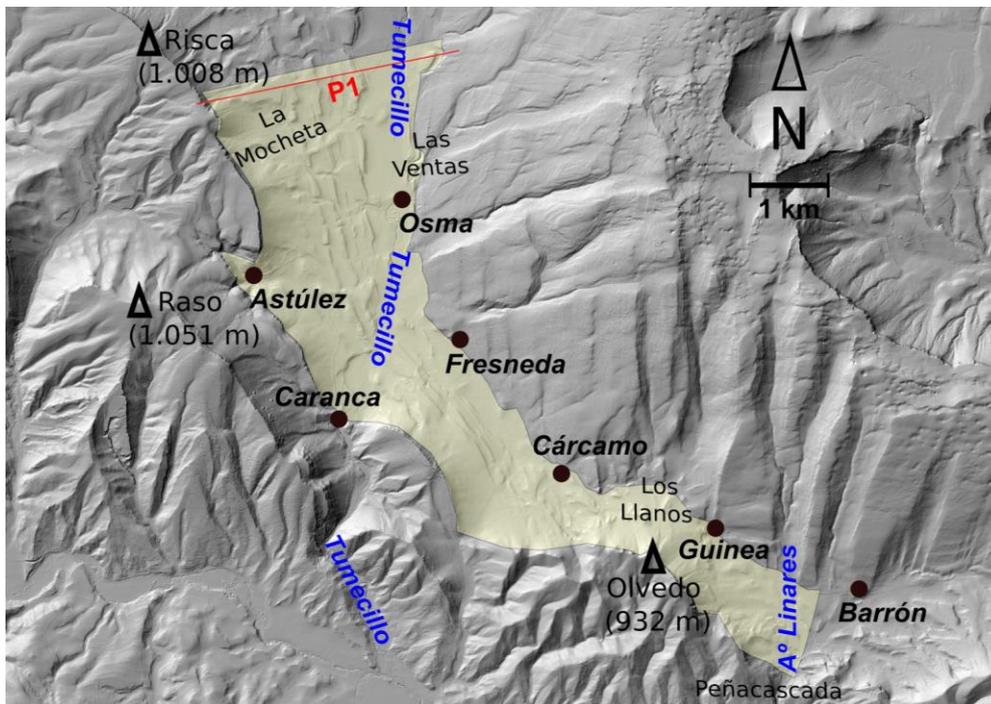


Figura 3.117. Esquema general del sector de Tumeçillo-Lacoçmonte y perfil transversal (P1, consultar figura 3.118).

Asimismo, los tramos con litologías más competentes dan lugar a divisorias hidrográficas destacables (superan los 100 m de altitud relativa) que fragmentan el valle de Lacoçmonte; una de ellas es el ya comentado alto de Los Llanos, situado entre las localidades de Cárcamo y Guinea (por donde discurre la carretera A-3318), el cual divide las subcuencas hidrográficas de los arroyos de Fresneda y Linares. Desde este enclave se observa una mayor potencia de los conglomerados situados al S, en cuya base se encuentran, formando una discordancia angular, las calizas del Santoniense superior (calizas de Bóveda), confiriendo una gran resistencia al conjunto litológico. Este hecho explica la prominencia y verticalidad de los escarpes que descienden de la cumbre de Olvedo (932 m), localizada a escasos 500 m al S de dicha divisoria.

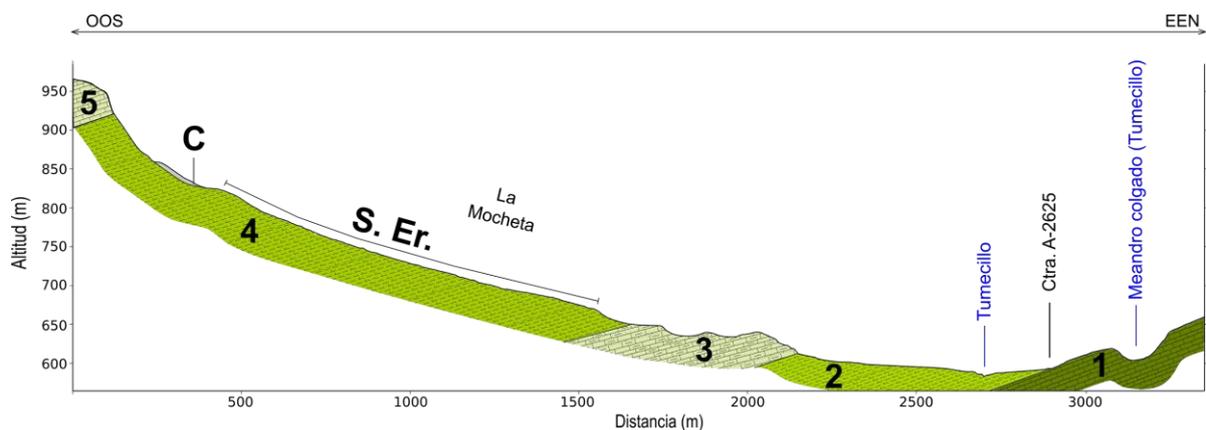


Figura 3.118. Perfil geológico-geomorfológico del sector de Tumecillo-Lacoymonte. 1. Calizas (Coniaciense); 2. Margas con pasadas de margocalizas (Santoniense inf.); 3. Margocalizas (Santoniense inf.-med.); 4. Margas (Santoniense med.); 5. Calcarenitas (Santoniense sup.); C. Depósitos coluviales; S. Er.: superficie de erosión.

Por otra parte, las vertientes que conectan los relieves de Risca (1.008 m) con el fondo de valle localizado entre Osma y Berberana constituyen un extenso frente de cuesta que culmina en verticales cornisas labradas en las calcarenitas de la sierra de Bóveda (consultar apartado 3.5.5.1) y tiene continuidad por todo el flanco meridional del valle de Losa (hacia el NO). En dicho frente, hacia el término de La Mocheta, se conservan dos superficies erosivas de dimensiones considerables (0,6 x 0,3 km y 0,4 x 0,25 km respectivamente), las cuales se encuentran colgadas unos 20-30 m por encima de los coluviones que las rodean. Éstas presentan un ligero recubrimiento edáfico-coluvial de en torno al medio metro de espesor. A pesar de la presencia de dicha cobertera, estos relieves han sido incluidos en la cartografía geomorfológica como glaciares atendiendo a sus características morfométricas (pendiente en torno a los 7-10°) y morfológicas (son rampas de perfil regularizado y ligeramente cóncavo); a tenor de su contexto estructural y del fino recubrimiento coluvial que presentan, estas superficies deben ser clasificadas como glaciares erosivos de frente de cuesta. Su génesis está ligada al progresivo descenso del nivel de base de la cuenca del Omecillo, el cual ha sido responsable de la formación de estos relieves provocando una intensa incisión, por erosión de las cabeceras fluviales, sobre las margas santonienses; este fenómeno ha debido favorecer la formación de amplios surcos de arroyada cuya evolución explica la disección y zapamiento lateral de los resaltes margosos. El resultado es un conjunto de superficies relictas, topográficamente pertenecientes a un nivel de base más elevado, que hacia el NO (valle de Losa) van teniendo una mayor frecuencia y extensión.



Figura 3.119. Fondo de valle del Tumecillo a la altura de la localidad de Fresneda. Al fondo se observa el frente de cuesta coronado por calcarenitas santonienses (peña Risca).

3.5.6.1.2. Valle fluvial del río Tumecillo

Después de un tramo inicial en el que el río Tumecillo circula en sentido NO-SE por el valle de Losa (provincia de Burgos), se produce un cambio de dirección a la altura de la localidad de Berberana, de tal manera que el fondo de valle pasa a articularse en sentido N-S, abriéndose paso sobre el contacto entre las margas del Santoniense inferior y las calizas del techo del Coniaciense, hasta llegar a las inmediaciones del pueblo de Osma (ya en el municipio de Valdegovía).

A partir del límite provincial Álava-Burgos (en la intersección del río con la carretera A-2625) el río Tumecillo abandona la llanura aluvial por su margen izquierda y pasa a excavar las calizas coniacienses aprovechando los planos de debilidad tectónica propiciados por la red de diaclasado (direcciones N-S, NE-SO y ENE-OSO). Como consecuencia de ello la incisión del Tumecillo ha dado lugar a la formación del barranco de Las Ventas (con 15-20 m de desnivel máximo) el cual consta de dos tramos, uno inicial de trazado casi rectilíneo y otro posterior en el que se suceden varios meandros encajados de escasa entidad. En la margen derecha del meandro situado más al N (a escasos 50 m) se han localizado dos meandros abandonados que se encuentran topográficamente colgados a 8 y 11 m respectivamente sobre el lecho actual; en este caso se observa claramente como el río ha ido migrando y encajándose de O a E, aumentando gradualmente la sinuosidad de su trazado (figura 3.120). Asimismo, en el siguiente meandro situado aguas abajo (visible desde la carretera A-2625) se puede observar un pequeño curso afluente (arroyo de La Cazuela) que también ha quedado 7-8 m colgado respecto del cauce del Tumecillo y, por tanto, forma un salto de agua en su desembocadura; curiosamente, dicho arroyo se aproxima hasta este punto atravesando el fondo de valle margoso abandonado por el Tumecillo, en sentido NO-SE.

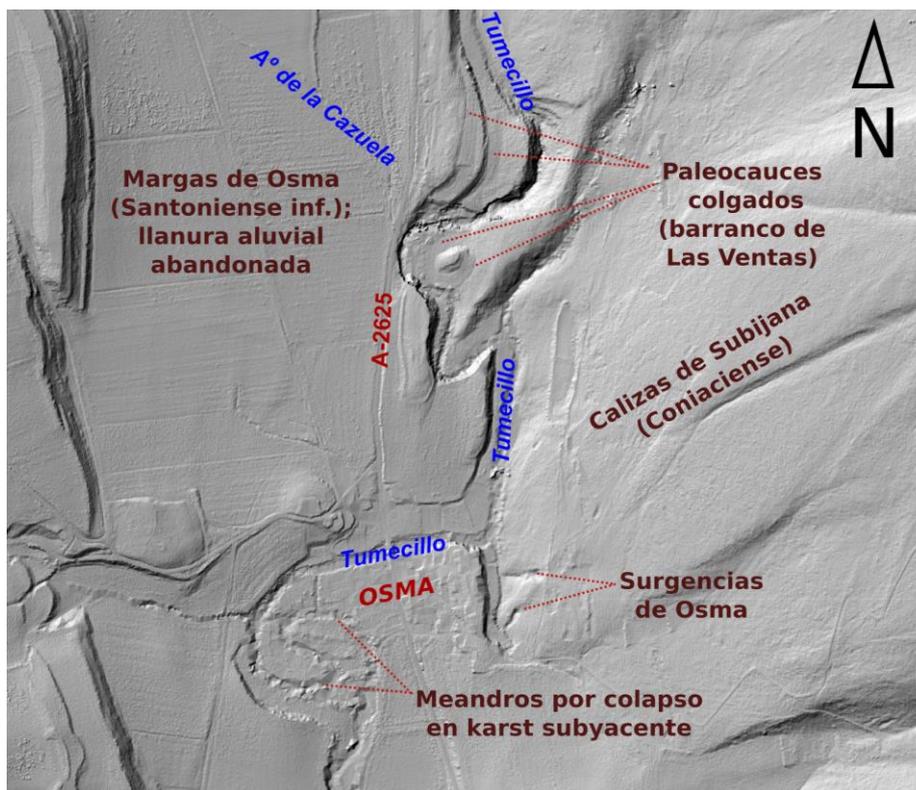


Figura 3.120. Principales rasgos geomorfológicos del río Tumeçillo a su paso por el barranco de Las Ventas y la localidad de Osma.

Conviene destacar aquí también la existencia de otro meandro encajado que se localiza unos 0,5 km aguas arriba del barranco descrito (en las inmediaciones de Berberana), el cual también ha sido labrado sobre las mismas formaciones carbonatadas; sin embargo, éste se trata de un meandro abandonado que, además, ha quedado colgado unos 15-20 m por encima del cauce actual del Tumeçillo. La entrada y salida del corredor formado por el meandro hacen intersección con la carretera CL-625, donde localmente se pueden observar pequeños afloramientos con depósitos relictos de fondo de canal en los que predominan clastos de morfología planar-subplanar y granulometría centimétrica.

La diversidad de rasgos hidromorfológicos en este sector da una idea de la gran movilidad que ha tenido el lecho del Tumeçillo en fases morfogenéticas recientes. Aparentemente, con niveles de base más altos el trazado del río era algo más sinuoso y discurría preferentemente por el actual fondo de valle margoso, el cual se caracteriza por estar levemente inclinado hacia el E (pendiente del 2%) y por carecer de depósitos superficiales de entidad (el regolito tiene una génesis mixta y en raras ocasiones supera los 0,5 m de espesor). Todo ello parece indicar una dinámica de incisión durante el Cuaternario, por la que el cauce principal ha tendido a migrar hacia su margen izquierda hasta toparse con los paquetes calizos profusamente diaclasados.

El barranco de Las Ventas finaliza su recorrido de 1,5 km en la localidad de Osma, donde el Tumecillo vuelve a conectar con el fondo de valle que había abandonado. Justo a la entrada del pueblo el río recibe el aporte de un importante manantial situado a escasos 200 m al S, en el contacto entre calizas y margas (caudal medio de 400 l/s; EVE, 1997), y describe un pronunciado giro en ángulo recto hacia el O. Unos 400 m aguas abajo el cauce traza dos meandros consecutivos que definen una morfología circular muy característica, cuya génesis parece estar ligada, al igual que en el caso del manantial, a procesos kársticos de colapso-subsidencia originados en las calizas coniacienses situadas a escasos metros por debajo de la superficie del terreno, a muro de las margas.

Hacia el S de Osma los tramos más margosos se van adelgazando, lo que se traduce en un progresivo estrechamiento del fondo de valle. Así pues, a partir del término de Granditar (cerca del pueblo de Fresneda) el Tumecillo inicia un tramo cataclinal (sentido NNE-SSO) cortando los resaltes de margocalizas del Santoniense inferior-medio y progresando después por otro tramo margoso más amplio (Santoniense medio), hasta alcanzar la localidad de Caranca. A partir de este punto el río forma una sucesión de barrancos encajados ya dentro del sector de Corro-Atiega (consultar apartado 3.5.5.2).

3.5.6.1.3. Depósitos superficiales y regolito

El fondo de valle de este sector del Tumecillo se desarrolla sobre un sustrato fundamentalmente margoso que incluye algunas pasadas de niveles más duros de margocalizas, las cuales afloran habitualmente en superficie. La topografía ligeramente inclinada, así como la dinámica preferentemente erosiva del colector principal explican la ausencia de depósitos aluviales de cierta entidad en la llanura aluvial la cual, como ya se ha dicho, ha sido excavada y en algunos tramos incluso abandonada por el cauce del Tumecillo. Por consiguiente, los rellenos superficiales rara vez sobrepasan el medio metro de espesor. El perfil de regolito más habitual en estos enclaves es un Ap-C como consecuencia de la meteorización de las margas y el laboreo sistemático; la textura es mayoritariamente limo-arcillosa, si bien la presencia de limos y arenas aluviales es muy anecdótica. Esta secuencia de horizontes también se hace extensible a las vaguadas de algunos arroyos menores como los de Linares y La Tejera. Así pues, puede afirmarse que el fondo de valle está mayoritariamente constituido por superficies y formas de tipo denudativo.

Los depósitos de ladera, por su parte, tienen una relevancia notable en el sector y se localizan en el frente de cuesta santoniense. Los taludes desarrollados al pie de las cornisas calcareníticas (calcarenitas de la sierra de Bóveda) se encuentran tapizados por extensas formaciones coluviales que en algunos puntos llegan incluso a alcanzar los tramos

distales de las vertientes. Los acúmulos observados en el término de La Mocheta (figura 3.121) superan los 2 m de espesor en numerosos puntos y contienen cantos angulosos caóticamente dispuestos, de tamaño centimétrico a decimétrico, cuya composición litológica se restringe a las calcarenitas procedentes de los escarpes superiores. Presentan una matriz limosa-arenosa de tonos rojizos que localmente deja paso a rellenos de carbonatos procedentes de la disolución de las calcarenitas santonienses. Estos depósitos se ven interrumpidos lateralmente por las superficies de erosión anteriormente descritas.



Figura 3.121. Perfiles de regolito localizados en el frente de cuesta santoniense, en el paraje de La Mocheta. En la imagen izda. se observa un potente depósito coluvial con rellenos de carbonatos en los horizontes inferiores (secuencia de horizontes A/C-2C-3C-4Ck). La imagen dcha. muestra un perfil situado en la superficie de erosión desarrollada sobre sustrato margoso (secuencia de horizontes A-C).

Depósitos coluviales de similar potencia y granulometría se encuentran también al pie de las cornisas de Olvedo-Pelistornes. En este caso la composición litológica de la fracción gruesa tiene una mayor heterogeneidad, incluyendo cantos angulosos de calcarenitas santonienses y cantos redondeados-subredondeados procedentes de los conglomerados terciarios.

3.5.6.2. Sector Sierra de Árcamo

3.5.6.2.1. Formas litoestructurales

En el flanco meridional del anticlinal de Cuartango y su cierre periclinal occidental se desarrolla un conjunto de vertientes que conectan las principales elevaciones de la sierra de Árcamo (Repico, 1.188 m; Kruzeta, 1.171 m) con las depresiones del Tumecillo, hacia el O, y Lacozmonte, hacia el S (figura 3.122). La litología de estos sectores está compuesta por una alternancia de margocalizas y calizas bioclásticas tableadas muy compactas que buzcan moderadamente ($\beta=10-20^\circ$) hacia el SO (en el cierre periclinal) y hacia el S (en el flanco S de la antifirma) dando lugar a un extenso dorso de cuesta. La naturaleza carbonatada y considerable potencia de estas facies (calizas de Subijana, de espesor superior a los 300 m) explican la preponderancia del modelado kárstico no sólo en la configuración de los rasgos superficiales del relieve, sino también en el desarrollo de un extenso abanico de formas subterráneas. En este contexto, la red de diaclasado juega un papel fundamental en tanto proporciona una densa red de planos de debilidad que favorecen los procesos de disolución; dicha red se encuentra compuesta por tres sistemas principales, con direcciones N20, N70 y N90. En función de la amplitud y desarrollo vertical de las diaclasas, se desarrollan formas de tamaño centimétrico hasta kilométrico. Por todo lo dicho, éste es un sector marcado por un intenso control litoestructural.

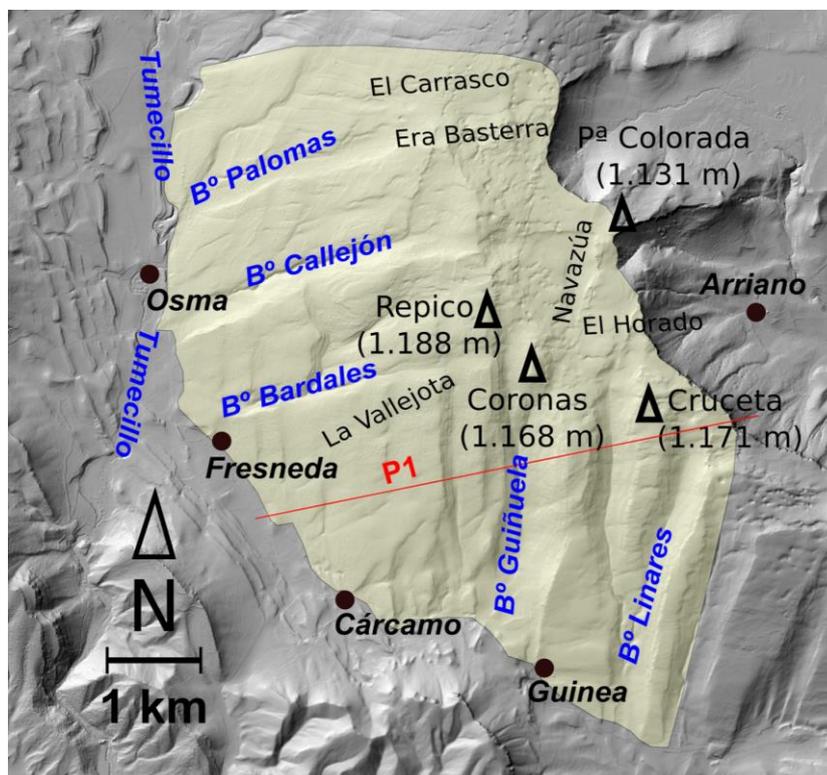


Figura 3.122. Esquema general del sector de Árcamo y perfil transversal (P1, consultar figura 3.123)

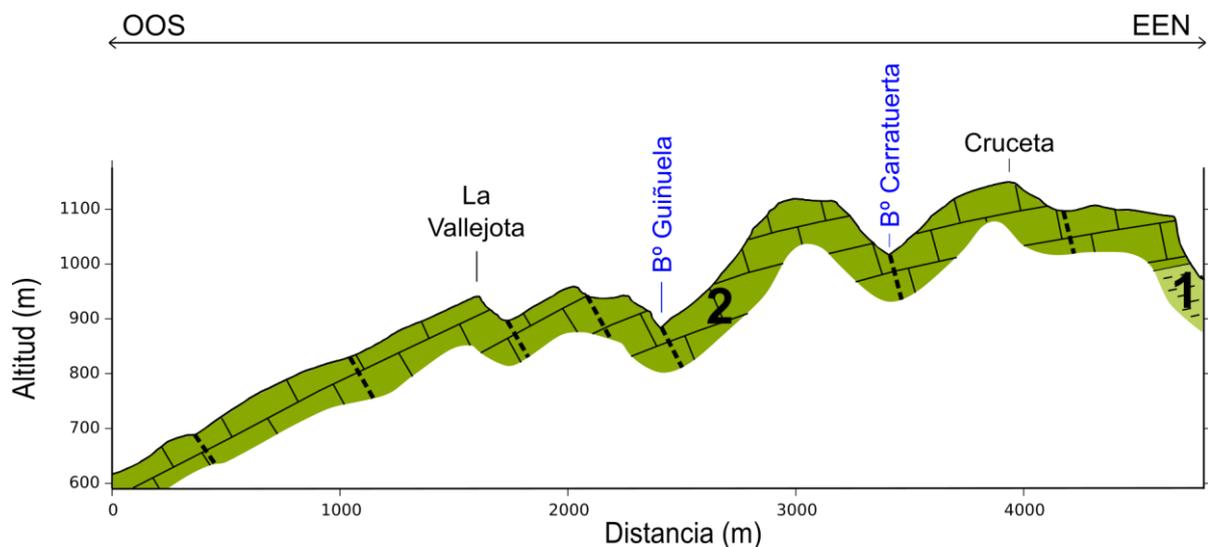


Figura 3.123. Perfil geológico-geomorfológico del sector de Árcamo. 1. Margas (Turoniense); 2. Calizas (Coniaciense). El diaclasado mayor se ha reflejado con trazo negro discontinuo.



Figura 3.124. Panorámica del reverso estructural de la sierra de Árcamo desde la depresión del Tumecillo. En el tercio central de la imagen se observa un ligero escalonamiento del dorso de cuesta (estructura en "dominó"), el cual se encuentra disectado en este tramo por los barrancos de Las Palomas y Callejón.

En la gran mayoría de las vertientes de la unidad los valores de pendiente coinciden con los de buzamiento o son ligeramente inferiores (rara vez supera los 2-3 grados), motivo por el que en muchos tramos se han preservado amplias superficies estructurales que constituyen laderas de perfil casi rectilíneo. Sin embargo, dichas superficies se encuentran intensamente retocadas y degradadas por causa del modelado kárstico superficial y por la presencia de abundantes diaclasas de tamaño variable, aspectos que explican los leves escalonamientos que habitualmente aparecen en las vertientes. El sistema subortogonal de diaclasas mayores condiciona el desarrollo de varios barrancos (de N a S y de O a E, Las Palomas, El Callejón, Los Bardales, La Llana, Guiñuela, Carratuerta y Linares) que disectan las laderas e individualizan las superficies estructurales. Se ha constatado además una diferencia de cota significativa entre dichas superficies, ya que entre unas y otras se registran desniveles que llegan a superar los 50 m. Este fenómeno

aparentemente está asociado a un contexto estructural de tipo "dominó" o "bookshelf" originado a favor de las diaclasas mayores, por el que se produce un movimiento rotacional del conjunto litológico dando lugar a una característica sucesión de hondonadas y resaltes tectónicos de dimensiones hectométricas (figuras 3.124 y 3.125). Ejemplos de este tipo de estructuras pueden encontrarse en otros ámbitos de la CAPV, tal y como sucede en el sector de La Reineta-Urioste (Vizcaya), en el anticlinorio de Bilbao (CARRIL, 1998).

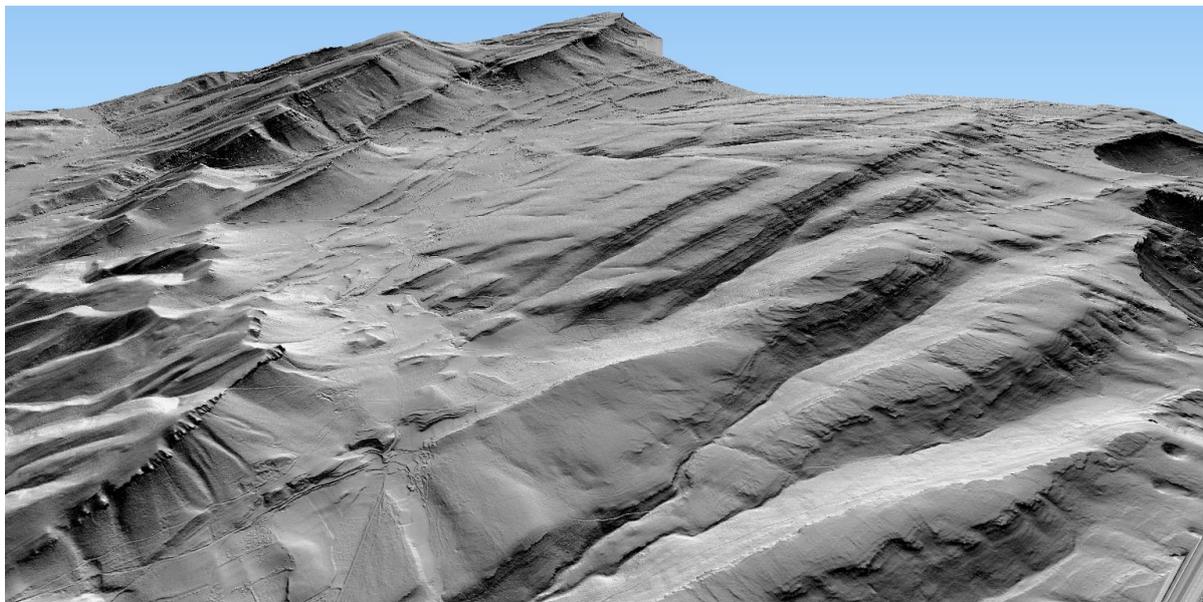


Figura 3.125. Reconstrucción tridimensional del cierre perianticlinal de Árcamo y la depresión del Tumeçillo-Lacozmonte, a partir del MDT LiDAR (imagen orientada hacia el NO). En la mitad dcha. de la imagen se observa el contexto estructural de tipo "bookshelf" que condiciona la dirección y distribución de los barrancos de este sector de la sierra de Árcamo.

En cuanto a las formas exokársticas cabe destacar en primer lugar el polje de la Navazúa (figura 3.126), depresión cerrada de 1 x 0,6 km que se sitúa a una altitud de 1.065-1.085 m, entre las cumbres de Repico, al O, y Peña Colorada, al NE. Se inscribe en una pequeña fosa tectónica delimitada por dos diaclasas paralelas de dirección N20, separadas unos 700 m entre sí; dicha fosa forma parte del ya comentado entramado estructural en "dominó". El tramo más ancho se localiza en la intersección de dos diaclasas mayores (direcciones N90 y N20) que, topográficamente, se traducen en dos pequeños escarpes situados al N y E de la forma, de tal manera que la cubeta se va estrechando progresivamente de N a S. El fondo del polje se encuentra tapizado por un manto de arcillas de descalcificación de espesor indeterminado; en su cota mínima, sobre las arcillas impermeables, se localiza una pequeña charca cuyo vaso parece estar relacionado con la existencia de una dolina subyacente de fondo plano, si bien su aspecto actual se encuentra alterado por su uso como abrevadero natural para el ganado; esta zona de encharcamiento estacional se explica por la ausencia de un sumidero o ponor que capture la escorrentía superficial. Así pues, la génesis del polje de la Navazúa responde a la evolución kárstica

de un sistema de dolinas que seguía los planos de diaclasado formando líneas preferentes de disolución las cuales, posteriormente, por su expansión lateral y coalescencia han dado lugar a la formación de la actual morfología en cubeta.

Otras formas exokársticas con gran representatividad en el sector son las dolinas, cuya profusión se hace sentir especialmente en los sectores somitales de la sierra de Árcamo, donde las pendientes son relativamente más suaves; sin embargo, en los tramos intermedios y distales de las vertientes, donde se localizan las superficies estructurales, estas formas de absorción resultan anecdóticas, lo que revela una mayor eficacia de la esorrentía superficial. La distribución de las dolinas responde a un fuerte control estructural que, una vez más, corresponde a la red de diaclasado. Como consecuencia de ello las dolinas se alinean siguiendo la dirección de las diaclasas y llegando a constituir, por su coalescencia, corredores de disolución de varios hectómetros de longitud (p. ej., al N de la Navazúa y en los parajes de El Carrasco y Cruceta-Monteloberas). En otros casos las dolinas se agrupan en círculos formando uvalas de dimensiones variables, tal y como sucede en el paraje de Era Basterra o en el propio entorno de la Navazúa. Por otra parte, se observa, a nivel general, un claro predominio de las morfologías en embudo, con dimensiones que en los casos más significativos llegan a sobrepasar los 50 m de diámetro. Uno de los casos más representativos se encuentra en El Horado, dolina a partir de la cual se ha formado una espectacular ventana natural que atraviesa la cornisa calcárea, a escasos 800 m al N del alto de Kruzeta. En las vertientes donde las pendientes son algo más elevadas (por encima de los 7-8°) el modelado kárstico deja de estar protagonizado por las dolinas para dar lugar a la formación de pequeños corredores de disolución (bogaz) de longitud hectométrica, cuyo recorrido coincide con diaclasas de dirección similar al sentido de la pendiente.

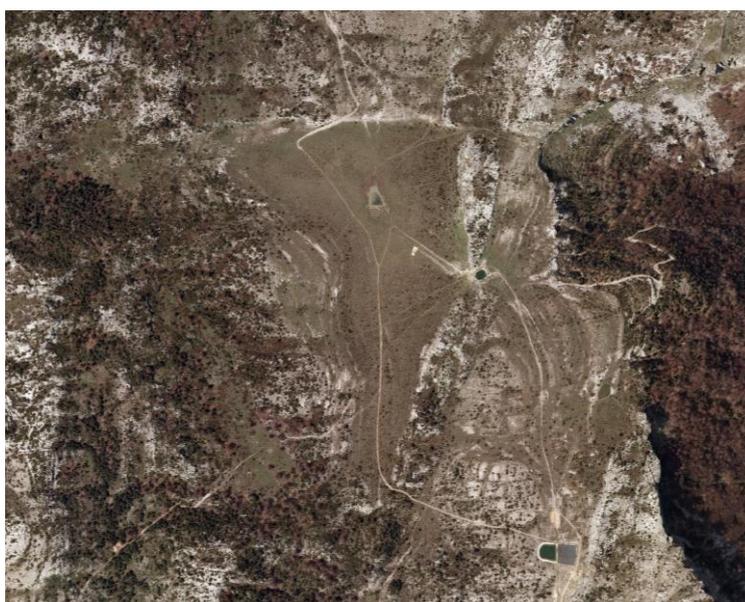


Figura 3.126. Vista aérea del polje de la Navazúa (fuente: web cartográfica GeoEuskadi, Gobierno Vasco).

En lo concerniente a las formas exocársticas menores, en esta zona resulta particularmente destacable la existencia de amplias superficies de lapiaz. En casi todos los sectores se observa un lapiaz de diaclasas, tipo *Kluftkarren* o "microbogaz", que responde a una retícula subortogonal formada por el diaclasado menor. Morfológicamente consiste en un entramado de acanaladuras (habitualmente ocupadas por vegetación herbácea-arbustiva) y resaltes lineales que en algunos puntos llegan a alcanzar un desarrollo vertical considerable (en el entorno de Repico los surcos del lapiaz llegan a superar los 2 m de desnivel en relación con las crestas). En los sectores somitales (Repico, Alto de Coronas, Kruzeta y Peña Colorada), donde el buzamiento y la pendiente son inferiores, predomina el lapiaz desnudo con desarrollo local de pavimentos kársticos; en cambio, en los tramos intermedios e inferiores de las vertientes el lapiaz se encuentra semicubierto en la mayoría de las superficies por un fino manto de regolito (con espesores máximos de 30-40 cm), el cual ha permitido un mayor desarrollo de las comunidades vegetales de porte arbustiva e incluso arbóreo. Asimismo, en parajes como los de La Vallejota o El Grojal se observan acanaladuras ajenas al diaclasado que son paralelas a las líneas de capa aflorantes; en estos casos, la acción conjunta de procesos de disolución kárstica e incisión fluvial ha afectado en mayor medida a los niveles decimétricos-métricos de margocalizas (relativamente más blandos) y, al mismo tiempo, a los propios planos de debilidad de las calizas tableadas.

Las formas endokársticas, por su parte, también tienen una presencia destacada en la sierra de Árcamo. La red de dolinas, simas, grietas y demás formas de admisión se encarga de capturar las aguas de percolación, continuando su curso en profundidad por un entramado de conductos subterráneos que también responde al ensanchamiento de discontinuidades tectónicas y litológicas (fallas, diaclasas, planos de estratificación, etc.). En este caso concreto, las diferencias de solubilidad entre los niveles alternantes de calizas y margocalizas condicionan la localización y morfología de la mayoría de las galerías, cuyo desarrollo tiene lugar a favor de la superficie de estratificación y en el sentido del buzamiento (que coincide con la pendiente), es decir, hacia el SO, por lo que pueden ser consideradas como formas estructurales (paralelas o subparalelas a las superficies estructurales suprayacentes); los diferentes niveles de galerías se encuentran comunicados por simas verticales entre las que destaca la de La Molina. Estas formas pueden ser observadas en algunas cuevas del sector como las de Repico, Solacueva de Guinea y La Molina, cuyas bocas de entrada son de escasa pendiente y fácil acceso; su descripción detallada ha sido realizada por el Grupo Espeleológico Alavés (PRADA-LANDA, 1986). La disposición de las capas hace que el flujo subterráneo discurra preferentemente hacia el SO, de tal manera que las principales surgencias de la unidad hidrogeológica (Osma, Fresneda, Cárcamo y Berberana) se localizan en los tramos distales de las vertientes, en el contacto con las margas santonienses. Algunos sondeos realizados en

torno a las surgencias de Osma revelan la ausencia de grandes conductos hacia la base del dorso de cuesta, predominando el flujo difuso a través del diaclasado y algunos niveles con mayor porosidad (EVE, 1997).

3.5.6.2.2. Depósitos superficiales y regolito

Habida cuenta del predominio de litologías carbonatadas muy competentes y relieves de tipo estructural, en este sector las formas de acumulación superficial son muy poco significativas tanto en su extensión como en su grado de desarrollo. Éstas se restringen exclusivamente a dos contextos geomórficos cuales son, de un lado, las formas kársticas de absorción mayores y, de otro, los barrancos cataclinales que disectan el dorso de cuesta. En relación con el primer caso destacan los rellenos de arcillas de descalcificación, cuyo mejor ejemplo lo encontramos en el polje de la Navazúa, donde han sido observadas en algunos afloramientos acumulaciones de *terras rosas* que superan el metro de espesor (la secuencia típica de horizontes es A-C); este tipo de depósitos también han sido localizados en el lecho de algunas de las dolinas de mayores dimensiones. Por su parte los barrancos cataclinales principales (p. ej., Linares) han dado lugar al desarrollo de rellenos típicos de vaguada que se caracterizan por su origen mixto (aluvial-coluvial) y por sus modestos espesores (rara vez rebasan el medio metro); por tanto, las secuencias de horizontes más frecuentes son de tipo A-C o A/C-C y contienen cantos calizos y angulosos de tamaño centimétrico a decimétrico, englobados en una matriz generalmente limo-arcillosa con frecuentes acumulaciones de carbonatos. Esta secuencia también se da en amplias extensiones de las superficies estructurales y subestructurales ya comentadas, si bien los espesores de regolito son muy reducidos, de entre 15 y 30 cm.

3.6. Consideraciones generales sobre la evolución del relieve durante el Terciario-Cuaternario

Los rasgos mayores que constituyen el relieve actual del valle de Valdegovía tienen su origen en el Eoceno superior (35-40 Ma BP), cuando da comienzo la orogenia pirenaica debido a la colisión entre las placas ibérica y europea (TEIXELL, 2004). Los relieves levantados como consecuencia de los esfuerzos compresivos comienzan a erosionarse rápidamente, dando lugar al desplazamiento hacia el N de la línea de costa y a la formación de relieves, cuya erosión produce los niveles más potentes de conglomerados y marca el inicio de la sedimentación continental. Durante el Oligoceno (35-23 Ma BP) la convergencia continúa y se inicia el cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la cuenca del Ebro (MARTÍNEZ-TORRES, 1993), a la vez que comienza a individualizarse el surco o paleovalle de Miranda-Treviño. El relleno de esta depresión terciaria se prolonga hasta finales del Mioceno-inicios del Plioceno (unos 6 Ma BP), cuando la depresión endorreica del Ebro se abre al Mediterráneo a través de la cordillera Costero-Catalana, si bien la cronología de este evento concreto todavía sigue siendo objeto de discusión (ARCHE et al, 2010). Sin embargo, la comunicación de la depresión de Miranda-Treviño con el resto de la cuenca del Ebro tuvo que ser más tardía, ya que la disección de las Conchas de Haro (cabalgamiento meridional o surpirenaico) debe corresponder a un proceso de captura por erosión remontante. A partir de este momento, en respuesta al descenso progresivo del nivel de base del Ebro comienza un período que se extiende hasta la actualidad y en el que la incisión fluvial ha prevalecido frente a la agradación. Así pues, ya dentro del ámbito concreto de Valdegovía se ha registrado un encajamiento pliocuaternario para el río Omecillo de unos 250 m, que es el desnivel estratigráfico existente entre las facies lacustres más modernas (Yerdos-Medropio) y el lecho del cauce de dicho río. Este desnivel implica una tasa de erosión media del orden de 0,04 mm/año.

Tal y como apuntan los estudios previos llevados a cabo en este ámbito y zonas aledañas, las formas heredadas de las distintas fases morfogénicas pliocuaternarias consisten fundamentalmente en depósitos fluviales, glaciares, rellenos tobáceos, y derrubios de vertiente. En cuanto a los primeros destaca el único nivel de terraza que se ha reconocido para el río Omecillo, el cual se eleva unos +5-7 m por encima del lecho del cauce actual. Dicho nivel sería correlacionable topográficamente con la terraza T5 del Ebro identificada por SORIA (2014) para la cuenca de Miranda. Este autor señala una edad aproximada de 10 Ka BP, es decir, Holoceno inicial; además, este nivel tiene cierta

correlación cronológica con el relleno tobáceo principal del río Purón, datado en 8,4 Ka BP (GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al, 2007). Todos estos depósitos indican una fase morfogenética de agradación asociada a un clima más cálido y húmedo, de tal manera que el óptimo climático se alcanza durante el Atlántico (Estadio Isotópico 1). Posteriormente, tras alcanzarse el techo de la sedimentación tobácea en torno al 3,5-4 Ka BP, comienza una fase de incisión fluvial generalizada que se extiende hasta el presente y en la que los procesos relativos a la morfogénesis antropogénica han debido favorecer su intensificación.

En cuanto a los derrubios de vertiente cabe destacar las acumulaciones de derrubios estratificados que han sido observadas en los barrancos de Renejas (sector de Nograro-Bachicabo) y Purón, puesto que se trata de las manifestaciones frías de edad más antigua de las que se tiene constancia en el ámbito de Valdegovía. Según GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al (2000, 2007) dichos derrubios estratificados se enmarcan dentro de la última fase climática fría del Pleistoceno reciente (Último Máximo Glacial, 18 ka BP, Estadio Isotópico 2). El resto de canchales y derrubios de vertiente, que en algunos puntos han sido observados a techo de los derrubios estratificados (p. ej., en el paraje de Renejas), se habrían formado durante la fase de incisión fluvial anteriormente señalada (Holoceno reciente) y también estarían influenciados por la actividad antrópica. Sin embargo, algunas de las pedrizas situadas a menor altitud (p. ej., en el sector de Sobrón) podrían tener una edad más antigua (Pleistoceno reciente).

En lo que respecta a los glacis, destacan los localizados en los sectores de San Millán-Villanañe y Espejo-Bergüenda, que en su mayoría forman parte de una superficie topográfica común situada a unos +30-35 m por encima del nivel de base actual. Estas formas erosivas se encuentran en a la misma cota que el nivel T3 de terraza del Ebro señalado por SORIA (2014) para la Cuenca de Miranda de Ebro, el cual correspondería a una fase climática fría y árida. Los glacis del valle del Omecillo también guardan una aparente relación topográfica y estratigráfica con el nivel de glacis G-II señalado por GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al (1996) para el ámbito del valle de Tobalina, el cual aparece colgado a unos 25-30 metros sobre el cauce del Ebro. La posterior incisión de este nivel marca el comienzo de la jerarquización de la red de drenaje actual de la cuenca del Omecillo, cuyo paisaje consistiría hasta ese momento en un sistema de suaves y prolongados taludes de perfil regularizado (ligera y cóncavo) que conectaban el fondo de valle principal con los relieves circundantes. Si bien la edad de este nivel de glacis no es muy clara, estas superficies aparentemente se remontan a algún momento del Pleistoceno medio-superior. De hecho, GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI et al (1996) sitúan cronológicamente este nivel de glacis en una fase morfogenética anterior a la formación de la terraza T3 del río Ebro, la cual ha sido ubicada por estos autores hacia el Pleistoceno reciente (Tardiglacial). Sin embargo, la datación absoluta de estos glacis se antoja

complicada debido a que estas superficies actualmente carecen de depósito alguno, ya que si alguna vez lo tuvieron debió ser posteriormente arrasado.

Por otra parte, tal y como se ha señalado en el sector de San Millán-Villanañe, resulta llamativa la presencia de derrubios de areniscas con cantos de cuarzo en el fondo de valle del Omecillo, concretamente en el tramo comprendido entre las localidades de Gurendes y Villanueva. La granulometría de los detritos es muy variable, de tal manera que encontramos desde cantos centimétricos-decimétricos de cuarzo y/o arenisca matriz-soportados en niveles subsuperficiales de regolito (al S de Villanueva) hasta bloques plurimétricos de arenisca (Gurendes); en la práctica totalidad de los casos los detritos han sido observados en la franja de transición entre la llanura aluvial del Omecillo y los tramos más distales de las vertientes, siempre en la margen derecha de dicho río. Todos estos materiales destacan por tener sus litofacies de origen en la secuencia detrítica del Albo-Cenomaniense, la cual aflora exclusivamente en el núcleo anticlinal (localizado hacia el SO). Así, entre los afloramientos observados en las inmediaciones del Omecillo y el núcleo anticlinal hay una distancia de en torno a 2,5 km.; asimismo ambas localizaciones se encuentran topográficamente divididas por los relieves situados al NE de las localidades de Quejo y Nograro (El Dueso). Habida cuenta del calibre de los bloques de mayor tamaño, cabe pensar que la movilización de estos materiales podría estar asociada a movimientos en masa de grandes dimensiones que habrían fluído en sentido SO-NE, es decir, desde el núcleo del anticlinal hacia el Omecillo. Teniendo en cuenta que estos materiales se han localizado a cotas superiores a 20 m por encima del nivel del fondo de valle actual, es probable que los fenómenos gravitacionales que generaron estos derrubios debieron darse durante el Plioceno o inicios del Cuaternario. Sin embargo, sería aconsejable realizar futuras dataciones absolutas al objeto de esclarecer el contexto morfogenético de estas formaciones; en este sentido las formaciones de regolito con cantos de cuarzo podrían resultar particularmente útiles (mediante técnicas de luminiscencia).

Otro rasgo significativo de la evolución paleogeográfica del valle de Valdegovía viene dado por la presencia de materiales del interior del diapiro de Salinas en el tramo distal del glacis de Bellojín-Tuesta, concretamente en el paraje de La Dehesa (sector Espejo-Bergüenda). Los detritos de ofitas y carniolas aparecen sueltos sobre la superficie del glacis (constituyen un 30-40% de la pedregosidad superficial) o bien formando pequeños coluviones en los taludes que conectan con las llanuras aluviales. Como ya se ha dicho anteriormente, la génesis de estos depósitos podría estar ligada a flujos evaporíticos por procesos de migración de la sal, si bien la matriz arcillosa-salina que hipotéticamente movilizó dichos detritos ha debido ser rápidamente erosionada por su elevada solubilidad. Teniendo en cuenta que estos materiales diapíricos se encuentran a la misma cota que el glacis, cabe pensar que ambos corresponden a un mismo nivel de base y, por consiguiente, a contextos morfogenéticos muy próximos entre sí. Por tanto, durante esta fase

probablemente precuaternaria se produjo, coetáneamente al modelado de las superficies erosivas (glacis), un incremento del movimiento de la sal que a su vez podría estar asociado a un contexto tectónico extensional. Debe tenerse en cuenta además que, en consonancia con un ambiente subaéreo, el diapiro probablemente ha continuado creciendo durante el Terciario continental y el Holoceno (FRANKOVICH, 2010), lo que explicaría la génesis de glaciares salinos post-miocenos en esta zona (EGUÍLUZ et al, 1984).

4. Geoformas antropogénicas y ocupación del suelo: sistemas de bancales

4.1. Introducción y objetivos

Una vez conocidos los rasgos geomorfológicos y geológicos del valle de Valdegovía, en el presente capítulo se plantea el estudio del fenómeno de la ocupación del suelo para dicho ámbito. Sin embargo, en vista de los resultados obtenidos a partir del mapa geomorfológico a escala 1:25.000 presentado en el anterior capítulo, se ha estimado oportuno centrar los contenidos de este apartado en el estudio pormenorizado de las geoformas de morfogénesis antropogénica que han sido identificadas en dicha cartografía. Gracias al MDT LiDAR ha sido posible desenmascarar una multitud de rasgos de relieve de escala métrica a decamétrica que, en su práctica totalidad, son imperceptibles en la escena paisajística actual, dado que permanecen ocultos bajo espesas coberturas forestales. Asimismo, la cartografía geomorfológica desarrollada ha permitido discriminar este conjunto de rasgos desde el punto de vista morfogenético, cuya presencia sólo puede explicarse por la acción modeladora del hombre.

Posteriormente a la fase de análisis e interpretación de la información LiDAR, en las sucesivas campañas de campo se ha constatado que estos rasgos antrópicos corresponden, en su práctica totalidad, a bancales y aterrazamientos abandonados. A tenor de su posición marginal en el contexto territorial actual, estas estructuras revisten un particular interés desde el punto de vista de la ocupación del suelo en tanto representan una herencia de escenarios socioterritoriales antiguos. Por consiguiente, las vertientes aterrazadas deben ser consideradas como elementos relictos desde el punto de vista territorial y paisajístico. Esta particular característica constituye un importante mérito de conservación que ya ha sido planteado en el marco del Convenio Europeo del Paisaje (Consejo de Europa, Florencia, 2000) y que, a su vez, justificaría sobradamente la consideración de estos y otros enclaves similares como elementos patrimoniales del paisaje cultural (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997; ORTEGA, 1998; RÖSSLER, 2002; PORCAL, 2011; PORCAL et al, 2011).

En consonancia con lo anteriormente dicho, la actual situación de abandono de las áreas con bancales constituye el escenario final de una secuencia de transformaciones en la ocupación del suelo de estas zonas. Ya en la fase inicial de revisión de las fotografías aéreas correspondientes al período 1957-2012, se ha podido obtener una impresión inicial del fuerte cambio paisajístico que ha tenido lugar en todas las vertientes aterrazadas, consistente a grandes rasgos en un notable aumento de las coberturas forestales. Ésta es una dinámica habitual en la gran mayoría de las zonas rurales desfavorecidas de la CAPV y del ámbito estatal durante el siglo XX, la cual ha sido consecuencia del intenso proceso de éxodo rural que se ha mantenido hasta décadas recientes (CAPEL, 1967; GARCÍA BARBANCHO, 1967; CABO ALONSO, 1984; ALBERTOS et al, 1986; FAUS PUJOL et al, 1986; RUIZ URRESTARAZU, 1988; FERRER REGALES, 1989; CAMARERO, 1993; GARCÍA COLL et

al, 1995; ILBERY, 1998; BOVER et al, 1999; HOGGART et al, 2001; GÓMEZ et al, 2006; ALBERDI, 2009; PORCAL et al, 2009; GALDÓS et al, 2010).

Asimismo, se ha constatado que la intensidad de dicho cambio ha sido comparativamente mayor en estas zonas que en el resto del ámbito de Valdegovía, lo que pone de manifiesto la especial sensibilidad de estos enclaves a las variaciones demográficas y económicas acaecidas durante el pasado siglo. Por tanto, como consecuencia de su particular interés y peculiar evolución, se ha decidido centrar el estudio del fenómeno de la ocupación del suelo en las principales áreas con aterrazamientos.

Habida cuenta de lo anteriormente señalado, los objetivos específicos que se plantean en este capítulo son los siguientes:

- desarrollar una cartografía específica con una escala adecuada (1:10.000) que permita registrar y georreferenciar la totalidad de rasgos antropogénicos y banales ya identificados durante la fase de cartografía geomorfológica.
- obtener un conocimiento detallado del contexto geomorfológico en el que se inscriben las vertientes aterrazadas, haciendo especial hincapié en los condicionantes litoestructurales preexistentes.
- conocer la evolución de la ocupación del suelo en las áreas donde se concentran los banales, para lo que se llevará a cabo una cartografía de coberturas del suelo para las escenas temporales de 1957 y 2012; esta nueva información territorial será integrada en una misma salida cartográfica junto con las formas antrópicas cartografiadas, también a escala 1:10.000.
- una vez finalizada la fase de cartografía de coberturas del suelo se pretende extraer, a partir de dicha información territorial, una comprensión geoespacial y exhaustiva acerca de los principales procesos de cambio que han acontecido en el paisaje de cada área estudiada.

4.2. Marco teórico

4.2.1. LA GEOMORFOLOGÍA ANTROPOGÉNICA Y EL ESTUDIO DE LOS BANCALES

En el análisis geomorfológico presentado en esta tesis (capítulo 3), los banales y aterrazamientos detectados han sido recogidos y tratados como formas de relieve antropogénicas. Durante las últimas décadas, este tipo de formas han ido tomando un protagonismo cada vez mayor desde la perspectiva de la geomorfología dado que, impulsado por los avances tecnológicos, el hombre ha venido adquiriendo progresivamente una mayor capacidad para transformar la superficie terrestre. De hecho, numerosos autores consideran que el agente antrópico debe situarse a un mismo nivel que el resto de

factores intervinientes en el modelado de las formas de relieve (SHERLOCK, 1922; GOUDIE, 2007; SZABÓ et al, 2010), por lo que se hace necesario el planteamiento de una subdisciplina específica: la geomorfología antropogénica. Desde esta perspectiva, SZABÓ et al (2010) consideran a los bancales como el resultado de procesos antropogénicos directos, motivados por intervenciones antrópicas de tipo agrogénico, siendo asimismo incluidos dentro del conjunto de formas-procesos de planación (frente a las formas de excavación y de acumulación).

En el marco de la península Ibérica, los estudios sobre bancales y aterrazamientos se centran preferentemente en la montaña mediterránea (CARBONERO, 1984; LASANTA MARTÍNEZ, 1989a, 1989b y 1996; ARNÁEZ et al, 1990b; RODRÍGUEZ AIZPEOLEA, 1990; ARNÁEZ et al, 1992; CERDA, 1994; ORTIGOSA et al, 1994; LASANTA et al, 1996; MARCO-MOLINA et al, 1996; AGUILAR, 1997; GARCÍA-RUIZ, 1997; RAMOS et al, 1997; LASANTA et al, 2001; ALOMAR et al, 2002; ASINS et al, 2004; RUIZ DEL ÁRBOL, 2005; TORRÓ, 2005; COTS-FOLCH et al, 2006; ASINS, 2007; GIMÉNEZ, 2007; HERNÁNDEZ, 2010; PARDINI et al, 2012; BOIXADERA et al, 2014; ARNÁEZ et al, 2015), donde estas formas de relieve habitualmente protagonizan los paisajes con laderas cultivadas. Para este ámbito, diversos autores señalan la Edad del Bronce como el período que da comienzo al fenómeno de aterrazamiento de laderas (ASINS, 2006; LASANTA et al, 2013). La construcción y utilización de bancales permanece activa hasta el siglo XX cuando, como consecuencia de los fuertes cambios socioeconómicos entonces registrados, los bancales pasan a ser objeto de un proceso progresivo de abandono (LASANTA, 1996). Sin embargo, durante los siglos XVIII y XIX la construcción de bancales fue particularmente intensa como respuesta a la crisis experimentada por la ganadería transhumante y la industria textil, que motivó un aumento significativo en cuanto a las necesidades de superficies cultivables (GÓMEZ URDÁÑEZ, 1987; ARNÁEZ et al, 2011). Esta fase expansiva finaliza en el siglo XX y abre paso a una dinámica cada vez más acusada de abandono de las vertientes aterrazadas (LASANTA, 1996).

Por otra parte, LASANTA et al (2013) señalan las relaciones que, dentro del ámbito estatal, se dan entre los dos dominios bioclimáticos principales (atlántico y mediterráneo) y el fenómeno socioterritorial de los bancales. Así, partiendo de un análisis comparado entre diversos casos de estudio centrados fundamentalmente en Pirineos y Sistema Ibérico (CALVO PALACIOS, 1977; CREUS, 1978; MAISO y LASANTA, 1990), estos autores ponen de manifiesto una presencia mucho más destacada de bancales agrícolas en las zonas con mayor influencia mediterránea. Estos casos contrastan con los territorios de clima atlántico donde el paisaje agrícola se caracteriza por el predominio de campos en pendiente y una presencia generalmente anecdótica de laderas abancaladas. Asimismo, en las zonas de transición climática se constata una elevada variabilidad de la extensión de las superficies aterrazadas en función de los matices climáticos imperantes incluso a nivel local (solana-

umbría). Como ya se ha apuntado en los capítulos introductorios, es precisamente en este último contexto bioclimático donde se encuadra el ámbito de Valdegovía.

Dichos autores también establecen una tipología básica en la que se diferencian cuatro tipos principales de bancales agrícolas para el ámbito mediterráneo en función de sus rasgos topográficos y elementos de conservación:

- rellanos delimitados por saltos sin elementos de conservación
- rellanos delimitados por saltos estabilizados mediante muros de piedra seca
- rellanos separados mediante taludes ocupados por comunidades vegetales herbáceas y/o arbustivas (BALCELLS, 1985; LASANTA, 1990)
- bancales ligeramente inclinados, delimitados por muretes de piedra o taludes vegetales.

Otras clasificaciones de mayor detalle han sido establecidas por PÉREZ-CUEVA (1985) y ASINS (2009) atendiendo a aspectos geomorfológicos, tecnológicos, etc.

Debido a su destacable presencia en el valle de Valdegovía, resultan de particular interés los bancales con taludes ocupados por vegetación herbácea-arbustiva, tipología que será tratada con mayor detalle en los apartados referentes al análisis pormenorizado de las distintas áreas aterrazadas (apartado 4.4). Como curiosidad cabe señalar que en algunas entrevistas realizadas a habitantes locales de muy avanzada edad se comprobó que, de forma general, éstos utilizaban el término de "lindes" para referirse a estos taludes de hierba-matorral; dicho concepto destaca por su sesgo eminentemente catastral (BENÍTEZ, 2007).

4.2.2. EL FENÓMENO DE LA OCUPACIÓN DEL SUELO: CONCEPTOS DE USO Y COBERTURA

Los modelos de análisis de la ocupación del suelo tienen una particular importancia en el marco de la planificación territorial (ZOIDO, 1996 y 1998), en tanto permiten conocer de forma integrada la evolución histórica de la actividad humana y su consecuente impronta ambiental y paisajística (OSE, 2006). Asimismo, gracias a la comprensión de los factores que, hasta el momento presente, han controlado la evolución de la ocupación del suelo es posible establecer predicciones y modelizaciones sobre hipotéticos escenarios futuros del sistema territorial. Esto último supone una oportunidad para la gestión sostenible del territorio como soporte físico y recurso para las actividades humanas. En este sentido, la modelización espacial de la ocupación del suelo juega un papel fundamental en el estudio de dicho fenómeno, dado que éste constituye una variable de carácter territorial. Este hecho implica la necesidad de obtener datos cuantitativos y cualitativos

sobre *dónde, cuándo y cómo* acontecen los cambios en el paisaje y el territorio (TURNER et al, 1993). Todas estas razones hacen necesario el desarrollo de cartografías de carácter multitemporal que permitan conocer, de forma pormenorizada, la evolución de las diferentes coberturas y usos del suelo que tienen cabida en un territorio determinado.

En consonancia con los objetivos que se persiguen en este capítulo, se ha hecho necesario establecer una diferenciación conceptual entre "coberturas" y "usos". Conviene recordar que el término "cobertura" hace referencia al estado biofísico de la cubierta de la Tierra (CEC, 1994; PEÑA, 2007), es decir, al aspecto morfológico y tangible del suelo. En cambio, por el término "uso" se entiende el conjunto de actividades que el hombre lleva a cabo sobre dichas cubiertas. Por tanto, en una misma cubierta pueden darse distintos usos; sirva como ejemplo una cobertura de pastizal en la que pueden coexistir usos ganaderos y recreativos. Dado que uno de los objetivos principales de esta investigación ha sido la elaboración de una cartografía dinámica de la ocupación del suelo, se ha optado por dar prioridad al concepto de cobertura, cuya representación cartográfica resulta relativamente sencilla mediante técnicas de fotointerpretación. No sucede lo mismo con los usos del suelo, los cuales plantean muchas dificultades en cuanto a su inclusión en el mapa ya que, en numerosos casos, corresponden a actividades con escaso o nulo impacto en el paisaje. Esta es la causa de que apenas existan leyendas que hayan sido específicamente diseñadas para reflejar usos del suelo.

4.3. Metodología

Debido al carácter geográfico de las variables estudiadas y al considerable volumen de la nueva información territorial generada, se ha estimado oportuno hacer uso del mapa como herramienta principal a la hora de plasmar los contenidos de este capítulo. Con este propósito se ha utilizado un sistema de información geográfica (software ArcGIS 9.3) en el que ha sido posible, de un lado, integrar toda la documentación cartográfica de partida y, de otro, generar las nuevas salidas cartográficas relativas a los sistemas de bancales y a la evolución de coberturas del suelo.

En una fase inicial se ha procedido a delimitar cartográficamente las zonas en las que se ha observado una presencia particularmente destacada de rasgos antropogénicos, lo que ha derivado en la selección de un total de 8 áreas o casos de estudio. Además de las respectivas salidas cartográficas generadas para cada caso, se ha obtenido un conjunto de parámetros estadísticos que permiten explicar la evolución de las distintas coberturas

del suelo. Los criterios seguidos en cada uno de estos procedimientos se detallan a continuación, en sus respectivos subapartados.

Por otro lado, conviene explicar los motivos que han conducido a la elección de las escenas temporales de 1957 y 2012. En efecto, en dicho intervalo de tiempo acontecen en Valdegovía, al igual que en muchas otras áreas rurales del estado (CABO ALONSO, 1984), un conjunto de transformaciones sociales, económicas y demográficas que propiciaron el paso de una agricultura de subsistencia a otra de mercado. Como consecuencia de ello, la Diputación Foral de Álava llevó a cabo la primera fase de concentración parcelaria de la gran mayoría de los terrenos del municipio y del resto de Álava Occidental, concretamente entre los años 1959 y 1969. Dicho proceso de concentración probablemente constituye la mayor transformación paisajística registrada en la historia del valle, tanto por superficie afectada como por el breve intervalo de tiempo en que se materializó (figura 4.1). Por consiguiente, puede afirmarse que las escenas temporales de 1957 y 2012 constituyen un antes y un después en el paisaje del valle.



Figura 4.1. Transformación paisajística y territorial del entorno de la localidad de Espejo (en el centro de ambas imágenes) como consecuencia de la concentración parcelaria. Las imágenes aéreas corresponden a los años 1957 (izda.) y 2012 (dcha.) respectivamente.

4.3.1. CARTOGRAFÍA DE BANCALES Y COBERTURAS DEL SUELO

Tal y como puede observarse en el mapa geomorfológico presentado en el capítulo anterior, la escala 1:25.000 ha resultado insuficiente a la hora de poder plasmar cartográficamente la totalidad de bancales observados, por lo que se plantea la necesidad

de desarrollar una cartografía específica a una escala de mayor detalle. Por tanto, utilizando como información de base el MDT LiDAR de alta resolución (1x1 m), se ha llevado a cabo una cartografía de los bancales a escala 1:10.000 para cada una de las ocho áreas seleccionadas. Asimismo, en cada una de las áreas cartografiadas se ha agregado, junto con los bancales previamente digitalizados, la información relativa a las coberturas de suelo de los años 1957 y 2012; la elección de estos escenarios temporales obedece a la fecha en la que se inició el proceso de concentración parcelaria en Valdegovía, lo que sucedió en el año 1958. En cuanto a la presentación de los datos cartográficos, debe señalarse que en todos los mapas generados se ha integrado conjuntamente la información relativa a los bancales (representados mediante entidades lineales) y coberturas del suelo (digitalizadas mediante polígonos y tramas), resultando un total de 16 salidas cartográficas.

En este punto conviene aclarar que la representación de los bancales en forma de líneas se justifica por los criterios geométricos relativos a la escala 1:10.000, que implican una unidad mínima cartografiable de en torno a 4x4 mm y una superficie mínima de 0,16 has (SALITCHEV, 1979; VELÁSQUEZ et al, 2004). Así, en base a dichos valores resultaría inviable digitalizar las fajas o rellanos antropogénicos como elementos poligonales, dado que éstos últimos rara vez sobrepasan el decámetro de anchura. Por consiguiente, se ha optado por representar los bancales digitalizando las rupturas de pendiente que los delimitan (escarpes y taludes) mediante entidades lineales, de tal manera que estos elementos figuran como "escarpes antropogénicos" en las respectivas leyendas de los mapas. Por otra parte, los criterios geométricos anteriormente señalados para la escala 1:10.000 también han sido tenidos en cuenta de cara a la digitalización de las teselas relativas a las coberturas del suelo.

De forma análoga a como se ha desarrollado la cartografía geomorfológica, toda la documentación cartográfica de apoyo ha sido integrada en el SIG donde se han introducido, en un mismo entorno gráfico, las siguientes capas de información territorial:

- Ortofoto del año 2012 (fuente: Geoeuskadi, Gobierno Vasco).
- Vuelo fotogramétrico del año 1957, posteriormente georreferenciado y ortorrectificado (fuente: Dpto. de Urbanismo de la Diputación Foral de Álava).
- Parcelario catastral relativo al año 2012 (fuentes: Catastro de la Diputación Foral de Álava y SIGPAC).
- MDT LiDAR de 1 m de resolución (fuente: Geoeuskadi, Gobierno Vasco). A partir de este modelo digital se han generado, mediante la extensión "3D Analyst" de ArcGIS, otras dos capas de información: modelo de pendientes y modelo de sombras (hillshade).
- Asimismo, se han incluido las cartografías geomorfológica y geológica que han sido expuestas en el capítulo anterior.

Posteriormente a la fase de recopilación de la información cartográfica de apoyo, se ha procedido a establecer los criterios necesarios para el desarrollo de una cartografía dinámica de las coberturas del suelo, entre los que destaca la elaboración de una leyenda específica para el ámbito de Valdegovía. Una vez fijados dichos criterios, se ha llevado a cabo la digitalización de las entidades vectoriales (polígonos y líneas) relativas a cada mapa para, finalmente, elaborar el diseño de las respectivas salidas cartográficas.

Todas las áreas han sido sometidas a las respectivas comprobaciones de campo, las cuales han ido dirigidas, de un lado, a confirmar la presencia de los rasgos antropogénicos y, de otro, a corroborar la naturaleza de las coberturas cartografiadas. En este punto conviene recordar las dificultades padecidas en cuanto a la accesibilidad de algunos sectores, los cuales se encontraban ocupados por formaciones arbustivas prácticamente impenetrables.

➤ ***Elaboración de la leyenda para la cartografía dinámica de coberturas del suelo***

La ocupación del suelo es un fenómeno que ofrece una perspectiva geográfica e integradora acerca de las causas y procesos que articulan los cambios paisajísticos y territoriales que acontecen en un ámbito determinado. De dicho enfoque geográfico cabe destacar, muy particularmente, la posibilidad de plasmar todos esos cambios geoespaciales a través de la herramienta del mapa y, más concretamente de los Sistemas de Información Geográfica. Gracias a la existencia de un fondo cada vez más amplio de ortofotografías, vuelos fotogramétricos y mapas topográficos, durante las últimas décadas se han ido desarrollando diversos sistemas de cartografía que, de manera directa o indirecta, tienen que ver con el fenómeno de la ocupación del suelo. Así, desde distintos ámbitos administrativos se han ido publicando, a diferentes escalas, varias cartografías temáticas que, de una forma u otra, afectan al ámbito del valle de Valdegovía (IKT, 2010). De entre todos ellos cabe señalar, en primer lugar los Mapas de Cultivos y Aprovechamientos a escala 1:50.000 (años 1980-1990 y 2000-2010, publicados por el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), el Mapa de Vegetación de la CAPV a escala 1:25.000 (año 1990, Gobierno Vasco), los Mapas Forestales a escala 1:10.000 (años 2005 y 2010, Gobierno Vasco) y las Cartografías de Hábitats EUNIS (*European Nature Information System*) a escala 1:10.000 (año 2009, Unión Europea-Gobierno Vasco), si bien las leyendas establecidas para estas cartografías no han sido específicamente diseñadas para diferenciar coberturas y/o usos del suelo. A pesar de su enorme interés, estas cartografías han sido elaboradas para otros fines concretos por lo que, en consecuencia, la información que contienen debe ser adaptada y reinterpretada para su hipotética aplicación en cartografías de coberturas del suelo.

Por encima de los documentos anteriormente señalados hay que destacar dos sistemas de cartografía que han sido desarrollados exclusivamente desde la perspectiva de la ocupación del suelo, cuales son el proyecto *Corine Land Cover* (años 1990, 2000 y 2006, escala 1:100.000), de ámbito europeo (EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY, 1994; 1997; 2000), y el SIOSE (Sistema de Información sobre la Ocupación del Suelo en España), de alcance estatal (año 2005, escala 1:25.000; INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 2007; 2010). Estas cartografías han supuesto un gran paso adelante en el conocimiento de la ocupación del suelo de sus respectivos ámbitos. Sin embargo, si bien sus leyendas han sido implementadas para la digitalización de cartografías multitemporales, hay que tener en cuenta que éstas han sido elaboradas desde la década de los 90 en adelante. Este condicionante implica que las leyendas desarrolladas no sean totalmente aplicables al estudio de imágenes aéreas antiguas, cuyas limitaciones técnicas desaconsejan la utilización de leyendas muy extensas; sirva como ejemplo el propio vuelo del año 1957 empleado en esta investigación. Por consiguiente, en vista de lo anteriormente dicho se ha optado por crear una leyenda específica que se adecúe a los objetivos, métodos y fuentes cartográficas tenidos en cuenta en el marco de este estudio.

Al objeto de desarrollar la leyenda de coberturas del suelo para el ámbito de Valdegovía se han consultado, en una fase inicial, otras experiencias cartográficas previas en las que también se han utilizado imágenes aéreas antiguas (p. ej., vuelo americano) y escalas similares (VENTURA, 2000; RUESCAS, 2001; ROMERO, 2004; PEÑA LLOPIS, 2005; BARGIEL et al, 2011; MENDOZA et al, 2011; VALERA, 2011; COTS, 2013; RUIZ, 2013). En todos estos casos de estudio, las leyendas elaboradas para cartografías multitemporales se caracterizan por sus bajos niveles de desagregación, de tal manera que en ningún caso se sobrepasa la docena de categorías. Este hecho se justifica en que un número reducido de categorías no sólo permite superar las ya comentadas limitaciones técnicas, sino que además contribuye a optimizar la legibilidad y comprensión del mapa. Por consiguiente, teniendo en cuenta estos criterios generales y las características concretas del ámbito estudiado, se ha establecido una leyenda con un total de 9 categorías, las cuales se detallan a continuación:

- “Bosque de coníferas”: comprende las coberturas forestales constituidas, en más de un 70% de su superficie, por coníferas de porte arbóreo que, en su totalidad, corresponden a *Pinus sylvestris*.
- “Bosque de frondosas”: coberturas forestales constituidas, en más de un 70% de su superficie, por frondosas de porte arbóreo; las especies más comunes corresponden a caducifolias como *Quercus faginea* y *Fagus sylvatica* y a perennifolias como *Quercus ilex* ssp. *rotundifolia*.
- “Bosque mixto”: corresponde a coberturas forestales constituidas por la mezcla de las especies anteriormente señaladas, de tal manera que el recubrimiento arbóreo

global también supera el 70% de la superficie. En el caso de que la superficie ocupada por frondosas o coníferas supere el 70% del total de las masas arbóreas, éstas deben pasar a formar parte de las coberturas de coníferas o frondosas, en función de cada caso.

- “Bosque-matorral”: cobertura mixta constituida por masas forestales con mezcla de especies arbóreas y arbustivas. El recubrimiento de unas y otras se sitúa, respectivamente, entre el 30-70% de la superficie total de la cobertura.
- “Matorral”: coberturas compuestas, en más de un 70% de su superficie, por especies arbustivas, entre las que destacan, entre otras muchas, *Genista hispanica* ssp. *occidentalis*, *Genista scorpius*, *Buxus sempervirens*, *Juniperus comunis*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Erica vagans*, *Erica arborea* ssp. *riojana*, *Prunus spinosa*, *Pteridium aquilinum*, *Rubus ulmifolius*, *Crataegus monogyna* y *Thymus vulgaris*. En este conjunto también se incluyen las especies arbóreas de porte arbustivo.
- “Pastizal-matorral”: cobertura mixta constituida por pastos y especies arbustivas cuyos respectivos recubrimientos se sitúan entre el 30-70% de la superficie total de cada tesela o unidad cartográfica. Se trata de zonas con una clara vocación ganadera (pastoreo extensivo) que, además, constituyen una etapa de sustitución avanzada de las masas de frondosas, fundamentalmente de *Quercus faginea*. Las herbáceas típicas de estas zonas son el junquillo (*Aphyllantes monspeliensis*) y los lastonares (*Brachypodium pinnatum* y *Brachypodium resutum*). En cuanto a las especies arbustivas, las más habituales son *Juniperus comunis*, *Genista scorpius*, *Genista hispanica* ssp. *occidentalis*, *Arctostaphylos uva-ursi* y *Thymus vulgaris*.
- “Prados y pastizales”: coberturas con vocación ganadera, constituidas por especies herbáceas aprovechadas a diente y, también localmente, mediante siegas (zona de Ribera-Ampo). Las especies herbáceas dominantes son *Trifolium repens*, *Lolium perenne* y *Bellis perennis*, las cuales están adaptadas al continuo pisoteo y abonado del ganado.
- “Cultivos”: en esta categoría se incluyen todas las superficies destinadas a cultivos agrícolas, incluyendo especies leñosas (frutales), herbáceas (cereales como el trigo, la cebada y la avena), leguminosas-forrajeras (alfalfa), tubérculos (patata y remolacha) y otras hortalizas. Hay que tener en cuenta asimismo que, con anterioridad a los procesos de éxodo rural y concentración parcelaria, existía una cantidad muy significativa de parcelas dedicadas al policultivo.
- “Coberturas artificiales”: esta categoría corresponde a los núcleos urbanos y edificaciones aisladas (de uso residencial o ligadas a actividades económicas) que se han identificado en las áreas cartografiadas, si bien hay que decir que su presencia es muy anecdótica.

4.3.2. MORFOLOGÍA, MORFOMETRÍA Y CONTEXTO MORFOESTRUCTURAL DE LAS VERTIENTES ATERRAZADAS

Partiendo de la información y resultados obtenidos en el capítulo de geomorfología se ha procedido, para cada una de las áreas de estudio seleccionadas, a la descripción del contexto litoestructural en el que éstas se inscriben. Asimismo, a partir del MDT LiDAR de alta resolución se han extraído un conjunto de parámetros morfométricos que han ayudado a conocer, por un lado, la distribución altitudinal de los bancales y, por otro, el rango de pendientes en el que tienen lugar las áreas con aterrazamientos. Mediante las funciones de geoprocésamiento integradas en ArcGIS 9.3, también se ha obtenido información acerca de la longitud de los bancales en cada una de las áreas seleccionadas. Además, mediante la extensión "QProf" integrada en el software libre "QGIS" se ha generado, en base al MDT LiDAR, un total de 23 perfiles topográficos en los que ha sido posible observar con detalle la morfología y dimensiones de las estructuras aterrazadas y, al mismo tiempo, obtener un cálculo de los valores de pendiente máxima registrados en los escarpes antropogénicos.

En este apartado se incluyen asimismo las observaciones realizadas en el campo, las cuales se han centrado fundamentalmente en la morfología, dimensiones y estado de conservación de las estructuras aterrazadas, así como en la presencia/ausencia de muros de piedra en los saltos entre bancales.

4.3.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA EVOLUCIÓN DE LAS COBERTURAS DEL SUELO

Gracias a las herramientas de geoprocésamiento integradas en el SIG ha sido posible realizar cálculos superficiales a partir de la nueva información territorial plasmada en los mapas de coberturas del suelo. Así, para cada una de las coberturas establecidas se han obtenido los datos de superficie relativos a los escenarios de 1957 y 2012, lo que ha permitido conocer su evolución de forma individualizada. Asimismo, mediante la herramienta "Intersect" de la extensión *Spatial Analyst* de ArcGIS se ha generado una nueva capa de información territorial que contiene el cruce entre los polígonos pertenecientes a ambas escenas temporales. Todos los nuevos polígonos generados han sido identificados mediante un sencillo sistema de codificación numérica de tal manera que, para cada una de las teselas, se han registrado conjuntamente las coberturas existentes en 1957 y 2012. Posteriormente, a partir de esta nueva base de datos alfanumérica se han realizado, una vez más, los respectivos cálculos superficiales que, a la postre, han permitido construir las matrices de transición entre las diferentes coberturas del suelo. Dichas matrices han resultado de gran utilidad al objeto de identificar, de forma

pormenorizada, los diferentes procesos de cambio que han acontecido entre los dos escenarios temporales seleccionados, así como las zonas que no han experimentado modificaciones en relación a sus coberturas. Asimismo, gracias a los datos de superficie generados ha sido posible ponderar dichos procesos de cambio en función de la incidencia espacial que éstos han tenido en el territorio.

4.3.4. REVISIÓN DE LA INFORMACIÓN CATASTRAL

Otra de las fuentes empleadas en el estudio de las áreas aterrizadas ha sido el Catastro de la Riqueza Rústica de los años 1960 y 2012, los cuales han sido facilitados por el servicio de Catastro de la Diputación Foral de Álava. Dado que la primera fase de concentración parcelaria para el municipio de Valdegovía tuvo lugar en el período 1959-1969, cabe pensar que algunas de las parcelas registradas en 1960 podrían haber sido afectadas por dichas concentraciones. Por tanto, al objeto de obtener una radiografía precisa del parcelario antiguo se ha procedido a la consulta de un conjunto de planos relativos al año 1956 que también han sido proporcionados por el citado servicio de Catastro. En estos documentos se recogen los lotes de parcelas que iban a ser objeto de concentraciones en los años posteriores, por lo que su información ha resultado de enorme interés de cara al conocimiento detallado del viejo entramado parcelario. Por otro lado, si bien la información catastral al año 2012 ha podido ser integrada en un entorno SIG (se encuentra disponible en los visores cartográficos de la DFA y el SIGPAC), no ha sucedido lo mismo con los planos relativos a los años 1956 y 1960 debido a que éstos no han sido digitalizados ni georreferenciados. Debido a estas limitaciones técnicas, sólo se han podido recurrir a comprobaciones *de visu* en cuanto a la morfología y correspondencia entre las parcelas antiguas y las actuales.

Asimismo, en este punto debe recordarse que, a día de hoy, la concentración parcelaria sigue siendo un proceso inacabado en el municipio de Valdegovía. De hecho, en la gran mayoría de juntas administrativas sólo se ha podido llevar a término la primera fase de concentraciones (en el período 1959-1969), si bien hay que señalar que la segunda fase ha tenido comienzo recientemente (año 2010) y se encuentra actualmente en pleno proceso de tramitación legal.

La utilización de datos catastrales para el estudio del fenómeno de la ocupación del suelo ha sido planteada por autores como MATAMALA (2004) y PORCAL et al (2011), quienes han demostrado el potencial de ésta información territorial, tanto en la detección de los procesos de cambio de usos del suelo como en la comprensión de los factores socioterritoriales que motivan dichos cambios. Otros autores como QUIRÓS (2009) han utilizado los datos catastrales como información auxiliar de cara al estudio de paisajes culturales y, más concretamente, de espacios agrarios medievales.

4.4. Casos de estudio analizados

Los contenidos del presente capítulo abarcan el análisis de un total de 8 áreas o casos de estudio localizados en el ámbito del valle de Valdegovía (figura 4.2). Se trata de los ejemplos más representativos del ámbito estudiado en tanto contienen una elevada densidad de geoformas de morfogénesis antropogénica, las cuales han sido previamente identificadas con la ayuda del MDT LiDAR y finalmente plasmadas en el Mapa Geomorfológico del valle de Valdegovía (anexo 1.2). Sin embargo, conviene recordar en este punto que, tal y como puede comprobarse en dicho mapa, se ha constatado la existencia, al margen de las zonas seleccionadas, de un elevado número de rasgos de naturaleza antrópica a lo largo y ancho del ámbito estudiado, si bien éstos se caracterizan de forma general por su gran dispersión y sus reducidas dimensiones.

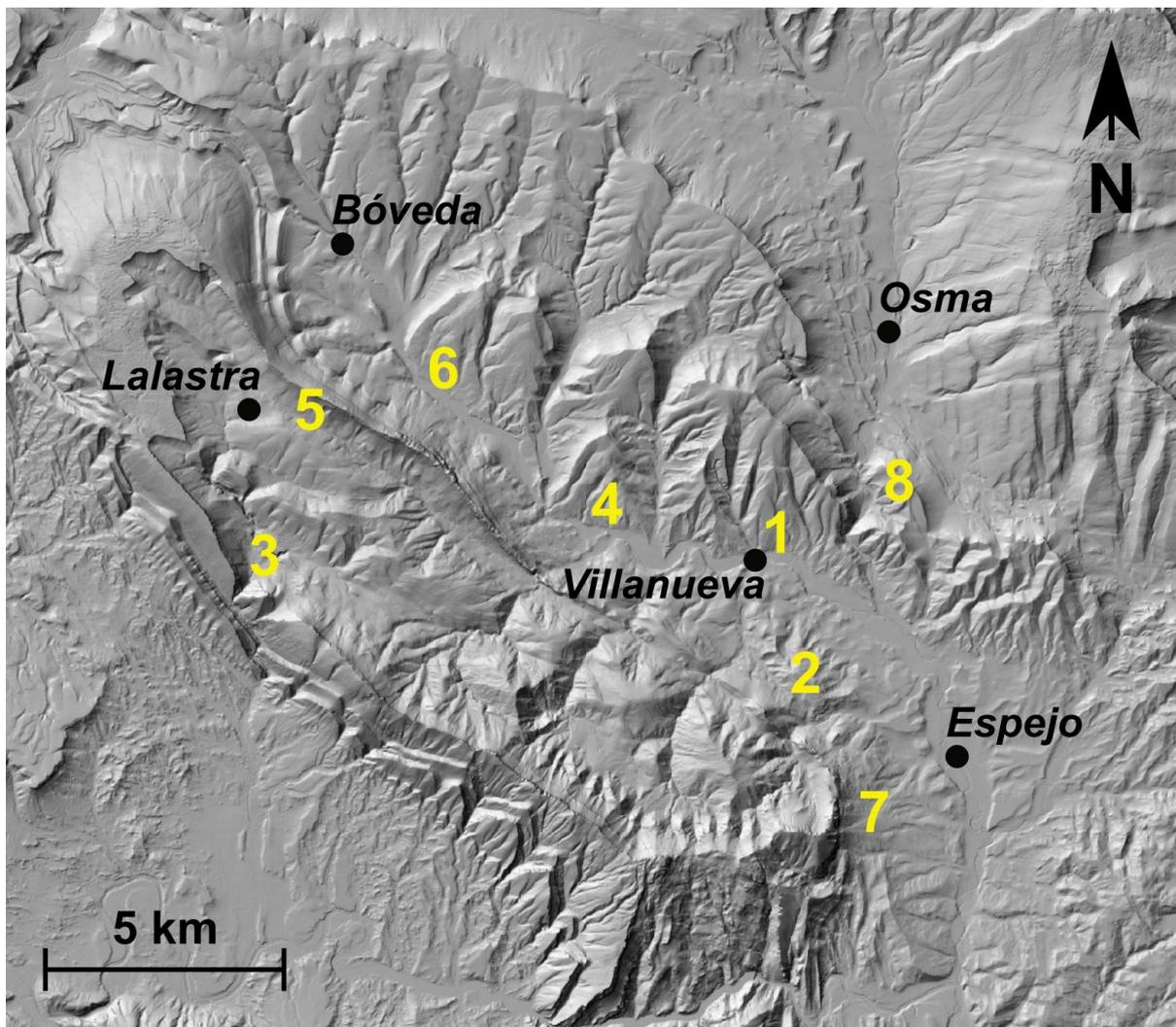


Figura 4.2. Localización de las áreas objeto de estudio: 1. Villapún; 2. Medropio; 3. Ribera-Ampo; 4. San Millán-Terreros; 5. Arrayuelas-Lalastra; 6. Tobillas-Montellano; 7. Bachicabo-Tresancinas; 8. Castros de Lastra.

4.4.1. ÁREA DE VILLAPÚN

Hacia el NO del núcleo de Villanueva de Valdegovía se encuentra un área de 50 has (dimensiones de 1 x 0,6 km aprox.), concretamente en torno al término de Villapún, donde la topografía del terreno alberga un amplio conjunto de estructuras aterrazadas (figura 4.3) que, sin embargo, permanecen ocultas bajo coberturas de tipo forestal (figura 4.4); por este motivo, dichas estructuras resulten prácticamente imperceptibles en el paisaje actual de este sector del valle del Omecillo.

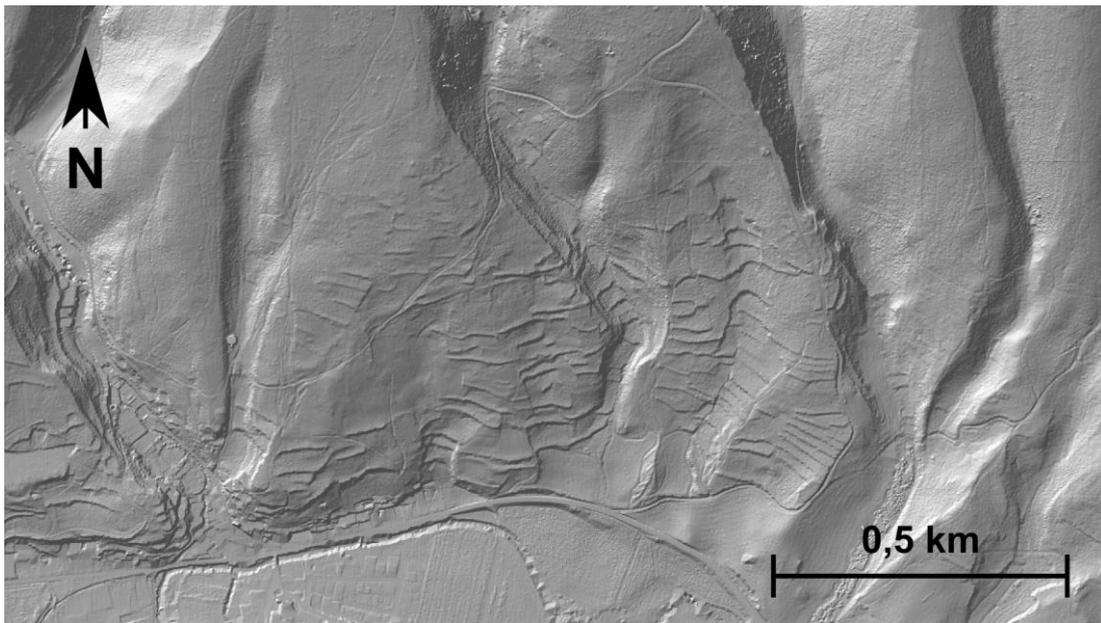


Figura 4.3. MDT LiDAR de alta resolución en el que se observan las estructuras aterrazadas.

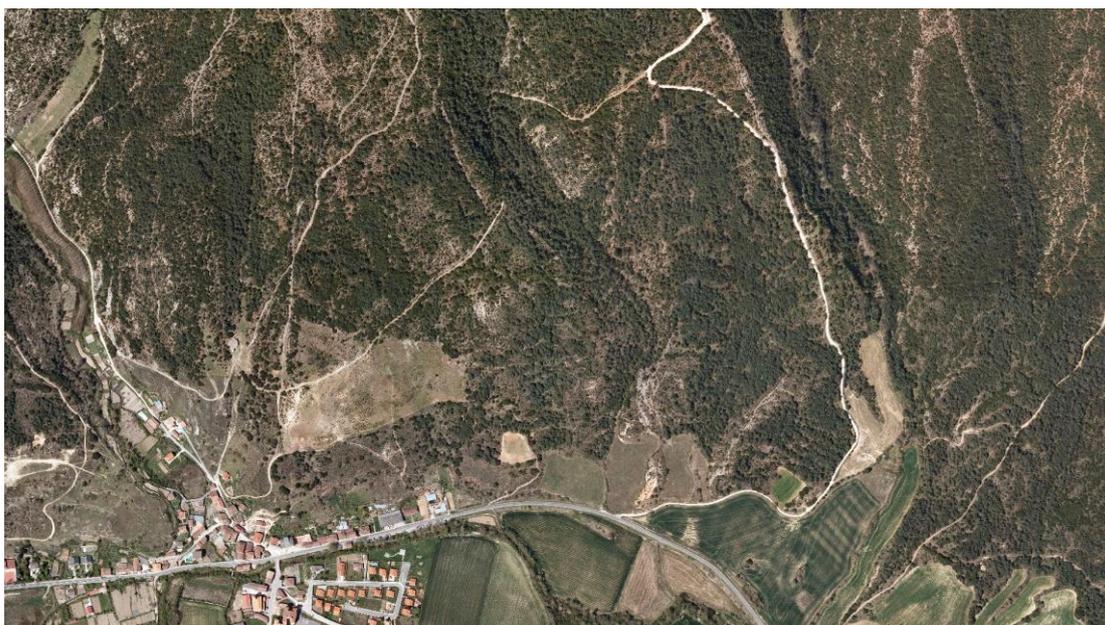


Figura 4.4. Ortofoto del año 2009. En la esquina inferior izda. aparece el núcleo de Villanueva de Valdegovía.

4.4.1.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

El área analizada se localiza en el tramo distal del dorso de cuesta que desciende de los relieves de Raso-Peña Rubia, de tal manera que los bancales alcanzan prácticamente el borde de la llanura aluvial del Omecillo. Por tanto, desde el punto de vista morfoestructural, el área queda íntegramente encuadrada en el flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño (sector de Corro-Atiega, capítulo 3). En cuanto a la litología, los bancales se desarrollan sobre la secuencia detrítica del Terciario continental que, en este sector, está fundamentalmente constituida por una alternancia de limos, calcarenitas y conglomerados; éstos últimos corresponden a paleocanales de geometría progradante. Estos rasgos sedimentológicos contribuyen a la topografía algo irregular de estas vertientes, las cuales se encuentran salpicadas por numerosas rupturas de pendiente. Además, el dorso de cuesta se encuentra disectado por el pequeño barranco cataclinal de Valtoba.

Por otra parte, el área tiene una exposición general hacia el S y un umbral de distribución altitudinal que oscila entre los 560-675 m, mientras que la pendiente media es de $12,5^\circ$ (figura 4.5.1).

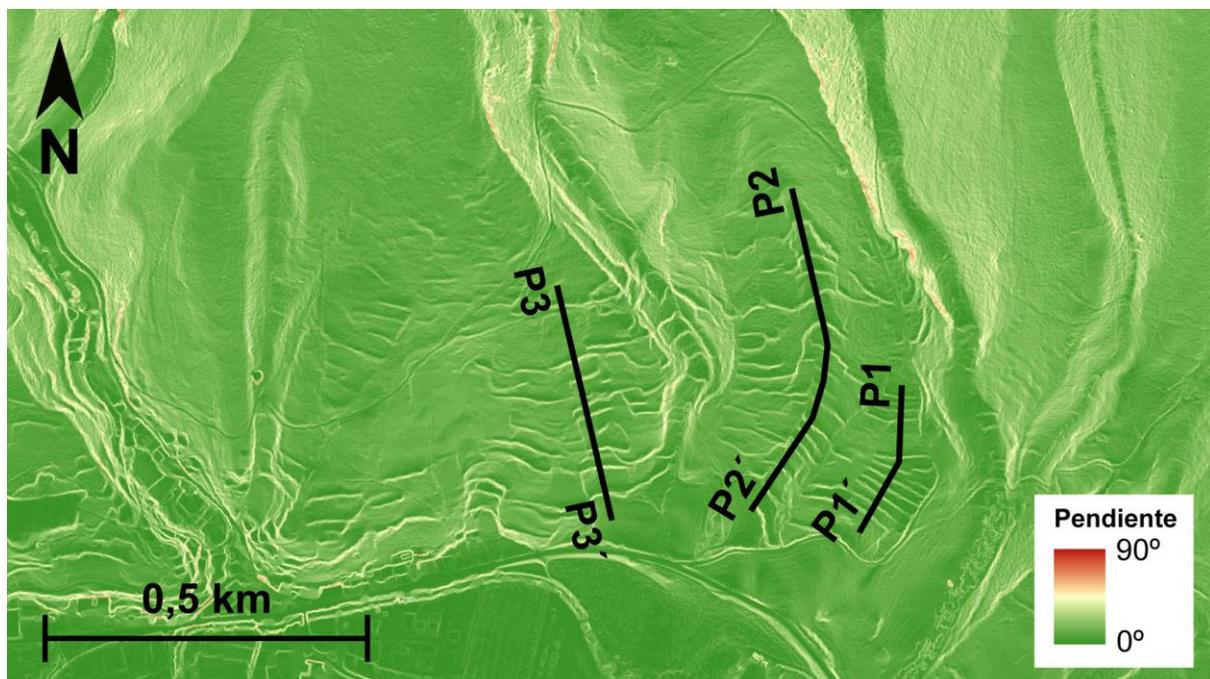


Figura 4.5.1. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.5.2).

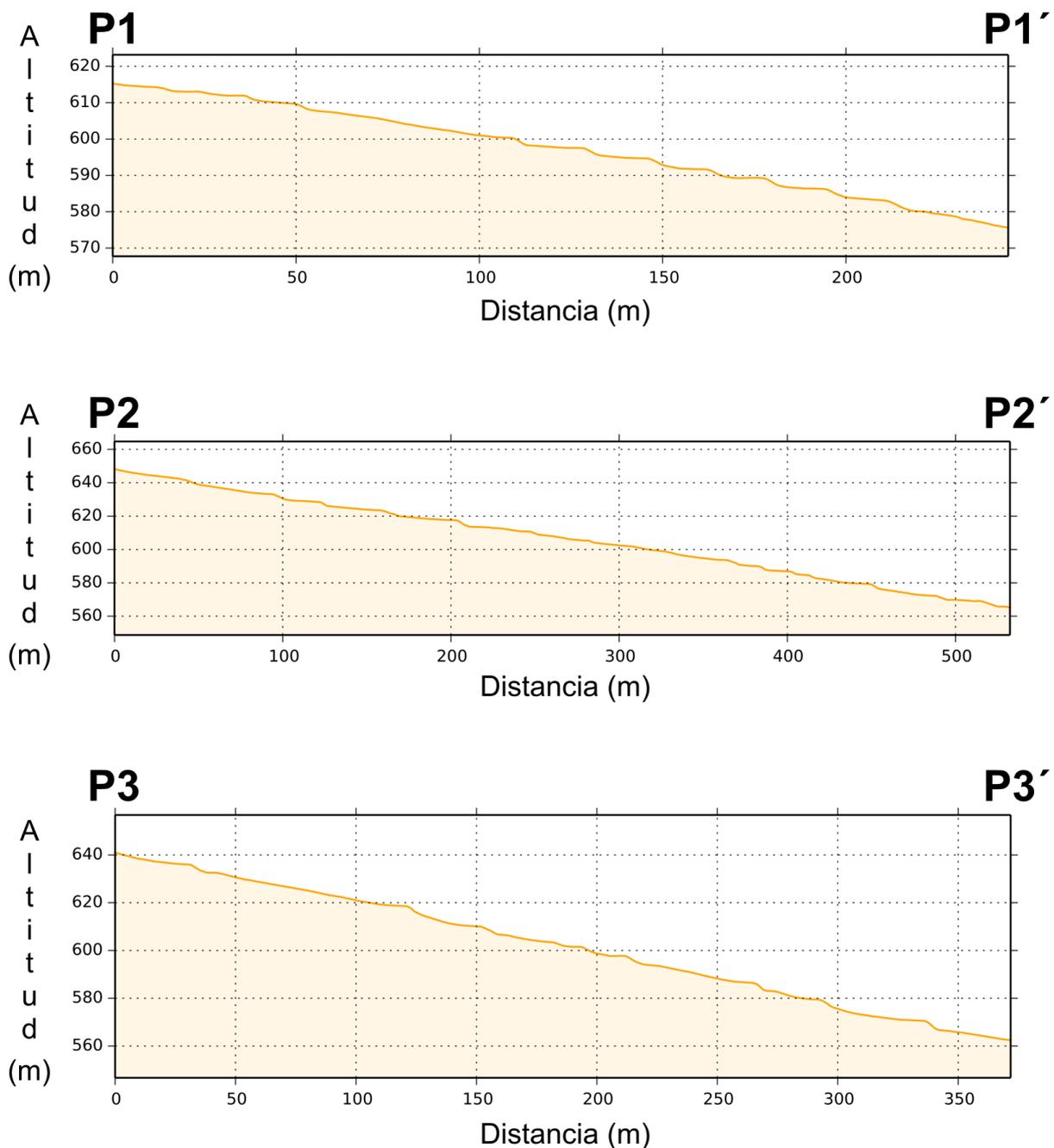


Figura 4.5.2. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.5.

En lo que respecta a los rasgos antropogénicos, han sido cartografiados un total de 106 elementos cuya longitud media se sitúa en los 71,6 m. Este último valor se sitúa muy por debajo de la media relativa al conjunto de áreas analizadas (95,9), lo que se explica por la diversidad de litologías y por la presencia de pequeños barrancos cataclinales que disectan las vertientes. Por otra parte, tal y como se puede apreciar en los perfiles topográficos obtenidos a partir del MDT LiDAR (figura 4.5.2), los escarpes que delimitan

los bancales tienen unos valores de pendiente moderados que, de forma general, oscilan entre los 25-30°, aunque puntualmente se llegan a superar los 40°. En cuanto a la anchura de los rellanos mejor preservados, ésta rara vez sobrepasa los 10 m.

Por otro lado, el estado de conservación de los bancales es muy variable, de tal manera que hacia el borde SE del área es donde encontramos los aterrazamientos mejor preservados (figura 4.6). Los escarpes y taludes están tapizados, en la mayoría de los casos, por herbáceas y matorral, si bien localmente (junto al camino que lleva al monte del Raso) se observan algunos muros de piedra que constituyen los restos de algunas construcciones del antiguo asentamiento de Villapún.



Figura 4.6. Perspectiva de un rellano localizado al SE del área de Villapún. Hacia la parte izquierda de la imagen se observa un salto de bancale de más de 2 m de desnivel constituido por un talud de hierba y matorral.

4.4.1.2. Evolución de las coberturas del suelo

En primer lugar, debe señalarse la existencia de varias referencias arqueológicas que evidencian una actividad antrópica secular en los enclaves de Villapún y otros muy próximos (castros de San Pedro y Lastra, poblado de San Martín de Valparaíso, etc.), la cual se remonta al menos hasta la Edad del Hierro (LLANOS, 1987; SAENZ DE URTURI, 1990; ALONSO et al, 1992). En el mismo término de Villapún existe un despoblado de época alto y bajomedieval que ha sido incluido como bien catalogado en el marco del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº39, 23-02-1996); de dicho despoblado apenas se conservan restos visibles, a excepción de algunos restos de construcciones antiguas. Todas estas evidencias ponen de manifiesto el interés secular que este enclave ha tenido para su uso y ocupación por parte del hombre, por lo que debe tenerse en cuenta el origen prehistórico y/o medieval de una parte importante de las estructuras aterrazadas.

En lo que respecta a la segunda mitad del siglo XX, tal y como se puede apreciar en la secuencia de imágenes aéreas del período 1957-2012, el enclave de Villapún ha experimentado un cambio paisajístico muy significativo en sus vertientes aterrazadas (figura 4.9). Esta transformación consiste, a grandes rasgos, en un intenso proceso de regeneración de los dominios forestales y, muy particularmente, del monte arbolado. Dicho proceso ha sido constatado en la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.10 y 4.11), donde se observa que, en 1957, los rasgos antropogénicos se encontraban ocupados en su gran mayoría por coberturas de pastizal-matorral y matorral. Este escenario estaría relacionado con un cese absoluto de los usos agrícolas en los aterrazamientos y unas actividades ganaderas en claro retroceso, lo que pone de manifiesto la dinámica de abandono que este enclave mostraba ya en la década de los 50. La ausencia casi total de actividades agrarias durante las seis últimas décadas ha derivado en un escenario territorial dominado por coberturas de bosque mixto, bajo las cuales se oculta la práctica totalidad de los aterrazamientos.

Los datos estadísticos obtenidos a partir de los dos escenarios cartografiados (figura 4.7) corroboran el espectacular desarrollo de las coberturas de bosque mixto, que pasan de ser inexistentes en 1957 a ocupar un 69% de la superficie total en 2012. La principal especie colonizadora ha sido el pino albar (*Pinus sylvestris*), cuyo desarrollo ha ido acompañado del de algunas frondosas como la encina (*Quercus ilex sp.*) y el roble quejigo (*Quercus faginea*). En el polo opuesto se encuentran las coberturas de pastizal-matorral, matorral y bosque-matorral, cuyas pérdidas en términos de superficie han sido muy significativas (90%, 66,5% y 77,7% respectivamente).

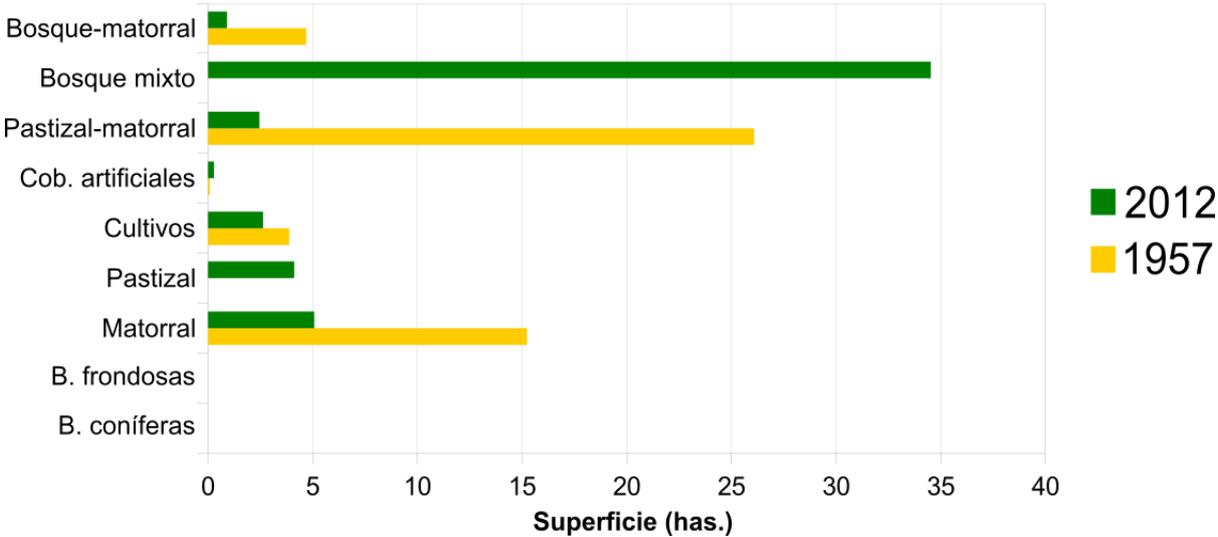


Figura 4.7. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.10 y 4.11).

El cuadro 4.1 confirma el fuerte cambio paisajístico que se ha registrado en el área entre 1957 y 2012, ya que el total de superficies que no han variado en cuanto a sus coberturas apenas alcanza el 8% de la superficie total, frente al 92% restante donde sí se han producido cambios. En consonancia con lo anteriormente dicho, los procesos de cambio más significativos corresponden, por un lado, a los pastizales-matorrales que han evolucionado a bosque mixto (33,1% de la sup. total) y, por otro, a las zonas de matorral que han pasado a formar parte de dichas coberturas forestales (26,3%); asimismo, ocupando un 9,33% del área cartografiada se encuentran las zonas de bosque-matorral cuyo desarrollo también ha derivado en un incremento de los bosques mixtos. Cabe mencionar además otros procesos de cambio minoritarios como son el paso de pastizal-matorral a matorral (8%) y de pastizal-matorral a prados-pastizales (7,1%). Éste último es el único proceso significativo en el que se produce una pérdida, aunque exigua, de masa forestal. Por consiguiente, la práctica totalidad de las transformaciones registradas por las coberturas de esta área evidencian, de forma notoria, una dinámica de reforestación particularmente intensa.

Coberturas del suelo (2012)

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957	
Coberturas del suelo (1957)	B. coníferas	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Matorral	-	-	1,86	0,12	0,06	-	2,10	26,36	30,50	
	Prados-pastizales	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Cultivos	-	-	0,20	1,02	4,46	0,36	1,30	0,32	0,10	7,77
	Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	0,18	-	-	-	0,18
	Pastizal-matorral	-	-	8,03	7,09	0,74	0,02	1,52	33,09	1,70	52,18
	Bosque mixto	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
	Bosque-matorral	-	-	0,04	-	-	-	-	9,33	-	9,37
	TOTAL 2012	0,00	0,00	10,13	8,23	5,26	0,56	4,92	69,10	1,80	100,00

Cuadro 4.1. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (49,96 has).

Por último, en la figura 4.8 se observa un notable grado de correspondencia espacial entre el entramado parcelario actual y los banales cartografiados. El elevado número de parcelas de tamaño pequeño (inferiores a 0,5 has) pone de relieve la escasa incidencia que el proceso de concentración parcelaria ha tenido en esta área, de tal manera que una parte importante de las propiedades catastrales se remonta al entramado parcelario antiguo

(primera mitad del s. XX). Éste último extremo ha sido comprobado en los planos relativos al catastro de 1960 de la Diputación Foral de Álava. Por consiguiente, los datos catastrales vienen a constatar que los bancales de esta área son anteriores a dicho proceso de concentración parcelaria que, como ya se ha dicho, tuvo su inicio en el ámbito de Valdegovía a finales de la década de los 50.

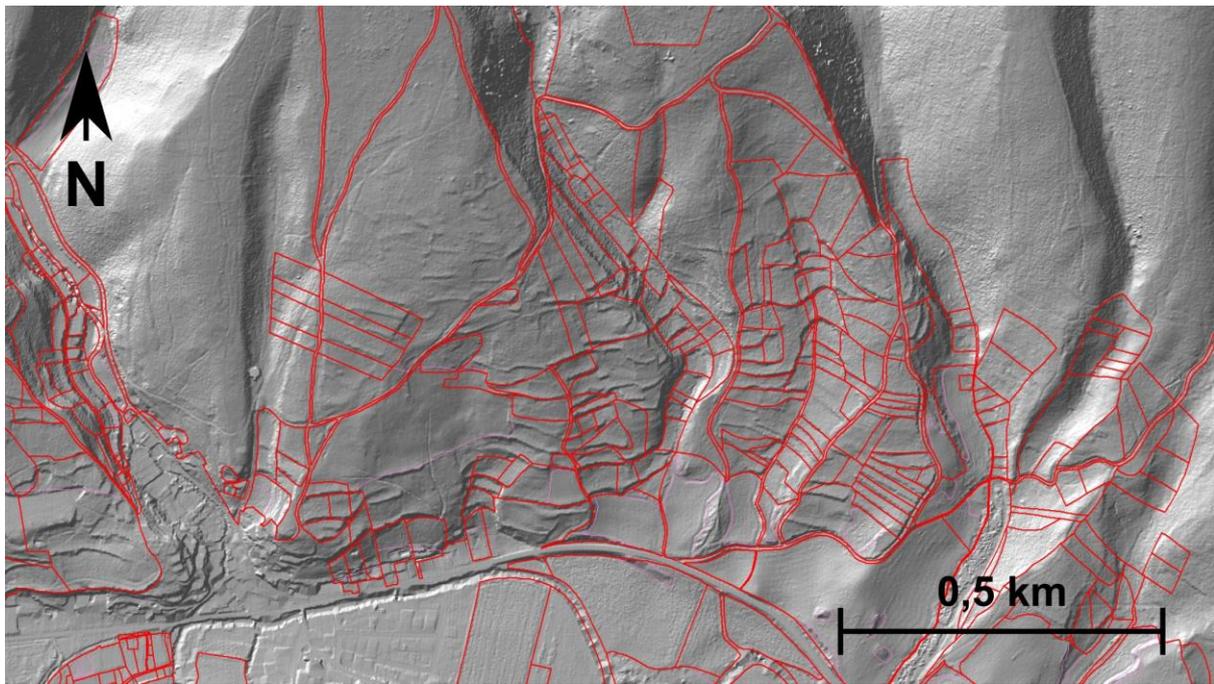


Figura 4.8. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

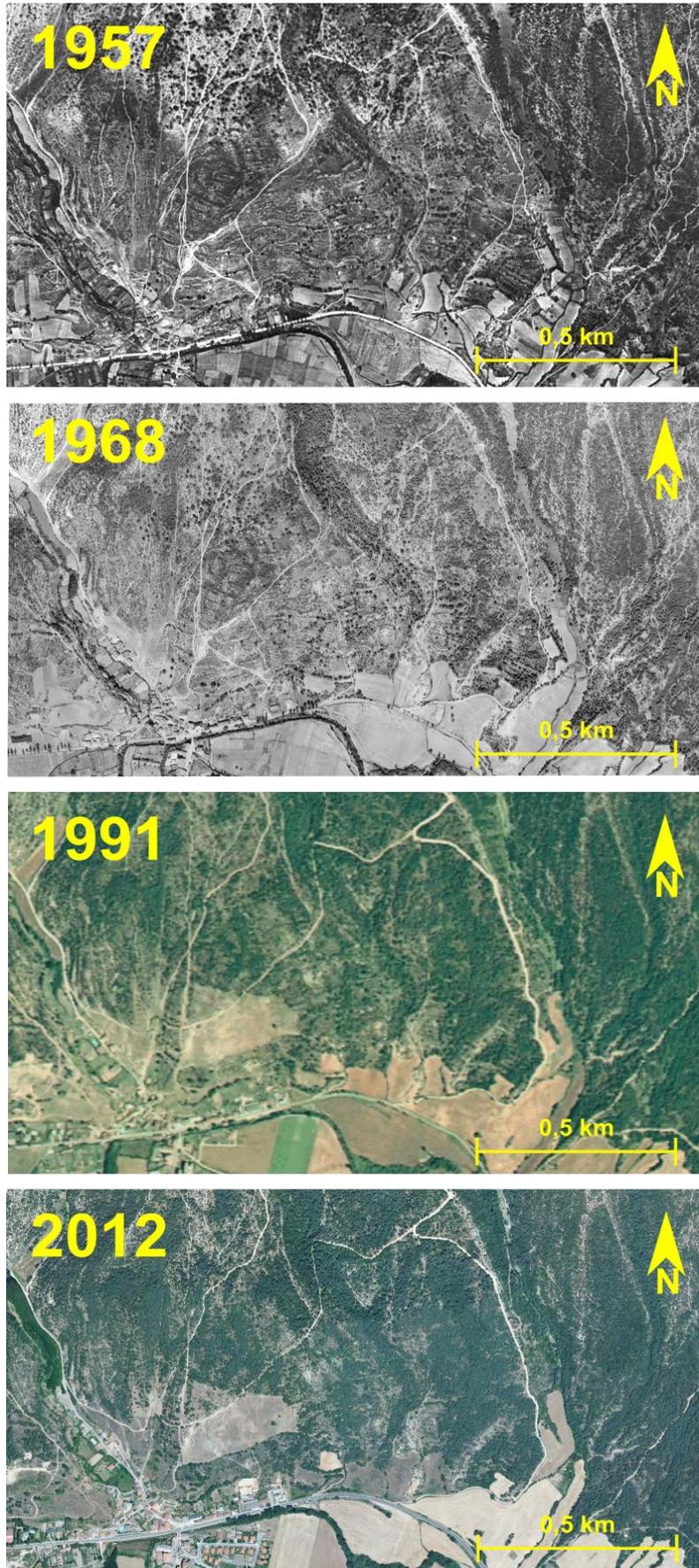


Figura 4.9. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. En la esquina inf. izda. se aprecia el núcleo de Villanueva.

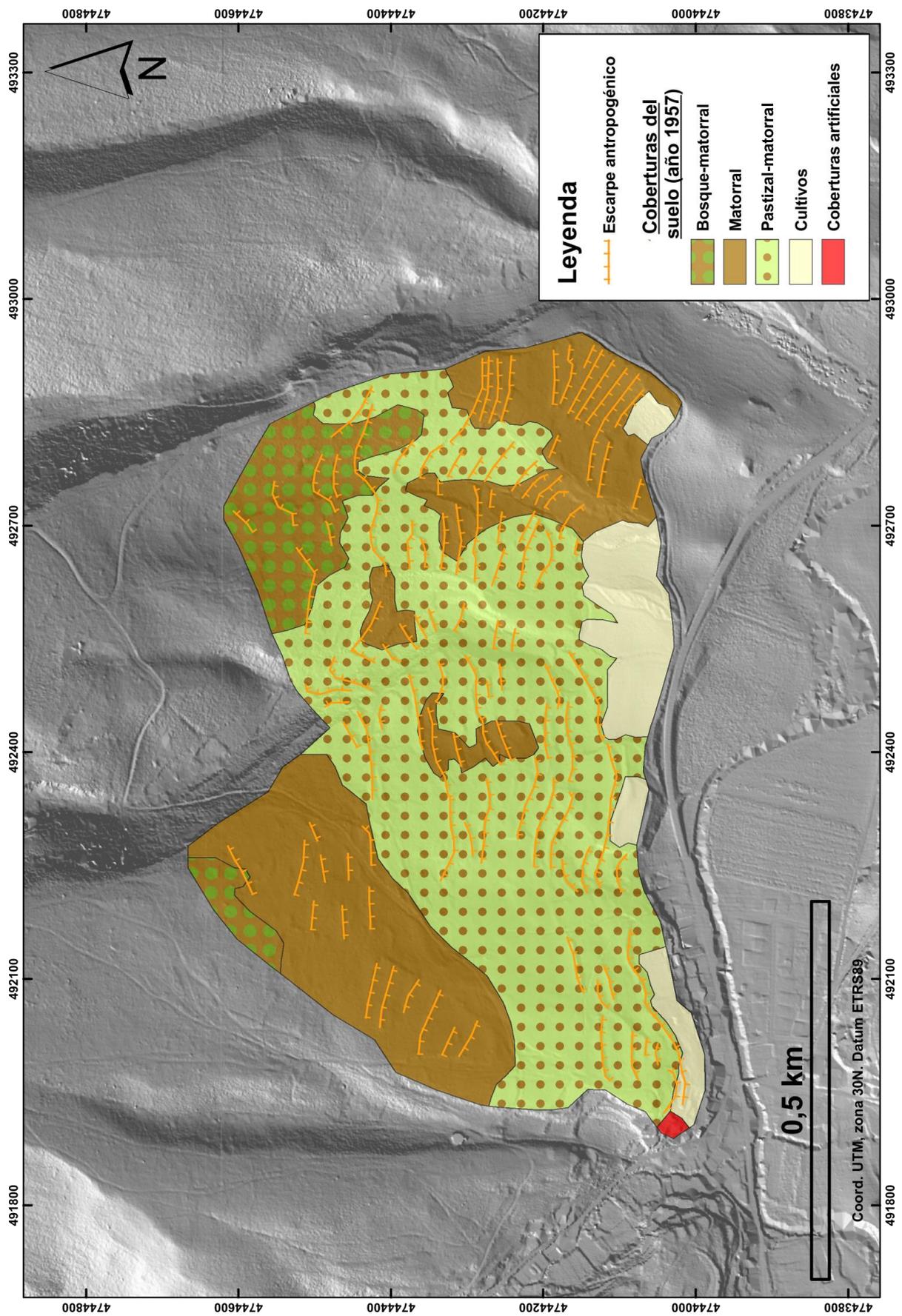


Figura 4.10. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

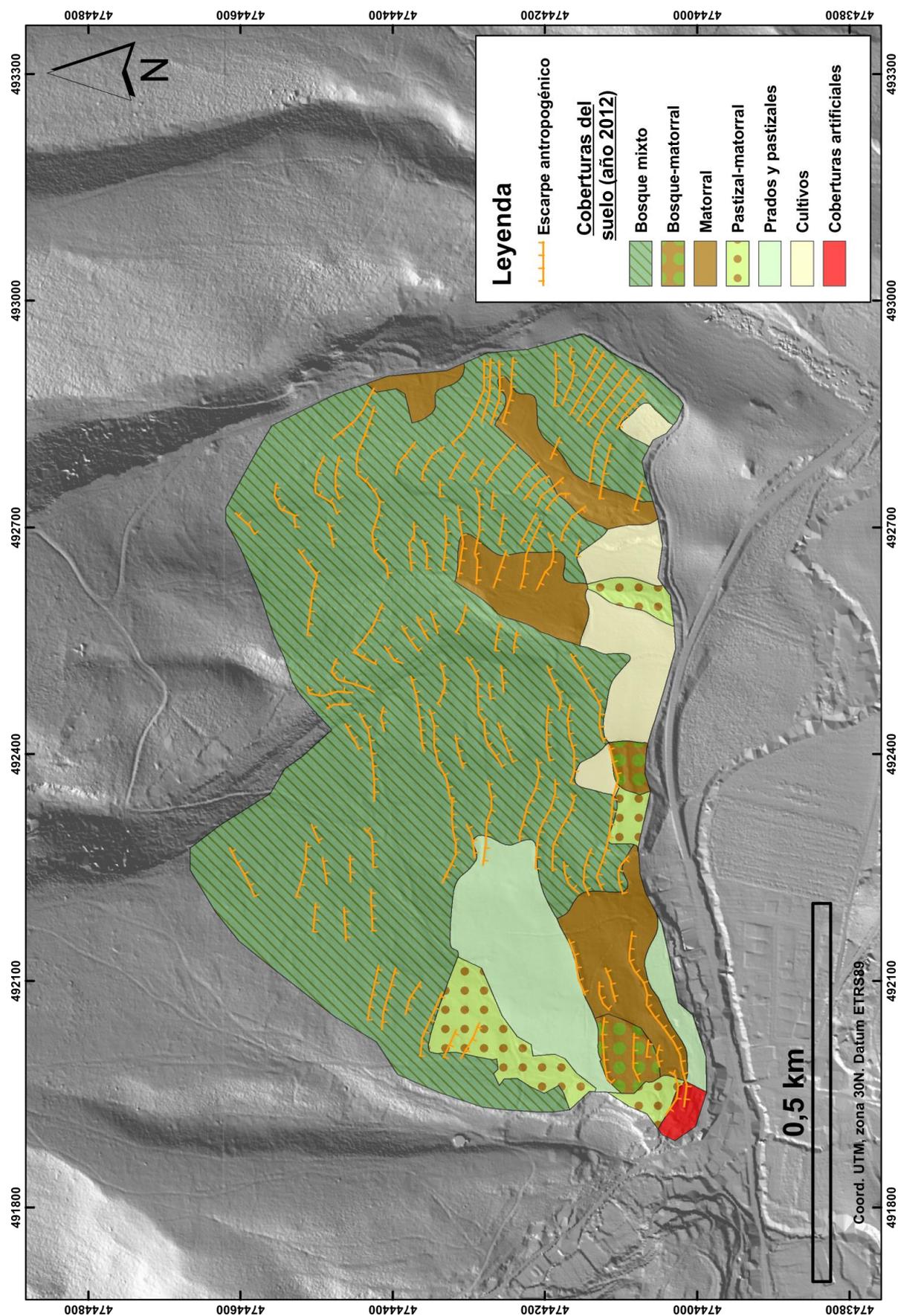


Figura 4.11. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

4.4.2. ÁREA DE MEDROPIO

En la margen derecha del río Omecillo, aproximadamente 1 km al S de las localidades de Villanueva y Villanañe, se localiza un conjunto de relieves en cuyas vertientes se observan amplias superficies aterrazadas (figura 4.12). La extensión del área afectada es de 330 has y sus dimensiones de unos 3 x 1,1 km. De todas las zonas analizadas ésta es la que muestra un menor desarrollo en sus coberturas forestales, por lo que las estructuras aterrazadas son parcialmente visibles en el paisaje actual (figura 4.13).

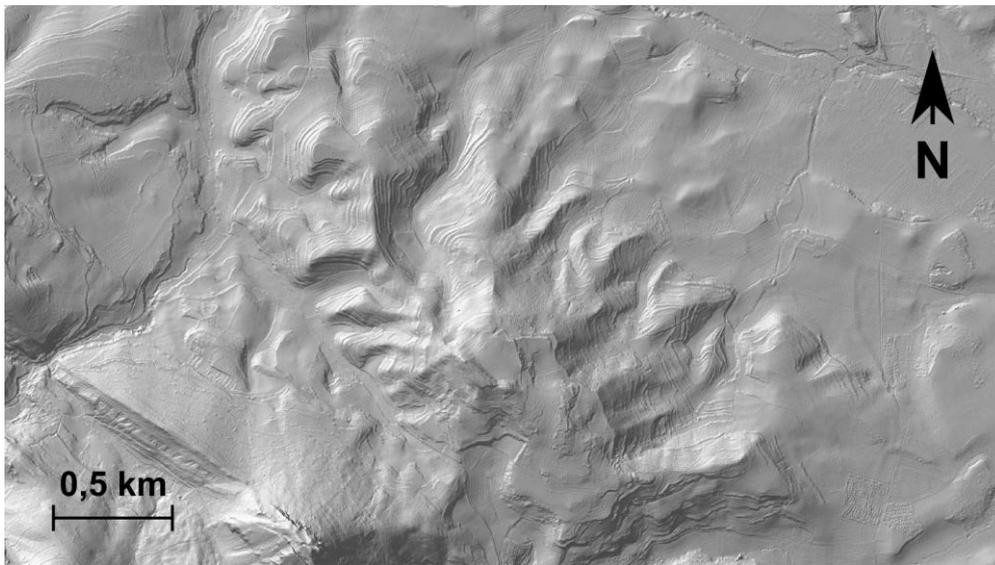


Figura 4.12. MDT LiDAR del área de Medropio y sus estructuras aterrazadas.



Figura 4.13. Ortofoto del año 2009. Se observan las poblaciones de Villanañe (esquina sup. dcha.) y Nograro (esquina inf. izda.).

4.4.2.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, el área se encuentra atravesada por el eje del sinclinal de Miranda-Treviño, lo que explica la disposición horizontal de los materiales. Por tanto, el área queda encuadrada en la unidad morfoestructural del núcleo del citado sinclinal (sector de San Millán-Villanañe, apartado 3.5.4.2). Las litofacies de este sector están constituidas en su gran mayoría por una alternancia métrica-decimétrica de calizas lacustres y margas del techo del Terciario continental. La mayor competencia de estos materiales en relación con las litologías de su entorno (limos y margas) ha condicionado el desarrollo de relieves invertidos en este sector, cuyo ejemplo más representativo es el sinclinal colgado del propio cerro de Medropio.

La ya comentada alternancia de niveles duros y blandos en las facies lacustres ha favorecido, junto con la disposición horizontal de los materiales, una morfología característica de vertientes en graderío en la que los múltiples rellanos existentes constituyen pequeñas superficies estructurales. Sin embargo, cabe pensar que dichos bancales de origen claramente litoestructural han debido ser posteriormente retocados y ampliados por la mano del hombre.

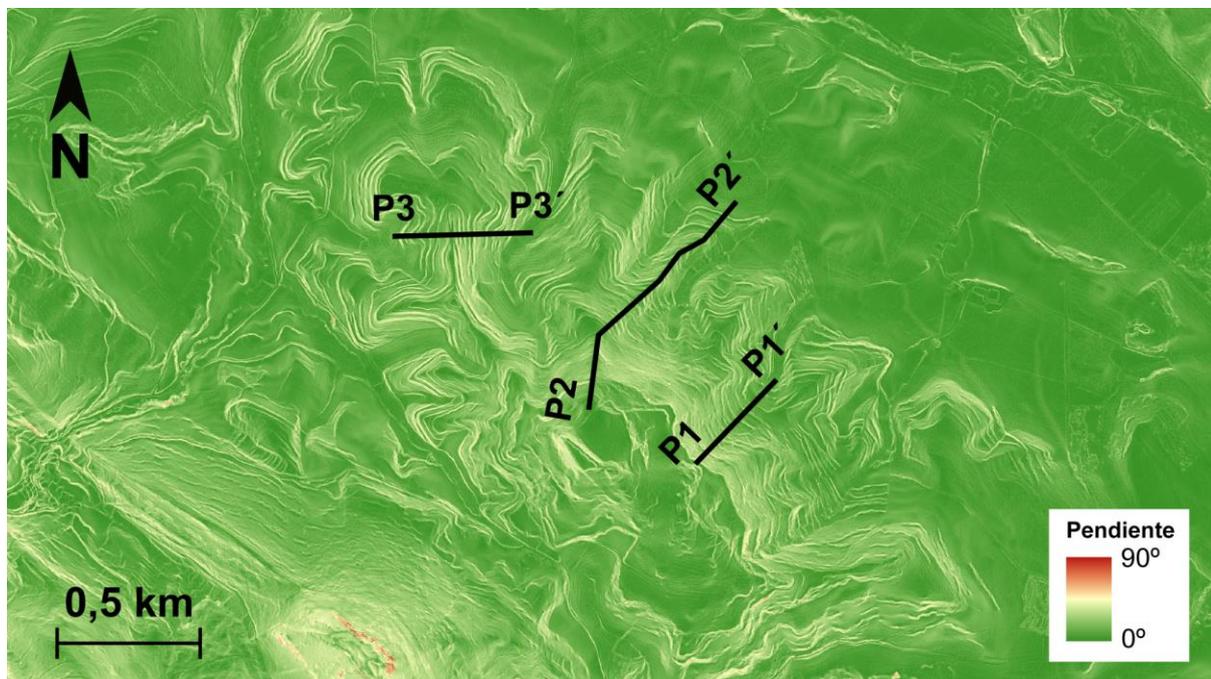


Figura 4.14.1. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LIDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.14.2).

El rango altitudinal del área se sitúa entre los 553-799 m, mientras que su pendiente media es de $15,2^\circ$ (figura 4.14.1). Debido a la disposición horizontal de las capas y a la considerable extensión del área, las vertientes aterrazadas muestran múltiples exposiciones si bien, de forma general, predominan las laderas orientadas hacia el NE y, en menor medida, hacia el SO.

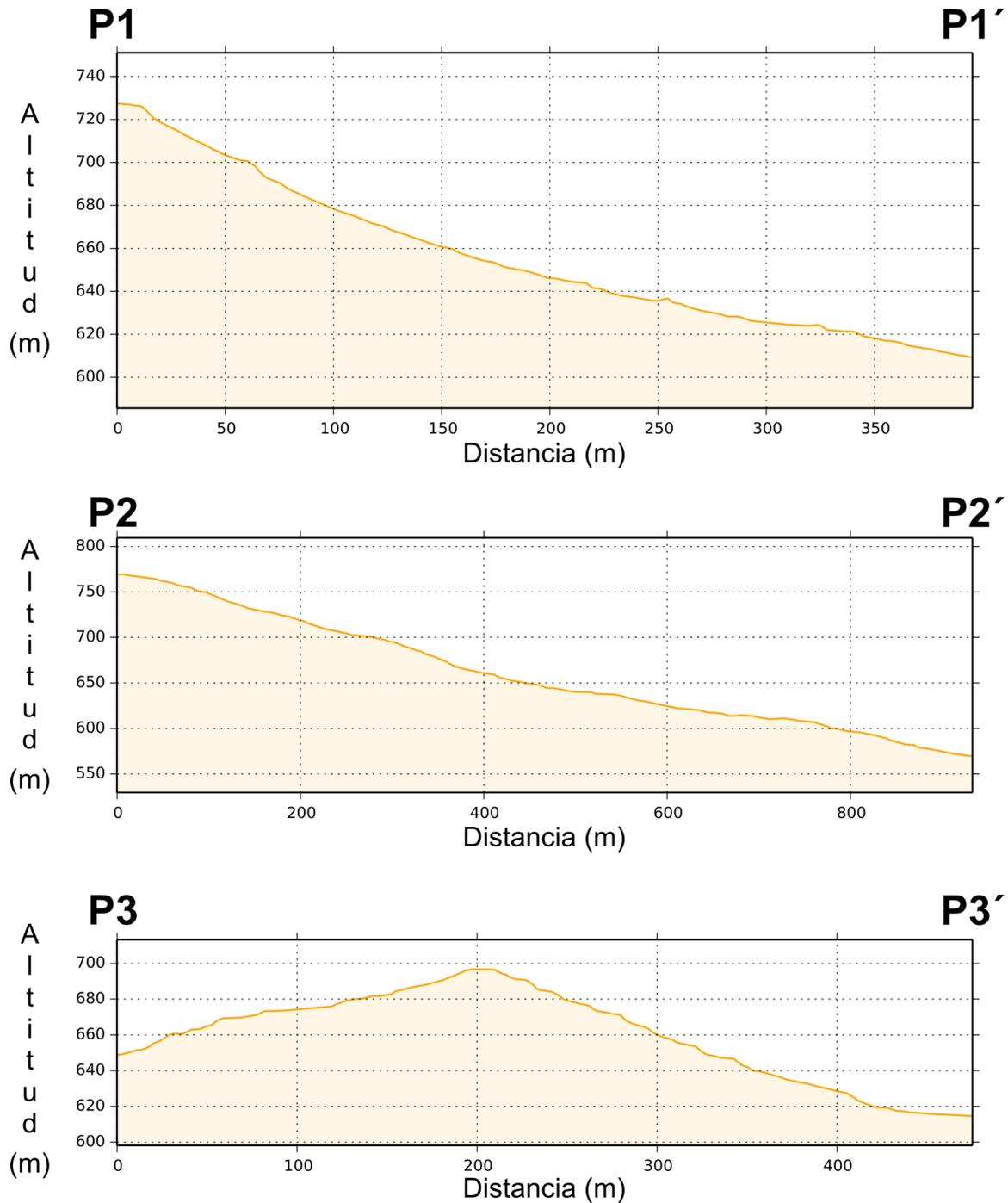


Figura 4.14.2. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.14.1.

En conjunto, se ha cartografiado un total de 226 formas antropogénicas cuya longitud media es de 190,4 m; este último valor constituye el máximo del conjunto de áreas analizadas, lo que se atribuye a la gran continuidad lateral de las líneas de capa que rodean el citado cerro sinclinal. Asimismo, en los perfiles topográficos de alta resolución (figura 4.15) se observan valores de pendiente para los escarpes antropogénicos que oscilan entre los 30-42°, llegando a alcanzar en algunos casos los 50°. En cuanto a la anchura de los rellanos, ésta casi nunca sobrepasa los 10 m.

El estado de conservación de los bancales es comparativamente mejor que en la mayoría de áreas analizadas (figura 4.15), lo que se atribuye al ya señalado origen litoestructural de los aterrazamientos. Este factor explicaría asimismo la ausencia de elementos de contención (en forma de muros de piedra seca) en los escarpes y taludes que delimitan los bancales.



Figura 4.15. Bancale de morfogénesis mixta (antropica y estructural) localizado en las vertientes septentrionales del área de Medropio. Este rellano estructural se sitúa sobre una alternancia de calizas y margas lacustres dispuestas horizontalmente. Hacia la zona izquierda de la imagen se observa un salto de bancale de más de 3 m de desnivel ocupado por coberturas de matorral.

4.4.2.2. Evolución de las coberturas del suelo

El cerro de Medropio constituye, desde el punto de vista arqueológico, un enclave de gran valor dado que alberga restos de la Edad del Hierro (un posible recinto defensivo), de la época romana y del período altomedieval (LLANOS, 1974; LLANOS, 1987; ZULUETA et al, 1990). Todos estos vestigios han justificado la consideración de este conjunto, por parte del Gobierno Vasco, como bien calificado en el marco del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº 39, 23-02-1996). Asimismo, cabe destacar un conjunto de terrazas situadas en las vertientes meridionales y orientales del cerro, más concretamente en sus

tramos intermedios y somitales, las cuales corresponden al antiguo asentamiento que posteriormente fue repoblado en época altomedieval. Por consiguiente, debe tenerse en cuenta el origen prehistórico de una parte de los bancales cartografiados.

En cuanto a la evolución del paisaje durante las últimas seis décadas, se constata una notable dinámica de cambio que, sin embargo, no es tan acusada como en casi todas las demás áreas analizadas. Aun así, en la secuencia de imágenes aéreas (1957-2012, figura 4.18) se observa un evidente proceso de reforestación, así como una fragmentación considerablemente menor, en la actualidad, del entramado parcelario. El avance de los dominios forestales es fácilmente perceptible en la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.19 y 4.20). Así, en 1957 las zonas aterrazadas estaban ocupadas, en su práctica totalidad, por coberturas de pastizal-matorral y cultivos, lo que pone de manifiesto la relativa funcionalidad que los usos agropecuarios mantenían a mediados del siglo pasado. De todas formas, debe tenerse en cuenta que, en ese mismo año, aproximadamente la mitad de los bancales cartografiados ya se encontraba en zonas de pastizal-matorral y matorral, lo que estaría relacionado con un escenario más o menos temprano del proceso de abandono de los usos agrarios. El paisaje actual (año 2012), por su parte, está constituido por un variado mosaico de coberturas que comprende desde zonas cultas hasta bosques bien desarrollados; aun así, los cultivos y pastizales-matorrales siguen siendo mayoritarios en el presente, ya que ambas coberturas suman un 51% de la superficie total.

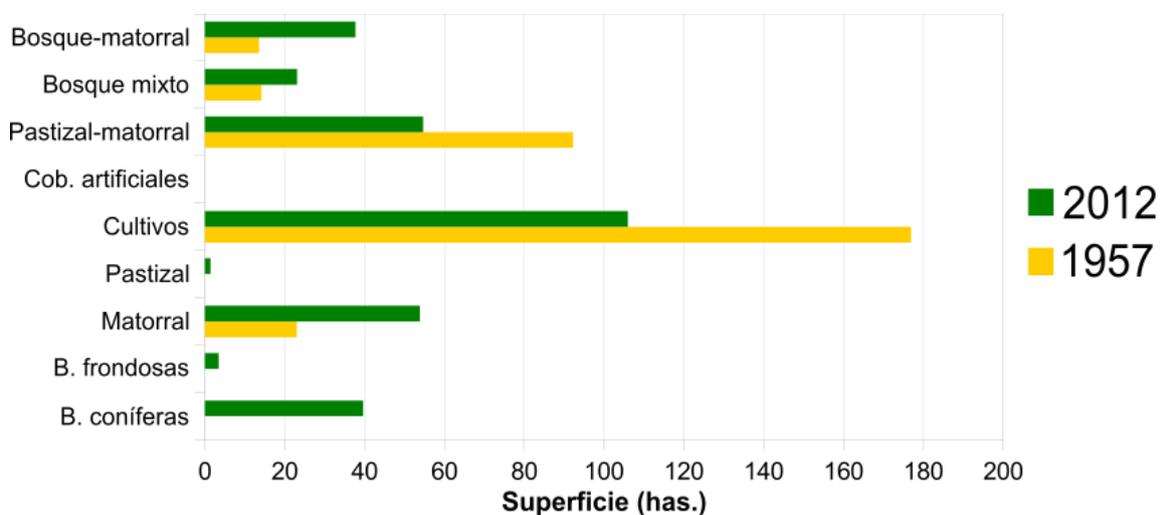


Figura 4.16. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.19 y 4.20).

A tenor de los datos estadísticos que arrojan las cartografías desarrolladas para esta área (figura 4.16), destaca la intensa dinámica regresiva experimentada por las coberturas de cultivos (-41% de la sup. ocupada en 1957) y pastizal-matorral (-40%) que, sin

embargo, no es tan significativa como en otras zonas. El retroceso de estas coberturas ha propiciado la expansión de otras muchas, entre las que sobresalen los bosques de coníferas (pasan de ocupar 0 a casi 40 has), las zonas de bosque-matorral (+63%), el matorral (+57%) y los bosques mixtos (+39%). Una vez más, el pino albar (*Pinus sylvestris*) se erige como la principal especie colonizadora en este sector, aunque también se ha dado un desarrollo importante de las comunidades arbustivas (con *Erica vagans* y *Genista hispanica* ssp. *occidentalis*); también se observa un ligero repunte en algunas frondosas, especialmente en el roble quejigo (*Quercus faginea*), el cual contribuye a la expansión de las zonas de bosque-matorral y bosque mixto.

En el cuadro 4.2 se observa que las coberturas que han sufrido cambios en su composición durante el período 1957-2012 constituyen un 37,2% de la superficie total, frente a un 62,8% donde no se han registrado modificaciones. Por tanto, se constata una dinámica mayoritaria de cambio en las coberturas de esta área, si bien no resulta tan generalizada como en otras zonas cartografiadas. Los procesos de cambio más relevantes en términos de superficie corresponden, en primer lugar, a los dominios de pastizal-matorral que han evolucionado a matorral (8,2% de la sup. total) y a los cultivos que pasan a constituir bien pastizales-matorrales (8,1%) o bien formaciones de matorral (7,7%). Asimismo, en un segundo nivel se encuentran las superficies de pastizal-matorral (5,6%) y cultivos (5,3%) que actualmente forman parte de bosques mixtos. Todos estos procesos de cambio responden a diferentes momentos de abandono de los usos agrarios y, por tanto, representan distintos estadios evolutivos del proceso de regeneración espontánea de la vegetación.

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
B. coníferas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Matorral	0,57	-	0,68	-	1,18	-	0,95	3,30	0,52	7,20
Prados-pastizales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Cultivos	2,17	0,18	7,77	0,33	29,26	-	8,17	2,06	5,35	55,30
Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Pastizal-matorral	3,89	0,46	8,29	0,11	2,24	-	7,09	1,09	5,66	28,83
Bosque mixto	3,62	-	0,10	-	-	-	0,71	-	-	4,43
Bosque-matorral	2,14	0,45	-	-	0,44	-	0,18	0,76	0,27	4,24
TOTAL 2012	12,39	1,09	16,84	0,44	33,13	0,00	17,10	7,22	11,79	100,00

Cuadro 4.2. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (319,93 has).

Por otra parte, en la figura 4.17 se aprecia que el proceso de concentración parcelaria se ha materializado en gran parte del área cartografiada, motivo por el que las

parcelas de tamaño mediano-grande (superior a 0,5 has) son mayoritarias en dicho ámbito. Sin embargo, en buena parte de las vertientes orientadas hacia el NE se observa un entramado parcelario mucho más fragmentado que ha sido ajeno a la concentración parcelaria. Es en estos sectores donde se encuentran las parcelas de menor superficie (inferior a 0,1 has), cuya forma y tamaño se adaptan casi completamente a la morfología de los rellanos y bancales estructurales. Este conjunto de parcelas de reducidas dimensiones constituye una herencia del paisaje agrario de Valdegovía de mediados del s. XX.

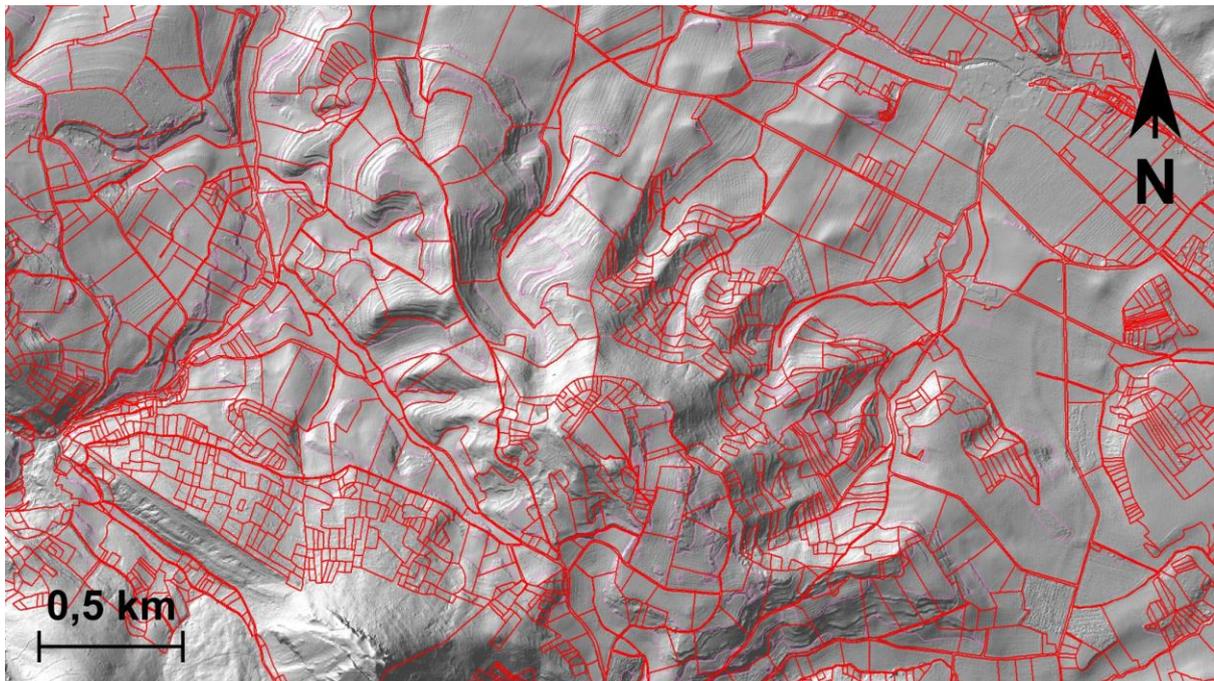


Figura 4.17. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

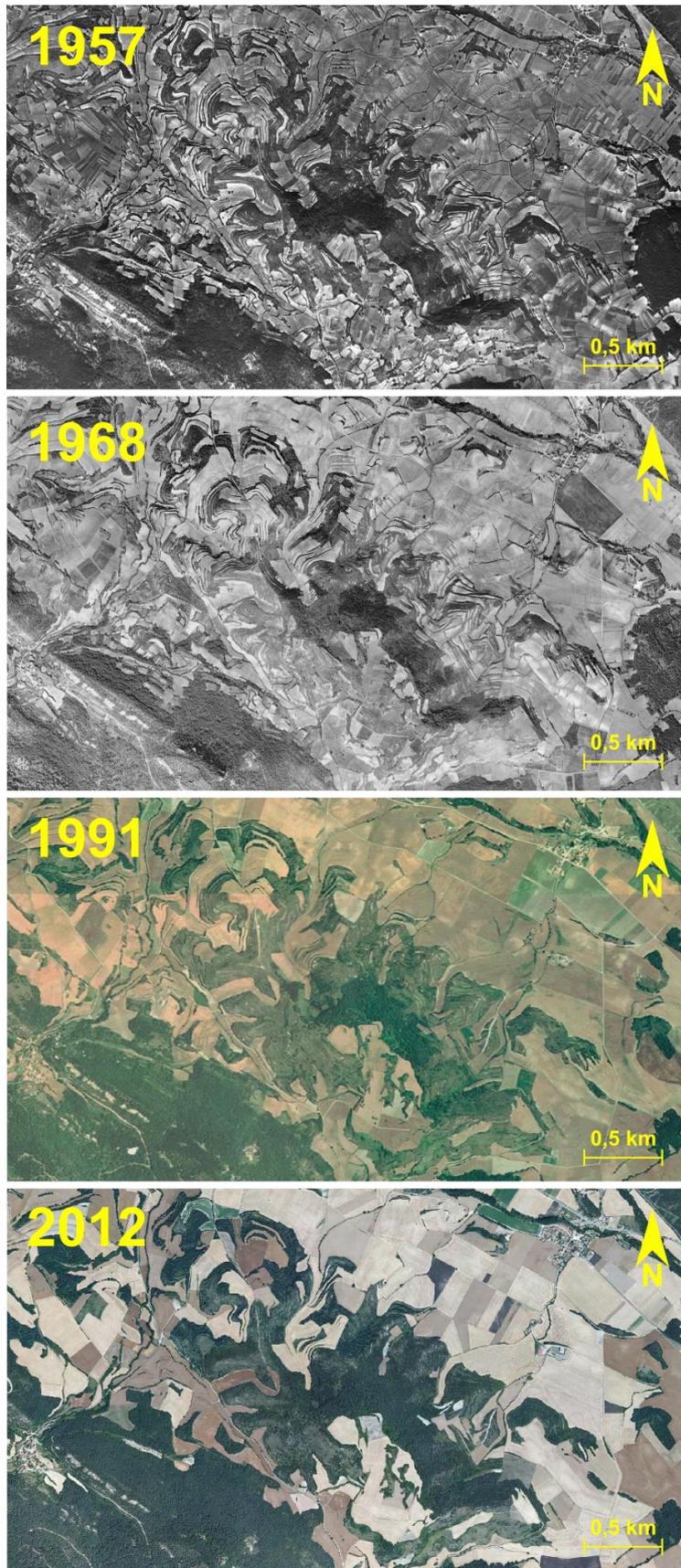


Figura 4.18. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. Se aprecian los núcleos de Nograro (esquina inf. izda.) y Villanañe (esquina sup. dcha.).

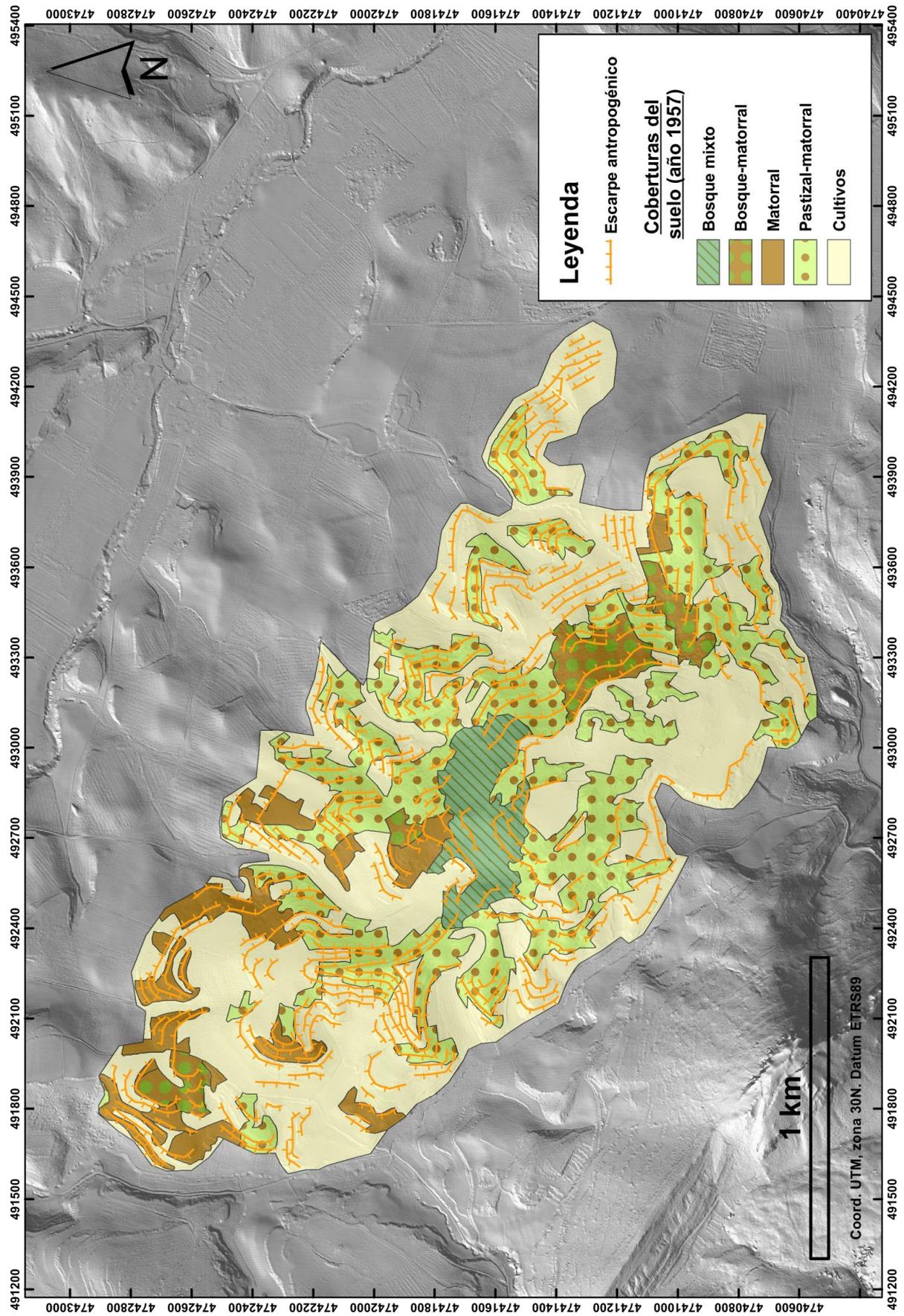


Figura 4.19. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

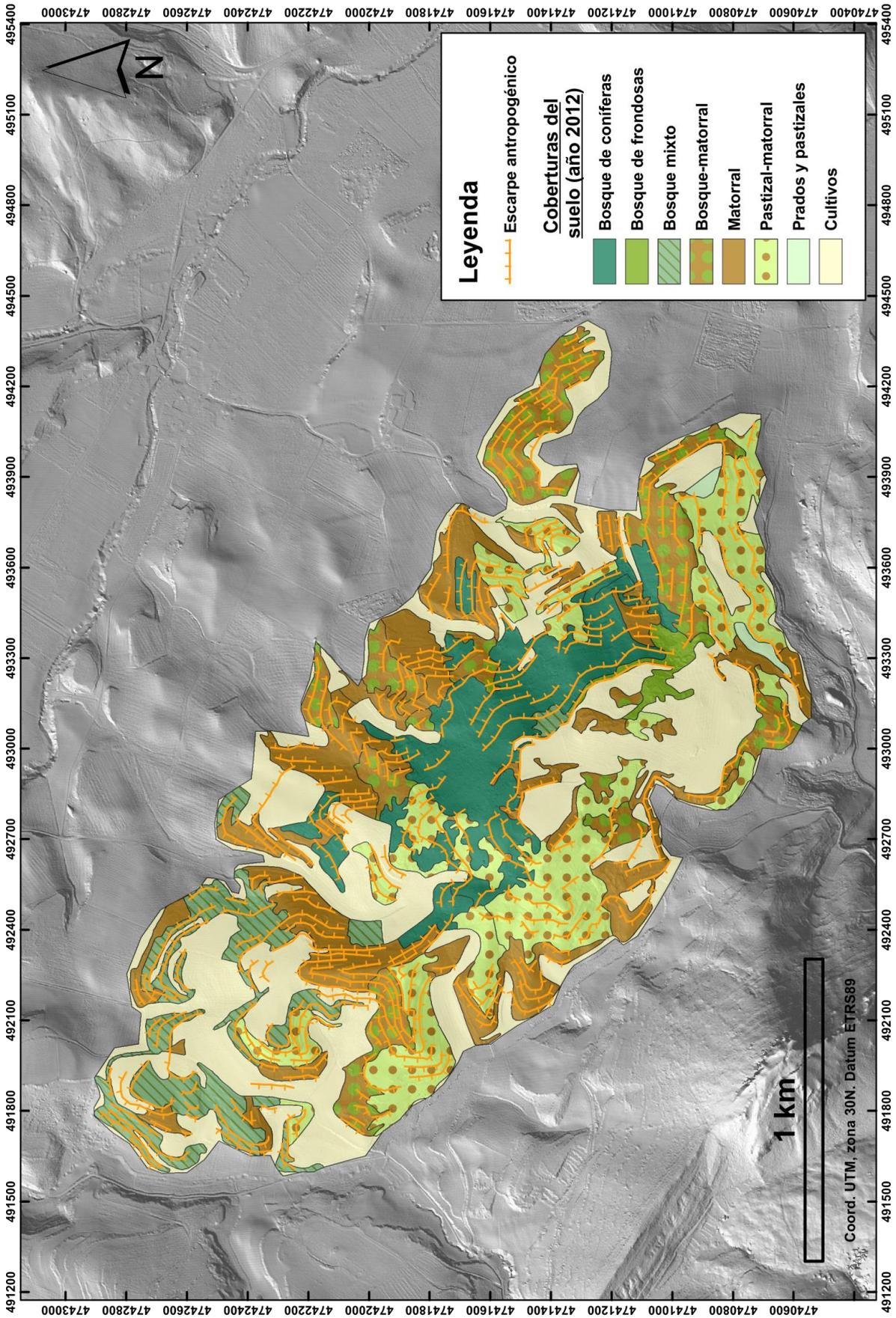


Figura 4.20. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos correspondientes a los bancales identificados.

4.4.3. ÁREA DE RIBERA-AMPO

En el entorno de la localidad de Ribera y el arroyo del Ampo se han identificado varios sistemas de bancales (figura 4.21) que se agrupan en tres emplazamientos de desigual extensión: uno inmediatamente al NO de la citada localidad (35 has.), otro hacia el NE de la misma (a unos 0,4 km, con una superficie de 12 has.) y un tercero que se extiende por las laderas de la margen izquierda de dicho curso fluvial (92 has.). En su gran mayoría los bancales se encuentran ocupados por coberturas vegetales de desarrollo variable, por lo que apenas son perceptibles en la actual escena paisajística (figura 4.22), si bien todavía hoy se pueden observar localmente algunos restos de estructuras aterrazadas en coberturas de pastizal (figura 4.23).

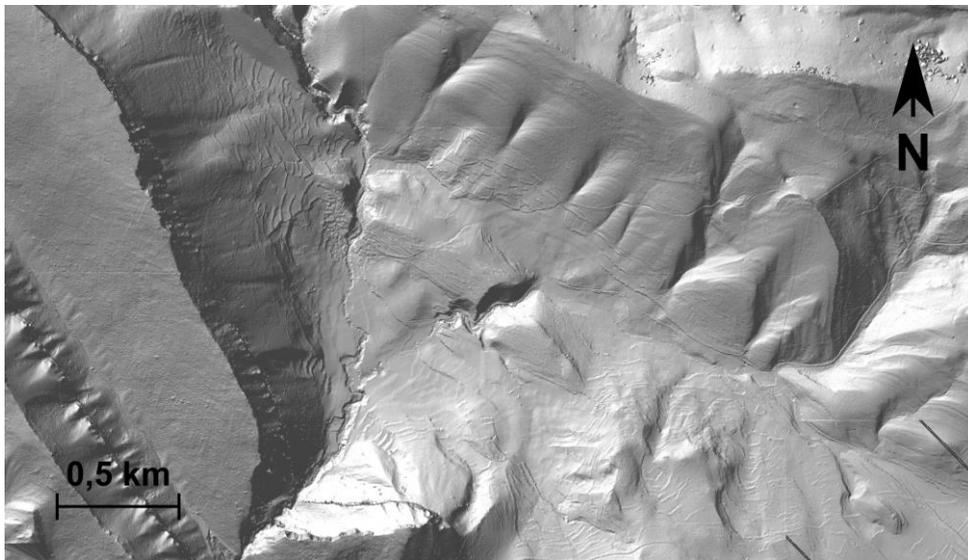


Figura 4.21. MDT LiDAR del área de Ribera-Ampo y sus estructuras aterrazadas.



Figura 4.22. Ortofoto del año 2009. Hacia la zona central-izda. de la imagen se aprecian las riberas de los arroyos Purón y Ampo, los cuales confluyen en este sector.

Como ya se ha señalado anteriormente, esta zona ha sido objeto reciente de estudio por parte de PORCAL et al (2011), quienes tomaron los bancales situados al NO de Ribera como caso de estudio paradigmático de cara a la identificación y caracterización de este tipo de estructuras en las áreas rurales desfavorecidas de la montaña media europea.



Figura 4.23. Panorámica del paisaje actual del área de Ribera-Ampo. Al pie de los relieves de Santa Ana (1.049 m, en el centro de la imagen) se aprecian, en coberturas de pastizal, algunas ondulaciones del terreno que corresponden a estructuras antrópicas antiguas.

4.4.3.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

En lo que respecta a su contexto morfoestructural, el área queda íntegramente enclavada en el núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón y se encuentra a escasos km del cierre perianticlinal de Valderejo (sector de Valderejo, capítulo 3). Por su parte, el trazado del eje de la antifoma (de dirección general NO-SE) se localiza a poco más de 2 km hacia el NE del área cartografiada, de tal manera que ésta última forma parte del flanco suroccidental de la estructura. Este contexto estructural explica el moderado valor de los buzamientos en este sector ($\beta=10-30^\circ$), así como su orientación general hacia el SO, lo que explica la sucesión de cuestas y crestas en este sector.

Los materiales que afloran en esta área forman parte de la secuencia del Cenomaniense superior-Turonense, la cual está constituida por una alternancia de niveles margosos y paquetones de calcarenitas que condicionan el desarrollo del relieve. Así, las litologías más blandas han propiciado la formación de una depresión estructural en la que confluyen los arroyos Purón, de trazado cataclinal, y Ampo, el cual circula subortoclinalmente.

Los bancales, en su gran mayoría, han sido labrados en los tramos más distales del frente de cuesta cenomaniense-turonense (el cual culmina en las calizas coniacenses), lo que explica que localmente se asienten sobre formaciones coluviales de potencia variable. Entre éstas últimas destacan, por su mayor desarrollo, los acúmulos localizados al O del despoblado de Ribera, al pie de los escarpes de Vallegrul.

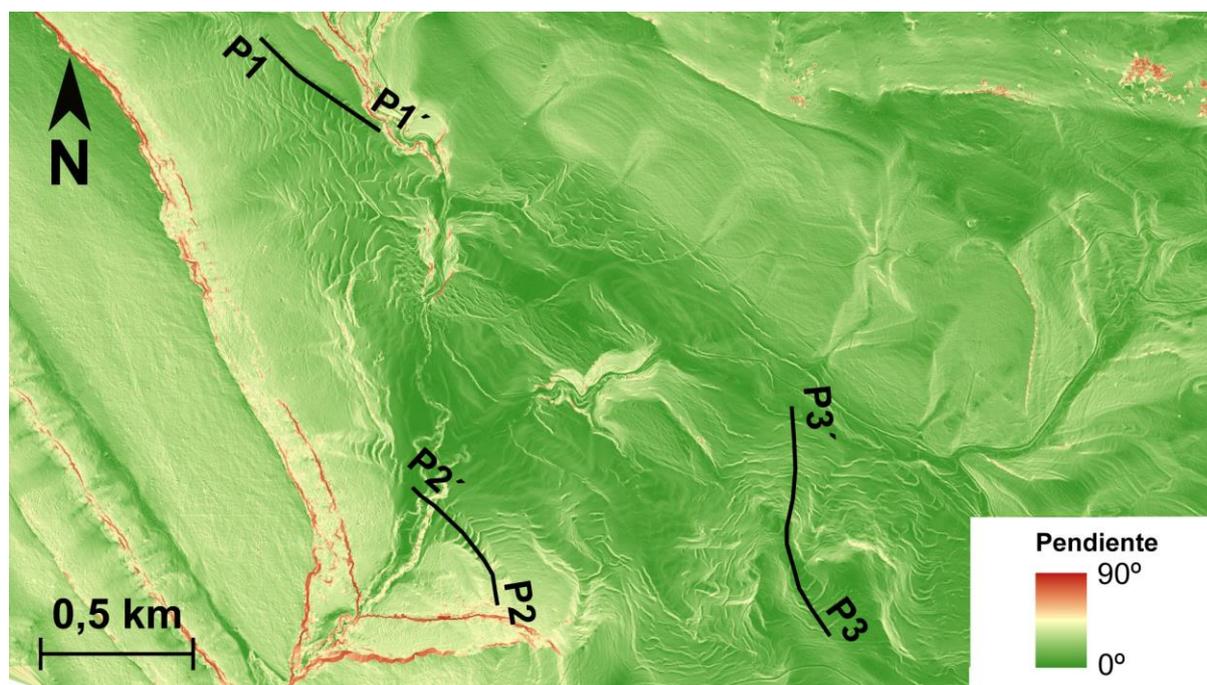


Figura 4.24.1. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.25).

Los bancales cartografiados se ubican en un umbral altitudinal situado entre los 724-958 m, a la vez que la pendiente media del área es de $14,3^\circ$ (figura 4.24.1). Las exposiciones de las vertientes son variadas, de tal manera que encontramos sistemas de bancales orientados hacia el ENE (los situados entre Ribera y Vallegrul), hacia el N (laderas de Santa Ana y de Valdelamediana-Ampo) e incluso hacia el S (en un pequeño sector al E de Ribera).

Por otra parte, en el conjunto del área se ha identificado un total de 242 escarpes antropogénicos cuyo valor de longitud media es de 82,2 m, el cual se encuentra por debajo del promedio de todas las zonas analizadas; la escasez de escarpes asociados a líneas de capa explicaría en buena medida este bajo valor. Asimismo, los perfiles topográficos extraídos del MDT LiDAR (figura 4.24.2) arrojan valores de pendiente de entre 25° y 40° para la mayoría de los escarpes antropogénicos identificados. Las fajas o rellanos que

mejor han preservado su morfología, generalmente ubicadas sobre depósitos coluviales, llegan a alcanzar, en algunos casos, los 15 m de anchura.

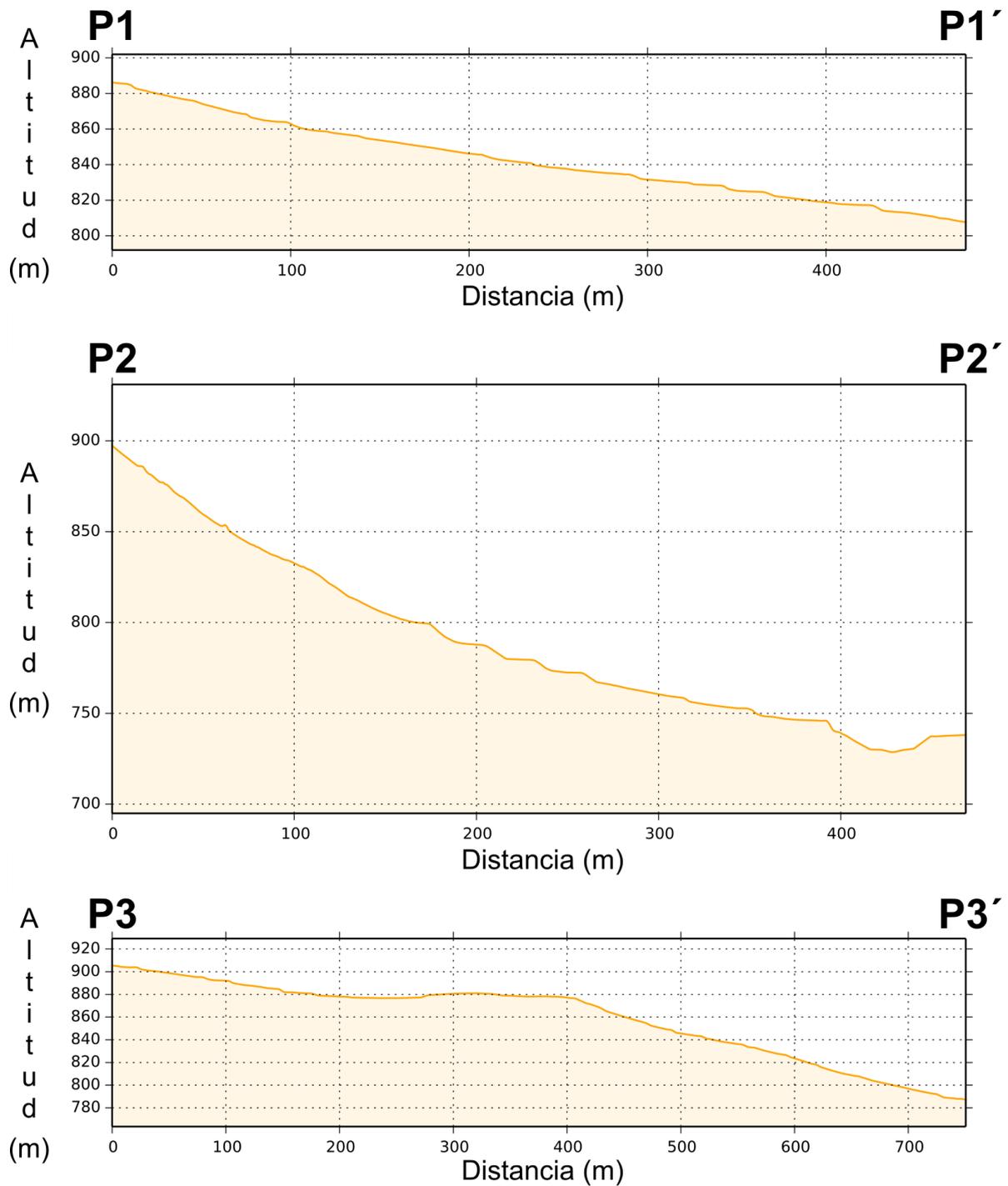


Figura 4.24.2. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.24.1.

En cuanto al estado de conservación de los bancales hay que señalar que en la gran mayoría de casos se aprecia una degradación avanzada. Cabe destacar asimismo la

presencia habitual de bancales con muros de piedra seca (figura 4.25), especialmente en los taludes margosos localizados en el paraje del Ampo (en las cercanías de la población de Villafría) y al pie de los relieves de Vallegrul (junto al núcleo de Ribera; PORCAL et al, 2011). Sin embargo, la mayoría de taludes que delimitan los aterrazamientos se encuentran, en su mayoría, tapizados por formaciones de hierba-matorral.



Figura 4.25. Restos de un muro de piedra seca en un salto de bancale en avanzado estado de degradación, localizado en las proximidades de la localidad de Villafría, al pie de los relieves de Árcena.

4.4.3.2. Evolución de las coberturas del suelo

Hasta el momento presente en este sector no se han catalogado yacimientos arqueológicos que expliquen la existencia de las estructuras aterrazadas, si bien conviene señalar que en el cercano desfiladero del río Purón existen dos cuevas (Herrán Oeste y Herrán Este) que han sido incluidas, por parte del Gobierno Vasco, como enclaves calificados en el marco del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº39, 23-02-1996). Estas evidencias arqueológicas son una muestra de la ocupación humana de esta zona, que se remonta al menos hasta la Edad del Bronce.

La evolución reciente de la ocupación del suelo en este sector se encuentra profundamente marcada por el proceso de despoblamiento que afectó a la localidad de Ribera, la cual ya había perdido todos sus vecinos a finales de la década de los 70. Como consecuencia de la desertización demográfica del área y del consiguiente abandono de los antiguos usos agrarios, durante la segunda mitad del siglo XX se ha producido una transformación total del paisaje (figura 4.28), fenómeno que también ha sido constatado

en base a las cartografías de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.29 y 4.30). Dicha transformación ha estado marcada fundamentalmente por la expansión y desarrollo del monte arbolado y, paralelamente, por los cambios de usos en las zonas roturadas.

Por otra parte, el proceso de abandono de las laderas abancaladas era ya en 1957 un fenómeno más que patente en este sector. De hecho, muchos de los aterrazamientos localizados al O de Ribera se encontraban ocupados ya entonces por coberturas de bosque-matorral, lo que indicaría un cese muy temprano de su uso agrario (primeras décadas del siglo pasado). Esta situación también sería extensible a otros muchos bancales localizados al pie del pico de Santa Ana y en los parajes del Ampo.

Si se comparan los escenarios de los años 1957 y 2012 (figura 4.26) llama la atención la desaparición total de las coberturas relativas a cultivos, que en 1957 ocupaban nada menos que un 41,9% del área cartografiada. También se han registrado balances negativos, aunque no tan acusados, en el caso del bosque-matorral (-73%) y el pastizal-matorral (-38%). En el otro extremo se sitúan las coberturas que han aumentado su superficie, entre las que principalmente destacan los bosques de coníferas (de 2 a 58 has), bosques mixtos (de 6 a 48 has) y de frondosas (de 0 a 13 has). Asimismo, resulta llamativo el incremento de las superficies de pastizal (de 18 a 49 has), fenómeno que es exclusivo de esta área. Las formas aterrazadas, por su parte, se encontraban ocupadas en 1957 por coberturas de cultivos, bosque matorral y, en menor medida, pastizal-matorral, por lo que la situación de abandono ya entonces era patente en numerosos sectores.

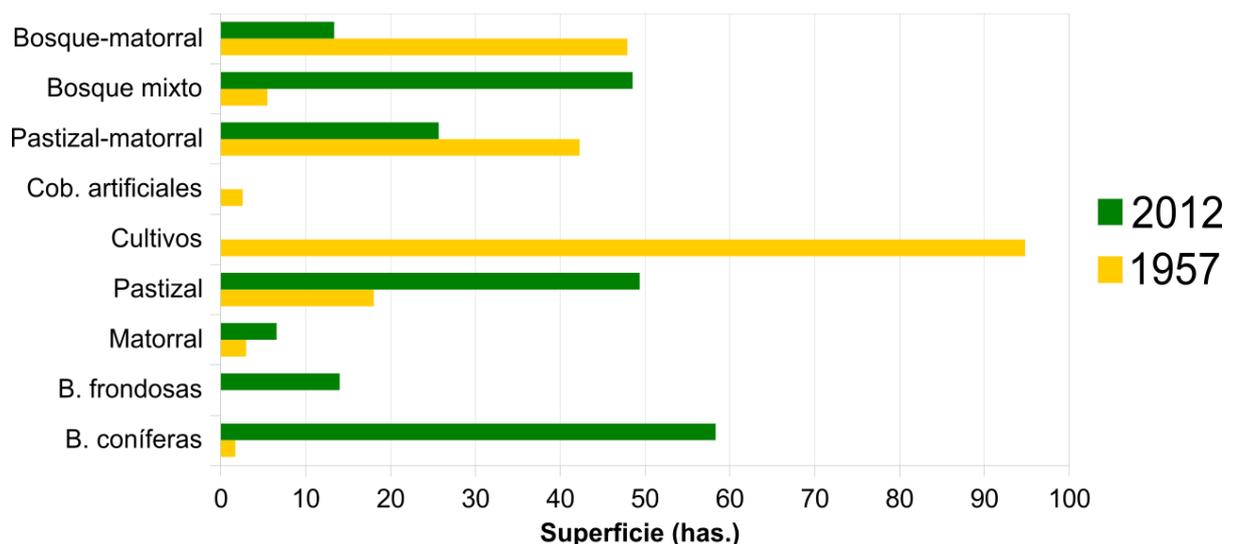


Figura 4.26. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.29 y 4.30).

El cuadro 4.3 confirma la radical transformación paisajística anteriormente señalada, de tal manera que sólo el 3,4% de las superficies quedaron al margen de los cambios en la ocupación del suelo, frente al 96,6% donde las coberturas sí sufrieron algún tipo de modificación. El proceso de cambio más destacable corresponde a los cultivos que han pasado a constituir coberturas de prados-pastizales (22,7% de la sup. total), fenómeno que, como ya se ha dicho, sólo se ha registrado en este sector. Esta inusual dinámica se atribuye al surgimiento, durante la década de los 90, de una importante explotación ganadera en el valle de Valderejo; así pues, ante la necesidad de mayores superficies de pasto, dicha explotación tuvo la oportunidad de sumar a su solar los terrenos roturados del entorno de Ribera, cuyo uso agrícola ya había cesado años atrás.

Otros procesos de cambio reseñables han sido la evolución del bosque-matorral a bosque de coníferas (12,3% de la sup. total) o el cambio, hacia bosque mixto, de coberturas de pastizal-matorral (8,6%), bosque-matorral (6,1%) y cultivos (6,1%). Todos estos datos ponen de manifiesto un contexto de reforestación en el que el pino albar (*Pinus sylvestris*) ha sido, una vez más, el principal protagonista.

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
Coberturas del suelo (1957)										
B. coníferas	0,77	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,80
B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Matorral	1,12	-	0,02	-	-	-	0,01	0,24	-	1,39
Prados-pastizales	2,01	-	0,10	0,07	-	-	4,12	1,35	0,69	8,35
Cultivos	3,81	2,08	2,16	22,73	-	-	5,93	6,12	1,09	43,92
Cob. Artificiales	-	0,12	0,53	-	-	-	0,55	-	-	1,20
Pastizal-matorral	4,52	2,14	0,14	0,02	-	-	1,20	8,60	2,99	19,60
Bosque mixto	2,45	-	0,03	-	-	-	0,03	-	0,03	2,54
Bosque-matorral	12,35	2,14	0,07	0,06	-	-	0,05	6,16	1,38	22,21
TOTAL 2012	27,02	6,49	3,05	22,87	0,00	0,00	11,89	22,49	6,19	100,00

Cuadro 4.3. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (224,1 has).

En cuanto al entramado parcelario cabe destacar la notable incidencia que el proceso de concentración parcelaria ha tenido en este sector, tal y como señalan PORCAL et al (2011, cuadro 4.4). Como consecuencia de dicho proceso el número de parcelas grandes (superiores a 1 ha) pasa de 2 a 28, mientras que las pequeñas (inferiores a 0,5 has) disminuyen drásticamente (de un total de 1.300 a sólo 111). Los únicos retazos del parcelario antiguo se localizan hacia el S del área cartografiada, donde se observan dos

zonas con parcelas pequeñas que se ajustan a la forma de los bancales abandonados (figura 4.27). Por el contrario, los bancales situados al NO del despoblado de Ribera no se ven reflejados en la trama parcelaria actual, aunque sí que figuran en los planos catastrales antiguos (año 1960, Catastro de la Diputación Foral de Álava).

Años	<0,1	%	0,1-0,5	%	0,5-1	%	>1	%	Total	%
1957	693	52,46	607	45,95	19	1,44	2	0,15	1.321	100
2009	65	43,62	46	30,87	10	6,71	28	18,8	149	100

Cuadro 4.4. Tamaño de las parcelas (has). Extraído de PORCAL et al (2011).

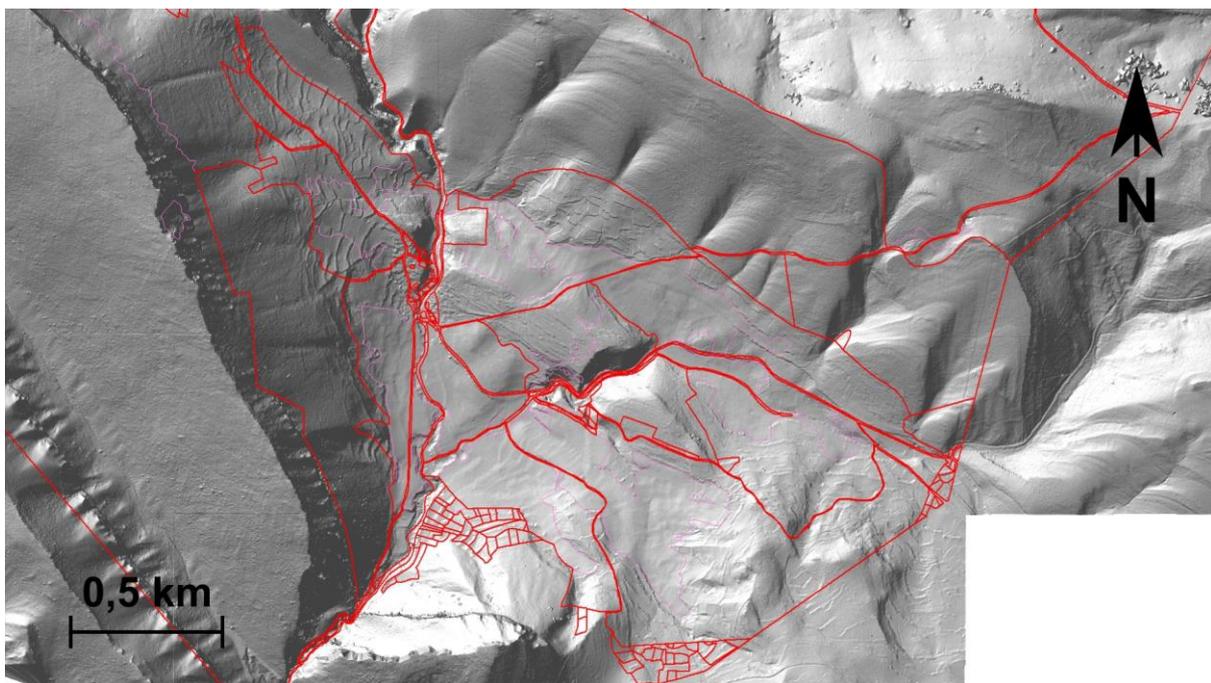


Figura 4.27. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

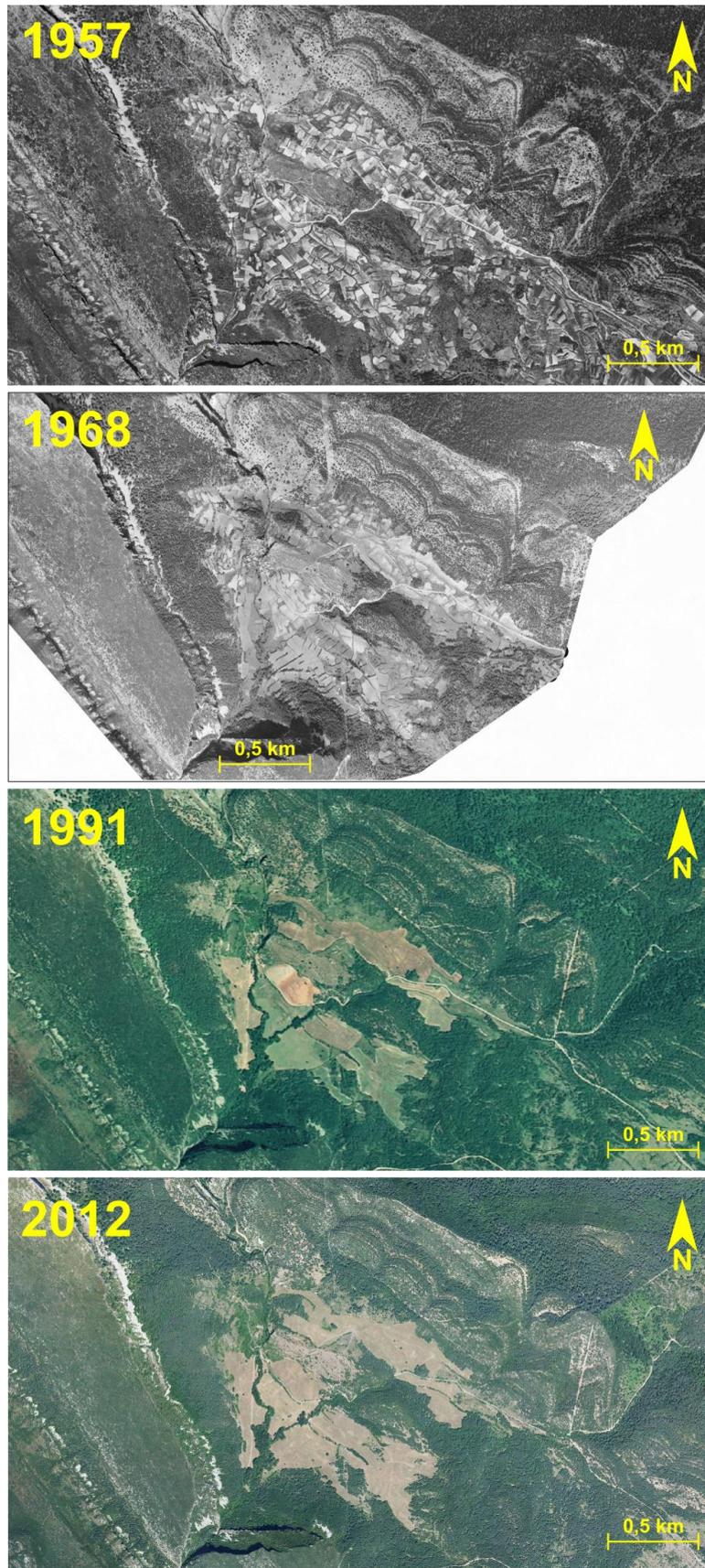


Figura 4.28. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. Hacia la zona central izda. de las imágenes se observa la confluencia de los arroyos del Ampo y Purón y el núcleo de Ribera.

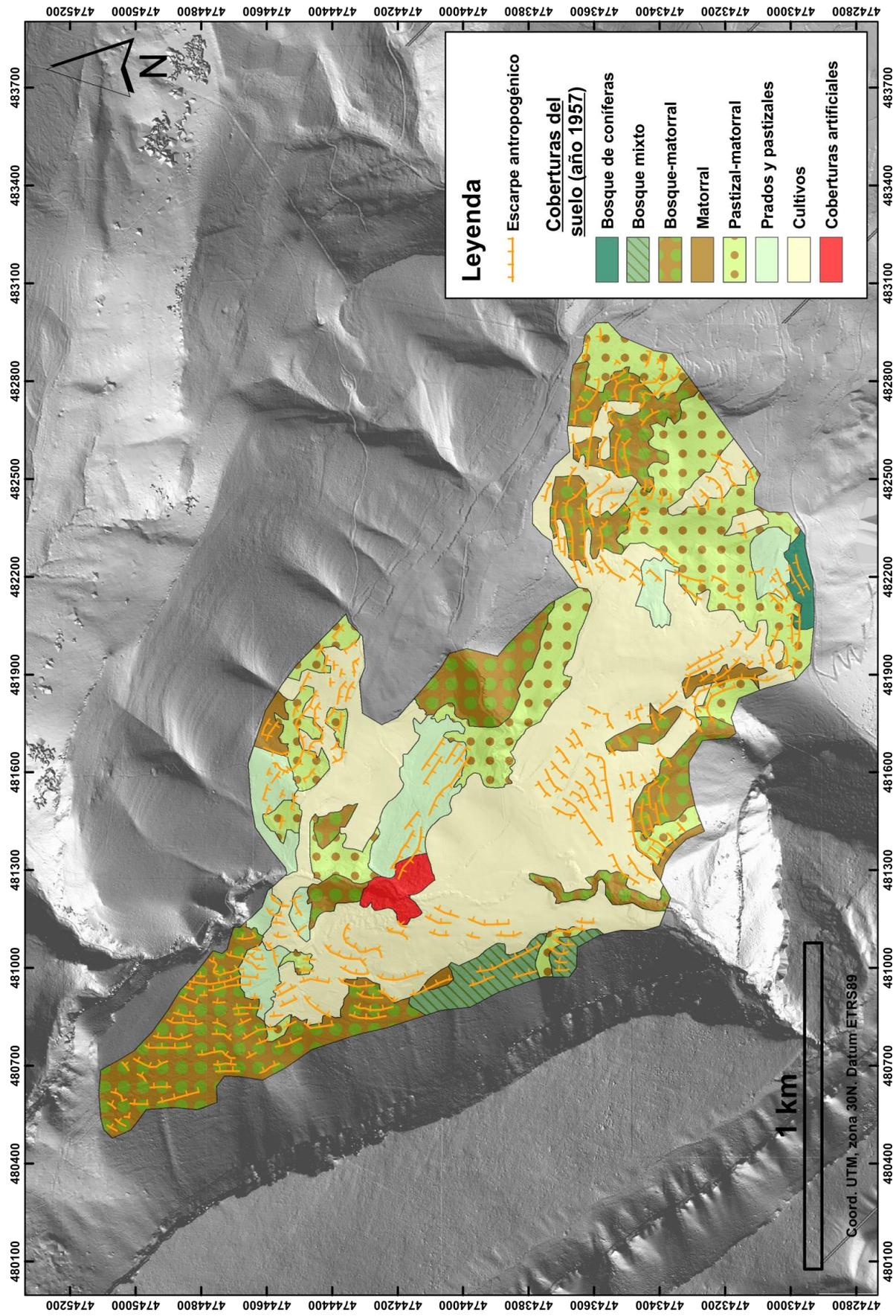


Figura 4.29. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

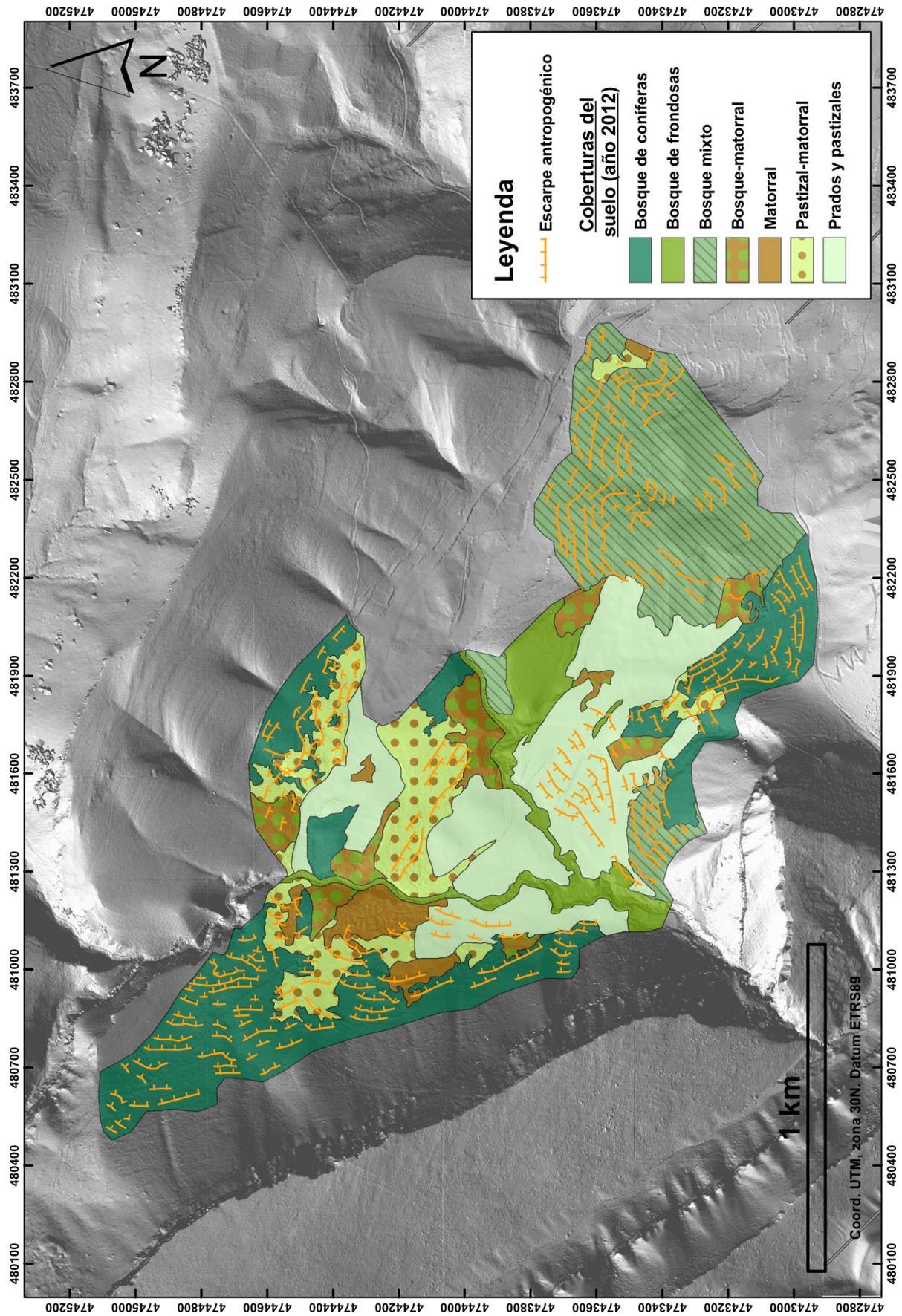


Figura 4.30. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

4.4.4. ÁREA DE SAN MILLÁN-TERREROS

Hacia el N de la localidad de San Millán de San Zadornil, concretamente en las laderas septentrionales del monte Terreros (909 m), se ha identificado un conjunto de superficies aterrazadas que ocupan una extensión de unas 55 has (figura 4.31). Los bancales se encuentran colonizados en su mayoría por coberturas forestales (figura 4.32), si bien los más próximos al núcleo de San Millán son los que tienen unas condiciones más favorables en cuanto a accesibilidad y visibilidad (figuras 4.33 y 4.34).

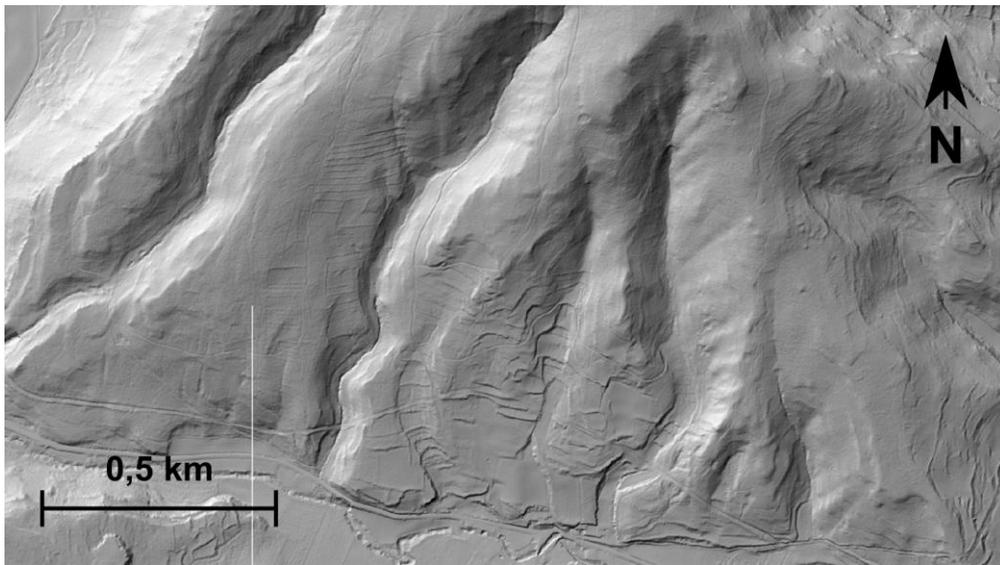


Figura 4.31. MDT LiDAR de alta resolución en el que se observan las estructuras aterrazadas.

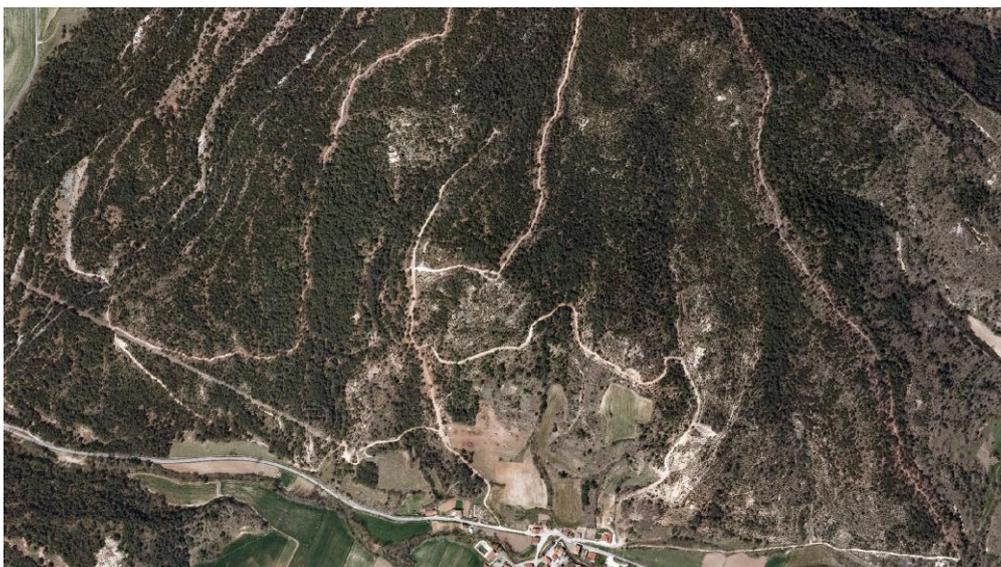


Figura 4.32. Ortofoto del año 2009. En la zona inferior de la imagen se aprecia una parte de la población de San Millán.



Figura 4.33. Perspectiva de un bancal del área de Terreros-San Millán, ocupado actualmente por coberturas de pastizal-matorral. Hacia el fondo se observa la población de San Millán, el fondo de valle del Omecillo y los relieves de Arcena.



Figura 4.34. Detalle de un salto de bancal constituido por un talud de hierba.

4.4.4.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

El área cartografiada se encuadra íntegramente en el flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño (sector de Corro-Atiega, capítulo 3). Este contexto estructural implica unos valores muy bajos de buzamiento ($\beta=5-15$ grados) que, a su vez, explican la sucesión de relieves en cuesta en este sector. Las estructuras aterrazadas aparecen más concretamente en el reverso de cuesta del monte de Terreros, ocupando los tramos más distales hasta casi alcanzar el borde de la llanura aluvial del Omecillo. Al igual que sucede en el enclave de Villapún, en este sector afloran materiales del Terciario continental, compuestos fundamentalmente por limos, arenas y lutitas que, además, incluyen pasadas de calcarenitas y conglomerados de potencia decimétrica a métrica. La geometría irregular de los lentejones de conglomerados contribuye a complicar localmente la suave morfología de estas vertientes. Este condicionante litológico limita la continuidad longitudinal de los bancales, cuyo mayor desarrollo tiene lugar a favor de las litofacies limosas.

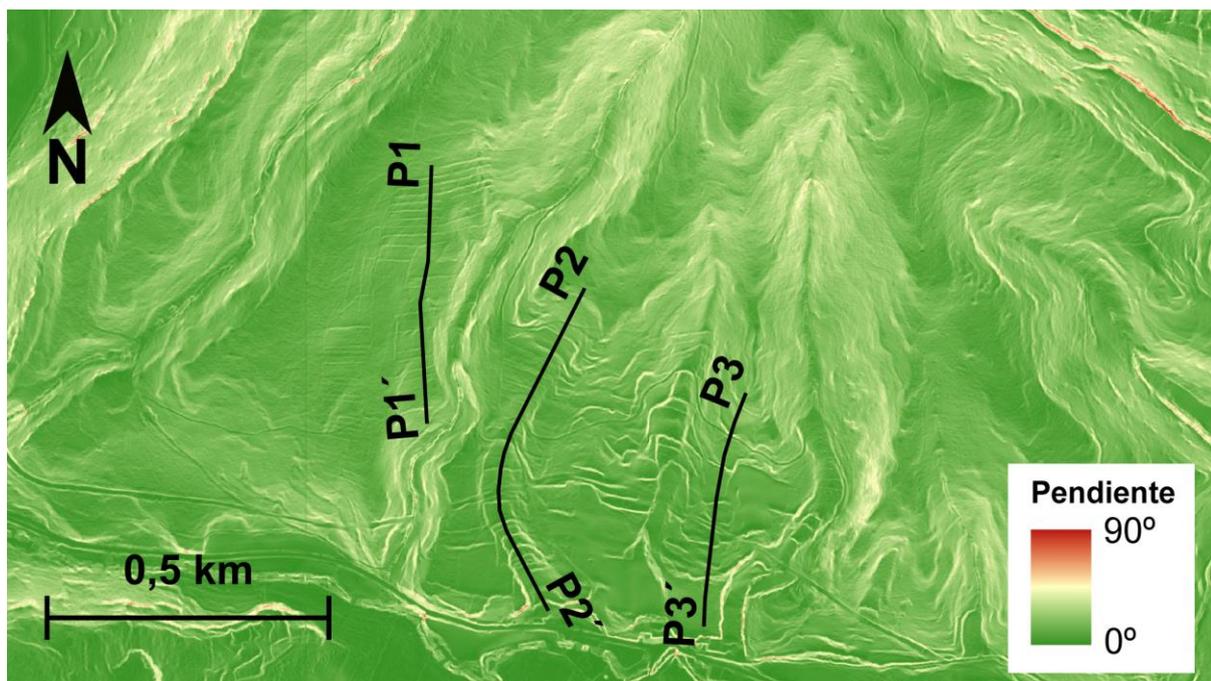


Figura 4.35. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.36).

La pendiente media del área analizada (figura 4.35) se sitúa en los $12,7^\circ$, mientras que el rango altitudinal está entre los 587-714 m; asimismo la exposición general de la vertiente es hacia el S. Asimismo, la longitud media (73,1 m) de los escarpes antropogénicos cartografiados (un total de 97) se encuentra notablemente por debajo del promedio relativo al conjunto de las áreas analizadas (95,9 m), lo que se atribuye a unos

condicionantes litológicos muy similares a los señalados para el enclave de Villapún (apartado 4.4.1).

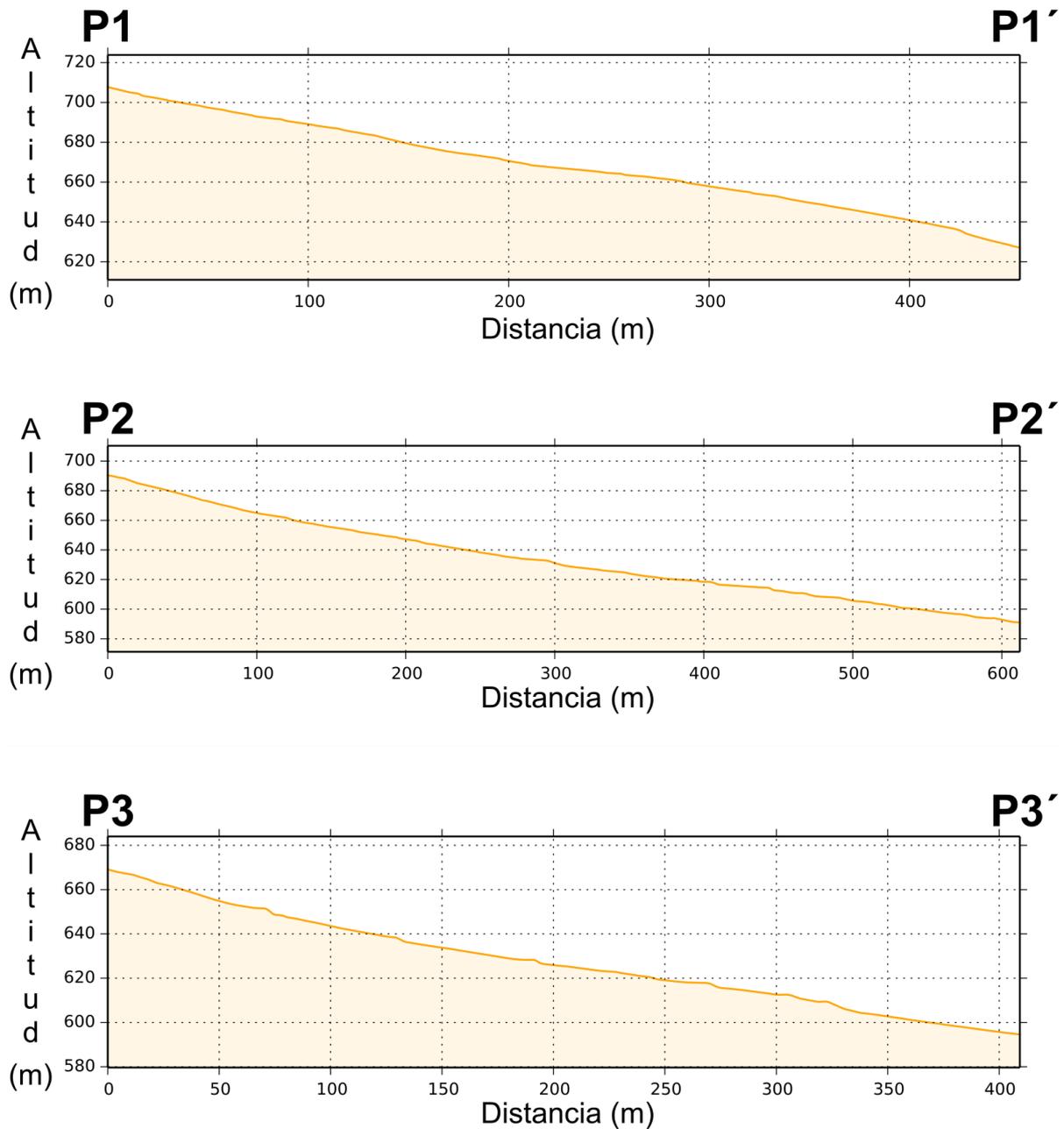


Figura 4.36. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.35.

Por otra parte, los perfiles de alta resolución obtenidos a partir del MDT LiDAR (figura 4.36) revelan un avanzado estado de degradación de los bancales más alejados del núcleo de San Millán, dado que su morfología apenas resulta identificable en el perfil (P1-P1'). Asimismo, en cuanto al resto de bancales resulta difícil encontrar rellanos bien

conservados, con algunas excepciones como la que se aprecia en la figura 4.34. Las terrazas más amplias llegan a alcanzar anchuras de hasta 15 m, mientras que la pendiente de los escarpes se sitúa, de forma general, entre 20° y 30° (figura 4.34). Por otro lado, no se han observado muros de piedra que delimiten los aterrazamientos, por lo que los taludes de herbáceas-matorral constituyen los únicos elementos de separación existentes en esta área.

4.4.4.2. Evolución de las coberturas del suelo

A pesar de que no existe referencia alguna para este enclave en cuanto a lugares de interés arqueológico, hay que tener en cuenta su localización en un flanco del valle del Omecillo en el que, como ya se ha señalado anteriormente, existen evidencias de ocupación humana que datan desde la Edad del Bronce.

En cuanto a la evolución reciente de la ocupación del suelo y del paisaje cabe destacar, a grandes rasgos, el proceso de expansión y desarrollo de las coberturas forestales que ha tenido lugar durante la segunda mitad del siglo XX (figura 4.39). Ya en el año 1957 (figura 4.40), las estructuras aterrazadas localizadas en la mitad occidental del enclave se encontraban ocupadas por coberturas de bosque-matorral y matorral, lo que sugiere un abandono muy temprano de estos bancales. Por otra parte, en la mitad oriental los aterrazamientos todavía coincidían en su mayoría con coberturas de cultivos y de pastizal-matorral en las que todavía se mantenían usos agrarios. Sin embargo, en el año 2012 (figura 4.41) las formas antropogénicas se encontraban cubiertas, en su gran mayoría, por coberturas de tipo forestal, lo que se atribuye al abandono casi total de las actividades agropecuarias en esta área.

La información estadística derivada de la cartografía de coberturas del suelo (figura 4.37) refleja el espectacular incremento experimentado por las coberturas de bosque mixto entre 1957 y 2012 (de 2 a 23 has); este crecimiento también se ve acompañado por el de los bosques de coníferas que pasan de ser inexistentes a ocupar unas 4,5 has de superficie. Por su parte, las coberturas que han sufrido pérdidas en términos de superficie son tres: pastizal-matorral (-69%), cultivos (-69%) y bosque-matorral (-65%). Todos estos datos ponen de manifiesto el proceso de regeneración espontánea de la vegetación que también se ha dado en este sector, el cual ha ido ligado a una contracción de los dominios del *ager*. Los principales procesos de transferencia entre las distintas coberturas del suelo se recogen en el cuadro 4.5, donde se observa que las coberturas sujetas a cambios entre 1957 y 2012 constituyen un 82,7% de la superficie total, frente a un 17,3% en el que no se han producido modificaciones. Con diferencia, el proceso de cambio más significativo corresponde a los bosques-matorrales que han evolucionado hacia bosques mixtos (22,3% de la sup. total), lo que pone de manifiesto la consolidación de las masas forestales de esta

zona. Aun siendo mucho menos significativas, también deben ser mencionadas otras dinámicas de cambio, entre las que destacan los pastizales-matorrales con desarrollo hacia coberturas consolidadas de matorral (9,1%), las zonas de matorral que han evolucionado hacia bosques mixtos (8,3%) y los pastizales-matorrales que hoy constituyen coberturas de bosque-matorral (8,2%). Todos estos procesos corresponden a los diferentes estadios de sucesión que son consustanciales al más que patente contexto de reforestación que se da en el área cartografiada. Por último, debe señalarse la relativa importancia que tienen, en este sector, las superficies de cultivos que han mantenido su condición (7,2% de la sup. total).

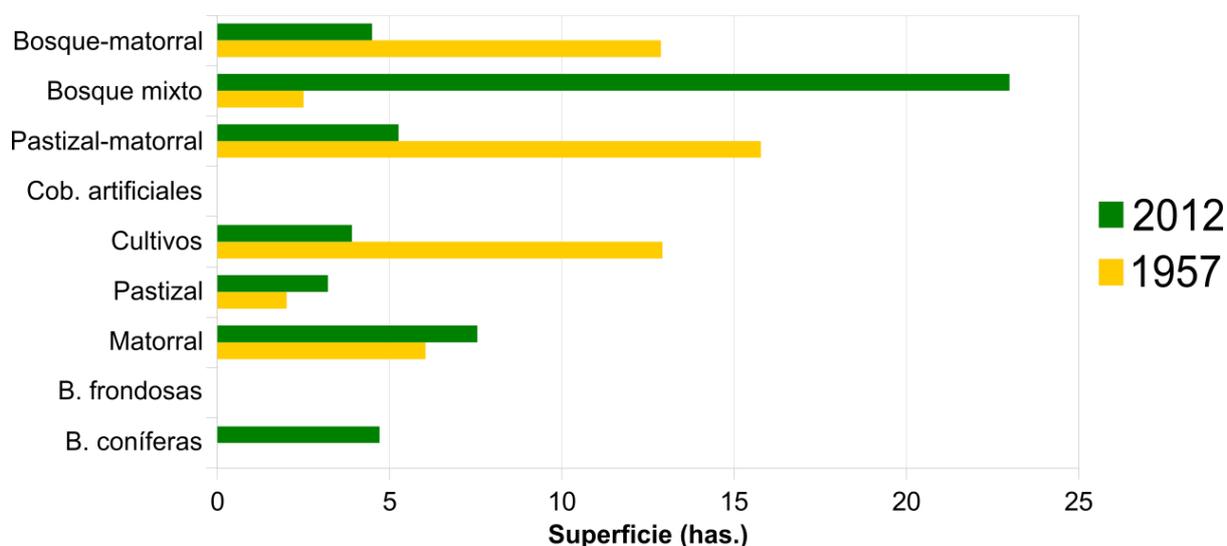


Figura 4.37. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.40 y 4.41).

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
Coberturas del suelo (1957)										
B. coníferas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Matorral	1,09	-	2,15	-	-	-	0,02	8,33	-	11,59
Prados-pastizales	0,48	-	0,38	-	-	-	-	2,99	-	3,86
Cultivos	0,88	-	2,40	5,68	7,19	-	7,21	1,38	0,04	24,78
Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Pastizal-matorral	4,87	-	9,15	0,48	0,31	-	2,86	4,32	8,29	30,27
Bosque mixto	-	-	-	-	-	-	-	4,80	-	4,80
Bosque-matorral	1,69	-	0,42	-	-	-	-	22,31	0,29	24,71
TOTAL 2012	9,02	0,00	14,50	6,16	7,50	0,00	10,09	44,12	8,61	100,00

Cuadro 4.5. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (52,13 has).

En cuanto al entramado parcelario obtenido del SIGPAC (figura 4.38), el área cartografiada puede dividirse en dos zonas claramente diferenciadas. Por un lado, cabe mencionar los bancales más próximos al núcleo de San Millán, donde el tamaño de las parcelas es menor (la mayoría se sitúa entre 0,1 y 1 ha); la forma de dichas parcelas, sin embargo, no se ajusta totalmente a la de los bancales, ya que éstos ocupan superficies mucho más reducidas. Por otra parte, los bancales localizados hacia el NO del área no tienen reflejo alguno en el parcelario actual, dado que éstos ocupan terrenos de titularidad pública.



Figura 4.38. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: SIGPAC). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

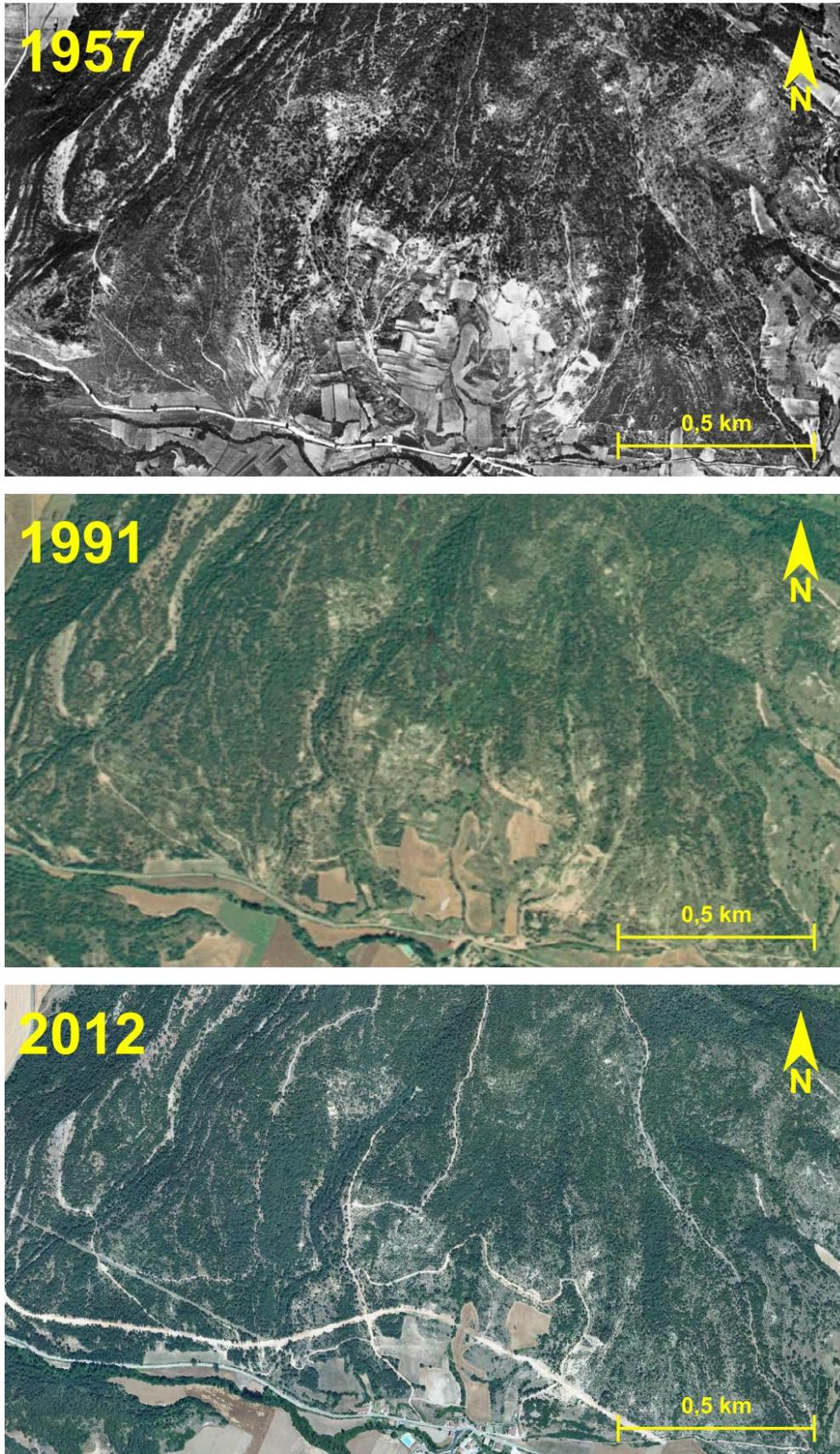


Figura 4.39. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1991 y 2012. En la zona inferior central de las imágenes se aprecia parte del núcleo de San Millán.

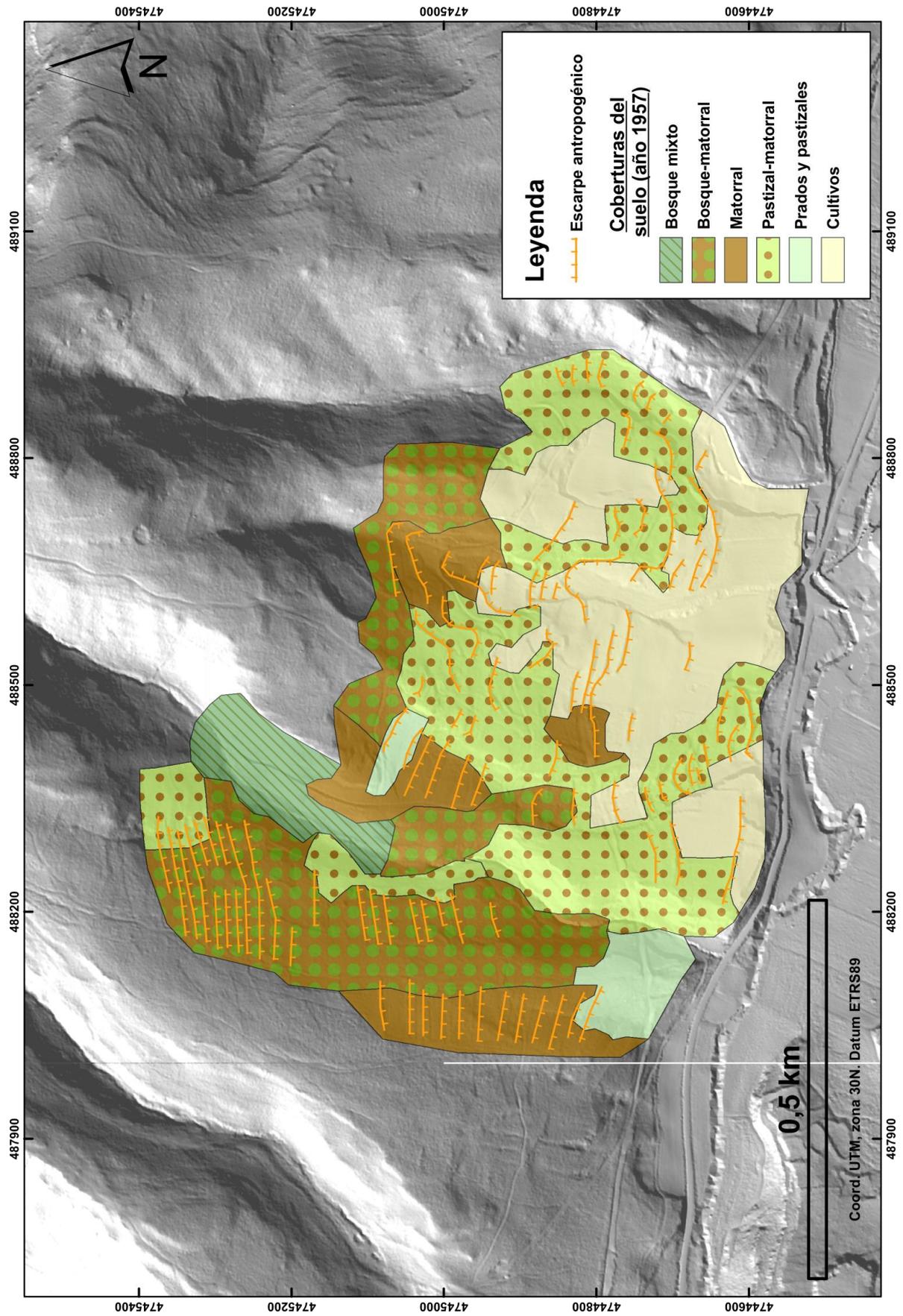


Figura 4.40. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

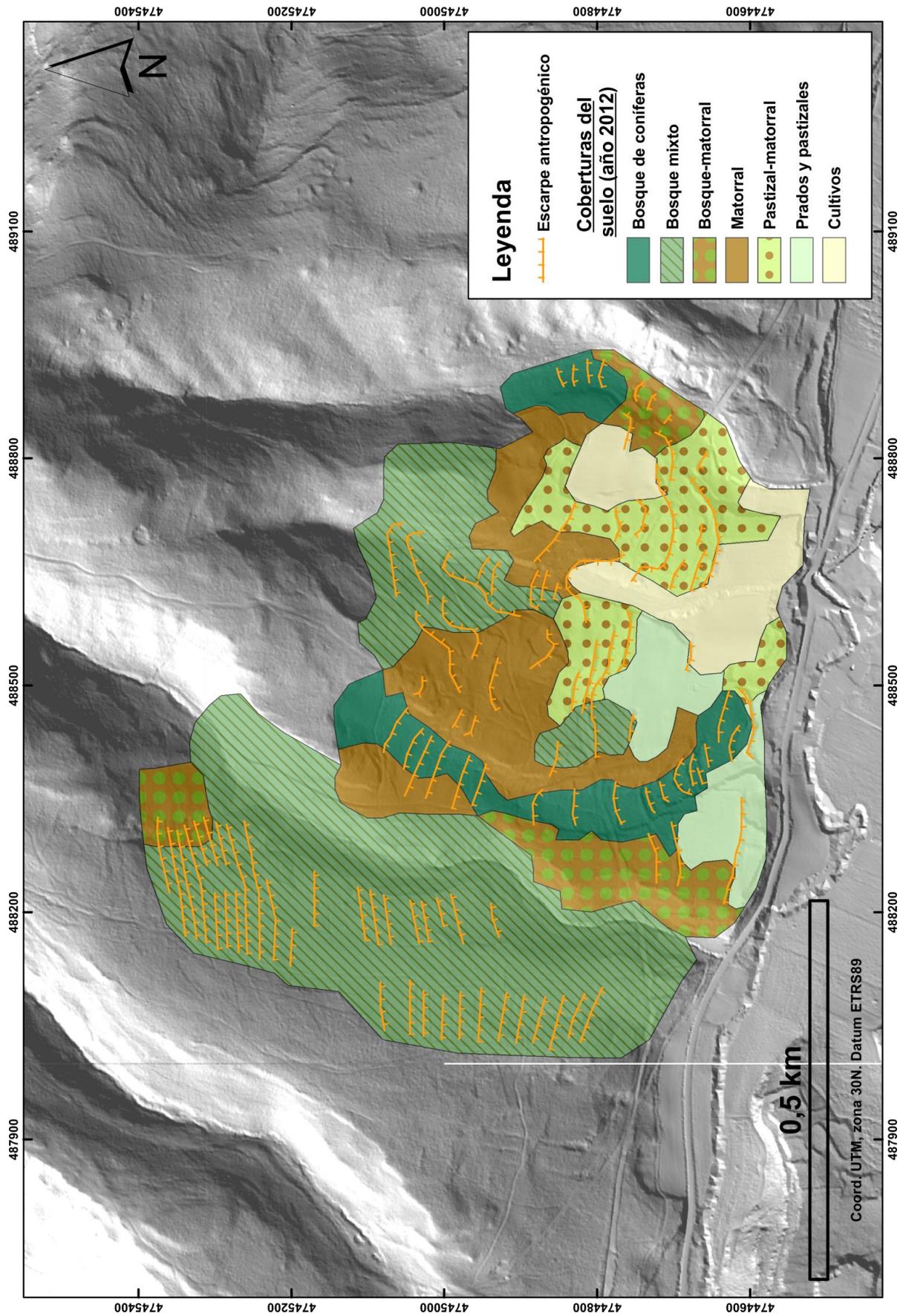


Figura 4.41. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos correspondientes a los bancales identificados.

4.4.5. ÁREA DE LOS CASTROS DE LASTRA

A poco más de un kilómetro al SE de la localidad de Caranca, más concretamente en los sectores culminantes de Peña Grajera (832 m), encontramos un conjunto de bancales y estructuras aterrazadas que se concentran en una superficie de unas 12 has, si bien en las inmediaciones también aparecen, de forma dispersa, otros bancales de menor entidad (figura 4.42). En la actualidad, todas estas formas antropogénicas se encuentran íntegramente ocultas bajo espesas coberturas de tipo forestal (figura 4.43).

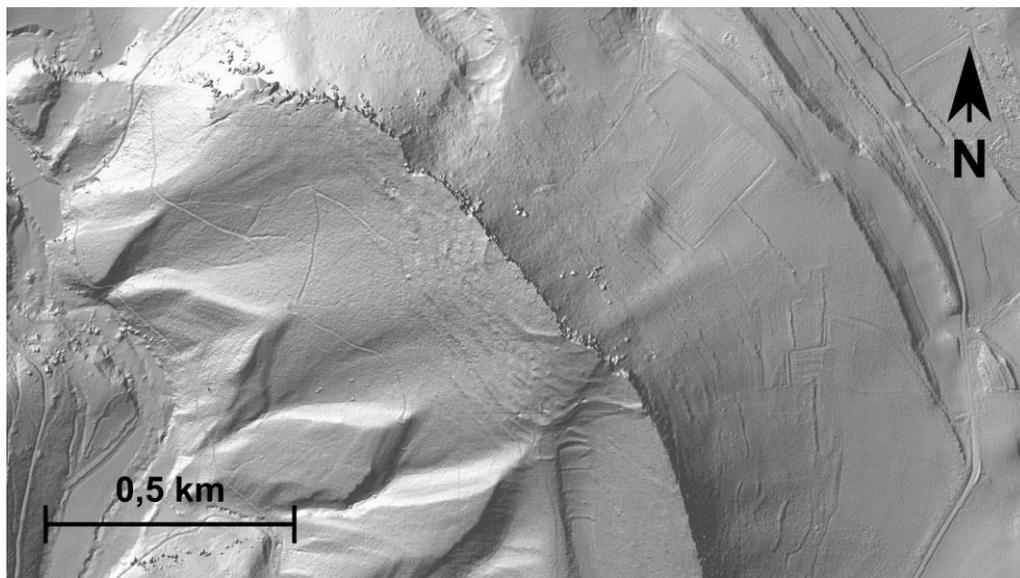


Figura 4.42. MDT LiDAR de alta resolución en el que se observan las estructuras aterrazadas.

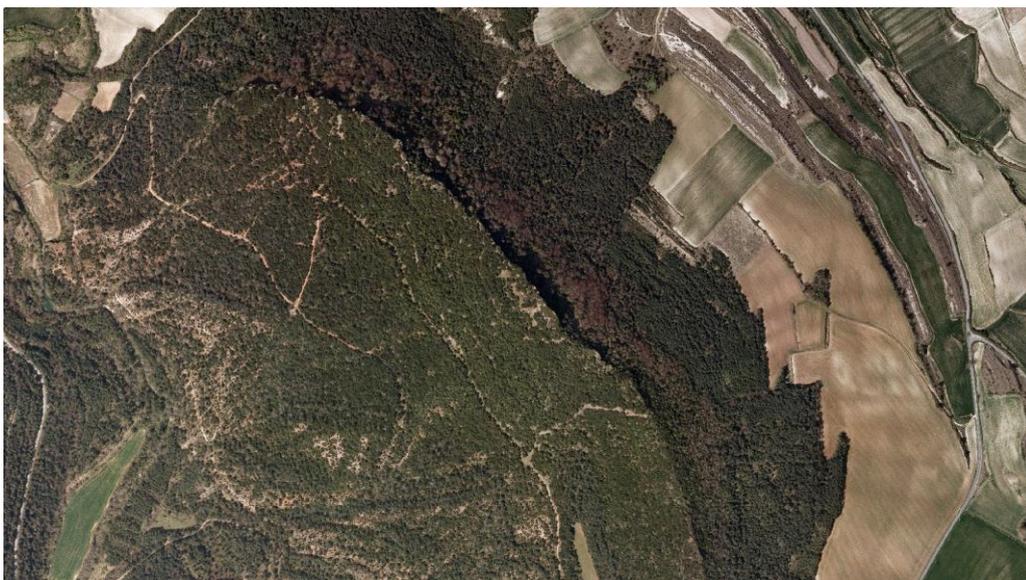


Figura 4.43. Ortofoto del año 2009. En el centro de la imagen se aprecia la cumbre de Peña Grajera (832 m), en torno a la cual se localizan los Castros de Lastra.

4.4.5.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

A nivel estructural, el relieve de Peña Grajera constituye la prolongación hacia el SE del sector de la sierra de Bóveda (capítulo 3), el cual forma parte del flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño. El área cartografiada se divide entre el reverso y el frente de este relieve monoclinual, lo que explica la disimetría entre ambas vertientes. Así, hacia el NE de la divisoria encontramos un perfil típico de cornisa-talud que implica unos mayores valores de pendiente (15-60 grados). En cambio, la vertiente SO corresponde al dorso de la estructura, por lo que las pendientes son más suaves y constantes (10-25 grados); este contexto fisiográfico más favorable explica la presencia del asentamiento prehistórico de los Castros de Lastra en el tramo somital de la cuesta. Por otra parte, los materiales que culminan la estructura monoclinual están constituidos por calcarenitas bioclásticas del Santoniense superior (calizas de Bóveda). Asimismo, a muro encontramos un tramo margoso sobre el que se ha labrado el talud del frente de dicha estructura, donde tiene lugar otro conjunto de estructuras antropogénicas que son ajenas al citado asentamiento.

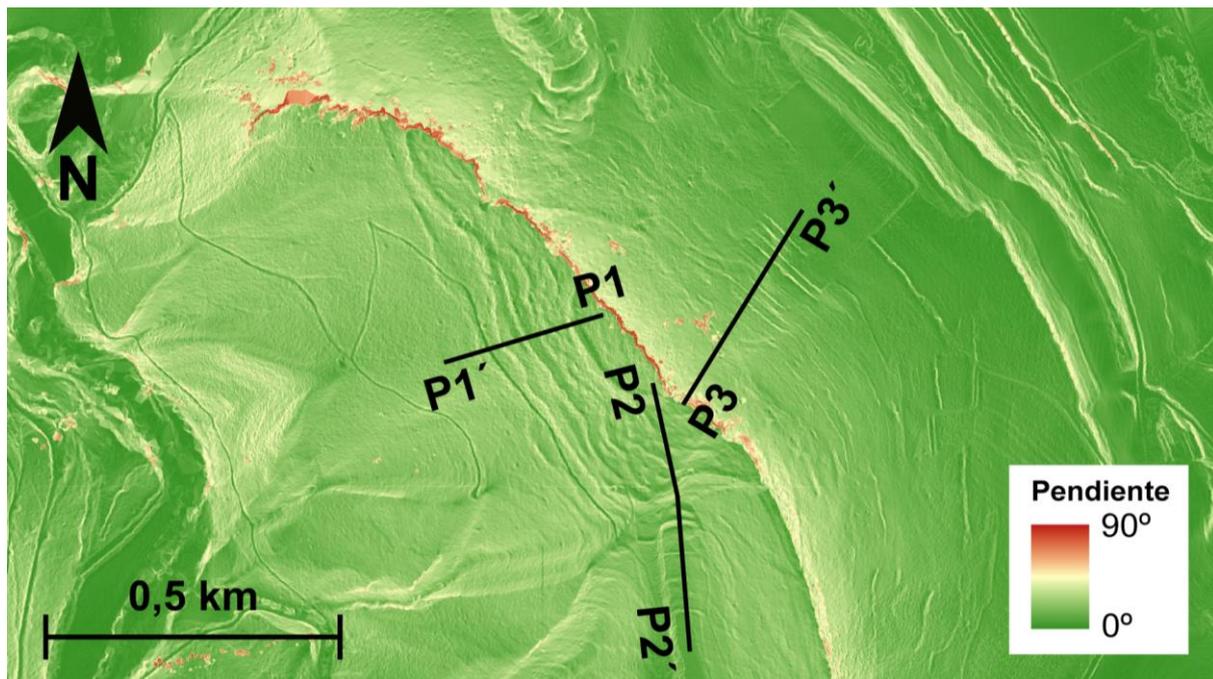


Figura 4.44.1. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.44.2).

El mapa de pendientes generado a partir del MDT LiDAR (figura 4.44.1) arroja un valor de $21,2^\circ$ de pendiente media para el área cartografiada, cuyo umbral altitudinal se sitúa entre los 830-653 m. Como ya se ha dicho, los bancales se reparten entre dos vertientes expuestas hacia el SO (Castros de Lastra) y el NE respectivamente. En cuanto a los escarpes antropogénicos (suman un total de 55) cabe destacar, en primer lugar, su longitud media (101,5 m), la cual supera el valor medio del conjunto de las áreas

analizadas (95,9 m). Este dato es consecuencia de la considerable continuidad lateral de algunas de las estructuras defensivas que rodean el recinto fortificado de los castros; en cambio, la longitud media de los bancales localizados en la vertiente NE es considerablemente inferior (en torno a los 70 m).

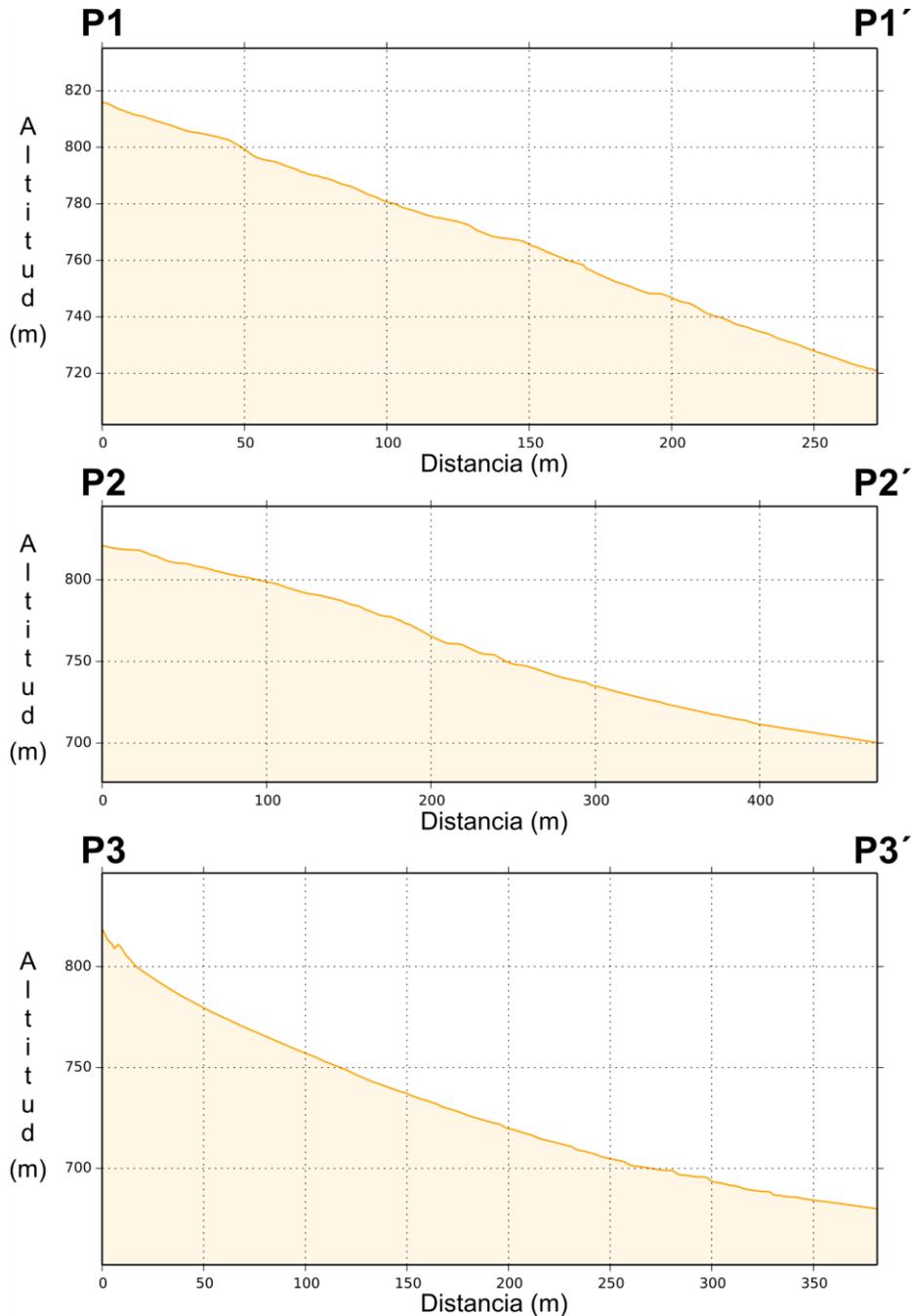


Figura 4.44.2. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.44.

En los perfiles topográficos extraídos del MDT de alta resolución (figura 4.45) se observan muy pocos rellanos bien conservados, cuya anchura casi nunca supera los 10 m. Por otra parte, la pendiente de los escarpes antropogénicos se sitúa, de forma general, entre 30° y 40°.

Al margen de las estructuras defensivas pertenecientes a los castros (figura 4.45), los bancales localizados hacia el S y NE del área analizada se encuentran separados entre sí por taludes de matorral, sin que se hayan observado muros de piedra.



Figura 4.45. Escarpes antropogénicos en el enclave de los Castros de Lastra.

4.4.5.2. Evolución de las coberturas del suelo

Uno de los aspectos más interesantes que han llevado a analizar y cartografiar esta área radica en la existencia de dos conjuntos de bancales claramente diferenciados en cuanto a su origen, así como en la posibilidad de establecer análisis comparados entre ambos casos de estudio. Así, por un lado, destacan los ya mencionados aterrazamientos de los Castros de Lastra, poblado fortificado localizado en la cumbre de peña Grajera cuyo origen se remonta al Bronce Final (LLANOS, 1987; SAENZ DE URTURI, 1990); su abandono definitivo tuvo lugar hacia el s. XVI. Dado su extraordinario interés arqueológico, este poblado ha sido catalogado como elemento del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV, nº 39, 23-02-1996). Por otra parte, en la vertiente nororiental de dicho relieve se observa otro conjunto de aterrazamientos que son ajenos al complejo de los castros y, por tanto, corresponden a antiguos bancales de uso agrícola.

En efecto, tal y como puede observarse en los mapas de coberturas del suelo relativos a los años 1957 y 2012 (figuras 4.49 y 4.50), se constata una evolución desigual para los dos conjuntos de bancales señalados. Así, en la vertiente SO, allí donde se localizan los aterrazamientos relativos a los castros, los bosques de frondosas (*Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*) apenas han variado en dicho período; por el contrario, la vertiente orientada hacia el NE sí que ha sufrido una transformación significativa que consiste, de forma general, en un aumento de los dominios forestales (figura 4.48). Por consiguiente, los rasgos antrópicos de los Castros de Lastra tienen un origen exclusivamente

arqueológico mientras que, aparentemente, los bancales orientados hacia el NE han sido objeto de usos agrarios hasta la segunda mitad del siglo pasado.

La dinámica de regeneración de la mayoría de las masas forestales queda reflejada en la figura 4.46. De hecho, entre 1957 y 2012 se observa la desaparición de las coberturas de bosque-matorral (de 7 a 0 has), matorral (de 3 a 0 has) y cultivos (de 7 a 0,5 has), cuyos dominios han ido a parar en su práctica totalidad a los bosques de coníferas (de 0 a 17 has) y, en menor medida, a bosques mixtos (de 7 a 11 has). Tal y como sucede en gran parte del valle de Valdegovía, el pino albar (*Pinus sylvestris*) es la especie protagonista en el proceso de desarrollo de las coberturas forestales.

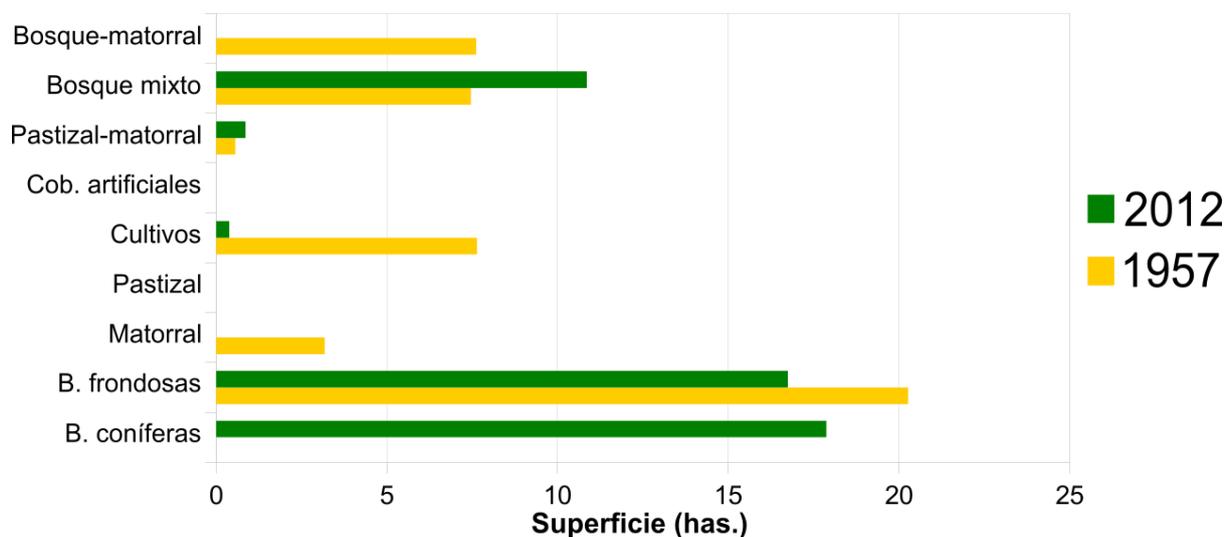


Figura 4.46. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.49 y 4.50).

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
B. coníferas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
B. frondosas	0,04	34,05	-	-	-	-	-	9,29	-	43,38
Matorral	3,49	1,22	-	-	-	-	-	2,10	-	6,81
Prados-pastizales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Cultivos	13,85	-	-	-	0,77	-	1,73	-	-	16,35
Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Pastizal-matorral	-	0,24	-	-	-	-	-	0,96	-	1,20
Bosque mixto	15,64	-	-	-	0,04	-	0,11	0,19	-	15,99
Bosque-matorral	5,26	0,32	-	-	-	-	-	10,70	-	16,29
TOTAL 2012	38,28	35,82	0,00	0,00	0,81	0,00	1,84	23,24	0,00	100,00

Cuadro 4.6. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (46,73 has).

La transformación paisajística de esta área no ha sido tan intensa como en otras, ya que nada menos que un 35% de la superficie total ha quedado al margen de cualquier modificación en cuanto a la ocupación del suelo; estos dominios pertenecen en su totalidad a los bosques de frondosas constituidos por encinares. Debe tenerse en cuenta, además, que los principales procesos de cambio (cuadro 4.6) corresponden a ámbitos forestales, por lo que su afección en el paisaje no ha sido tan significativa. Así pues, las transformaciones más destacables en términos de superficie corresponden a los bosques mixtos (15,6% de la sup. total) y cultivos (13,8%) que han pasado a formar parte de los actuales bosques de coníferas. Asimismo, cabe señalar las coberturas de bosque-matorral (10,7%) y de bosque de frondosas (9,3%) que han pasado a constituir bosques mixtos. Todos estos datos confirman el espectacular desarrollo del pino albar que, favorecido por la acción humana, llega a arrebatarse en algunos enclaves los dominios de otras comunidades de frondosas caducifolias bien desarrolladas (*Fagus sylvatica*); buen ejemplo de ello son los hayedos de la cara NE de Peña Grajera.

Por otra parte, de la información catastral relativa al año 2012 (figura 4.47) conviene destacar que, para el ámbito cartografiado, apenas existe una veintena de parcelas por debajo de la hectárea de superficie, las cuales corresponden mayoritariamente al entramado parcelario antiguo. Asimismo, en el catastro del año 1960 se observa que la práctica totalidad de los bancales localizados en las vertientes nororientales de Peña Grajera tenían su correspondiente referencia catastral, pero posteriormente estos terrenos se han visto afectados por el proceso de concentración parcelaria. El resto de parcelas se sitúa por encima de las 10 has de superficie, dado que se trata de terrenos de titularidad pública.

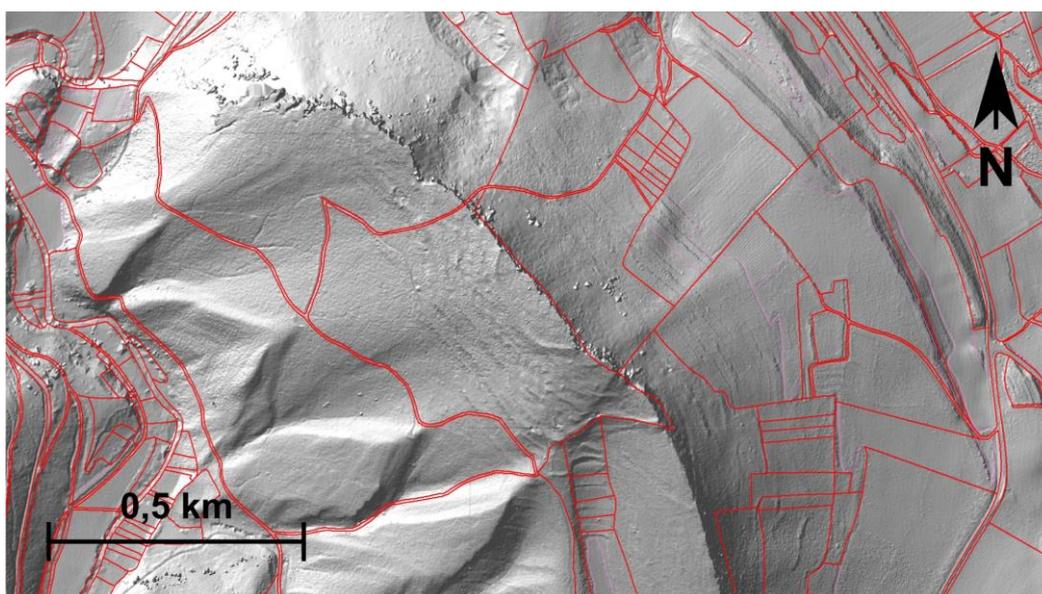


Figura 4.47. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

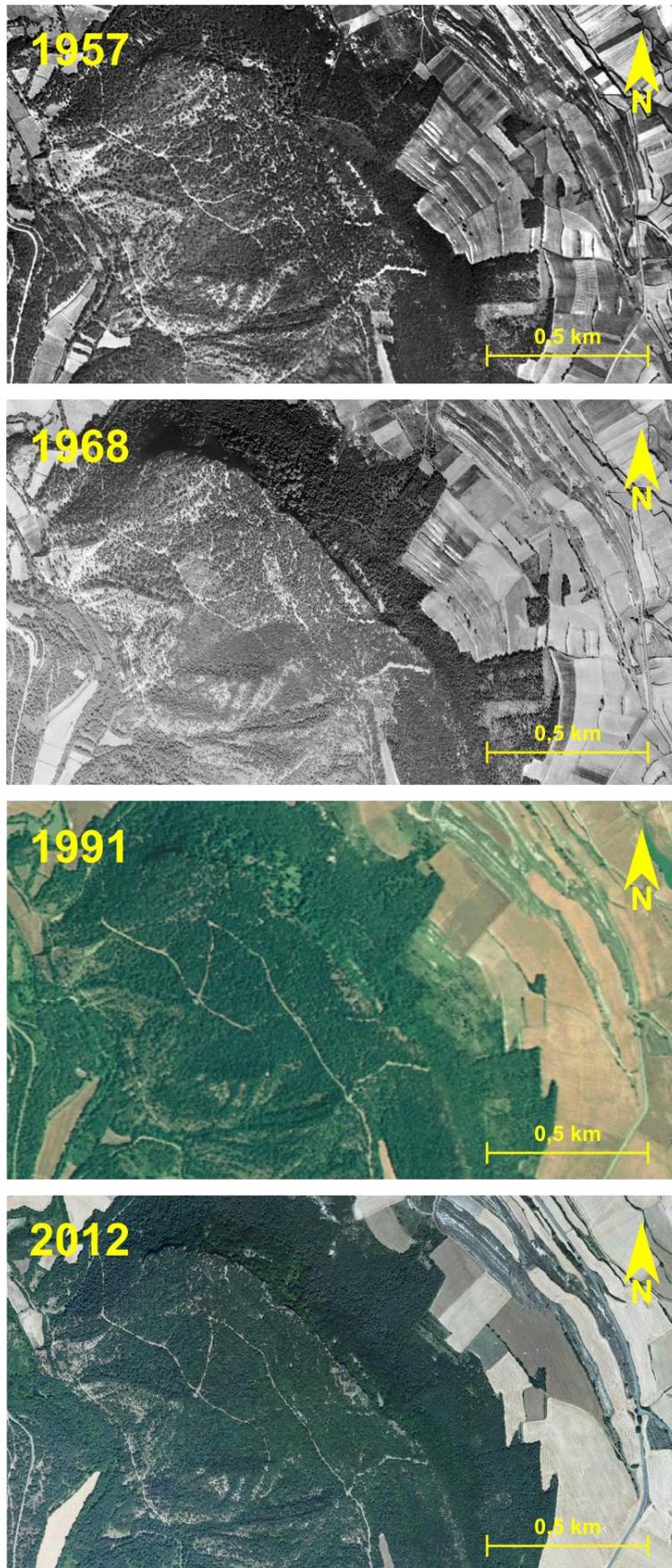


Figura 4.48. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. En el centro de las imágenes se aprecia la cumbre de Peña Grajera (832 m), en torno a la cual se localizan los Castros de Lastra.

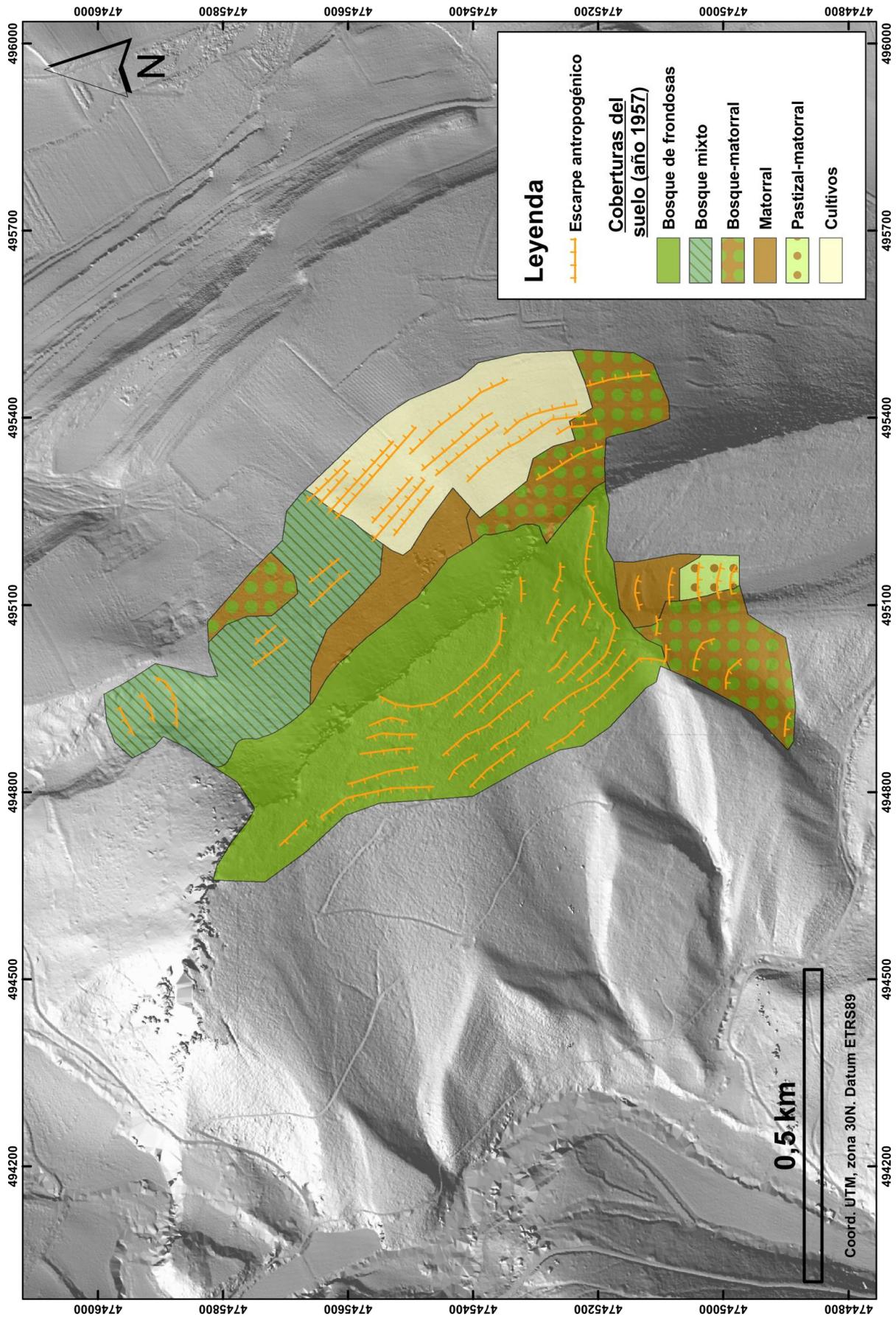


Figura 4.49. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

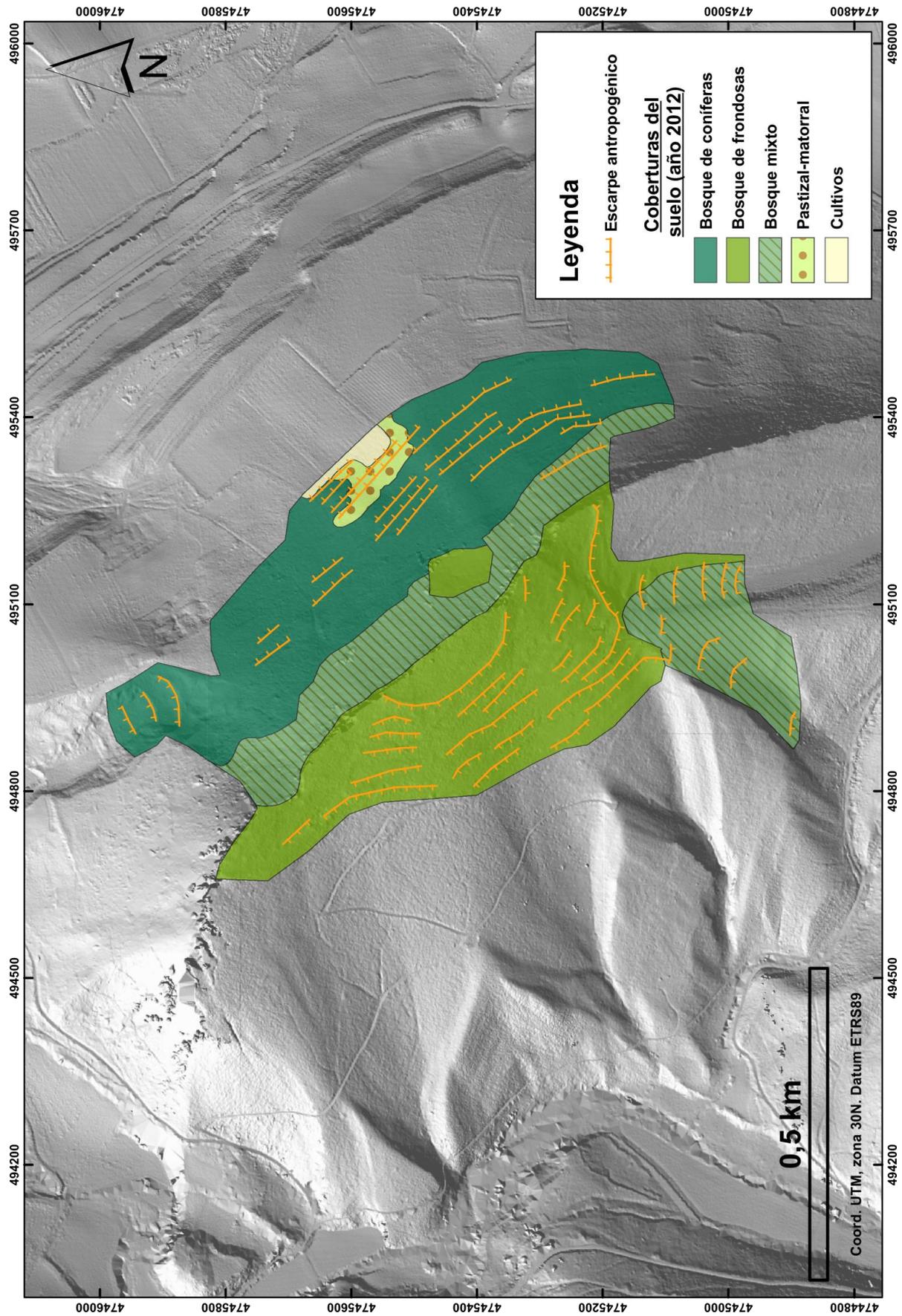


Figura 4.50. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

4.4.6. ÁREA DE ARRAYUELAS-LALASTRA

En las vertientes meridionales de los relieves de Arrayuelas (1.128 m), a escasos 0,6 km al NE de la localidad de Lalastra, se ha reconocido un área de unas 31 has ocupada por bancales (figura 4.51). Al igual que sucede en casi todas las demás áreas analizadas, estas estructuras subyacen a densas coberturas forestales, por lo que a simple vista no son observables en el paisaje actual (figura 4.52).

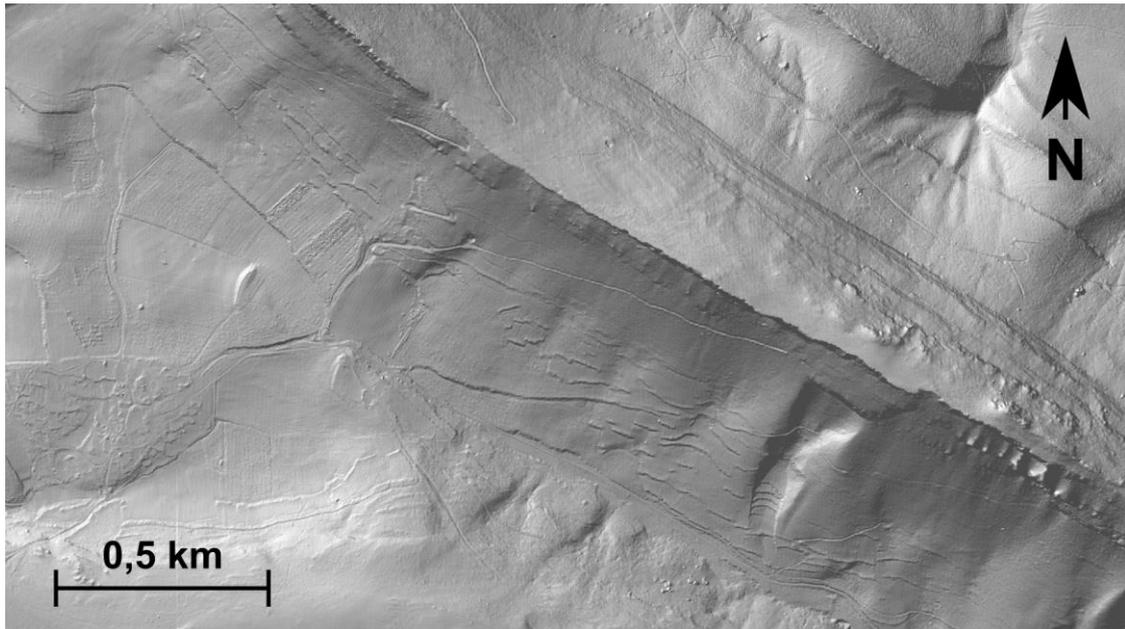


Figura 4.51. MDT LiDAR de alta resolución en el que se observan las estructuras aterrazadas.



Figura 4.52. Ortofoto del año 2009 en la que se aprecian los relieves de Arrayuelas (de dirección NO-SE, en la zona central de la imagen) y la localidad de Lalastra (esquina inf. izda.).

4.4.6.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

Estas laderas aterrazadas se localizan en el flanco nororiental del anticlinal desventrado de Valderejo-Sobrón, más concretamente en los taludes que descienden hacia el SO desde los crestones de Peña Gobeá-Arrayuelas (sector de Valderejo, capítulo 3). Como consecuencia de este contexto estructural, los buzamientos en este borde del valle anticlinal de Valderejo son hacia el NE (con valores en torno a los 15-30 grados), lo que contrasta con la exposición general de la ladera (hacia el SO). Los materiales sobre los que se han labrado estas vertientes corresponden a las facies del Cenomaniense terminal-Turonense, las cuales están constituidas fundamentalmente por margas con algunas intercalaciones decamétricas de calcarenitas bioclásticas. Asimismo, sobre los taludes margosos se ha desarrollado un manto de depósitos coluviales y derrubios de vertiente cuya área fuente se localiza en las cornisas superiores formadas por resistentes calizas coniacienses; estas acumulaciones superan localmente los 3 m de potencia.

Los escarpes antropogénicos se localizan en los tramos intermedios y distales de los taludes y, en su gran mayoría, han sido labrados sobre las formaciones coluviales citadas. Cabe señalar asimismo que en el borde SE del área cartografiada se aprecia un pequeño sector afectado por un fenómeno gravitacional de tipo debris flow, cuya zona de acumulación ha sido ocupada por una sucesión de pequeños y cortos bancales de forma semicircular. Ésta última tipología de bancales también se reconoce en muchos otros pequeños barrancos del valle de Valdegovía y, muy especialmente, en los que tienen recorrido cataclinal, cuyos fondos suelen estar ocupado por rellenos poligénicos (aluvio-coluviales en su mayoría).

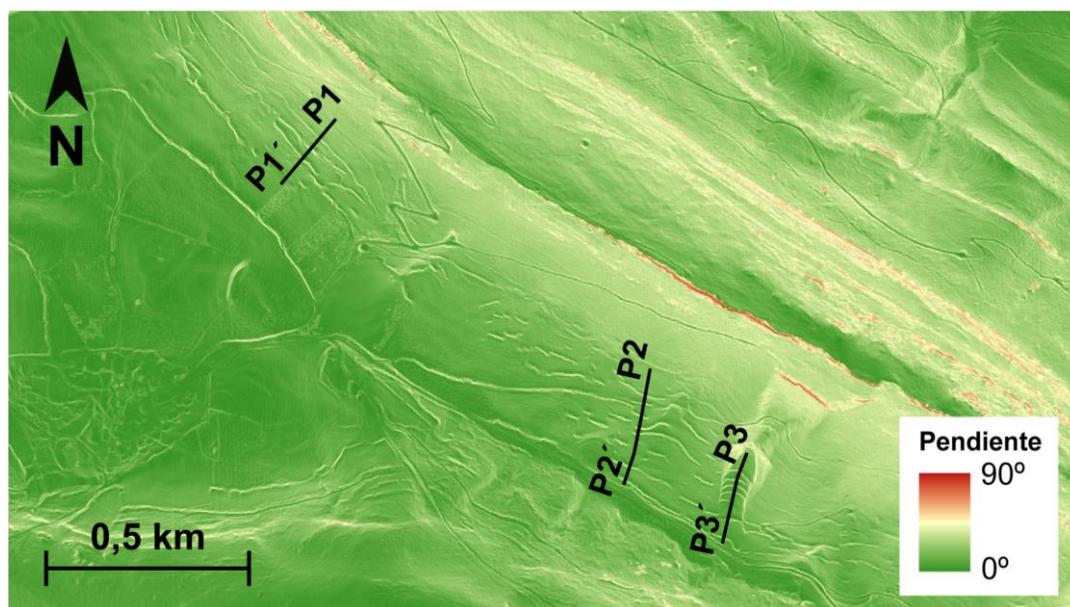


Figura 4.53. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.54).

El talud se encuentra orientado hacia el SO y presenta una morfología ligeramente cóncava, de tal manera que las pendientes son algo más suaves hacia los tramos distales (entre 10° y 20°). La pendiente media del área cartografiada es de $18,1^\circ$ (figura 4.53), mientras que la longitud media de los bancales es de 74,2 m; este último valor se encuentra muy por debajo del promedio relativo al conjunto de las áreas analizadas (95,9 m), hecho que se atribuye a la ausencia total en las vertientes de rellanos de origen litoestructural. Asimismo, el rango altitudinal del área se sitúa entre los 868-1.013 m, lo que supone el valor más alto de todas las vertientes aterrazadas que han sido cartografiadas.

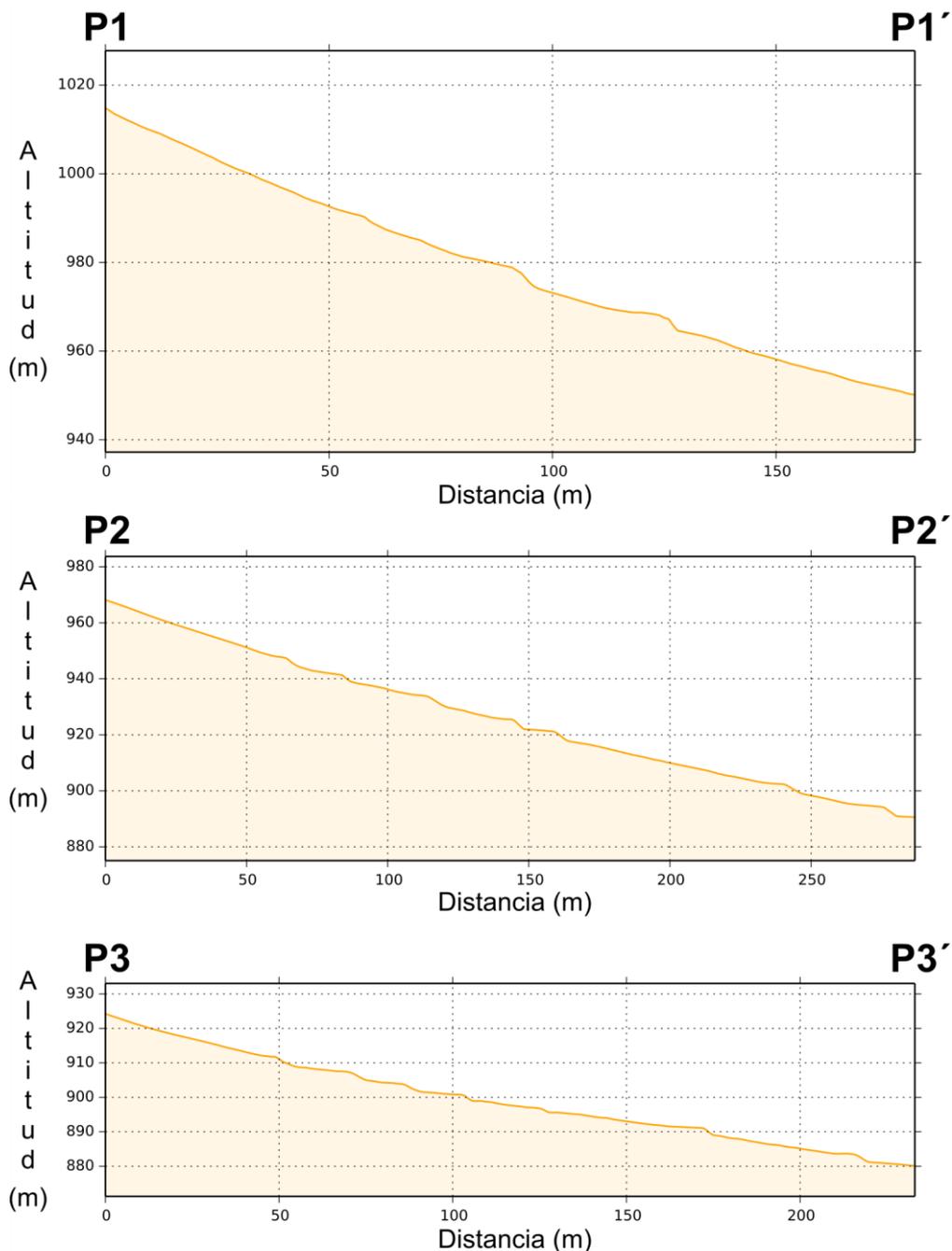


Figura 4.54. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.53.

Por su parte, la pendiente de los escarpes antropogénicos se sitúa en un umbral entre 35° y 40° (figura 4.54). En cuanto a la anchura de los rellanos mejor conservados, ésta casi nunca sobrepasa los 7-8 m, si bien debido a la dinámica de vertientes de este sector apenas encontramos fajas que hayan preservado su morfología. En todos los bancales visitados en el campo, se han observado escarpes ocupados por formaciones de matorral, por lo que no se ha podido constatar la existencia de muros de piedra. Sin embargo, sí que se han observado frecuentes acumulaciones de piedras que, en todos los casos, están constituidas por clastos angulosos y generalmente decimétricos que proceden de las formaciones coluviales. Dichas acumulaciones han sido propiciadas por el hombre con el fin de reducir la pedregosidad de estos terrenos y facilitar así su manejo de cara a potenciales usos agrarios.

Por último, debe señalarse la existencia de otra vertiente aterrazada que se ubica a unos 3 km al SE de esta área, junto a la población de Arroyo de San Zadornil (Burgos). Si bien estos aterrazamientos ocupan una extensión mucho más reducida, su contexto litoestructural y características morfométricas son muy similares a los anteriormente descritos. Sin embargo, se aprecia que los escarpes antropogénicos tienen un valor de longitud media notablemente inferior a los del área de Arrayuelas-Lalastra, por lo que cabe pensar que, en algunos casos, podrían corresponder a restos de antiguas construcciones o edificaciones.

4.4.6.2. Evolución de las coberturas del suelo

Los primeros retoques del paisaje del valle de Valderejo por parte del hombre se remontan, al menos, al período Neolítico-Bronce. A éste corresponden los cercanos túmulos de San Lorenzo I y San Lorenzo II, así como los talleres de sílex de Lerón y Landerejo, los cuales han sido catalogados como bienes del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº39, 23-02-1996). Debe tenerse en cuenta además la importancia que llegó a tener la cultura pastoril en este valle hasta los inicios del s. XX, cuyo mayor exponente lo encontramos en la secular actividad que la Mesta mantuvo en esta zona (ABASCAL et al, s/d). A pesar de la existencia de éstas y otras evidencias arqueológicas próximas, a día de hoy en el área cartografiada no se ha constatado la presencia de asentamientos previos que pudieran explicar el origen de los aterrazamientos.

En lo referente a la evolución reciente de este sector, tanto en las imágenes aéreas (figura 4.57) como en la cartografía de coberturas del suelo (figuras 4.58 y 4.59) se aprecia un paisaje que, a mediados del siglo pasado, se caracterizaba por una escasa presencia del monte arbolado. Así pues, las formas aterrazadas se encontraban ocupadas principalmente por cultivos, pastizales-matorrales y matorral, lo que también sucedía en el resto del valle de Valderejo. Dada la naturaleza de las coberturas implicadas, en este

sector el abandono de los bancales debió ser un fenómeno gradual que ya habría comenzado en la primera mitad del siglo XX.

El escenario de 1957 contrasta fuertemente con el paisaje actual (año 2012), el cual se encuentra prácticamente monopolizado por los bosques de coníferas; éstos últimos han experimentado un espectacular aumento en su superficie (de 4 a 33 has, figura 4.55). Muy por detrás hay que mencionar el incremento del bosque mixto, que pasa de 0 a 4 has. En el extremo contrario se encuentran las coberturas de matorral (de 12 a 0 has), pastizal-matorral (de 13 a 1 has) y cultivos (de 7 a 2 has), las cuales prácticamente han desaparecido. Todos estos datos son consecuencia del intenso proceso de reforestación que ha tenido lugar en este sector, el cual ha sido protagonizado aquí también por el pino albar.

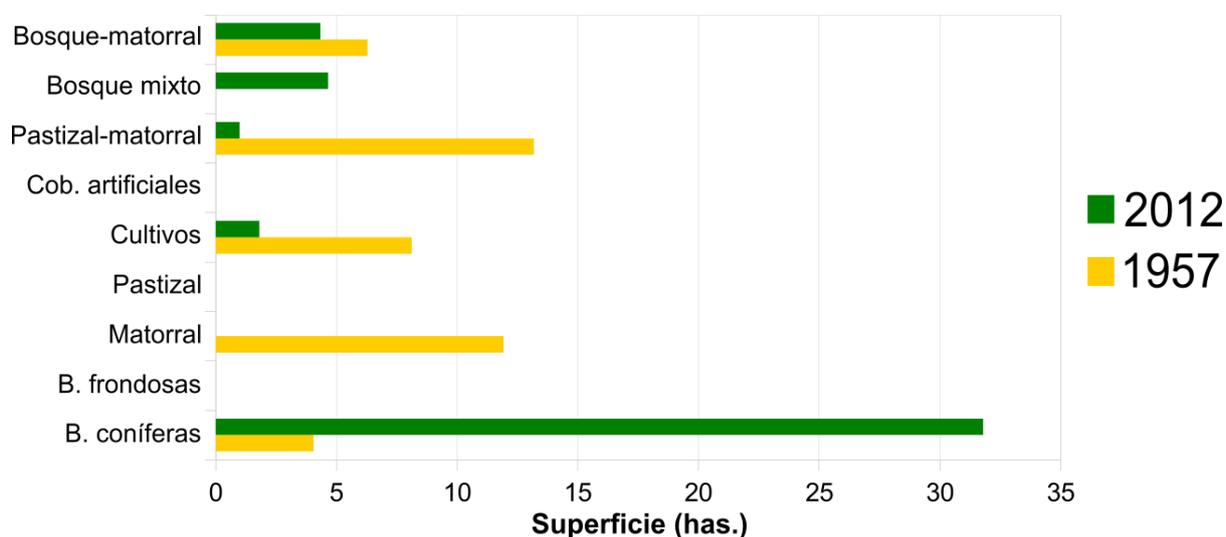


Figura 4.55. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.58 y 4.59).

Por otra parte, los datos recogidos en el cuadro 4.7 vienen a confirmar la intensa dinámica de cambio paisajístico que ha afectado a esta área durante las últimas seis décadas. De hecho, el 86,8% de la superficie cartografiada ha experimentado algún tipo de variación en sus coberturas. Los procesos de cambio registrados son múltiples, pero por encima de todos ellos destacan las zonas de pastizal-matorral (24,3% de la sup. total) y matorral (22%) que han pasado a constituir bosques de coníferas. La expansión de éstos últimos también se ha materializado a costa de otras coberturas como los cultivos (9,4%) y el bosque-matorral (7,9%). Por consiguiente, el citado proceso de reforestación ha conllevado la expansión y densificación del monte arbolado.

Coberturas del suelo (2012)

Coberturas del suelo (1957)	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957	
	B. coníferas	9,19	-	-	-	-	0,09	0,02	-	9,31	
	B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Matorral	22,01	-	-	-	0,02	0,83	4,49	-	27,35	
	Prados-pastizales	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Cultivos	9,47	-	-	-	3,67	0,46	-	5,07	18,66	
	Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Pastizal-matorral	24,32	-	-	-	0,44	-	0,41	0,18	4,88	30,24
	Bosque mixto	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	
	Bosque-matorral	7,91	-	-	-	0,07	-	0,50	5,96	-	14,44
TOTAL 2012	72,90	0,00	0,00	0,00	4,20	0,00	2,29	10,66	9,95	100,00	

Cuadro 4.7. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos de superficie están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (43,62 has).

Por otra parte, si se comparan los entramados parcelarios correspondientes a los años 2012 (figura 4.56) y 1960, se constata que el área ha sido objeto de concentraciones parcelarias, de tal manera que actualmente las parcelas con superficies por debajo de las 0,5 has son muy anecdóticas. Sin embargo, en los planos catastrales del año 1960 se ha observado que las parcelas adaptadas a la forma de los bancales son mucho más frecuentes, lo que viene a confirmar, una vez más, que los aterrazamientos son anteriores al proceso de concentración parcelaria.

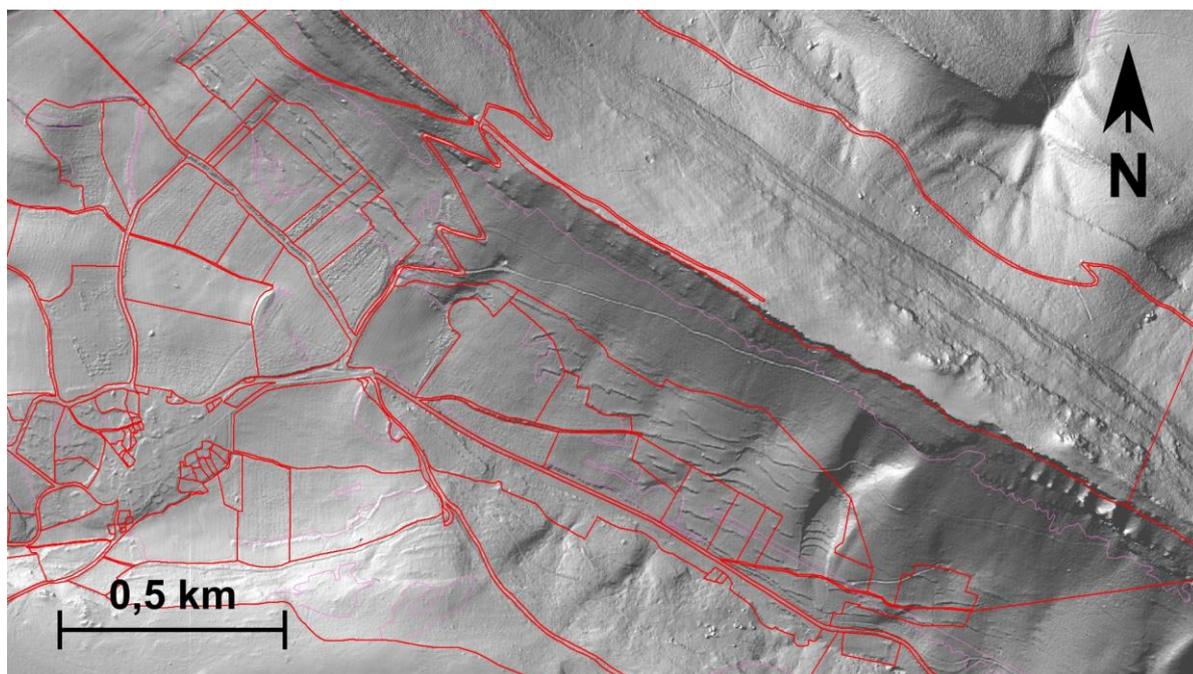


Figura 4.56. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).



Figura 4.57. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. En la zona inferior izquierda de las imágenes se observa el núcleo de Lalastra.

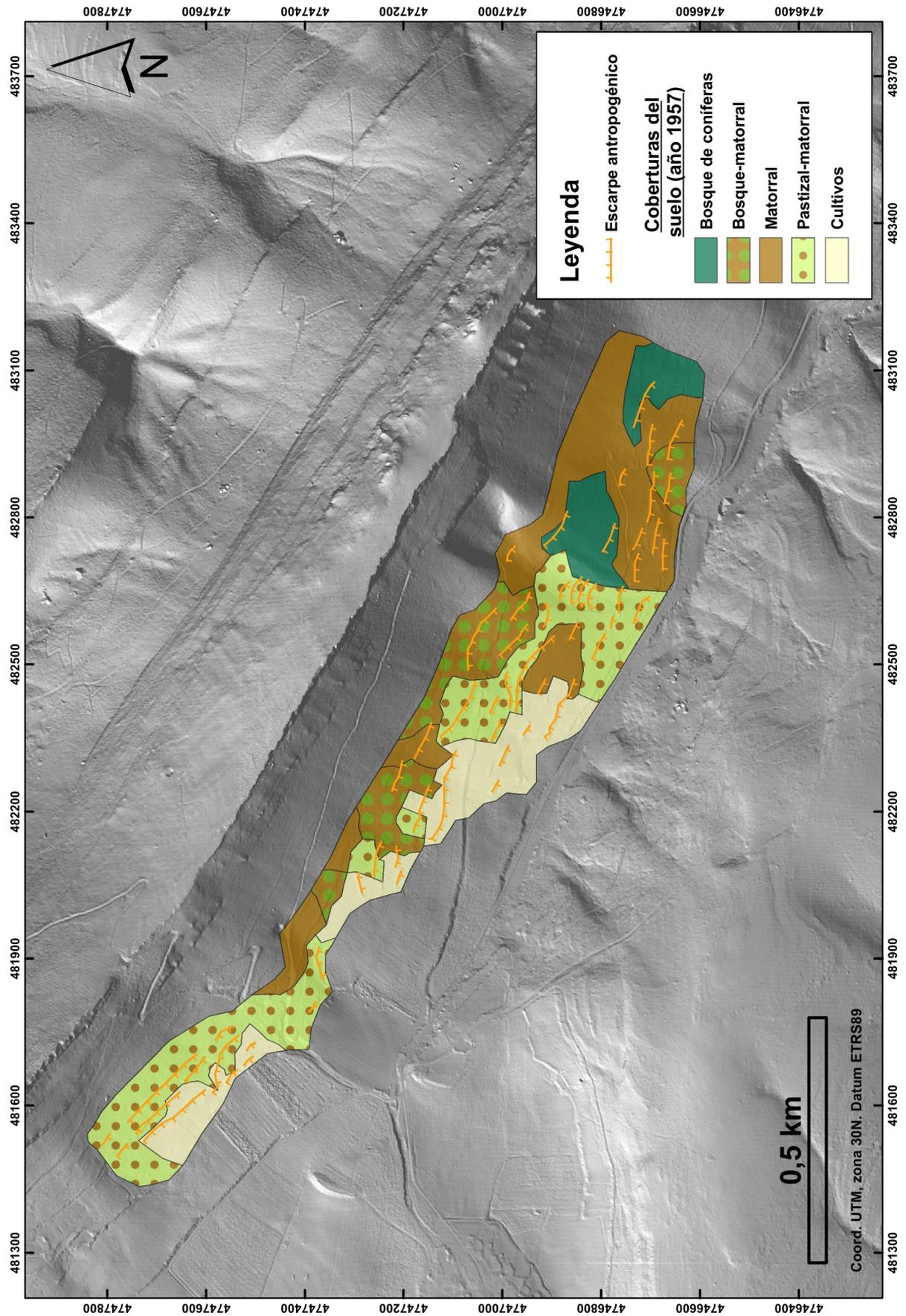


Figura 4.58. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

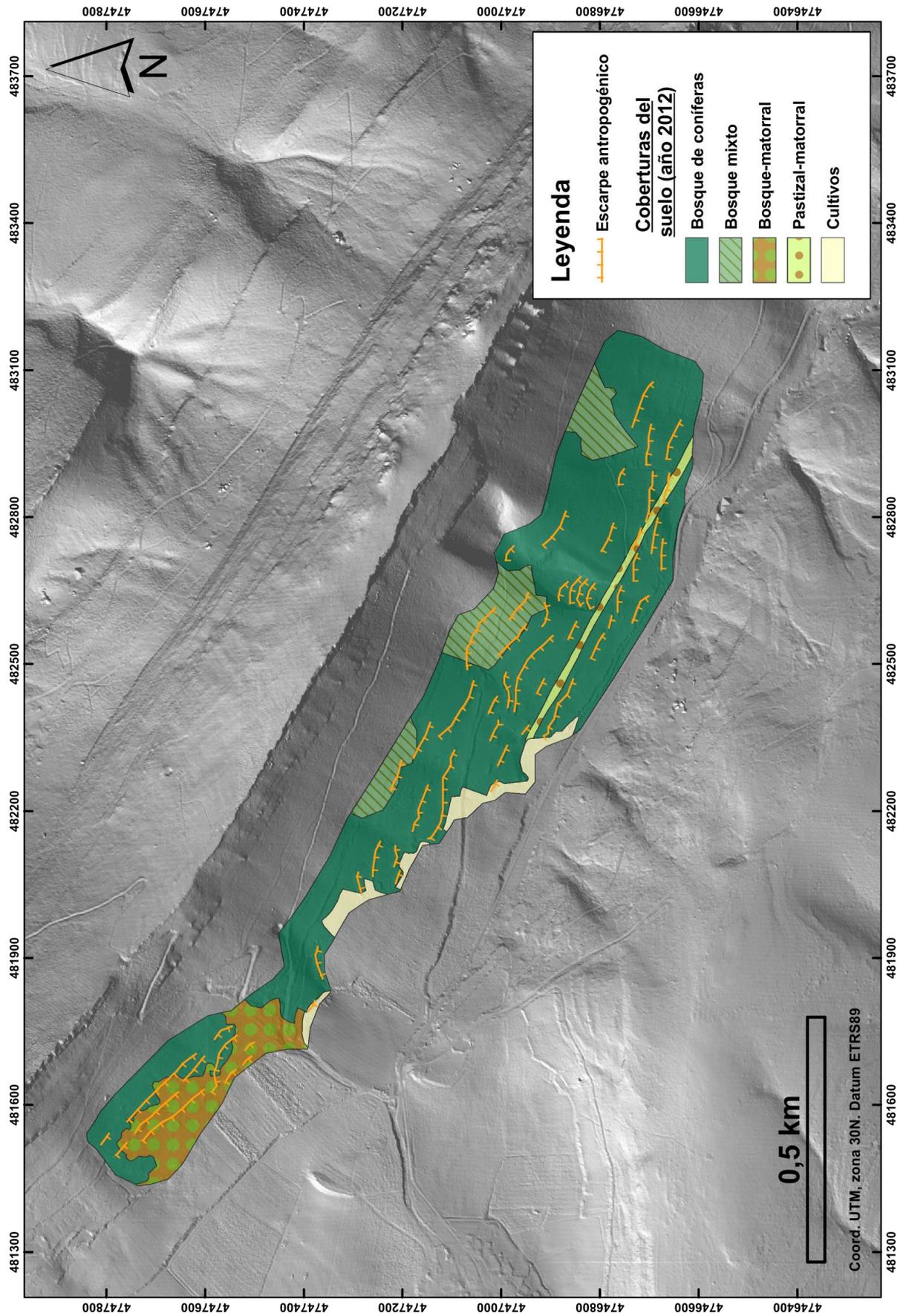


Figura 4.59. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos correspondientes a los bancales identificados.

4.4.7. ÁREA DE TOBILLAS-MONTELLANO

Hacia el N de la localidad de Tobillas, más concretamente en las laderas meridionales de Peña Lisa (término de Montellano), encontramos un conjunto de rasgos antropogénicos que ocupan una superficie de unas 45 has (figura 4.60). Las formas antrópicas tienen en este caso una morfología más difusa que en el resto de áreas analizadas, aunque también se encuentran enmascaradas por coberturas forestales de desarrollo variable (figura 4.61).

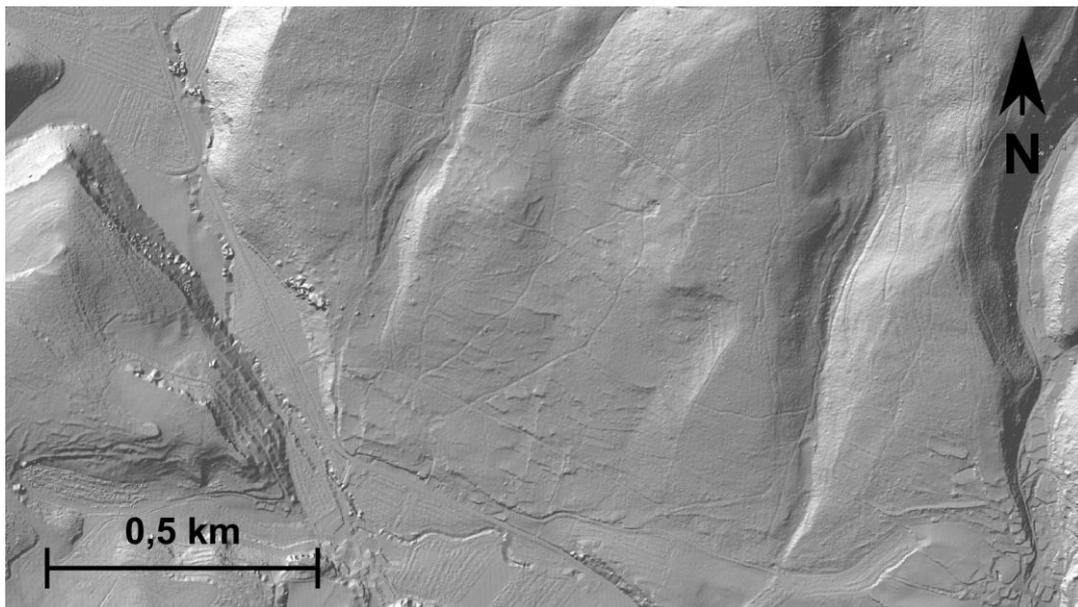


Figura 4.60. MDT LiDAR del área de Tobillas y sus estructuras antrópicas.



Figura 4.61. Ortofoto del área relativa al año 2009. En la imagen se reconocen los núcleos de Tobillas (zona inferior izda.) y Corro (esquina inferior dcha.).

4.4.7.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

Esta área se encuadra, al igual que los enclaves de Villapún, Terreros y Castros de Lastra, en el flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño (sector de Corro-Atiega, capítulo 3). Las formas antropogénicas cartografiadas se concentran en el tramo más distal del reverso de cuesta que desciende desde las elevaciones de Peña Lisa-La Carrasca, quedando a escasos metros de la llanura aluvial del río Omecillo. Los bajos buzamientos de este flanco de la sinforma ($\beta=5-10^\circ$ SO) explican los suaves valores de pendiente de estas laderas, las cuales llegan a constituir pequeñas superficies estructurales en algunos sectores. Las facies que afloran en este enclave corresponden a la secuencia del Campaniense superior-Maastrichtiense, compuesta fundamentalmente por areniscas y arenas silíceas que, a techo, dejan paso a un nivel pluridecamétrico de calizas bioclásticas. Es precisamente en el tramo arenoso donde se localizan las formas antropogénicas cartografiadas.

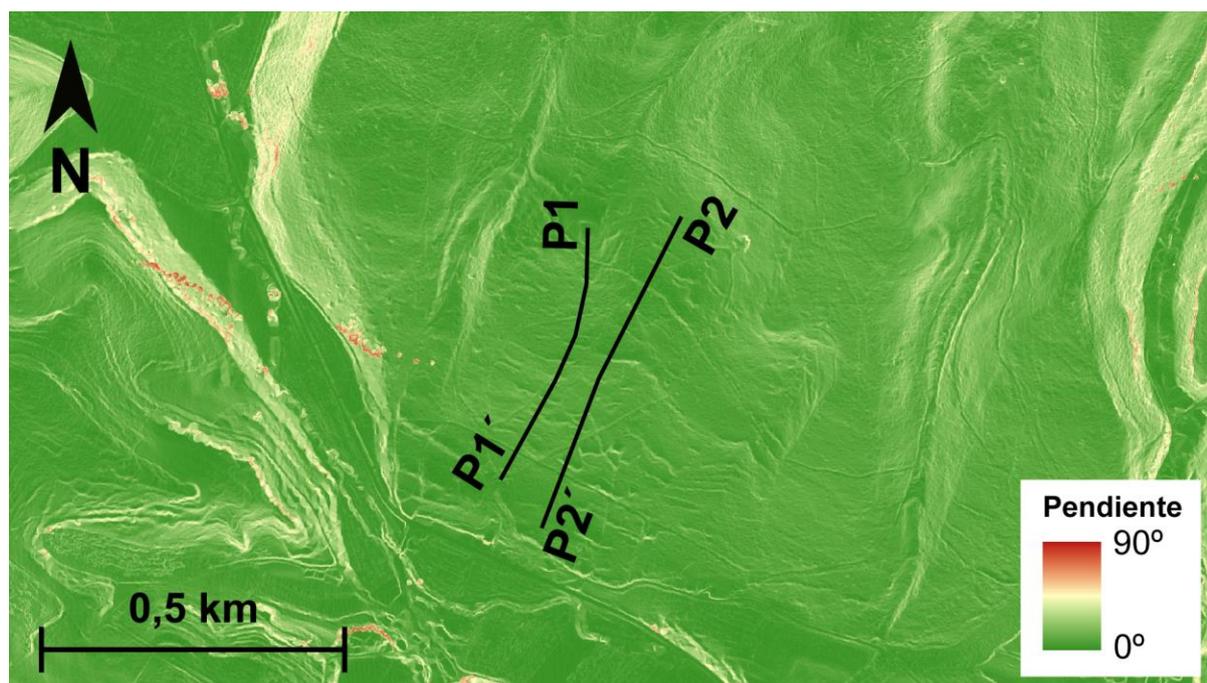


Figura 4.62. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.63).

La vertiente, de morfología ligeramente ondulada y convexa, está orientada hacia el SO. Por otra parte, en comparación con el resto de casos de estudio las pendientes son muy bajas (figura 4.62), con un valor medio para el área de $8,7^\circ$ y valores máximos en los escarpes antropogénicos que casi nunca superan los 30° . En cuanto a la longitud media

de los aterrazamientos ésta se sitúa en 66,2 m, valor que representa el mínimo para el conjunto de las áreas que han sido cartografiadas. Todos estos parámetros morfométricos estarían relacionados con una acusada degradación de las estructuras antrópicas y, además, pondrían en cuestión su utilización como bancales agrícolas. De hecho, tal y como se puede apreciar en los perfiles topográficos de alta resolución (figura 4.63), las morfologías aterrazadas apenas son perceptibles sobre el terreno actual, de tal manera que los únicos rasgos visibles corresponden a los escarpes anteriormente mencionados. Debe recordarse además que la práctica totalidad del área se encuentra tapizada por un denso sotobosque, lo que dificulta aún más la identificación *in situ* de las geoformas antrópicas. Asimismo, los bajos valores de longitud plantean que la mayor parte de dichas estructuras puedan corresponder a construcciones del propio asentamiento arqueológico de Villamanca, el cual se localiza hacia la mitad meridional del área cartografiada.

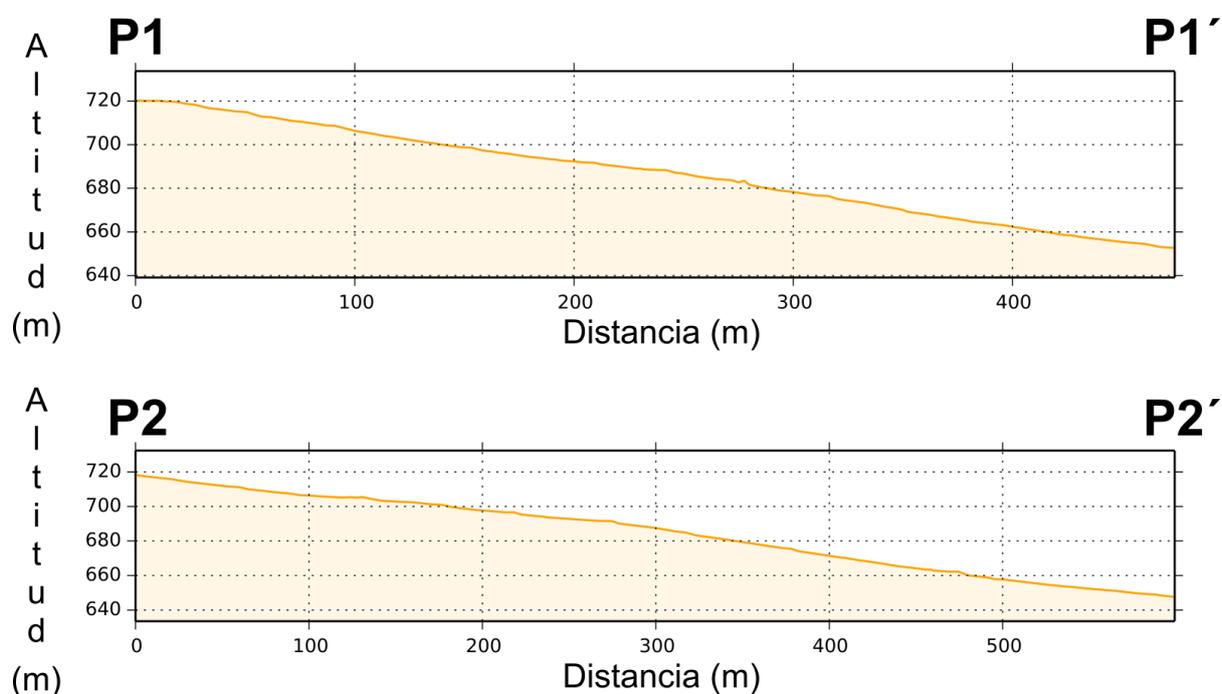


Figura 4.63. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.62.

4.4.7.2. Evolución de las coberturas del suelo

En el ámbito cartografiado se ha referenciado un despoblado de época medieval, concretamente en el ya mencionado término de Villamanca, el cual constituye un bien catalogado en el inventario del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº 39, 23-02-1996). Este asentamiento debió ser abandonado durante los siglos XII o XIII.

Tal y como se puede observar en las imágenes aéreas (figura 4.66) y en la cartografía de coberturas del suelo (figuras 4.67 y 4.68), las formas antropogénicas cartografiadas se encontraban ocultas, ya en 1957, bajo coberturas de bosque-matorral. Este hecho pone en cuestión el uso agrario de las estructuras aterrazadas de este sector cuyo abandono, en caso de haber existido actividad alguna, debió ser muy temprano.

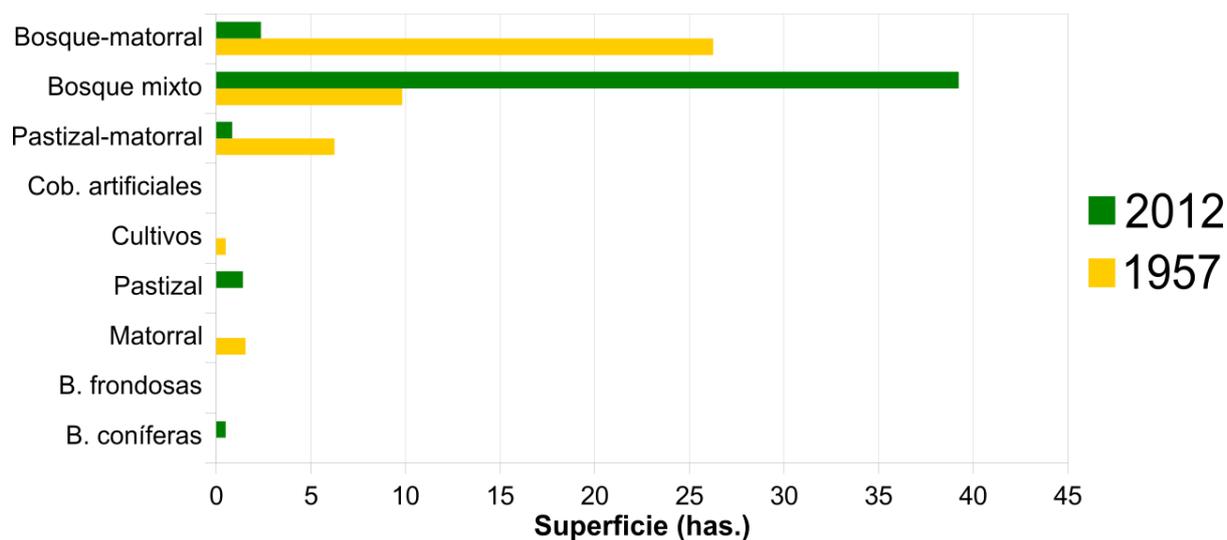


Figura 4.64. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.67 y 4.68).

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
Coberturas del suelo (1957)										
B. coníferas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Matorral	-	-	-	-	-	-	-	1,01	2,48	3,49
Prados-pastizales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Cultivos	-	-	-	0,56	-	-	-	0,56	-	1,13
Cob. Artificiales	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Pastizal-matorral	1,13	-	-	2,55	-	-	1,73	6,83	1,85	14,08
Bosque mixto	-	-	-	0,07	-	-	-	21,51	0,56	22,14
Bosque-matorral	-	-	-	0,05	-	-	0,16	58,50	0,45	59,16
TOTAL 2012	1,13	0,00	0,00	3,22	0,00	0,00	1,89	88,42	5,34	100,00

Cuadro 4.8. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (44,39 has).

La transformación del paisaje de esta zona no ha sido tan acusada como en otras áreas, ya que el proceso más destacable ha consistido en la densificación, durante las últimas seis décadas, de las coberturas forestales previamente existentes. Así pues, las coberturas que más han crecido en términos de superficie han sido los bosques mixtos (de 10 a 39 has, figura 4.64), los cuales han aumentado sus dominios gracias al desarrollo de las masas de bosque-matorral (de 26 a 2 has); ésta dinámica de cambio ha sido claramente mayoritaria, afectando a un 58,5% de la superficie total del área (cuadro 4.8). Por otra parte, hay que mencionar las coberturas de bosque mixto que mantuvieron su condición desde 1957 hasta 2012, las cuales suman un 21,5% de la superficie total.

En lo referente al parcelario catastral (figura 4.65), cabe destacar la ausencia de parcelas de tamaño pequeño (por debajo de 0,5 has) en el área cartografiada, así como la nula correspondencia espacial que se observa entre el entramado actual y el trazado de los bancales. Este fenómeno parece estar relacionado con el acusado estado de degradación que presentan los aterrazamientos, lo que a su vez podría deberse a una mayor antigüedad o a un abandono más temprano de estas estructuras antrópicas.

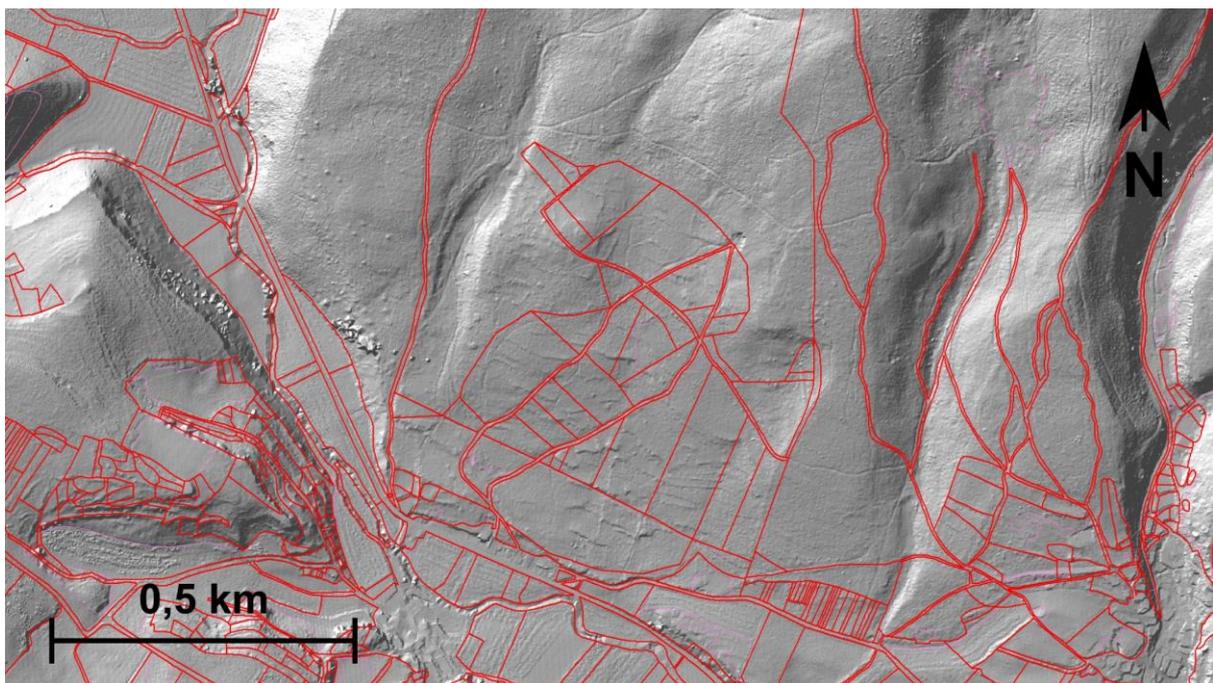


Figura 4.65. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

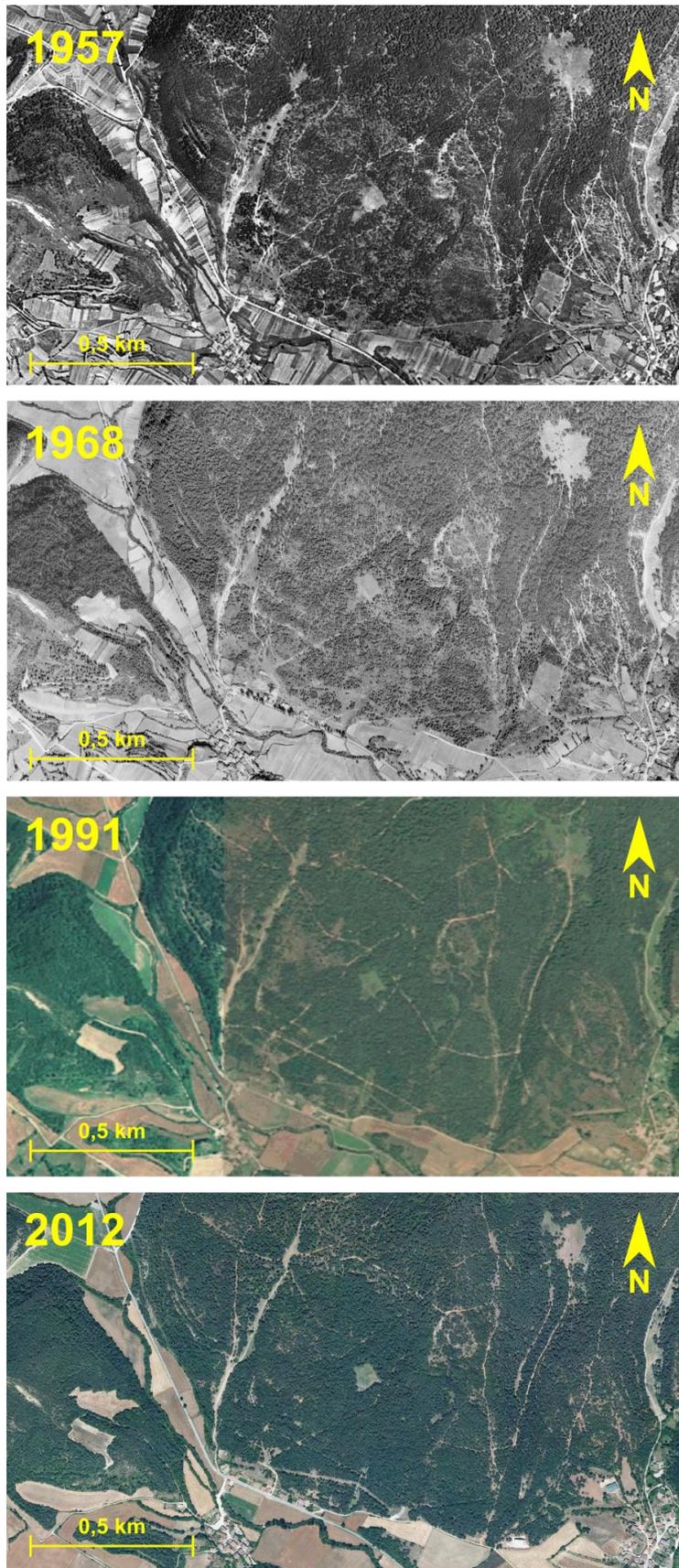


Figura 4.66. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. Se aprecian los núcleos de Tobillas (zona inf. izda.) y Corro (esquina inf. dcha.).

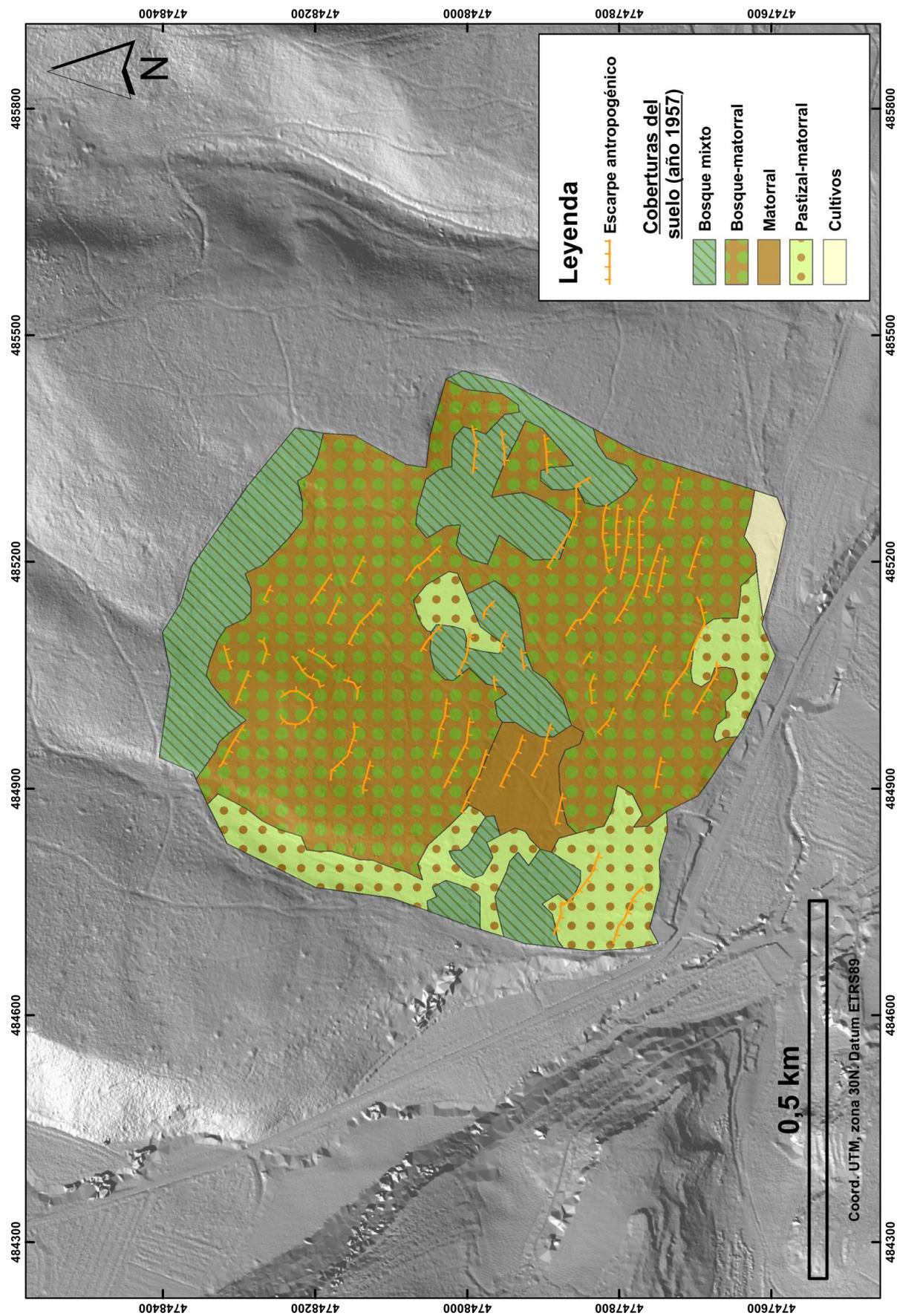


Figura 4.67. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

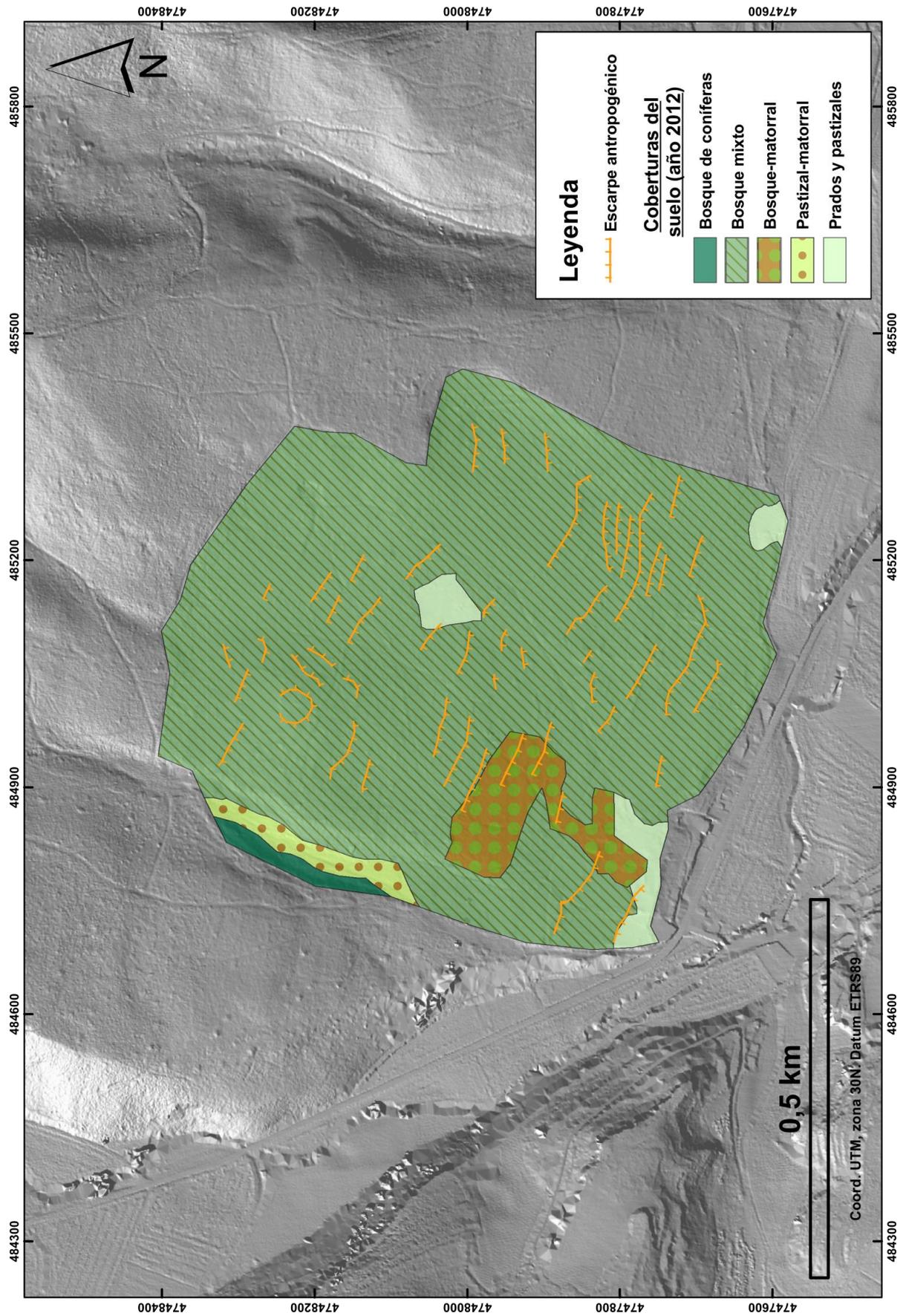


Figura 4.68. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

4.4.8. ÁREA DE BACHICABO-TRESANCINAS

Hacia el N de la localidad de Bachicabo (en el entorno del término de Tresancinas) y al pie de los relieves de Los Castros y Berbeia encontramos un conjunto de formas antropogénicas a modo de bancales dispersos que se extienden, en dirección general N-S, ocupando una estrecha franja de unos 2 x 0,3 km y una superficie aproximada de 71 has (figura 4.69). En el presente el área acoge un variado mosaico de coberturas del suelo que comprende desde cultivos agrícolas hasta bosque arbolado (figura 4.70).

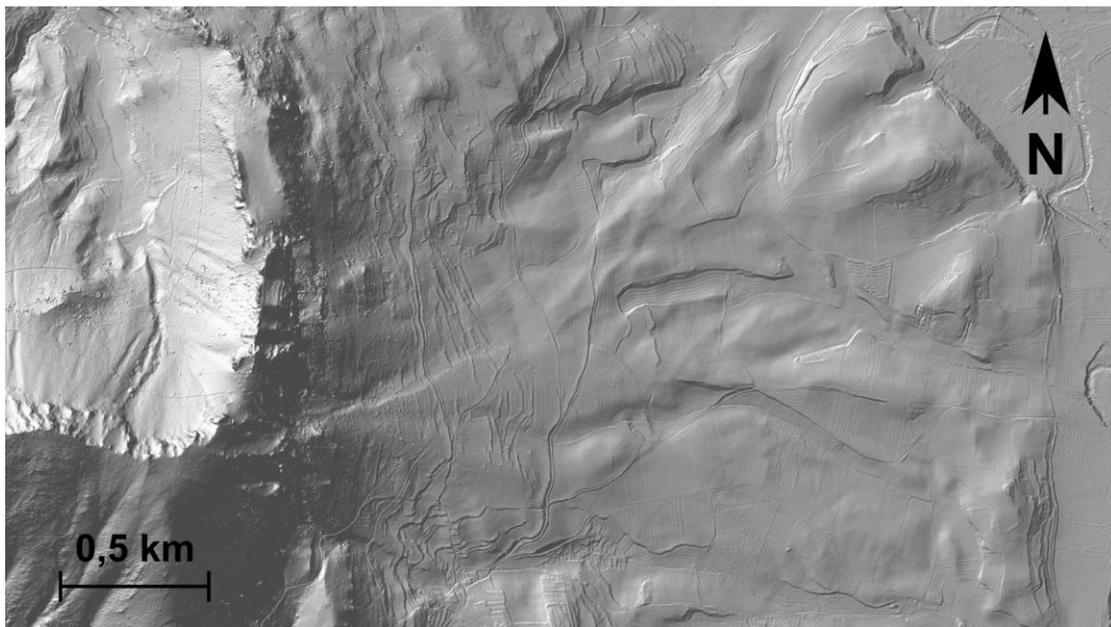


Figura 4.69. MDT LiDAR del área de Bachicabo-Tresancinas y sus estructuras aterrazadas.



Figura 4.70. Ortofoto del área relativa al año 2009. En la imagen se reconocen los núcleos de Bachicabo (zona inf. izda.) y Espejo (esquina sup. dcha.).

4.4.8.1. Morfometría, morfología y contexto litoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, el área se sitúa a caballo entre los dos pliegues principales que vertebran el ámbito de estudio, más concretamente en la confluencia entre el flanco nororiental del anticlinal de Valderejo-Sobrón y el flanco suroccidental del sinclinal de Miranda-Treviño (entre los sectores de Nograro-Bachicabo y Espejo-Bergüenda, capítulo 3). En este sector se produce un giro en la dirección general de la antifforma, cuyo trazado NO-SE pasa a ser N-S manteniéndose así desde la localidad de Barrio hasta el cierre perianticlinal meridional. Este contexto estructural explica la dirección N-S de la estratificación en esta zona, así como la exposición general hacia el E de estas vertientes. Las formas antropogénicas cartografiadas se localizan en los tramos intermedios y distales, de tal manera que las capas se disponen verticalmente en los primeros y, en cambio, ligeramente inclinadas en los segundos ($\beta=10-15^\circ\text{E}$). En lo que respecta a la litología, el área queda íntegramente encuadrada en la secuencia del Terciario continental que, en esta zona, está constituida por una alternancia de arenas, lutitas, calcarenitas y niveles de conglomerados.

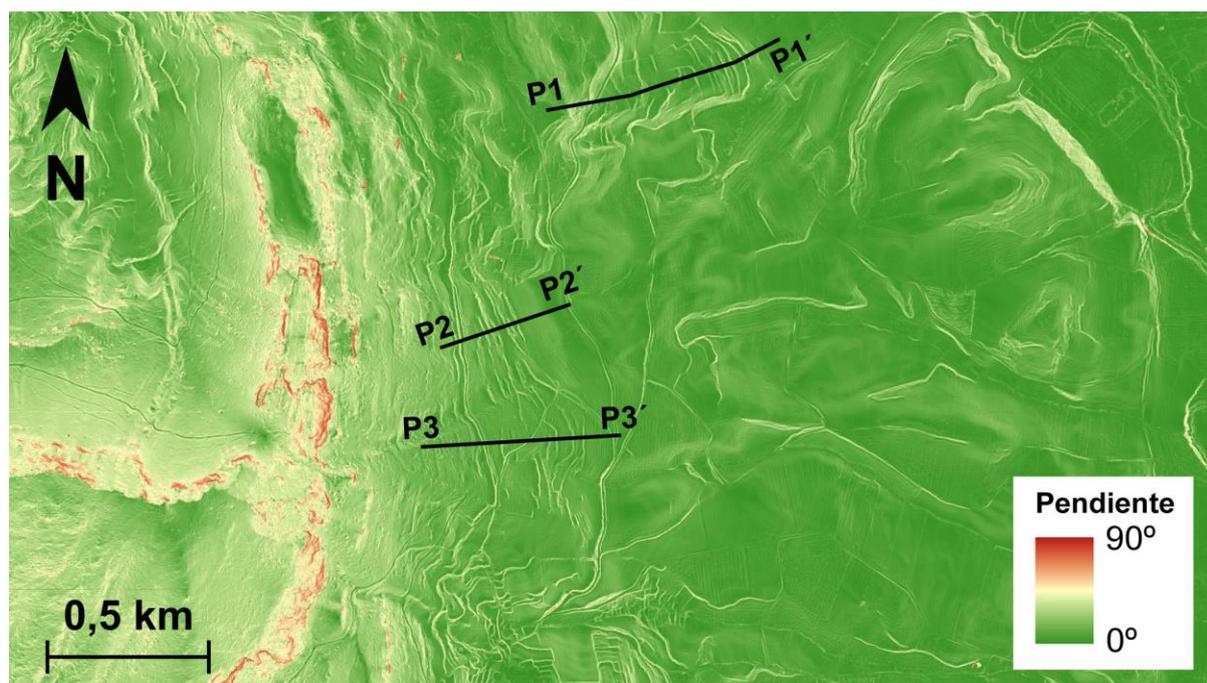


Figura 4.71.1. Mapa de pendientes obtenido a partir del MDT LiDAR. Se incluye el trazado de los perfiles transversales P1, P2 y P3 (consultar figura 4.71.2).

Todos los condicionantes señalados determinan la morfología cóncava y ligeramente ondulada de la vertiente, en cuyos tramos intermedios y proximales se asienta un conjunto de depósitos coluviales y derrubios de vertiente de potencia variable. En consecuencia los valores de pendiente son progresivamente inferiores hacia los tramos distales (de 20° a 5°), de tal manera que el valor de pendiente media para el área cartografiada es de $14,2^\circ$ (figura 4.71.1). Asimismo, tal y como se puede observar en los

perfiles extraídos del MDT LiDAR (figura 4.71.2), los valores máximos de pendiente relativos a los escarpes antropogénicos se sitúan, de forma general, entre 30° y 40° , si bien de forma local se llega a rebasar éste último valor. En cuanto a la anchura de los rellanos que mejor han conservado su morfología, ésta rara vez sobrepasa los 10 m; como ya se ha visto, este valor es extensible a la mayoría de las zonas cartografiadas.

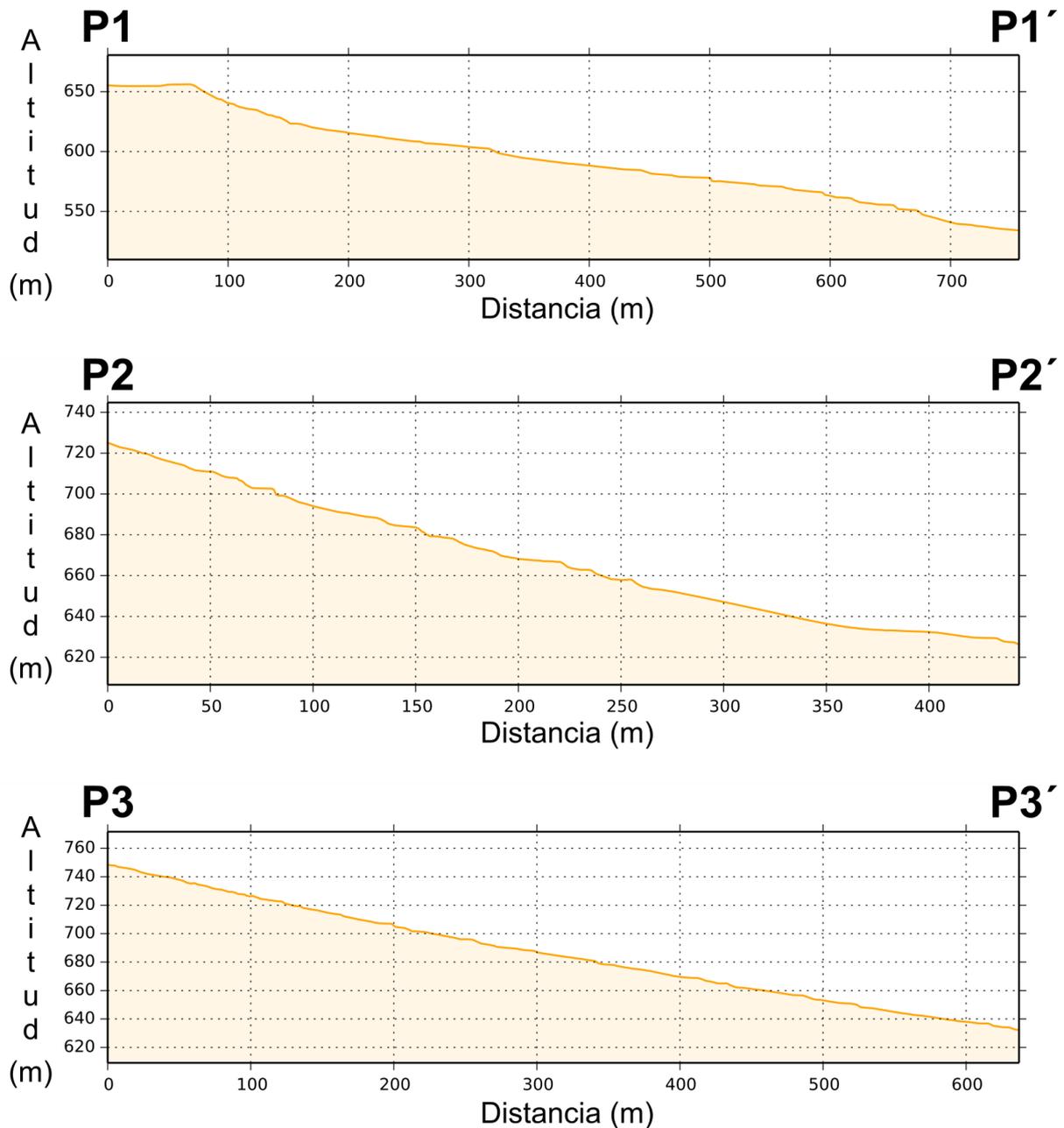


Figura 4.71.2. Perfiles topográficos de las laderas aterrazadas (P1-P1', P2-P2', P3-P3'), obtenidos a partir del MDT LiDAR de alta resolución. La localización de los perfiles se recoge en la figura 4.71.1.

Por otra parte, la longitud media de los aterrazamientos es de 107,5 m, valor que se sitúa por encima del promedio de todas las áreas analizadas. Este dato guarda una aparente relación con el contexto litoestructural del área, el cual ha dado lugar en estas

vertientes a una presencia destacada de resaltes topográficos asociados a líneas de capa, especialmente allí donde los buzamientos son más bajos. Por tanto, la continuidad lateral de estos resaltes habría favorecido una mayor longitud de los aterrazamientos (figura 4.72.1). Asimismo, cabe destacar que los bancales localizados en los sectores más distales se encuentran ligeramente inclinados hacia el E (figura 4.72.2) y, por tanto, constituyen pequeñas superficies estructurales.

En cuanto a los elementos de separación entre los bancales se ha constatado un predominio casi total de los taludes de matorral, si bien localmente se observan algunos muros relativos bien a antiguas edificaciones (poblado de Tijuenco) o bien a escolleras construidas recientemente para evitar procesos erosivos.



Figura 4.72.1. Perspectiva de un bancale localizado hacia el N del área de Bachicabo-Tresancinas.



Figura 4.72.2. Vista panorámica de las vertientes orientales de los relieves de Los Castros, donde se localizan los bancales del área de Bachicabo-Tresancinas. Hacia el fondo se aprecian las barras constituidas por calizas coniacienses.

4.4.8.2. Evolución de las coberturas del suelo

Una vez más, en este sector encontramos vestigios arqueológicos que, por un lado, atestiguan la presencia secular del hombre en estos parajes y, por otro, confirman el origen

prehistórico de parte de las estructuras aterrazadas. Enclavado en el interior del área cartografiada se localiza el poblado de Tijuenco, donde los asentamientos más tempranos debieron tener lugar en el Bronce Final-Edad del Hierro, los cuales además habrían tenido estrecha relación con el cercano castro de Berbeia. El asentamiento fue reocupado durante la Edad Media hasta su abandono en el s. XIII. Todos estos méritos de conservación han motivado la catalogación del poblado de Tijuenco dentro del Patrimonio Cultural de la CAPV (BOPV nº 39, 23-02-1996).

Durante la segunda mitad del siglo XX, el paisaje de esta área ha sufrido una profunda transformación que ha consistido, a grosso modo, en la expansión y desarrollo de sus dominios forestales (figura 4.75). Por otra parte, en la cartografía de coberturas del suelo relativa al año 1957 (figura 4.76) se observa que la gran mayoría de las formas antropogénicas identificadas coincidía con coberturas de cultivos y matorral. Este hecho viene a confirmar que el abandono de bancales era ya entonces un fenómeno palpable en algunas superficies de este sector. Como consecuencia de una presión cada vez menor de los usos agrarios, aquel paisaje donde el monte arbolado era residual evolucionó hasta llegar, en 2012 (figura 4.77), a tener una presencia muy destacada de los bosques de coníferas, los cuales forman en la actualidad un mosaico paisajístico con las tierras cultivadas y, en menor medida, con zonas de matorral.

Los datos recogidos en la figura 4.73 confirman lo anteriormente dicho. En efecto, entre 1957 y 2012 se observa que los bosques de coníferas son las únicas coberturas que incrementan su superficie, si bien la magnitud de dicho incremento es espectacular (de 1 a 48 has). Por su parte, las pérdidas más significativas de superficie corresponden a las coberturas de matorral (-69%), pastizal-matorral (-65%) y bosque-matorral (-60%). Asimismo, llama la atención el hecho de que las coberturas de cultivos apenas han perdido superficie en dicho período (-7%), fenómeno que es exclusivo de éste sector.

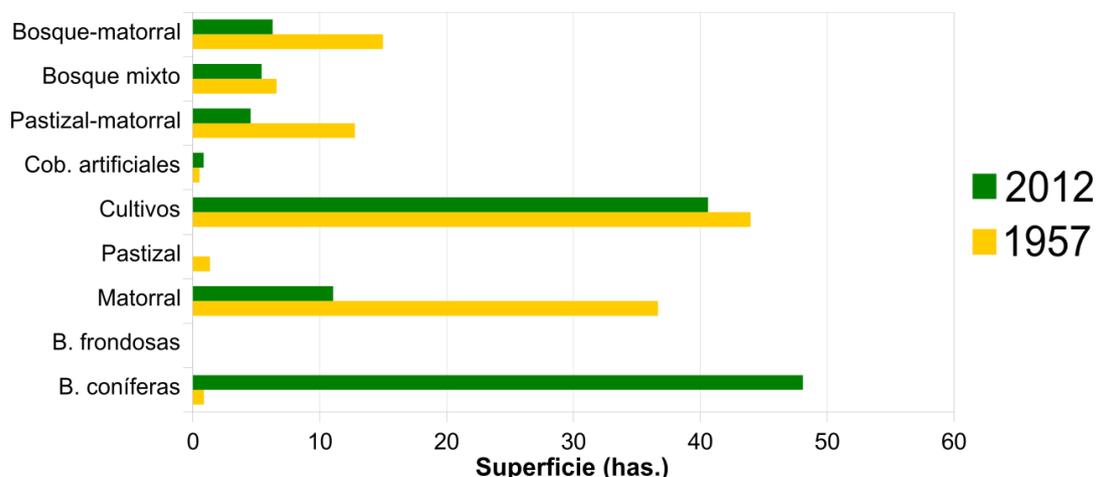


Figura 4.73. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012). Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000 (figuras 4.76 y 4.77).

El cuadro 4.9 refleja con detalle los mecanismos de cambio que se han registrado entre las distintas coberturas de este sector. Así, entre 1957 y 2012 dichas transformaciones han afectado a un 66,2% de la superficie cartografiada, frente a un 33,8% en el que las coberturas no han variado. En consonancia con lo anteriormente señalado, los procesos de cambio más significativos han derivado en un aumento de los dominios de los bosques de coníferas, el cual se debe a la evolución de coberturas de matorral (20,3% de la sup. total), bosque-matorral (9,5%) y, en menor medida, de bosque mixto (4,8%). Todos estos datos una dinámica de crecimiento y densificación de las masas forestales de este sector, con el pino albar como especie colonizadora casi exclusiva.

Por otra parte, y como ya se ha apuntado anteriormente, la evolución de las coberturas de cultivos en este sector se desmarca de la pauta general de recesión y abandono que caracteriza al resto de áreas analizadas. En consecuencia, nada menos que un 28,2% de la superficie total se encuentra ocupado por cultivos que han mantenido su uso entre 1957 y 2012. Además de estas superficies cabe destacar, por su rareza, algunas zonas que antiguamente no estaban ocupadas por cultivos y que en la actualidad sí lo están; este fenómeno ha tenido lugar fundamentalmente en antiguas coberturas de matorral (afectando al 5% de la sup. total), aunque también se ha observado en pequeñas extensiones de pastizal-matorral (1,5%). La práctica totalidad de formaciones de matorral que actualmente han pasado a formar parte del *ager* se localiza en las inmediaciones del pueblo de Bachicabo (a escasos 500 m al N de dicha localidad). Este hecho estaría relacionado con un proceso de concentración de las explotaciones que, a su vez, habría propiciado la roturación de algunos de los terrenos más cercanos a los núcleos de población.

Coberturas del suelo (2012)

	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	TOTAL 1957
Coberturas del suelo (1957)										
B. coníferas	0,73	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,74
B. frondosas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Matorral	20,37	-	3,19	-	5,01	-	0,91	0,70	0,98	31,15
Prados-pastizales	1,01	-	-	-	-	-	0,14	-	-	1,15
Cultivos	3,19	-	1,37	-	28,26	0,38	1,38	1,18	1,58	37,35
Cob. Artificiales	-	-	-	-	0,10	0,35	-	-	-	0,45
Pastizal-matorral	1,28	-	4,50	-	1,58	-	1,30	0,16	2,01	10,83
Bosque mixto	4,83	-	0,01	-	-	-	-	-	0,76	5,60
Bosque-matorral	9,52	-	0,48	-	0,03	-	0,14	2,56	0,01	12,73
TOTAL 2012	40,93	0,00	9,54	0,00	34,99	0,73	3,86	4,60	5,34	100,00

Cuadro 4.9. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012. Los datos de superficie están expresados en valores porcentuales obtenidos en base al área total de la zona cartografiada (117, 78 has).

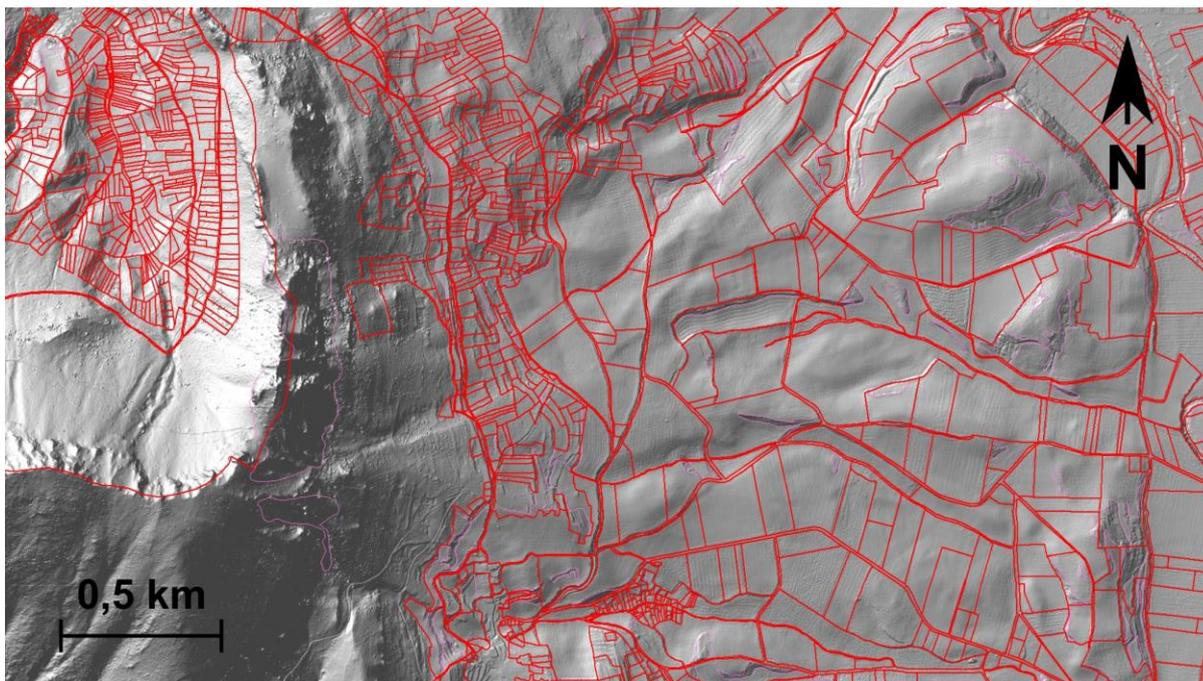


Figura 4.74. Entramado parcelario relativo al catastro del año 2012 (fuente: Catastro de la Diputación Foral de Álava). Se incluyen los límites a nivel de parcelas (color rojo) y subparcelas (color violeta).

Por otra parte, de todas las áreas cartografiadas es en ésta donde encontramos el parcelario más fragmentado, tal y como puede apreciarse en la figura 4.74; este hecho evidencia la escasa afección que el proceso de concentración parcelaria ha tenido en este sector. Se constata por tanto un marcado predominio de las parcelas de tamaño inferior a las 0,5 has, cuya existencia y localización ha sido además comprobada en los planos catastrales del año 1960. Así pues, resulta evidente que la mayor parte de las parcelas del área han sido heredadas del entramado parcelario antiguo. Sin embargo, debe señalarse que, a excepción de algunos sectores (como el extremo nororiental del área), el grado de correspondencia entre la forma de las parcelas y los aterrazamientos es generalmente bajo.

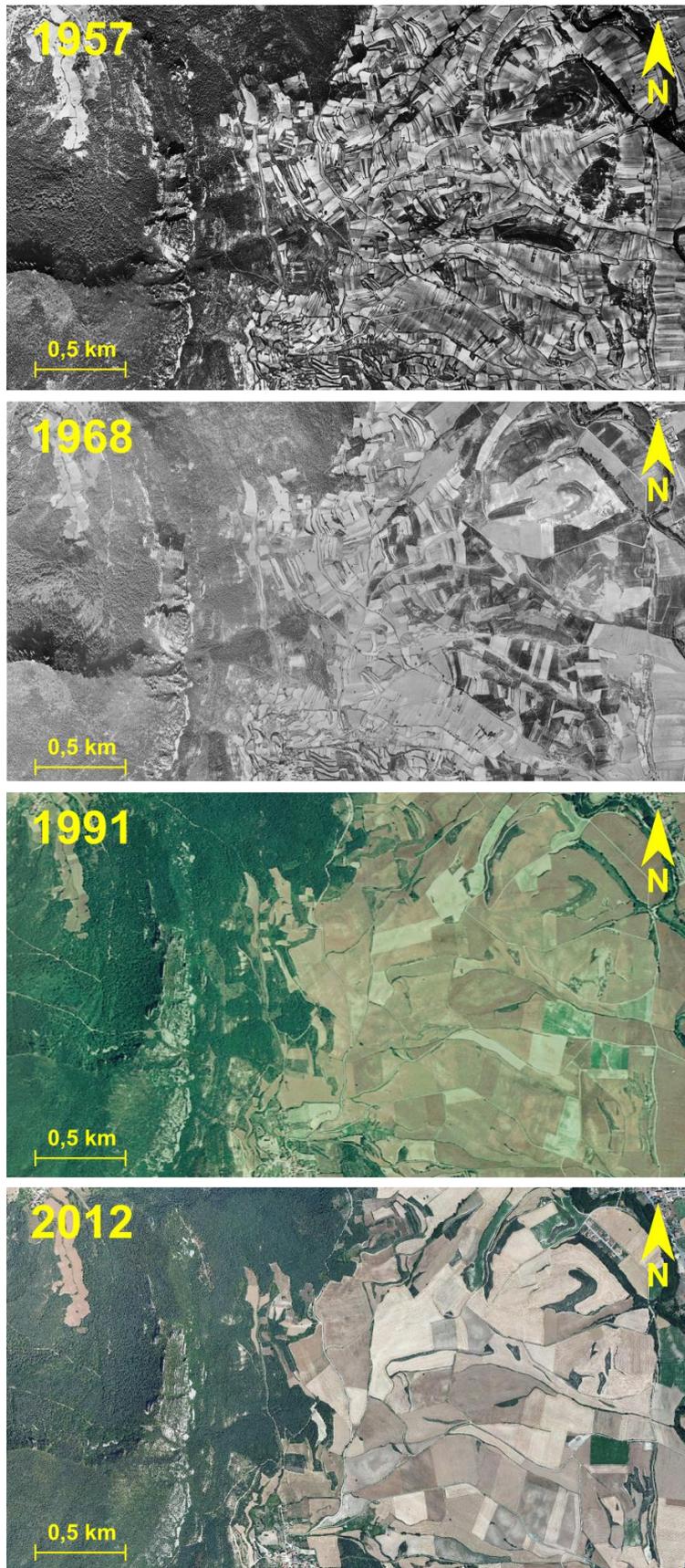


Figura 4.75. Secuencia de la evolución del paisaje y las coberturas del suelo. Imágenes aéreas ortorrectificadas de los años 1957, 1968, 1991 y 2012. Se aprecian los núcleos de Bachicabo (zona inf.) and Espejo (esquina sup. dcha.).

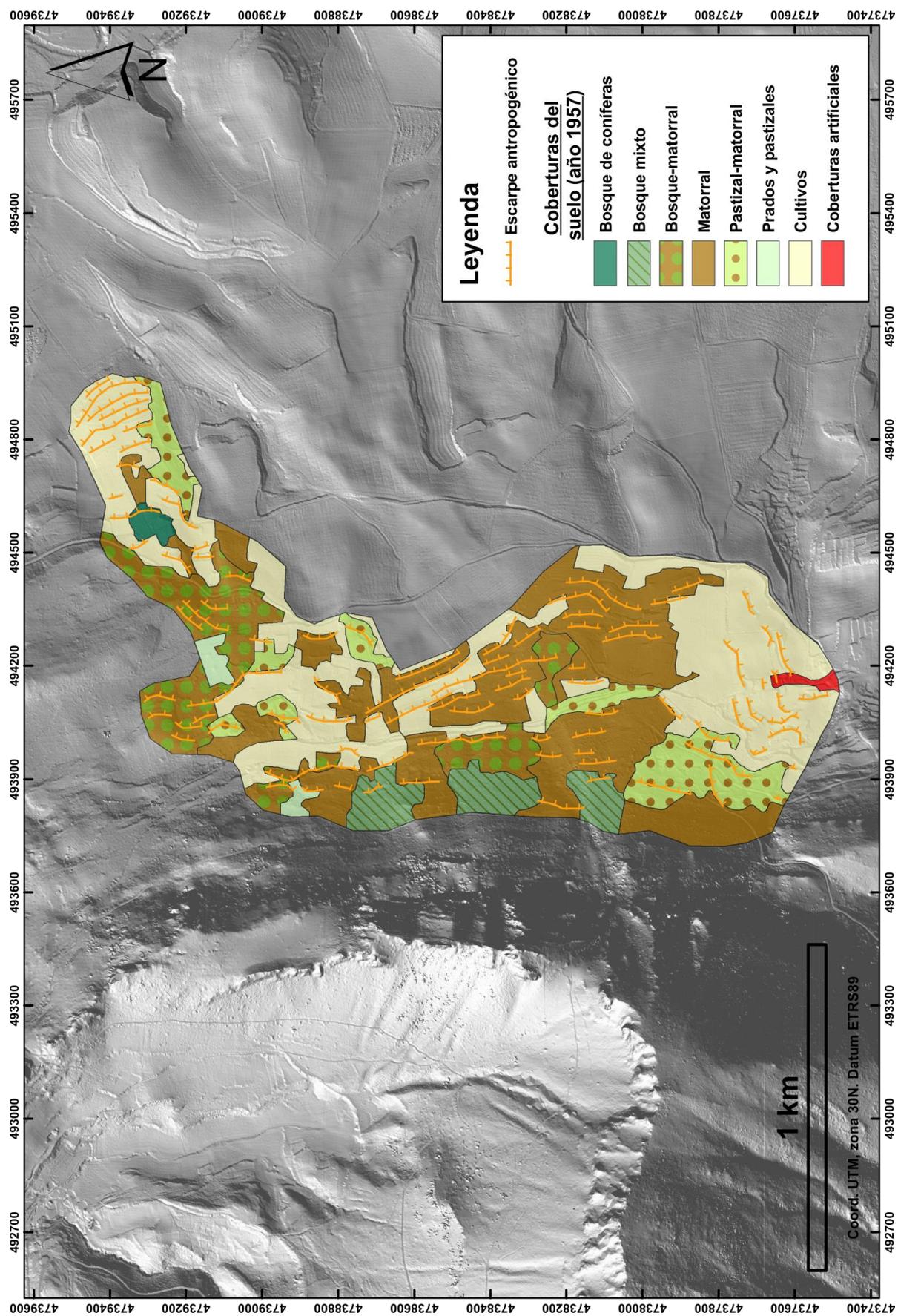


Figura 4.76. Mapa de coberturas del suelo, año 1957 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

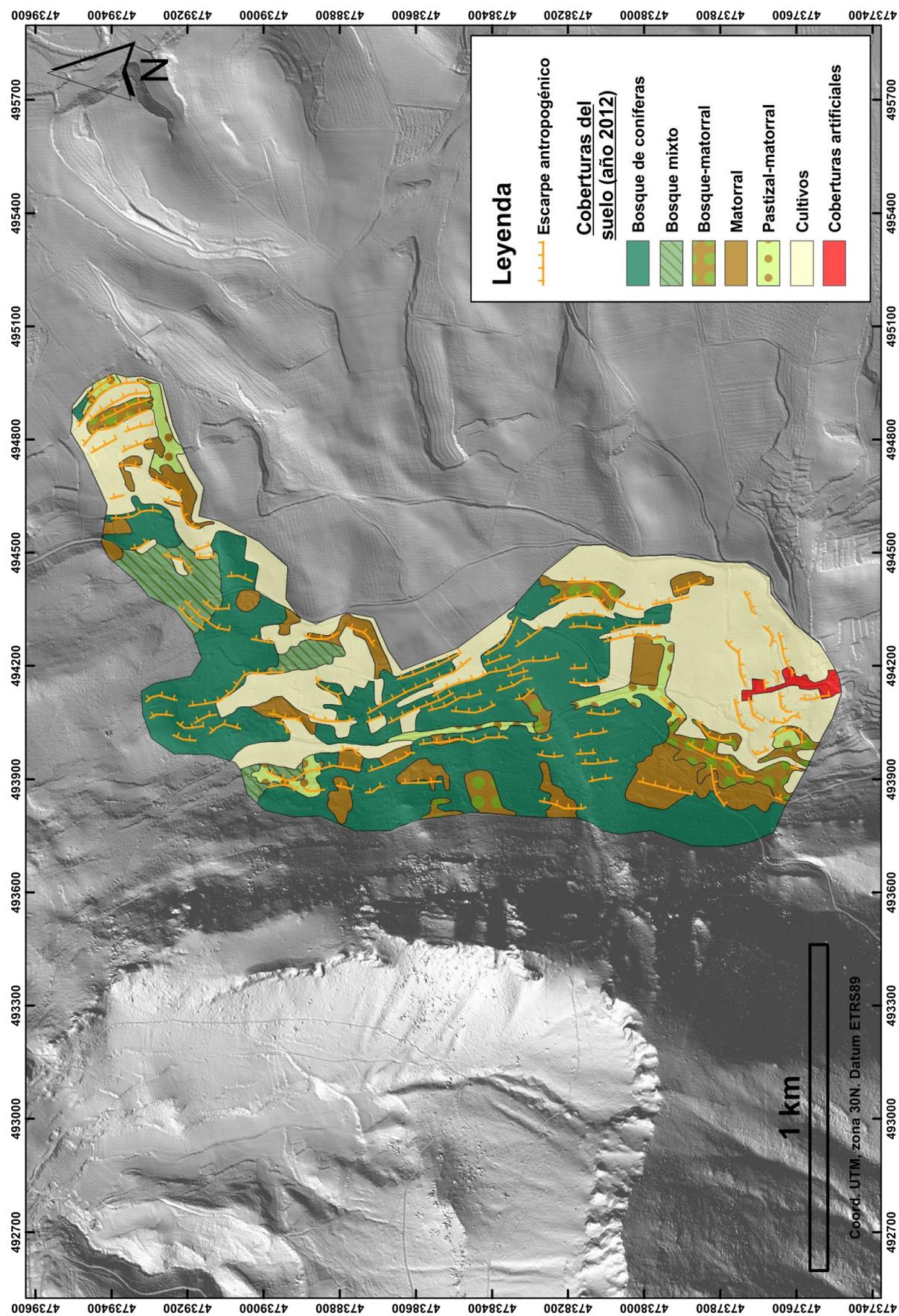


Figura 4.77. Mapa de coberturas del suelo, año 2012 (escala de trabajo 1:10.000). En la cartografía también se incluyen los escarpes antropogénicos identificados.

4.5. Consideraciones generales sobre las áreas analizadas

Tras describir los rasgos antropogénicos identificados en cada una de las áreas, a continuación se procede a realizar una valoración conjunta de todas estas estructuras. Con este objetivo se ha llevado a cabo el cálculo de valores estadísticos agregados relativos, por un lado, a varios parámetros morfométricos y, por otro, a los valores de superficie de las distintas coberturas del suelo. De este modo ha sido posible obtener una visión general de las geofomas antropogénicas para el ámbito global del valle de Valdegovía.

En cuanto a la distribución geográfica de las áreas con aterrazamientos cabe destacar que la práctica totalidad de las mismas se localiza en zonas aledañas al fondo de valle del Omecillo. En cambio, la presencia de estas estructuras en la depresión del Tumecillo-Lacozmonte resulta anecdótica, con la excepción de algunos emplazamientos fortificados (Astúlez y Castros de Lastra); ésto último también es extensible al núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón, cuya orografía más accidentada ha debido limitar la ocupación humana de dicho ámbito (a excepción de los valles de Valderejo y Ribera). Esta distribución se debe presumiblemente a la fisiografía más favorable de la ribera del Omecillo y su entorno más inmediato, lo que habría propiciado un proceso de humanización más intenso en estos sectores desde tiempos prehistóricos.

Desde el punto de vista geomorfológico se reconocen tres patrones principales en cuanto al contexto morfoestructural en el que se ubican las laderas abancaladas. En primer lugar, destacan los tramos distales de los reversos de cuesta del flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño y, especialmente, las solanas que conectan con la margen izquierda del río Omecillo, donde se localizan las zonas aterrazadas de Villapún, Terreros-San Millán y Tobillas-Montellano. Los materiales pertenecen en su mayoría a la secuencia detrítica del Terciario continental (limos, lutitas, calcarenitas y conglomerados), aunque también afloran otras facies más antiguas (arenas del Campaniense). En estos casos las fajas o rellanos antrópicos destacan por ser conformes a las estructuras monoclinales, dando lugar en la mayor parte de los casos a pequeñas superficies subestructurales que se localizan en las litologías más blandas de la secuencia descrita. Por su parte, el área de los Castros constituye una excepción en tanto ésta se localiza en los tramos somitales del reverso estructural.

Un segundo contexto morfoestructural lo encontramos en torno al eje del citado sinclinal, donde cabe destacar el cerro de Medropio, un relieve invertido (cerro sinclinal) que se encuentra ocupado por extensas estructuras aterrazadas en la mayoría de sus vertientes. Las vertientes abancaladas tienen un origen claramente litoestructural, ya que su presencia responde, por un lado, a la disposición horizontal de las capas en este sector

y, por otro, a la alternancia litológica a la que dan lugar las facies lacustres del Terciario continental (calizas y margas). Así, todos estos escalonamientos naturales constituyen superficies estructurales que, por su fisiografía favorable, han sido posteriormente ocupadas y aprovechadas secularmente por el hombre. Hacia el SE del enclave de Medropio, en una zona de transición entre los dos pliegues principales, se ubica el área de Bachicabo; este contexto estructural es responsable de los buzamientos variables que se observan en el sector, lo que a su vez explica la irregularidad en la morfología de las vertientes y, por tanto, en la geometría y distribución de los aterrazamientos.

Por último, el tercer contexto morfoestructural corresponde a los taludes no estructurales que se localizan en los flancos del anticlinal desventrado de Valderejo-Sobrón, donde se encuentran las áreas de Ribera-Ampo (flanco suroccidental) y de Lalastra-Arrayuelas (flanco nororiental). En estos enclaves las formas antropogénicas han sido labradas en los taludes fundamentalmente margosos del Cenomaniense-Turonense, sobre los que localmente se han depositado derrubios de vertiente y coluviones de potencia variable; en éstas formaciones superficiales también se asienta una parte de las estructuras aterrazadas.

ÁREA	ALTITUD (m)			ESCARPES ANTROPOGÉNICOS			PENDIENTE	
	Alt. Max.	Alt. Min.	Alt. Med.	Núm.	Long. Med. (m)	Desv. típ.	Pend. Med. (°)	Desv. típ.
Villapún	686	554	608	106	71,6	42,1	12,5	6,92
Medropio	799	553	657	226	190,4	135	15,2	9,38
Ribera-Ampo	958	724	816	242	82,2	54	14,3	9,26
Terreros-San Millán	714	587	640	97	73,1	40,3	12,7	6,64
Castros de Lastra	830	653	743	55	101,8	61,9	21,2	9,39
Lalastra-Arrayuelas	1.013	868	937	57	74,2	43,7	18,1	7,25
Tobillas	744	639	686	50	66,2	35,5	8,7	4,71
Bachicabo	800	554	676	95	107,6	62,6	14,2	8,67
TOTAL ÁREAS	1.013	553	720	928	95,9	59,4	14,6	7,8

Cuadro 4.10. Resumen de los parámetros morfométricos obtenidos para cada una de las áreas.

El cuadro 4.10 refleja algunos parámetros morfométricos relativos a la altitud, pendientes y a la longitud de los escarpes antropogénicos cartografiados. En primer lugar, cabe señalar el amplio umbral altitudinal (de 550 a 1.010 m) en el que tienen lugar las áreas aterrazadas, lo que pone de manifiesto la escasa relevancia que el factor de la altitud tiene en la distribución geográfica de las formas antropogénicas a lo largo y ancho del ámbito de Valdegovía. En cuanto a los valores de pendiente media se observa una mayoría de áreas con valores entre los 12-15° (Villapún, Medropio, Ribera-Ampo, Terreros-San Millán y Bachicabo) los cuales se deben, de forma general, a contextos con buzamientos

muy suaves en los que las superficies estructurales y/o subestructurales son predominantes. Las pendientes más fuertes se registran en las áreas de Castros de Lastra y Lalastra-Arrayuelas, las cuales se encuentran parcial o totalmente ocupadas por taludes margosos no estructurales que se ubican al pie de escarpadas cornisas calcáreas.

Por otra parte, en lo que respecta a los valores de longitud media de los escarpes antropogénicos no se observan correlaciones entre éstos y los respectivos contextos morfoestructurales, si bien cabe mencionar que las áreas que están por debajo del valor medio (Villapún, Ribera-Ampo, Terreros, Lalastra y Tobillas) presentan ciertos rasgos litológicos en común; éstos pueden resumirse, de forma general, en la presencia de niveles alternantes de desigual competencia que contribuyen a una mayor irregularidad de las vertientes y, en consecuencia, limitan el desarrollo lateral de las formas antrópicas. En contraste a estos valores comparativamente más bajos, llama la atención la elevada longitud media (190,4 m) que se ha registrado para el área de Medropio; en este caso, la gran continuidad lateral de las formas cartografiadas es consecuencia del origen claramente litoestructural de las estructuras aterrazadas, las cuales discurren paralelas al trazado de las capas horizontales.

En lo concerniente a la ocupación del suelo se ha constatado una fuerte dinámica de cambio en el paisaje del valle de Valdegovía durante la segunda mitad del siglo XX. Este fenómeno ha sido particularmente intenso en las vertientes aterrazadas, tal y como se ha podido constatar en la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000. A la vista de los datos recogidos en la figura 4.78, el paisaje de las vertientes aterrazadas se caracterizaba, en el año 1957, por un marcado predominio de las coberturas de cultivos (38% de la superficie total) y de pastizal-matorral (23%) frente a las coberturas de ámbito forestal (en conjunto suman un 35%); dentro de éstas últimas cabe destacar las coberturas de bosque-matorral (15%) y el matorral (11%) que, en su mayoría, corresponderían a zonas en las que ya entonces se estaba dando un proceso espontáneo de regeneración vegetal. La escena descrita contrasta fuertemente con la del año 2012, en la que encontramos un paisaje dominado por coberturas forestales (en conjunto suman un 58%), entre las que destacan los bosques de coníferas (22%) y los bosques mixtos (20%); estos datos confirman el papel casi exclusivo del pino silvestre como especie colonizadora de aquellos sectores en los que cesaron los usos agroganaderos.

Por consiguiente, estos datos constatan la manifiesta dinámica regresiva que, entre 1957 y 2012, han sufrido las superficies ocupadas por cultivos (-56%), pastizal-matorral (-54%) y, en menor medida, por el bosque-matorral (-48%). En el extremo opuesto se sitúan las coberturas de bosque de coníferas (de 0,7 has a 22,5 has) y bosque mixto (de 3,3 has a 21,3 has), que pasan de ser residuales a dominar actualmente el paisaje de las áreas aterrazadas. Las pérdidas experimentadas por las coberturas de bosque-matorral

(-51%) y matorral (-15%) son, asimismo, un claro indicador del avanzado estado de desarrollo y consolidación de las masas forestales actuales.

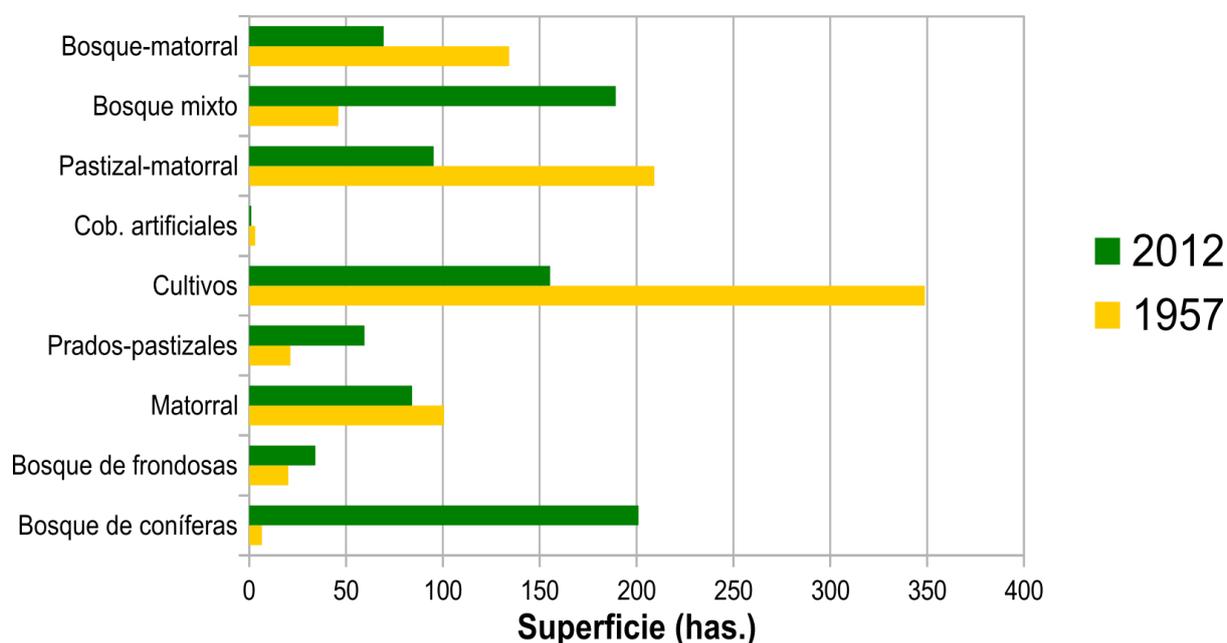


Figura 4.78. Evolución de la superficie ocupada por las distintas coberturas del suelo (años 1957 y 2012) en el conjunto de las áreas cartografiadas. Los datos han sido obtenidos a partir de la cartografía de coberturas del suelo a escala 1:10.000.

Coberturas del suelo (2012)

Coberturas del suelo (1957)	Coberturas del suelo (2012)									TOTALES 1957
	B. con.	B. frond.	Mat.	Pr.-past.	Cult.	Cob. Art.	Past.-mat.	B. mixto	B.-mat.	
B. coníferas	0,73	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,74
B. frondosas	-	1,79	-	-	-	-	-	0,49	-	2,27
Matorral	4,49	0,06	0,90	0,01	1,09	-	0,62	3,68	0,44	11,30
Prados-pastizales	0,65	-	0,05	0,02	-	-	1,02	0,50	0,17	2,40
Cultivos	3,37	0,57	3,65	6,05	15,14	0,07	5,17	2,51	2,65	39,17
Cob. Artificiales	-	0,03	0,13	-	0,01	0,06	0,13	-	-	0,36
Pastizal-matorral	4,19	0,70	4,59	0,60	1,10	-	3,37	5,01	3,94	23,49
Bosque mixto	3,35	-	0,05	-	-	-	0,27	1,36	0,14	5,17
Bosque-matorral	5,78	0,70	0,11	0,02	0,17	-	0,13	7,70	0,47	15,07
TOTALES 2012	22,58	3,84	9,47	6,68	17,51	0,13	10,70	21,26	7,80	100,00

Cuadro 4.10. Matriz de evolución, en términos de superficie, de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012 para el conjunto de áreas analizadas. Los datos están expresados en valores porcentuales obtenidos en base a la superficie total (897,7 has).

Los datos recogidos en el cuadro 4.10 vienen a confirmar, una vez más, la transformación particularmente intensa que, en términos de ocupación del suelo, han experimentado las laderas abancaladas del valle de Valdegovía durante las últimas seis décadas. De hecho, sólo el 23,8% de la superficie total mantenía en 2012 las coberturas

observadas en el año 1957, lo que contrasta con el 76,2% restante donde sí se han producido cambios. Las superficies que han sido ajenas al cambio corresponden en su práctica totalidad a cultivos (15,1% de la sup. total) y, en muy menor medida, a zonas de pastizal-matorral (3,3%).

Por su parte, en las superficies que sí han sufrido transformaciones se observan múltiples procesos de transición de entre los que cabe destacar, por su dimensión territorial, los siguientes:

- En primer lugar, hay que mencionar la transición de bosque-matorral a las distintas coberturas de bosque, proceso que abarca un 14,2% de la superficie total. Estos cambios han supuesto un notable incremento de los bosques mixtos (7,7% de la sup. total) y de coníferas (5,7%), si bien apenas ha derivado en un aumento de las frondosas (0,7%); estos datos vienen a confirmar, como ya se ha dicho antes, el avanzado estado de desarrollo de las coberturas forestales actuales.
- La segunda posición, aunque resulte un hecho paradójico, corresponde a las zonas de cultivo que han pasado a constituir superficies de pastizal, proceso que afecta a un 6% de la superficie total. Conviene aclarar aquí que este proceso de cambio se limita exclusivamente al área de Ribera-Ampo, donde el fuerte despoblamiento ha motivado una acusada reestructuración de las actividades económicas y, por tanto, de los usos del suelo (consultar capítulo 2).
- En tercer lugar, se encuentran las coberturas de cultivo que evolucionan a pastizal-matorral, dinámica que abarca un 5,1% de la superficie total. Este hecho se atribuye al desarrollo de una ganadería extensiva en una parte de los terrenos cultos que fueron abandonados. Asimismo, el tránsito de coberturas de cultivo hacia formaciones de matorral afecta a un 3,6% de las áreas cartografiadas, donde actualmente no se registran usos agropecuarios.
- También hay que mencionar las coberturas de pastizal-matorral que han pasado a formar parte de bosques mixtos. Éstas ocupan un 5% de la superficie total y constituyen un buen ejemplo de las dinámicas de sucesión vegetal en los enclaves abandonados. Dichas dinámicas afectan de forma análoga a los pastizales-matorrales que en la actualidad constituyen bosques de coníferas, los cuales ocupan un 4,2% del área total.
- Con un 4,6% de la superficie total destacan las coberturas de pastizal-matorral que han evolucionado hacia matorral, proceso que también se atribuye a un total abandono de las actividades agropecuarias. En este caso, la regeneración espontánea de la vegetación se limita a las fases iniciales de sucesión vegetal, lo que se debería a un abandono más tardío de estos enclaves.

- Finalmente hay que señalar los pastizales-matorrales que en la actualidad forman parte de coberturas de bosque-matorral. Este proceso afecta a un 3,9% de las áreas cartografiadas.

Por otra parte, se ha podido corroborar la estrecha relación existente entre la dinámica de la ocupación del suelo y la evolución del parcelario catastral. En cuanto a la incidencia del proceso de concentración parcelaria, si se compara la situación de las vertientes aterrazadas con la de los fondos de valle, resulta evidente que es en éstos últimos donde dicho proceso ha sido más intenso, lo que se explica por la mayor aptitud agrológica y las mejores condiciones fisiográficas de estos terrenos. En cambio, la concentración parcelaria ha afectado de forma parcial a las áreas abancaladas, de tal manera que en muchos sectores actualmente siguen existiendo numerosas parcelas heredadas del entramado antiguo; éstas llaman la atención por sus pequeñas dimensiones (inferiores a las 0,5 has) y su morfología generalmente rectangular y elongada. Dichas características morfológicas se adaptan, en la mayoría de los casos, al contorno de los bancales cartografiados en las distintas áreas. Asimismo, en los planos catastrales del año 1956 se ha comprobado que casi todas estas estructuras tienen su reflejo catastral en el parcelario antiguo. Este hecho constituye una evidencia más del uso (continuado o esporádico) e interés agrícola que los bancales debieron tener durante la primera mitad del siglo XX.

Finalmente debe recordarse la ya señalada existencia de asentamientos prehistóricos en la gran mayoría de las áreas estudiadas, lo que pone de manifiesto el origen secular de muchas de las formas antropogénicas identificadas.

5. Conclusiones

5.1. Geología y geomorfología

El relieve del valle de Valdegovía y sus zonas aledañas se caracteriza, de forma general, por el notable control estructural que sobre este ámbito ejercen los dos principales pliegues que lo atraviesan, cuales son el anticlinal de Valderejo-Sobrón y el sinclinal de Miranda-Treviño. Estas estructuras afectan a toda la secuencia mesozoica y cenozoica, incluido el Terciario Continental. La dirección general NO-SE de ambas estructuras condiciona el trazado de las principales barreras orográficas, las cuales se localizan mayoritariamente en los flancos de los pliegues y sobre litofacies carbonatadas (sectores de Anderejo, Árcena, La Horca-Quejo, Nograro-Bachicabo, Sierra de Bóveda, Corro-Atiega y Árcamo), aunque también existen algunos relieves conformes que se sitúan sobre los ejes de la antiforma y sinforma señaladas (sectores de Valderejo, San Zadornil-Barrio y San Millán-Villanañe).

Así, encontramos un modelado de vertientes caracterizado por una sucesión de frentes abruptos y dorsos suaves, lo que implica un notable contraste en la morfometría y morfografía de las laderas situadas a uno y otro lado de las divisorias hidrográficas. En efecto, los frentes están constituidos, de forma general, por un tramo superior de cornisa y otro intermedio-inferior de talud, siendo éste último la zona de acumulación de los derrubios de vertiente debidos a procesos gravitacionales (canchales, derrubios estratificados, coluviones, flujos de derrubios, desprendimientos, etc.); en estos casos, la secuencia típica de regolito es de tipo A/C-C, con espesores de solum que rara vez superan el metro. En cambio, los reversos o dorsos se distinguen por sus pendientes más suaves y su mayor desarrollo longitudinal, lo que explica que las superficies estructurales y subestructurales sean predominantes, en términos de extensión, en el ámbito estudiado; en este contexto el desarrollo de regolito y depósitos superficiales es escaso, a excepción de algunos canchales que aparecen en las laderas con mayor pendiente. Sin embargo, estos patrones de distribución de las vertientes no se hacen extensibles al flanco nororiental del anticlinal, donde la disposición vertical-subvertical de la secuencia cretácica-terciaria ha dado lugar a un sistema de laderas de perfil irregular con frecuentes resaltes y barras; estas morfologías se encuentran notablemente afectadas por procesos gravitacionales que localmente han originado depósitos de considerable potencia (p. ej., derrubios y coluviones de Peña Carria).

La organización morfoestructural del relieve también afecta a los valles fluviales y depresiones principales, cuyo trazado tiende a ser ortoclinal-subortoclinal sobre las litologías más blandas (Omecillo en todos sus tramos, Tumecillo en la zona de Osma-Fresneda, etc.) y cataclinal sobre los materiales de mayor resistencia (Purón en el sector de Anderejo, Tumecillo en el sector de Corro-Atiega, etc.); en este último caso las

discontinuidades tectónicas (diaclasado y fallas) han favorecido el encajamiento de la red hidrográfica durante las fases morfogenéticas de incisión fluvial. En el fondo de los valles de mayor amplitud encontramos los depósitos aluviales y/o aluvio-coluviales más significativos. Además de los depósitos fluviales relativos a las llanuras de inundación del Omecillo, Tumecillo y otros cursos de menor rango, se ha constatado la existencia de un nivel de terraza T1 en el río Omecillo, situado a +5-7 m por encima del nivel del cauce actual. Sobre éste, a +25-35 m, se encuentra otro nivel en el que se sitúa la práctica totalidad de los glacis del ámbito de estudio, los cuales constituyen un conjunto de superficies de morfogénesis denudativa. Asimismo, es en estos sectores más deprimidos donde se aprecia un mayor desarrollo del regolito y de los procesos edafogenéticos, por lo que encontramos en ellos la mayor diversidad de perfiles y horizontes (Ap, Bw, Bt, Bk, etc.), así como los valores más elevados en cuanto a espesor de *solum*.

En lo referente a la geología del ámbito, cabe destacar que el mapa realizado a escala 50.000 ha aportado nuevas evidencias cartográficas y de campo de cara al conocimiento de algunos de los sectores que tradicionalmente habían planteado mayores dificultades por la escasez de afloramientos disponibles:

- En el núcleo del anticlinal de Valderejo-Sobrón (sector de San Zadornil-Barrio) se ha constatado la existencia de dos zonas con gran contraste litológico: una suroriental con un gran espesor de sedimentos siliciclásticos y otra noroccidental eminentemente carbonatada. Esta distribución podría tener relación una evolución diapírica de la estructura anticlinal.
- En el flanco nororiental de dicha antifforma se ha comprobado la continuidad lateral de la secuencia cretácico-terciaria en ambos flancos del eje sinclinal, descartando la presencia de accidentes tectónicos. Dicha secuencia muestra un considerable adelgazamiento en este flanco como consecuencia de las primeras fases de levantamiento del pliegue.
- En el sector de Sobrón se ha confirmado la continuidad lateral de la secuencia del Cenomaniense medio-superior, constituida por una alternancia de calcarenitas bioclásticas y margas. Dicho sector se encuentra atravesado por un sistema de fallas de orientación general N-S.
- Por otro lado, ha sido posible cartografiar con detalle el trazado de los ejes de los dos pliegues principales del ámbito.

Desde el punto de vista paleoambiental se ha constatado la edad temprana del inicio del levantamiento del anticlinal de Valderejo-Sobrón, fenómeno que aparentemente se remonta hasta el periodo Aptiense-Albiense. La existencia de un hipotético paleoalto explicaría tanto la disimetría de los pliegues como las variaciones en las potencias en sus respectivos flancos. Por otra parte, la organización del relieve actual es consecuencia de la incisión fluvial originada por la apertura de la cuenca al Mediterráneo, posterior a la

sedimentación lacustre-palustre, dando lugar a un descenso de unos 250 m en el nivel de base. Asimismo, resulta destacable la existencia de clastos procedentes del núcleo del anticlinal (areniscas) y del diapiro de Salinas (ofitas y carniolas) en algunos sectores del valle del Omecillo (Villanueva y Espejo); este hecho se explicaría por movimientos en masa cuyas áreas fuente se localizarían en el interior de dichas estructuras.

En el marco de este estudio también hay que destacar la utilización de la información LiDAR en la fase de fotointerpretación del mapa geomorfológico a escala 1:25.000, lo que ha permitido conocer con profundidad la naturaleza y distribución de las distintas formas litoestructurales y depósitos superficiales presentes en el valle de Valdegovía. La posibilidad de generar un MDT de alta resolución eliminando las cotas correspondientes a la vegetación ha permitido llevar a cabo una cartografía de detalle en un ámbito territorial que, como ya se ha dicho, se encuentra ocupado en más de dos terceras partes de su superficie por coberturas forestales, aspecto que ha dificultado el desarrollo de otras cartografías previas (mapas geológicos del IGME y EVE). El elevado número de rasgos morfológicos identificados en el MDT ha contribuido además a una mayor eficacia de las campañas de campo.

5.2. Rasgos antropogénicos (bancales) y ocupación del suelo

Tras haber sido constatada, en la fase de cartografía geomorfológica, la existencia de un gran número de geoformas antropogénicas a lo largo y ancho del ámbito estudiado, se ha procedido al análisis detallado de un total de 8 casos de estudio, los cuales constituyen los ejemplos más representativos en relación a este tipo de rasgos del relieve. Para cada una de estas áreas se ha desarrollado una cartografía específica a una escala más detallada (1:10.000) que ha permitido representar la totalidad de rasgos antropogénicos observados en el MDT LiDAR. Como resultado de estos trabajos se ha identificado un elevado número de elementos lineales relativos a esta tipología de geoformas, las cuales corresponden en su práctica totalidad a escarpes y taludes de bancales.

Gracias al MDT LiDAR ha sido posible desenmascarar y cartografiar este tipo de estructuras que, en la gran mayoría de los casos, permanecen ocultas bajo coberturas forestales de diversa índole, lo que las hace prácticamente imperceptibles en la escena paisajística actual. Este último aspecto es consecuencia del proceso de abandono que, durante el siglo XX, ha afectado a la práctica totalidad de laderas aterrazadas del valle de Valdegovía, lo que a su vez responde al fuerte proceso de despoblamiento que sufrió este

ámbito de carácter marcadamente rural. Del propio MDT LiDAR, además, se han extraído perfiles topográficos que han contribuido a un conocimiento más detallado de la morfología y morfometría de las laderas abancaladas.

Paralelamente al desarrollo de la cartografía de geoformas antropogénicas se ha llevado a cabo otra cartografía, a la misma escala (1:10.000), que refleja la evolución de las coberturas del suelo entre los años 1957 y 2012 para cada una de las áreas analizadas. Los resultados del análisis comparado entre ambos escenarios temporales vienen a corroborar el profundo cambio paisajístico que ha acontecido en las laderas aterrazadas de Valdegovía durante la segunda mitad del siglo XX. De entre todos los procesos modificadores de la ocupación del suelo cabe destacar, por su importancia en términos de superficie, los siguientes:

- En primer lugar, hay que mencionar la regeneración espontánea de la vegetación en las vertientes abancaladas, fenómeno que se traduce en un muy acusado incremento de las coberturas de bosque y, en menor medida, de matorral. En algunos casos se observa, además, un notable aumento en la densidad de las coberturas forestales que, con anterioridad, se caracterizaban por tener una estructura interna mucho más laxa. La principal especie colonizadora de estas áreas es, con diferencia, el pino silvestre.
- Las coberturas relativas a cultivos, por su parte, sufren un drástico retroceso en términos de superficie en favor de las coberturas forestales anteriormente señaladas. El ya citado proceso de éxodo rural que tuvo lugar desde mediados del siglo pasado junto con el posterior proceso de mecanización del espacio agrario son factores que propiciaron el abandono de los bancales cultivados, tanto por sus bajos rendimientos como por las dificultades en su manejo.
- De forma general, aunque con la excepción del área de Ribera-Ampo, se da también un acusado descenso en la superficie ocupada por coberturas de prados, pastizales y pastizal-matorral. Este fenómeno constituye el reflejo paisajístico del fuerte retroceso experimentado por la actividad ganadera.

Por otra parte, se ha constatado que en numerosos sectores de las laderas aterrazadas se mantienen entramados parcelarios previos al proceso de concentración parcelaria, los cuales constituyen una herencia catastral de la configuración territorial y paisajística de la primera mitad del siglo anterior. Se observa asimismo un elevado grado de correspondencia morfológica y espacial entre las parcelas más pequeñas y las fajas o rellanos de origen antrópico.

En cuanto a la distribución de las áreas con aterrazamientos debe señalarse que, de las 8 zonas cartografiadas, 5 se localizan en las proximidades de la llanura aluvial del río Omecillo. Dicha distribución obedece a la secular ocupación humana de este corredor fluvial y sus zonas aledañas, cuyo legado lo constituyen los numerosos yacimientos

arqueológicos que salpican el ámbito de estudio. En este sentido, cabe destacar además que una parte considerable de los bancales cartografiados tiene su origen en poblados prehistóricos que se remontan, al menos, hasta el Bronce Final. Muchos de estos asentamientos han sido posteriormente reocupados en época romana y/o medieval. Durante los últimos siglos (XVIII, XIX Y XX), las estructuras aterrazadas debieron ser presumiblemente ampliadas en número y superficie para su uso agrícola coincidiendo con las fases de mayor presión demográfica, tal y como señalan LASANTA et al (2013) para otros ámbitos del N de la península Ibérica.

Anteriormente al proceso de concentración parcelaria, los bancales estaban delimitados, en su práctica totalidad, por taludes de hierba-matorral, si bien en algunos sectores (Ribera-Ampo, Villapún, etc.) se ha comprobado la presencia local de restos de muros de piedra que contribuían a su contención. Posteriormente, el proceso de abandono de las laderas aterrazadas propició la transición de los taludes de hierba hacia coberturas de matorral y bosque.

A nivel geomorfológico, cabe señalar que la mayoría de las vertientes aterrazadas se localiza en relieves de carácter estructural o subestructural asociados al flanco nororiental del sinclinal de Miranda-Treviño. Por lo general, dichos relieves consisten en reversos de cuesta (áreas de Villapún, Terreros-San Millán, Castros de Lastra y Tobillas) que casi siempre dan lugar a prolongadas laderas en solana. En torno al eje de la citada sinforma se ubica, además, el área de Medropio, cuyos aterrazamientos se han establecido en las vertientes de un cerro sinclinal. Otros contextos morfoestructurales menos habituales corresponden a frentes de cuesta con formaciones coluviales de potencia variable (áreas de Ribera-Ampo, Lalastra), los cuales se localizan en el núcleo del anticlinal desventrado de Valderejo-Sobrón. En todos los casos los rellanos antropogénicos han sido labrados sobre litologías blandas constituidas, en la mayoría de los casos, por margas, limos, arenas y lutitas, sin olvidar las formaciones coluviales anteriormente señaladas. El rango de pendientes en el que tienen lugar las vertientes aterrazadas se sitúa entre los 5-20° de inclinación, lo que se explica por la ubicación mayoritaria de los bancales en los tramos más distales de las vertientes. El umbral altitudinal, por su parte, es considerablemente amplio (550-1.020 m), por lo que aparentemente la altitud no ha supuesto un factor limitante en el desarrollo de los bancales agrícolas en el ámbito de Valdegovía.

5.3. Consideraciones finales

Habida cuenta del resultado positivo que, para el caso de Valdegovía, ha ofrecido la metodología aplicada en el marco de esta investigación, se proponen algunas

sugerencias de cara al desarrollo de futuras cartografías similares en otros ámbitos territoriales:

- Como ya se ha dicho anteriormente, la irrupción en el ámbito de la cartografía de la tecnología LiDAR y sus productos derivados (MDTs de alta resolución, etc.) ha supuesto una verdadera revolución en el estudio de las variables territoriales que, por su naturaleza geográfica, han de ser explicadas necesariamente a través de la herramienta del mapa. En virtud de las múltiples ventajas y potencialidades que ofrece esta nueva fuente de información se debería plantear, desde los organismos y administraciones de carácter público, la revisión, actualización y mejora de las cartografías geológicas y geomorfológicas existentes hasta el momento presente. Esta recomendación se quiere hacer extensible no sólo a las cartografías tratadas en este estudio, sino también a otros campos como la ingeniería forestal (p, ej., para el análisis cuantitativo de la composición interna de las coberturas vegetales), arqueología (inventariado y cartografía de sitios de interés arqueológico), hidrología (áreas inundables), ingeniería civil, etc.
- De particular interés sería la actualización periódica de la información LiDAR (dado su elevado coste, quizás debería plantearse en períodos quinquenales o decenales) debido a su gran potencialidad en relación con análisis de tipo evolutivo, tanto en el ámbito de la ocupación del suelo como en el de la geomorfología (dinámica de usos del suelo, control de riesgos geomorfológicos, etc.).
- Por otro lado, sería recomendable establecer una base legal que garantice el aprovechamiento de la totalidad de obras de ingeniería civil desarrolladas sobre suelo rústico para la realización de campañas de campo centradas en el estudio del suelo y el regolito.
- Finalmente, desde la perspectiva de este trabajo de investigación se quiere hacer especial hincapié en el papel que la cartografía geomorfológica debe tener en la detección, registro y localización de rasgos de relieve antropogénicos, los cuales constituyen elementos potenciales del paisaje cultural. Su interés radica no sólo en la identificación de dichas geoformas, sino también en la comprensión del contexto litoestructural en que éstas se inscriben y, por tanto, en la discriminación de los rasgos de relieve de morfogénesis no antrópica (escarpes litoestructurales, líneas de capa, etc). Por consiguiente, tal y como se ha podido constatar en ésta y otras experiencias de investigación previas, sería recomendable considerar el mapa geomorfológico como una base de información de interés de cara a estudios arqueológicos y/o de paisaje cultural.

6. Bibliografía

ABASCAL, G.; GASTAÑARES, D. (s/d). *El Valle de Valderejo: Punto de encuentro entre la trashumancia merinera y el pastoreo tradicional en el País Vasco*. Investigación becada por el Departamento de Cultura de la Excma. Diputación Foral de Álava.

AGUDO GONZÁLEZ, J. (2004). *Incidencia de la protección del medio ambiente en los usos del suelo*. Ed. Bosch. Barcelona. 527 pp.

AGUILAR SANZ, J.V. (1997). "Abancalaments al terme de Dénia". En: *La pedra en sec. Obra, paisatge i patrimoni*. IV Congrés Internacional de Construcció de Pedra en Sec. Mallorca: Consell Insular de Mallorca, Leader Serra Tramuntana, pp. 433-444.

AGUILÓ, M. (1992). *Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología*. Secretaría de Estado para las Políticas del Agua y el Medio Ambiente, Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Madrid. 809 pp.

AIZPURU, I.; CATALÁN, P.; GARÍN, F. (1996). *Guía de los árboles y arbustos de Euskal Herria*. Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 477 pp.

ALBERDI, J.C. (2009). "Medio rural y abandono de la agricultura. Desarrollo de un ejemplo: el caserío vasco". *Lurralde inves. espac.*, 32, pp. 395-404.

ALBERTOS, J.M.; BERNABÉ, J.M. (1986). "Migraciones interiores en España". *Cuadernos de Geografía*, 39-40, pp. 175-202.

ALOMAR CANYELLES, G.; FERRER GARCÍA, I.; GRIMALT GELABERT, M.; REYNES TRIAS, A.; RODRÍGUEZ GOMILA, R. (2002). *La pedra en sec: Materials, eines i tècniques tradicionals a les illes mediterrànies. Vol. 2. Mallorca*. Palermo: Officine Grafiche Riunite.

ALONSO, J.F., CASTELLET, S.; FERNÁNDEZ, E. (1992). "La necrópolis de San Martín de Valparaíso (Villanueva de Valdegobía, Álava)". *Kobie (Serie Paleoantropología)*, 20, pp. 157-186.

ANDERS, N. S.; SEIJMONSBERGEN, H. (2008). "A Revolution in Geomorphology -Laser Altimetry and Terrain Analysis-. Quantitative digital terrain analyses and dynamic modelling in geomorphology and forestry have immensely increased the validity of future landscape change scenarios". *GIM international*, 22 (11), pp. 36.

ANDERS, N. S.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; BOUTEN, W. (2010). "Stratified object-based image analysis of high-res laser altimetry data for semi-automatic geomorphological mapping in an alpine area". *Geophysical Research Abstracts*, vol. 12, EGU2010-9959-1. EGU General Asembly 2010.

ARCHE, A.; EVANS, G.; CLAVELL, E. (2010). "Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: post- or pre-Messinian?". *Journal of Iberian geology*, 36 (1), pp. 73-85.

ARNÁEZ, J. y GARCÍA-RUIZ, J. M. (1990a). *Mapa Geomorfológico de España*. Ezcaray. Geoforma Ediciones, 26 pp. Logroño.

ARNÁEZ, J.; LASANTA-MARTÍNEZ, T.; ORTIGOSA, L.; RUIZ-FLAÑO, P. (1990b). "L'abandon de l'espace agricole dans la montagne submediterranéenne espagnole: Pyrénées et Système Iberique". *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 61(2): 237-253.

ARNÁEZ VADILLO, J.; ORTIGOSA IZQUIERDO, L.; OSERIN, M. (1992). "Descripción y cuantificación de procesos de erosión en bancales abandonados (Sistema Ibérico, La Rioja)". En: LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA, C.; ROMERO DÍAZ, M.A. (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*. Murcia: Sociedad Española de Geomorfología, pp. 193-201.

ARNÁEZ, J., LASANTA, T., ERREA, M.P., ORTIGOSA, L. (2011). "Land abandonment, landscape evolution, and soil erosion in a Spanish Mediterranean mountain region: The case of Camero Viejo". En *Land Degradation & Development*, nº 22, pp. 537-550.

ARNÁEZ, J.; LANA-RENAULT, N.; LASANTA, T.; RUIZ-FLAÑO, P.; CASTROVIEJO, J. (2015). "Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review". *Catena*, 128: 122-134.

ARTIEDA CABELLO, O. (1996). *Génesis y distribución de suelos en un medio semiárido. Quinto (Zaragoza)*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. 222 pp.

ASEGINOLAZA, C.; GÓMEZ, D.; LIZUR, X.; MONTSERRAT, G.; MORANTE, G.; SALAVERRIA, M.R.; URIBE-ECHEBARRIA, P.M. (1988). *Vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco*. Viceconsejería de Medio Ambiente, Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz. 361 pp.

ASEGINOLAZA, C.; GÓMEZ, D.; LIZUR, X.; MONTSERRAT, G.; MORANTE, G.; SALAVERRIA, M.R.; URIBE-ECHEBARRIA, P.M. (1992). *Mapa de Vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco, 1:25.000*. Más de 60 hojas 1:25.000. Ed. Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz.

ASINS VELIS, S.; SÁNCHEZ DÍAZ, J. (2004). "Los aterrazamientos en la Comunidad Valenciana". En: *La Cultura dei Terrazzamenti per la Salvaguardia del Paesaggio. Tecniche, risorse, strumenti*. Atti del Convegno Internazionale. Salerno, Italia: Edizione Menabó, pp. 28-54.

ASINS VELIS, S. (2006). "Linking historical Mediterranean terraces with catchment, harvesting and distribution structures". En MOREL, J. P. et al., (Eds) *The Archeology of crop and gardens*. Ediplugia, pp. 21-40, Bari. Italia.

ASINS VELIS, S. (2007). "Los aterrazamientos mediterráneos. Paradigma ambiental-agro-cultural". En: *El paisaje mediterráneo. Opciones de multi-funcionalidad*. Cuadernos de Sostenibilidad y Patrimonio Natural 11. Madrid: Fundación Santander Central Hispano, pp. 81-91.

ASINS VELINS, S. (2009). "El paisaje agrario aterrazado. Diálogo entre el hombre y el medio en Petrer (Alicante)". Publicaciones de la Universidad de Valencia. 359 pp. Valencia.

BACETA.J.I. (1996). *El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica*. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco UPV-EHU. 372 pp.

BADIOLA, A. (2004). *Estudio paleontológico del yacimiento superior de Zambrana (Álava, Región VascoCantábrica). Paleobiología de Mamíferos e implicaciones Biocronológicas*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, Leioa, 417 pp. (Inédita).

BALLCELLS, E. (1985). *Ordesa-Viñamala*. MAPA-ICONA, 127 pp., Madrid.

BALTSAVIAS, E. P. (1999a). "Airborne laser scanning: basic relations and formulas". *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54, pp. 199-214.

BALTSAVIAS, E. P. (1999b). "Airborne laser scanning: existing systems and firms and other resources". *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54 (2/3), pp. 164-198.

BARGUIEL, D.; HERRMANN, S. (2011). "Multi-Temporal Land-Cover Classification of Agricultural Areas in Two European Regions with High Resolution Spotlight TerraSAR-X Data". *Remote Sensing*, 3, pp. 859-877.

BARSCHE, D. y LIEDTKE, H. (1980). "Zum stand der geomorphologischen detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland". En *Tagungsbericht und Abh.* 42. Deutsch. Geogr. Göttingen, 1979, pp. 252-271.

BASHENINA, N. W., LEONTIEV, O. K., SIMONOV, J. G., WYSKREBENCEVA, W. S. Y ZARUCKAJA, J. P. (1960). *Legend of the geomorphological map of the Soviet Union a 1:50.000-1:25.000*. Dpt. Geography Univ. of Moscow (reeditado en 1962 con resumen en francés).

BENÍTEZ, E. (2007). "Deslinde y amojonamiento de términos municipales". *Catastro*, 60, pp. 91-107.

BENITO CALVO, A. (2004). *Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón*. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. 381 pp. + apéndices.

BENITO CALVO, A.; TARRINO, A.; LOBO, P.J.; JUNGUITU, J.; LARREINA, D. (2010). "Geomorphology and prehistoric Flint mining evidence in the Sierra de Araico (Basque-Cantabrian Basin), Burgos-Álava, Spain". *Journal of maps*, 2010:584-590.

BIJVANK, G.J. (1963). *Micropaleontological Report MP 41, Antezana, nº1*. Informe no publicado de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 8 p.

BOIXADERA, J.; SEGUÍ, P.; LLOP, J.M.; POCH, R.M.; with the collaboration of RIERA, S. (pollen analyses); ROCA, J. (geology); PEDROL, J. (vegetation) (2012). *Soils on Stone-wall bench terraces in Les Garrigues*. Excursion Guide of the 14th International Working Meeting on Soil Micromorphology. Lleida: Edicions de la Universitat de Lleida.

BOVER, O.; VELILLA, P. (1999). *Migrations in Spain: historical background and current trends*. Madrid, Banco de España. Servicio de Estudios. Documento de Trabajo nº 9909.

BRYAN, K. (1922). "Erosion and sedimentation in the Papago County, Arizona". United States Geological Survey Bulletin, 730, pp. 19-90.

BUJÁN, S., GONZÁEZ-FERREIRO, E., REYES-BUENO, F., BARREIRO-FERNÁNDEZ, L., CRECENTE, R. and MIRANDA, D. (2012). "Land use classification from LiDAR data and ortho-images in a rural area". *The photogrammetric record*, 27 (140), 401-422.

BUOL, S. W., SOUTHARD, R. J., GRAHAM, R. C., and McDANIEL, P. A. (2003). *Soil Genesis and Classification*, 5th edn. Ames, Iowa: Iowa State Press.

CABO ALONSO, A. (1984). "Transformaciones en el mundo rural español durante el último cuarto de siglo". *Coloquio Hispano-Francés sobre Espacios Rurales*, t. I, Madrid, Instituto de Espacios Agrarios, Pesqueros y Alimentarios, pp. 31-44.

CALVET, J., HERRERO, M., PELLICER, F. y MUÑOZ, J. (1997). "Leyenda para el mapa geomorfológico de la Península Ibérica a escala 1:1.000.000". En PEÑA, J. (Ed.) *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. P. separata. Geoforma Ediciones. Universidad de La Rioja. Logroño.

CALVO PALACIOS, J.L. (1977). *Los Cameros. De región homogénea a espacio-plan*. Instituto de Estudios Riojanos, 2 vols., Logroño.

CAMARERO, L.A. (1993). *Del éxodo rural y del éxodo urbano. Ocaso y renacimiento de los asentamientos rurales en España*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid, 514 pp.

CAPEL, H. (1967). "Los estudios acerca de las migraciones interiores en España". *Revista de Geografía*, I, 1, pp.79-101.

CARBONERO, M^aA. (1984). "L'origen i morfologia de les terrasses de cultiu a Mallorca". *BSAL*, 40, pp. 91-100.

CBDSA: COMISIÓN DEL BANCO DE DATOS DE SUELOS Y AGUAS (1983). *SINEDARES, Manual para la descripción codificada de suelos en el campo*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación de España, 137 pp.

CEC (1994). *CORINE Land Cover. Technical Guide*. European Commission. Luxembourg, 163 pp.

CERDA, A. (1994a). "The response of abandoned terraces to simulated rain". En: RICKSON, R.J. (Ed.), *Conserving Soil Resources. European Perspectives*. CAB International, pp. 44-55.

CHUECA, J. y JULIÁN, A. (2008). "Geomorphological map of the Alta Ribagorza (Central Pyrenees, Spain). En *Journal of Maps*, 2008, pp. 235-247.

COOKE, R. U.; WARREN, A.; GOUDIE, A. (1993). *Desert Geomorphology*. UCL Press. London, 526 pp.

COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVAO, M.; ZÉZERE, J.; DÍAZ DE TERÁN, J.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J.; GONZÁLEZ, A. (1996). "Debris flow". En DIKAU, R.; BRUNDSSEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.L. (eds.): *Landslide recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 161-180.

COTS-FOLCH, R., MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A. RAMOS, M.C. (2006). "Land terracing for new vineyard plantations in the north eastern Spain Mediterranean region: Landscape effects of the EU Council Regulation policy for vineyards' restructuring". *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 115, PP. 88-96.

COTS-FOLCH, R. (2013). *Canvis d'usos i cobertes del sòl a la regió rural mediterrània DOQ Priorat: anàlisi espacio-temporal, factors i conseqüències a escala local*. Tesis doctoral. Universitat de Lleida. 190 pp.

CREUS, J. (1978). "La transición climática Altoaragonesa". *Estudios geográficos*, 153, pp. 495-517.

- CRUDEN, M.C.; VARNES, D.J. (1996). "Landslide types and processes". En TURNER, A.K. y SCHUSTER, R.L. (eds.): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report 247. National Academy Press. Washington, 36-75.
- CZUDEK, T. (Ed.) (1973). *Typologické Cleneni Reliéfů CSR* (Typological Classification of the Czech Socialist Republic). 1:500.000. Czechoslovak Academy of Sciences. Institute of Geography. Brno.
- DE PEDRAZA GILSANZ, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda. Madrid. 414 pp.
- DEL OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; TOMÁS, M.J.A. (1978). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 111 (Orduña)*. Servicio General de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.
- DEL VILLAR, J. (fot.) y CONSULTORA DE RECURSOS NATURALES S. L. (1999). *Flora de Valderejo*. Caja Vital; Departamento de Agricultura, Diputación Foral de Álava. Vitoria-Gasteiz. 46 pp.
- DEMEK, J. (Ed.) (1972). *Manual of detailed geomorphological mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences. Academia. 344 pp. Praga.
- DÍEZ, S., MARCO, J., MATARREDONA, E. y PADILLA, A. (2003). Elche (14-18; 15-18). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante. Alicante.
- DIKAU, R.; SCHROTT, L.; DEHN, M. (1996). "Topple". En DIKAU, R.; BRUNDSSEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.L. (eds.): *Landslide recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 29-41.
- DRESCH, J. (1938). "Les surfaces de piémont dans les Djebilet et le Massif Central du Grand Atlas". *Compte Rendu Congress Internationale de Géographie*, vol. 2, section 2a. Ámsterdam, 135 pp.
- DUMAS, B. (1977). *Le levant espagnol. La genèse du relief*. Ministère des Universités y Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). París, 520 pp.
- DUMITRASHKO, N.V.; SCHOLZ, E. (1978). "Classification of geomorphological maps according to scale". En DEMEK, J.; EMBLETON, C. (Eds.) *Guide to Medium-Scale Geomorphological Mapping*, p. 40. Czechoslovak Academy of Sciences. Akademia. Praga.
- EGGLETON, R. A. (Ed.) (2001). *The Regolith Glossary: Surficial Geology, Soils and Landscape*. CRC LEME. Canberra and Perth.

EGUÍLUZ, L.; LLANOS, H.; GLEZ. DURANA, J. (1984). "Investigación de recursos minerales de los sectores de Salinas de Añana y Lalastra-Sobrón". En *CADEM*, 38 pp.

EGUÍLUZ, L.; LLANOS, H. (1988). "El diapiro de Salinas de Añana: un ejemplo de ascenso diapírico modificado por esfuerzos cizallantes". En *Congreso Geológico de España, 1988*; comunicaciones, vol. 2, pp. 131-134.

ENIEPSA (1984). *Informe Final Sondeo San Antonio-1*. Madrid, Informe no publicado de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 88 p.

ENPASA (1976). *Marinda-1, Informe de Fin de Sondeo Marinda-1*. Estudio Técnico, Madrid. Informe no publicado de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 12 p.

ERASO, A. (2001). *Mapa hidrológico de la Comunidad Autónoma Vasca: escala 1/150.000*. Departamento de Transportes y Obras Públicas, Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz. 71 pp.

EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (1994). *CORINE Land Cover Technical Guide*. Disponible en http://etc.satellus.se/I&CLC2000/pdf/technical_guide.pdf

EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (1997). *Technical and Methodological Guide for updating the CORINE Land Cover Database (EUR17288EN)*. Disponible en http://etc.satellus.se/I&CLC2000/pdf/technical_guide.pdf

European Environment Agency (2000). *I&CLC2000 Technical Reference Document*. Disponible en http://etc.satellus.se/I&CLC2000/pdf/technical_guide.pdf

EVE (1995). *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:100.000*. Ed. Ente Vasco de la Energía. Bilbao. 345pp. + anexos cartográficos.

EVE (1996). *Mapa hidrogeológico del País Vasco a escala 1:100.000*. Ente Vasco de Energía. Bilbao.

FAO (2006). *Guidelines for soil description*. FAO. Roma. 97 pp. Disponible en la web: www.fao.org

FAUS PUJOL, M.C.; HIGUERAS ARNAL, A. (1986). *Rural depopulation*. IGU Commission on Population Geography, Zaragoza, 25-30 August 1986. Zaragoza, Spain: Department of Geography and Spatial Organization.

FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (1995). *Manual de climatología aplicada: clima, medio ambiente y planificación*. Ed. Síntesis, Serie Espacios y Sociedades, Serie Mayor. Madrid. 285 pp.

FERRER REGALES, M. (1989). "Redistribución espacial y jerárquica de la población española". En *Análisis del desarrollo de la población española en el período 1970-1986*. Grupo de Población de la A.G.E. Madrid: Síntesis, D.L.

FLOQUET, M. (1991). *La Plate-forme Nord-Castillane au Cretace Superieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et Vie*. Memoires geologiques de L'Universite de Dijon. Ed. Centre des Sciences de la Terre. 925 pp. (2 tomos).

FLOQUET, M. (2004). "El Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica y áreas adyacentes". En VERA, J.A. (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 299-306.

FONT, I. (1983). *Climatología de España y Portugal*. Madrid, INM, 296 pp.

FRANKOVIC, A. (2010). *Análisis cinemático de la pared de sal de Euskal Balea (Golfo de Vizcaya) y de los diapiros salinos de Salinas de Añana y Maestu (Cuenca Vasco-Cantábrica, Álava)*. Universidad del País Vasco (UPV-EHU). Tesis doctoral, 92 pp. + anexos. Leioa (Vizcaya).

GALDÓS URRUTIA, R., PORCAL GONZALO, M^a.C. y RUIZ URRESTARAZU, E. (2010). "Cambios en la ocupación del suelo y transformaciones en el sector agrario en áreas de montaña del País Vasco", en *Territorio, paisaje y patrimonio rural. XV Coloquio de Geografía Rural, Asociación de Geógrafos Españoles (AGE)*. Cáceres, Ed. Universidad de Extremadura, pp. 132-144.

GANDULLO, J. M. (1994). *Climatología y ciencia del suelo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes; Fundación Conde del Valle de Salazar. Madrid. 404 pp.

GARCÍA BARBANCHO, A. (1967). *Las migraciones interiores españolas. Estudio cuantitativo desde 1900*. Instituto de Desarrollo Económico. Madrid.

GARCÍA COLL, A.; PUJADAS RÚBIES, I. (1995). "Migraciones interiores en España: tendencias recientes y perspectivas de futuro". *Revista de Geografía*, vol XXIX, 3. Oct.-dic. 1995.

GARCÍA-RUIZ, J. M. (1989). Mapa Geomorfológico de España. Sallent. Geoforma Ediciones, 29 pp.. Logroño.

GARCÍA-RUIZ, J. M. y ARNÁEZ, J. (1991). Mapa Geomorfológico de España. Munilla. Geoforma Ediciones, 26 pp.. Logroño.

GARCÍA-RUIZ, J.M. (1997). "La agricultura tradicional de montaña y sus efectos sobre la dinámica hidromorfológica de laderas y cuencas". En: GARCÍA-RUIZ, J.M. y LÓPEZ

GARCÍA, P. (Eds.), *Acción Humana y Desertificación en Ambientes Mediterráneos*. Zaragoza: Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, pp. 119-144.

GELLERT, J.F. y SCHOLZ, E. (1978). "International unified legend for general medium-scale geomorphological maps (1:200.000 - 1:1 million). En DEMEK, J. y EMBLETON, C. (Eds.) *Guide to Medium-Scale Geomorphological Mapping*, anexo 40 p. IGU Commission on geomorphological Survey and mapping. Akademia. Praga.

GILBERT, G. K. (1877). *Report on the Geology of the Henry Mountains*. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC. U. S. Department of the Interior.

GIMÉNEZ FONT, P. (2007). "Dinàmica del paisatge i terrasses de cultiu en la serra d'Aitana (Alacant). Claus interpretatives per al seu estudi". En: *V Congrés de la Institució Catalana d'Estudis Agraris*. Barcelona.

GÓMEZ URDAÑEZ, J.L. (1987). "Subsistencia y descapitalización en el Camero viejo al final del Antiguo Régimen". En *Cuadernos de Investigación Histórica, Brocar*, nº 12, pp. 103-140.

GÓMEZ, C. y LUQUE, E. (2006). *Imágenes de un mundo rural: 1955-1980*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid, 216 pp.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, M.J. (1993). "El valle del río Purón: sector comprendido entre Ribera y Herrán". *Lurralde*, 11, pp.235-250.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, M.J.; SERRANO, E.; EDESO, J.M. (2000). "Formaciones tobáceas holocenas y evolución reciente del valle del río Purón (Álava-Burgos)". *Geotemas*, 1 (3), pp. 365-368.

GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J.; SERRANO CAÑADAS, E. (2007). "Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar". *Estudios geográficos*, vol 68, nº 263, pp. 527-546.

GORCZYNSKI, W. (1920). "Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie". *Geografiska Annaler*, 2, pp. 324 - 331.

GOUDIE, A. (1972) "On the definition of calcrete deposits". *Z. Geomorph.*, Berlin-Stuttgart, pp. 464-468).

GOUDIE, A. (2007). *The Human Impact on the Environment*. 6ª edición. Blackwell. Oxford.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A.C. (2006). "A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development". *Geomorphology*, 77, pp.90-111.

GUSTAVSSON, M.; SEIJMONSBERGEN, A.C.; KOLSTRUP, E. (2008). "Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden". *Geomorphology*, 95, pp. 335-349.

GUTIÉRREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNÉ, J.L. (1992). "Evolución climática y geomorfológica del Holoceno superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Prepirineo)". En CEARRETA, A. y UGARTE, F. (eds.) *The late Quaternary in the western pyrenean region*. U.P.V., Bilbao, pp 109-124.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2008). *Geomorfología*. Ed. Prentice-Hall. 920 pp.

HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) (2008). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science, vol. 33. Elsevier. 772 pp.

HERNAIZ HUERTA, P.P, SOLÉ PONT, J. (2000). "Las estructuras del diapiro de Salinas de Rosío y del alto de San Pedro-Iglesias y sus implicaciones en la evolución tectónica de la transversal burgalesa de la Cordillera Vasco-cantábrica-Cuenca del Duero". *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), pp. 471-486.

HERNÁNDEZ HERNÁNDEZ, M. (2010). "Terraced landscape: new uses and dynamics in the western mediterranean basin". En: ROBINSON, G.; MOLINERO, F.; GUERRA, J. C. (eds.), *III Anglo-Spanish rural Geographer Conference. Proceeding*. Valladolid: AGE y Royal Geographer Society, pp. 81-94.

HERRERO, M. (1988). Toledo-Sonseca. Mapa Geomorfológico. Escala 1:50.000. IGN y UAM. Madrid.

HOGGART, K.; PANIAGUA, A. (2001). "The restructuring of rural Spain?" *Journal of Rural Studies*, 17, pp.63-80.

HUGGETT, R. J. (1995). *Geoecology: An Evolutionary Approach*. London: Routledge.

HUGGETT, R. J. (2011). *Fundamentals of geomorphology*. Third edition. Routledge. Oxon.

HUTCHINSON, J.N. (1988). "Morphological geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology". En BONNARD, C. (Ed.) *Landslides*. Proceeding of 5th International Symposium on Landslide, vol. 1, pp. 3-35.

IKT (2010). *Revisión de la Cartografía de Vegetación y usos del suelo de la CAPV. Memoria técnica*. Gobierno Vasco. Dpto. de Medio Ambiente, Planificación Territorial, Agricultura y Pesca. 44 pp.

ILBERY, B. (ed.) (1998). *The geography of rural change*. Longman. Harlow.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (2007). *Sistema de Información de ocupación del suelo de España (SIOSE), Manual de Fotointerpretación Versión 1.2. (Documento de trabajo)*. Ministerio de Fomento.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (2010). *Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo de España (SIOSE)*. <http://www.siose.es/siose/index.html>

IÑIGUEZ, J.; SÁNCHEZ-CARINTERO, I.; VAL, R.M.; MARTÍNEZ, A.R.; BASCONES, J.C. (1980). *Mapa de suelos de Álava: escala 1:200.000*. Diputación Foral de Álava. Servicio de Agricultura y Ganadería. Vitoria-Gasteiz, 121 pp.

ITGE y EVE (1991). *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000*. Bilbao. 181 pp. + anexo cartográfico.

JENNY, H. (1994). *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. Dover Publications, INC. Nueva York.

JOHNSON, A.M. (1970). *Physical Processes in Geology*. Freeman. San Francisco. 577 pp.

JOHNSON, A.M.; RODINE, J.R. (1984). "Debris flow". En BRUNSDEN, D. y PRIOR, D.V. (Eds.) *Slope Instability*. Wiley, New York, pp. 257-361.

JONES, A. F.; BREWER, P. A.; JOHNSTONE, E.; MACKLIN, M. G. (2007). "High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data". *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, pp. 1574-1592.

KLIMASZEWSKI, M. (1956). "The principles of geomorphological survey in Poland". *Przeglad Geograficzny*, 28, suppl., pp. 32-40. Varsovia.

KLIMASZEWSKI, M. (1963). "The principles of geomorphological mapping in Poland + annex: landform list and signs used in the detailed geomorphological map. Problems of geomorphological mapping. En *Geogr. Studies*, 46, pp. 67-71 y 139-177. Inst. Geogr. Polish Acad. of Sciences.

LASANTA-MARTÍNEZ, T. (1989a). *Evolución reciente de la agricultura de montaña: El Pirineo aragonés*. Logroño: Geoforma Ediciones.

LASANTA-MARTÍNEZ, T. (1989b). "Distribución espacial de modelos de campos en el Alto Gállego". En: *Homenaje a Amigos del Serrablo*, pp.153-167. Diputación de Huesca. Huesca

LASANTA-MARTÍNEZ, T. (1996). "El proceso de marginación de tierras en España". En: Lasanta, T. y García-Ruiz, J.M. (eds.) *Erosión y recuperación de tierras en áreas*

marginales. Instituto de Estudios Riojanos y Sociedad Española de Geomorfología, pp. 7-31. Logroño.

LASANTA-MARTINEZ, T.; ARNAEZ VADILLO, J.; ORTIGOSA IZQUIERDO, L.M.; OSERIN ELORZA, M. (1996). "Consecuencias geocológicas del abandono agrícola en Cameros Viejo (Sistema Ibérico)". *Zubía monográfico*, 8, pp. 61-85.

LASANTA, T.; ARNÁEZ, J.; OSERÍN, M.; ORTIGOSA, L. (2001). "Marginal lands and erosion in terraced fields in the Mediterranean mountains: A case study in the Cameros Viejo (Northwestern Iberian System, Spain)". *Mountain Research and Development*, nº 21 (1), pp. 69-76.

LASANTA, T., ARNÁEZ, J., RUIZ-FLAÑO, P., LANA-RENAULT, N. (2013). "Los bancales en las montañas españolas: un paisaje abandonado y un recurso potencial". En *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, nº 63, pp. 301-322.

LEAL, J.L.; LEGUINA, J.; NAREDO, J.M.; TARRAFETA, L. (1975). *La agricultura en el desarrollo capitalista español, 1940-1970*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Siglo XXI de España Editoriales, Madrid, 248 pp.

LEÓN LLAMAZARES, A.; ARRIBA BALENCIAGA, A.; DE LA PLAZA, M.C. (1989). *Caracterización agroclimática del País Vasco*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Dirección General de la Producción Agraria. Madrid. 225 pp.

LIM, K.; TREITZ, P.; WULDER, M.; ST-ONGE, B.; FLOOD, M. (2003). "LiDAR remote Sensing of forest structure". *Progress in Physical Geography*, 27, 1, pp. 88-106.

LLANOS, A. (1975). "Urbanismo y arquitectura en poblados alaveses de la Edad del Hierro". *Estudios de Arqueología Alavesa*, tomo VI, pp.101-146.

LLANOS, A. (dir.) (1987). *Carta Arqueológica de Álava. 1*. Servicio de Publicaciones de la Diputación Foral de Álava.

LOIDI, J.; BIURRUN, I.; CAMPOS, J.; GARCÍA-MIJANGOS, I.; HERRERA, M. (2009). *La vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Leyenda del mapa de series de vegetación a escala 1:50.000*. Gobierno Vasco, 197 pp.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1973) *La Vega Alta de la Sierra*. Departamento de Geografía. Universidad de Murcia. Murcia, 288 pp.

LOTZE, F. (1958). *Geologische karte des Pyrenaisch-Kantabrischen Grenzgebietes" (1/200.000)*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz (109,5 x 63,5 cm). Imp. W. Grobchen, Dortmund.

LUKAS, S. y LUKAS, T., (2006). "A glacial geological and geomorphological map of the far NW Highlands, Scotland". *J. Maps*, 2006, 4355.

MABBUT, J. A. (1961). "Basal surface or weathering front". *Proceedings of the Geological Association*, 72, pp. 357-358.

MABBUTT, J. A. (1977). *Desert Landforms*. The MIT Press. Cambridge, 370 pp.

MAISO, E. y LASANTA, T. (1990). "El espacio agrario en el valle de Linares: características y ubicación reciente". *Berceo*, 118, pp.53-62.

MANDEL, R. D. y BETTIS, E. A. (2001). "Use and analysis of soils by archaeologists and geoscientists". En GOLDBERG, P. , HOLLIDAY, V. P. y FERRING, C. R. (eds.) *Earth Sciences and Archaeology*. New York, Plenum Press, pp. 173-204.

MARCO, J., MATARREDONA, E. y PADILLA, A. (2000a). Elda (14-17). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante. Alicante.

MARCO, J., MATARREDONA, E. y PADILLA, A. (2000b). Alacant (15-17). Cartografía básica geomorfológica E 1:100.000. Publicaciones de la Universidad de Alicante. Alicante.

MARCO-MOLINA, J.A.; OLCINA CANTOS, J.; PADILLA BLANCO, A.; RICO AMOROS, A.M. (1996). "Abandono de terrazas de cultivo: recolonización vegetal y erosión en el sureste peninsular". En: GRANDAL D'ANGLADE, A. Y PAGÉS VALCARLOS, J. (Eds.), *IV Reunión de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. O Castro (A Coruña).

MARTÍN, J.M.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; CARRERAS, F.J. (1977). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 110 (Medina de Pomar)*. Servicio General de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.

MARTÍN SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F.; SUÁREZ, A. (2004). *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 128 pp.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1997). "El paisaje patrimonio cultural". *Revista de Occidente*, 194-195, pp. 37-49.

MARTÍNEZ-TORRES, L. M. (1993). "Corte balanceado de la Sierra Cantabria (cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca del Ebro)". *Geogaceta*, 14, pp.113-115.

MARTÍNEZ-TORRES, L.M. (1997). *Transversal a la Cuenca Vasco-Cantábrica. Introducción a la estructura y evolución geodinámica*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 121 pp.

- MARTÍNEZ-TORRES, L.M. (1998). *La cuenca Vasco-Cantábrica a través de sus cartografías geológicas: catálogo de la exposición*. Ed. Universidad del País Vasco. Bilbao. 99 pp.
- MATAMALA i FARGAS, N. (2004). "La utilidad del Catastro como fuente para estudiar la evolución del paisaje en los últimos cincuenta años: estudio de dos municipios de la provincia de Lleida". *Catastro*, nº 52, pp. 147-161.
- MEIJERINK, A.M.J., VERSTAPPEN, H.Th. y VAN ZUIDAM, R.A. (1983). "Developments in applied geomorphological and survey mapping". En TERWINDT, J.H.J. y VAN STEIJN, H. (Eds.) *Developments in Physical Geography. Geologie in Mijnbouw*, 62, pp. 621-628.
- MENDOZA G.E; GARCÍA K.P. (2011). "Análisis multitemporal de uso y cobertura del suelo en el Municipio de Manaure-Guajira (Colombia), implementando imágenes Landsat". *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*. Curitiba, PR, Brasil, pp.6442-6449.
- MENSCHING, H. (1958). "Glacis-Fussfläche-Pediment". *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*; 2, pp. 165-186.
- MENSUA, S., VAN ZUIDAM, R. & VAN ZUIDAM-CANCELADO, I. (1981). "Consideraciones sobre el sistema de la cartografía geomorfológica del ITC, aplicado a un mapa geomorfológico sedimentario, en el valle del Ebro" En *Geographica*, 11-12, pp. 43-54. Zaragoza.
- MERRILL, G. P. (1897). *Rocks, rock-weathering and soils*. New York: MacMillan Company, 411p.
- MOHR, M.; WARREN, J. K.; KUKLA, P. A.; URAI, J.L.; IRMEN, A. (2007). "Subsurface seismic record of salt glaciers in an extensional intracontinental setting (Late Triassic of northwestern Germany)". *Geology*, v. 35, no. 11, pp. 963-966.
- MUNSELL COLOR COMPANY (1975). *Munsell Soil Color Charts*. Baltimore.
- NAREDO, J.M. (2004) *La evolución de la agricultura en España (1940-1990)*. Universidad de Granada. 552 pp.
- OLIVÉ, A.; AGUILAR, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J.R. (1978a). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 136 (Oña)*. Servicio General de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.
- OLIVÉ, A.; RAMÍREZ DEL POZO, J.R.; RIBA, O. (1978b). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 137 (Miranda de Ebro)*. Servicio General de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.

OLIVÉ, A.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1978). *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 137 (Miranda de Ebro)*. Servicio General de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.

OLLIER, C. (1984). *Weathering*. Longman. London. 324pp.

ORTEGA VALCÁRCEL, J. (1998). "El patrimonio territorial: el territorio como recurso cultural y económico". *Ciudades*, nº 4, pp.33-48.

ORTIGOSA, L.; OSERIN, M.; ARNÁEZ, J. (1994). "Comportamiento geomórfico del espacio agrario abancalado en Cameros Viejo (Sistema Ibérico): Resultados de una modelización territorial". En: GARCÍA RUIZ, J.M.; LASANTA MARTÍNEZ, T. (Eds.), *Efectos geomorfológicos del abandono de tierras*. Zaragoza: Sociedad Española de Geomorfología, Instituto Pirenaico de Ecología, Institución Fernando el Católico, pp. 121-134.

OSE (2006). *Cambios de ocupación del suelo en España. Implicaciones para la sostenibilidad. Estudio realizado a partir del proyecto CORINE Land Cover*. Informe del Observatorio de la Sostenibilidad en España (OSE). Mundiprensa, Madrid, 485 pp.

PAIN, C. F. (2008). *Field Guide for Describing Regolith and Landforms*. CRC LEME c/o CSIRO Exploration and Mining, P. O. Box 1130, Bentley WA 6102.

PARDINI, G.; GISPERT, M. (2012). "Soil quality assessment through a multiapproachanalysis in soils of abandoned terraced land in NE Spain". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 38, pp. 7-30.

PELLITERO, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina*. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid. 1014 pp. + anexos.

PEÑA LLOPIS, J. (2005). "Cartografía de las coberturas y usos de suelo de la Marina Baixa (Alicante) para 1956, 1978 y 2000". En *Investigaciones geográficas*, nº 36, pp. 93-107.

PEÑA MONNÉ, J. L. (Ed.) (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Ed. Geoforma. Logroño. 227 pp.

PEÑA, J. L., PELLICER, F., CHUECA, J. y JULIÁN, A. (1997a). "Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:100.000/1:200.000". En PEÑA, J. (Ed.) *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. P. separata. Geoforma Ediciones. Universidad de La Rioja. Logroño.

PEÑA, J. L., PELLICER, F., CHUECA, J. y JULIÁN, A. (1997b). "Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:25.000/1:50.000". En PEÑA, J. (Ed.) *Cartografía*

geomorfológica básica y aplicada. P. separata. Geofoma Ediciones. Universidad de La Rioja. Logroño.

PÉREZ CUEVA, A.J. (1985). *Geomorfología del sector ibérico valenciano entre los ríos Mijares y Turia*. Tesis doctoral. Universidad de Valencia, 653 pp. Valencia.

PORCAL GONZALO, M.C., GALDÓS URRUTIA, R. y RUIZ URRESTARAZU, E. (2009). "Dinámica paisajística de las Áreas de Montaña del País Vasco a través de los cambios en la ocupación del suelo". *Geografía, Territorio y Paisaje: el estado de la cuestión, XXI Congreso Nacional de Geógrafos Españoles*. Ciudad Real, Universidad de Castilla La Mancha, pp. 1307-1322.

PORCAL GONZALO, M.C. (2011). "El patrimonio rural como recurso turístico, La puesta en valor turístico de infraestructuras territoriales (rutas y caminos) en las áreas de montaña del País Vasco y de Navarra". *Cuadernos de Turismo*, nº27, pp. 753-778.

PORCAL GONZALO, M.C.; LOBO URRUTIA, P. (2011) *Identificación y análisis de paisajes rurales en las áreas de montaña mediante la tecnología LiDAR: un primer paso para su puesta en valor patrimonial*. FISA. Santiago de Chile. 13 pp. http://acreditacion.fisa.cl/ugi/archivo_presentacion/201108291904_20111380zgnued_archivo_presentacion.pdf

PORTA CASANELLAS, J. y LÓPEZ ACEVEDO, M. (2003). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 929 pp.

PORTA CASANELLAS, J. y LÓPEZ ACEVEDO, M. (2005). *Agenda de campo de suelos: información de suelos para la agricultura y el medio ambiente*. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. 541 pp.

PRADA-LANDA, J.C. (1986). *Estudios del Grupo Espeleológico Alavés - 1984*. Ed. Servicio de Publicaciones del Consejo de Cultura de la Excma. Diputación Foral de Álava, Vitoria. 244 pp.

QUIRÓS, J.A. (2009). "Arqueología de los espacios agrarios medievales en el País Vasco". *Hispania*, 233, pp. 619-652.

RAMÍREZ DEL POZO, J. (1973). *Síntesis geológica de la provincia de Álava*. Ed. Obra Cultural de la Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria. Vitoria. 66 pp. + anexos.

RAMOS M.C., PORTA. J. (1997). "Analysis of design criteria for vineyard terraces in Mediterranean area of North East Spain". *Soil Technology*, 10, pp. 155-166.

RAT, P. (1958). *Carte Géologique des Pays Basco-Cantabriques entre Saint-Sébastien et Santander (1/200.000)*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris (76 x 52,5 cm.). Imp. Richard, Dijon.

RAT, P. (1959). *Les Pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)*. These Fac. Sciences Dijon et Publ. Université de Dijon, t. XVIII. Dijon.

ROBLES, S. (2014). "Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica". En BODEGO, A.; MENDIA, M.; ARANBURU, A.; APRAIZ, A. (eds.) *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. Bilbao, pp.9-104.

ROBLES, S., ÁBALOS, B. PÉREZ-GARCÍA, A., CASTAÑARES, L.M., VICENTE-BRAVO, J.C. (1995). "Análisis estratigráfico y estructural del Cenomaniense superior en los Permisos de investigación de hidrocarburos Armentia y Mendoza (Álava, Vizcaya y Burgos). *Informe Geológico para SHESA*, Bilbao.

RODRÍGUEZ AIZPEOLEA, J. (1990). "Evolució i situació actual dels bancals abandonats en el Parc Natural del Montgó". *Aguaits*, 5, pp. 19-54.

ROMERO, M. (2004). *Análisis de los cambios en la estructura del paisaje de l'Alt Empordà en el período 1957-2001*. Tesis doctoral. Universitat de Girona. 328 pp. + anexos.

RÖSSLER, M. (2002). "Los paisajes culturales y la Convención del Patrimonio Mundial Cultural y Natural: resultados de reuniones temáticas previas". En *Paisajes culturales en los Andes: memoria narrativa, casos de estudio, conclusiones y recomendaciones de la Reunión de expertos* (Arequipa y Chivay, Perú, mayo de 1998). Lima, UNESCO, pp. 49-57.

RUESCAS, A.B. (2001). "Análisis de la dinámica espacio-temporal de los usos del suelo mediante Sistemas de Información Geográfica: la cabecera de la cuenca del Cànyoles". *Cuadernos de Geografía*, 69/70, pp. 215-230.

RUIZ DEL ÁRBOL, M. (2005). *La arqueología de los espacios cultivados: terrazas y explotación agraria Romana en un área de montaña: La Sierra de Francia (Salamanca)*. Serie: Anejos de Archivo Español de Arqueología, 36. Madrid: Instituto de Historia.

RUIZ FERNÁNDEZ, J. (2006). *El paisaje natural de la sierra de Juan Robre y Jana (Oriente de Asturias)*. Real Instituto de Estudios Asturianos. Oviedo.

RUIZ URRESTARAZU, E. (1982). *La transición climática del Cantábrico Oriental al valle medio del Ebro*. Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz. 650 pp.

RUIZ URRESTARAZU, E. (1985). "La distribución de los terrenos comunales en Álava". En *Lurralde*, nº 8, pp. 189-196.

RUIZ URRESTARAZU, E. (1988). "Los cambios en la oferta agrícola del País Vasco. El caso de Álava (1950-1985)". *Lurralde*, 11, pp.291-301.

RUIZ, V.; SAVÉ, R.; HERRERA, A. (2013). "Análisis multitemporal del cambio de uso del suelo, en el Paisaje Terrestre protegido Miraflores Moropotente Nicaragua, 1993-2011". *Ecosistemas*, 22 (3), pp.117-123.

SAENZ DE URTURI, F. (1990). "La Arqueología Histórica (Medieval) en Álava en los últimos 25 años". *Munibe*, nº 42, pp. 365-372.

SALITCHEV, K. (1979). *Cartografía*. Ed. Pueblo y Educación. La Habana, Cuba.

SANTOS, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis doctoral. Universidad de León.

SARRIONANDIA, F.; CARRACEDO, M.; EGUÍLUZ, L.; JUNGUITU, J.; LOBO, P.; GIL IBARGUCHI, J. I. (2013). "Geologic map of the Valencia del Ventoso igneous complex (SW Iberian Massif, Spain): an example of multi-stage intrusion building by contrasted magma compositions". *Journal of Maps*, vol. 9, issue 4, pp. 498-504.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. N. (2005). *Soils Genesis and Geomorphology*. Cambridge, UK: Cambridge University Press

SCHOENEICH, P. (1993). "Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse principes de la légende IGUL". En REYNARD, E.; SCHOENEICH, P. (Eds.) "Cartographie géomorphologique, cartographie des risques", pp. 15-24. *Travaux et Recherches*, vol. 9. Université de Lausanne. Lausanne.

SCHULTE, L. (2002). *Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y de Sorbas oriental (SE-Península Ibérica). Reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos*. Universitat de Barcelona, 251 pp. + anexos.

SCOTT, K. M.; PAIN, C. F. (2009). *Regolith Science*. CSIRO Publishing. Colingwood, Australia. 461 pp.

SHERLOCK, R. L. (1922). *Man as Geological Agent*. Witherby, London.

SOIL SURVEY STAFF (1999). *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. 2nd edn (US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Agricultural Handbook 436). Washington, D.C.: US Government Printing Office.

SORIA JÁUREGUI, A., GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, M.J, MAUZ, B. & LANG, A. (2010). "Actividad fluvial holocena en la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos-Álava)". En *Avances*

de la Geomorfología en España, 2008-2010 (Úbeda X., Vericat, D. & Batalla, R., Eds.), pp 421- 425.

SORIA JÁUREGUI, A. (2014). "Caracterización de los depósitos fluviales del río Ebro en la cuenca de Miranda de Ebro (Burgos)". En *Lurralde: inves. espac.*, 37, pp. 169-184.

STÄBLEIN, G. (Ed.) (1978). "Geomorphologische detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogram I". En *Berliner Geographische Abhandlungen*, 30, pp. 1-95. Berlín.

STOW, D. (2005). *Sedimentary rocks in the field. A colour guide*. Ed. Manson Publishing. 320 pp.

SZABÓ, J., DÁVID, L., LÓCZY, D. (eds.) (2010). *Anthropogenic Geomorphology. A Guide to Man-Made Landforms*. Ed. Springer Science+Business Media B.V., Dordrecht-Heidelberg-London-New York. 298 pp.

TANARRO, L.M. (2006). *Geomorfología de los valles del piedemonte Norte del Sistema Central en su sector segoviano: cuenca del río Duratón. Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia. 691 pp. + anexos.

TATOR, B. A. (1952). "Pediment characteristics and terminology (part 1)". *Annals of the Association of American Geographers*, 42, pp. 295-317.

TAYLOR, G. y EGGLETON, R. A. (2001). *Regolith Geology and Geomorphology*. Wiley. Chichester. 325 pp.

TEIXELL, A. (2004). "La estructura tectónica alpina de la Cordillera Pirenaica". En VERA, J. A. (Ed.) *Geología de España*.

TORRÓ, J. (2005). "Terrasses irrigades a les muntanyes valencianes. Les transformacions de la colonització cristiana". *Afers 51*: pp. 301-356.

TRICART, J. (1965). "Légende des cartes géomorphologiques détaillées. Système CGA-TRICART". En TRICART, J.: *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, 24 pp., Masson. París.

TRICART, J. (1969). *Le Modelé des Régions Sèches*. SEDES. París, 472 pp.

TRICART, J. (1971). "Normes por l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000)". *Mémoires et Documents*, 12, pp. 37-105. París.

TRICART, J. y DEMEK, J. (1972). "Concept and content of applied and special detailed geomorphological maps". En DEMEK, J. (Ed.) *Manual of detailed geomorphological mapping*, pp. 261-267. Akademia. Praga.

- TRICART, J. (1976). *Leyenda para el mapa geomorfológico de Francia (1:50.000)* (trad. D. Serrat). Inst. Jaime Almera. 69 pp. Barcelona.
- TRICART, J. (1979). "Mapas geomorfológicos, ¿por qué?". En *Acta Geol. Hispánica*, 14, pp. 416-420. Barcelona.
- TUCKER, M. (1982). *The field description of sedimentary rocks*. Geological Society of London. Handbook Series. 112 pp.
- TURNER, B.L.; MOSS, R.H.; SKOLE, D.L. (1993). *Relating land-use and global land-cover: a proposal for an IGBP-HDP core project*. Global Change IGBP nº 24, HDP report nº5.
- UGARTE, F. (1987). "Evolución del relieve durante el Cuaternario superior y reciente de Euskal Herria". En *VI Curso de verano de la U.P.V.*, pp. 11-24.
- USDA (1951) *Soil Survey Manual*. Handbook nº 18. Washington, 503 pp.
- VALERA, A. (2011). *Dinámica espacio-temporal de usos/cubiertas del suelo y sostenibilidad ambiental en áreas metropolitanas de la Comunidad Valenciana*. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. 310 pp.
- VAN ZUIDAM, R. (1976). *Geomorphological development of the Zaragoza Region (Spain)*. ITC, 221 pp. Enschede.
- VARNES, D.J. (1978). *Slope movement: types and processes*. En SCHUSTER, R.L. y KRIZEK, R.J. (Eds.) "Landslides: Analysis and Control". *Transportation Research Board Special Report*, 176. National Academy of Sciences. Washington, pp- 11-33.
- VELÁSQUEZ, J.; OCHOA, G.; OBALLOS, J.; SANTIAGO, J. (2004). "Metodología para la delineación cartográfica de suelos". *Rev. For. Lat.*, 36: 15-3.
- VENTURA I PUJOLAR, M. (2000). *Mapa de usos y cubiertas del suelo de la Cuenca de la Muga, 1956, escala 1:25.000*: Memoria de Recerca. Universitat de Girona.
- VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R.A. (1968). "ITC System of Geomorphological Survey" ITC. *Textbook of Photointerpretation*, VII-2, 52 pp.
- VERSTAPPEN, H. Th. (1970). "Introduction to the ITC system of geomorphological Survey". En *KNAG Geografisch Tijdschrift*, 4 (19), pp. 85-91.
- VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R.A. (1991). *The ITC System of Unites Geomorphologic Survey*. ITC Público. 10, 89 pp. Enschede.
- VIERS, F. (1974). *Eléments de Géomorphologie*. Ed. Fernand Nathan, París. (Trad. Esp. L. Casassas, Oikos-Tau, Barcelona, 320 pp.).

WEHR, A.; LOHR, U. (1999). "Airborne laser scanning: an introduction and overview". *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54 (2/3), pp. 68-82.

WELLS, S.G.; HARVEY, A.M. (1987). "Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans. Howgill Fells, Northwestern England". *Bulletin Geological Society of América*, 98, pp. 182-198.

WHITAKER, C. R. (1973). *A Bibliography of Pediments*. GeoAbstracts. Norwich, 95 pp.

ZOIDO, F. (1996). "Ordenación del territorio: evolución reciente de las principales estructuras y sistemas territoriales", en *La nueva realidad geográfica en España. Aportación de la Asociación de Geógrafos Españoles al 28º Congreso Internacional de Geografía*. La Haya, Boletín de la AGE, nºs 21-22, 1996, Madrid, págs. 67-79.

ZOIDO, F. (1998). "Geografía y Ordenación del Territorio", en *Nuevas fronteras de los contenidos geográficos. Iber. Didáctica de las Ciencias sociales. Geografía e Historia*, nº 16, págs. 19-31.

ZULUETA, M.J.; ZUMALABE, F.J. (1990). "Cartografía de los yacimientos Pre y Protohistóricos del País Vasco". *Munibe*, 42, pp. 305-318.