

Trabajo fin de máster

Evolución hidrogeológica de la Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I: inventario, génesis y clasificación de los colapsos del terreno



Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHYMA)

Curso académico 2013/2014

Trabajo realizado por Kevin Bórnez Mejías

Tutores de prácticas: Alfredo García de Domingo (IGME) y Miguel Mejías Moreno (IGME)

Tutor académico: Juan José Durán Valsero (IGME)

Responsable de prácticas CHG: Carlos Delgado Velasco



ÍNDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1. Objetivos	6
1.2. Antecedentes	7
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO	9
2.1. Trabajo de campo	9
2.1.1. Reconocimiento del área de estudio	9
2.1.2. Localización de colapsos cubiertos o sin documentar	10
2.1.3. Medidas periódicas de los niveles piezométricos	11
2.1.4. Aforos en los ríos de la Cuenca Alta del Guadiana	11
2.2. Trabajo de gabinete	12
2.2.1. Recopilación de la información	13
2.2.2. Trabajos de oficina realizados en la Confederación hidrográfica del Guadiana	13
2.2.3. Tratamiento e interpretación de datos hidrológicos	14
3. MARCO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	15
3.1. Contexto geológico y geomorfológico regional	16
3.2. Características climáticas	17
3.3. Hidrología	20
3.4. Características socioeconómicas	20
4. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA MANCHA OCCIDENTAL I	22
4.1. Geología	22
4.2. Geomorfología	25
4.2.1. Principales características de la morfología kárstica	25
4.2.2. Morfología de las zonas con turberas	26
4.3. Funcionamiento hidrogeológico en régimen natural y modificado	28

4.3.1. Dinámica natural del acuífero	28
4.3.2. Alteración del régimen natural	29
4.3.3. Problemática medioambiental derivada del sobrebombeo	31
5. LOCALIZACIÓN, ORIGEN Y CLASIFICACIÓN DE LOS COLAPSOS DEL TERRENO EN LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA MANCHA OCCIDENTAL I	32
5.1. Ubicación espacial y temporal de los colapsos	33
5.1.1 Frecuencia, evolución en el tiempo y estado actual	36
5.1.2. Posible ubicación de alineaciones entre colapsos	38
5.2. Características hidrogeológicas	40
5.2.1. Aspectos geológicos y geomorfológicos	40
5.2.2. Caracterización hidroquímica	45
5.3. Evolución piezométrica	49
5.3.1. Relación de los colapsos con las aguas subterráneas	49
5.3.2. Análisis piezométrico de los últimos cuatro años	55
5.3.3. Análisis piezométrico actual detallado	64
5.4. Tipología de colapsos	66
5.4.1. Colapsos aluviales	68
5.4.2. Colapsos en zonas de dolinas	71
5.4.3. Colapsos lagunares	73
5.4.4. Colapsos de tipo intermedio	75
6. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR NUEVOS COLAPSOS	77
6.1. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas aluviales o cercanas a los ríos	78
6.1.1. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas de turba	79
6.1.2. Susceptibilidad por nuevos colapsos en áreas fluviales con flujos Horizontales	79
6.2. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas de dolinas	82
6.3. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas lagunares	84

7. RESULTADOS DEL ESTUDIO	86
8. AGRADECIMIENTOS.	92
9. BIBLIOGRAFÍA	93
10. ANEXOS	97

1. INTRODUCCIÓN.

En el presente trabajo, se va a elaborar un estudio acerca de las características hidrogeológicas y geomorfológicas de la masa de agua subterránea (MASb) Mancha Occidental I, situada en la cuenca alta del río Guadiana. Con ello se pretende conseguir un mayor conocimiento acerca de los colapsos del terreno que han sucedido en los últimos años. Dicha MASb, junto con Mancha Occidental II y Rus-Valdelobos, conforman lo que hasta hace pocos años se denominaba Unidad Hidrogeológica 04.04., Mancha Occidental y, anteriormente, Sistema Acuífero 23.

Este acuífero se encuentra bajo una amplia llanura, con una altitud que oscila entre los 600 y 700 metros sobre el nivel del mar; englobando gran parte del norte y este de la provincia de Ciudad Real y algunos municipios de Albacete, Cuenca y Toledo.

El acuífero de La Mancha Occidental, a partir de los años setenta del pasado siglo, recibió el nombre de Sistema Acuífero 23, por ser el número que le correspondió en la catalogación que hizo el IGME (Instituto Geológico y Minero de España). En 1990, se volvieron a catalogar los acuíferos en un estudio conjunto del IGME y el Ministerio de Obras Públicas, pasando a denominarse Unidad Hidrogeológica 04.04. Mancha Occidental. Finalmente, con la aplicación del artículo 5 de la Directiva Marco de Agua (DMA) y la aprobación del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del río Guadiana, parte española, mediante RD 359/2013 de 17 de mayo, la Unidad 04.04. se ha visto dividida “administrativamente” en tres masas de agua: la primera de ellas, denominada Mancha Occidental I; la segunda, Mancha Occidental II; finalmente, una tercera denominada Rus-Valdelobos (Mejías et al, 2012). Nuestro estudio se centrará en la primera de estas MASb.

Las características geológicas propician la existencia de este gran acuífero que ocupa una superficie de unos 5.500 km². Un acuífero libre, caracterizado por unos materiales permeables que provocan que el agua se infiltre y acumule en capas inferiores hasta llegar al techo de los materiales impermeables. La recarga del acuífero se produce por las precipitaciones, por la infiltración del agua de los cursos superficiales y por las transferencias subterráneas desde las MASb adyacentes (López, 1993: 34).

Nos encontramos en una zona con una intensa actividad agrícola, donde se ha llevado a cabo un aprovechamiento intensivo de las aguas subterráneas durante décadas

(sobreexplotación), que unido a la variabilidad y escasez de precipitaciones provocó un descenso medio de unos 30 metros del nivel piezométrico, con consecuencias perjudiciales que se notaron especialmente, desde el punto de vista medioambiental, en la MASb Mancha Occidental I, tanto para la propia población local, como para el medio ambiente, destacando la desecación de los “Ojos del Guadiana” y de numerosos humedales, así como la desaparición o menor presencia de diferentes especies de fauna y flora.

Además, el propio descenso de los niveles piezométricos originó un proceso de combustión espontánea de las turberas que se desarrollan a lo largo del cauce alto del río Guadiana y el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel. La autocombustión originó entre otras cosas, grandes huecos en el subsuelo y en algunas zonas se produjeron subsidencias del terreno y colapsos locales, sobre todo a raíz de la posterior recuperación del acuífero (Mejías et al., 2004: 468).

Tras un largo periodo de sequía, no es hasta finales de 2009 cuando las intensas precipitaciones propician un inusual incremento del caudal de los ríos Záncara, Gigüela y Azuer. En el tramo bajo de estos ríos, donde las cotas son más bajas, se formaron grandes sumideros a partir de los cuales se infiltraba el agua al acuífero, a través de las cavidades kársticas, a una gran velocidad.

Junto al agua de los ríos y la propia precipitación que cayó sobre el terreno, se originó una espectacular subida de los niveles de agua en el acuífero, que hasta mayo de 2014 no han dejado de ascender. El enorme lavado del terreno, la circulación por sumideros y canales preferentes, los huecos formados por las turberas y la disolución de la caliza, junto a una reorganización estructural de los materiales arcillosos, han originado una serie de hundimientos del terreno de morfología circular, científicamente denominados colapsos del terreno. Algunos de ellos directamente relacionados con la quema de turbas, y en la mayor parte de los casos, todo parece indicar que tienen su origen en el hundimiento de parte de las cavidades kársticas debido a que el agua ha vuelto a circular por ellas tras un largo espacio de tiempo sin circulación subterránea.

Todos estos hundimientos del terreno tienen una gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico-geomorfológico, pero también económico y social, lo que hace de este fenómeno nuestro objeto de investigación.

1.1. Objetivos

Para intentar conocer de una forma más precisa la formación de los colapsos del terreno, así como la evolución hidrogeológica de la MASb Mancha Occidental I, nos hemos propuesto una serie de objetivos que se relacionan a continuación:

- En primer lugar, es necesario hacer una caracterización básica de la MASb, desde el punto de vista físico y humano (marco geográfico), analizando especialmente la importancia de las características geomorfológicas e hidrogeológicas.
- Un segundo objetivo será el de localizar colapsos del terreno no catalogados por el IGME, así como aquellos que estén alterados por la actividad antrópica (tapados con escombros/ tierra...).
- En tercer lugar, dentro del marco geográfico, será muy interesante analizar las características climáticas que afectan al acuífero, caracterizando sobre todo las precipitaciones, que son las que mayor repercusión ejercen sobre la evolución piezométrica del mismo.
- Relacionado con la evolución piezométrica del acuífero, se elaborarán una serie de mapas de isopiezas para entender la dinámica del flujo subterráneo; en este sentido además de los piezómetros de la Confederación Hidrográfica del Guadiana y del Instituto Geológico y Minero de España, se estudiará la posibilidad de medir nuevos puntos localizados cerca de colapsos para tener una piezometría propia en detalle, sobre todo en aquellas zonas donde no se dispongan de datos piezométricos.
- Otro de los objetivos importantes en este trabajo será el de establecer una tipología detallada de los colapsos, de tal forma que podamos clasificarlos de acuerdo a sus características hidrogeológicas.
- Se tratará de establecer por otro lado una serie de hipótesis que den una explicación científica a los hundimientos del terreno. En este sentido, uno de los objetivos será el de buscar la existencia de posibles relaciones entre la calidad química de las aguas subterráneas y la formación de colapsos.
- Finalmente, un último objetivo, y no menos importante, será el de realizar una primera cartografía de susceptibilidad a la aparición de nuevos colapsos de acuerdo a la

información que vayamos obteniendo a lo largo del trabajo. Probablemente este objetivo se verá limitado por la disponibilidad de información, tiempo e instrumental hidrogeológico.

1.2. Antecedentes

En una investigación de este tipo, donde vamos a trabajar con información y datos procedentes de diversos campos (geografía, geología, geomorfología, hidrogeología, geoquímica y otros), los antecedentes conceptuales, metodológicos y regionales son en cierto modo numerosos. Sin embargo, desde el punto de vista de esta investigación, existen muy pocos trabajos y/o publicaciones realizados con anterioridad sobre la formación de colapsos/ hundimientos en el Alto Guadiana. Por ese motivo, se citarán en este subapartado algunos trabajos generales, que por su representatividad, importancia geológica o cercanía en los temas de investigación aquí abordados se pueden considerar especialmente reseñables.

Los trabajos que encontramos contienen cierta información de disolución en rocas carbonáticas, en concreto de la disolución del yeso, pero no tanto de la caliza. En uno de los lugares en los que más trabajos se han realizado sobre la disolución y la formación de colapsos en karst ha sido en la zona del valle del Ebro, en concreto en Zaragoza y en otras zonas como la Rioja. Algunos de los trabajos destacados en relación a los colapsos son los siguientes:

Gutiérrez Santolalla, F., Muñoz Jiménez, A. y Coloma López, P. (2006): “Dolinas de subsidencia y de colapso en el karst carbonatado-aluvial de Grávalos (La Rioja): Origen y evolución”.

Riaza, A., García, E., Suarez, M. y Miller, A. (2005): “Estimación del riesgo de colapso por dolinas con datos hiperespectrales”

Galán, C. (1991): “Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado”.

Fernández, B. (1987): “Karstificación y colapsos en los yesos del sector central de la depresión del Ebro (Aragón, España)”.

Por otro lado, nos encontramos otro tipo de referencias, que aunque no tratan directamente el tema de los colapsos o las subsidencias, sí que centran su objeto de estudio en la misma área en la que trabajaremos nosotros. En este caso desarrollan temas relacionados con la sobreexplotación, evolución piezométrica, importancia de las aguas subterráneas, así como las características hidrogeológicas de la zona. Algunas referencias serían las siguientes:

En primer lugar mencionar la contribución de la tesis doctoral de García Rodríguez, M., (1996): “Hidrogeología de las Tablas de Daimiel y de los Ojos de Guadiana, bases hidrogeológicas para una clasificación funcional de humedales ribereños”. En este caso el autor se centra en gran parte de la zona que nosotros queremos abordar con nuestro estudio.

Un estudio en detalle en relación a la hidrología subterránea es el de Mejías, M., López, J. y Martínez, L. (2012): “Características hidrogeológicas y evolución piezométrica de la Mancha Occidental. Influencia del periodo húmero 2009-2011”.

En tercer lugar podemos mencionar a GARCÍA, M. y ALMAGRO, J. (2004): “Las Tablas de Daimiel y los Ojos del Guadiana: Geología y evolución piezométrica” en *Revista de ciencia, tecnología y medio ambiente*, volumen 2. Pp. 19. Universidad Alfonso Décimo el Sabio.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Metodológicamente el trabajo lo podemos dividir en dos grandes apartados, de acuerdo al modo en que se han realizado las prácticas para el Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente de la Universidad de Málaga. En este sentido cabe mencionar que se han llevado a cabo prácticas tanto en las oficinas de la Confederación Hidrográfica del Guadiana (CHG), en Ciudad Real, como en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en Madrid. En relación a lo anterior, el trabajo se estructura por un lado en un amplio trabajo de gabinete, dentro del cual tendríamos una parte teórica y otra más práctica. La teórica sería básicamente la de recopilación de toda la información que resulte de interés para la realización del trabajo, bien sea desde el punto de vista geológico, hidrogeológico, climatológico o geomorfológico. La parte más práctica es la referida a las reuniones que se han celebrado en la sede del IGME en Madrid donde hemos tratado temas sobre cómo abordar nuestro objeto de estudio, las posibilidades que se nos ofrecían, así como la instrucción acerca de cómo realizar el trabajo. También se ha trabajado en este aspecto en la Confederación, realizando sobre todo tratamiento de información hidrológica y climatológica.

Por otro lado, el segundo gran bloque dentro de este trabajo sería el enfocado a la parte práctica, con la realización de un importante trabajo de campo para tomar datos hidrológicos y contemplar in situ la problemática y el objeto de estudio de nuestro proyecto. Se han realizado más de una veintena de salidas de campo, tanto con el personal del IGME como con el de la CHG, así como salidas realizadas de forma individual.

2.1. Trabajo de campo

En primer lugar, comenzando por el trabajo de campo realizado, lo podríamos dividir en tres partes de acuerdo a las diferentes salidas realizadas.

2.1.1. Reconocimiento del área de estudio

A la hora de realizar un trabajo sobre hundimientos del terreno es importante en primer lugar llevar a cabo una serie de salidas de campo en las que se contemple la zona afectada, en relación a su localización, aspectos geomorfológicos, así como las características hidrogeológicas. En este sentido, las primeras salidas de campo fueron

las realizadas con el personal del IGME, donde analizamos algunos de los colapsos principales así como aquellas áreas donde se han observado subsidencias. A raíz de ahí fue por cuenta propia la realización de nuevas salidas para ampliar el conocimiento de la zona y hacerme una amplia idea de las características y la problemática existente en el territorio.

2.1.2. Localización de colapsos cubiertos o sin documentar

El tema de los colapsos del terreno, como ya se comentó en la introducción, es algo de lo que aún no se ha escrito mucho, en concreto, en la zona de nuestro estudio, por lo que vamos a tratar un tema de mucha importancia y del que tenemos poca información a nivel local. En este sentido, el IGME a través de la información ofrecida por los agentes medioambientales del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel y por el personal técnico del Centro de Interpretación y Documentación del Agua y los Humedales Manchegos (CIDAHM), con sede en Daimiel (Ciudad Real), habían georreferenciado en un SIG (Sistema de Información Geográfica) los puntos donde se habían producido colapsos.

En este sentido, se trataba de tener controlados la mayor parte de los puntos donde el terreno se había hundido para poder estudiar el proceso. Por este motivo, se nos ocurrió la idea de buscar colapsos que no estuvieran catalogados por el IGME. Bien porque han sido tapados por los propios agricultores o ganaderos; bien porque nadie haya avisado a las autoridades de la ocurrencia de este fenómeno.

Por este motivo realicé un trabajo de campo por la zona norte del río Guadiana, concretamente en el municipio de Villarrubia de los Ojos (Ciudad Real), donde no se tenían datos de que hubiera ocurrido un proceso de colapso y, tras varios días de búsqueda por la zona, se consiguieron encontrar 9 nuevos colapsos que se añadieron a los 25 ya registrados por el IGME. Alguno de ellos ya había sido tapado por el propietario de la parcela en el que se produjo el fenómeno, aunque se observaban aún los restos. Debido a ello fue importante la ayuda ofrecida por algunos agricultores en la localización de los nuevos colapsos.

Unido a esta labor llevada a cabo a pie de campo también fue importante el uso de la teledetección a través de las imágenes de satélite tanto actuales, como las del vuelo

americano de 1956, que nos han servido para localizar desde el aire estos fenómenos e ir a visitarlos posteriormente al campo.

2.1.3. Medidas periódicas de los niveles piezométricos

Otro de los trabajos que hemos realizado en el campo ha sido el de las medidas de los niveles piezométricos, no sólo en la Masa de Agua Subterránea afectada por los colapsos y subsidencias (Mancha Occidental I), sino también en otras colindantes como Lillo-Quintanar, Sierra de Altomira, Campo de Montiel, Mancha Occidental II y Rus Valdelobos.

Las medidas tomadas en las MASb Mancha Occidental I y Mancha Occidental II han sido realizadas con el personal del IGME, mientras que las realizadas en el resto de masas ha sido con personal de la CHG (Figura 1) y la empresa TRAGSA. A partir de estas medidas, junto con la tomadas exclusivamente para la realización de este trabajo (30 nuevos puntos de medida), se realizarán una serie de mapas de isopiezas de los últimos años para poder comprobar de primera mano la existencia de posibles cambios en el flujo de agua subterránea, que puedan estar en relación con la formación de subsidencias o colapsos del terreno.



Figura 1: Medida del nivel piezométrico y descarga de datos (CHG). Fuente: Elaboración propia

2.1.4. Aforos en los ríos de la Cuenca Alta del Guadiana

En el tema que nos concierne, no solo tiene importancia la hidrología subterránea, sino también la superficial, ya que durante los últimos años los ríos de la cuenca del alto Guadiana han aumentando considerablemente su caudal, y algunos como el nacimiento

del Guadiana (rebosadero natural del acuífero de la Llanura Manchega) han vuelto a correr después de treinta años con el cauce seco. A ello ha contribuido el ascenso de los niveles piezométrico debido al último periodo húmedo y en menor medida al mejor aprovechamiento de las aguas subterráneas. Por este motivo, y para conocer de primera mano cómo se efectúan los aforos en esta zona, se han realizado numerosas salidas de campo periódicas donde se han medido caudales de los ríos Gigüela, Azuer, Guadiana y Pinilla, principales afluentes del Alto Guadiana (Figura 2).



Figura 2: Aforo del río Guadiana (IGME). Fuente: Elaboración propia

2.2. Trabajo de gabinete

Esta segunda parte ha consistido en realizar una selección de aquellos artículos, documentos, cartografía o bibliografía que tuvieran en mayor o menor medida relación con nuestro tema de estudio. Esta parte del trabajo se ha realizado principalmente desde casa y mediante la búsqueda en internet, así como en la biblioteca de la Universidad de Castilla-La Mancha.

Por otro lado, el hecho de haber realizado las prácticas conjuntas entre el IGME y la CHG, me ha dado acceso a otro tipo de datos que no son fáciles encontrar mediante otros medios, como los relacionados con la información geológica, piezométrica, foronómica o química. En esta parte también se ha realizado un trabajo de análisis, elaboración e interpretación de los datos que se iban recopilando con el trabajo de campo.

Por su parte, en la sede del IGME hemos realizado reuniones periódicas para tratar la información encontrada, buscar problemas en la elaboración del trabajo así como enfocar la dirección del mismo.

2.2.1. Recopilación de la información

En primer lugar, una vez conocida la problemática a pie de campo y tras una serie de reuniones en el IGME, se recomendó una bibliografía en la que se trataba el tema de los colapsos, parte de ella comentada anteriormente en los antecedentes. Se buscó información tanto publicada en libros, así como en artículos o revistas científicas, de tal forma que pudiéramos establecer relaciones con lo que ocurre en nuestra zona de estudio.

En lo que se refiere a recursos webs, es importante comentar la existencia de artículos, publicaciones e incluso opiniones que se pueden encontrar, lo que resulta muy útil para comparar datos y obtener información actualizada. En este sentido nos encontramos la presencia de algunas publicaciones y artículos de prensa digital sobre este tipo de hundimientos del terreno, destacando la de algunos organismos oficiales como el Instituto Geológico y Minero de España.

Por otro lado, desde el punto de vista hidrológico también destaca la información y cartografía de la Confederación Hidrográfica del Guadiana o la información de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), que nos ha ayudado en la realización de algunos de los mapas y gráficos mostrados a lo largo de este trabajo.

2.2.2. Trabajos de oficina realizados en la Confederación Hidrográfica del Guadiana

En el organismo de cuenca en el que se han realizado parte de las prácticas se me asignaron una serie de tareas de oficina relacionadas con la hidrología de la zona que posteriormente ha servido en buena medida para la elaboración del trabajo. Entre las diversas tareas destacan por ejemplo la recopilación de información climática de las redes SIAR del Alto Guadiana; informatización de los datos climatológicos antiguos recogidos en los observatorios de la cuenca, la prestación de apoyo en la realización de partes del nivel de los embalses que se envían cada lunes al Ministerio de Medio Ambiente, entre otras tareas relacionadas con la cartografía hidrológica, así como actualización semanal de los datos de piezometría que se habían tomado previamente en el campo.

2.2.3. Tratamiento e interpretación de datos hidrológicos

Una vez recopilados todos los datos necesarios para nuestro estudio se ha procedido a su tratamiento e interpretación. En este sentido, por un lado hemos utilizado los datos piezométricos con los que se ha trabajado en la CHG y el IGME, para la realización de unos mapas de isopiezas que nos ayuden a entender en cierto modo el comportamiento hidrológico del acuífero y más en concreto de la Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I durante los últimos años, que han sido realmente en los que se han producido los colapsos del terreno.

En segundo lugar, se han seleccionado aquellos sondeos de los que disponen el IGME y la CHG y que se encontraban cercanos a los colapsos así como en las principales zonas de concentración de hundimientos. Con ello hemos podido analizar la columna litológica de los sondeos, para poder hacernos una idea detallada de la litología a nivel muy localizado, y buscar posibles relaciones con los colapsos. Además, se han realizado una serie de gráficos piezométricos de cada uno de estos sondeos, para observar la evolución a largo de los últimos años y realizar las pertinentes interpretaciones.

Del mismo modo que se han tratado datos hidrológicos desde el punto de vista cuantitativo, también se ha hecho con la calidad química de las aguas subterráneas. En este sentido se seleccionaron los datos de de calidad del agua en aquellos puntos de muestreo cercanos a zonas de colapso y subsidencias. Estas medidas las toma la CHG mediante la realización de campañas de muestreo.

3. MARCO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I se localiza en la cuenca alta del río Guadiana, entre las estribaciones de los Montes de Toledo al oeste, Sierra de Altomira al norte, Campo de Calatrava al suroeste, Campo de Montiel al sur y Llanos de Albacete al este. El 80% del acuífero se encuentra en la provincia de Ciudad Real y el resto se divide entre las provincias de Cuenca y Albacete, localizándose mayoritariamente bajo la gran Llanura Manchega. Actualmente se encuentra dividido en tres masas de agua con diferentes características físico-químicas; la primera de ellas, y en la que se centrará nuestro estudio, Mancha Occidental I (2000 km²), la segunda Mancha Occidental II (2530 km²) y finalmente Rus-Valdelobos (1400 km²). Estas masas se pueden observar en la Figura 3.

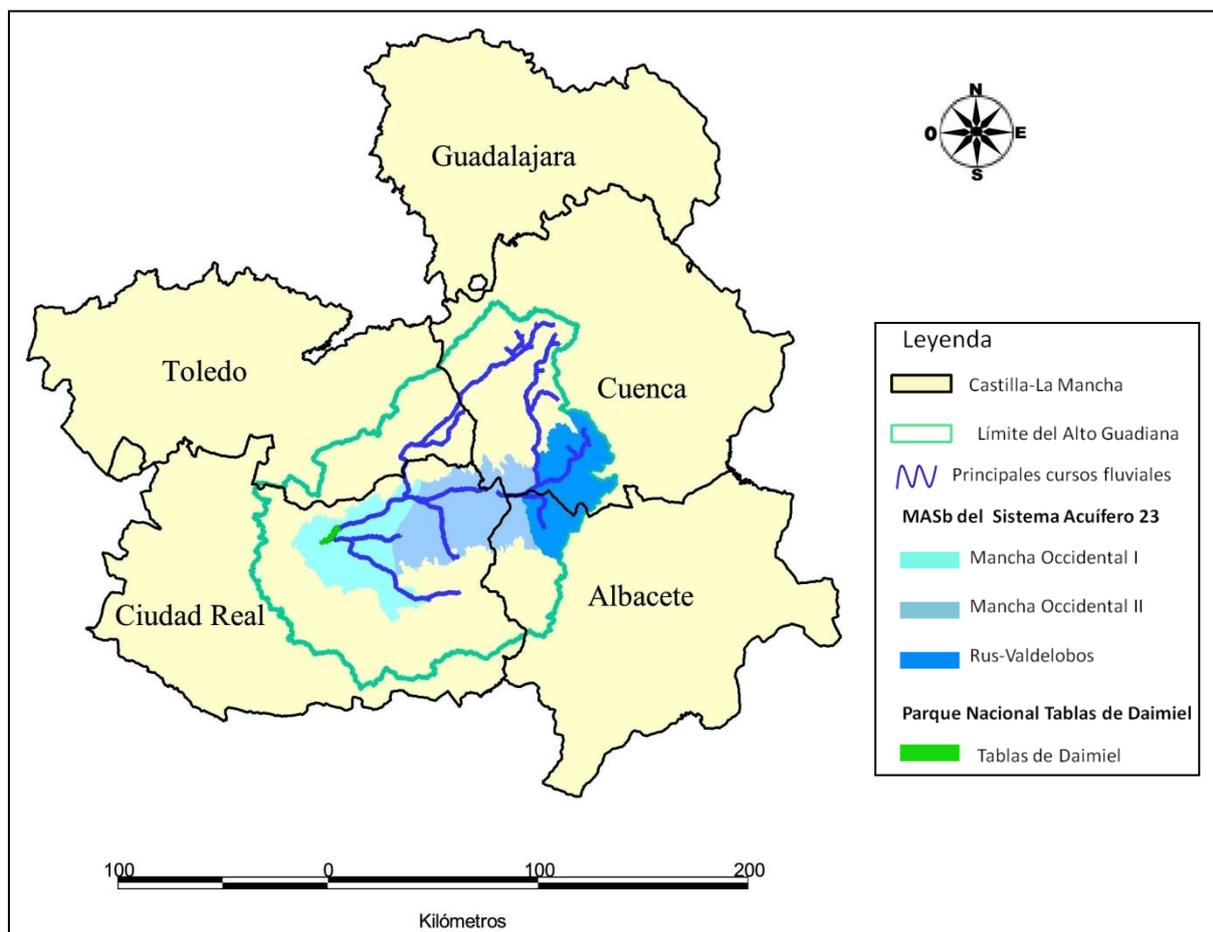


Figura 3: Mapa de localización del Sistema Acuífero 23 y de las MASb incluidas en el mismo

Fuente: CHG e IGN, 2013 (Elaboración propia)

La MASb Mancha Occidental I queda incluida dentro de las siguientes hojas topográficas E: 1/10.000 del Instituto Geográfico Nacional:

- Hoja nº 736 (Malagón)
- Hoja nº 737 (Villarrubia de los Ojos)
- Hoja nº 738 (Villarta de San Juan)
- Hoja nº 760 (Daimiel)
- Hoja nº 761 (Llanos del Caudillo)
- Hoja nº 786 (Membrilla)

Los límites de la Masa de Agua se sitúan aproximadamente entre las coordenadas 39° 52' 15.28'' - 38° 48' 24.60'' latitud norte y entre 3° 52' 15.28'' - 3° 15' 13.72'' de longitud oeste.

En toda la zona de estudio nos encontramos la presencia de un relieve suave con una altitud que oscila entre los 750 y los 600 metros. Destacando las mayores cotas en la zona sur y este de la Llanura.

El límite oeste de la zona estudiada se localiza en las proximidades de los núcleos de Malagón y Fernán caballero, coincidiendo con el borde más occidental de la Llanura Manchega. Al igual que en el borde norte (zona de Villarrubia de los Ojos) nos encontramos con materiales del ordovícico, con algunas estructuras tectónicas de dirección noroeste-sureste y oeste-este.

Los cursos fluviales que trascurren por esta zona son el Gigüela, Záncara, Azuer y Guadiana; ríos que no son de abundante caudal. Drenan la cuenca de Este a Oeste, confluyendo sus aguas en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel.

3.1. Contexto geológico y geomorfológico regional

La Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I se localiza bajo la Llanura Manchega, la más extensa de la Península Ibérica; es una fosa tectónica formada por la orogenia alpina y posteriormente colmatada por sedimentos detríticos y químicos, sobre la que se formó una superficie de erosión con una leve inclinación de este a oeste, a su vez cubierta por una serie de mantos aluviales y depósitos eólicos del cuaternario. Una llanura modelada a finales del Plioceno-Pleistoceno, que se mantiene prácticamente intacta por la poca capacidad del Guadiana y otros ríos para encajarse. Destaca la

presencia de calizas, lo que da lugar a un acuífero kárstico de notable potencia, cuya descarga natural se produce en los Ojos del Guadiana y otros manantiales a lo largo del curso alto del río. Por otro lado, es importante comentar que el escaso relieve de la Llanura Manchega, ha propiciado unos fenómenos endorreicos donde destaca la presencia de charcas estacionales y lagunas, en la mayor parte de los casos salobres (González y Vázquez, 2007: 53). La Geología de la MASb y del conjunto del acuífero se estudiará con más detalle en el próximo capítulo.

3.2. Características climáticas

El clima que caracteriza esta zona es de tipo templado mediterráneo continental, que depende de una serie de factores dinámicos y geográficos. La temperatura media anual varía entre los 15°C y los 17°C dependiendo, del periodo de estudio. Sin embargo, la continentalidad determina una gran amplitud térmica, con unos inviernos fríos y unos veranos muy cálidos, con unas temperaturas medias en verano de 25°C y de 6°C en invierno. En esta zona se registra una precipitación media de en torno a 400 mm anuales, que se reparte de forma irregular a lo largo del año. Los máximos pluviométricos se producen en invierno, seguido de la primavera y el otoño; frente al verano, cuando se produce el mínimo de precipitaciones (Peinado, 2007: 56).

Debido al interés e importancia de las precipitaciones para la evolución de la MASb, y tomando como referencia la estación meteorológica de Las Tablas de Daimiel, se ha realizado un gráfico donde mostramos una amplia serie climática, que nos ayudará a comprender la climatología de la zona, así como la evolución piezométrica.

En la Figura 4 se presenta la precipitación comprendida entre los años hidrológicos 1960/61 y 2012/13. Con ello se pueden apreciar diferentes años en los que la precipitación es muy abundante, mientras que por el contrario nos encontramos otros en los que es escasa. Para poder tratar mejor estos datos, se han calculado los cuantiles; en concreto, los quintiles 1, 2, 3 y 4, correspondientes a cuatro valores que dividen la distribución en cinco partes iguales. Con ello se puede observar la dispersión de los datos de precipitación, de tal forma que se pueda identificar fácilmente si un año es muy seco, seco, normal, húmedo o muy húmedo.

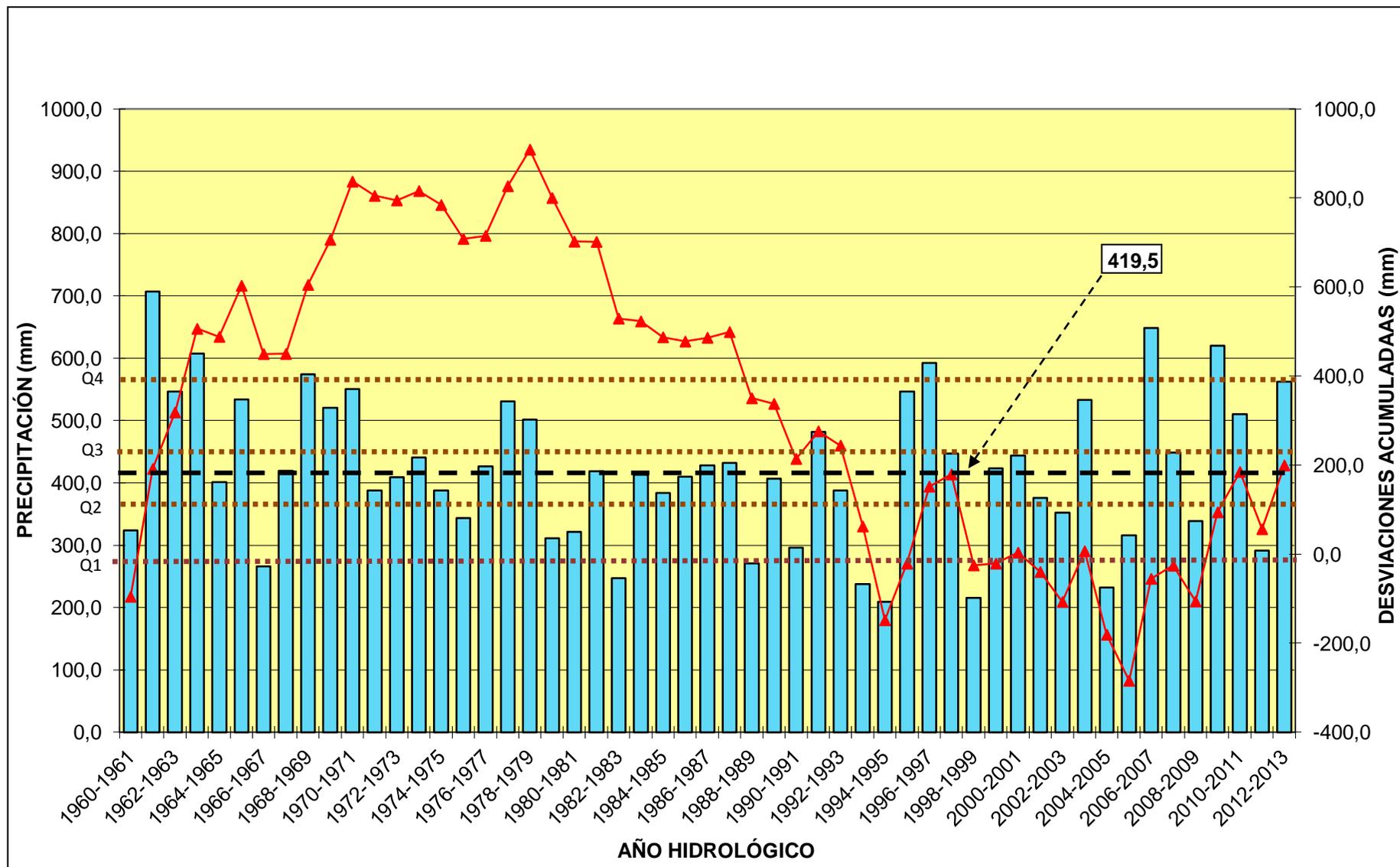


Figura 4: Serie histórica de precipitación de la estación meteorológica Tablas de Daimiel

Fuente: Modificado de Mejías, M. (2014)

En la representación gráfica se puede apreciar la gran irregularidad de las precipitaciones, lo que va a tener unas consecuencias directas sobre las aguas subterráneas y superficiales. Es importante comentar que no nos vamos a encontrar con un gran número de años continuados en el tiempo que tengan un carácter pluviométrico húmedo o muy húmedo, pero sí que podemos encontrar largos periodos de carácter seco o muy seco, aunque lo normal, es que los periodos estén intercalados. De toda la serie, la menor precipitación se registró en el año hidrológico 1994/95 con 208 mm, mientras que la mayor precipitación corresponde al 1961/62 con 706 mm.

En esta serie de 53 años podemos diferenciar un total de 8 años con un carácter muy seco, 9 años secos, 20 años normales (en torno a la media), 10 años húmedos y finalmente 6 años muy húmedos. Podemos destacar algunos casos como el periodo que abarca de 1978/79 a 1990/91 en el que ningún registro de precipitación tuvo carácter húmedo o muy húmedo, situándose la mayor parte en torno a la media. Como generalidad, lo más frecuente es que la precipitación se sitúe entre el quintil 3 y el quintil 1.

Centrándonos en los últimos años, que son los que realmente han tenido una repercusión importante en lo que se refiere al ascenso de los niveles piezométricos, hay que destacar que hemos pasado por un periodo húmedo, en el que además ha habido años con un carácter muy húmedo, destacando el año hidrológico 2006/2007 y 2009/2010. En sentido opuesto, también nos podemos encontrar años intercalados con un carácter seco o muy seco, como los datos referidos a los años hidrológicos 2007/2008, 2010/2011 y por el momento el actual periodo 2013/2014, que no aparece en la representación gráfica por no haber finalizado aún el año hidrológico.

Es precisamente a raíz del último periodo húmedo cuando los niveles piezométricos del acuífero ascendieron como media más de 20 metros; produciéndose también un aumento del caudal de los ríos. Este fenómeno trajo consigo el problema de los colapsos del terreno que trataremos a lo largo de este trabajo. Donde antiguos conductos kársticos que quedaron secos décadas atrás, comenzaron a ejercer nuevamente su función.

Por lo general, podemos afirmar que los periodos secos son más largos que los periodos húmedos. Los periodos secos suelen abarcar de 6 a 8 años, mientras que los periodos húmedos estarían entre los 2 y los 4 años; sin seguir unas pautas generales.

3.3 Hidrología

La hidrología va a estar condicionada por toda una serie de factores climáticos, geológicos, geomorfológicos y topográficos característicos de la zona donde se localiza el acuífero. En relación a la hidrología superficial, la zona de estudio se encuentra en la Cuenca Hidrográfica del Guadiana, que drena un 33% del territorio castellano-manchego. El Guadiana va a ser un río con escaso caudal como consecuencia de la poca altitud de su cabecera, el predominio de la litología caliza y la escasez e irregularidad de las precipitaciones. La cabecera está compuesta por los ríos Guadiana, Gigüela, Záncara, Azuer, Pinilla, Córcoles y Guadiana Alto. Unos ríos con escaso caudal, donde gran parte de las aguas se infiltran alimentando al Acuífero 23 y viceversa; de ahí que las aguas superficiales y subterráneas estén en íntima relación (Peinado y Gosálvez, 2007: 68).

En cuanto a las aguas subterráneas, hay que vincularlas a las características del sustrato geológico, capaz de albergar gran cantidad de agua, lo que da lugar al gran acuífero manchego, cuyo afloramiento se producía en los Ojos del Guadiana, pero tras sufrir una gran sobreexplotación dejó de manar agua en 1983, resultado del gran descenso de los niveles piezométricos.

Es muy importante destacar que esta zona se va a caracterizar por contar con un alto número de humedales, unos de carácter endorreico y otros relacionados con los grandes encharcamientos fluviales que se producían en las llanuras de inundación de los ríos manchegos, lo que unido al afloramiento de las aguas subterráneas, propiciaban la formación de las denominadas tablas fluviales, como en el entorno de las Tablas de Daimiel y Villarrubia de los Ojos, dando lugar a una elevada hidrodiversidad (Peinado y Gosálvez, 2007: 72).

3.4. Características socioeconómicas

En este subapartado se ha elaborado un breve resumen de las características demográficas y económicas de la zona de estudio, ya que la mayor parte depende directamente de las aguas subterráneas del Acuífero 23 y ejercen una presión sobre los recursos hídricos subterráneos.

En primer lugar, comentar que la población empadronada en los municipios que se localizan sobre el conjunto del Acuífero 23, a 1 de enero de 2013 era de 328.225 habitantes, que se distribuyen en un total de 31 municipios (www.ies.jccm.es).

En cuanto a la población ocupada por sectores de actividad, la mayor importancia la tiene el sector servicios, por número de ocupados y por rentabilidad económica, (54% de ocupación). El segundo sector en importancia dentro de nuestra zona de estudio es la industria, con una ocupación del 16,4%, aunque también destacaría la construcción con un 14% de ocupación.

En el sector primario la ocupación es de casi un 15%, con una población dedicada mayoritariamente a la agricultura, ya que el subsector ganadero se encuentra en retroceso en toda esta zona. De estos datos deducimos la importancia y el peso de la agricultura, lo que va a conllevar una serie de consecuencias negativas para los recursos hídricos. Como se analizará posteriormente con más detalle, el uso intensivo de las aguas subterráneas para regadío ha sido la principal causa de la degradación de las masas de agua subterráneas, y más en concreto en la MASb Mancha Occidental I, con unos descensos piezométricos que en algunos puntos fueron superiores a los 30 metros, lo que alteró la dinámica natural del acuífero y, posiblemente, también la alteración desde el punto de vista geomorfológico.

La superficie de regadío ha ido aumentando con el paso de las décadas hasta situarse en torno a las 131.000 hectáreas en el conjunto del acuífero, con unas extracciones de agua que superan ampliamente los recursos renovables como se comentará posteriormente.

4. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA MANCHA OCCIDENTAL I

4.1 Geología

La Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I (041.007) presenta unos límites semipermeables y abiertos. Limita al norte y noroeste con los materiales de los Montes de Toledo y los de la masa Consuegra-Villacañas; el límite sur coincide con las unidades paleozoicas de Sierra Prieta. Tanto el límite norte-noroeste como el límite sur son semipermeables. Por otro lado, el límite este coincide con el acuífero de los materiales mesozoicos que forman el acuífero inferior de la masa Mancha Occidental II. Al Suroeste limita con el sistema acuífero de Calatrava. Tanto el límite oriental como el suroeste son abiertos (CHG, 2013).

La MASb Mancha Occidental I está constituida principalmente por materiales del Terciario y Cuaternario, compuestos por depósitos detríticos, calizas, calizas margosas y rañas. El acuífero más importante de esta masa es el formado por las calizas miopliocenas, las cuales presentan un importante engrosamiento hacia el este. El material calizo conforma un acuífero de carácter libre, con una gran porosidad por karstificación y permeabilidad media-alta, con espesores medios que según las columnas litológicas realizadas en la zona alcanzarían del orden de 35 metros y transmisividades de entre 50 y 20.000 m²/día. La base impermeable está constituida por depósitos paleozoicos de baja o nula permeabilidad.

La MASb Mancha Occidental I, como se ha mencionado al inicio del trabajo, ocupa la parte más occidental de la antigua Unidad Hidrogeológica 04.04. por lo que se sitúa en la parte más baja del sistema, siendo receptora directa del flujo que procede de Mancha Occidental II y en menor medida de Consuegra-Villacañas. Por su parte, MO II presenta conexión hidráulica con las unidades de Sierra de Altomira y Consuegra-Villacañas al norte, Campo de Montiel al sur, y Rus-Valdelobos al este, por lo que nos encontramos un sistema muy interrelacionado entre las diferentes masas de agua colindantes, de ahí que sea importante entender no solo las características de la MASb Mancha Occidental I, sino también del conjunto. En este sentido, la descarga subterránea de gran parte de estas masas se realiza principalmente a través de manantiales y humedales situados en las zonas topográficamente más bajas, todas ellas en la MASb Mancha Occidental I. Es debido precisamente a la cercanía del nivel piezométrico a la superficie en esta zona, el motivo principal por el que se han producido los colapsos del terreno objeto de estudio en este trabajo (CHG, 2013).

Por lo general las tres masas de agua que conformaban el denominado Sistema Acuífero 23, tienen unas relaciones hidrogeológicas importantes, sobre todo Mancha Occidental I (MO I) y Mancha Occidental II (MO II). Su diferenciación se basa en razones físicas que ponen de manifiesto la existencia en la MO I de un solo horizonte acuífero superior, mientras que en MO II existen dos horizontes (superior e inferior) separados por un acuitardo (Figura 5).

El acuífero superior mio-plioceno, de naturaleza detrítica y carbonatada se sitúa en MO I, mientras que en MO II y Rus-Valdelobos el superior se superpone a otro acuífero mesozoico carbonatado. El nivel superior se extiende por unos 3.000 km² de la superficie total de la antigua UH Mancha Occidental. Los materiales que lo componen son calizas y margas del Mioceno superior y Plioceno, niveles detríticos superiores del Terciario y Cuaternario, y/o materiales volcánicos relacionados con éstos. Dicho nivel superior, común a MO I y MO II, se extiende por los alrededores de Villarrubia de los Ojos, Daimiel, Arenas de San Juan, Villarta de San Juan, Sur de Puerto Lapice y de Alcázar de San Juan y Norte de Tomelloso. Funciona como un acuífero libre que se recarga por infiltración del agua de lluvia y por transferencia subterránea. A techo se distinguen un nivel detrítico pliocuaternario y un tramo calcáreo terciario. En este último la transmisividad depende de la proporción de margas y calizas existentes (CHG, 2013).

Sobre las calizas del Plioceno superior se ha desarrollado una intensa karstificación, constituyéndose como la principal formación acuífera, con espesores que oscilan entre los 30 y 120 m. La potencia de los materiales se va extendiendo hacia el este con alternancia de niveles limonitas calcáreas y margas. Las margas se localizan predominantemente en la parte occidental, al contrario que ocurre con las calizas (García, 1996: 159).

El acuífero inferior aparece en el sector oriental de la Llanura Manchega y tiene una extensión aproximada de 3.500 km². Está compuesto por niveles permeables mesozoicos; en concreto aparecen tres formaciones distintas separadas por horizontes permeables. De estos niveles, el superior está formado por calizas con espesores que llegan a alcanzar los 30 m. En segundo lugar aparece un nivel intermedio compuesto por calizas con espesores de entre 50 y 60 m. Por último, el nivel inferior está formado por arcillas, yesos y areniscas con espesores de casi 90 metros (Mejías et al., 2012).

La potencia total del acuífero inferior oscila entre los 100 y 200 m. Un acuífero de carácter semiconfinado por la unidad detrítica del Mioceno Inferior. Con una transmisividad que puede alcanzar los 6000 m³/día (García y Llamas, 1996: 1271).

4.2. Geomorfología

El estudio de la geomorfología de La Mancha Occidental nos va a permitir explicar procesos referentes a la sedimentación, génesis de los cauces de los ríos, superficie de erosión, formación de turbas, colapsos y subsidencias del terreno entre otros aspectos.

Para la elaboración del análisis geomorfológico que trataremos a continuación se han realizado numerosas salidas de campo, tanto individuales como con personal del Instituto Geológico y Minero de España y la Confederación Hidrográfica del Guadiana. Por otro lado, se ha llevado a cabo un importante trabajo de teledetección sobre todo encaminado a la búsqueda de dolinas y nuevos colapsos, así como de puntos de agua actuales e históricos para poder explicar posteriormente la hidrogeología subterránea.

Para ello se ha trabajado con las fotografías aéreas del vuelo americano de 1956, y se han consultado imágenes de satélite de varios años, así como diferentes visores cartográficos como IBERPIX, SAIH (Sistema Automático de Información hidrológica) o el SIA (Sistema Integrado de información del Agua).

La zona de estudio se localiza, como ya hemos comentado, en la parte occidental de la Llanura Manchega, con una altitud que oscila entre los 600 y 700 metros, encontrándonos las zonas más bajas en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel y el cauce del río Guadiana.

Entre los rasgos geomorfológicos que podemos reseñar a priori, destaca la importante presencia de costras calcáreas, los procesos de karstificación y el endorreísmo. Las costras calcáreas forman la superficie de erosión más antigua, mostrando a su vez una importante karstificación.

En cuanto a la superficie inferior de la Llanura, alcanza su máximo desarrollo en el borde sur, situándose a una cota entre 15 y 20 metros superior al nivel de base del río Guadiana. Esta datada del Plioceno superior y del Pleistoceno inferior. Esta superficie se encuentra fosilizada por encostramientos de igual forma con una importante karstificación (García, 1996: 172).

4.2.1. Principales características de la morfología kárstica

El Karst es uno de los elementos principales del paisaje en la zona de estudio, donde cabe señalar la importancia de la formación de dolinas y uvalas. Las dolinas observadas

tienen forma circular o semicircular con unos diámetros considerables, que llegan a ser superiores a los 100 metros en algunos casos y con profundidades notables. En el fondo de estas dolinas por lo general nos hemos encontrado materiales finos como las arcillas y los limos. Al contrario de lo que ocurre con las dolinas, las uvalas presentan una estructura abierta, con dimensiones que en ocasiones llegan a superar varios kilómetros y una morfología irregular.

Es precisamente a favor de estas estructuras, y en concreto donde el nivel piezométrico cortaba la superficie topográfica, donde se formaron un amplio complejo de lagunas, destacando las de Daimiel y Villarrubia de los Ojos, como la laguna de El Escoplillo, la Albuera, Navaseca, la Nava, así como los “Ojos del Guadiana” a lo largo del cauce del propio río. Estas lagunas debido a la sobreexplotación a la que ha estado sometido el Sistema Acuífero 23 han estado secas durante décadas, y ha sido a raíz del último periodo húmedo (2009-2013) cuando algunas de ellas han vuelto a un estado próximo al que sería natural, gracias a la recuperación de los niveles piezométricos.

El río Guadiana tiene un escaso número de terrazas, con una morfología que responde a una zona de subsidencia. Es un río con poca capacidad erosiva, por lo que la ampliación del cauce tanto en profundidad como lateralmente se debería principalmente a la disolución de los carbonatos (García, 1996: 172).

Haciendo referencia a la cartografía geomorfológica, el cauce del Guadiana en su inicio (área más oriental) muestra una red fluvial meandriforme en las zonas de mayor cota, mientras que río abajo este tipo de red desaparece y se desarrolla un amplio cauce. Esto parece indicar que este curso fluvial se instala y se desarrolla a favor del sistema kárstico formado sobre los niveles calcáreos pliocenos.

El río Azuer por su parte también presenta una importante relación con el sistema kárstico, dando lugar a la formación de una amplia llanura de inundación que supera los 100 metros en algunas zonas.

4.2.2. Morfología de las zonas con turberas

Algo característico de la cuenca alta del Guadiana es la formación de turberas, constituidas por suelos con importante contenido en materia orgánica, superior a la de otros suelos minerales. Se han generado a partir de la fosilización de restos vegetales

dando lugar a depósitos que en ocasiones superan los dos metros, como se ha podido observar en algunos colapsos (García, 1996: 178).

La formación de las turberas corresponde al encharcamiento de diferentes épocas con aguas ricas en limos, calcio, magnesio y cloro, la mayor parte procedentes de las descargas del acuífero. Sobre las turbas se encuentran materiales correspondientes a la precipitación de carbonato cálcico y depósitos evaporíticos probablemente debido a periodos de intensa evaporación durante el verano, coincidiendo a su vez con un descenso del nivel piezométrico.

En la formación de la turba intervienen una serie de factores que favorecerán los procesos necesarios para el funcionamiento del sistema. Entre ellos cabe señalar la importancia del clima, geomorfología, litología, vegetación, tiempo, superficie de encharcamiento y contenido en sales.

Por destacar algunos de estos factores, en el caso de la geomorfología, las turbas que aparecen a lo largo del cauce del río Guadiana están asociadas a formaciones de carácter kárstico que dan lugar a una zona encharcada casi de forma permanente. Además, la distribución de las turbas es heterogénea ya que depende en primer lugar de los aportes de sedimentos procedentes del arrastre del agua; también depende en gran medida de los obstáculos que se encuentra el curso de agua, siendo mayor la formación de turba en las aguas estancadas.

Pero sin duda alguna el aspecto que más nos interesa de las turberas para la elaboración de este trabajo es la combustión espontánea. En este sentido debemos destacar el alto contenido en carbono de las turberas que provoca la oxidación. La autocombustión se origina por la formación de compuestos amorfos de hierro y óxidos de hierro como resultado de un cambio de iones y un proceso redox. La formación de estos compuestos es una formación exotérmica que origina la combustión, lo que produce cenizas y gas metano (García, 1996: 182).

Se produce combustión, sobre todo en aquellas zonas donde hay un mayor espesor de materia orgánica. Tienen una distribución irregular condicionada por la geometría de los cuerpos sedimentarios, un descenso importante de los niveles piezométricos y las aportaciones de aire que favorecen la oxidación. Las entradas de aire a esta zona subsuperficial se producen probablemente a través de conductos kársticos (secos) y de

otro tipo de respiraderos internos a los depósitos cuaternarios que pueden tener cierta relación con la porosidad de la propia turba. Los últimos incendios fueron los ocurridos durante el otoño del año 2009.

Lo más interesante de este proceso de autocombustión, desde el punto de vista geomorfológico, es la generación de grandes huecos en el suelo que provocan subsidencias locales, favoreciendo al mismo tiempo la formación de algunos colapsos localizados en áreas del propio cauce del río Guadiana, donde la masa quemada fuera muy puntual. En los propios cauces de los ríos este proceso también favoreció la infiltración rápida del agua al acuífero, con la formación de enormes sumideros que en el último periodo húmedo han entrado en funcionamiento.

Otro aspecto geomorfológico importante es la deformación del terreno provocada por el hombre a lo largo del cauce del Guadiana, donde generalmente de forma desordenada se han extraído en el pasado importantes espesores de turba sin planificación, originando grandes socavones que favorecen la oxidación de la turba y por tanto una mayor degradación a causa de la combustión.

4.3. Funcionamiento hidrogeológico en régimen natural y modificado

Una vez realizada la descripción del marco geográfico y explicada la hidrogeología general, se van a explicar las características hidrológicas del acuífero, para poder conocer cómo era la dinámica natural y cómo las extracciones han condicionado la evolución de los niveles piezométricos.

4.3. 1. Dinámica natural del acuífero

La recarga del acuífero superior se realiza mediante la infiltración del agua de lluvia y las pérdidas de los ríos que circulan sobre él; mientras que la alimentación del acuífero inferior se realiza fundamentalmente a través del Sistema acuífero nº 24 (Campo de Montiel), del que se puede considerar prolongación; en segundo lugar, tienen también cierta importancia las aportaciones del Sistema nº 19 (Sierra de Altomira), aunque esta aportación es mucho más pequeña (<http://aguas.igme.es>).

Por las características del terreno, nos vamos a encontrar con una considerable interconexión entre aguas subterráneas y superficiales. En periodos muy húmedos, el acuífero alimenta las corrientes superficiales; mientras que las aguas superficiales, tanto

si son periodos húmedos como si son secos, se van a infiltrar en menor o mayor medida en el acuífero. El sentido del flujo es del acuífero inferior al superior, formando un conjunto que actúa como un embalse subterráneo cuya descarga natural “se produce” en el río Guadiana. De esta forma, los ríos cuyos cauces quedan por encima del nivel freático suelen infiltrar sus aguas al acuífero, como el Guadiana Alto, el Azuer, y el Gigüela. En cambio, donde la superficie freática cortaba la topografía, se producían manantiales como los Ojos del Guadiana, y alimentaba humedales como Las Tablas de Daimiel. Hace décadas el nivel freático estaba bastante alto en la mayor parte de la zona, pero como resultado de la sobreexplotación a la que han sido sometidas las aguas subterráneas se produjo un acusado descenso (Cruces y Martínez, 2000: 29).

La estimación de los recursos renovables varía en función del periodo de estudio, pero si atendemos a los últimos datos ofrecidos por el IGME, elaborados a partir de las precipitaciones del periodo 1980-2011, los recursos renovables pueden situarse en torno a los 330-370 hm³/año para el conjunto de las tres MASb centrales. En este sentido las reservas totales pueden establecerse en 12.500 hm³ suponiendo que el acuífero estuviera totalmente saturado (Mejias et al., 2012: 93).

En régimen influenciado, los descensos del nivel piezométrico producen un incremento medio de las transferencias subterráneas desde las unidades periféricas, especialmente desde Campo de Montiel, mientras que la infiltración a partir de la escorrentía superficial suele ser escasa quedando reducida a situaciones favorecidas por las cortas secuencias climatológicas húmedas, como el periodo (2009/13).

4.3.2. Alteración del régimen natural

A partir de los años 70, el Instituto para la Reforma y el Desarrollo Agrario (IRYDA) inició la canalización de los ríos Záncara, Gigüela y Guadiana, profundizando algunos tramos de sus cauces para la transformación de zonas inundadas en terrenos de cultivo, continuando con la política iniciada en los años 50 de promoción de los regadíos como mecanismo para fijar población rural y permitir el desarrollo económico de la zona (<http://awsassets.wwf.es>). Unido a ello, también ha sido alterada la dinámica fluvial por la construcción de numerosos embalses en las cabeceras de los ríos más importantes de la cuenca del Alto Guadiana.

Otra alteración causada por el hombre, como resultado de la mejora en la situación económica, fue la perforación de más de 50.000 pozos a lo largo y ancho de toda la Unidad, en unos casos legales y en otros ilegales. En este sentido, es muy importante destacar que con anterioridad a la Ley de Aguas de 1985, la propiedad de las aguas subterráneas se atribuía al dueño del terreno en el que se hacía la perforación; a partir de ese año, con esta nueva ley, se estableció la necesidad de otorgamiento de concesión administrativa para el uso y aprovechamiento de las aguas subterráneas, así como para hacer perforaciones; ley a la que se hizo en parte caso omiso, ya que los agricultores siguieron haciendo pozos; en este caso con carácter ilegal (Fornés et al., 2005: 6).

En este contexto, la Unión Europea aprobó en el año 2000 la Directiva Marco del Agua (DMA 2000/60/CE), mediante la cual se establece un marco de actuación comunitario en el ámbito de la política de aguas. Nace con la intención de garantizar la protección de las aguas y promover un uso sostenible que garantice la disponibilidad del recurso natural a largo plazo. Esta directiva se traduce en España mediante el texto refundido de la Ley de aguas de 2001, a través del cual se determina que en el Alto Guadiana debería haber un plan especial que garantizara los principios de la DMA, así nace el PEAG (Plan Especial del Alto Guadiana), aprobado en el año 2008 con el objetivo de conseguir el uso sostenible de los acuíferos del Alto Guadiana (CHG, 2008).

A raíz de la declaración provisional de sobreexplotación del Sistema Acuífero 23 (en 1987), se establece anualmente un régimen de extracciones, que marca el límite máximo de agua que se permite extraer, tanto para uso agrícola, urbano, industrial o ganadero; esto también se vuelve a ratificar con el PEAG. En este sentido, para el año 2014, la extracción máxima permitida en el acuífero viene establecida en el *Régimen de Explotación del Acuífero de la Mancha Occidental*, de fecha 19 de noviembre de 2013. Según esta normativa en base a unos recursos renovables que se establecieron en 260 hm³, sólo se podrán extraer del acuífero 230 hm³, de los que 200 hm³ se destinan a usos agrícolas y 30 hm³ para abastecimiento a la población, usos industriales y ganaderos. Los 30 hm³ restantes hasta llegar a los 260 hm³ se utilizaran teóricamente para contribuir a la recuperación de acuífero (CHG, 2013).

4.3.3. Problemática medioambiental derivada del sobrebombeo

La propia sobreexplotación de los recursos hídricos ha traído consigo una serie de problemas medioambientales. En este sentido mencionar que nos encontramos una zona amenazada por la contaminación, producida sobre todo por las actividades agrícolas. El Sistema Acuífero 23, atendiendo a la Directiva Europea 91/676, es un sistema catalogado por el IGME como vulnerable, por localizarse bajo suelos que pueden retener solo temporalmente los productos contaminantes. Entre las diferentes fuentes de contaminación de los recursos hídricos, la más importante en la actualidad la componen los fertilizantes nitrogenados utilizados para la agricultura (Rodríguez, 2000: 157).

El 42% de los puntos controlados por la CHG sitúan la cantidad de nitratos por encima de 50 mg/l (límite fijado por la Organización Mundial de la Salud para consumo humano); el 58% restante se encuentra por encima de 25 mg/l.

Por otro lado mencionar la importancia de los humedales localizados sobre el Acuífero 23, que forman parte de la Reserva de la Biosfera de La Mancha Húmeda, declarada como tal en 1980; aunque aún no cuenta con unos límites bien definidos (Peinado y Plaza, 2009: 1565). Sin embargo, este reconocimiento no ha impedido que gran parte de estos humedales se hayan degradado e incluso desaparecido. Muchos de ellos íntimamente ligados a las descargas del Sistema Acuífero 23. Quizás uno de los ejemplos más conocidos fue la desecación de los “Ojos del Guadiana” en 1983.

Otros problemas relacionados con la desecación de zonas húmedas, y tal vez el que más nos afecta para el estudio que estamos realizando, es, como se ha comentado anteriormente, el proceso de combustión espontánea que se produce en las turberas generadas en las zonas pantanosas del cauce del Guadiana, lo que provoca entre otras consecuencias la aparición de huecos que pueden dar lugar a colapsos.

5. LOCALIZACIÓN, ORIGEN Y CLASIFICACIÓN DE LOS COLAPSOS DEL TERRENO EN LA MASA DE AGUA SUBTERRÁNEA MANCHA OCCIDENTAL I

La Masa de Agua Subterránea Mancha occidental I es, como se ha comentado al comienzo de este trabajo, la receptora del flujo de agua subterránea de las masas colindantes del Alto Guadiana, debido principalmente a que se encuentra a una cota inferior que las áreas de recarga de las masas aledañas. De tal forma que la salida natural del agua del Alto Guadiana sería por los manantiales situados en la MASb Mancha Occidental I.

Esto es lo que sería la dinámica natural, pero con la sobreexplotación de los últimos 40 años, se produjo un acusado descenso de los niveles piezométricos que como se podrá observar en los mapas de isopiezas realizados, provocó un gran cono de bombeo en el centro de la Llanura Manchega. De esta forma, esta zona del acuífero dejó de ser una zona de descarga natural para convertirse en una zona de recarga.

Nos encontramos materiales que favorecen la infiltración, así como un gradiente hidráulico importante, sobre todo en zonas de descarga. En ello interviene tanto la litología de los materiales, como su grado de fracturación. Una vez infiltrada el agua, crea caminos preferenciales para conducir la infiltración rápida, condicionada por el potencial hidráulico entre las diferentes zonas del acuífero (Galán, 1991: 56).

La karstificación del sustrato carbonatado bajo la superficie de erosión, da lugar a conductos y fisuras de disolución, que se han ido produciendo a lo largo mucho tiempo. Como resultado de la pérdida del soporte basal, los materiales situados por encima del techo tienden a deformarse gravitacionalmente y migrar a través de vías preferenciales del flujo. En este sentido, las cavidades con un techo geométrico en forma de cúpula, como parece ser en nuestro caso de estudio, tienden a progresar

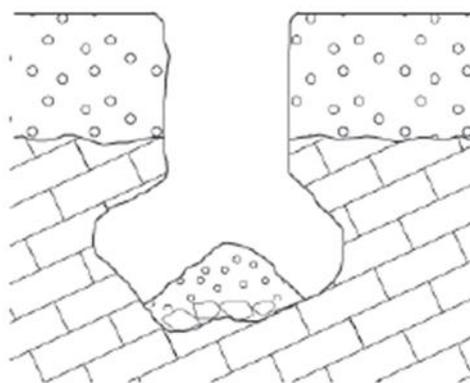
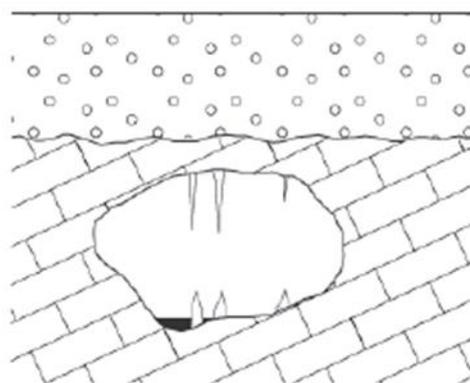


Figura 6: Esquema de la formación de un colapso en karst.
Fuente: Gutiérrez Santolalla, 2006 32

hacia la superficie mediante sucesivos desplomes favorecidos en la mayor parte de los casos por grietas de descarga y notoriamente por el arrastre del agua en circulación (Figura 6). Cuando el peso de los materiales suspendidos sobre la cavidad (costras calcáreas, materiales detríticos, eólicos...) supera a su resistencia mecánica, se produce el colapso que se manifiesta en superficie como un agujero con formas circulares o semicirculares (Gutiérrez Santolalla, 2005: 73).

Este proceso se ha producido a raíz de la recuperación de los niveles piezométricos (durante el periodo 2009/13), en algunos puntos con subidas de más de 30 metros, donde la Masa de Agua Mancha Occidental I ha vuelto a retomar parcialmente su dinámica natural, al igual que por lo general el conjunto de masas del Alto Guadiana. Esta subida piezométrica ha desencadenado el proceso de hundimientos del terreno que en nuestro caso se dan en aquellas zonas donde el nivel piezométrico se encuentra relativamente cercano a la superficie (entre 1 y 22 metros).

Los colapsos del terreno se han producido únicamente en Mancha Occidental I, ya que es la masa de agua con una piezometría más cercana a la superficie y la que además presenta una importante karstificación como comentamos.

5.1. Ubicación espacial y temporal de los colapsos

Dentro de los 2000 km² que ocupa aproximadamente la MASb hemos identificado un total de 34 colapsos, la mayor parte de los cuales se han producido entre los términos municipales de Villarrubia de los Ojos y Daimiel (Ciudad Real). En concreto 10 de los colapsos se encuentran en Villarrubia de los Ojos al norte del río Guadiana y 24 en el término de Daimiel, al sur del río Guadiana (Ver Figura 7 “Localización de colapsos del terreno en la MASb Mancha Occidental I”).

Los colapsos no tienen una localización aleatoria, sino que se ubican preferencialmente en zonas concretas. La mayor parte de ellos se encuentran o bien dentro del cauce del río Guadiana o bien en zonas aledañas al mismo. En concreto son un total de 16 los colapsos que se encuentran próximos al río.

En segundo lugar, destaca la alta concentración de colapsos en las lagunas situadas al oeste del municipio de Daimiel, localizándose los hundimientos alrededor de las mismas, en la gran mayoría de los casos, o incluso dentro de las lagunas.

En tercer lugar destacan, pero en menor medida, los colapsos localizados en la zona norte del área de estudio, concretamente al sur del río Gigüela, cercanos a la confluencia del río con el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. También mencionar la ubicación de uno de los colapsos en este caso en la margen derecha del río Azuer cercano a la confluencia con el Guadiana.

Como nota aclaratoria es importante mencionar que a partir de este momento del trabajo, en las tablas, gráficos y demás información elaborada, a cada colapso se le denominará o bien con un identificador numérico, o con el nombre del paraje en el que se localiza, tal y como aparece en el Figura 7 y la Tabla 1. También se diferenciarán en algunos casos los colapsos de los que tenía constancia el Centro de Interpretación y Documentación del Agua y los Humedales Manchegos de Daimiel (CIDAHM) y el IGME (un total de 25 colapsos), y los que se han localizado gracias a la realización de este trabajo (un total de 9 colapsos).

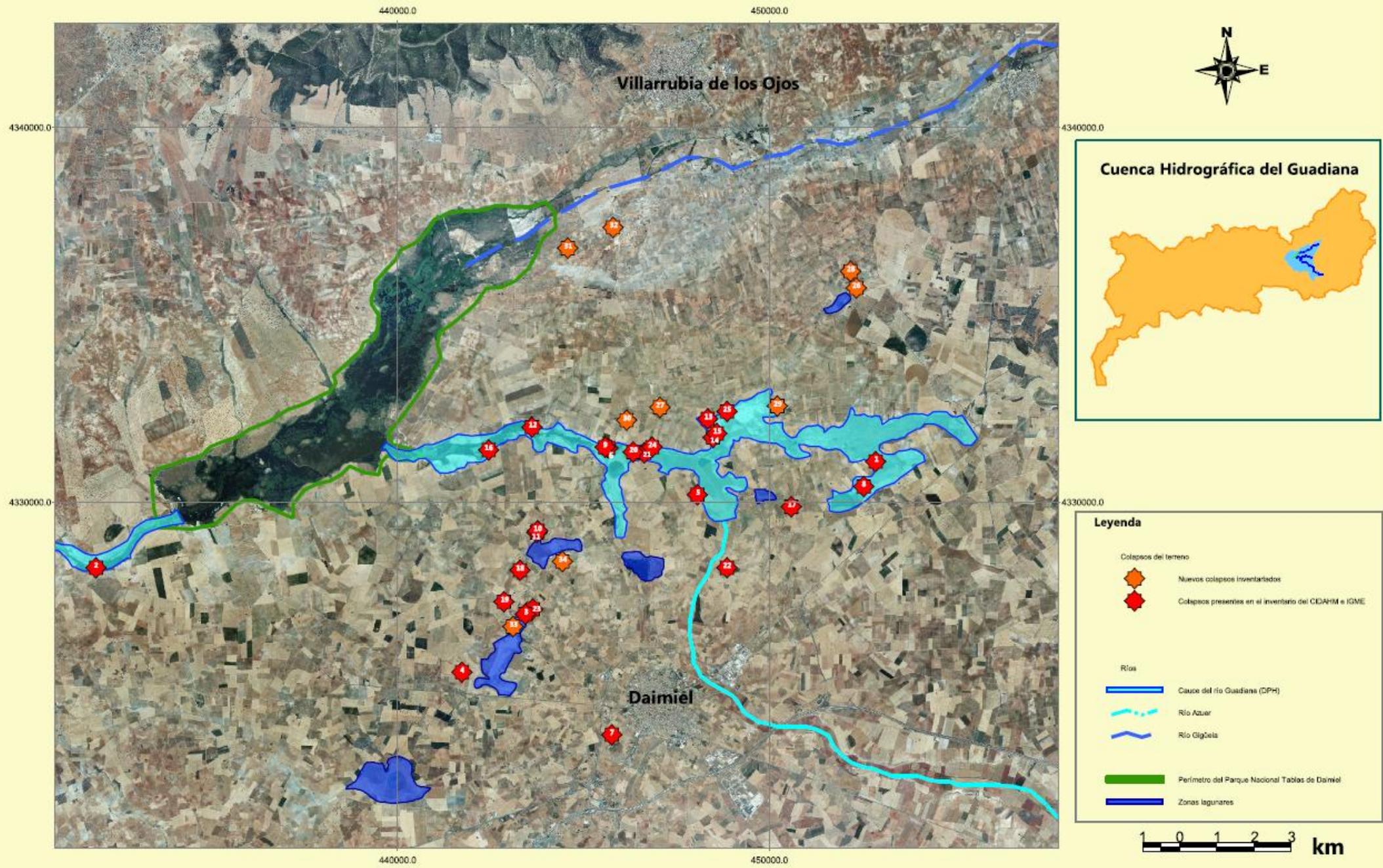


Figura 7: Mapa de localización de colapsos del terreno en la MASb Mancha Occidental I (Julio 2014)

Elaboración: Kevin Bórnez Mejías; datos del CNIG, IGME y CHG

5.1.1 Frecuencia, evolución en el tiempo y estado actual

La ocurrencia de este tipo de hundimiento repentino del terreno la podemos dividir en tres partes. Por un lado tenemos una primera fase de colapsos ocurrida entre el invierno de 2009/10 y la primavera de 2010, momento en que se produjeron la mayor parte de ellos. Luego tendríamos una segunda fase que abarca entre el invierno de 2010/11 y la primavera de 2011, y finalmente una tercera correspondiente al invierno 2012/13 y la primavera de 2013 en la que se producen algunos nuevos colapsos. Además, con anterioridad a estas tres fechas también se han localizado algunos colapsos que se produjeron en 1997, así como otros que no se han podido datar.

A continuación, se mostrará una tabla donde aparecen el conjunto de colapsos localizados, con el nombre del paraje en el que se encuentran, estado actual, coordenadas UTM (ETRS89, Zona 30) y año del que datan.

Del total de colapsos son 18 los que se tiene constancia que se produjeron en 2010. En el año 2011 tenemos cuatro nuevos colapsos al igual que en el caso de 2013. Por otro, lado de un total de 5 colapsos no se tienen datos acerca de la fecha concreta del hundimiento. Finalmente tenemos constancia de otros tres colapsos pero en este caso de 1997, y por tanto no relacionados con la actual situación hidrodinámica.

En la Tabla 1 se han clasificado los colapsos según su estado actual, dependiendo de si son totalmente visibles (5 colapsos), visibles con agua del acuífero (4 colapsos), cubiertos con agua (2 colapsos), visibles pero parcialmente cubiertos de escombros y maleza (10 colapsos), totalmente cubierto de escombros (3 colapsos), y finalmente los no visibles actualmente por influencia antrópica o natural (10 colapsos).

Colapsos IGME y CIDAHM	Paraje	Año	Estado actual	Coordenada X	Coordenada Y
1	Toriles	2010	Visible con agua	452859,89	4331083,16
2	Presa Puente Navarro	1997	Visible con escombros	431893,42	4328250,08
3	Albuera 1	2010	No visible	443445,34	4327006,81
4	Ardales	2010	Visible	441740,41	4325455,4
5	Camino de la Maquina	2010	No visible	447957,34	4330412,96
6	Navaseca	2010	Cubierto de agua	445669,02	4331439,43
7	Camino CR	2013	No visible	445759,18	4323787,86
8	Sordico	2011	Visible con escombros	452725,15	4330276
9	El Nuevo	2010	Cubierto de agua	445583,42	4331468,67
10	Escoplillo 1	2013	Visible con escombros	443768,35	4329230,33
11	Escoplillo 2	2013	Visible con escombros	443744,72	4329190,45
12	Griñon	2010	Visible con agua	443905,7	4331879,54
13	Maquina1	*SF	Visible	448345,38	4332216,22
14	Maquina2	*SF	Visible	448488,05	4331719,75
15	Maquina3	*SF	Visible	448585,06	4331833,88
16	Molemocho	1997	No visible	442450,53	4331388,77
17	Moralillo	2013	Cubierto de escombros	450588,05	4329876,54
18	Quintanar	2010	Visible con escombros	443294,69	4328176,12
19	Vereda Pte Navarro	2010	No visible	442867,68	4327337,37
20	El Nuevo	1997	No visible	446342,39	4331331,71
21	Nuevo-Maquina	*SF	No visible	446633,42	4331308,88
22	La Gramosa	2010	Visible con escombros	448858,97	4328244,47
23	Albuera 2	2010	No visible	443638,93	4327134,83
24	Camino Moledores	2010	Visible con agua	446844,56	4331462,96
25	Parrilla	2010	Visible con agua	448858,97	4332415,95
Nuevos colapsos localizados	Paraje	Año		Coordenada X	Coordenada Y
26	Castañares 1	2011	Visible con escombros	452331,95	4335718,57
27	El Tallar	*SF	Visible	447055,17	4332525,6
28	Castañares 2	2011	Visible con escombros	452184	4336161
29	Zuacorta	2011	Visible con escombros	450217	4332558
30	El Chaparral	2010	Visible con escombros	446167	4332180
31	Camino La Rinconada	2010	No visible	444577	4336772
32	Camino Griñon	2010	No visible	445800	4337332
33	Pedrizas	2010	Cubierto de escombros	443107,39	4326672,53
34	Albillares	2010	Cubierto de escombros	444439,43	4328410,22

*SF: No se tienen datos sobre la fecha de colapso

Tabla 1: Localización, fecha y estado actual de los colapsos del terreno

Fuente: Elaboración propia (julio 2014)

5.1.2. Posible ubicación de alineaciones entre colapsos

Una vez localizados y ubicados todos los colapsos se procedió a la búsqueda de posibles alineaciones que nos marcaran la dirección de los conductos kársticos. En este sentido mencionar que por lo general los colapsos se encuentran muy próximos entre sí y por lo tanto es difícil predecir, sin utilizar datos geofísicos, hacia dónde van los conductos de karstificación; a pesar de ello, si es cierto que hemos localizado alguna zona que muy probablemente nos está indicando la dirección de alguno de los conductos (Figura 8).

La zona donde hemos localizado una posible alineación de colapsos es en la parte occidental de la laguna de la Albuera y El Escoplillo (Daimiel), donde nos encontramos la presencia de ocho colapsos, seis de los cuales datan de la primavera de 2010 y los dos restantes de 2013. Posiblemente en esta zona nos encontramos la presencia de conductos kársticos que están conectando algunos de estos colapsos y a través de los cuales se dirigen los flujos más rápidos de agua subterránea. La dirección del flujo en esa zona era en 2010 noreste-suroeste, en dirección hacia una depresión piezométrica que se extendía en la zona sur del Parque Nacional.

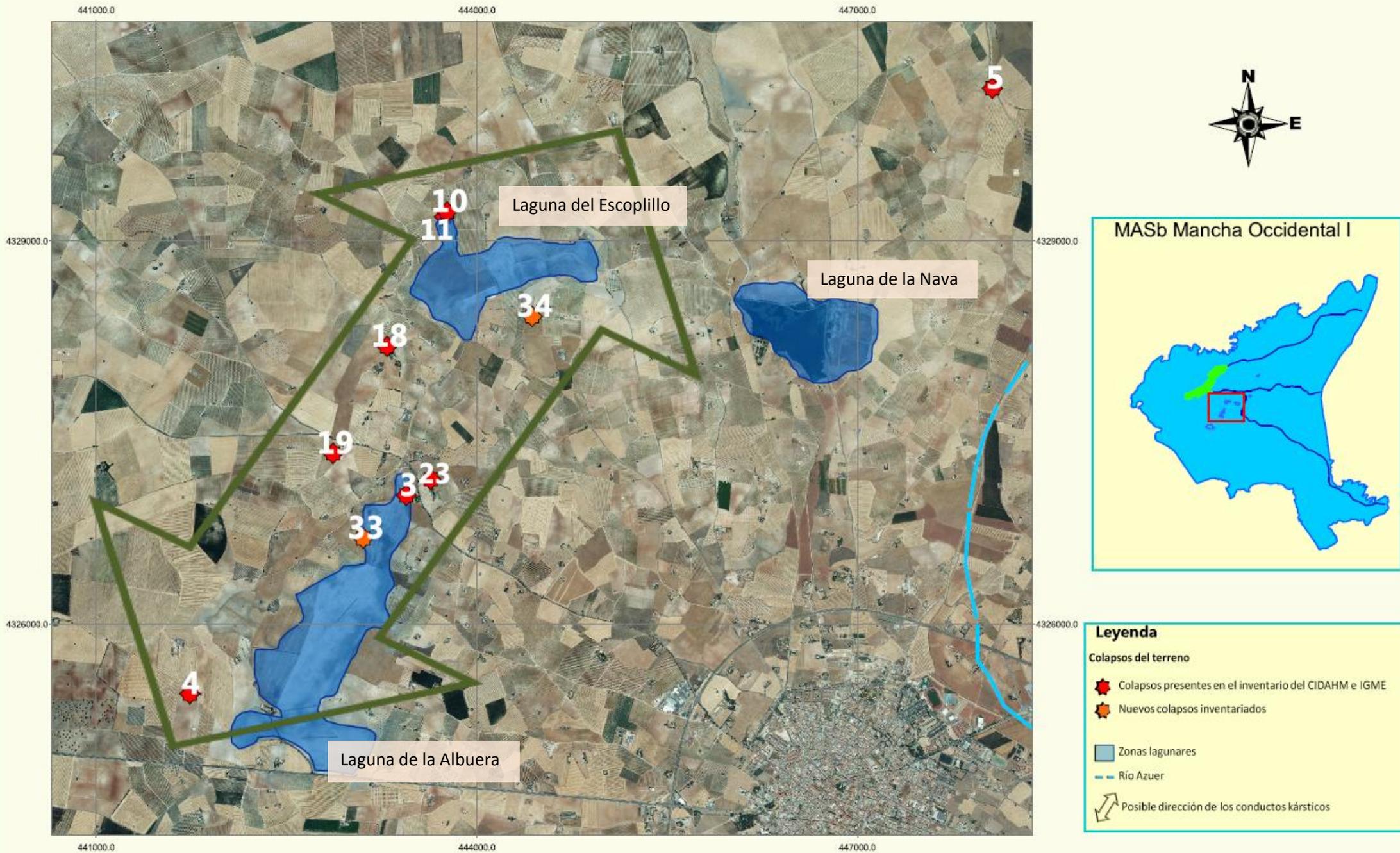


Figura 8: Mapa de posible alineación entre colapsos del terreno

Fuente: Elaboración propia; datos del IGME y CHG

5.2. Características hidrogeológicas

En este subapartado vamos a explicar detalladamente las características hidrogeológicas de la gran mayoría de los colapsos localizados. Analizaremos en primer lugar las características genéticas desde el punto de vista de la dimensión y la dirección. Por otro lado se estudiarán las características geológicas y geomorfológicas desde un punto de vista local, así como una posterior caracterización hidroquímica.

Finalmente se llevará a cabo un amplio estudio en relación a la evolución piezométrica de la MASb, donde nos centraremos en nuestra área concreta de estudio.

5.2.1. Aspectos geológicos y geomorfológicos

Tal y como se especificó en el apartado 4 de este trabajo, la zona de estudio atendiendo a los mapas geológicos MAGNA del IGME (hojas 760 y 737), se encuentra en una penillanura con presencia de toda una serie de materiales como son las arcillas, arenas, calizas, margas, fangos y costras calcáreas, así como algunos lentejones de yesos.

Por otro lado, a lo largo de toda la zona se distribuyen depósitos de origen cuaternario, que en su mayoría corresponden a materiales de fondo de valle aportados por el río Gadiana y afluentes como el Gigüela y Azuer. También destaca la presencia de depósitos de fondo de valle de dolinas y uvalas.

En referencia a la Figura 9, que se mostrará a continuación, destacaremos tres zonas desde el punto de vista geológico en las que se han producido los colapsos. En primer lugar nos encontramos con colapsos que han aparecido en material calcáreo pero que limita con zonas de limos, arcillas arenosas y cantos correspondientes a depósitos en superficie de fondos de dolina. Se han producido en concreto en el material calizo y margoso presente en los bordes de fondo de dolinas.

En segundo lugar, se han producido colapsos en zonas de limos, arcillas orgánicas y sales, que corresponden a zonas endorreicas, concretamente con bordes de lagunas. Finalmente, otro tipo de material en el que se observan colapsos es en el cuaternario de los ríos, sería el material que en el mapa aparece con color amarillo claro y que corresponde con limos, arcillas con materia orgánica, arenas y cantos poligénicos. Estos materiales son los relacionados con zonas húmedas y turberas.

Con respecto a los principales rasgos geomorfológicos podemos destacar la importante presencia de costras calcáreas, procesos de karstificación y endorreísmo. En este sentido, el Karst es uno de los principales elementos del paisaje en la zona de estudio, donde cabe señalar la importancia de la formación de dolinas y uvalas. Las dolinas observadas tienen forma circular o semicircular con unos diámetros considerables, que en casos concretos superan los 500 metros.

Para conocer algunas características geomorfológicas de los colapsos como la dimensión o la dirección preferencial, se llevó a cabo un amplio trabajo de campo que en la mayor parte de los casos consistió en realizar una visita a cada uno de los puntos inventariados y con un metro medir los colapsos en dos direcciones. La primera medida se realizaba de este a oeste y la segunda de norte a sur, de tal forma que pudiéramos tener una misma referencia en todos los casos (Tabla 2).

Debido a la peligrosidad de la zona de hundimientos, las grandes dimensiones de algunos colapsos y la falta de material de medición especializado, así como la de personal, hubo algunos colapsos en los que la medición no se realizó desde el terreno, sino que se utilizaron las imágenes de satélite y los visores geográficos digitales para determinar su dimensión.

En otros casos, la medición no fue posible de ninguna de estas formas, en concreto en algunos de los colapsos que se encuentran dentro del río Guadiana, debido a que actualmente la vegetación y la propia lámina de agua impiden tanto la medición en campo como desde los satélites y visores geográficos digitales. También nos encontramos problemas para medir algunos colapsos que habían sido totalmente alterados por la actividad antrópica, lo que impidió la toma de medidas y dificultó incluso la localización.

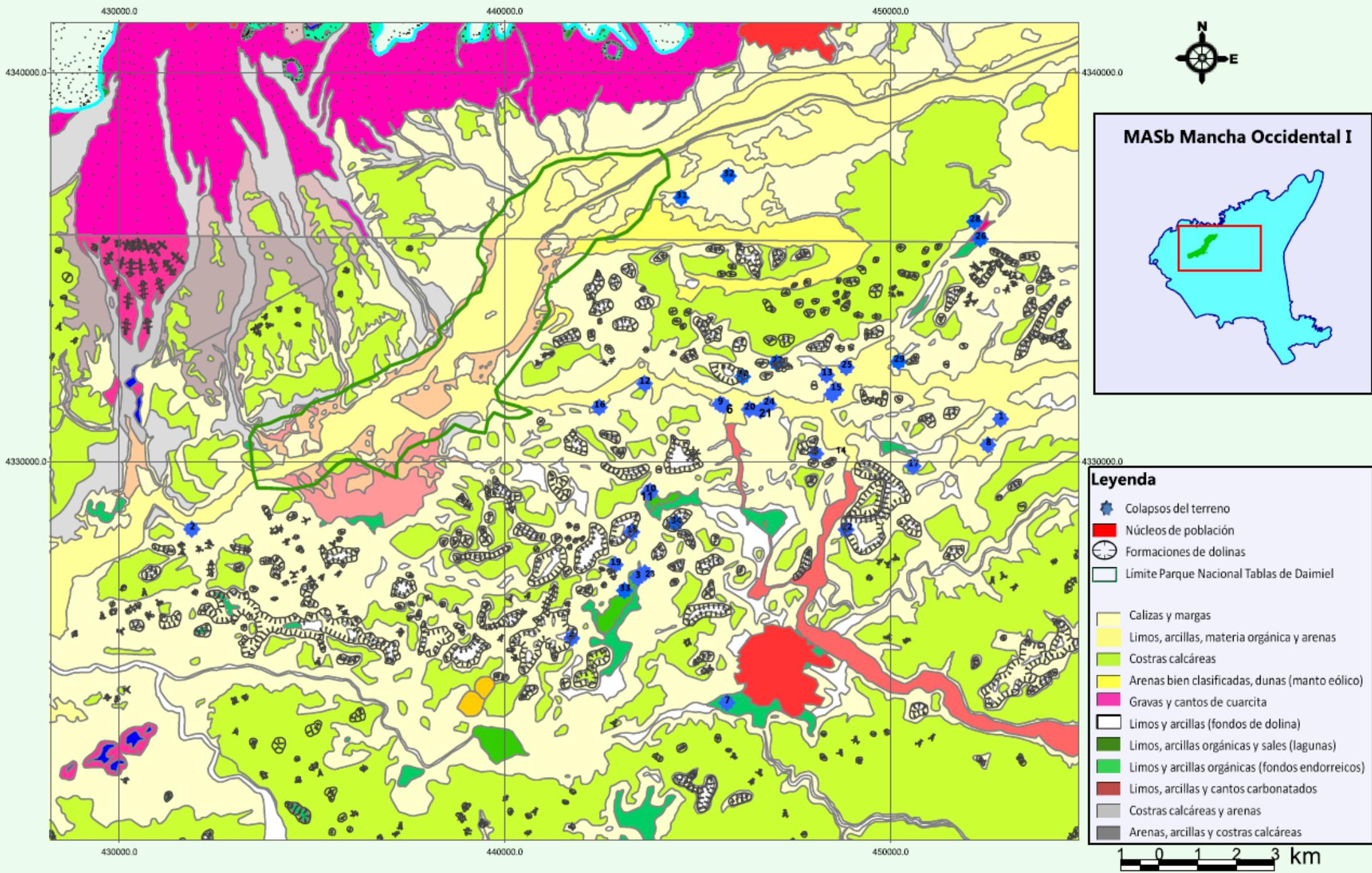


Figura 9: Mapa geológico y geomorfológico general de la zona afectada por colapsos del terreno

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG e IGME

En la Tabla 2 aparecen las medidas tomadas en los colapsos que ha sido posible, así como la dirección que en algunos casos nos marca el propio hundimiento.

Con la toma de estas medidas, se aprecia que los colapsos tienen tamaños muy variados que oscilan entre los 4 y los 23 metros de diámetro en los casos más extremos, aunque la mayor parte se encuentran entre los 7 y los 12 metros. Por tamaño destaca el colapso número 1 (Toriles) con medidas este- oeste de 20,75 m y 19,92 de norte a sur. Es uno de los colapsos que se encuentra en el cauce del río Guadiana y que actualmente es totalmente visible aunque contiene agua a tan solo un metro de profundidad.

En cuanto a la morfología, tienden de forma genérica a la circular, aunque si observamos en detalle las medidas de cada uno de ellos se puede ver que no en todos los casos son completamente circulares, sino que marcan cierta dirección (colapsos semicirculares), que en la mayor parte de los casos se puede atribuir a la dirección de los flujos subterráneos a través de los conductos kársticos, y por lo tanto, a las alineaciones estructurales preferenciales.

Además de la Tabla 2, hemos realizado un pequeño análisis estadístico (Tabla 3) donde hemos calculado la media, y mediana con los datos del diámetro, tanto del conjunto de colapsos, como de las dimensiones según el año de aparición del colapso. Con ello hemos obtenido una información muy interesante para nuestro estudio.

En el caso del conjunto de colapsos, nos encontramos con un diámetro medio de 9,8 x 9,31 metros, incluyendo aquellos colapsos de los que no tenemos fecha exacta de aparición. En cuando a las dimensiones según el año del colapso, hemos podido comprobar, que los colapsos producidos en el año 2010 tienen como media diámetros mayores que los producidos posteriormente. Estos colapsos se produjeron en el momento en que el nivel piezométrico se encontraba a mayor profundidad, lo que nos podría dar la idea de que el karst en profundidad se encuentra más desarrollado que en la zona más superficial, con la presencia de conductos más grandes. En este sentido, los colapsos producidos en el año 2011 tienen unas dimensiones medias de 7,25 x 6,95 metros de diámetro y en el caso de 2013 de 5,2 x 5,31 metros.

Por tanto, conforme ha ido ascendiendo el nivel piezométrico, se han ido sucediendo colapsos del terreno, pero las dimensiones por lo general van siendo menores.

Colapsos IGME	Paraje	Dimensiones (m)	Dirección	Año
1	Toriles	20,75 x 19,92	Sur- norte	2010
2	Presa Puente Navarro	9 x 9,05	Circular (*SD)	1997
3	Albuera 1	11, 40 x 10,75	Sureste-noroeste	2010
4	Ardales	8 x 9,30	Sureste-noroeste	2010
5	Camino de la Maquina	10,15 x 9	Sureste-noroeste	2010
6	Navaseca	**ND	**ND	2010
7	Camino CR	**ND	**ND	2013
8	Sordico	5 x5	Circular (*SD)	2011
9	El Nuevo	**ND	**ND	2010
10	Escoplillo 1	6 x 6	Circular (*SD)	2013
11	Escoplillo 2	**ND	**ND	2013
12	Griñon	23 x 17	Noroeste-sureste	2010
13	Maquina1	9,96 x 9,83	Circular (*SD)	*SF
14	Maquina2	7,23 x 7,29	Circular (*SD)	*SF
15	Maquina3	8,39 x 8,35	Circular (*SD)	*SF
16	Molemocho	20 x 18	Sureste-noroeste	1997
17	Moralillo	3,70 x 4,14	Sur- norte	2013
18	Quintanar	10,5 x 8,66	Sureste-noroeste	2010
19	Vereda Pte Navarro	5 x5	Circular (*SD)	2010
20	El Nuevo	**ND	**ND	1997
21	Nuevo-Maquina	9 x 9	Circular (*SD)	*SF
22	La Gramosa	**ND	**ND	2010
23	Albuera 2	11,62 x 10,5	Este-oeste	2010
24	Parrilla	4 x 4,7	Circular (*SD)	2010
25	Camino Moledores	6,9 x 7	Circular (*SD)	2010
Nuevos colapsos localizados	Paraje			Año
26	Castañares 1	8,70 x 8,71	Circular (*SD)	2011
27	El Tallar	16 x 14,11	Noroeste-sureste	*SF
28	Castañares 2	7,26 x 8,63	Norte-sur	2011
29	Zuacorta	8,07 x 5,47	Noreste-suroeste	2011
30	El Chaparral	13,28 x 16,23	Norte-sur	2010
31	Camino La Rinconada	**ND	**ND	2010
32	Camino Griñon	**ND	**ND	2010
33	Pedrizas	9,21 x 9,48	Sureste-noroeste	2010
34	Albillares	7,9 x 6,37	Suroeste- noreste	2010

*SD: Sin dirección aparente. **ND: Información no disponible por alteración antrópica, vegetación o presencia de lámina de agua

Tabla 2: Dimensiones y dirección de los colapsos del terreno

Fuente: Elaboración propia (julio 2014)

Dimensiones	Conjunto de colapsos**	Colapsos año 2010	Colapsos año 2011	Colapsos año 2013
Media	9,8 x 9,31	10,9 x 10,27	7,25 x 6,95	5,2 x 5,31
Mediana	8,7 x 8,71	10,3 x 9,3	7,6 x 7,05	6 x 5,8

**Conjunto de colapsos incluidos aquellos de los que no se conoce con certeza su fecha de aparición

Tabla 3: Datos estadísticos según la dimensión y el año de colapso

Fuente: Elaboración propia

5.2.2. Caracterización hidroquímica.

A la hora de llevar a cabo una caracterización acerca del origen de los colapsos del terreno, se ha visto oportuno tener en cuenta las características de la calidad química del agua. El motivo, es el de poder analizar si el origen de los colapsos está directamente relacionado con la disolución de carbonatos actual o pasada. Es decir, si la subida de los niveles piezométricos ha reactivado un intenso proceso de disolución de la caliza.

Por este motivo, se han tomado los datos de tres puntos de muestreo de la calidad química del agua, con los que cuenta la Confederación Hidrográfica del Guadiana que se encuentran muy cercanos a algunos de los colapsos (Anexo 1). Con ello y teniendo en cuenta la fecha en la que se han producido esos colapsos, podríamos identificar variaciones en la composición química que hayan sido determinantes en el origen del colapso. En este sentido, mencionar que no ha sido posible tomar los datos de algunos años, debido a que el mes de la toma de muestras no se adecuaba con la del resto de años, por lo que hemos realizado una selección.

La Figura 10 corresponde al punto de medición 04.04.218, se encuentra muy cercano a los colapsos 10 y 11 (Escoplillo 1 y Escoplillo 2), ambos de comienzos de 2013. Si analizamos brevemente la evolución química del agua se observa una cierta tendencia al aumento prácticamente en todos los parámetros químicos analizados. Esto se debe al descenso del nivel piezométrico y por tanto a una mayor concentración en un acuífero cada vez con menos recursos hídricos y con una mala calidad del agua. A partir de 2010 con la llegada del periodo húmedo y la posterior recarga y ascenso piezométrico se observa una mayor dilución en sulfatos, bicarbonatos y calcio, mientras que los cloruros aumentan debido principalmente a la entrada de sales acumuladas en la superficie de las zonas lagunares y cauces de los ríos.

En el año 2013 a pesar de que los niveles del acuífero siguen mejorando y las precipitaciones continuaron, se observa nuevamente un aumento en la concentración de

sulfatos, bicarbonatos y calcio, que en el caso de los dos primeros aumenta en dos años del orden de 50 mg/l, lo que podemos atribuir a la reactivación de los procesos de disolución de la caliza en el caso de los bicarbonatos y calcio, y en el caso de los sulfatos a la contaminación agrícola, flujos subterráneos más profundos y tal vez a la disolución local de yesos, aunque no se tiene constancia de la existencia de amplias zonas yesíferas.

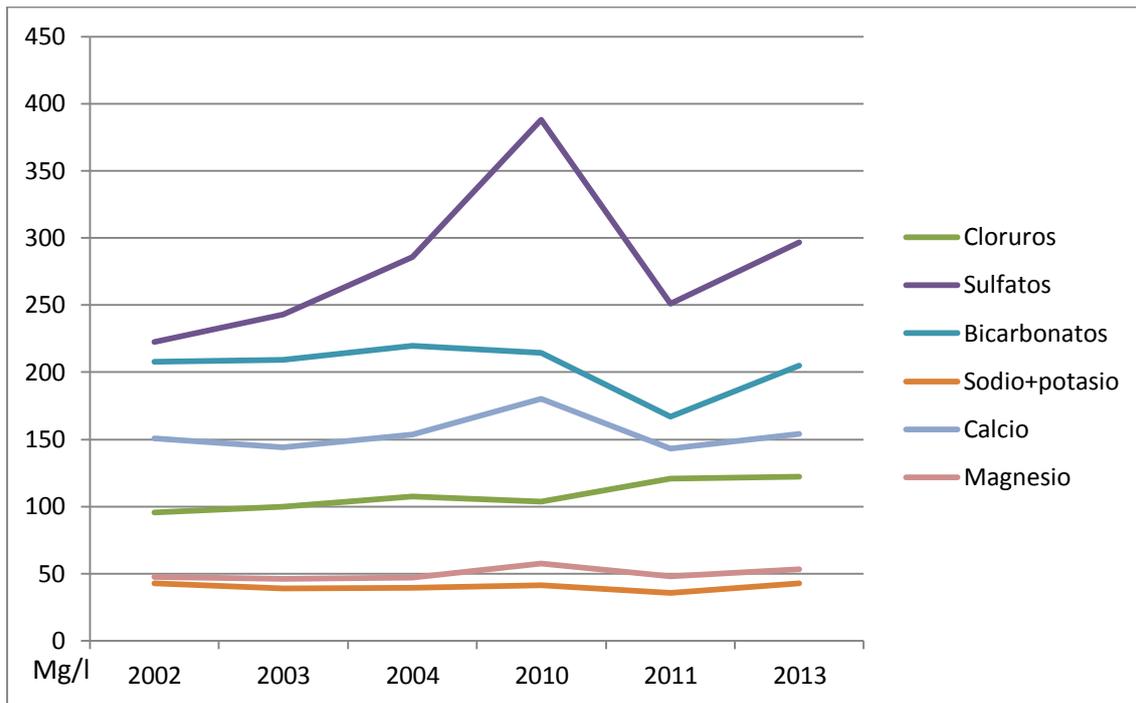


Figura 10: Evolución de la calidad química del agua en el punto GN00000218 (La Duquesa)
Fuente: CHG, 2014 (Elaboración propia)

La Figura 11, corresponde al punto de muestreo 04.04.226, encontrándose a tan solo 200 metros de los colapsos 3, 23(Albura 1 y Albura 2) y a 700m del 19 (Vereda Puente Navarro). Todos ellos producidos en el año 2010.

En este segundo caso los parámetros químicos hasta 2011 tienen una tendencia similar a la del punto anterior, con un aumento importante en la concentración sobre todo en el caso de los sulfatos y los cloruros. A partir de 2011, comienza un descenso de la conductividad debido principalmente al aumento de la cantidad de agua de nueva recarga presente en el acuífero, pero al contrario que en el caso anterior, no se producen aumentos significativos a en los parámetros químicos a partir de 2010, por lo que el proceso de disolución no se ha incrementado a pesar de aumentar la recarga y los niveles piezométricos, lo que lleva a pensar que en esta zona los colapsos no se han

producido por un aumento de la disolución actual, sino que ha sido durante décadas o siglos anteriores cuando se han ido formando estas cavidades que por el proceso de recirculación, algo de disolución y limpieza por parte del agua subterránea, han terminado colapsando.

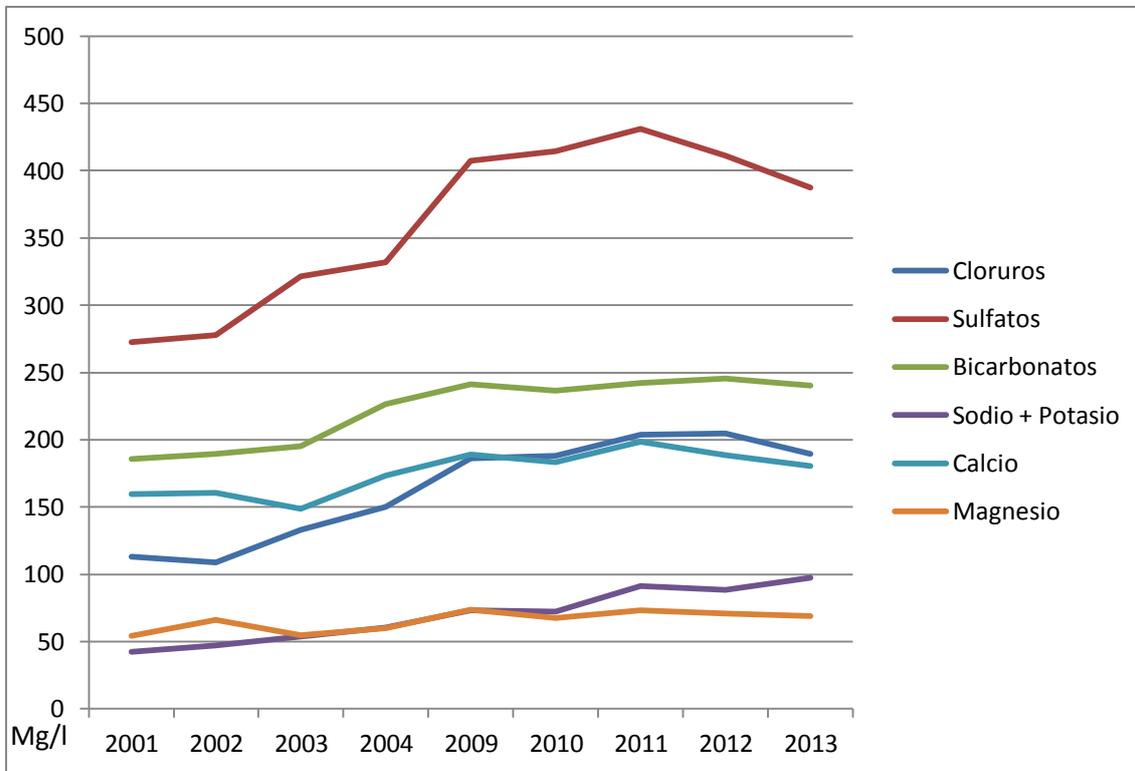


Figura 11: Evolución de la calidad química del agua en el punto GN0000226 (Casa Encinas)
Fuente: CHG, 2014 (Elaboración propia)

Un último ejemplo que hemos analizado es el del punto de muestreo 04.04.229, que se encuentra a unos 400 metros del colapso 17 (El Moralillo) que tuvo lugar en el año 2013. En este caso las muestras no tienden al aumento brusco en la concentración de sales, sino que hasta 2010 más bien se observa una leve tendencia hacia el aumento e incluso una estabilización de las concentraciones. A partir de 2010 tenemos el mismo descenso que ya se ha comentado en los dos puntos de muestreo anteriores como resultado de la dilución y es a partir de 2013 cuando los niveles se estabilizan de nuevo con una leve tendencia al aumento, más destacable en el caso de los bicarbonatos. Es precisamente la alta concentración de bicarbonatos lo que destaca en esta zona, donde a lo largo de los años ha habido disolución que podría haberse incrementado en el 2013.

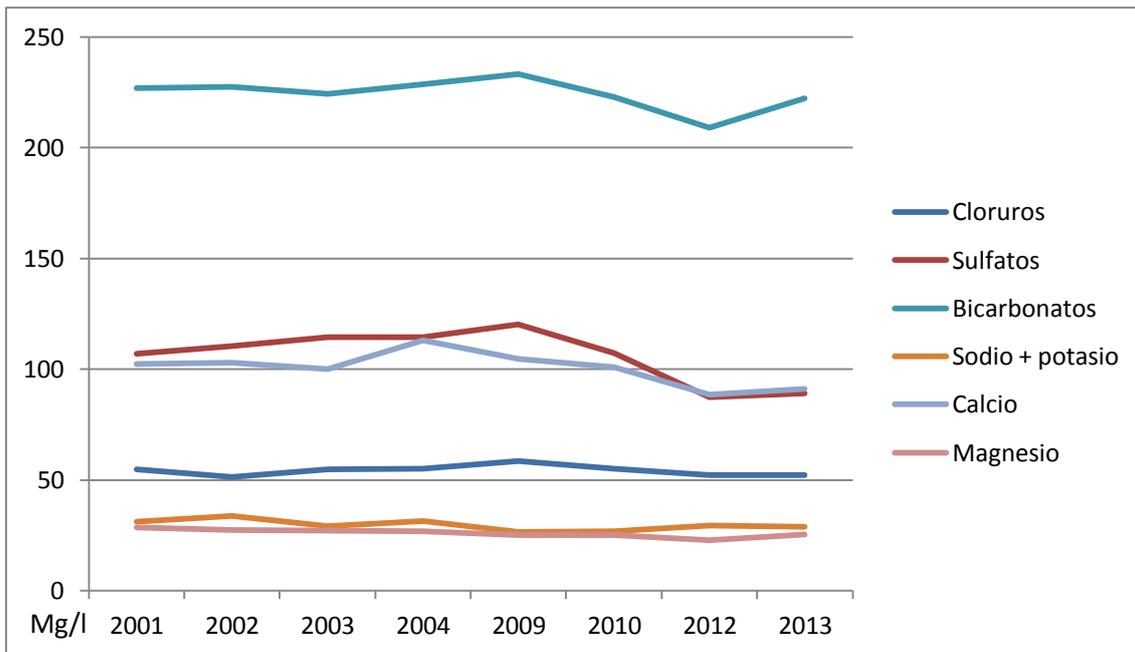


Figura 12: Evolución de la calidad química del agua en el punto GN0000229 (Casa Pico)
Fuente: CHG, 2014 (Elaboración propia)

Una vez analizados estos tres puntos de muestreo de la calidad química del agua, queremos destacar la alta conductividad presente en las aguas subterráneas, sobre todo en el caso de los sulfatos y bicarbonatos, debido no solo a la disolución, sino al aumento en la concentración como resultado del menor contenido de agua en el acuífero. Una vez que el acuífero se recupera se observa por lo general una dilución de los compuestos y en algunos casos es a partir de 2013 cuando se aprecia cierto aumento en la concentración de bicarbonatos y sulfatos así como de calcio a pesar de que la cantidad de agua en el acuífero sigue aumentando, lo que podría relacionarse con que en algunas zonas se hayan incrementado/ reactivado los procesos de disolución ayudando de esta forma a la formación de colapsos, aunque también podría deberse a la movilización de aguas con conductividades muy elevadas. En el caso de los sulfatos podrían proceder de la contaminación por parte de la actividad agrícola y de flujos de agua más profundos en contacto con el material impermeable.

En este sentido cabe mencionar que no es posible determinar con certeza el origen de los diferentes compuestos en el agua, debido principalmente a la falta de información química e isotópica. En cambio, si se tuvieran por ejemplo datos de isótopos estables como $^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ y $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, sí que podríamos conocer con mayor precisión la procedencia, en este caso del sulfato presente en el agua subterránea.

5.3. Evolución piezométrica

En este subapartado vamos a realizar una caracterización de la evolución piezométrica en la zona de estudio, ya que la consideramos uno de los aspectos clave en la formación de los colapsos del terreno. Para ello se realizarán algunas tablas y gráficos acerca de las características piezométricas, junto a una serie de mapas de isopiezas con los que se completará la caracterización hidrodinámica de la MASb.

5.3.1. Relación de los colapsos con las aguas subterráneas

Exceptuando los colapsos que se produjeron a finales de los años 90, y cuyo origen se encuentra probablemente en la autocombustión de turba, a continuación vamos a tratar de establecer la relación entre los colapsos que se han producido en los últimos años y las aguas subterráneas según la evolución piezométrica. Para ello en primer lugar vamos a mostrar dos tablas (Tablas 4 y 5) con una serie de datos que consideramos de importancia llegados a este punto. En la primera de las tablas mostramos la altura piezométrica en cada uno de los colapsos según el año en que se produjeron, siempre teniendo en cuenta la cota topográfica inmediata al colapso. Es importante mencionar que los datos mostrados en esta primera tabla se han obtenido del análisis de los mapas isopiezas que hemos realizado con los puntos de medida que la CHG disponía en cada uno de los años considerados. Por el contrario, en la segunda tabla mostramos el nivel piezométrico actual en cada uno de los colapsos, en este caso no sólo con las medidas de las que dispone actualmente la CHG, sino con las que se han tomado íntegramente para la realización de este trabajo en 30 sondeos colindantes a los colapsos, para de esta forma completar la red de la Confederación y disponer de unas medidas más exactas que de otra forma no podríamos obtener.

En algunos de los colapsos (Tabla 4) no ha sido posible determinar el nivel piezométrico en el año de hundimiento, sobre todo en aquellos de los que no se tiene constancia de la fecha exacta de aparición, así como de los que se produjeron como resultado de la quema de turba a finales de los noventa, en este caso por falta de medidas piezométricas cercanas.

Colapsos IGME	Paraje	Cota del colapso (msnm)	Nivel piezométrico aproximado en el año de colapso	Profundidad del agua	Año
1	Toriles	611	600	11	2010
2	Presa Puente Navarro	604	*ND	*ND	1997
3	Albuera 1	614	604	10	2010
4	Ardales	617	599	18	2010
5	Camino de la Maquina	617	600	17	2010
6	Navaseca	611	600	11	2010
7	Camino CR	621	610,5	10,5	2013
8	Sordico	616	608	8	2011
9	El Nuevo	614	600	14	2010
10	Escoplillo 1	616	610,5	5,5	2013
11	Escoplillo 2	616	610,5	5,5	2013
12	Griñon	607	600	7	2010
13	Maquina1	615	*ND	*ND	*SF
14	Maquina2	613	*ND	*ND	*SF
15	Maquina3	613	*ND	*ND	*SF
16	Molemocho	606	*ND	*ND	1997
17	Moralillo	622	611	11	2013
18	Quintanar	619	604	15	2010
19	Vereda Pte Navarro	621	602	19	2010
20	El Nuevo	612	*ND	*ND	1997
21	Nuevo-Maquina	609	*ND	*ND	*SF
22	La Gramosa	622	604	18	2010
23	Albuera 2	619	604	15	2010
24	Parrilla	612	598	14	2010
25	Camino Moledores	612	598	14	2010
Nuevos colapsos localizados	Paraje				Año
26	Castañares 1	626	605	21	2011
27	El Tallar	627	*ND	*ND	*SF
28	Castañares 2	627	605	22	2011
29	Zuacorta	614	606	8	2011
30	El Chaparral	622	600	22	2010
31	Camino La Rinconada	610	606	4	2010
32	Camino Griñon	612	606	6	2010
33	Pedrarias	613	602	11	2010
34	Albillares	616	605,5	10,5	2010

*ND: No hay datos de piezometría. *SF: No se conoce la fecha de aparición

Tabla 4: Nivel piezométrico aproximado en los colapsos según el año de aparición

Fuente: Elaboración propia

Colapsos IGME	Paraje	Cota del colapso (m.s.n.m)	Nivel piezométrico	Profundidad del agua (m)
1	Toriles	611	610	1
2	Presa Puente Navarro	604	602	2
3	Albuera 1	614	607	7
4	Ardales	617	606	11
5	Camino de la Maquina	617	607	10
6	Navaseca	611	606	5
7	Camino CR	621	611,6	9,4
8	Sordico	616	612	4
9	El Nuevo	614	605,5	8,5
10	Escoplillo 1	616	608	8
11	Escoplillo 2	616	608	8
12	Griñon	607	606	1
13	Maquina1	615	608	7
14	Maquina2	613	608	5
15	Maquina3	613	608	5
16	Molemocho	606	604,2	1,8
17	Moralillo	622	610	12
18	Quintanar	619	608,5	10,5
19	Vereda Pte Navarro	621	608	13
20	El Nuevo	612	607	5
21	Nuevo-Maquina	609	606	3
22	La Gramosa	622	610	12
23	Albuera 2	619	608	11
24	Parrilla	612	608,9	3,1
25	Camino Moledores	612	606	6
Nuevos colapsos localizados	Paraje	Cota del colapso (m.s.n.m)	Nivel piezométrico	Profundidad del agua (m)
26	Castañares 1	626	611,5	14,5
27	El Tallar	627	608	19
28	Castañares 2	627	611	16
29	Zuacorta	614	609	5
30	El Chaparral	622	609	13
31	Camino La Rinconada	610	606	4
32	Camino Griñon	612	606	6
33	Pedrarias	613	606,5	6,5
34	Albillares	616	609,47	6,53

Tabla 5: Nivel piezométrico actual en cada uno de los colapsos (Junio 2014)

Fuente: Elaboración propia

Una vez mostradas las Tablas 4 y 5 con las cotas piezométricas, y antes de comenzar con el análisis detallado de los mapas de isopiezas, se analizará la evolución piezométrica en cuatro puntos de medida de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, cuya localización aparece en el Anexo 1. Lo importante para nuestro trabajo, es que cuentan con datos de los últimos años y además se encuentran muy cercanos a algunos de los colapsos. Con ello podremos observar el ascenso piezométrico a raíz del cual se han producido la mayor parte de los hundimientos.

Comenzando en primer lugar por la Figura 13, correspondiente al punto piezométrico 04.04.253, se observa una ligera tendencia al descenso del nivel piezométrico hasta comienzos de 2010. También se ven claramente las oscilaciones estacionales. A partir de 2010 se produce un brusco ascenso de los niveles piezométricos que, en tan solo un año, se recuperaron en este punto 18 metros.

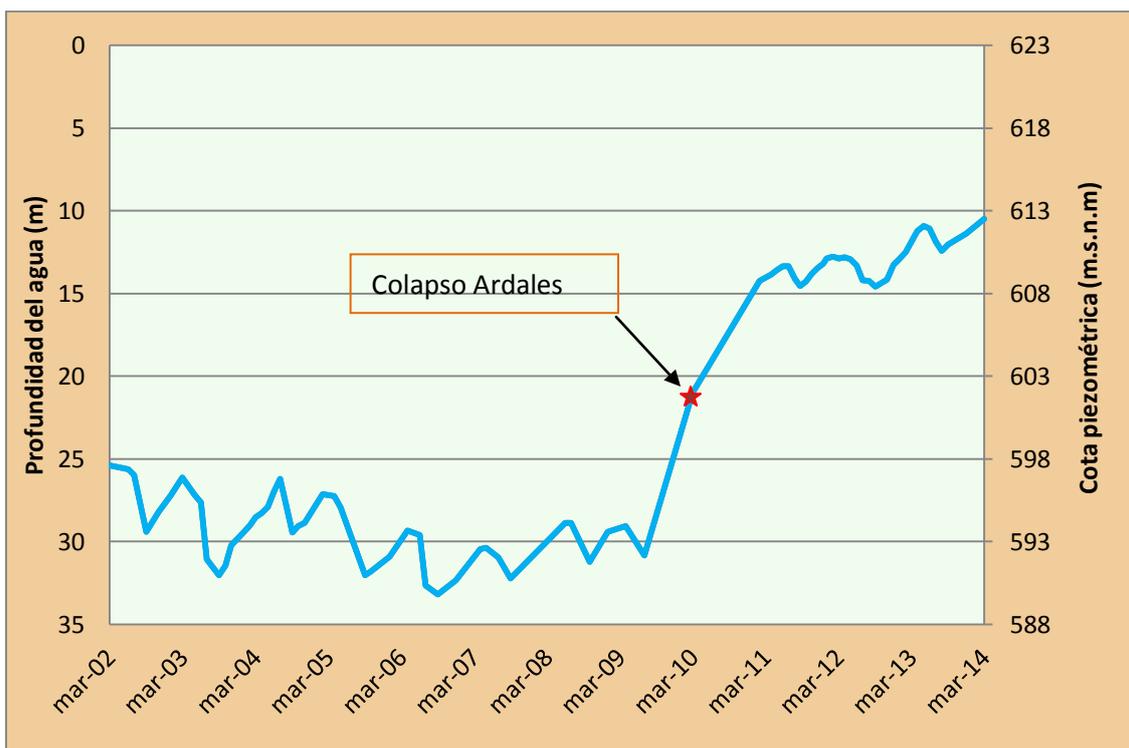


Figura 13: Evolución piezométrica en el punto 04.04.253 (marzo 2002 a marzo 2014)

Fuente: CHG, elaboración propia

A tan sólo 800 metros de este piezómetro, en dirección noroeste, nos encontramos con el colapso 4 (Ardales). Si comparamos la fecha del hundimiento con la evolución piezométrica podemos establecer en el gráfico de una forma aproximada el momento en que colapsó el terreno.

En la Figura 14 mostramos la evolución piezométrica en el punto 04.04.249 desde junio de 2010 a marzo de 2014. Este piezómetro se encuentra a unos 400 metros de los colapsos 10 y 11 que se produjeron en el año 2013 al noroeste de la laguna de El Escoplillo. Gracias a esta medida piezométrica hemos situado aproximadamente el momento en que se produjeron ambos colapsos. En este punto el nivel del agua se encontraba en septiembre de 2010 a unos 12 metros de profundidad, y tras las precipitaciones se observa, al igual que en la Figura 13, un gran ascenso del nivel piezométrico que en junio de 2011 se situó a 5,5 metros manteniéndose este nivel mas o menos estable hasta noviembre de 2013 (con oscilaciones debidas a las extracciones), momento en que se vuelve a producir un ascenso mayor que situó el nivel piezométrico a unos 3,5 metros de la superficie. Es precisamente este ascenso el que provoca ambos hundimientos.

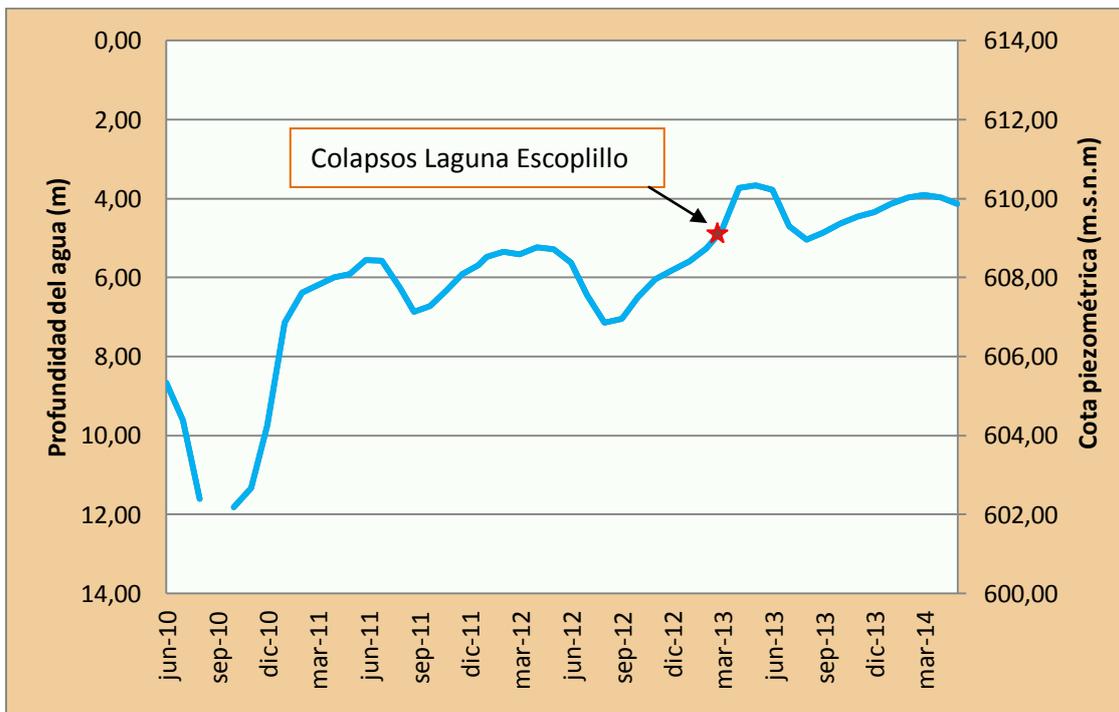


Figura 14: Evolución piezométrica en el punto 04.04.249 (Junio 2010 a marzo 2014)

Fuente: CHG, Elaboración propia

En la Figura 15 mostramos un tercer ejemplo del piezómetro 04.04.202, que en este caso se encuentra a 700 metros del colapso 7 (Camino C.R). La evolución nos muestra nuevamente un ascenso brusco de los niveles a comienzos de 2010, pero al igual que en la Figura 14 no es hasta el ascenso piezométrico de comienzos de 2013 cuando se produce el colapso; en concreto cuando el agua se encontraba a una profundidad de 10,5 metros. En el gráfico se observa como este colapso se produce justo en el punto con el

nivel piezométrico más alto en relación al sondeo, por lo que en esta zona si el nivel ascendiera aún más en un futuro, es muy probable que se produzcan nuevos colapsos, ya que tras este hundimiento los niveles no ascendieron, sino que se han mantenido más o menos estables, lo contrario que ocurría en la Figura 13, donde han seguido ascendiendo.

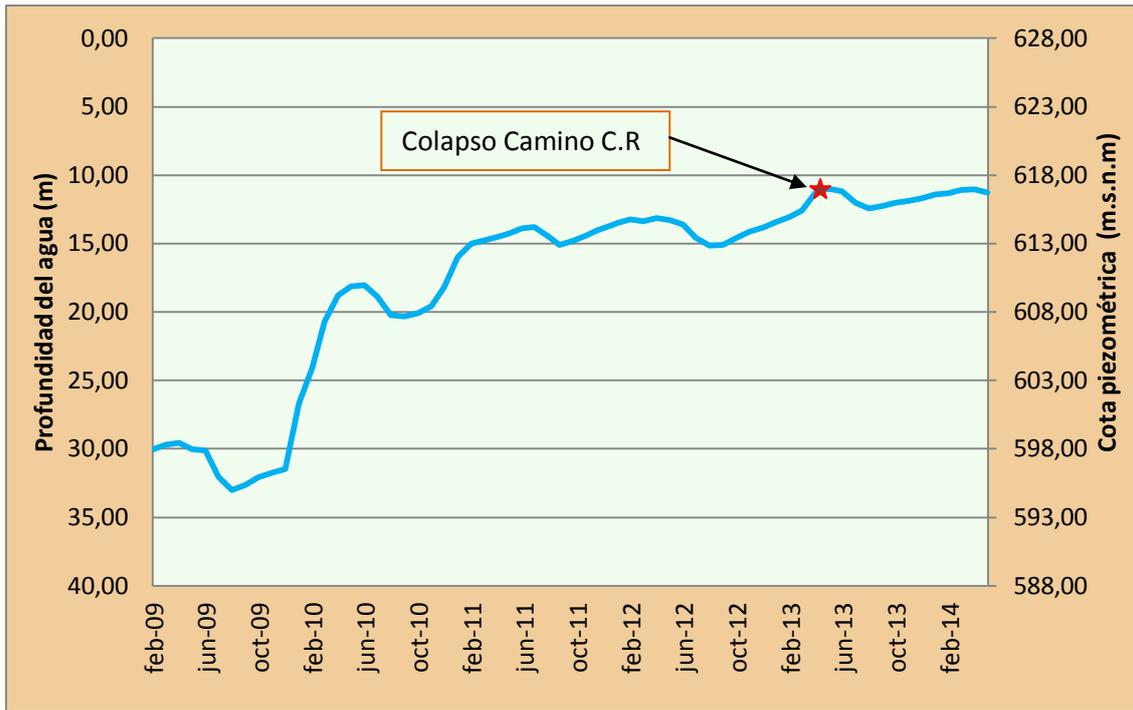


Figura 15: Evolución piezométrica en el punto 04.04.202 (Febrero 2009 a mayo 2014)

Fuente: CHG, elaboración propia

Finalmente, un último ejemplo corresponde con el punto de medida 04.04.149. Este caso es el más interesante que hemos encontrado, principalmente porque cercanos a él se encuentran dos colapsos con fechas diferentes. En concreto se trata de los colapsos 8 y 17 (Sordico y Moralillo) el primero de 2011 y el segundo de 2013.

El gráfico muestra por lo general los mismos rasgos hidrodinámicos que los anteriores puntos de medida. El primer colapso coincide con la punta del ascenso del año 2011, cuando el nivel se situó a una cota de unos 608 m.s.n.m., mientras que el segundo lo hace con el ascenso de comienzos de 2013, con el nivel a 611 m.s.n.m.

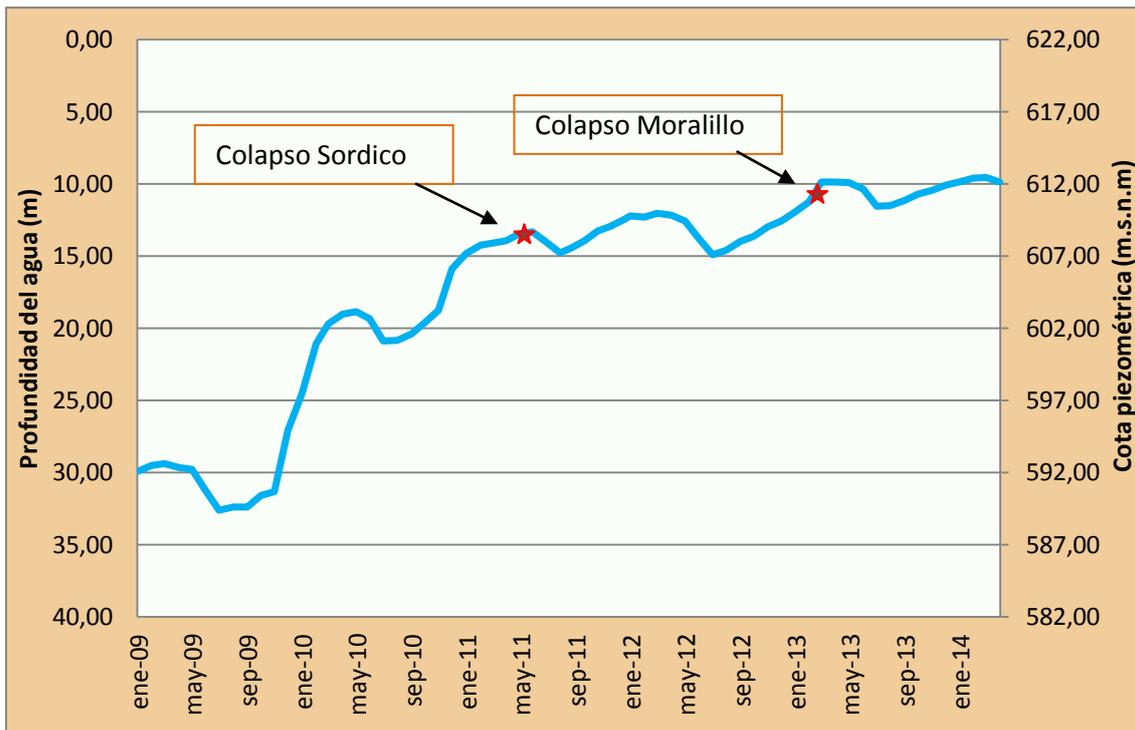


Figura 16: Evolución piezométrica en el punto 04.04.149 (Enero 2009 a marzo 2014)

Fuente: CHG, elaboración propia

5.3.2. Análisis piezométrico de los últimos cuatro años

A continuación analizaremos las isopiezas de la zona de estudio entre los años 2009 y 2014, momento en que los niveles piezométricos han ascendido con relativa rapidez tal y como se ha mostrado en los gráficos del apartado anterior. En este sentido, los mapas elaborados para este trabajo, comprendidos entre los años 2009 y 2013, se han realizado exclusivamente con las medidas piezométricas de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, mientras que el mapa de isopiezas actual (junio 2014) no solo se ha elaborado con estos datos, sino que se han utilizado piezómetros del Instituto Geológico y Minero de España, así como con 30 medidas propias realizadas en pozos y sondeos en torno a las zonas con mayor densidad de colapsos.

Los mapas se han realizado en el mes de junio para cada uno de los años, debido principalmente a que las medidas de 2014 se han tomado en junio, de tal forma que así podamos establecer las relaciones pertinentes entre los distintos años.

En el año 2009 nos encontrábamos una situación crítica para la Masa de Agua Subterránea debido principalmente a un acusado descenso de los niveles piezométricos que alteraron drásticamente la dinámica natural del flujo subterráneo. Esto es

precisamente lo que muestra el mapa piezométrico de este año (Figura 17), en el que se puede observar una amplia depresión piezométrica que se corresponde con un importante cono de bombeo que no solo se encontraba en la MASb Mancha Occidental I, sino también en Mancha Occidental II. Los ríos se encontraban colgados con respecto al flujo subterráneo al igual que el Parque Nacional Tablas de Daimiel. Con la acusada sequía que se vivía por aquel entonces, la dirección del flujo en la zona norte era desde las zonas más altas cercanas a las sierras de Villarrubia de los Ojos hacia la depresión; en el caso del Parque Nacional se comportaba igualmente como una zona de recarga, a pesar de que en ese momento la poca agua que tenía era artificial (correspondiente a sondeos de emergencia ante la sequía). La cota piezométrica más baja la encontrábamos justo en el piezómetro denominado Ojos del Guadiana (588.85 m.s.n.m.), correspondiente a la zona cercana donde tradicionalmente resurgía del subsuelo el agua subterránea. La profundidad del agua en este piezómetro era en junio de 2009 de 36 metros.

En el invierno de 2009 a 2010 comenzó un ciclo muy húmedo con intensas y abundantes precipitaciones, que trajeron consigo una importante recuperación de los niveles piezométricos, además de provocar un gran aumento del caudal de los ríos Gigüela y Azuer lo que causó graves inundaciones a lo largo de toda la llanura de inundación de ambos ríos, gran parte de esta agua se infiltraba finalmente hacia el acuífero. A pesar de llevar tal caudal, las isopiezas no marcan una clara tendencia de los ríos como ganadores o perdedores, debido principalmente al amplio cono de bombeo, lo que provocaba que en algunas zonas, en el caso del río Gigüela, fuera perdedor en la margen izquierda, mientras que era ganador por la margen derecha debido al aporte procedente de las sierras.

En el mapa de 2010 (Figura 18) la cota piezométrica más baja se encontraba nuevamente en el sondeo de los Ojos del Guadiana, con una altura piezométrica sobre el nivel del mar de 597,5; o lo que es lo mismo, a 26,5 metros de la superficie. Por tanto, se sigue manteniendo la depresión piezométrica, pero la MASb recupera en esa zona 10 metros de agua, aunque la recuperación es mucho mayor en las zonas colindantes de recarga.

Además del cono central, también aparece remarcada una depresión al oeste de Daimiel con una cota piezométrica de 598 m.s.n.m., por lo que los flujos subterráneos se dirigen

en la zona más oriental hacia la depresión central, mientras que en la parte más occidental lo hacen hacia esta segunda depresión.

En cuanto a los colapsos que se produjeron durante este año, se observa una cierta concentración en la zona central y occidental de la zona de estudio. Es precisamente durante la subida piezométrica de 2010 cuando se produce el mayor número de colapsos.

El siguiente mapa de isopiezas realizado, correspondiente al año 2011 (Figura 19), comienza a mostrar una serie de cambios con respecto a los anteriores. En primer lugar, cabe destacar que la depresión piezométrica comienza a desplazarse hacia el oeste. También destaca el descenso en la velocidad del flujo, mostrando unas isopiezas que excepto en la parte norte, por lo general se encuentran más separadas entre sí. El comportamiento de los ríos sigue siendo el mismo, ya que se encuentran aún muy colgados con respecto al nivel del acuífero. La cota piezométrica más baja se situaría en 605 m.s.n.m.

Un aspecto que debemos destacar en 2011, y que en cierto modo afecta a la mayor parte de mapas de isopiezas elaborados, es que en la zona norte del municipio de Daimiel aparece una superficie de isopiezas en cierto modo plana, lo que probablemente se deba a la alteración del flujo por la extracción sobre todo por parte de los sondeos de abastecimiento a la población de Daimiel, lo que provoca que las isopiezas en la zona se retraigan en cierta medida hacia el sur. Bien es cierto mencionar que este aspecto sería inapreciable de estudiar una zona muy amplia, pero en nuestro caso, al elaborar mapas muy detallados con una equidistancia entre isopiezas de entre 1 y 2 metros, debemos señalar.

Otro hecho interesante en el análisis piezométrico de 2011, es que los colapsos producidos durante este año se desplazan en dirección noreste, produciéndose sobre todo en la zona central y este del área de estudio.

Continuando con el análisis piezométrico en este caso del mapa de 2012 (Figura 20), se observa un cambio muy importante, que diferencia este mapa de los anteriores. En este sentido la importancia radica en que la depresión piezométrica no sólo se desplaza hacia el oeste, sino que además ya no continúa por la MASb Mancha Occidental II, sino que se queda tan solo en la parte más occidental de la MASb Mancha Occidental I. También

destaca por otro lado que el río Gigüela, en su tramo más oriental, comienza en parte a comportarse como río ganador, del mismo modo que el Azuer se alterna entre ganador y perdedor aunque no se aprecian aún flujos predominantes. La cota piezométrica más baja se sitúa hacia el sur del Parque Nacional a unos 604,5 m.s.n.m., en este caso los niveles se mantienen e incluso en algunos puntos descienden debido a que no es un año muy húmedo. Por este mismo motivo fue probablemente por el que no se registró ningún colapso.

En el año 2013 (Figura 21) los niveles vuelven a ascender y continuamos con una zona deprimida en la parte más oriental del límite del Parque Nacional que contaría con las dos depresiones que ya se observaban en mapas anteriores. En algunos puntos, tanto al norte como al sur de las Tablas de Daimiel, comienzan a adentrarse las isopiezas con cotas más bajas aunque los flujos subterráneos aún no se dirigen hacia el Parque, sino que los de la zona norte irían hacia la depresión más septentrional, mientras que los de la zona suroeste lo hacen hacia la más meridional. En este caso, al contrario que en los mapas anteriores, hemos realizado las isopiezas con equidistancia 1 metro debido a la mayor disponibilidad de datos y a que el propio ascenso piezométrico complicaría hacer una lectura de unas isopiezas con equidistancia dos metros.

De los cuatro colapsos que se produjeron en el año 2013, tres de ellos se produjeron en lagunas y un cuarto en una zona que por sus características geológicas y geomorfológicas se relaciona con una zona húmeda.

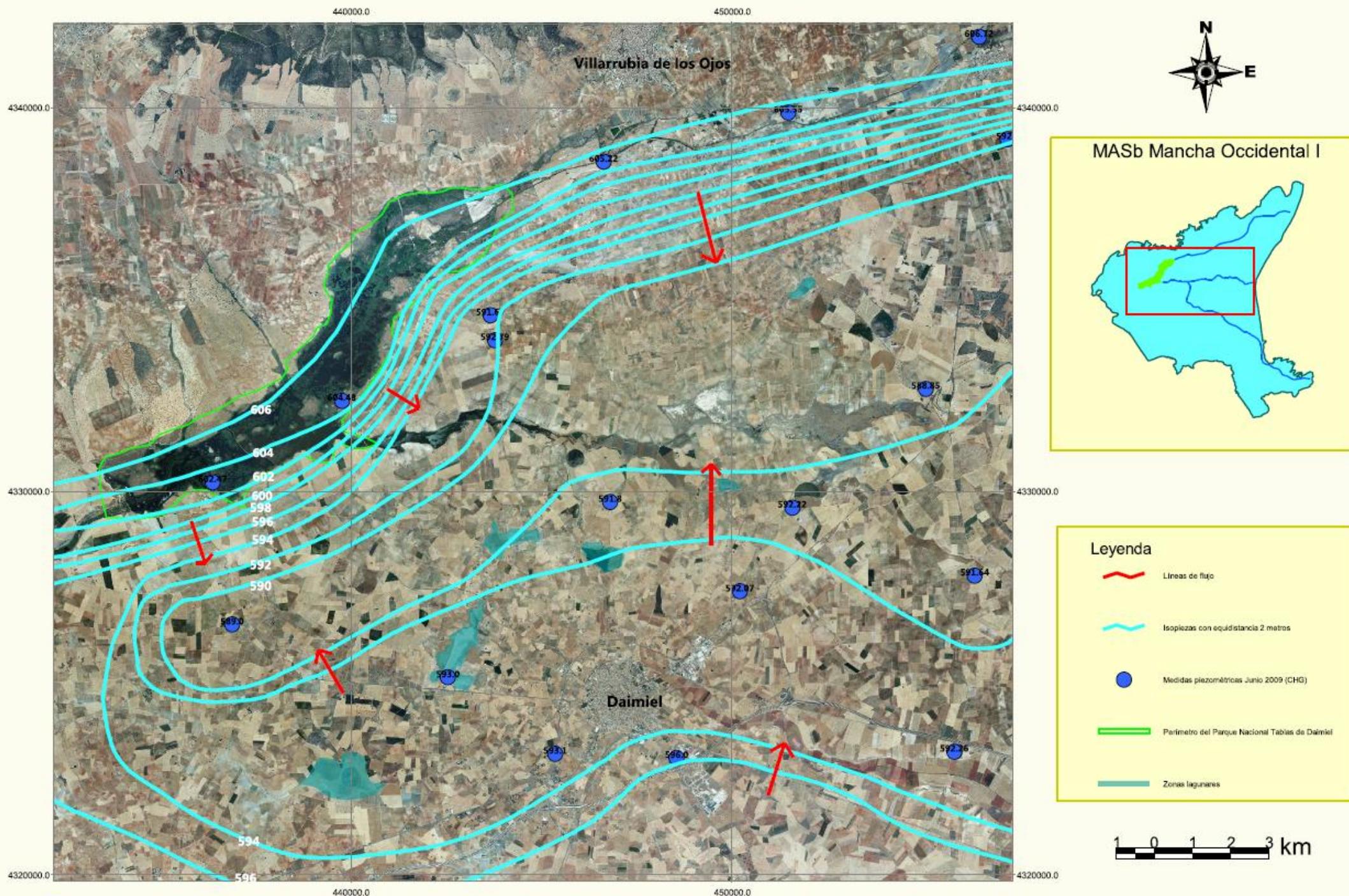


Figura 17: Mapa de isopiezas de la zona de estudio en Junio de 2009

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG y CHG

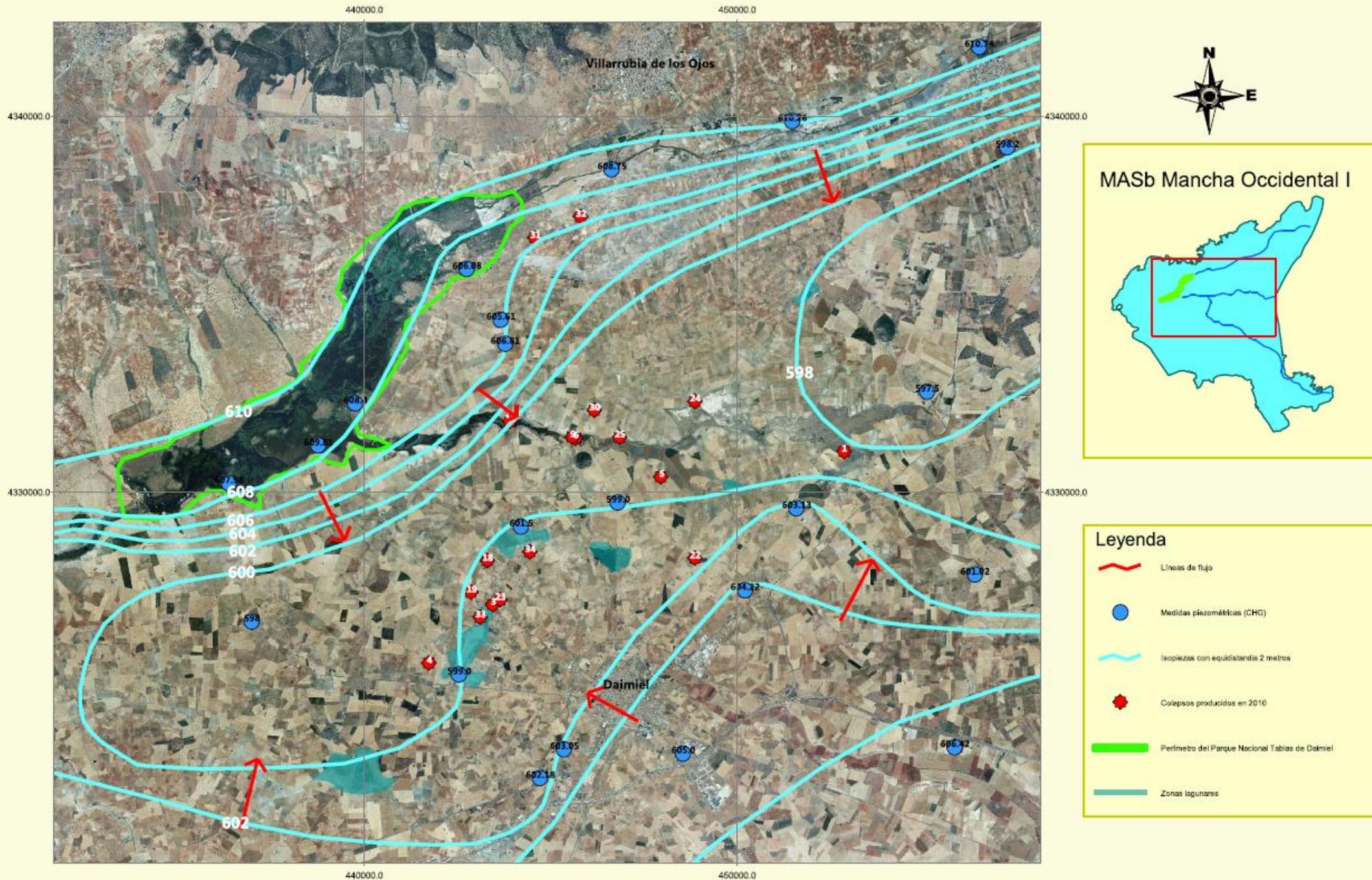


Figura 18: Mapa de isopiezas de la zona de estudio en Junio de 2010

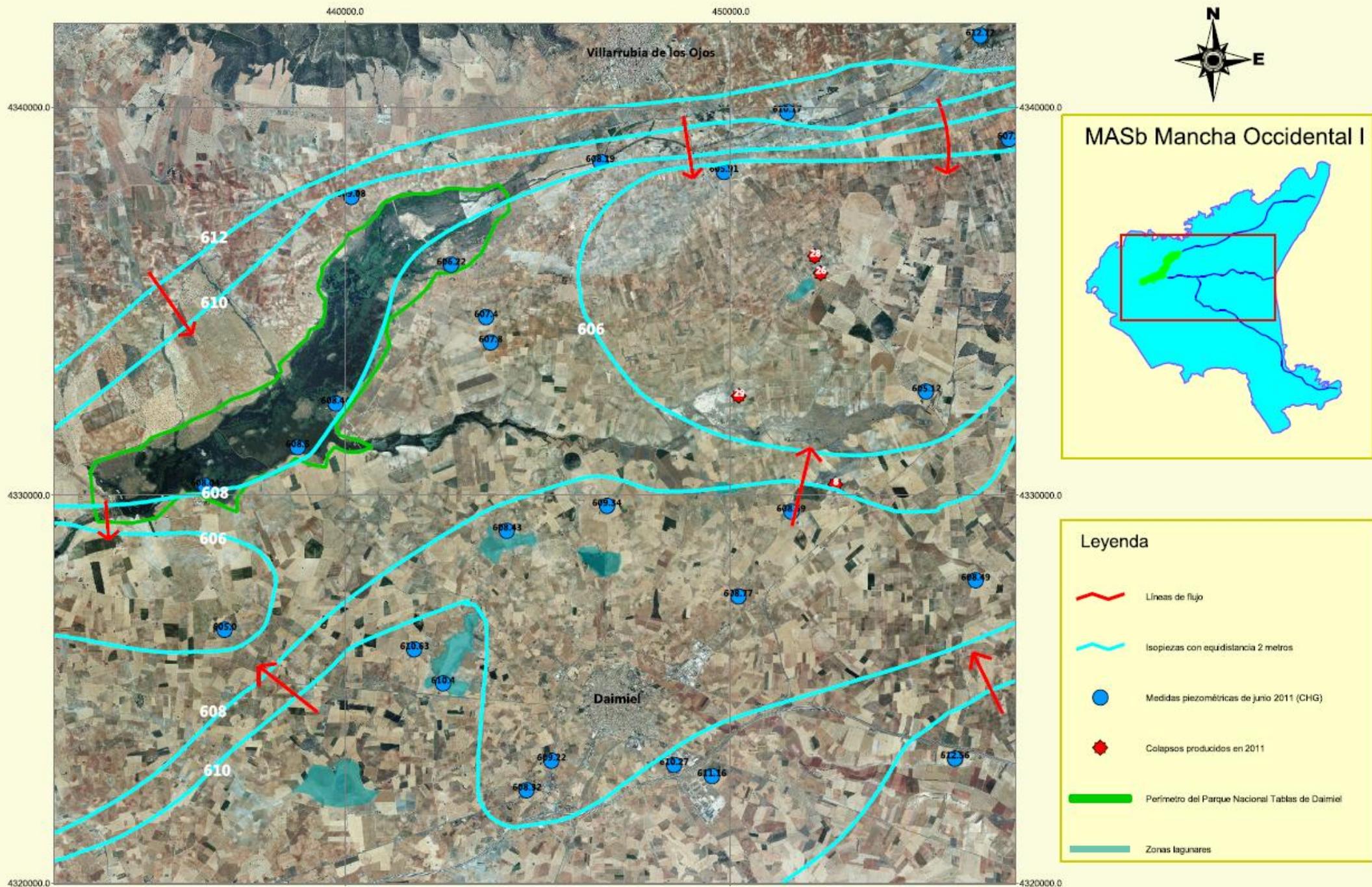


Figura 19: Mapa de isopiezas de la zona de estudio en junio de 2011

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG, CHG e IGME

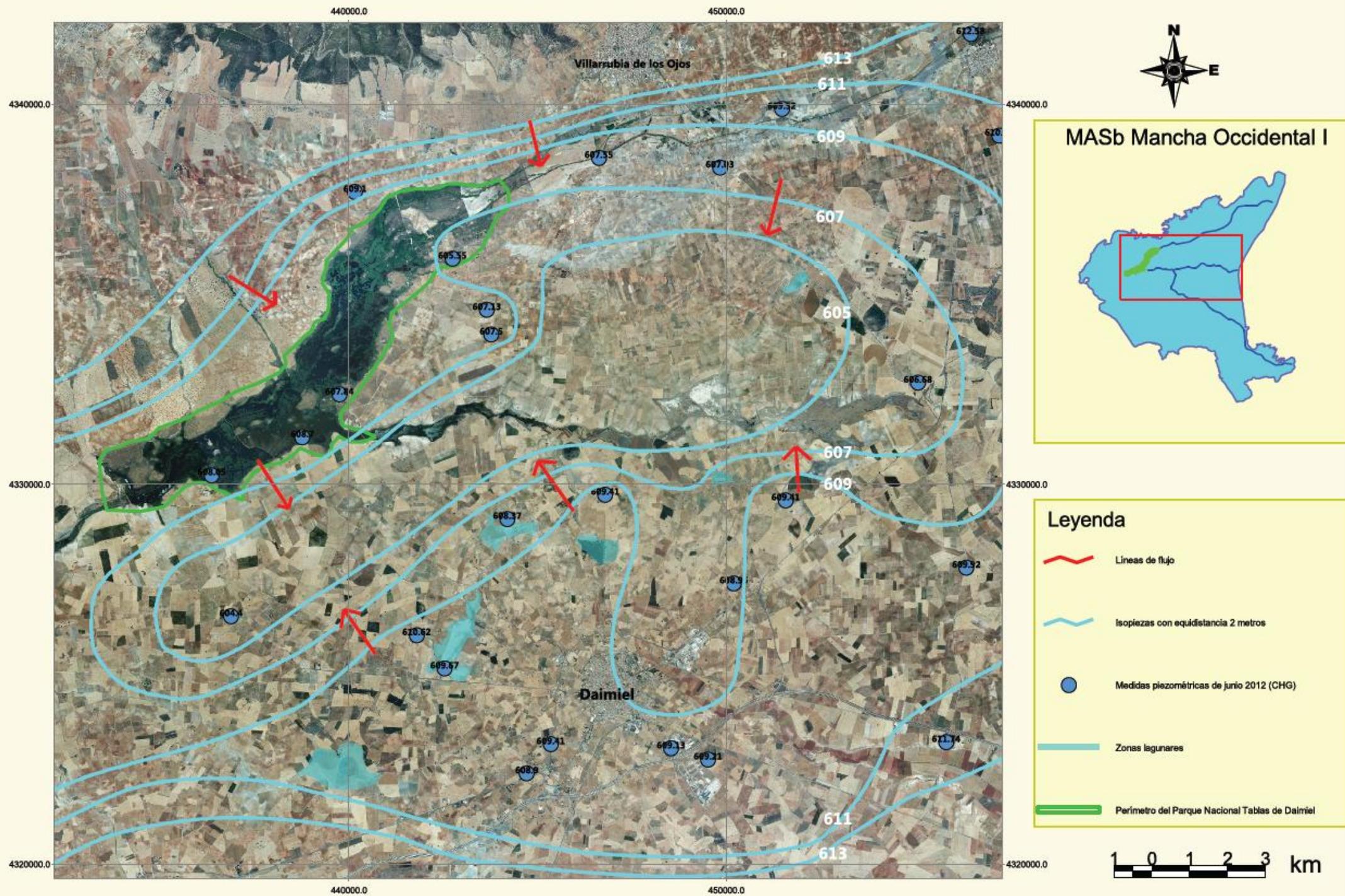


Figura 20: Mapa de isopiezas de la zona de estudio en Junio de 2012

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG y CHG

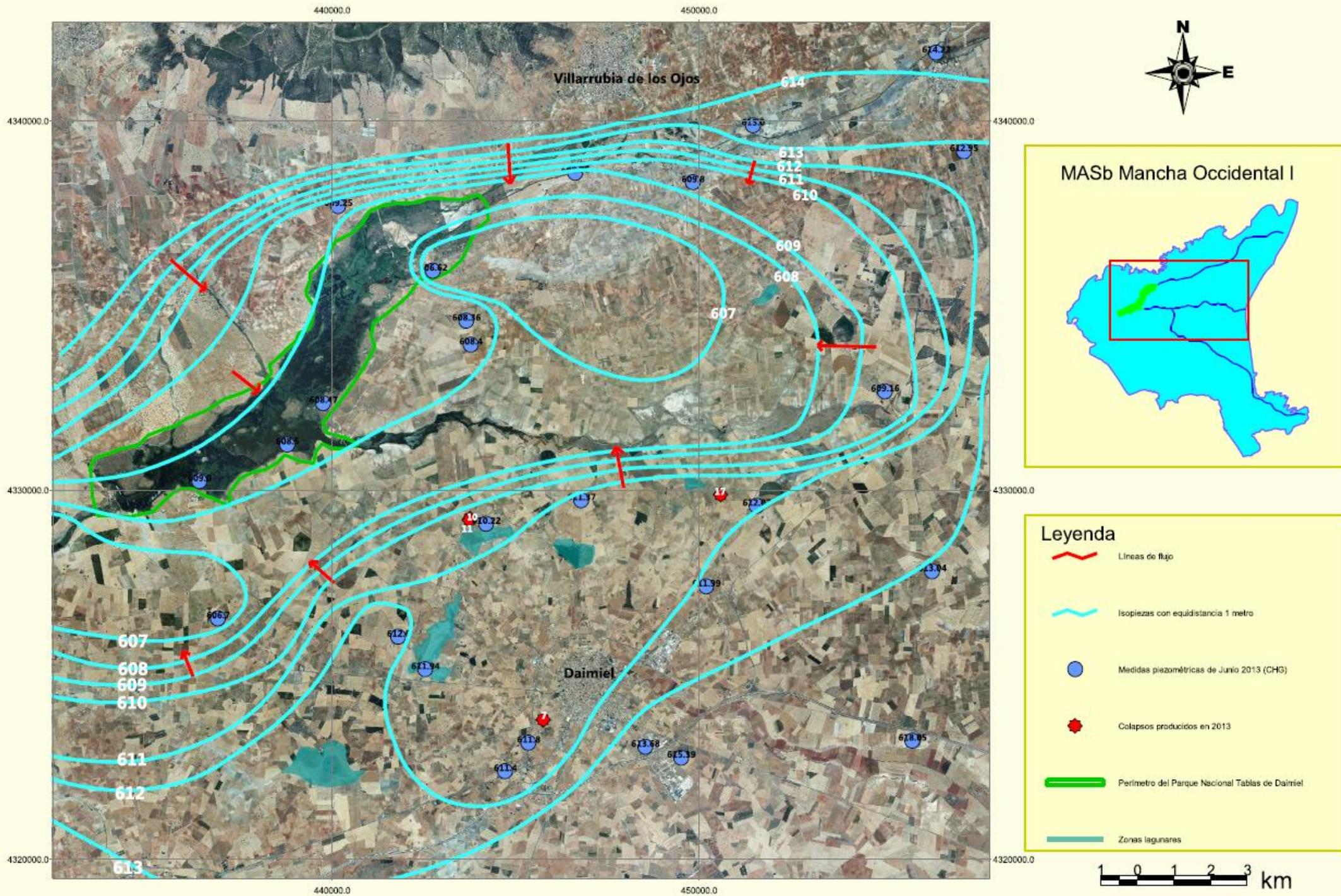


Figura 21: Mapa de isopiezas de la zona de estudio en Junio de 2013

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG, CHG e IGME

5.3.3. Análisis piezométrico actual detallado

Para finalizar con el análisis piezométrico, a continuación vamos a mostrar un mapa de isopiezas muy detallado del momento actual, junio de 2014. Es un mapa con bastante información piezométrica debido a que no solo hemos introducido los puntos medidos por la CHG, sino que además hemos añadido algunos de los medidos con el IGME durante las prácticas al sur del Parque Nacional. Pero lo más importante es que también se han medido exclusivamente para este trabajo 30 puntos en el entorno de la mayor parte de los colapsos para, de este modo, conocer de forma muy precisa la actual situación piezométrica en la zona y poder analizar la susceptibilidad por nuevos colapsos, como se detallará en el apartado 6 de este trabajo.

Lo más importante es destacar la casi total desaparición de las depresiones provocadas por las extracciones de agua subterránea, pero sí se observa una depresión piezométrica muy importante justo encima del Parque Nacional, lo que trae como consecuencia que todo el flujo subterráneo tenga como fin último esta zona, que además coincide con la cota topográfica más baja de la MASb, lo que se traduce en que el nivel freático corta la superficie, lo que trae consigo que el acuífero se comporte como un rebosadero natural tal y como no ocurría desde 1983, momento en que dejaron de manar agua los “Ojos del Guadiana” (zona de descarga del acuífero).

Pero el agua subterránea no solo corta la superficie en el Parque Nacional, sino que en el momento actual, los ríos también se comportan como ganadores en la mayor parte de su tramo, destacando el resurgimiento del río Guadiana que tal y como muestran las isopiezas se comporta como ganador a partir del Molino de Zuacorta, por lo que en los lugares donde las cotas son más bajas, el acuífero aporta agua al río, que entra a su vez con un importante caudal hacia el Parque Nacional. En lo que respecta al río Azuer, también se comporta como ganador sobre todo en la confluencia con el Guadiana. El río Gigüela por su parte también se comporta como ganador en el tramo final del cauce, por lo que también debe estar aportando agua a la zona norte del Parque Nacional.

Otro aspecto que destaca en el mapa es el comportamiento de las lagunas, precisamente una de las zonas donde mayor índice de colapsos nos encontramos. En concreto destaca la laguna de la Albuera, que se comporta como una zona de descarga del acuífero. Mientras que el resto parecen actuar como zonas de recarga, aunque las isopiezas no lo reflejan de una forma tan clara como en el caso anterior.

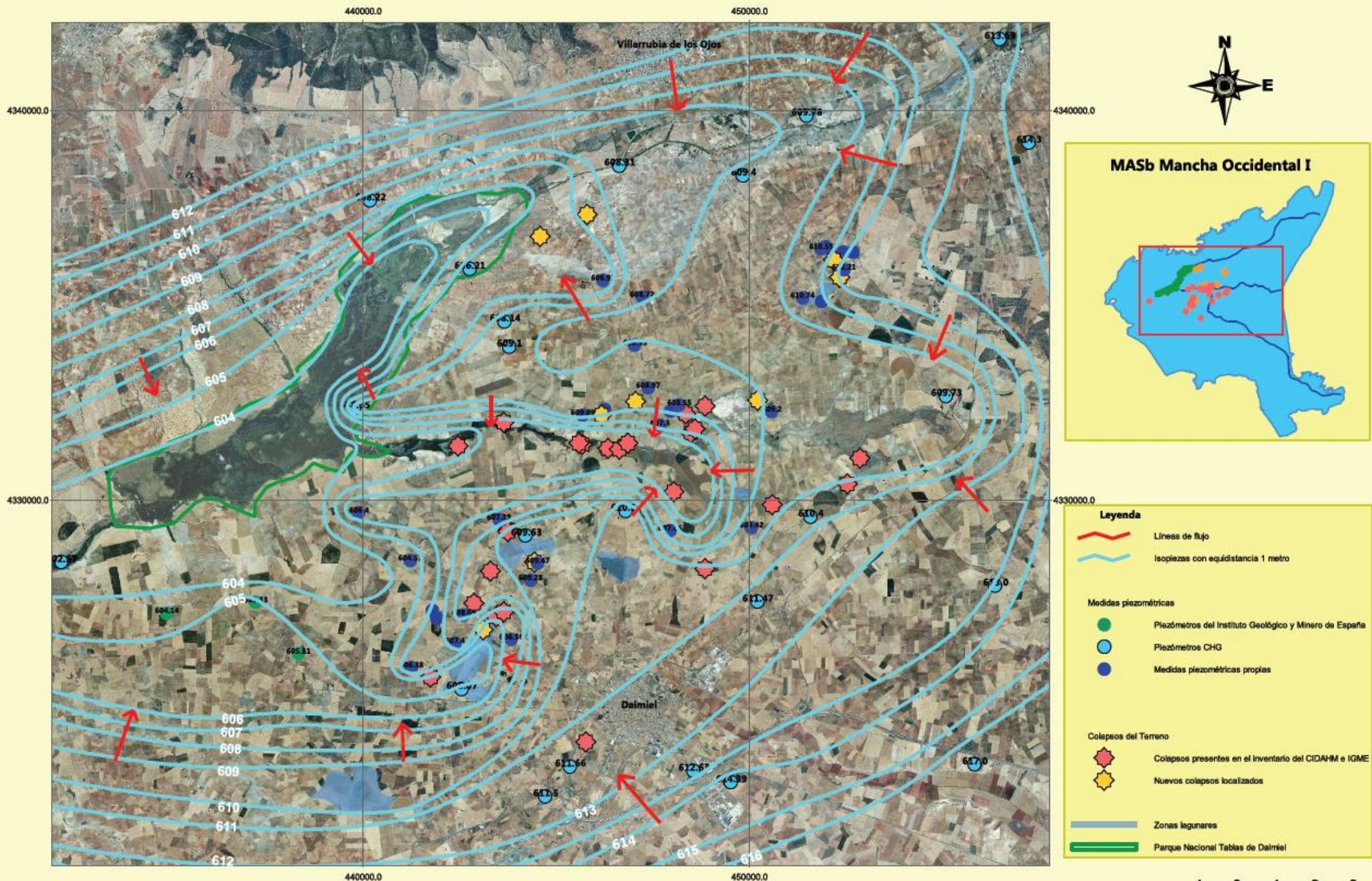


Figura 22: Mapa de isopiezas detallado de la zona de estudio (junio 2014)

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG, IGME y CHG

5.4. Tipología de colapsos

Una vez analizadas las características hidrogeológicas e hidrodinámicas de la zona de estudio, se va a realizar una clasificación de tipologías de colapsos, de acuerdo a la información que tenemos y al trabajo de campo realizado. Para llevar a cabo esta clasificación ha sido necesaria la realización de una serie de salidas de campo encaminadas principalmente a reconocer la geomorfología local de cada uno de los colapsos, de tal forma que podamos clasificarlos de acuerdo a su origen y génesis. También ha sido necesaria la revisión de la cartografía geológica y geomorfológica para completar la investigación.

En conjunto hemos diferenciado cuatro tipologías generales, en alguna de las cuales aparecen varios subgrupos. En primer lugar vamos a tratar la tipología de los colapsos aluviales, en segundo lugar los colapsos en zonas de dolina, en tercer lugar tendríamos los colapsos lagunares y finalmente una última tipología que hace referencia a los colapsos de tipo intermedio.

Esta clasificación es precisamente la que hemos representado en la Tabla 6, mostrada a continuación, donde a cada colapso se le ha puesto una cruz en el grupo que se ha determinado de acuerdo a sus características. Un elemento muy importante a la hora de realizar la clasificación ha sido el de la altura piezométrica aproximada en el momento de colapso (Tabla 4), lo que ha sido fundamental para determinar finalmente a qué grupo pertenecen. En este sentido, y según nuestro criterio, hemos partido de la base de que aquellos colapsos en los que la profundidad del agua subterránea era igual o inferior a 11 m.s.n.m., fueron provocados por flujos predominantemente horizontales, todos ellos en nuestro caso de tipo aluvial y lagunares. En cambio, cuando la profundidad del agua supera los 11 metros, comienzan a actuar los flujos verticales, aunque este segundo grupo es más variado como se comentará posteriormente, de acuerdo a la presencia o ausencia de dolinas.

Dentro de esta clasificación también tenemos otra excepción en el caso de los colapsos aluviales provocados por la autocombustión de la turba, que en cierto modo no dependen estrictamente del ascenso piezométrico.

Nº ID	Paraje	Colapsos Aluviales		Colapsos en dolinas	Colapsos lagunares	Colapsos de tipo intermedio
		Turbas	Flujos horizontales de recarga/descarga	Flujos verticales	Flujos horizontales en zona de recarga	Flujos verticales y horizontales
1	Toriles		x			
2	Presa Puente Navarro	x				
3	Albuera 1				x	
4	Ardales			x		
5	Camino de la Maquina			x		
6	Navaseca		x			
7	Camino CR				x	
8	Sordico		x			
9	El Nuevo	x				
10	Escoplillo 1				x	
11	Escoplillo 2				x	
12	Griñon	x				
13	Maquina1		x			
14	Maquina2		x			
15	Maquina3		x			
16	Molemocho	x				
17	Moralillo				x	
18	Quintanar			x		
19	Vereda Pte Navarro					x
20	El Nuevo	x				
21	Nuevo-Maquina	x				
22	La Gramosa			x		
23	Albuera 2				x	
24	Parrilla		x			
25	Camino Moledores	x				
26	Castañares 1					x
27	El Tallar					x
28	Castañares 2					x
29	Zuacorta		x			
30	El Chaparral			x		
31	Camino La Rinconada		x			
32	Camino Griñon		x			
33	Pedrizas				x	
34	Albillares				x	

Tabla 6: Clasificación de colapsos propuesta

Fuente: Elaboración propia

5.4.1. Colapsos aluviales

Por colapsos aluviales hemos diferenciado todos aquellos hundimientos repentinos del terreno que se han producido o bien a lo largo del cauce de alguno de los ríos que confluyen en el Parque Nacional Tablas de Daimiel, o bien porque se sitúan muy cercanos a los cauces de de estos ríos y tienen relación con los mismos.

Los colapsos a los que hemos denominado aluviales serían los identificados con el número 1, 2, 6, 8, 9, 12, 13, 14, 15, 16, 20, 21, 24 y 25, 29, 31 y 32. Un total de 17 colapsos del conjunto de 34, constituyéndose como la tipología más numerosa.

De esta tipología de colapsos, no todos tienen las mismas características, ya que el origen de algunos está directamente relacionado con los flujos subhorizontales de descarga/ recarga mientras que el resto tiene su principal origen en la autocombustión de la turba presente principalmente en el cauce del río Guadiana.

Comenzando por los colapsos aluviales con flujos subhorizontales de recarga cabe señalar los números 31 y 32, ambos muy cercanos al cauce del río Gigüela y cuyo origen se debe a la propia infiltración del agua del cauce, que en el año de colapso (2010) superaba con creces el caudal habitual, pasando de estar seco en febrero de 2010 a llevar más de 5 m³/s un mes después (según el anuario de aforos del MAGRAMA), provocando grandes desbordamientos por una amplia llanura de inundación en un momento en que el nivel piezométrico estaba aún muy bajo. Todo ello derivó en una infiltración que en algunos casos fue muy rápida tanto por la porosidad propia del terreno, como por los sumideros que se formaron a lo largo del cauce, lo que contribuyó a una recarga muy rápida del acuífero en esta zona norte, que tal y como se ha representado en el mapa de isopiezas de 2010, llevaba una dirección perpendicular al río, hacia la gran depresión de la zona central de la MASb, contribuyendo por tanto a la limpieza por arrastre y reactivación de los cavidades kársticas (disolución) cercanas al río, lo que provoca una inestabilidad de estos conductos que no consiguen aguantar el peso del terreno suprayacente y ceden bruscamente.

Por otro lado nos encontramos otros seis colapsos dentro de este subgrupo pero en este caso provocados por flujos horizontales de descarga. Se trata del número 1 (Toriles), 6 (Navaseca), 24 (Parrilla), 13 (Máquina 1), 14 (Máquina 2) y 15 (Máquina 3). De éstos, el más importante por sus dimensiones y profundidad es el número 1, localizado en la

zona más oriental del cauce del río Guadiana (cercano a los “Ojos del Guadiana”, justo al borde del gran cono de bombeo, en una zona donde las isopiezas se encontraban bastante juntas debido a los flujos que circulaban en dirección hacia esta amplia depresión piezométrica (ver ficha 1). Los otros seis colapsos por el contrario se localizan en la zona central y occidental del cauce del río, más cercanos al Parque Nacional. Parecen haber sido provocados por los flujos de agua subterránea, que en esa zona iban predominantemente de oeste a este. En el caso de los colapsos 13, 14 y 15 a pesar de que no están datados y por tanto no podemos comprobar su piezometría real, se piensa que han sido provocados por flujos horizontales debido principalmente a que el espesor de turba en la zona es muy pequeño, por tanto el origen estaría en los flujos horizontales de descarga.

	
Colapso nº 1	
Denominación: Toriles	
Coordenadas UTM (ETRS89): x: 452859,89 y: 4332083,16	
Localización: Cauce del río Guadiana en el término municipal de Villarrubia de los Ojos	
Año de formación: 2010	Profundidad del agua en 2010: 11 metros
Dimensiones: 20,75 x 19,92 metros	Profundidad actual del agua: 1 metro
Observaciones: colapso visible con agua, en zona peligrosa y de difícil acceso	

Ficha 1: Ejemplo de colapso aluvial por flujos horizontales de descarga

Fuente: Elaboración propia (julio 2014)

Un segundo subgrupo de colapsos aluviales sería el que hace referencia a todos aquellos que estando en los ríos, concretamente en el cauce del río Guadiana, se han producido como resultado de la autocombustión de las turberas presentes en el mismo. Los colapsos de esta zona serían el 2, 9, 12, 16, 20, 21 y 25 y cuyo origen se encuentra en los huecos que dejó la turba quemada como resultado del último periodo seco y más en concreto en el otoño de 2009, cuando algunas zonas con turba entraron en autocombustión tanto en el río Guadiana como en Las Tablas de Daimiel, ficha 2.

Durante miles de años se ha ido acumulando la materia orgánica, principalmente de origen vegetal, que en situaciones anoxias da lugar a la formación de turba (Anexo 2). Al secarse el suelo, la turba pierde el agua y por tanto la humedad, por lo que el aire comienza a circular por los huecos y la turba comienza a oxidarse, a lo que le sigue un gran aumento de la temperatura, que de ser muy alta da lugar, como ocurre en nuestra zona de estudio, a la autocombustión (Méndez, 2009: 28).

La autocombustión continuó hasta la llegada de las intensas precipitaciones que comenzaron a mediados de diciembre de ese mismo año, lo que trajo consigo un aumento brusco de los niveles piezométricos así como la reactivación de los flujos subterráneos provocando que el terreno colapsara en estas zonas, ya que los grandes huecos dejados por la turba no soportaron el peso del poco terreno que quedó por encima tras la quema, a ello se unió desde el punto de vista edafológico la presencia de un suelo muy agrietado por el periodo seco anterior; alterado por la actividad antrópica y que en muy poco tiempo quedó saturado de agua por las abundantes precipitaciones.

En este sentido, el comportamiento es similar al de los colapsos propiamente kársticos, solo que los huecos en lugar de formarse por disolución y arrastre de materiales, se ha formado por la desaparición de la turba. En algunos casos parte del agua que llevaba el río Guadiana (aportada íntegramente por su afluente Azuer) se infiltraba por estos colapsos tomando entonces el papel de grandes sumideros de recarga.

En el caso de los colapsos identificados con el número 2, 16 y 20 también pertenecerían a este último subgrupo, pero no corresponden al actual proceso de hundimientos, sino que datan de un episodio de 1997, cuando tal y como se puede observar en la Figura 2 mostrada al comienzo de este trabajo, tuvo lugar un periodo muy húmedo (1995-1998), que del mismo modo que el más actual, llegó tras una acusada sequía. De igual forma se produjo la quema de algunas turberas y probablemente aparecieron como en el

momento actual grandes sumideros y pequeños colapsos de los que se han catalogado tan solo estos tres que actualmente no son visibles debido a que el nivel freático corta la superficie en la zona.



Colapso nº 12

Denominación: Griñon

Coordenadas UTM (ETRS89): x: 443905,7 y: 4331879,54

Localización: Cauce del río Guadiana (Daimiel)

Año de formación: 2010

Profundidad del agua en 2010: 7 metros

Dimensiones: 23 x 17 metros

Profundidad actual del agua: 1 metro

Observaciones: muy poco visible, cubierto por la el agua del río Guadiana

Ficha 2: Ejemplos de colapsos aluviales por autocombustión de turba

Fuente: Elaboración propia (mayo 2013)

5.4.2. Colapsos en zonas de dolinas

Al segundo grupo de colapsos lo hemos denominado como colapsos en zonas de dolinas, precisamente porque aparecen en formaciones de dolinas, generalmente en los fondos, que es predominantemente hacia donde se dirigen los flujos de agua

principalmente subsuperficiales. Lo que hemos determinado característico de los colapsos identificados dentro de este grupo y que los diferencia aún más del resto, es que se producen predominantemente por flujos verticales, y no horizontales como ocurre en otros grupos. En los colapsos de dolinas encontramos unas cotas piezométricas superiores a los 15 metros en el momento del colapso, ficha 3.

En el inventario de campo realizado, nos hemos dado cuenta de que no todos los colapsos que aparecen en las dolinas y/o uvalas tienen las mismas características, sino que la diferencia radica entre otros aspectos, en el tamaño de la cuenca vertiente de la dolina. En algunos casos se trata de dolinas que superan con creces los 500 metros de diámetro, llegando en ocasiones a formar grupos de dolinas (uvalas), mientras que en otros casos los tamaños son más modestos superando por poco los 50 metros de diámetro.

Los colapsos que hemos identificado dentro de esta categoría son el 4, 5, 18, 22 y 30. Todos ellos se encuentran en las zonas más bajas de estas áreas endorreicas, por lo que ante las intensas precipitaciones el flujo de agua tanto superficial como subterráneo se ha dirigido hacia estas zonas, donde ha habido una gran infiltración, limpiando de esta forma los conductos kársticos que no han soportado el peso del terreno y se han hundido en el punto más débil (generalmente en las cotas más bajas), por ser la zona de mayor infiltración y por tanto donde más disolución y limpieza se produce. Los colapsos los denominamos verticales, debido a que el nivel piezométrico en el momento de colapso se encontraba bastante profundo con respecto a la superficie, por lo que no han podido ser los flujos horizontales los responsables de provocar el hundimiento de cavidades kársticas cuyo techo se encuentra en la mayor parte de los casos a menos de 3 metros de profundidad, por lo que se piensa que ha sido la concentración del flujo en el centro de estas depresiones la causa principal del colapso, por limpieza de las cavidades, ensanchamiento de fisuras y reactivación de los procesos de disolución.



Colapso nº 4	
Denominación: Ardales	
Coordenadas UTM (ETRS89): x: 441740,41y: 4325455,4	
Localización: Suroeste de la laguna de la Albuera (Daimiel)	
Año de formación: 2010	Profundidad del agua en 2010: 18 metros
Dimensiones: 8x 9,30 metros	Profundidad actual del agua: 11 metros
Observaciones: Cubierto con escombros	

Ficha 3: Ejemplo de colapso en zonas de dolinas

Fuente: Elaboración propia (junio 2014)

5.4.3. Colapsos lagunares

La tercera tipología de colapsos del terreno que hemos clasificado hace referencia a aquellos que han aparecido o bien dentro de lagunas o en la periferia de las mismas y que han sido provocados por flujos horizontales (profundidad del agua inferior a 11 metros) en aquellas zonas que actuaban en el año del colapso como áreas de recarga del acuífero. Las lagunas que nos encontramos en la zona han sido históricamente rebosadero natural del acuífero manchego, pero con el descenso piezométrico quedaron,

al igual que los ríos, descolgadas del flujo subterráneo general. Es el propio acuífero el que ha dado origen a estas lagunas, la mayor parte de ellas endorreicas, ficha 4.

En las últimas décadas estas lagunas en vez de actuar como zona de descarga natural del acuífero, lo han estado haciendo como zona de recarga, debido a que al ser zonas más deprimidas los flujos de agua, sobre todo subsuperficiales del entorno de las lagunas, se han dirigido hacia estas. Con el último periodo húmedo se ha estado produciendo una recarga a partir de estas áreas lagunares, donde el nivel piezométrico no era muy profundo, o al menos no lo era si lo comparamos con las áreas colindantes. En este sentido los colapsos que nos encontramos se han producido preferentemente como resultado de los flujos horizontales, como ya hemos comentado.

Por colapsos lagunares identificamos los números 3, 7, 10, 11, 17, 23, 33 y 34. Prácticamente todos ellos localizados en dos de las lagunas situadas al noroeste del casco urbano de Daimiel (laguna de la Albuera y laguna de El Escoplillo).

Los colapsos número 3 y 33 se encuentran justo en los borde de la laguna de la Albuera, mientras que el 23 lo hace algo más al noreste. Los colapsos 10 y 11 se localizan en la zona norte de la laguna de El Escoplillo, a tan solo 50 metros de distancia entre sí; la horizontalidad del flujo en esta zona es prácticamente segura, debido a que el año de colapso (2013) la profundidad piezométrica era de tan sólo 5,5 metros. También se ha localizado un nuevo colapso (34) en la zona sur de esta misma laguna, en este caso con origen en el año 2010.

La mayor parte de estos colapsos parecen estar alineados entre sí, tal y como se comento en el punto 5.1.2., lo que unido a la poca profundidad del nivel piezométrico determina que han sido preferentemente flujos horizontales los que han favorecido la aparición de los hundimientos.

El colapso número 17 se encuentra en un área endorreica cercana a una pequeña laguna que correspondía a un rebosadero natural del acuífero. Se trata de una zona que queda entre dos amplios brazos del río Guadiana que por la morfología de la zona, el color del terreno observado y la geología, todo parece indicar que podrían estar interconectados subterráneamente, por lo que el colapso se ha producido por los flujos horizontales. En este caso serían necesarios datos geofísicos de la zona para poder corroborarlo, pero no disponemos de dicha información.



Colapso nº 10	
Denominación: Escoplillo 1	
Coordenadas UTM (ETRS89): x: 443768,35 y: 4329230,33	
Localización: Laguna del Escoplillo (Daimiel)	
Año de formación: 2013	Profundidad del agua en 2013: 6 metros
Dimensiones: 6 x 6 metros	Profundidad actual del agua: 8 metros
Observaciones: Actualmente no visible	

Ficha 4: Ejemplo de colapso de tipo lagunar

Fuente: Elaboración propia (Junio 2013)

5.4.4. Colapsos de tipo intermedio

Un último grupo de colapsos que hemos establecido sería el compuesto por todos aquellos cuyo origen no se tiene tan claro, y que por un lado podrían deberse tanto a la presencia de flujos horizontales como verticales, no predominando en principio ninguno de los dos. Esta tipología se da en colapsos que podrían parecer idénticos a los que se forman en dolinas, debido principalmente a la importante profundidad a la que se encontraba el agua en el momento del hundimiento, en todos los casos superior a 20 metros, ficha 5. En este sentido, los colapsos incluidos dentro de esta tipología serían los números 19, 26, 27 y 28. Lo que diferencia a este tipo de colapsos de los que se producen en las zonas bajas de las dolinas, es precisamente eso, que no se encuentran en

zonas muy deprimidas, en cuencas cerradas, ni tan siquiera en dolinas como en el caso de los colapsos 19, 26 y 28. En cuanto al 27, que no data del actual periodo de ascenso piezométrico, sí que se encuentra en una dolina, pero lo hace en la zona más alta, que comparándolo con las isopiezas de 2010 nos daría una profundidad del agua de 27 m.

Estos cuatro colapsos se podrían haber producido tanto por flujos verticales procedentes de las no muy amplias cuencas en las que se encuentran, pero también podrían deberse flujos horizontales más profundos. No se piensa que hayan podido actuar sólo los flujos verticales debido a que no son cuencas cerradas ni amplias; pero puede que tampoco los horizontales debido a la profundidad del nivel piezométrico en el momento de colapso. Por lo que podría haber otra hipótesis, como sería la de atribuir el colapso al hundimiento de cavidades kársticas más profundas que en el resto de colapsos, que hayan arrastrado toda la columna vertical superior.



Colapso nº 26

Denominación: Castañares 2

Coordenadas UTM (ETRS89): x: 452331,95 y: 4335718,57

Localización: Cercano a la Carretera CM-200 (Villarrubia de los Ojos)

Año de formación: 2011

Profundidad del agua en 2011: 21 metros

Dimensiones: 8,70 x 8,71 metros

Profundidad actual del agua: 14,5 metros

Observaciones: colapso visible con escombros; zona peligrosa.

Ficha 5: Ejemplo de colapso de tipo intermedio.

Fuente: Elaboración propia (junio 2014)

6. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR NUEVOS COLAPSOS.

En la zona de estudio sobre la que se basa el presente trabajo, nos encontramos, como se ha comentado en epígrafes anteriores, con una elevada actividad en lo que se refiere a hundimientos del terreno por colapso. El simple hecho de hallarnos ante un karst carbonatado, nos está indicando que la probabilidad de que se formen nuevos colapsos es muy significativa. En este sentido, la mejor forma de evitar los daños personales y materiales sería el poder anticipar tanto el lugar como el momento en el que podrían aparecer nuevos colapsos, pero nos encontramos con el problema de que en la actualidad la predicción espacio-temporal de este tipo de fenómenos es inviable, sobre todo en un área de grandes dimensiones, ya que sería necesaria la realización de una importantísima campaña geofísica, geológica y geomorfológica, que caracterice minuciosamente toda la zona afectada por los hundimientos.

Partiendo de la base de que mencionada caracterización es inviable económica y materialmente para la Administración y, evidentemente, para el presente trabajo, sí que podemos plantearnos, en forma de hipótesis, algunas consideraciones sobre la posible distribución espacial de futuros colapsos del terreno, sobre todo a través de la delimitación de aquellas zonas que desde el punto de vista hidrogeológico y geomorfológico cumplen con los características adecuadas para que se pueda producir este fenómeno.

Es cierto que los colapsos del terreno tienen un importante interés geológico, pero también lo tiene por sus repercusiones económicas y sociales, relevantes por los riesgos e impactos que pueden derivarse de las mismas. Los hundimientos del terreno pueden traer consigo graves daños en las infraestructuras, así como poner en peligro la vida de las personas cuando éstos se generan de forma repentina, como es nuestro caso, poniendo en peligro sobre todo a las personas dedicadas a la actividad agrícola, así como la maquinaria e infraestructuras utilizadas para la misma, ya que la mayor parte de colapsos registrados hasta el momento se han producido en zonas agrícolas, pero también en zonas de Dominio Público Hidráulico. En este sentido cabe señalar que en la zona de estudio nos encontramos dos municipios, que en conjunto albergan una población cercana a los 30.000 habitantes, y que deberían estar al corriente de este fenómeno para evitar daños personales y materiales.

El aspecto sin duda alguna más importante para analizar la susceptibilidad por nuevos colapsos en la zona es el nivel piezométrico, que nos ayuda a realizar una primera diferenciación a la hora de localizar zonas vulnerables por colapsos. En este sentido, los colapsos que se han producido con el nivel piezométrico a mayor profundidad son los

números 26 y 28, ambos incluidos en la tipología de colapsos de tipo intermedio, con una profundidad del agua de 21 y 22 metros respectivamente, a una cota piezométrica de 605 m.s.n.m. en ambos casos.

Los colapsos que se han producido con el nivel piezométrico más cercano a la superficie son los de la laguna de El Escoplillo (números 10 y 11) en el año 2013, ambos a 610,5 m.s.n.m., con profundidad del agua de tan sólo 5 metros en el punto de colapso y por otro lado el número 31, con la profundidad del agua a 4 metros.

En lo que respecta a la cota piezométrica a la que ha colapsado el terreno, la cifra oscila entre los 598 m.s.n.m. (colapsos 24 y 25) y los 611 m.s.n.m. (Colapsos 7 y 17); por tanto una diferencia entre la máxima y la mínima de 13 metros; que de ascender el nivel piezométrico hasta la máxima capacidad de almacenamiento en el acuífero, la diferencia podría llegar a ser de 15 metros, ya que el nivel piezométrico, de producirse en los próximos años unas precipitaciones medias, puede ascender aún unos 2 metros con respecto al máximo registrado en 2014, por lo que las posibles modificaciones o variaciones en los flujos de agua subterránea pueden provocar la aparición de nuevos colapsos.

A continuación, para analizar la probabilidad de nuevos colapsos, vamos a comentar la susceptibilidad de la zona de acuerdo a la clasificación de colapsos que hemos realizado en el apartado 5, con la excepción de los colapsos clasificados de tipo intermedio. Para ello se han elaborado unos mapas de susceptibilidad por nuevos colapsos, entendiendo susceptibilidad como la probabilidad de ocurrencia de este tipo de fenómenos. En este sentido, nos hemos basado en una visión retrospectiva en la que hemos tenido en cuenta los colapsos actualmente presentes en cada una de las tipologías clasificadas, calificando de este modo las zonas de acuerdo a la mayor o menor predisposición a la formación de colapsos.

6.1. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas aluviales o cercanas a los ríos

Tal y como se ha tratado con anterioridad, son un total de 17 los colapsos que han aparecido en zonas aluviales, constituyéndose como la tipología de colapsos más numerosa. Para poder caracterizar la susceptibilidad de estas áreas aluviales por nuevos colapsos es necesario analizar dos aspectos importantes. En primer lugar la distribución de las turberas del cauce del río Guadiana, ya que nos va a marcar las zonas en las que puede haber huecos dejados por la autocombustión de turbas o donde en un futuro se vuelva a reactivar este proceso, si se produce un nuevo episodio de sequía y descenso piezométrico.

Una vez que tengamos delimitada esta zona, también realizaremos un área de influencia en los cauces de los tres ríos presentes en la zona de estudio para en este caso poder delimitar aquellas zonas susceptibles de sufrir nuevos colapsos, pero por flujos horizontales de descarga/recarga, más aún en un momento en que los ríos son ganadores y donde el gradiente hidráulico a aumentado de forma muy importante en los últimos años.

6.1.1. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas de turba

La presencia de importantes espesores de turba, concretamente en el cauce del río Guadiana, es un factor de riesgo a tener en cuenta a la hora de analizar donde es probable que se produzcan nuevos colapsos del terreno. La Confederación Hidrográfica del Guadiana en un estudio de 1993 delimito las turberas del Guadiana; basándonos en esta información, hemos digitalizado las zonas que cuentan con ciertos espesores de turba en el cauce del río Guadiana, que a su vez son en las que se han producido colapsos actuales, delimitando así la zona con mayor riesgo de hundimiento, en este caso por autocombustión de la turba. La mayor parte de estas turberas ya habían entrado en autocombustión a finales de los noventa del pasado siglo (Delgado, 1993). Ello nos indica que la formación de huecos en el terreno, muy probablemente no viene solo del momento actual, sino que es un proceso más largo en el tiempo (Figura 23).

Los colapsos que se han producido hasta el momento dentro de esta tipología, se localizan en las turberas del cauce medio, entre el nacimiento del río y el Parque Nacional, mientras que nos encontramos una zona de turba, en este caso más cercana al nacimiento (zona oriental), en la que hasta el momento no se han producido colapsos de este tipo, pero que consideramos zona con muy alta probabilidad en lo que se refiere a formación de nuevos colapsos, en caso de que produjera una nueva situación de autocombustión.

6.1.2. Susceptibilidad por nuevos colapsos en áreas fluviales con flujos horizontales

Para llevar a cabo este segundo subepígrafe se ha realizado mediante un análisis de proximidad, un mapa donde representamos, a través del área de influencia de los cauces de los ríos, aquellas zonas en las que es más probable que se puedan producir colapsos, teniendo en cuenta los ya presentes en la zona de estudio (ver Figura 24). La zona se clasifica según presente una susceptibilidad muy alta (hasta 250 metros desde del cauce), alta (500 metros) o moderada (750 metros).

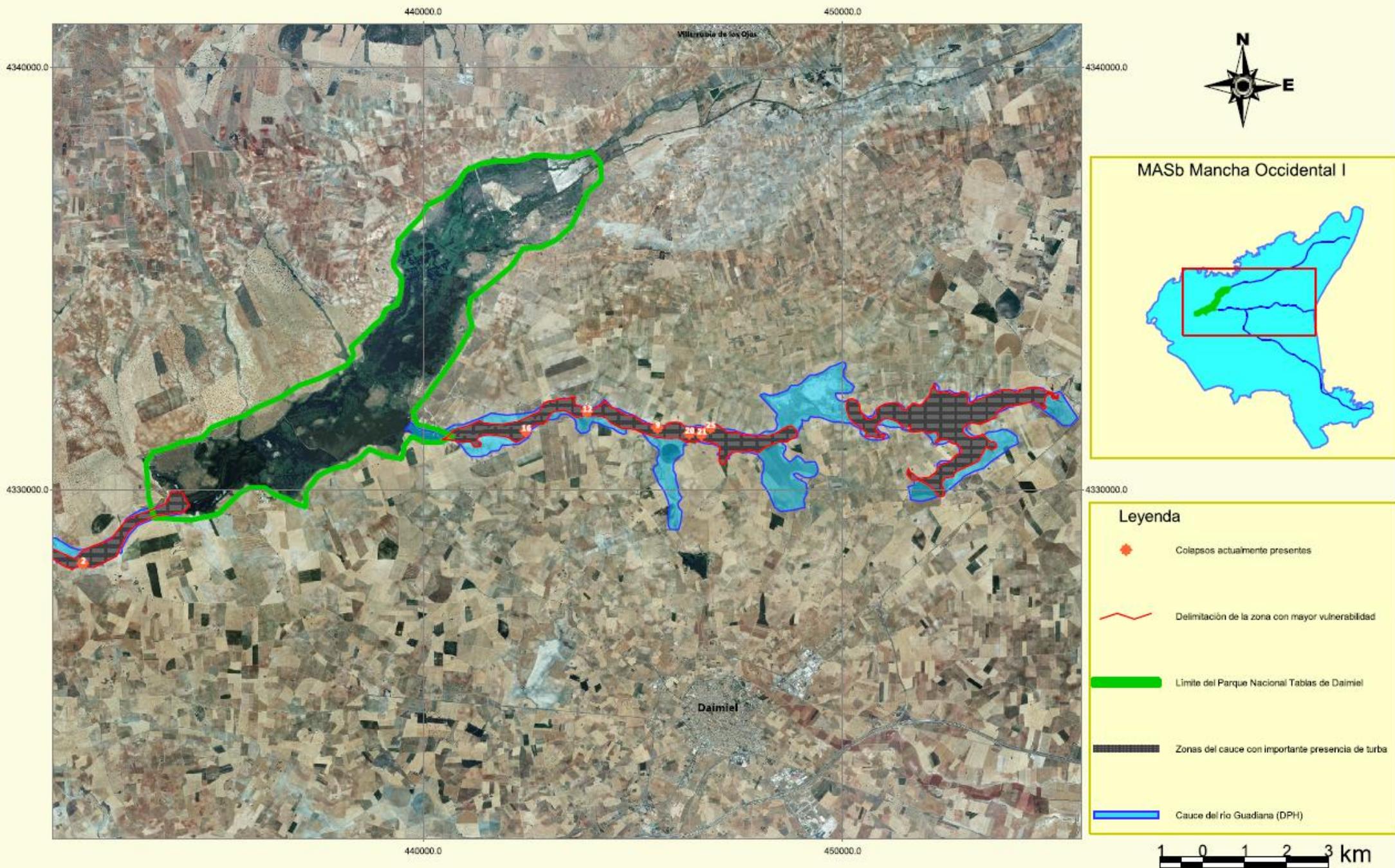


Figura 23: Mapa de susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas con turba

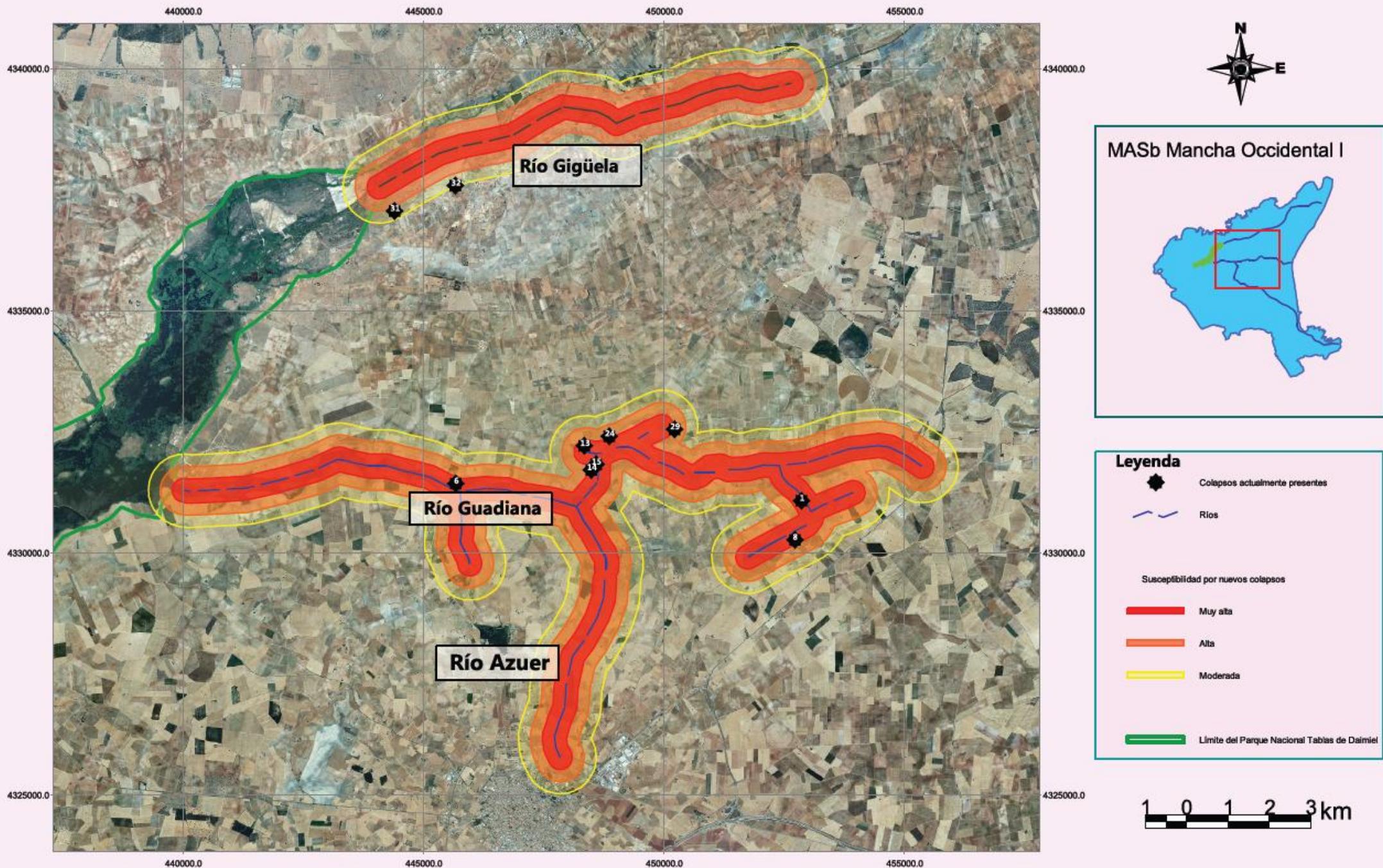


Figura 24: Mapa de susceptibilidad por nuevos colapsos en áreas fluviales con flujos horizontales

Dentro de las zonas con mayor susceptibilidad por colapsos, cabría señalar todo el cauce del río Guadiana desde su nacimiento en los “Ojos del Guadiana”, hasta su confluencia en el Parque Nacional, debido principalmente a que gran parte de los flujos subterráneos se dirigen hacia esta zona, al ser desde el punto de vista topográfico la más baja, constituyéndose como rebosadero natural de la MASb, y por lo tanto sufriendo más afecciones kársticas con el aumento del nivel freático.

Al igual que el río Guadiana, también hablaríamos de cierto riesgo en el tramo bajo del cauce de los ríos Azuer y Gigüela. Para llevar a cabo la delimitación en ambos ríos se han tenido en cuenta aquellas zonas del cauce en las que el nivel piezométrico actual se encuentra a menos de 11 metros, que es lo que habíamos considerado óptimo para colapsos por flujos horizontales. De esta forma, conforme nos adentremos aguas arriba de ambos ríos la probabilidad por nuevos colapsos sería prácticamente nula.

En cualquier caso, la zona donde es más probable que se produzcan nuevos colapsos sería el cauce del río Guadiana.

6.2. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas de dolinas

En este segundo análisis sobre la posible formación de nuevos colapsos, en este caso con origen en los flujos verticales en zonas de dolina, hemos utilizado un método diferente a los anteriores. En este sentido, a través del GIS se han seleccionado por un lado aquellas dolinas cuyas dimensiones son al menos iguales o mayores con respecto a los colapsos ya producidos en las dolinas más pequeñas. Además del tamaño de las dolinas, también se ha tenido en cuenta la altura del nivel piezométrico actual calculado en la zona más baja de la dolina.

Una vez obtenidos ambos resultados, hemos seleccionado tan solo aquellas dolinas en las que nivel piezométrico se encuentra a una profundidad al menos de 14 metros (Anexo 3), que es lo que hemos considerado necesario para que se produzcan este tipo de colapsos. Con todo ello se han resaltado (Figura 25) aquellas dolinas que cumplen ambas condiciones, y que son, según el criterio utilizado, las zonas más susceptibles de sufrir nuevos colapsos por flujos verticales. En concreto se trata de seis dolinas, cinco de ellas al noroeste del municipio de Daimiel y una sexta situada más al norte, en el término municipal de Villarrubia de los Ojos.

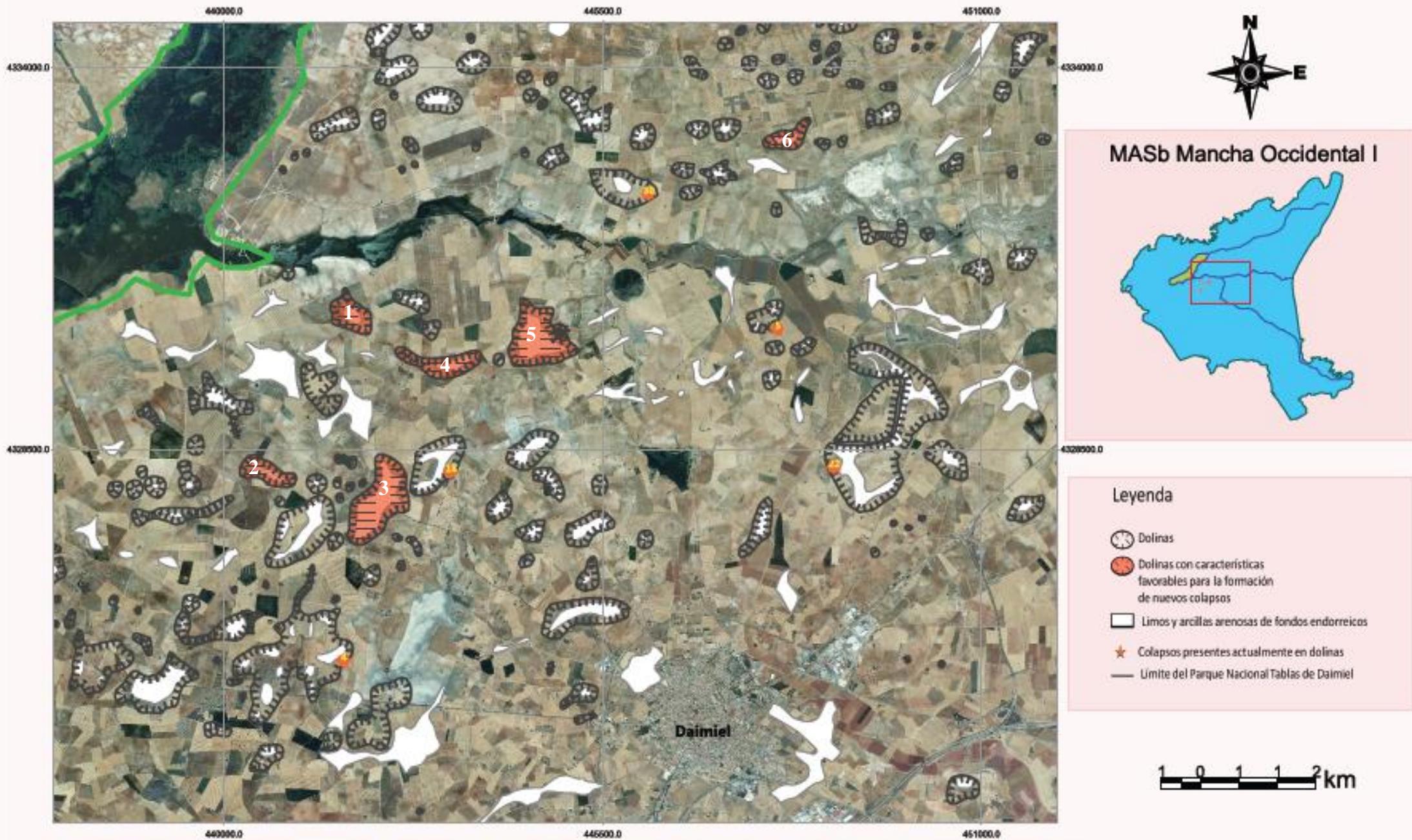


Figura 25: Mapa de susceptibilidad por nuevos colapsos en dolinas

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG e IGME

6.3. Susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas lagunares

Finalmente, la última tipología dentro de nuestra clasificación, de la que podemos realizar algunas anotaciones sobre donde es más probable que se produzcan nuevos colapsos, son las zonas lagunares (Figura 26).

Al igual que se hizo en el análisis de susceptibilidad por nuevos colapsos en las zonas fluviales, hemos realizado el área de influencia, aplicándolo a cada una de las lagunas, ya que de las seis que se tiene constancia, es en tres de ellas en las que ya nos encontramos con colapsos, por tanto nada argumenta que no se vayan a producir nuevos colapsos en alguna de las otras lagunas, aunque bien es cierto señalar, que por la altura piezométrica, es más que probable que de producirse lo hagan nuevamente en torno a la laguna de la Albuera y El Escoplillo.

Al suroeste del municipio de Daimiel, junto al casco urbano nos encontramos el colapso número 7, que tal y como se ha comentado en epígrafes anteriores, se encuentra en una zona que no llega a ser una laguna, pero por la litología sí que presenta características de zonas húmedas, por lo que no se debe descartar que esta zona se produzcan nuevamente colapsos.

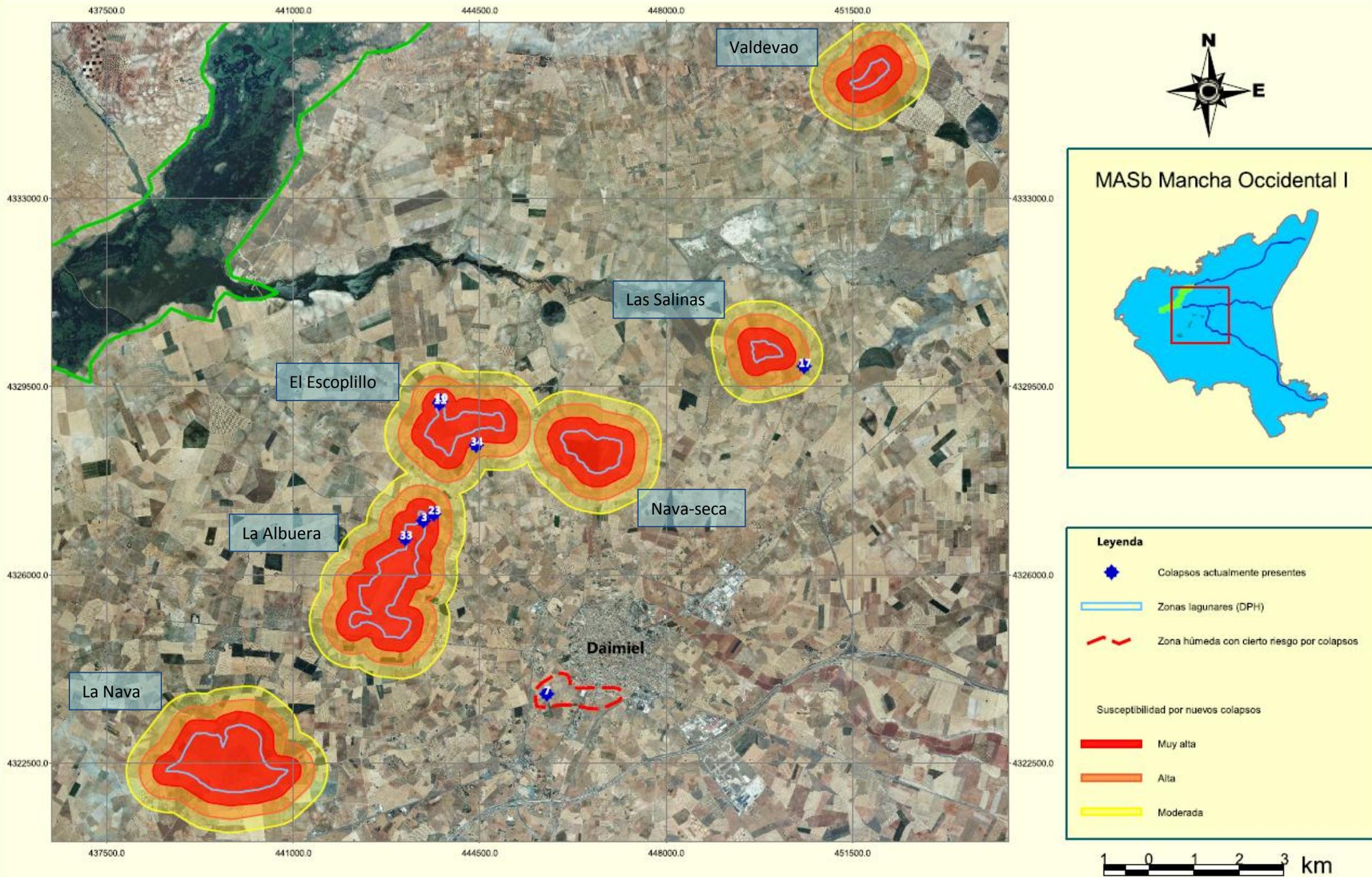


Figura 26: Mapa de susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas lagunares

Fuente: Elaboración propia; datos del CNIG e IGME

7. RESULTADOS DEL ESTUDIO

Una vez concluido el estudio, llega el momento de presentar, a modo de conclusiones, los resultados obtenidos a lo largo de estos cuatro meses de trabajo, durante los cuales, hemos estado analizando la problemática por colapsos del terreno, acontecidos en los últimos años en la Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I.

La MASb Mancha Occidental I está constituida principalmente por materiales del Terciario y Cuaternario, compuestos por depósitos detríticos, calizas, calizas margosas y rañas. El acuífero más importante es el formado por las calizas mioplíocenas. El material calizo conforma un acuífero de carácter libre, con una gran porosidad por karstificación y permeabilidad media-alta, con espesores medios de 35 metros y transmisividades de entre 50 y 20.000 m²/día. La base impermeable está constituida por depósitos paleozoicos de baja o nula permeabilidad. Entre los rasgos geomorfológicos, destaca la importante presencia de costras calcáreas, los procesos de karstificación y el endorreísmo.

Es precisamente la existencia del material calcáreo, lo que ha propiciado la intensa karstificación de la zona por disolución, con la existencia de conductos kársticos, parte de los cuales se están hundiendo. En este sentido, nuestro trabajo tenía como objetivo principal ampliar el conocimiento acerca de este tipo de fenómenos, por lo que fue muy importante, en primer lugar, ubicar cada uno de los colapsos, estudiar sus principales características, así como encontrar otros que no estuvieran inventariados.

En total, se tienen localizados 34 colapsos que datan de 2010, 2011 y 2013. Estos hundimientos no tienen las mismas características desde el punto de vista geomorfológico e hidrogeológico. En primer lugar, no todos tienen las mismas formas, aunque la mayoría tiende a la circular, pero lo más importante, es que no todos tienen el mismo tamaño. En este sentido, se ha apreciado que los colapsos producidos en el año 2010 cuentan por lo general con un diámetro mayor que los producidos en los años sucesivos, al igual que los colapsos de 2011 son mayores que los de 2013. Es decir, conforme el nivel piezométrico ha ido ascendiendo, los colapsos producidos han sido cada vez de menor diámetro, lo que nos da pie a pensar que se han hundido parte de los conductos kársticos de diferentes tamaños, de acuerdo al año en que se han producido y a la profundidad del nivel piezométrico, lo que podría ser indicio de que los conductos kársticos cuentan con unas dimensiones mayores en profundidad, al contrario que los

situados más cerca de la superficie, o bien que se hayan hundido varias partes de un mismo conducto e incluso varios conductos más pequeños, dando lugar en superficie a colapsos más grandes, ya que el karst en profundidad parece estar más desarrollado. Para apoyar esta idea ha sido necesario realizar un amplio estudio piezométrico, más aún teniendo en cuenta que nos encontramos zonas en las que parece existir una alineación entre colapsos (zona noroeste de Daimiel), por lo que podríamos estar viendo reflejada en superficie la dirección que en profundidad tienen los conductos kársticos en esa área.

Una vez inventariados los colapsos y conocidas sus características desde el punto de vista geomorfológico, se vio necesario investigar el origen y génesis de este tipo de hundimientos, utilizando como puntos de partida la evolución de los niveles piezométricos, así como el análisis de algunos datos acerca de la calidad química del agua, para intentar encontrar explicaciones a este proceso.

En este sentido, es importante mencionar que la MASb Mancha Occidental I ha estado sometida, como el conjunto del Sistema Acuífero 23, a una intensa explotación debido a la extracción para usos agrícolas, provocando descensos piezométricos continuos durante más de 25 años, que en algunos puntos llegaron a ser superiores a los 30 metros, dejando secos a su paso los numerosos manantiales y “Ojos” que resurgían en diferentes puntos de la zona de estudio, destacando el cauce del río Guadiana y el Parque Nacional Tablas de Daimiel.

Analizando la evolución piezométrica, en puntos de medida cercanos a colapsos del terreno, hemos podido comprobar, como a partir de 2010 se produce un enorme ascenso del nivel piezométrico, donde destaca principalmente la rapidez del proceso, ya que en apenas 4 años se han recuperado niveles que no se veían desde finales de los años 80 del pasado siglo, lo que atribuimos principalmente al último periodo húmedo (2009/13), en que las precipitaciones han sido muy abundantes, contribuyendo a una rápida recarga del conjunto del acuífero.

En lo que respecta a la calidad del agua subterránea, se ha comprobado que el propio descenso de las reservas en el acuífero provocaba por lo general un aumento en la concentración de sales, destacando SO_4 , CHO_3 , Ca, Na y NO_3 entre otros, con conductividades que en la mayor parte de los puntos de muestreo de la CHG superaban ampliamente los $1.500 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Poniendo en relación el periodo en que se han producido los colapsos con los datos piezométricos y químicos, todo parece indicar que ha sido el ascenso piezométrico el principal responsable de que se produzcan los colapsos del terreno, pero no tanto por disolución reciente del material calizo, sino más bien por el propio proceso de recirculación del agua por conductos kársticos antiguos, lo que probablemente haya provocado una limpieza de los mismos, que tras llevar décadas sin funcionar estarían en ciertos puntos obstruidos por pequeños derrumbes del material del techo y paredes laterales.

También ha habido disolución en estos últimos años, pero tal y como se ha comentado en el epígrafe 5.2.2., no ha sido suficientemente grande para que podamos atribuirlo como principal origen de la formación de los conductos kársticos, parte de los cuales han cedido. De hecho, se observan zonas en que las concentraciones de CHO_3 , Ca y SO_4 se han mantenido estables en los últimos años. Por tanto, estaríamos hablando de colapsos del terreno que han aparecido como resultado del rápido ascenso piezométrico en la zona, provocando una limpieza de los conductos, así como la ampliación de los mismos como resultado de la disolución y de derrumbes continuos probablemente a través de fracturas. Además, los conductos más profundos serían en principio los de mayores dimensiones, mientras que los más superficiales tendrían tamaños menores, lo que se refleja directamente en los colapsos producidos.

No queda del todo claro el origen del alto contenido en sulfato, ya que para ello necesitaríamos tener otro tipo de información como podría ser la isotópica. Si dispusiéramos por ejemplo de datos de isótopos estables como $^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ y $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, sí que podríamos conocer con mayor precisión la procedencia, en este caso del sulfato presente en el agua subterránea.

Pero no todos los colapsos tienen su origen en el hundimiento de parte del techo de los conductos kársticos, sino que también nos hemos encontrado con un importante número de colapsos cuyo origen se encuentra en los huecos dejados por la autocombustión de la turba presente en el cauce del río Guadiana, los cuales no han soportado el peso del material suprayacente, y han terminado por colapsar. Destaca sobre todo la combustión producida en el invierno de 2009/10.

Mediante la realización del análisis de isopiezas, hemos podido observar la existencia de una gran depresión piezométrica que se encontraba (año 2009) en la zona oriental de

la MASb Mancha Occidental I y que se extendía también por Mancha Occidental II, en la que el nivel piezométrico se situaba, en los casos más extremos, a 30 metros de la superficie. Con la llegada del periodo húmedo (2009/13) la depresión comienza a desplazarse año tras año hacia la zona occidental, a la vez que se recuperan los niveles piezométricos. Pero no es hasta el año 2014 cuando la depresión se sitúa justo sobre el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel, coincidiendo a su vez con las cotas topográficas más bajas, lo que da pie a que en algunas zonas el nivel freático corte la superficie terrestre, apareciendo numerosos resurgimientos de agua, comportándose de este modo el acuífero como un rebosadero natural, algo que no ocurría desde 1983.

Los colapsos del terreno se han producido durante todos aquellos años en los que el ascenso piezométrico ha sido mayor, lo que explica que en el año 2012 no se registrara ningún colapso, ya que las precipitaciones fueron escasas durante el año hidrológico 2011/2012 y los niveles piezométricos ascendieron en menor medida e incluso se mantuvieron estables.

Analizando las isopiezas, también nos hemos dado cuenta que los colapsos producidos en el año 2010 se encuentran en la zona más occidental de la MASb, y conforme el nivel va ascendiendo se desplazaron hacia el este, como ocurrió en el año 2011. En cambio, en el año 2013, todos los colapsos que se produjeron fueron en zonas cercanas a lagunas y en este caso se encontraban distribuidos por la zona central de la Masa.

La recuperación piezométrica también ha tenido sus repercusiones en relación a los cursos fluviales superficiales, que han pasado de estar colgados con respecto al nivel freático y ser perdedores, a actuar como ganadores, tal y como muestran las isopiezas, lo que da lugar a que en agosto de 2014, alguno de ellos como el Guadiana y el Gigüela aún sigan aportando agua al Parque Nacional, a pesar de que el actual año hidrológico (2013/2014) está siendo muy seco, con apenas 200 mm de precipitación.

En relación a la génesis de los colapsos, y de acuerdo a la información hidrogeológica y geomorfológica que hemos podido obtener de cada uno de ellos, los hemos clasificado en cuatro grandes grupos. El primero de ellos hace referencia a los colapsos aluviales, que quedan divididos por un lado en colapsos aluviales por flujos horizontales y colapsos aluviales por autocombustión de turba; en total serían 17 los colapsos de este tipo localizados. El segundo grupo lo componen los colapsos en dolinas con flujos verticales, del que tendríamos 5 ejemplos, caracterizados por ser colapsos que se

encuentran dentro de dolinas, en los que el nivel piezométrico era bastante profundo en el año del fenómeno. Un tercer grupo estaría compuesto por los colapsos lagunares por flujos horizontales en zonas de recarga/descarga, del que contaríamos con 8 ejemplos y finalmente, el cuarto grupo lo hemos denominado como colapsos de tipo intermedio que podrían tener su origen tanto en los flujos verticales como horizontales, ya que el nivel piezométrico se encontraría en una situación intermedia; en este caso serían 4 los colapsos incluidos.

Para considerar los colapsos como producidos por flujos verticales u horizontales, hemos determinado que todos aquellos en los que el nivel piezométrico fuera en el momento de colapso inferior a 11 metros (excluyendo los formados por autocombustión de turba), serían los producidos por flujos horizontales, que en nuestro caso se encontrarían prácticamente todos en las zonas aluviales. En cambio, para considerar colapsos de tipo vertical necesitaríamos que el hundimiento se encuentre en el punto bajo de zonas endorreicas y que el nivel piezométrico se encontrara en el año de colapso a más de 11 metros de profundidad.

Finalmente, se ha llevado a cabo un análisis de la susceptibilidad por nuevos colapsos del terreno. En una zona, donde el simple hecho de hallarnos ante un karst carbonatado nos está indicando que la probabilidad de que se formen nuevos colapsos no es despreciable. En este sentido, la mejor forma de evitar los daños personales y materiales sería el poder anticipar tanto el lugar como el momento en el que podrían aparecer nuevos colapsos, pero nos encontramos con el problema de que en la actualidad la predicción espacio-temporal de este tipo de fenómenos es complicada y costosa. No obstante, en base a los datos que tenemos se han realizado una serie de mapas sobre la posible distribución espacial de futuros colapsos del terreno, sobre todo a través de la delimitación de aquellas zonas que desde el punto de vista hidrogeológico y geomorfológico cumplen con las características adecuadas para que se pueda producir este fenómeno.

Las zonas que consideramos con mayor susceptibilidad por nuevos colapsos serían sobre todo las aluviales, tanto por flujos horizontales, como por autocombustión de turba, así como las lagunas y su entorno. En cuanto a los colapsos en zonas de dolinas, a través de un cálculo estadístico, hemos seleccionado aquellas que cuentan con

condiciones adecuadas para que se produzcan colapsos, casi todas ellas en la zona sureste del Parque Nacional, cercanas a la laguna de la Albuera y de El Escoplillo.

Para finalizar, cabe señalar la importancia de informar a la población de los municipios afectados de la posible reactivación de este tipo de procesos, que son muy peligrosos, principalmente por la rapidez del fenómeno, ya que estos colapsos se producen de forma repentina sin mostrar el terreno deformaciones antes de colapsar. Se piensa que de producirse un nuevo aumento del nivel piezométrico con respecto a los niveles de 2014, es más que probable que se produzcan nuevos colapsos, ya que se cree que el nivel piezométrico en el acuífero aún podría ascender entre dos y tres metros, de acuerdo a la capacidad de almacenamiento del mismo, por lo que aún puede haber conductos kársticos que actualmente no se encuentren en funcionamiento.

8. AGRADECIMIENTOS

Para la elaboración de este trabajo fin de máster, así como para la realización de las prácticas, he contado con la ayuda y participación de numerosas personas, que durante los últimos cuatro meses han colaborado de un modo u otro para que este trabajo saliera hacia adelante.

En primer lugar, agradecer a Alfredo García de Domingo y Miguel Mejías Moreno, como tutores de prácticas en el Instituto Geológico y Minero de España (Madrid), su empeño y dedicación durante estos meses de trabajo, velando en todo momento para que tanto las prácticas como el trabajo fin de máster fueran realizados correctamente. Han sido de gran ayuda las numerosas reuniones, la información aportada, así como las salidas de campo a la hora de ampliar el conocimiento sobre el tema de estudio.

Del mismo modo, reconocer el trabajo de Carlos Delgado Velasco, como responsable de prácticas en la Confederación Hidrográfica del Guadiana (Ciudad Real), que no solo me ha facilitado información importante para la realización del presente trabajo, sino que también se ha preocupado en todo momento porque participara en la realización de tareas diarias, tanto en la Oficina de la Confederación, como en las salidas de campo que habitualmente se realizaban.

También agradecer finalmente, el buen trato y la ayuda recibida por parte de las personas con las que he trabajado en campo, tanto del IGME, como de la CHG y la empresa TRAGSA (Rafa, Javier, Eva, David y Loli).

9. BIBLIOGRAFÍA

- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL GUADIANA (2008): “Real Decreto 13/2008, de 11 de enero, por el que se aprueba el Plan Especial del Alto Guadiana (PEAG)” en *Boletín Oficial del Estado N.º 21, 24 enero 2008*. Disponible en <http://www.chguadiana.es/?url=32&corp=chguadiana&lang=es>. Consulta 12-05-2014
- CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL GUADIANA (2013): “Propuesta para la declaración de la Masa de Agua Subterránea Mancha Occidental I en riesgo de no alcanzar el buen estado cuantitativo y químico” *Oficina de Planificación Hidrológica*. Disponible en www.chguadiana.es/corps/chguadiana/.../DeclaracionManchaOcc.pdf. Consulta 05/06/2014
- CRUCES, J. y MARTÍNEZ CORTINA, L. (2000): *La Mancha Húmeda. Explotación intensiva de las aguas subterráneas en la cuenca alta del río Guadiana*. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, Fundación Marcelino Botín, Serie A, nº 3. pp.: 66.
- DELGADO, C. (1993): *Estudio, delimitación, propuesta de actuaciones y señalización de las turberas en el tramo del cauce del río Guadiana comprendido entre los Ojos del Guadiana y la cola del embalse del Vicario, salvo la zona de las Tablas de Daimiel*. Ciudad Real, Dirección General de Calidad de las Aguas, Confederación Hidrográfica del Guadiana.
- FORNÉS, J.M., DE LA HERA, A. y LLAMAS, R. (2005): *La propiedad de las aguas subterráneas en España: La situación del registro/catálogo*. Madrid. Disponible en <http://www.rac.es/ficheros/doc/00246.pdf> Consulta 11/05/2014
- GALÁN, C. (1991): “Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado” en *Munibe*, nº 43, pp. 43-72. Disponible en <http://www.aranzadi-zientziak.org/fileadmin/docs/Munibe/1991043072CN.pdf>. Consulta de 14-06-2014
- GARCÍA, M. (1996): *Hidrogeología de las Tablas de Daimiel y de los Ojos del Guadiana. Bases hidrogeológicas para la clasificación funcional de humedales ribereños*, 161-191.

- GARCÍA, M. y LLAMAS M. R. (1996): “Características geológicas del borde suroccidental de la unidad hidrogeológica 0.4.04. y su influencia hidrogeológica en las Tablas de Daimiel” en *Geogaceta*, nº20, 1271- 1274. Universidad Complutense de Madrid. Disponible en <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=1290821>. Consulta 12-06-2014.
- GONZÁLEZ, E. y VAZQUEZ, A. (2007): “El relieve” en *Geografía de Castilla-La Mancha* (Pillet Capdepón, F., Coord.). Ciudad Real, Edit. Almud, 37-55.
- GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (2005): *El riesgo de dolina de subsidencia en terrenos evaporíticos. Investigación y mitigación*, 443-456. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.
- LÓPEZ, G. (1993): “El Acuífero 23 de La Mancha Occidental y el Acuífero 24 del Campo de Montiel: Funcionamiento, gestión, problemática y alternativas” en *Jornadas sobre la gestión del agua en el Campo de Montiel y la Mancha Occidental*. Alcázar de San Juan (Ciudad Real). Disponible en <http://www.uclm.es/profesorado/glopez/pdf/cv/XI.2.1.3.pdf>. Consulta 02-06-2014
- MARTÍNEZ SANTOS, P., DE STEFANO, L., LLAMAS, M.R. y MARTÍNEZ-ALFARO, P.E. (2008): “Wetland restoration in the Mancha Occidental aquifer, Spain: a critical perspective on water, agricultural and environmental policies” en *Restoration Ecology*, nº, 16(3): 511-521. Disponible en http://www.fundacionbotin.org/pedro-martinezsantos-publications_water-observatory_team.htm. Consulta 12/06/2014
- MEJIAS, M., RONCERO, F.J. y RODRIGUEZ, R. (2004): “Evolución piezométrica y variación de reservas en la Unidad Hidrogeológica 04.04 (Mancha Occidental), 1980-2004” en *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XXVII: 463-472.
- MEJÍAS, M., LÓPEZ, J. y MARTÍNEZ, L. (2012): “Características hidrogeológicas y evolución piezométrica de la Mancha Occidental. Influencia del periodo húmedo 2009-2011”. *Boletín Geológico y Minero*, nº 123 (2), 91-108. Disponible en <http://revistas.igme.es/index.php/bgm/article/viewFile/436/433>. Consulta 28-05-2014
- MENDEZ, R. (2009): “Un insólito incendio subterráneo azota las Tablas de Daimiel” en *El País*, 12-10-2009. Disponible en elpais.com/diario/2009/10/12/sociedad/1255298402_850215.html. Consulta 18-07-2014

- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y MEDIO RURAL Y MARINO (2009): *Situación hidrogeológica en la Unidad 04-04. Campaña Junio de 2001-2009*. Disponible en http://www.igme.es/internet/zonas_humedas/daimiel/medio_fisico/hidrogeología.htm. Consulta 02-07-2014
- PEINADO, M. (2007): “El clima” en *Geografía de Castilla-La Mancha* (Pillet Capdepón, F., Coord.). Ciudad Real, Edit. Almad, 57- 67.
- PEINADO, M. y GOSÁLVEZ, R.U. (2007): “Las aguas” en *Geografía de Castilla-La Mancha* (Pillet Capdepón, F., Coord.). Ciudad Real, Edit. Almad, 67- 85.
- PEINADO, M y PLAZA, J. (2009): “La Reserva de la Biosfera de la Mancha Húmeda: ¿Un instrumento con capacidad operativa?” en *Geografía, territorio y paisaje: el estado de la cuestión, actas del XXI congreso de geógrafos españoles* (Pillet, F., Coord.). Ciudad Real, 1561-1573.
- RODRÍGUEZ, R. (2000): “Estudio del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel” en *Aportaciones al conocimiento del estado medioambiental de hidrosistemas de interés internacional situados en Castilla-La Mancha*. Cuenca, Ediciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, 136-167.

- Recursos web:

http://aguas.igme.es/igme/publica/libro44/pdf/lib44/4_1.pdf. IGME (Instituto Geológico y Minero de España), Consulta 23-005-2014

http://awsassets.worldwildlife.org/downloads/evaluacion_de_politicas_de_agua_y_agrarias_en_alto_guadiana.pdf. WWF (World Wide Fund for Nature). Consulta 19-05-2014

http://www.chguadiana.es/corps/chguadiana/data/resources/file/informacion_interes/informe_Final_Daimiel_Molino_Grinon-Nuevos-ojos.pdf. CHG (Confederación Hidrográfica del Guadiana). Consulta 22-05-2014

<http://www.ign.es/ign/main/index.do>, 2008. IGN (Instituto Geográfico Nacional). Consulta 27-05-2014

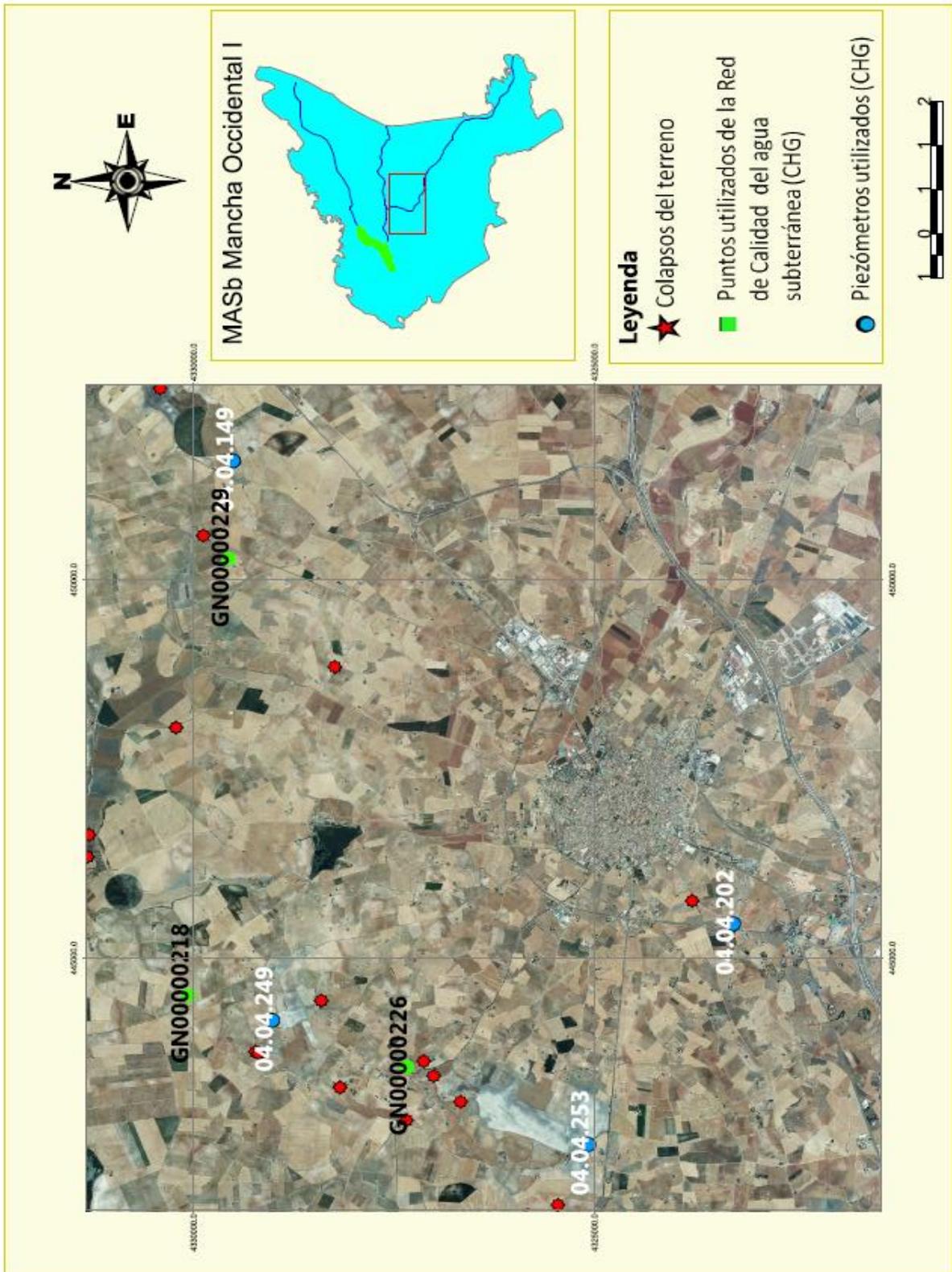
http://www.igme.es/INTERNET/SIDIMAGENES/147000/984/147984_0000001.PDF, 2010. IGME (Instituto Geológico y Minero de España). Consulta 25-06-2014

<http://www.ies.jccm.es/estadisticas/por-tema/poblacion/padrones-municipales/padron-municipal-2012/>. IES (Instituto de Estadística de Castilla-La Mancha). Consulta 14-06-2014

<http://sig.magrama.es/recursossub/visor.html?herramienta=Piezometros>. MAGRAMA (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). Consulta 07-06-2014

9. ANEXOS

Anexo 1: Puntos de muestreo utilizados en el trabajo



Mapa de localización de los puntos de medida piezométricos y de calidad química utilizados en este trabajo

Anexo 2. Turberas del Alto Guadiana

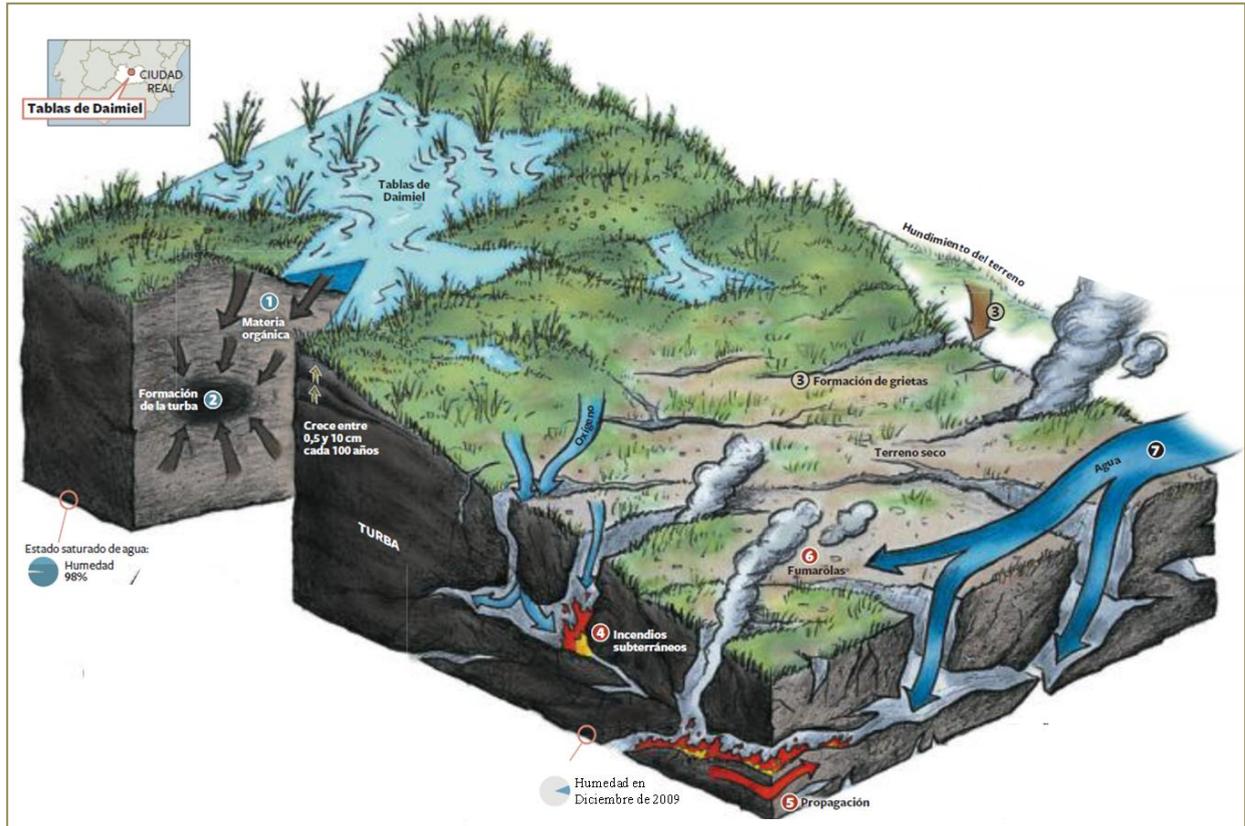


Imagen del proceso de autocombustión de la turba en el Alto Guadiana

Fuente: Méndez, R. (2009)

Anexo 3. Información estadística

Nº dolina	Cota más baja (m.s.n.m.)	Cota del agua (m.s.n.m.)	Nivel piezométrico actual (m)
1	622	605	17
2	621	604	17
3	620	606	14
4	621	606	15
5	620	606	14
6	623	608	15

Tabla de datos estadísticos en relación al análisis de susceptibilidad por nuevos colapsos en zonas de dolinas

Anexo 4. Glosario de algunas fotografías tomadas en campo



Anexo 4.1: Colapso nº 25 (parrilla) en junio de 2014



Anexo 4.2: Vista del desplome en un conducto kárstico en el interior del colapso nº 27 (El Tallar) en mayo de 2014



Anexo 4.3: Vista general del colapso nº 1(Toriles) en junio de 2014



Anexo 4.4: Vista del colapso nº 30 (Chaparral) en mayo de 2014



Anexo 4.5: Vista de la cueva formada en el colapso nº 26 (Castañares I) en mayo de 2014



Anexo 4.6: Vegetación en el cauce del río Guadiana que impide ver colapsos formados por autocombustión de la turba. Junio de 2014



Anexo 4.7: Toma de medidas en el colapso nº 3 (Albuera 1) en mayo de 2014



Anexo 4.8: Toma de medidas en el colapso nº 4 (Ardales) en mayo de 2014