

APLICACIÓN DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA A LA CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ENTORNO DE ZARAGOZA

Jesús Romance Ibáñez

ÍNDICE

Agradecimientos.....	2
Resumen.....	3
Introducción.....	4
Marco Geológico.....	6
Antecedentes.....	18
Metodología.....	20
Resultados.....	27
Conclusiones.....	45
Discusiones.....	46
Bibliografía.....	47

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar, en mi primer lugar, mi agradecimiento a Antonio Casas, Óscar Pueyo y Emilio Pueyo por haberme brindado la oportunidad de realizar este trabajo. Agradecerles su enorme atención, disponibilidad y sabios consejos que, a partir de ahora, tendré siempre presentes.

A Antonio Casas, por ayudarme y guiarme en el mundo de la geofísica.

A Óscar Pueyo, por toda su ayuda en todos los cálculos, calibraciones y correcciones numéricas que he tenido que hacer.

A Emilio Pueyo, por acogerme durante todo el periodo vacacional en el Instituto Geológico y Minero de España, dónde pude realizar este trabajo.

Todos ellos han ejercido de excelentes tutores confiándome una gran diversidad de tareas a sabiendas de mi inicial falta de experiencia, y que con su guía he ido sacando adelante, y sin darme apenas cuenta, he ido aprendiendo y poniendo en práctica los conocimientos acumulados. Su cercanía y humanidad están sin duda detrás de su buen hacer profesional y serán para mí un ejemplo a seguir.

Quiero agradecer también a Teresa Román por su constante atención, orientaciones y ayuda en el trabajo de laboratorio, y a Andrés Pocoví por su magnífico trabajo fotográfico.

RESUMEN

Los valles de fondo plano son uno de los relieves más característicos y abundantes del sector central de la Cuenca del Ebro. Existe la incógnita de si estos valles en profundidad tienen la geometría de la base plana o en embudo ("V"), como los valles fluviales. Para caracterizar estos valles se ha realizado una prospección magnética y tomado muestras de suelos, con el propósito de realizar un modelo 2,5D, un mapa de anomalías magnéticas y curvas termomagnéticas. A partir de todos estos métodos se observa que los valles de fondo plano tienen una susceptibilidad magnética mayor que las litologías que los rodean. Otra de las conclusiones que se obtienen, en este caso, a partir de la modelización 2,5D, es que muy probablemente, la base de los valles de fondo plano es plana. A estas conclusiones se llega únicamente a partir del estudio de las propiedades magnéticas. Para poder realizar una óptima caracterización de los valles de fondo plano sería conveniente utilizar más métodos geofísicos e incluirlos a un estudio multidisciplinar junto con el estudio mineralógico, estratigráfico y sedimentológico.

ABSTRACT

The flat bottom valleys are one of the most characteristic and abundant reliefs of the central sector of the Ebro Basin. The question is about that if, in depth, these valleys have the geometry of the base plane or in funnel ("V"), as the fluvial valleys. To characterize these valleys, a magnetic survey has been realized and samples of soil have been taken, with the intention of realizing a model 2,5D, a map of magnetic anomalies and thermomagnetic curves. From all these methods, it is observed that the flat bottom valleys have a higher magnetic susceptibility than the lithologies that surround them. Another conclusion that is obtained, this time from the modeling 2,5D, is that very probably, the base of the flat bottom valleys is plane. These conclusions are reached only from the study of the magnetic properties. To be able to realize the best characterization of the flat bottom valleys, it would be useful to use more geophysical methods and also to include them in a multidisciplinary research together with the mineralogical, stratigraphic and sedimentological research.

INTRODUCCIÓN

Los valles de fondo plano son la forma del relieve más común y abundante en el sector central de la Cuenca del Ebro. Estas son morfologías típicas de medios semiáridos acompañando a pequeñas lomas de escasa vegetación.

Estos valles han sido cultivados durante muchos años por el ser humano. Con la implantación de la maquinaria agrícola motorizada (como el tractor), el cultivo de estos valles se ha intensificado. El aumento ha sido tal, que muchos de estos valles quedan camuflados por el cultivo (Fig. 1). Esto dificulta las tareas cartográficas ya que hay extensas áreas cultivadas, que años antes estaban descubiertas.

En la figura 1 se observa cómo han desaparecido valles de fondo plano y lomas por terrenos llanos y cultivables. Otra diferencia entre estas imágenes es que hay valles de fondo plano que se ensanchan, debido a, como se ha mencionado anteriormente, la implantación de maquinaria agrícola motorizada.

En este trabajo se van a caracterizar los valles de fondo plano mediante procedimientos geofísicos, centrándose en la prospección magnética y el estudio de propiedades magnéticas de los materiales de relleno y circundantes, concretamente la susceptibilidad magnética.

Se han realizado estudios de laboratorio como el cálculo de la susceptibilidad magnética de muestras anteriormente tomadas en la zona de estudio y curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura (curvas termomagnéticas).

Por otra parte se ha realizado un mapa de anomalías magnéticas y la modelización 2,5D de un corte a partir de los datos proporcionados por la previa prospección.

El objetivo final es tener una idea global de cuáles son las propiedades magnéticas de los valles de fondo plano y si éstas sirven para definirlos, caracterizarlos y ahondar más en el estudio de estos relieves, tan numerosos en el sector central de la Cuenca del Ebro. Conocer mejor su mineralogía e intentar dar respuesta a la incógnita de si estos valles en profundidad son valles de fondo plano o son valles fluviales en embudo.

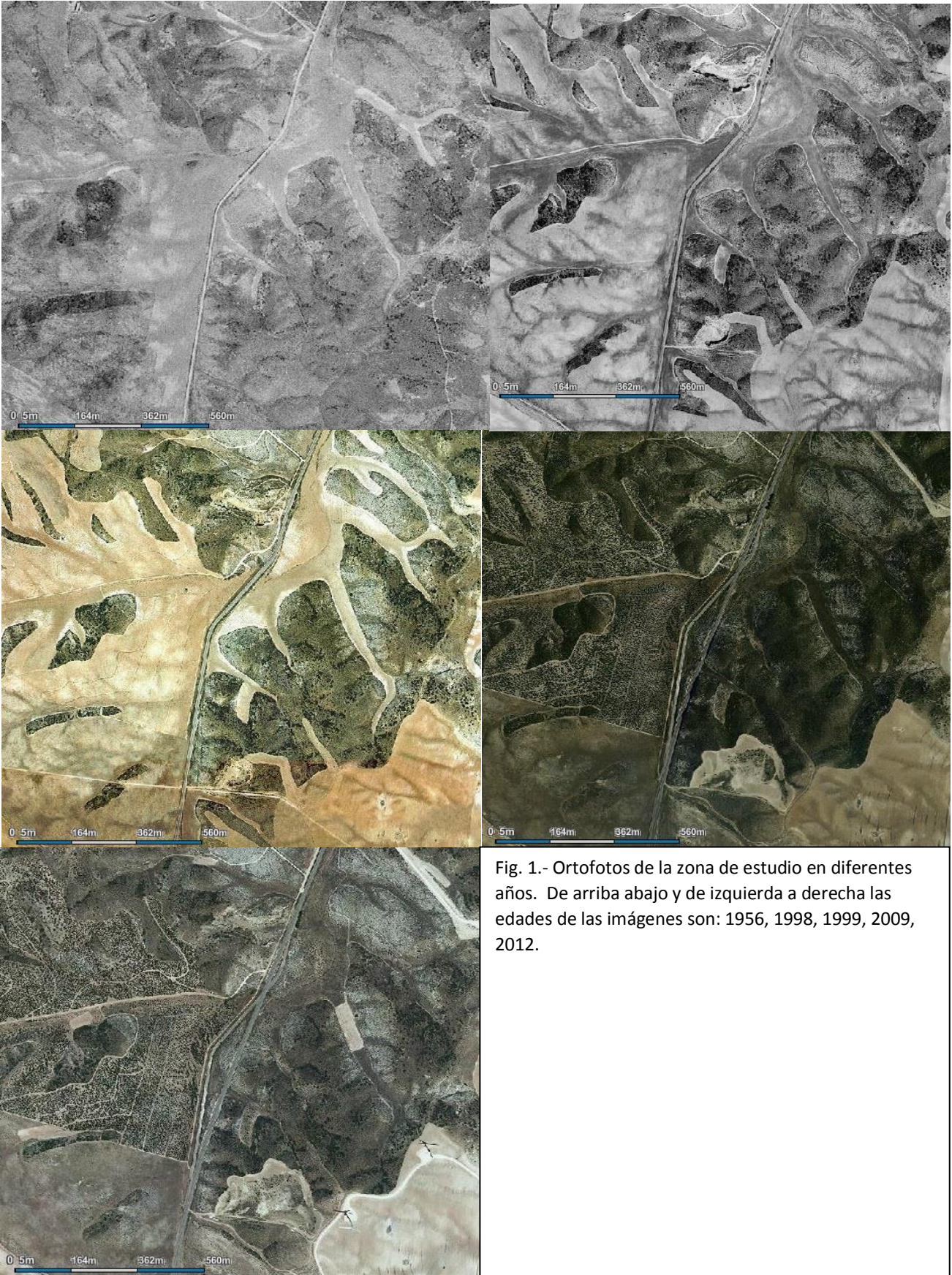


Fig. 1.- Ortofotos de la zona de estudio en diferentes años. De arriba abajo y de izquierda a derecha las edades de las imágenes son: 1956, 1998, 1999, 2009, 2012.

MARCO GEOLÓGICO

CONTEXTO GEOGRÁFICO

El área de estudio se encuentra en la comarca D.C. Zaragoza, al norte del municipio de Mediana de Aragón y al este-sureste de Zaragoza, en el sector central de la Cuenca del Ebro. Esta se encuentra limitada al norte por los Pirineos, al suroeste por la Cordillera Ibérica y al este-sureste por la Cordillera Costero Catalana (o Catalánides).

La zona de estudio se encuentra en una zona denominada El Campillo, entre los kilómetros 5 y 6 de la carretera A-222. Al Este se encuentra el municipio de Rodén, al sur Mediana de Aragón, al norte la empresa SAICA y al oeste una laguna salada denominada “La Salada” (Fig.- 2).

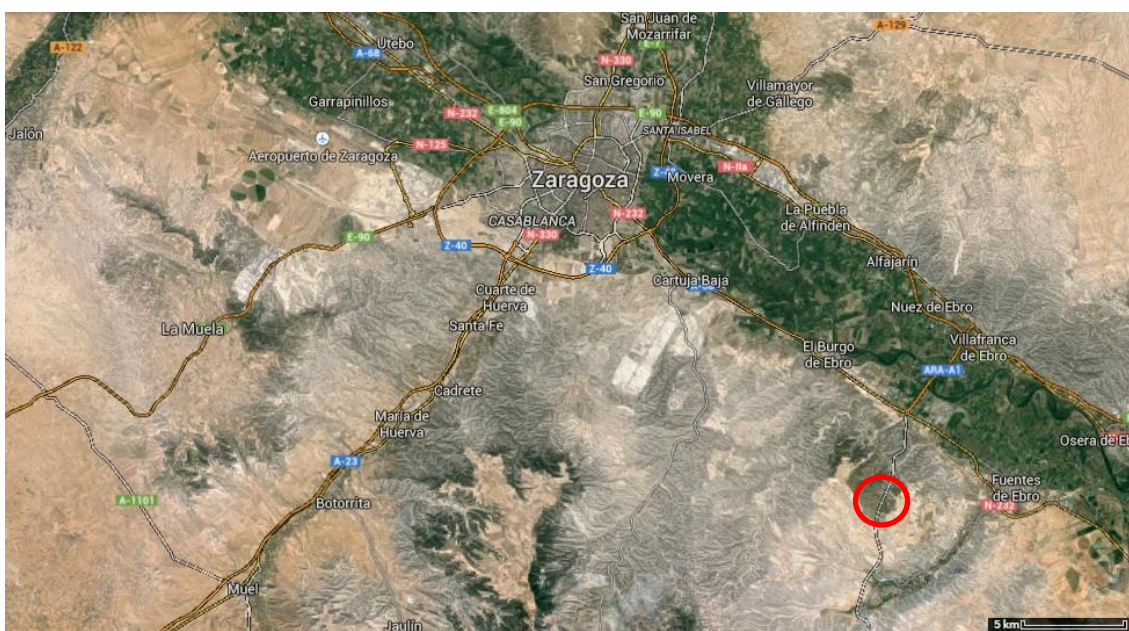


Fig. 2.- Imagen satélite de la situación de la zona de estudio con respecto a Zaragoza. Rodeado en rojo se ubica la zona en la que se basa este trabajo. Modificado de Google Earth

El área estudiada es de $0,5\text{km}^2$. El punto más elevado tiene 381m de altura y el más deprimido 330m. El relieve predominante son los valles de fondo plano delimitados por pequeñas colinas alomadas.

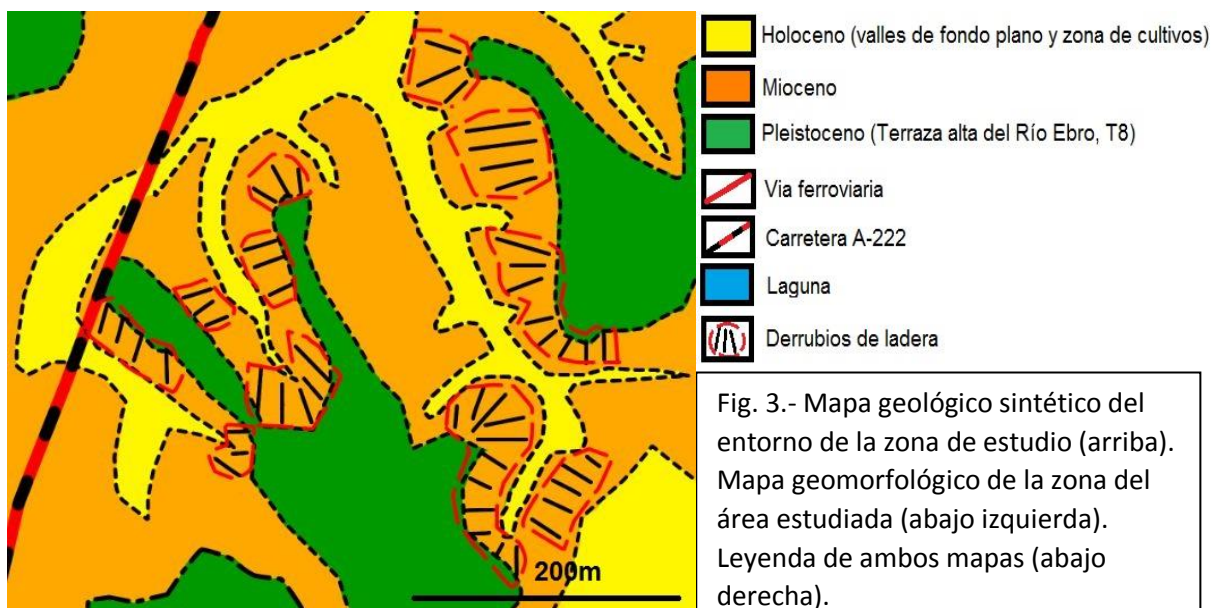
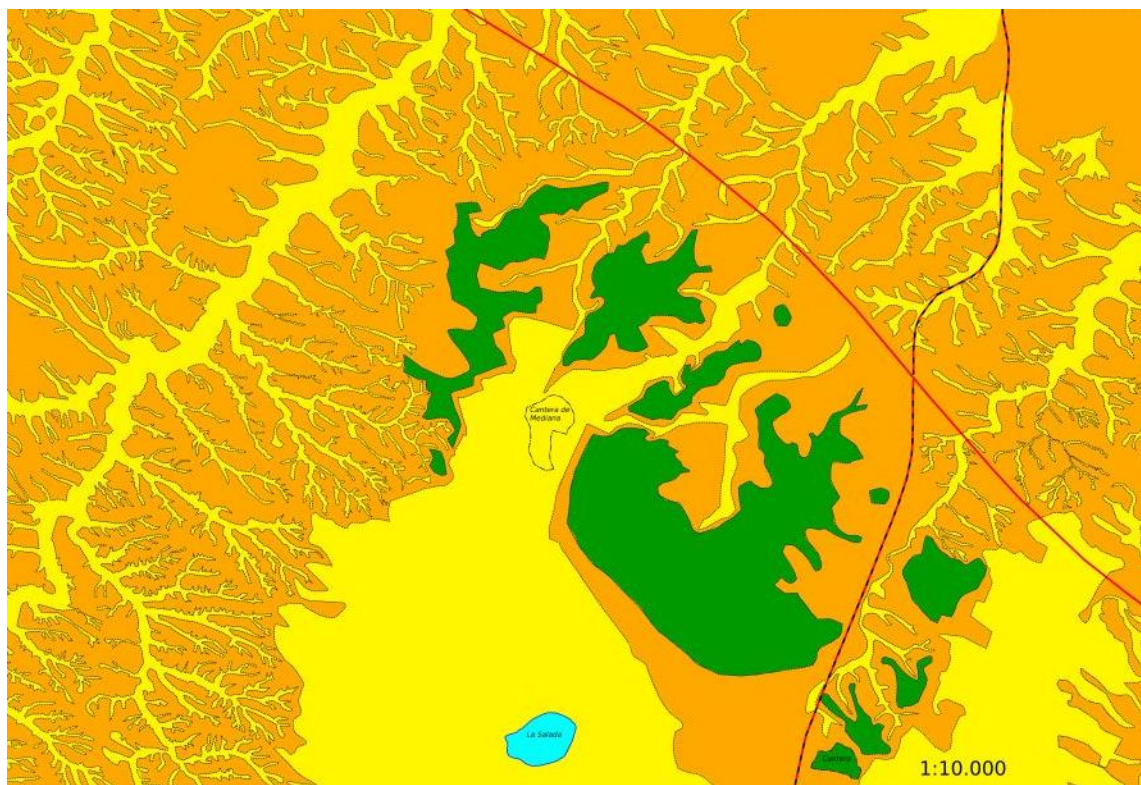
Se encuentra incluida en la hoja M.T.N. 1:25.000 número 412C3 (Mediana de Aragón).

Las coordenadas UTM de la zona de estudio son: 691000; 4597500 – 691500; 4596900.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El estudio se ha realizado en el sector central de la Cuenca del Ebro. En la figura 3 se observa el mapa geológico sintético del entorno de la zona de estudio. En él se observa que en todos los alrededores de la zona de estudio los únicos materiales que hay son evaporitas, la terraza alta del Río Ebro (t8) o depósitos holocenos (valles de fondo plano y zonas de cultivo).

La figura 3 se centra en la geomorfología de la zona de estudio. En esta figura se observa que en las partes altas de las laderas se ubica la terraza alta del Río Ebro (t8) y en los fondos de los valles se emplazan los valles de fondo plano. Entre ambos se encuentra la formación evaporítica cubierta por una fina capa de derrubios de ladera.



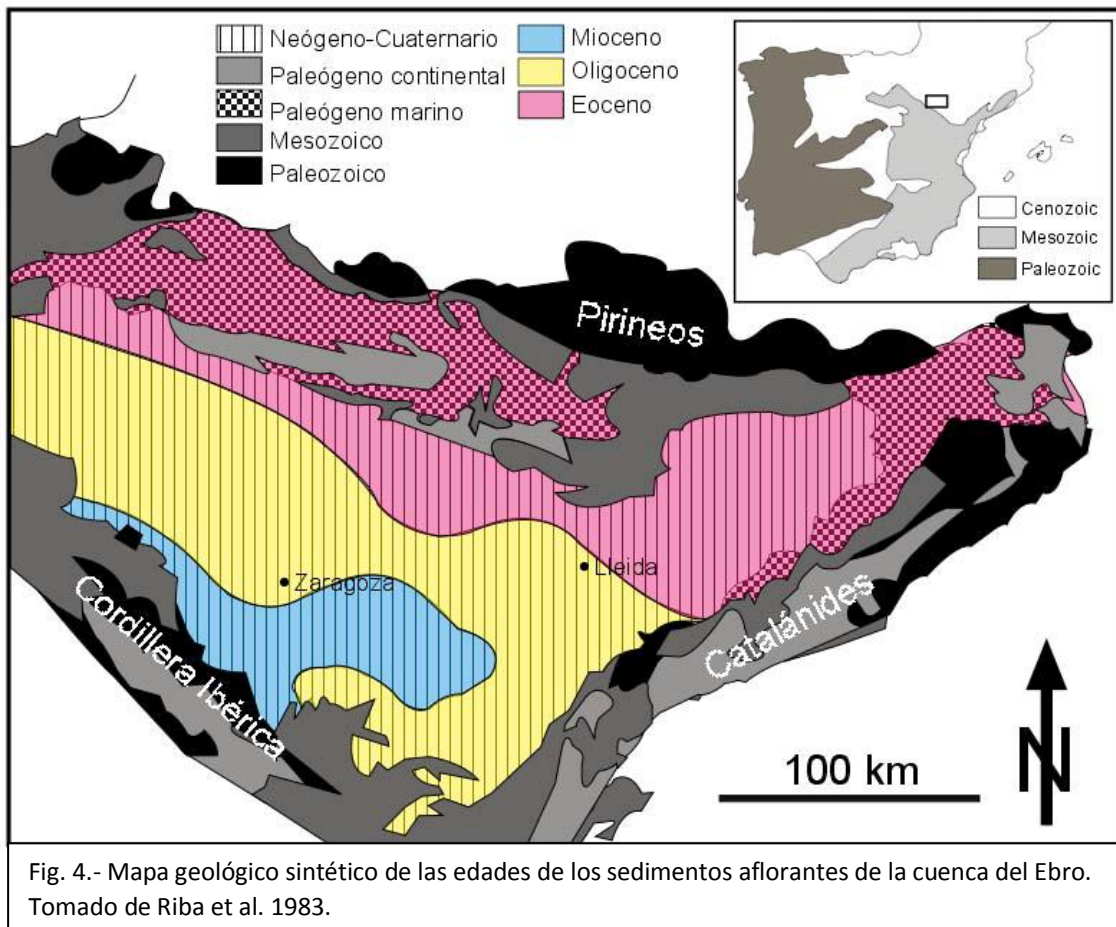
EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DEL EBRO

La Cuenca terciaria del Ebro es, geográficamente, una depresión enmarcada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-catalanas. Se trata de una gran cuenca de forma triangular drenada por el río Ebro que recibe aportes sedimentarios de los sistemas montañosos circundantes (Pirineos, Cordillera Ibérica y Catalánides).

Representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica, y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo.

Los materiales aflorantes en esta cuenca son de edad terciaria, siendo depósitos de ambientes marinos al comienzo del Terciario, y pasando a continentales a partir del Eoceno (Riba *et al.*, 1983) (Fig.- 4)

Los sedimentos terciarios tienen una tendencia solapante en *on-lap* condicionada por los cabalgamientos surpirenaicos y por el margen ibérico. Los materiales eocenos se sitúan al norte; los oligocenos discordantes sobre Paleozoico y Mesozoico en el sector central; y los miocenos también discordantes sobre Paleozoico y Mesozoico en el sector más austral (Fig.- misma de antes). Los límites y la estructura actual de la cuenca se establecieron entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior. Este momento corresponde al emplazamiento definitivo de los cabalgamientos frontales surpirenaicos (Pardo *et al.*, 2004).



PALEÓGENO

Durante el Eoceno-Oligoceno inferior la Depresión del Ebro comenzó como una cuenca de antepaís debido a la flexión y subsidencia generada por el levantamiento de los Pirineos en la orogenia alpina. Esta depresión estaba abierta hacia el Océano Atlántico, como sedimentación marina (depósitos de plataforma y turbiditas) y posteriormente continental (depósitos fluviales con polaridad Atlántica). No es hasta el Eoceno superior cuando, por levantamiento de la Cordillera Pirenaica, se cierra definitivamente la conexión de la Cuenca del Ebro con el Océano Atlántico.

Este hecho da comienzo a un periodo de endorreísmo durante el Oligoceno superior y Mioceno (*Riba et al., 1983; Garcia Castellanos et al., 2003*). A la vez que tuvo lugar la sedimentación en esta gran cuenca cerrada, también se dio un fuerte proceso de subsidencia. Esto da lugar a una sedimentación sintectónica en las estructuras frontales de los Pirineos y Cordillera Ibérica. La mayoría de los sedimentos de esta etapa son de tipo evaporítico (yeso y halita), clástico y carbonatado (*Muñoz et al., 2002*).

García-Castellanos et al. (2003) sugiere que el endorreísmo se mantuvo durante 25 M.a. gracias a la situación intramontañosa, al clima árido que imperaba en la zona y una elevada tasa de evaporación/precipitación. La barrera SE constituida por las Catalánides sufrió una inversión tectónica negativa en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (*Bartrina et al., 1992*), por medio de una reactivación extensional en el Mediterráneo occidental (cuenca Provenzal-Argelina), que generó el surco de Valencia, activo todavía.

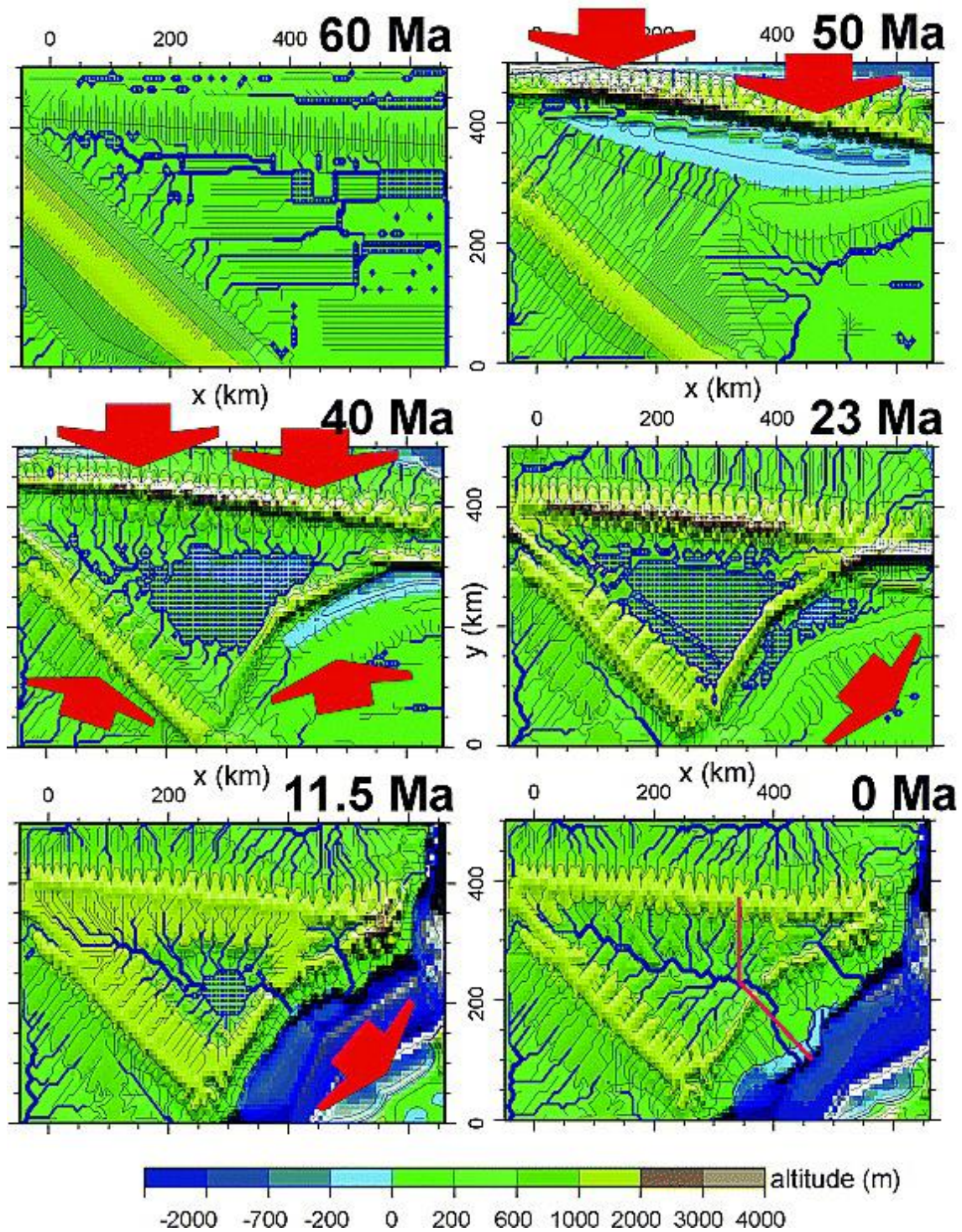


Figura 5.- Modelo de topografía y drenaje de García-Castellanos et al (2003). Hace 50 M.a. la cuenca de antepaís E-W Comienza a formarse. Hace 40 M.a. el acortamiento tectónico de las Catalánides y la elevada tasa de evaporación/ precipitación cierran la cuenca. Hace 23 M.a. la extensión de la cuenca de Valencia propicia el crecimiento pasivo de las Catalánides. Hace 11.5 M.a. una de las corrientes del nuevo escarpe captura el sistema endorreico. En la actualidad la incisión afecta a toda la cuenca.

Durante el Mioceno superior hubo una transición climática hacia condiciones más húmedas, que junto con la apertura del Golfo de Valencia, favoreció la apertura de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo.

NEÓGENO

El paso del endorreísmo al exorreísmo en la Cuenca del Ebro tiene lugar en el Mioceno. Para dicho exorreísmo *García-Catellanos (2003)* propone en el modelo de la figura 5 que tuvo lugar hace entre 13,5 y 8,5 M.a. (la primera edad es tomada de *Pérez-Rivarés, 2002*) por erosión remontante del flanco oriental de la Cordillera Costero Catalana.

Los sedimentos atrapados en la cuenca durante el proceso de endorreísmo, propiciaron que el nivel del gran lago aumentase favoreciendo así la erosión remontante anteriormente citada y la posterior incisión lineal.

Esta incisión lineal ha favorecido el afloramiento de los sedimentos anteriormente acumulados, pudiéndose observar fácilmente la sedimentación sin- y postectónica.

ESTRATIGRAFÍA

Los materiales aflorantes en la zona de estudio abarcan edades desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario.

Los materiales correspondientes al Mioceno son unas series de evaporitas que pueden alcanzar varios cientos de metros de espesor. Esta es la denominada Fm Zaragoza. Está compuesta por evaporitas (yeso y halita) con alguna intercalación de margas y/o arcillas (*Quirantes, 1978*).

Estos materiales son muy solubles, por lo que dan lugar a estructuras kársticas de disolución (dolinas, lapiazes...), activas durante la sedimentación de terrazas antiguas de los ríos Ebro, Huerva y Gállego, y en muchos casos en la actualidad.

Los depósitos evaporíticos miocenos suelen estar cubiertos por materiales cuaternarios, normalmente terrazas de los ríos más próximos. En el caso de la zona estudiada, se trata de una terraza alta (t8) del río Ebro. Esta se compone de gravas poligénicas con intercalaciones de arenas o arcillas típicas de rellenos de canal.

Esta terraza se depositó a la vez que se generaban procesos de disolución de la Fm. Zaragoza. Hoy día se pueden observar paleodolinas rellenas de materiales detríticos procedentes de la terraza. Hay evidencias en los taludes de la carretera que indican que esta sedimentación es contemporánea con la disolución, dando lugar a deformaciones de distinto tipo (*Simón y Soriano, 1986, 1995*). La geometría de las unidades contemporáneas de la sedimentación muestra una serie de abanicos de capas que se abren desde el borde de la paleodolina hacia el interior.

Posteriores a la terraza, se encuentran los rellenos de los valles de fondo plano. Estos depósitos están discordantes sobre el Mioceno infrayacente (Fm. Zaragoza). *Soriano y Calvo (1987)* definen tres estadios de sedimentación en estos valles.

En el siguiente apartado se profundiza más en estas estructuras (terrazas y valles de fondo plano).

GEOMORFOLOGÍA

MODELADO ESTRUCTURAL

La geomorfología de este sector de la Cuenca del Ebro viene condicionada por su evolución. Al pasar de endorreísmo a exorreísmo se produce la incisión del río Ebro y sus afluentes en los materiales lacustres terciarios dando lugar a “muelas”, o mesetas como La Plana de Cuarte, la meseta de La Muela o La Pana de Moses (Montes de Castejón). Estos son relieves estructurales, tabulares y horizontales o subhorizontales.

Cuando estos relieves tabulares tienen una extensión reducida, se les denomina “cerro testigo”. La superficie de estas muelas o mesetas coincide con el techo de roca dura y resistente, que en este caso suele coincidir con horizontes de calizas. Los materiales infrayacentes tienen menor resistencia y son más fácilmente erosionables. Hay casos en los que se alternan materiales más y menos resistentes dando lugar a relieves en graderío (Soriano, A., 2011).

En las zonas donde no hay mesetas o cerros testigo, lo que se encuentra son pequeños montes alomados cuya litología suelen ser alternancias de yesos y margas.

TERRAZAS

Otros de los elementos morfológicos y sedimentarios, también condicionadas por la evolución de la cuenca y sus ríos son las terrazas. Estas se forman por sedimentación y encajamiento de los sistemas fluviales. Primero hay una etapa de agradación y sedimentación en la que se forman llanuras aluviales de gran tamaño, y posteriormente una etapa de incisión en la que el río erosiona esta llanura de inundación, dejando un registro de los anteriores materiales sedimentados a los laterales de dicho río.

Las terrazas del río Ebro se observan mejor en el margen sur del río debido a la migración de este hacia el norte durante el Cuaternario.

Soriano (1990) diferencia hasta ocho niveles de terrazas para el río Ebro, numerándolas de la más antigua a la más moderna. La terraza que se observa en la zona de estudio es la terraza más antigua del río Ebro (t8). Se encuentra a unos 6km del río Ebro y a una altura de 200m con respecto al Ebro.

Las características geométricas y texturales de las terrazas altas del río Ebro evidencian que fueron depositadas en ambientes de sistemas fluviales tipo braided (entrelazados) con el desarrollo de barras de bajo relieve y canales laterales (Luzón et al., 2008; Perez et al., 2011).

A escasos metros de la zona de estudio hay un frente de cantera en la que se observan gravas con escasas intercalaciones de lutitas y areniscas. Este frente de cantera, y los sedimentos que en ella se observan, ha sido estudiado por Perez, A. et al. (2011). Estos investigadores llegan a la conclusión de que esta terraza corresponde a un delta lacustre. Estos niveles de gravas se corresponden lateralmente con la terraza t8 encontrada en el área de estudio.

Esta terraza tiene una potencia mayor de 10m y los depósitos en muchas ocasiones están basculados. Esto se debe a la formación de pequeñas depresiones kársticas y dolinas en los materiales evaporíticos infrayacentes. Estos aumentos del espesor hacen, que en ciertos puntos, estas terrazas sean explotables para la extracción de áridos.

GLACIS

Este tipo de formas tienen cierta similitud con los relieves estructurales (mesas y mesetas) ya que son extensas rampas que se forman al pie de relieves más elevados y que descienden suavemente hacia un nivel de base que, en general, estará constituido por los ríos más cercanos (expresados por su terraza correlativa), pero que puede no existir en la actualidad (*van Zuidam, 1976*)

Los de mayor extensión descienden desde las sierras de Castejón y Alcubierre (al norte del río Ebro) hacia los ríos Gállego y Ebro.

La mayoría de los glacis en este sector tienen asociados un depósito superficial. El espesor de los depósitos es variable, llegando a alcanzar los 10m en varios puntos del sector central de la Cuenca del Ebro.

Las diferencias entre glacis y terrazas son que los glacis tienen un ligero buzamiento, mientras que las terrazas suelen ser horizontales. Los glacis contienen cantos más angulosos que las terrazas debido a que el transporte de estos es muy limitado y los aportes son transversales en vez de longitudinales. Debido a este limitado transporte, la composición de los cantos no será muy variada y dependerá de los materiales que hay en la cabecera de los mismos, mientras que en las terrazas los cantos pueden proceder de lugares lejanos como puede ser la cabecera de uno de sus afluentes, por lo que la variedad composicional de los cantos será mayor.

VALLES DE FONDO PLANO (“VALES”)

Es uno de los modelados más característicos del sector central de la Cuenca del Ebro, y el más común en la comarca de Zaragoza y más en concreto en la zona de estudio.

Se trata de valles fluviales (en “v”) con unas laderas de inclinación elevada, y con el fondo del valle plano debido a la acumulación de materiales detríticos procedentes de la cabecera de las vales y de sus laderas (*Soriano, 1989*).

En planta suelen tener una morfología meandriforme, constituyendo redes dendríticas, alcanzando en ocasiones gran densidad y longitud (Fig. 6).

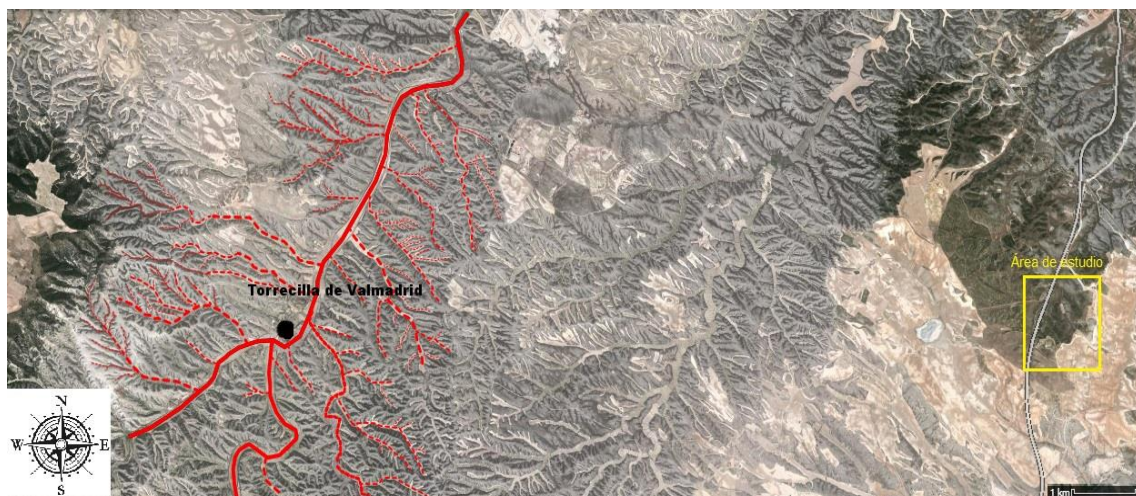


Fig. 6.- Trazado de la val de Valmadrid y sus afluentes, cercanos al área de estudio (recuadro amarillo a la derecha). En esta imagen se observa la sinuosidad de los valles de fondo plano, su densidad, la jerarquía y su forma dendrítica. Modificado de Google Earth.

Los valles de fondo plano con morfología meandriforme son aquellos de mayor envergadura. Como bien se observa en la imagen superior, los valles más pequeños son más rectilíneos, y los mayores, o los principales tienen tendencias meandriformes.

Esto asemeja a los valles de fondo plano con valles fluviales, ya que en estos, cuanto mayor sea el valle o mayor sea la longitud del río, más tendencia tiene a ser meandriforme en al menos parte de su recorrido.

La gran mayoría de las vales tienen tendencia a ir perpendiculares al cauce del río Ebro o val de mayor escala a la que se dirigen. Por lo general tienen carácter norte-sur, aunque las más próximas al río Huerva o Ginel tienen una componente claramente este-oeste.

Así, la dirección principal de estos valles suele ser norte-sur o este-oeste (salvo contadas excepciones en las que las vales secundarias se dirigen a una zona de meandro, con lo que la dirección variaría y estaría oblicua a las anteriormente mencionadas).

Estos valles están jerarquizados en hasta cuatro niveles de anchura variable. Por lo general la val principal que tiene componente norte-sur mide entre 150-200m, sus "afluentes" tienen una anchura de 50-80m, los "afluentes" de estos tienen unos 30m de anchura, y por último los "afluentes" de menor tamaño tienen una anchura 10-15m.

Los materiales que componen estos valles de fondo plano son, como se ha mencionado anteriormente, materiales provenientes de la cabecera de los valles y en menor medida de las laderas (Soriano, 1989).

Soriano y Calvo (1987) diferencia, en las vales de Valmadrid, Mediana y Botorrita, tres niveles de relleno de los valles de fondo plano. Estos niveles son comparables a las terrazas, siendo el más antiguo el superior y el más moderno el inferior ya que son tramos de acumulación de sedimentos encajados entre sí. Los materiales sobre los que se depositan son depósitos de margas y yesos del Neógeno inferior (Mioceno).

El tramo superior tiene una potencia de 12m. Sobre los depósitos neógenos se diferencian dos superficies erosivas; una en relación con el sustrato Neógeno, y la segunda afectando a los depósitos fluviales. Se pueden diferenciar, entonces, dos episodios de sedimentación.

- 1) En el primer episodio tiene lugar la sedimentación de barras con acreción vertical de estas observándose, esporádicamente, canales como consecuencia de un aumento en la energía del medio.
- 2) En el segundo episodio lo que ocurre es una reactivación de la energía del medio. Hacia el techo lo que se encuentra es que los sedimentos pasan lateralmente a depósitos más marginales en los que esporádicamente aparecen algunos canales.

El tramo medio es más difícil de identificar. Tiene una potencia media de 3m y se dispone discordante de manera erosiva sobre el Neógeno. Está relleno de gravas que alternan con arenas y limos. A techo predominan materiales limosos con rellenos de canal constituidos por gravas.

El nivel inferior tiene una potencia media de 1m y se observa en todos los valles que analizaron. Está constituido por gravas (principalmente), niveles de arenas y de limos. De forma esporádica aparecen bloques englobados en estos depósitos. Se observan

estratificación horizontal, laminación de bajo ángulo, costras salinas, huellas de organismos, grietas de desecación etc. A partir de estos datos y de que es un nivel activo, parece claro pensar que se genera por la acción dinámica de cursos de agua efímeros.

Soriano & Calvo (1987) definen la evolución de estos valles de fondo plano de la siguiente manera:

En primer lugar se produce la sedimentación del nivel superior (generado por aportes longitudinales aunque con pequeña componente transversal). Después se desarrolla una etapa erosiva que lleva consigo la génesis de nuevos barrancos encajados sobre el relleno, configurándose de nuevo pequeños valles de paredes muy escarpadas. Esto se corresponde con la discordancia erosiva que hay en los rellenos fluviales.

Durante la formación del primero de los rellenos, la actividad humana no sería tan intensa como para provocar los rellenos tan potentes que hay en la actualidad. En ese momento imperaba un clima húmedo. La siguiente etapa de incisión se debe a un clima más cálido.

Las otras dos etapas acumulativas sí que se han podido ver afectadas por la acción humana ya que debió de ser importante en toda la zona. Aunque no sería tan importante de no ser por un clima en que tras largos periodos de sequía se producen lluvias de gran intensidad lo que implica una aceleración importante de la actividad erosiva.

Esta evolución se propone para unas vales estudiadas en Mediana, Botorrita y Valmadrid. Dado que en la zona de estudio no se observa ningún corte en el que se pueda contrastar esta información, se da por hecho que la evolución y génesis de estos valles sería como la que indican *Soriano y Calvo (1987)*.

Esta evolución se propone para unas vales estudiadas en Mediana, Botorrita y Valmadrid. Dado que en la zona de estudio no se observa ningún corte en el que se pueda contrastar esta información, se da por hecho que la evolución y génesis de estos valles sería como la que indican *Soriano y Calvo (1987)*.

DOLINAS Y PALEODOLINAS

Las dolinas son depresiones redondeadas o elípticas de mayor o menor tamaño (entre 1 y 100m de diámetro y entre 1 y 20m de profundidad) y en cuyo fondo puede haber agua si cortan el nivel freático.

Las dolinas se desarrollan como consecuencia de la disolución que ejerce el agua sobre

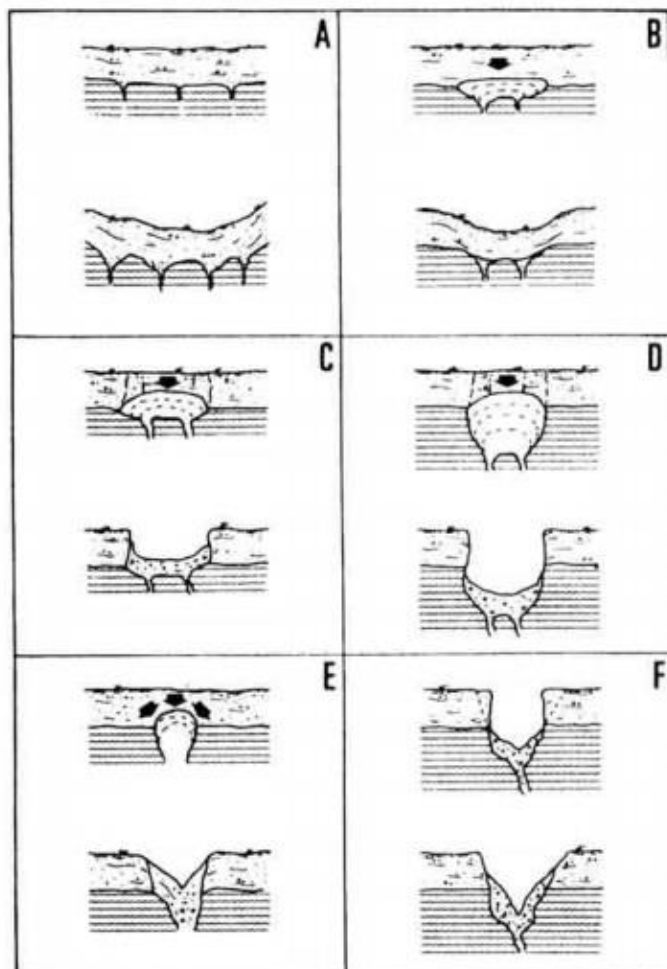


Fig. 7.-Tipos de dolinas según Benito (1987). A y B: Dolinas en cubeta con bordes tendidos. C: Dolinas en cubeta con bordes escarpados. D: Dolinas en ventana. E y F: Dolinas en embudo. Tomado de Benito (1987)

las rocas, en el sector central de la Cuenca del Ebro son fundamentalmente evaporitas (yeso, halita etc.) y margas.

Este hecho no solo afecta a la roca que se disuelve, sino también a las formaciones rocosas suprayacentes. Suelen afectar a niveles de terrazas, glaciares, abanicos aluviales etc... Todos ellos son materiales porosos, con lo que el agua de lluvia percola y disuelve las evaporitas infrayacentes.

Hay varios tipos de dolinas. *Benito* (1987) propone la siguiente clasificación (Fig. 7):

- 1) Dolinas en cubeta con bordes difusos (A y B): Se pueden producir mediante dos mecanismos.
 - a) Disolución progresiva entre el contacto de la roca soluble y la cobertera, produciéndose un asentamiento paulatino del material, que se adapta al espacio dejado por el material en disolución (por ejemplo, yeso).
 - b) Deformación dúctil como respuesta al desarrollo de una cavidad infrayacente.
- 2) Dolinas de bordes escarpados y dolinas en ventana (C y D): Se generan como consecuencia del colapso súbito de la cobertera que tiende a ocupar el espacio vacío dejado por una cavidad.

La diferencia entre estos dos tipos de dolinas es el volumen vacío infrayacente. En ambos casos se produce una deformación frágil del material de cobertera, concentrándose dicha deformación en planos bien definidos.

Que esto ocurra depende del espesor de la cobertera y de la cohesividad de este material. Cuanto menos potente y cohesiva sea la cobertera, más fácilmente se formarán este tipo de dolinas.

- 3) Dolinas en embudo (E y F): Puede llegar a generarse mediante dos vías. Por un lado, la subsidencia y colapso de la cobertera, con evacuación de parte del material por un sumidero.

El otro mecanismo es por remodelación y/o retrabajamiento de las paredes y el fondo de otra dolina.

Las paleodolinas, son dolinas que se produjeron en el pasado, y que posteriormente fueron rellenas por sedimentos de forma natural.

En la propia área de estudio se observan tanto paleodolinas, como dolinas.

Las paleodolinas están rellenas por depósitos de terraza. Estos forman las partes altas de las lomas, con lo que en este caso, las paleodolinas se encuentran en las cotas altas, dando lugar a un relieve invertido (Fig. 8).



Fig. 8.- Paleodolinas observadas en el talud de la carretera A-222, en las cercanías de la zona de estudio.

MORFOLOGÍAS DE MENOR ESCALA

En la zona de estudio se encuentran otro tipo de formas del relieve, pero de menor escala, centimétrica.

Se han observado lapiaces en yesos y piping en zonas de yesos más margosos.

ANTECEDENTES

Pese a que los valles de fondo plano son uno de los relieves más abundantes y característicos del sector central de la Cuenca del Ebro, su estudio ha sido limitado.

Diversos autores como *Gutiérrez Elorza et al. (1985)*, *Soriano (1989)*, *Soriano y Calvo (1987)* o *Arauzo y Gutiérrez (1994)*, han trabajado y estudiado los valles de fondo plano desde el punto de vista geomorfológico, estratigráfico y arqueológico. En cambio, centrado en las características geofísicas de los materiales, no existe ningún estudio al respecto.

En la década de 1980 se comienza a publicar de manera más frecuente sobre los valles de fondo plano. *Elorza et al. (1985)* estudia varios yacimientos arqueológicos de los alrededores de Mediana de Aragón. Estos están próximos a vales, o están inmersos en ellas. Estos autores proponen dos etapas de acumulación separadas por una de erosión y proponen una datación de estos sedimentos con base en restos arqueológicos encontrados en la zona.

Para la base del nivel más antiguo proponen una edad anterior a la colonización humana de la zona de Mediana de Aragón ya que no se han encontrado restos antrópicos. En cambio, en el techo de este nivel, sí que se han hallado restos romanos y post-romanos.

El nivel más reciente no recibe datación precisa aunque se han encontrado restos visigóticos (S. VII) y de la época medieval (S. XIII).

En cuanto a la alternancia de periodos de acumulación y erosión, estos autores opinan que se debe en mayor medida a cambios climáticos, aunque la acción antrópica habría ayudado al desencadenamiento de los procesos.

Posteriormente, *Soriano y Calvo (1987)* estudian los valles de fondo plano de la margen derecha del Río Ebro, en concreto las vales de la ribera del Río Huerva, Torrecilla de Valmadrid y Mediana de Aragón.

En este trabajo, los autores diferencian tres etapas de relleno de los valles de fondo plano, separadas por dos de erosión. La primera etapa tendría una potencia de 1m, la segunda de 3-4 y la tercera y última entre 12 y 15m. La potencia total, de todo el conjunto de sedimentos, sería de unos 15-20m. Para el relleno de las vales, estos autores proponen que se han rellenado con aportes provenientes de la cabecera del valle, aunque también existe una importante componente de aporte lateral de las laderas.

Para su evolución proponen que los valles de fondo plano son valles fluviales, en embudo ("V"), rellenos.

En cuanto a la alternancia de periodos de acumulación y de erosión, proponen una variación entre clima frío para etapas de acumulación de sedimento, y cálido para las de erosión.

Precisan un poco más en la datación, obteniendo edades para el techo del nivel más antiguo de post-romano; medieval - post-medieval para el nivel intermedio; y al más actual le adjudican una edad muy reciente ya que opinan que su depósito correspondería a las oscilaciones de las actuales laderas y barrancos.

Soriano (1989) mantiene los tres niveles de acumulación, la edad de los sedimentos, el origen y su evolución. Su trabajo se centra en definir más detalladamente la estratigrafía y

composición. En cambio, en cuanto a la alternancia de los periodos de acumulación y erosión, le da más importancia a la creciente explotación de la tierra (cultivos) y a la influencia humana en la zona, aunque mantiene que el causante de estas alternancias es principalmente la variación climática.

Uno de los últimos estudios centrados únicamente en los valles de fondo plano es el de *Arauzo y Gutiérrez Elorza (1994)*. Estos autores estudian los valles de fondo plano de la margen izquierda del Río Ebro. Mantienen lo expuesto anteriormente en cuanto a la procedencia de los materiales que rellenan los valles de fondo plano.

Sin embargo, exponen una datación para la base de estos sedimentos de 9865 ± 85 años BP mediante C-14 y Tritio. En el afloramiento se observan cambios en la coloración de los sedimentos. Pero para el techo de los tres niveles, que se encuentran en el resto de publicaciones, la edad que propone es la misma.

Por otro lado, da más importancia a la acción antrópica para explicar la mayor potencia del nivel más reciente (15m). Explica que, aparte de cambios climáticos, acciones antrópicas, como incendios y deforestaciones han podido contribuir de manera importante a que los sedimentos, tanto de las laderas como los de las cabeceras de los valles se erosionen y depositen en el valle de fondo plano.

En resumen, desde las primeras publicaciones se ha tenido muy claro que los valles de fondo plano son valles fluviales cubiertos de sedimentos y no valles inicialmente de fondo plano rellenos. Tampoco se ha puesto en duda la procedencia de estos materiales, que claramente, provienen de las terrazas y formaciones evaporíticas de las cabeceras de los valles. No hay que olvidar que los aportes laterales de las laderas también tiene una componente importante.

Por otro lado se han diferenciado claramente tres niveles de acumulación separados por dos etapas de erosión. La potencia de los mismos es homogénea en todos los estudios: 1m el nivel más antiguo; 3-4 el intermedio y entre 12-15 el más reciente.

Por último, las publicaciones más actuales han dado mayor importancia a la acción antrópica para la evolución de estos valles de fondo plano.

METODOLOGÍA

TRABAJO DE CAMPO

El principal método utilizado en el campo para la toma de datos es la magnetometría. Se trata de una técnica de prospección geofísica mediante la que se miden anomalías del campo magnético en la superficie de la tierra.

Para medir dichas anomalías se utilizan habitualmente magnetómetros de protones. Estos están basados en el efecto Overhauser, en el que ondas de alta frecuencia (VHF) actúan sobre un fluido compuesto por protones e iones paramagnéticos. Al aplicar la señal VHF, el espín nuclear que se ubica en los protones se polariza debido a la interacción entre los electrones y los núcleos protónicos.

En la práctica habitual del método se utilizan dos magnetómetros, uno fijo, que mide la variación del campo magnético terrestre a lo largo del día, ya que este no es constante, y otro móvil con el que se miden las variaciones espaciales del campo magnético terrestre, resultado de la interacción del campo magnético global con fuentes profundas más las anomalías magnéticas producidas por los materiales del suelo y/o subsuelo.

Las medidas se realizan con ambos instrumentos a la vez, ya que después de la campaña de campo, a los datos obtenidos por el magnetómetro móvil, se le restan los valores obtenidos por el estático (corrección diurna). La resta de ambos instrumentos es el campo geomagnético terrestre (dependiente de la longitud y latitud) modificado por los materiales que hay en el suelo o subsuelo.

Como magnetómetro estático, o base (Fig. 9), se ha utilizado el magnetómetro de protones PMG-2 de SastisGeo. Es un magnetómetro de alta precisión y resolución (hasta 0,5nT).



Fig. 9.- Magnetómetro PMG2 de SastisGeo utilizado como base de referencia.

Antes de empezar a medir se determinan ciertos parámetros como la hora a la que se está realizando la medida (para poder correlacionarlo con el magnetómetro móvil) y el intervalo de medida (en este caso se realiza una medida cada 20s.). Una vez definidos estos parámetros y con el sensor a 1.5m del suelo, se comienza a medir.

Este magnetómetro ha de estar siempre en el mismo lugar para que mida siempre la deriva en el mismo punto y que las medidas corregidas posteriormente sean lo más precisas posible.

A la vez que se calibra la base, se calibra el magnetómetro móvil (Fig.-10). Este magnetómetro lleva dos sensores que miden la variación de la componente vertical del campo magnético entre los dos sensores, y un dispositivo GPS. Se programa el magnetómetro para que realice una medida cada dos segundos y se corrige la hora si fuera necesario.



Fig. 10.- Magnetómetro móvil. Empezando por arriba, se encuentra el GPS y posteriormente los dos sensores.

Una vez calibrados ambos instrumentos se comienza a andar realizando un trayecto reticular. Se realizan diversos cortes con un espaciado más o menos homogéneo entre ellos (dependiendo de obstáculos naturales y antrópicos). Los cortes realizados en la zona de estudio son longitudinales con respecto a la val y perpendiculares a ella, sin dejar huecos para que el mapa posterior sea lo más preciso posible. Es importante reseñar que se tiene que evitar en la medida de lo posible cualquier tipo de ruido magnético de origen antrópico; tendidos eléctricos, carreteras, acequias etc...

Este magnetómetro móvil, es el GSM-19 Overhauser de GEM Systems. Tiene una sensibilidad de 0.022 nT/Hz, una resolución de 0.01 nT y es capaz de tomar una medida cada 0,2 seg y de medir bajo condiciones climáticas extremas (-40°C a +50°C).

Otra ventaja del magnetómetro Overhauser es la georreferenciación automática de los datos, hecho que facilita enormemente su procesado.

- **TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE CAMPO**

Una vez obtenidos los datos en el campo, se procesaron mediante programas informáticos para hacer comparables entre sí datos correspondientes a días diferentes.

Partimos de los datos del magnetómetro móvil y de la base. Mediante el programa GEMLink5.3 se realiza la corrección de la variación diurna del campo magnético de los datos del magnetómetro móvil. La corrección diurna se obtiene de

restar el campo magnético terrestre en tiempos iguales a los valores obtenidos con el magnetómetro móvil. El resultado es la llamada intensidad residual, que es la anomalía magnética que hay producida por el material del suelo o subsuelo.

Este programa lo que hace es restar directamente la intensidad del campo magnético en los puntos donde coincida la hora de la toma de la medida, e interpolar allí donde no coincida el tiempo de la toma de la medida.

En el segundo día de prospección, los datos de la base son erróneos. Por ello se tomaron los valores del Observatorio del Ebro. A estos se le corrigió el decalaje horario de seis minutos entre la estación del Ebro y la zona de campo cercana a Mediana de Aragón. Posteriormente, se compararon datos tomados del Observatorio del Ebro y de la base, ambos datos del mismo día, para ver la diferencia de intensidades que hay entre estos dos lugares. Dicha diferencia es de 154.35nT.

Tras corregir los valores horarios y de intensidad de los datos del segundo día obtenidos del Observatorio del Ebro, se realizó mediante el programa GEMlink5.3 la corrección diurna.

Una vez realizada tal corrección, hay que comprobar si las medidas tomadas en el mismo punto en diferentes días son iguales o no. Dado que las medidas deberían ser iguales, se toma como referencia un día y se calibran el resto de días con respecto a este. En este caso el día de referencia es el cuarto día.

Una vez se tienen todos los días con el mismo datum y con las correcciones realizadas, se pasa a representar gráficamente, mediante el programa Surfer, el mapa de las anomalías. Para la realización del mapa, este programa interpola los valores de la anomalía en lugares donde no se han realizado medidas. El método de interpolación de estos valores en el mapa ha sido polinómico.

Una vez obtenido el mapa de anomalías se pasa a realizar la modelización de un corte en 2,5D. Para ello se utiliza el programa GravMag (*Pedley et al.* 1993).

Mediante este programa se intenta realizar un modelo de la susceptibilidad del subsuelo a partir de un corte transversal al valle de fondo plano y utilizando los datos obtenidos mediante la prospección previa.

Se trata de ajustar lo máximo posible la curva medida en el campo y la curva que aparece al crearse polígonos de diversas morfologías y propiedades magnéticas. Lo primero que hay que hacer es definir la orientación del corte, la intensidad del campo magnético terrestre, y la inclinación y declinación magnéticas.

Variando la forma de dichos polígonos o las susceptibilidades de los mismos se obtienen diferentes resultados que serán descritos más adelante.

El resultado final nos informa de la posible distribución de las susceptibilidades magnéticas en el subsuelo.

METODOLOGÍA DE LABORATORIO

Una pequeña parte de la intensidad del campo magnético medida en el campo depende directamente de los materiales infrayacentes. En concreto de la magnetización remanente natural (que en los casos estudiados consideramos despreciable) y de su susceptibilidad magnética. Ésta es una propiedad intrínseca de la materia que relaciona la magnetización inducida en relación al campo al que está expuesta. Es una propiedad anisótropa (tensor de segundo orden) que puede representarse por medio de un elipsoide (en general pseudoesférico). En cualquier caso la magnitud de la susceptibilidad es una variable de primer orden en la modelización magnética y ha de medirse en el laboratorio.

Por este motivo, de cada val, se recogieron una serie de muestras de suelo en cortes perpendiculares al valle de fondo plano. En estas muestras se ha medido la susceptibilidad magnética y se han realizado curvas de susceptibilidad-temperatura (o “curvas k-T”).

• SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA



Para medir la susceptibilidad magnética, se ha tomado una muestra de volumen conocido ($7,62\text{cm}^3$) (Fig. 11) y de una granulometría específica. La muestra tomada de suelo, contiene cantos de tamaño medio y materiales orgánicos como raíces. El material que se ha seleccionado para realizar la susceptibilidad magnética es sedimento tamaño limo o arcilla, sin restos de materia orgánica ni cantos de tamaño mayor que la matriz (Fig. 11). Estos cantos se han eliminado del estudio ya que provienen de un nivel de terraza del río Ebro y tienen propiedades diferentes a las

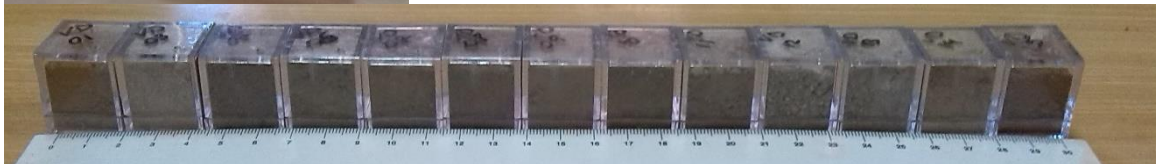


Fig. 11.- Arriba: Cubo de $7,62\text{cm}^2$ con el que se realizan todas las medidas. Abajo: cubos rellenos únicamente de muestra del tamaño de la matriz.

del suelo.

Esta muestra se pesa en una balanza de precisión. Conociendo el volumen y la masa, se calcula la densidad de la muestra.

Una vez obtenidos estos parámetros, utilizando el KLY-3S kappabridge y el MFK1-A (de Agico) (Fig. 12) se mide la susceptibilidad magnética de la muestra.



Fig. 12.- De izquierda a derecha: MFK1-A; KLY-3S; CS-3; Ordenador portátil.

Para ello se introduce primero en el MFK1-A un cilindro de plástico duro. Para calibrar este instrumento se coloca encima del cilindro una muestra del mismo volumen pero vacía, para eliminar la susceptibilidad del recipiente contenedor y del aire y que la medida sea lo más precisa posible.

Posteriormente. Utilizando un programa de ordenador, llamado SUMEAN, se le da la orden al MFK1-A de que mida la susceptibilidad magnética de la muestra en estático. Una vez realizada la medida, se calcula la susceptibilidad másica y volumétrica con los datos de masa, volumen y densidad anteriormente calculados. El programa de ordenador hace estos cálculos rápidamente y devuelve un documento de texto con todos los parámetros calculados y que se le han proporcionado.

- CURVAS SUSCEPTIBILIDAD-TEMPERATURA (Curvas k-T)

Otro tipo de medidas que se han realizado son las curvas susceptibilidad-Temperatura (Curvas k-T). Estas curvas solo se han realizado en una de las vales (la denominada VD).

Para realizar las curvas se ha utilizado el CS-3/KLY-3S y MFK1-A (de Agico) (Fig. 12). Para preparar la muestra, se coge la fracción fina de las muestras de suelos anteriormente tomadas. De esta fracción fina, al igual que para medir la susceptibilidad, hay que separar los restos orgánicos y los cantos que puedan caer.

Una vez obtenida una cantidad de muestra pequeña, se muele con un mortero de ágata y se pesa en una balanza de precisión. Como media se ha pesado en todas las muestras 0,5gr, aunque dependiendo de la densidad el volumen será mayor o menor.

Antes de medir la susceptibilidad de la muestra en función de la temperatura, se mide la susceptibilidad del tubo de ensayo vacío para luego poder corregir las posteriores medidas y eliminar la señal proporcionada por todo lo ajeno a la muestra.

Con la muestra ya molida y pesada se lleva al MFK1-A. Esta vez en el MFK1-A no se introduce ningún cilindro, sino que se usa un complemento llamado CS-L que es un termómetro y medidor de susceptibilidad magnética (Fig. 13). En este aparato se introduce la muestra hasta enrasar en el tubo de ensayo a 3cm, ya que en ese rango de medidas es donde

se encuentra el sensor que mide la susceptibilidad magnética. Una vez enrasado, se pone el termómetro (que es un tubo alargado, más fino y blanquecino) inclinando el tubo de ensayo para no dañar el termómetro ya que este es muy frágil (Fig. 14).

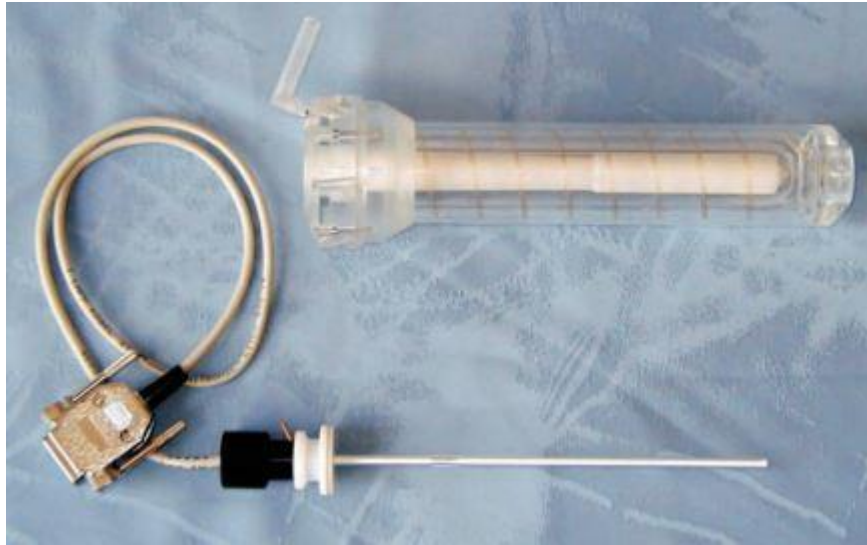


Fig. 13.- Complementos CS-L para realizar curvas de susceptibilidad-Temperatura en el MFK1-A.

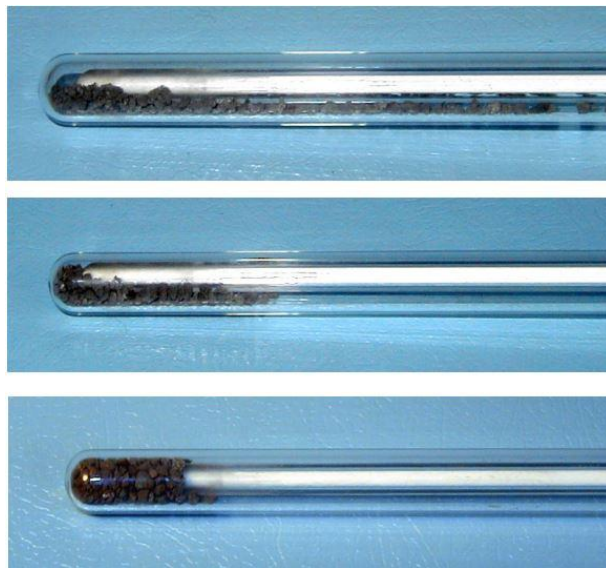


Fig. 14.- Forma en la que se rellena el tubo de ensayo de muestra y cómo se introduce la varilla medidora de la temperatura, de forma que no se rompa.

Mediante el programa de ordenador SUSTE7 y proporcionándole a este programa los parámetros precisos, se comienza a medir y calentar la muestra en una atmósfera de Ar. Se realizan medidas desde la temperatura ambiente, que el programa considera entre 30-40°C, hasta los 700°C. A partir de esta temperatura la susceptibilidad magnética es muy baja, casi nula.

Una vez realizadas las medidas hasta 700°C, la temperatura disminuye, y se siguen realizando medidas de enfriamiento hasta la temperatura ambiente.

El resultado final que muestra el programa es un archivo con extensión .CUR. Este se trabaja y se trata con el programa CUREVAL, en este caso se ha utilizado la versión 8. Mediante este programa se confeccionan y corrigen las curvas. También se puede controlar el porcentaje de minerales para- y ferromagnéticos que hay en cada muestra.

RESULTADOS

Una vez realizada la toma de muestras, estas se llevan al laboratorio donde se realiza la descripción de las mismas. Posteriormente, se realiza un tamizado de la muestra y se introduce en un recipiente cúbico únicamente la fracción fina, eliminando los restos orgánicos y cantos. Se pesa la muestra y se mide el volumen del recipiente para poder calcular así su densidad.

Posteriormente, en estos recipientes se mide la susceptibilidad magnética de la muestra (bulk susceptibility).

Por último, con muy poca cantidad de muestra se mide la variación de la susceptibilidad con la temperatura (curvas termomagnéticas).

DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS

En este apartado se van a describir las muestras tomadas en tres valles de fondo plano (VC, VD, VS), el talud de la carretera (JV) y una terraza (TE) que aflora en una cantera cercana a la zona de estudio (Fig. 15).

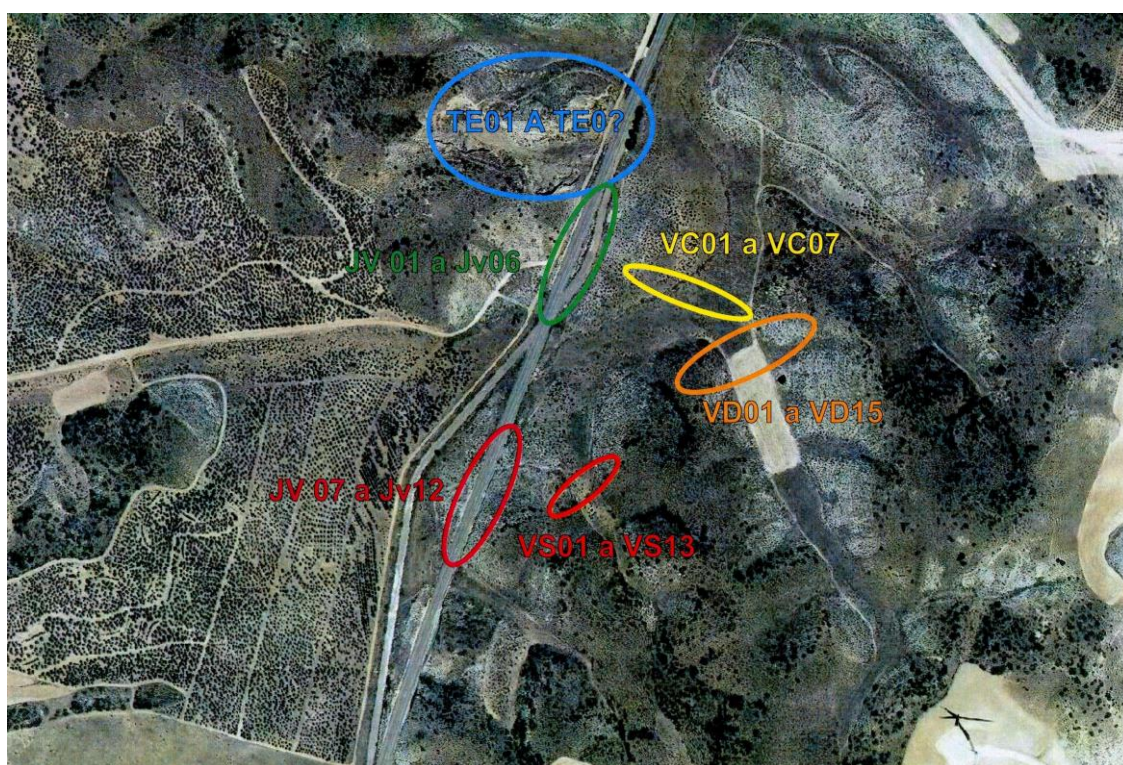


Fig. 15.- Mapa de la ubicación de la toma de muestras VD, VC, VS, JV y TE

Las muestras de suelos tomadas en los valles de fondo plano se han tomado a lo largo de perfiles transversales a los mismos.

VD

Estas muestras se han tomado en el valle de fondo plano piloto, sobre el que se ha aplicado todos los métodos de prospección geofísica utilizados en este estudio. Como se muestra en la imagen (Fig. 16), las muestras se han tomado en la base de este valle.

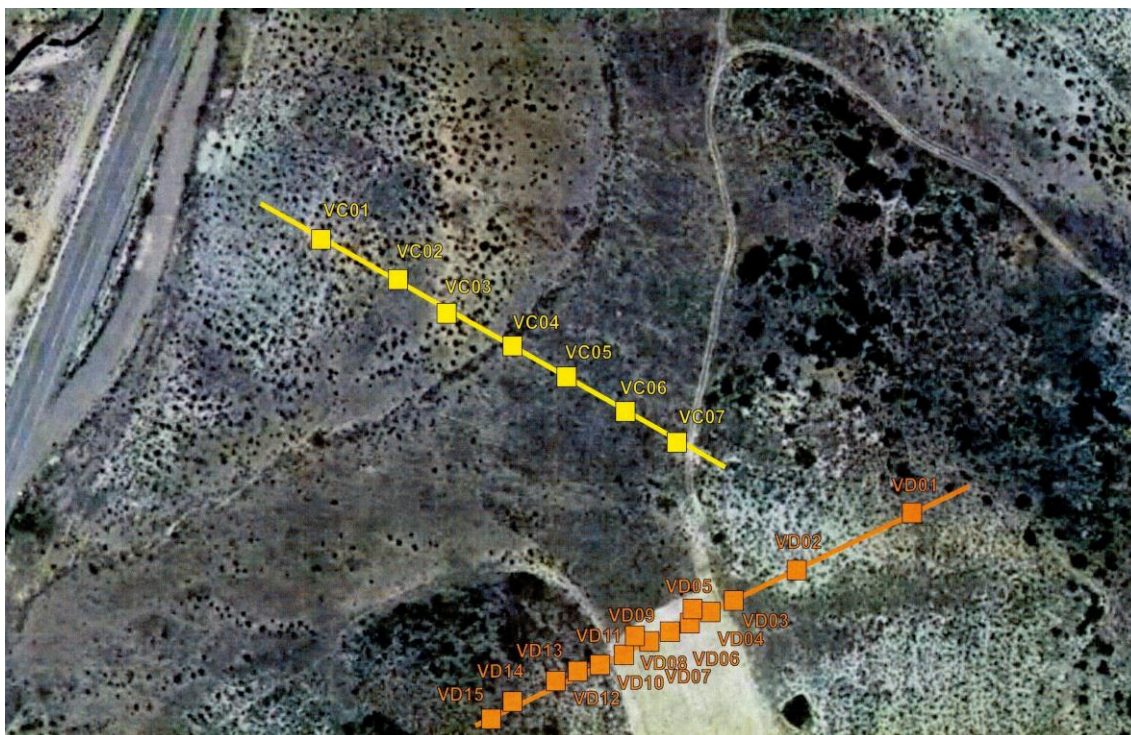


Fig. 16.- Mapa de la ubicación de la toma de muestras VD y VC

Comenzando con las muestras tomadas en las laderas, se observa una notable diferencia entre las muestras tomadas en la parte alta de la ladera, y el resto de la misma. En la parte alta las muestras tomadas tienen un color marrón oscuro y una cantidad de cantos alta (hasta un 50% de la muestra). Estos son redondeados, el grado de esfericidad varía entre subesféricos y tabulares y su tamaño es de entre 8mm a 3cm. La matriz tiene tamaño limo y se trata de una arcilla margosa. Estos materiales se corresponden con la terraza alta del río Ebro.

El resto de muestras tomadas en la ladera tienen colores más claros, la cantidad de cantos es mucho menor, si bien pueden encontrarse alguno de gran tamaño. La matriz es más arenosa. Estas laderas se corresponden a materiales yesíferos del Mioceno.

Por último, las muestras tomadas en el valle de fondo plano tienen unas características y propiedades muy similares a las de las muestras de las partes altas de las laderas. Estas muestras son de color marrón más oscuro u ocre. Tienen una gran cantidad de cantos de pequeño tamaño que son redondeados o subredondeados, y que como las muestras de las partes altas de las laderas, tienen una amplia gama de esfericidad; desde esféricos hasta tabulares. La matriz es arcillosa con una cantidad de margas notable.

VC y VS

Las muestras del resto de valles de fondo plano (VC y VS) tienen la misma tendencia que las de este valle piloto. En las laderas materiales yesíferos o depósitos de terraza, y en los valles de fondo plano materiales muy similares a los de la terraza (Fig. 17)

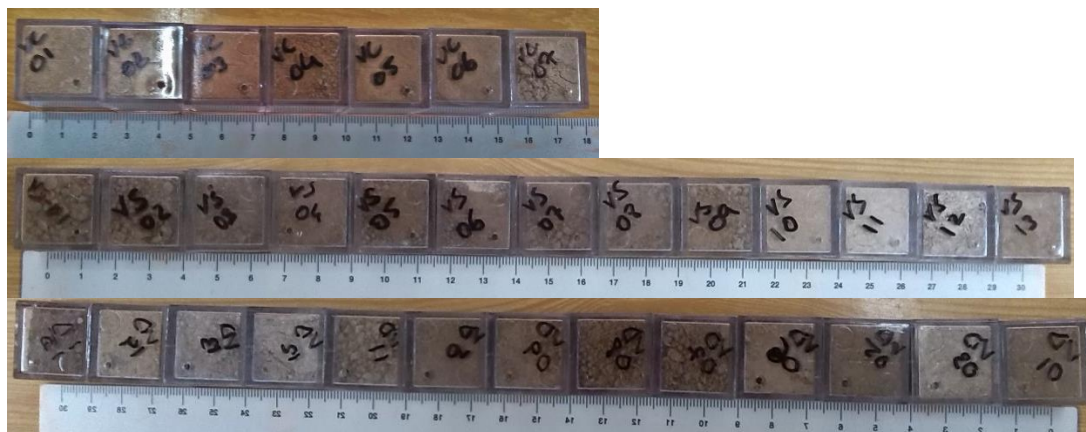


Fig. 17.- Sedimentos de las tres tomas de muestras de los valles de fondo plano.

Cabe señalar que las muestras VC no se han tomado de ninguna ladera, sino que se han tomado del valle de fondo plano principal, o de mayor anchura, y de su prolongación lateral. En la actualidad, en esta prolongación lateral hacia la carretera, el suelo está removido. Así pues, los resultados de las medidas de susceptibilidad de estos suelos pueden no ser relevantes, ya que el suelo está completamente removido e incluso se ha podido añadir tierra para mejorar el crecimiento de los árboles allí plantados.

Por otro lado, las muestras obtenidas de la cantera (depósitos de terraza) muestran características diferentes en cuanto a la matriz y al color.

La muestra 01 tiene un color blanquecino, beige, y la matriz arenosa. Contiene muchas concreciones margosas, y la cantidad de cantos es media. La proporción, en la muestra, de cantos y matriz, sería un 60-70% de matriz y 30-40% de cantos. Los cantos son desde tabulares hasta aciculares y desde redondeados hasta angulosos. Todos ellos de tamaños hasta 2cm.

Las muestras 02 y 05 tienen matriz de tamaño arena. Se observa una gradación homogénea desde el tamaño arena de la matriz hasta los cantos de mayor tamaño (2,5cm). El color es marrón anaranjado a ocre. Los cantos son desde tabulares hasta aciculares, encontrándose también cantos esféricos. Todos son muy redondeados.

La muestra 03 no contiene casi cantos, pero sí muchas concreciones terroso-margosas. Tiene un color oscuro y el tamaño de grano de la muestra es limo. La textura de la muestra es muy terrosa.

La muestra 04 tiene un color beige como la primera muestra, en cambio la matriz es mucho más margosa y arcillosa, con mayor contenido en yeso. Contiene pocos cantos y son esféricos y redondeados.

Por último, las muestras obtenidas de los taludes de la carretera corresponden a la formación evaporítica miocena. En la recogida de estas muestras se han obtenido cantos de yeso fibroso y alabastrino de grandes dimensiones.

Por otro lado, también se han recogido muestras de matriz, o de sedimento de tamaño fino. Estas muestras corresponden tanto a la terraza, como a la formación evaporítica, como a los materiales que componen los valles de fondo plano.

Las muestras JV01 y 06 contienen mucho yeso en la matriz, siendo esta de textura arenosa e incluyendo en ella cantos únicamente de composición yesífera.

Por otra parte las muestras 02, 05, 10 y 12 tienen una matriz mucho más margosa y cohesiva y no contienen cantos en su interior.

Otra muestra, como es la 07, tiene las mismas características que 01 y 06, pero en lugar de tener cantos yesíferos, contiene cantos provenientes de la terraza.

Por último, se han recogido cantos de varios tipos de yesos como puede ser el yeso fibroso o alabastrino.

SUSCEPTIBILIDADES

En la siguiente imagen se muestran las susceptibilidades y densidades de cada una de las muestras medidas en el laboratorio (Fig. 20).

En todas las muestras relativas a los valles de fondo plano, se observa un aumento de la susceptibilidad magnética desde el borde de los mismos hacia el centro, llegando a los 800×10^{-6} S.I. (Fig. 19).

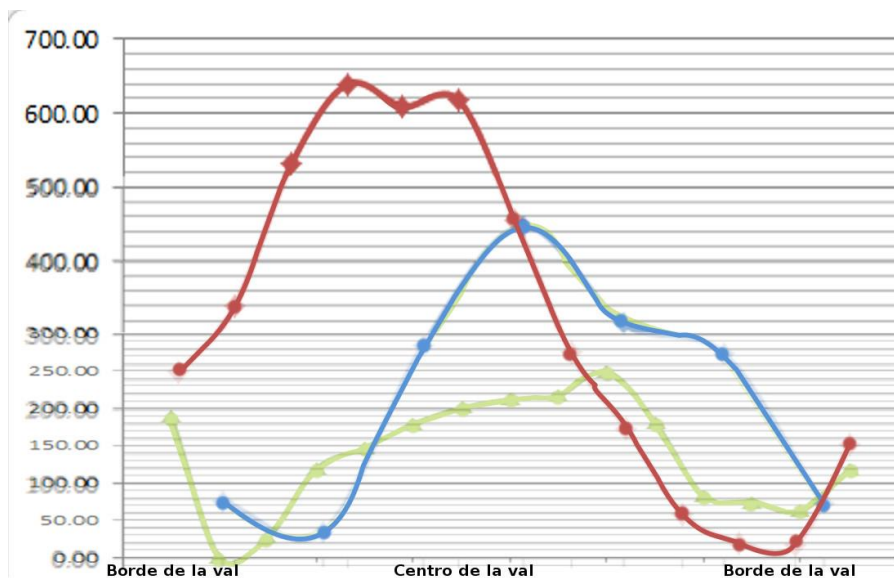


Fig. 19.- Variaciones de la susceptibilidad total de la tabla inferior. Azul- VC; Rojo-VS; Verde-VD.

Specimen	Mass (g)	Volume (cm³)	Densidad (g/cm³)	Total s. 10⁻⁶SI	Bulk s. 10⁻⁶S.I	Mass s. 10⁻⁶S.I.
VC01	8.05	7.62	1.06	77.55	101.77	96.34
VC02	6.79	7.62	0.89	35.51	46.61	52.30
VC03	9.09	7.62	1.19	285.39	374.53	313.96
VC04	8.83	7.62	1.16	446.68	586.19	505.86
VC05	9.2	7.62	1.21	315.39	413.90	342.81
VC06	8.51	7.62	1.12	275.39	361.40	323.60
VC07	7.26	7.62	0.95	73.03	95.84	100.59
VS01	8.58	7.62	1.13	250.12	328.24	291.51
VS02	8.16	7.62	1.07	340.29	446.57	417.02
VS03	7.71	7.62	1.01	531.32	697.27	689.13
VS04	8.65	7.62	1.14	639.44	839.16	739.24
VS05	8.79	7.62	1.15	609.52	799.90	693.43
VS06	9.18	7.62	1.20	617.31	810.11	672.45
VS07	8.14	7.62	1.07	455.93	598.33	560.11
VS08	7.07	7.62	0.93	276.96	363.46	391.74
VS09	7.82	7.62	1.03	174.18	228.58	222.73
VS10	7.24	7.62	0.95	58.38	76.61	80.63
VS11	8.48	7.62	1.11	20.92	27.45	24.67
VS12	6.2	7.62	0.81	15.27	20.04	24.63
VS13	6.83	7.62	0.90	154.20	202.36	225.77
VD01	8.58	7.62	1.13	189.03	248.08	220.32
VD03	6.86	7.62	0.90	27.15	35.63	39.57
VD04	8.53	7.62	1.119	119.29	156.45	139.84
VD05	7.15	7.62	0.94	146.79	192.64	205.31
VD06	8.23	7.62	1.08	179.45	235.50	218.04
VD07	8.66	7.62	1.14	200.98	263.75	232.08
VD08	7.91	7.62	1.04	212.62	279.03	268.80
VD09	8.36	7.62	1.10	217.06	284.85	259.64
VD10	7.99	7.62	1.05	249.72	327.72	312.54
VD11	7.69	7.62	1.01	180.30	236.61	234.46
VD12	6.24	7.62	0.82	81.71	107.23	130.94
VD13	7.66	7.62	1.01	73.24	96.12	95.62
VD14	8.31	7.62	1.09	61.98	81.34	74.59
VD15	7.64	7.62	1.00	116.90	153.41	153.01
JV07	10.65	7.62	1.40	18.88	24.77	17.72
TE01	10.17	7.62	1.33	56.17	73.72	55.24
TE03	8.72	7.62	1.14	138.36	181.58	158.67
TE04	9.52	7.62	1.25	58.31	76.53	61.25

Tabla 20.- Tabla de susceptibilidad y densidad de las muestras anteriormente descritas.

DESCRIPCIÓN DE LAS CURVAS k-T

En este apartado se van a describir las curvas de susceptibilidad con respecto a la temperatura que se han realizado con las muestras anteriores.

Las muestras que se han elegido para este estudio son las recogidas en el valle piloto, las muestras VD. En total se han realizado catorce medidas de esta val (Fig. 21).

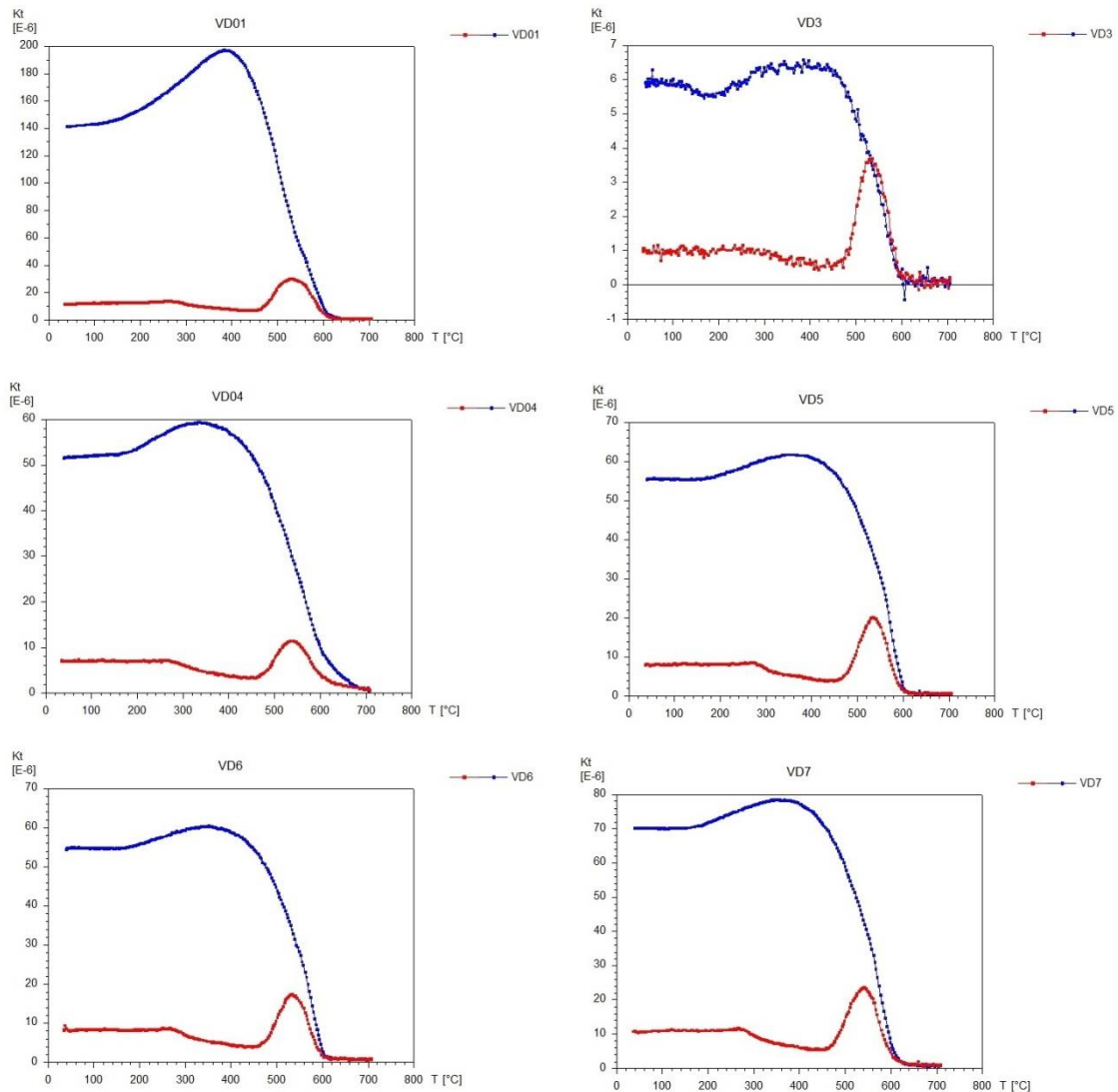


Fig. 21.- Curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura para las muestras VD

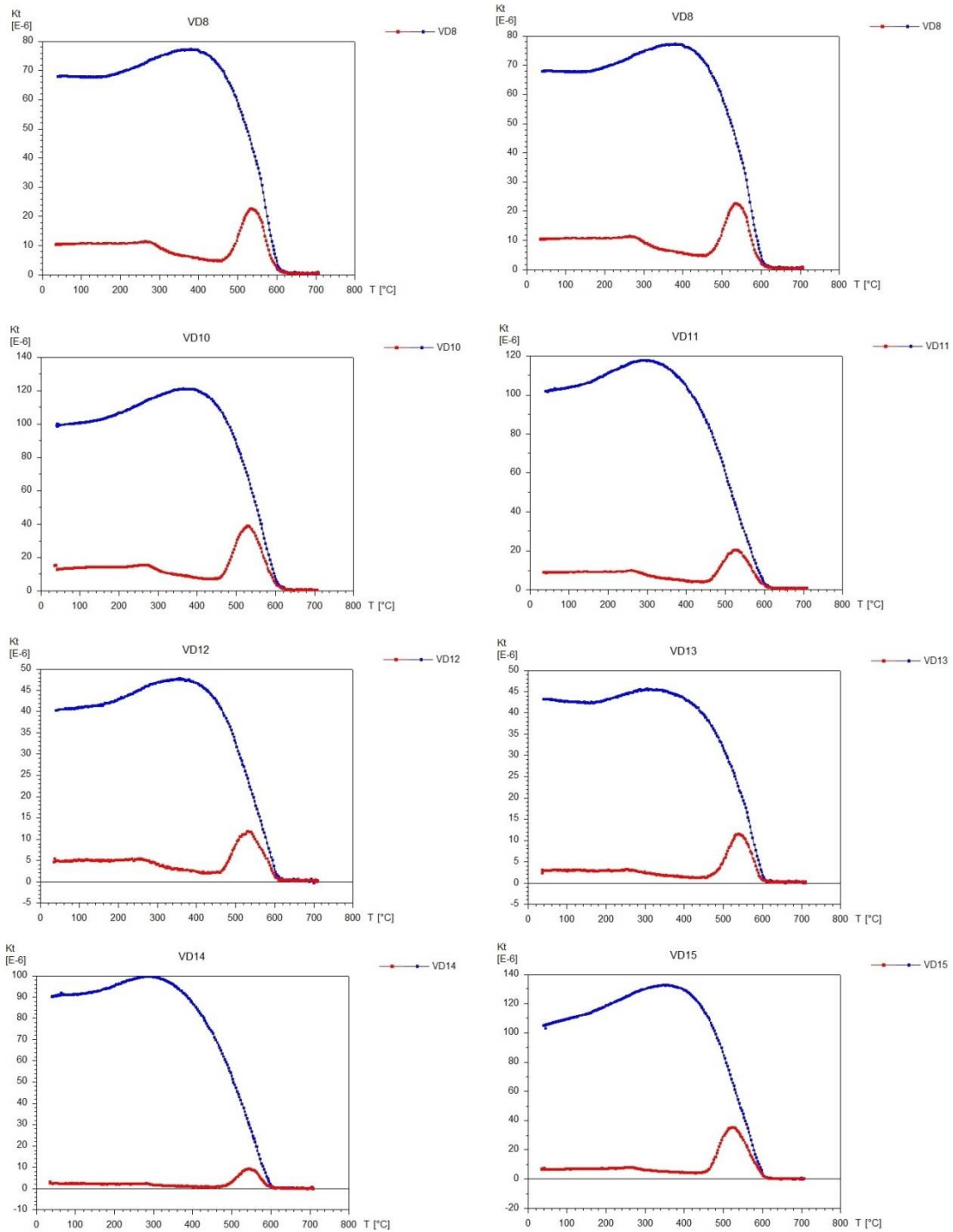


Fig. 21.- Curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura para las muestras VD. En rojo se muestra la curva del calentamiento, y en azul el enfriamiento.

Todas las curvas, de mayor o menor susceptibilidad, empiezan con una recta hasta los 250°C donde tiene un pequeño pico la curva. Posteriormente disminuye suavemente el valor de la susceptibilidad hasta que el calentamiento llega a los 450-475°C. Es en este momento cuando el valor de la susceptibilidad aumenta de manera brusca hasta encontrar su máximo a los 550°C. A partir de ahí, la susceptibilidad desciende hasta llegar a 0 y mantenerse constante con el aumento de la temperatura.

El proceso de aumento de la temperatura llega hasta los 700°C, donde ya no hay variación posible de la susceptibilidad con la temperatura. A partir de entonces comienza el proceso de enfriamiento de la muestra.

En este proceso la muestra mantiene una susceptibilidad nula hasta los 600°C, cuando empieza a aumentar bruscamente la susceptibilidad, alcanzando valores que pueden llegar a ser hasta diez veces mayores que el valor más alto registrado en el proceso de calentamiento. Este aumento brusco tiene su máximo en torno a los 400°C, donde comienza a descender suavemente el valor de la susceptibilidad. En torno a los 150-200°C, este valor se mantiene constante hasta llegar de nuevo a la temperatura a la que se inició este ciclo de calentamiento-enfriamiento.

A partir de estas curvas se puede evaluar de forma cualitativa cuál es el porcentaje de minerales ferro- y paramagnéticos que hay en la muestra estudiada. Para ello el programa Cureval8, programa con el que se han realizado las curvas k-T, da la posibilidad de realizar el cálculo del porcentaje de minerales ferro- y paramagnéticos.

Para obtener un resultado óptimo y relevante del cálculo de dichos porcentajes, hay que tomar un intervalo de temperatura representativo. En este intervalo no tiene que haber tenido lugar el cambio de fases de minerales ni otras variaciones que puedan cambiar la susceptibilidad (Hrouda et al. 1997).

A partir de este rango de temperaturas, el programa Cureval8 traza una hipérbola ajustándose a la curva de calentamiento. Hrouda et al. (1997) proponen utilizar un rango de temperaturas de entre 40-200°C, ya que en ese intervalo no se producen cambios de fases minerales.

Para minerales puramente ferromagnéticos, en este rango de temperaturas, la línea que dibuja la susceptibilidad al aumentar la temperatura es recta. En cambio para minerales puramente paramagnéticos, lo que se observa es una hipérbola (Hrouda et al. 1997).

Así pues, observando las curvas, se llega a la conclusión de que son curvas de materiales con mayor índice de minerales ferromagnéticos que paramagnéticos.

Las gráficas se pueden dividir en tres tipos según la pendiente del primer tramo de la curva, tramo con el cual se calcula el porcentaje de minerales ferro-y para magnéticos.

Se pueden observar curvas con un inicio constante, horizontal, cuyo porcentaje de minerales ferromagnético, en relación con la contribución a la susceptibilidad, es cercano al 100%. Este sería el caso de las muestras VD03, 04, 05, 06 y 12 (Fig.22).

Por otro lado se observan curvas con un inicio descendente, en el que el contenido de minerales paramagnéticos es mayor, entre un 15% y un 30%. Este es el caso de las muestras VD13 y 14 (Fig.22).

Por último, el tercer grupo, la tendencia de la curva en este primer tramo es ascendente. Esto implica que la cantidad de minerales ferromagnéticos es mayor, y que existe una cierta cantidad de minerales superparamagnéticos o ferromagnéticos enmascarados y que al aumentar la temperatura en estos rangos pasan a ser ferromagnéticos. Este sería el caso de las muestras VD01, 07, 08, 09, 10, 11 y 15. Aquí el porcentaje de minerales ferro- y paramagnéticos que se obtiene a partir del programa no es verosímil ya que da una cantidad de minerales ferromagnéticos superior al 100% y de para magnéticos inferior al 0% (Fig.22).

Las muestras con tramos iniciales horizontales coinciden con las muestras tomadas en el valle de fondo plano, en uno de los márgenes. Coincide también con un incremento de la susceptibilidad magnética hacia el otro margen del valle.

Las muestras con tramos iniciales descendentes coinciden con la zona yesífera de una de las laderas y con las muestras de menor susceptibilidad magnética de todas las estudiadas en este valle.

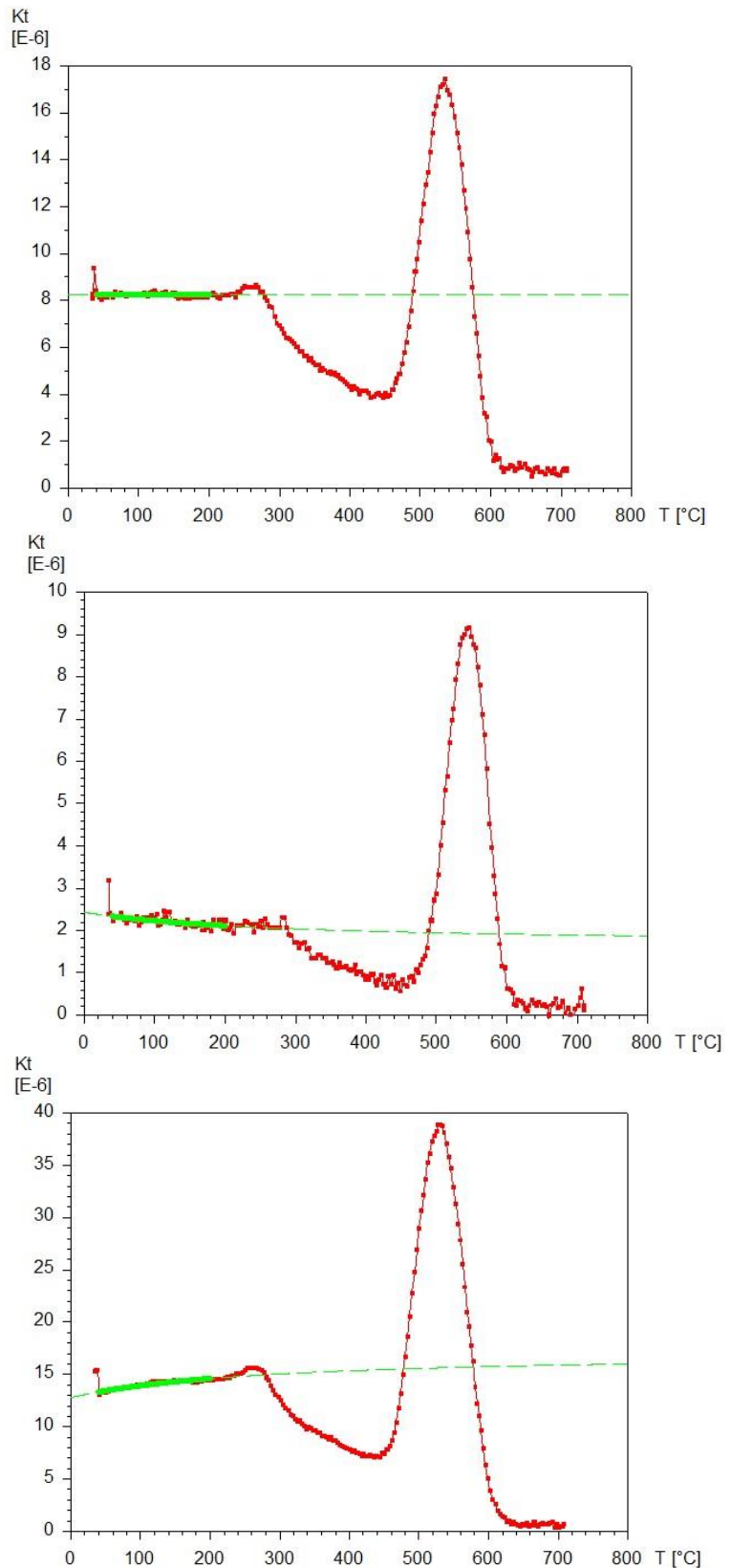


Fig. 22.- Tres tipos de tendencia del primer tramo del periodo de calentamiento. De arriba abajo: Horizontal (VD6), Descendente (VD14), Ascendente (VD10)

Por último las muestras con tramos iniciales ascendentes coinciden con las muestras tomadas en las partes altas de las laderas o en el centro y uno de los márgenes del valle de fondo plano. También coinciden con altos valores de susceptibilidad magnética, encontrándose entre ellos los valores más altos registrados que coinciden con uno de los márgenes del valle de fondo plano.

Las variaciones de pendiente tanto en la curva de calentamiento como en la de enfriamiento tienen que ver con variaciones en las fases minerales. Cada mineral tiene una temperatura a partir de la cual las propiedades ferromagnéticas pasan a ser paramagnéticas. Este es el denominado punto o temperatura de Curie.

En estas curvas se observan varias fases minerales que corresponden con cambios en la pendiente de la curva k-T.

Al representar la curva como la inversa de k frente a la temperatura, se observa que hasta que no hay un cambio en las fases minerales, la curva pasa a ser una recta constante. Así pues cada cambio en la recta representará a un mineral o grupo de minerales diferentes. Estos se pueden definir según su temperatura de Curie, ya que cuando el mineral se acerca a esta temperatura, su susceptibilidad magnética aumenta, hasta, que pasada esta temperatura, deja de tener propiedades típicas de un mineral ferromagnético, para tener las propias de uno paramagnético.

Como se ve en las curvas de la figura 23, hay dos puntos en la curva en los que deja de ser recta y constante. Observando las temperaturas de Curie de minerales ferromagnéticos, se llega a la conclusión de que el primer cambio de pendiente de la curva tiene lugar en torno a los 450°C, relacionado con sulfuros de hierro hidratados, y el segundo en torno a los 650°C, relacionados con hematites.

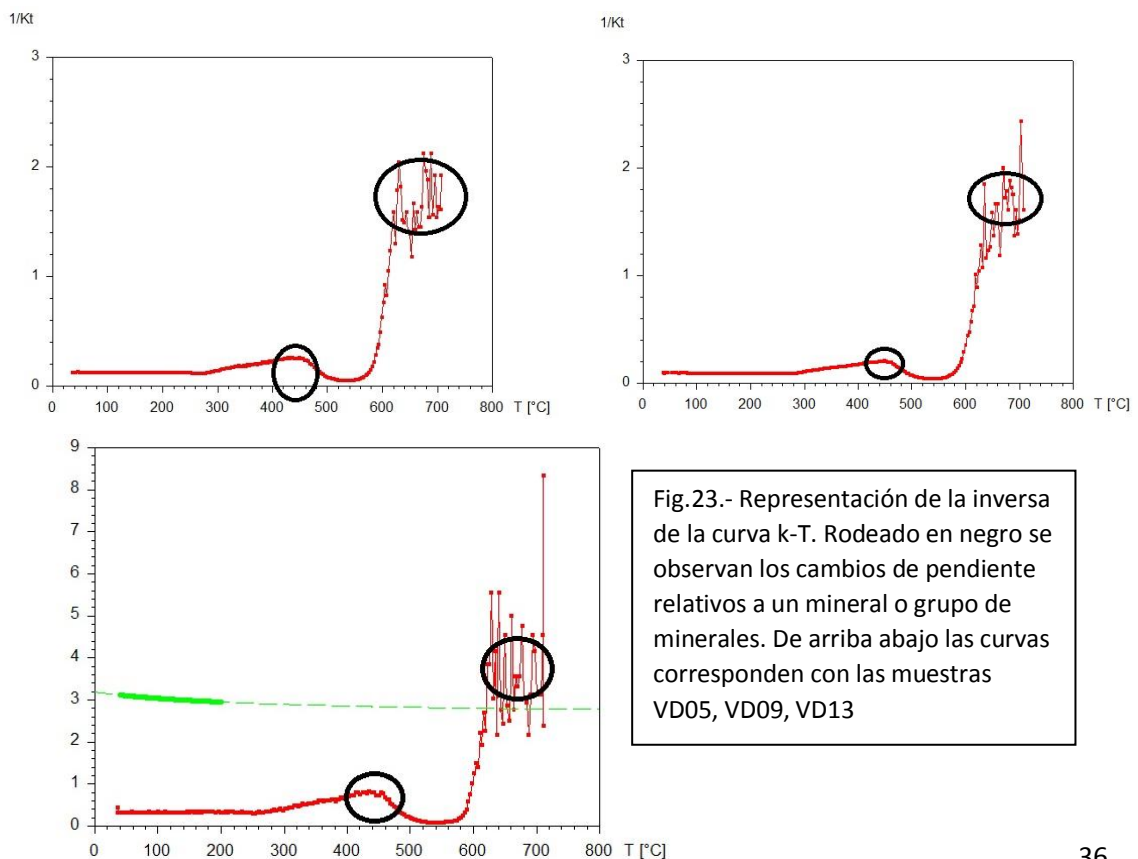


Fig.23.- Representación de la inversa de la curva k-T. Rodeado en negro se observan los cambios de pendiente relativos a un mineral o grupo de minerales. De arriba abajo las curvas corresponden con las muestras VD05, VD09, VD13

DESCRIPCIÓN DEL MAPA DE ANOMALÍAS

A partir de los datos obtenidos en la prospección magnética se puede calcular la anomalía residual magnética y representarla en un mapa (Fig. 24 y 26)

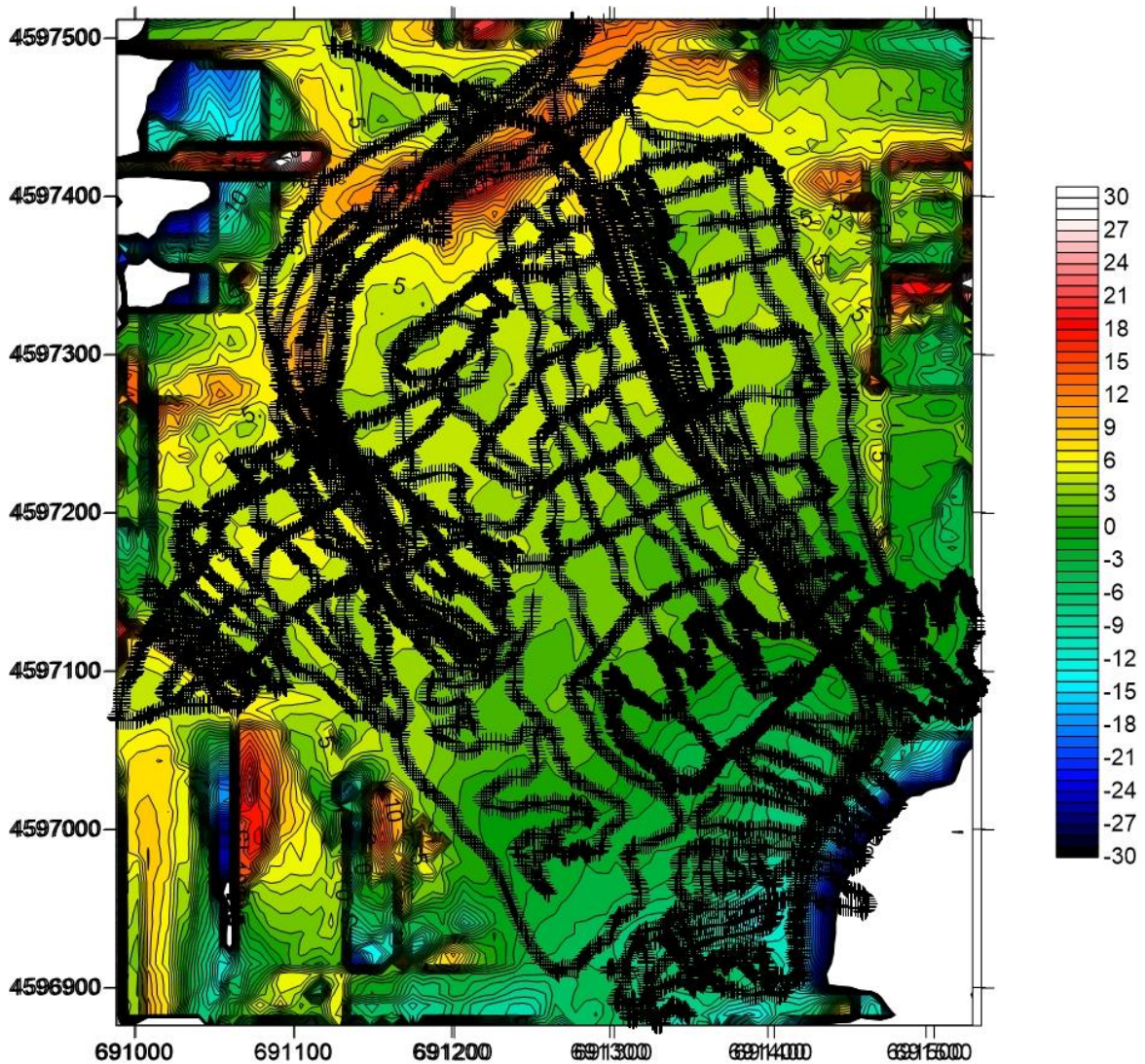


Fig. 24.- Mapa de anomalías magnéticas. En negro se observa el trazado realizado durante la prospección

El trazado de la prospección magnética ha sido mediante trazos paralelos a la dirección de los valles de fondo plano, y transversalmente a ellos, ocupando el mayor espacio posible y sin dejar huecos para que el interpolado sea lo más representativo posible (Fig. 25).

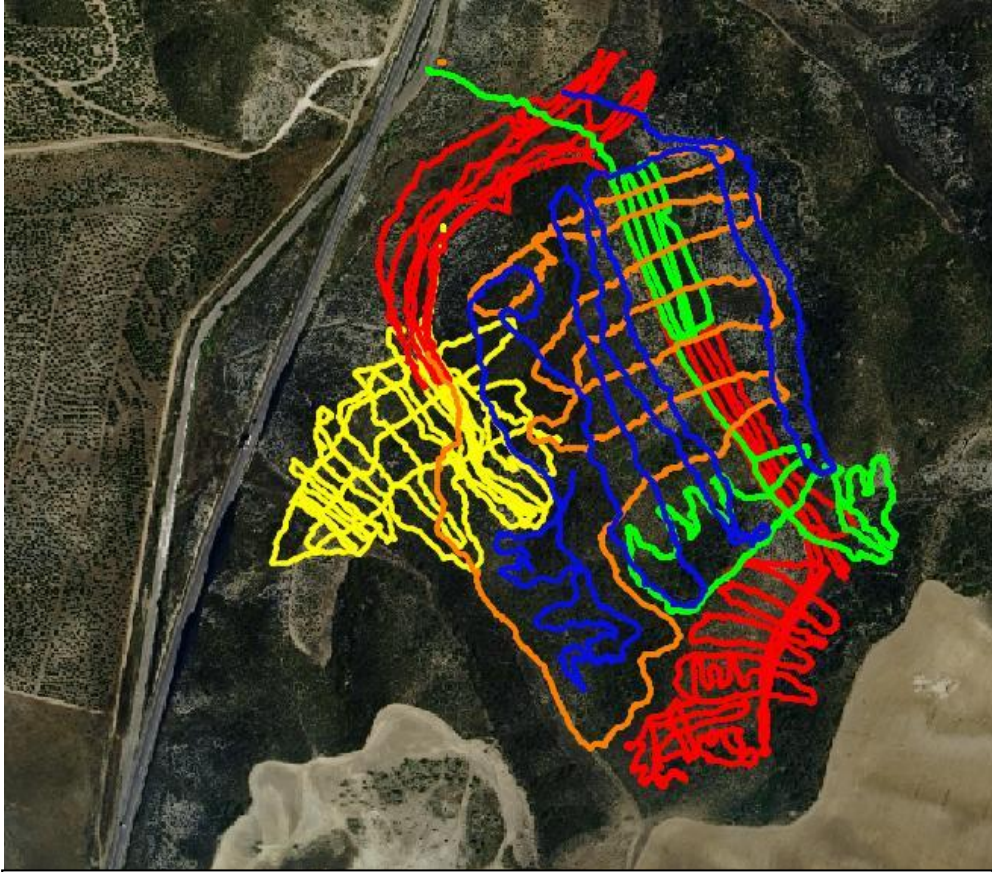


Fig. 25.- Trazado de la prospección magnética en la zona de estudio

Las variaciones en la intensidad del campo entre los valles de fondo plano y el resto del entorno son muy bajas. Las anomalías en esta zona están en torno a 2nT, excepto en dos lugares en los que la anomalía llega a los 10nT o supera los 20nT. Estas anomalías de 2nT son las que definen claramente el trazado de los valles de fondo plano

En colores amarillentos quedan bien definidos los trazados de los valles de fondo plano, con un valor de 5nT. Al norte se observa una anomalía puntual de más de 20nT. Esto puede deberse a objetos metálicos que se hallan en el suelo o subsuelo. Hacia el oeste se observa otra anomalía, ésta llega a los 10nT.

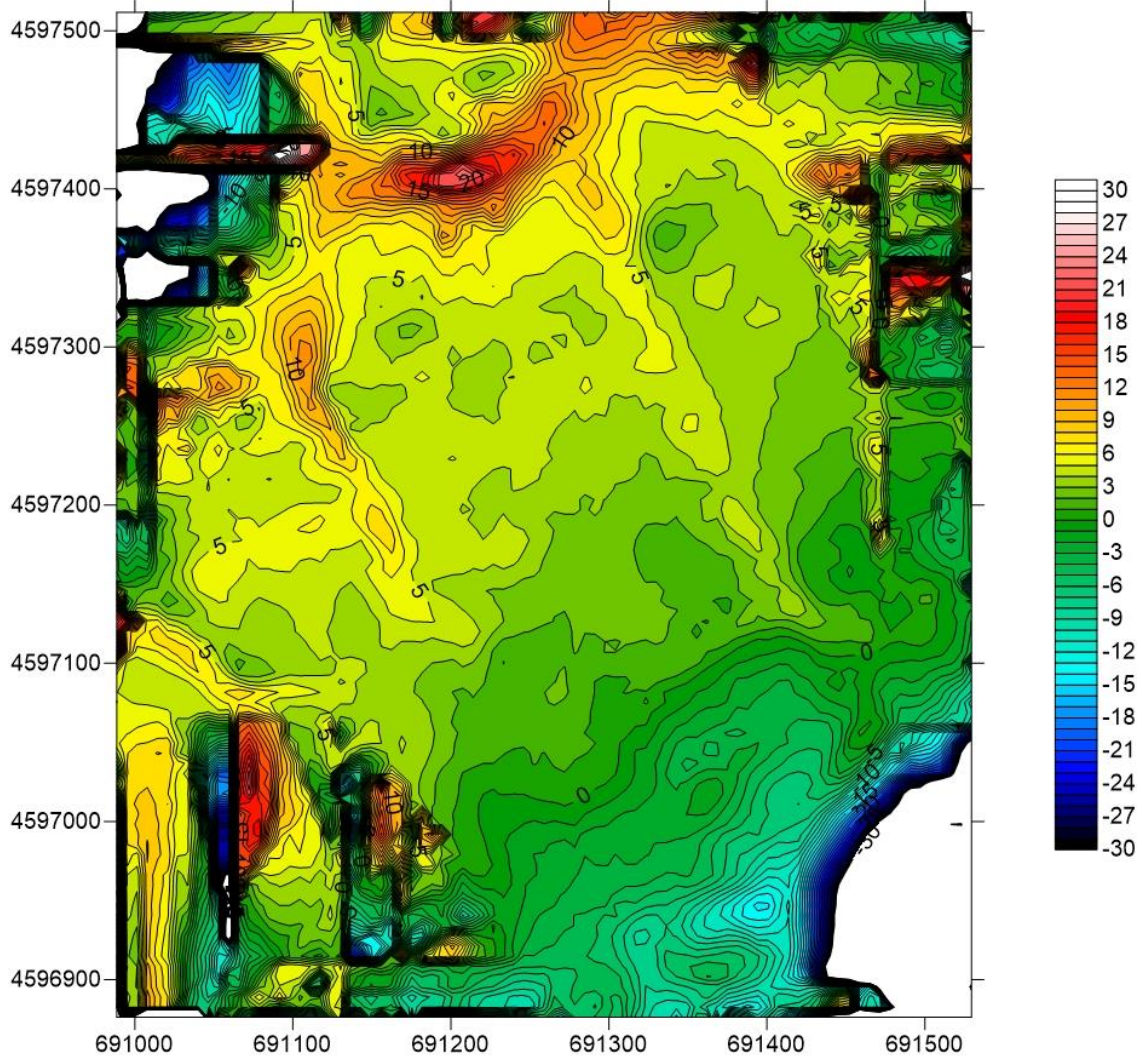


Fig. 26.- Mapa de anomalías magnéticas.

Por otra parte cabe destacar que no hay diferencia entre la intensidad de la anomalía generada por la unidad evaporítica y por la generada por la terraza (t8) ya que ninguna de las dos unidades producen anomalías. Esto es debido a que susceptibilidad magnética es muy baja o casi nula, siendo unidades con minerales paramagnéticos de baja susceptibilidad y diamagnéticos en su mayoría y una cantidad muy baja de minerales ferromagnéticos.

Sin embargo los valles de fondo plano tienen una anomalía mayor que define bien su contorno. Esto se debe, como se puede observar en las curvas k-T o en la tabla de susceptibilidades (Fig. 20), a que hay minerales ferromagnéticos.

En el sur y sureste del mapa se observa una clara tendencia a valores cada vez más bajos, llegando a ser negativos. Esto es debido al efecto de borde ya que donde no se ha recogido el dato de la intensidad del campo, el programa interpola el valor. Por esto, en el sureste, suroeste, norte, oeste y este hay valores extremadamente altos o bajos.

Las anomalías del norte de la zona pueden deberse a objetos metálicos infrayacentes. Dado que esta zona ha sido escenario de batallas en la Guerra Civil española y el suelo ha sido

removido para la plantación de pinos y para el cultivo de otro tipo de plantas a lo largo de los años, no es de extrañar que se encuentren objetos metálicos que produzcan una anomalía de dimensiones considerables.

DESCRIPCIÓN DE LA MODELIZACIÓN MAGNÉTICA 2,5D

Se ha realizado un corte en el valle de fondo plano piloto (VD) (Fig. 27) a partir de los datos obtenidos en la etapa de prospección. Este corte se ha modelizado con el programa Gravmag (Pedley *et al.* 1993).



Fig. 27.- Localización del corte realizado para la posterior modelización.

Mediante este programa se trata de, mediante polígonos de diferentes susceptibilidades, averiguar cuál es la geometría y susceptibilidad de la fuente de las anomalías. Este tipo de modelado introduce una dimensión de los polígonos perpendicular al corte realizado. En este caso ha sido una dimensión de 250m a cada lado del corte.

Para ello se ha comenzado con polígonos sencillos.

En estos cortes (Fig. 28, 29, 30 y 31) se observa en la parte superior la curva obtenida a partir de las mediciones realizadas en la etapa de prospección y debajo, en una traza discontinua, la curva obtenida a partir del polígono que se ha trazado previamente en la parte inferior de la imagen.

En dicha parte inferior se observa el relieve a partir de una línea de color rojo continua, y el polígono dibujado y al cual se le añaden una serie de propiedades como la susceptibilidad magnética.

En los laterales de ambas partes de la imagen se encuentran unas líneas rectas que marcan la profundidad, medida en metros, de los polígonos en la parte inferior, y en la superior la distancia con respecto al origen medida en metros, y la intensidad magnética medida en nT

Antes de comenzar a trazar los polígonos, se ha de definir una serie de parámetros como la orientación del perfil, el campo magnético terrestre y la inclinación y declinación magnética.

En estos casos, la Orientación del Perfil es de 70° con respecto al norte; la intensidad del Campo Magnético Terrestre es de 38.2 T, la Declinación es de -0.35° y la Inclinación es de 56.64°

La primera aproximación se ha realizado a partir de un polígono que simula la geometría de un valle fluvial. Este polígono, con una susceptibilidad de 1000×10^{-6} S.I., da lugar a una anomalía de geometría similar a la prospectada en la zona del valle de fondo plano (Fig. 29).

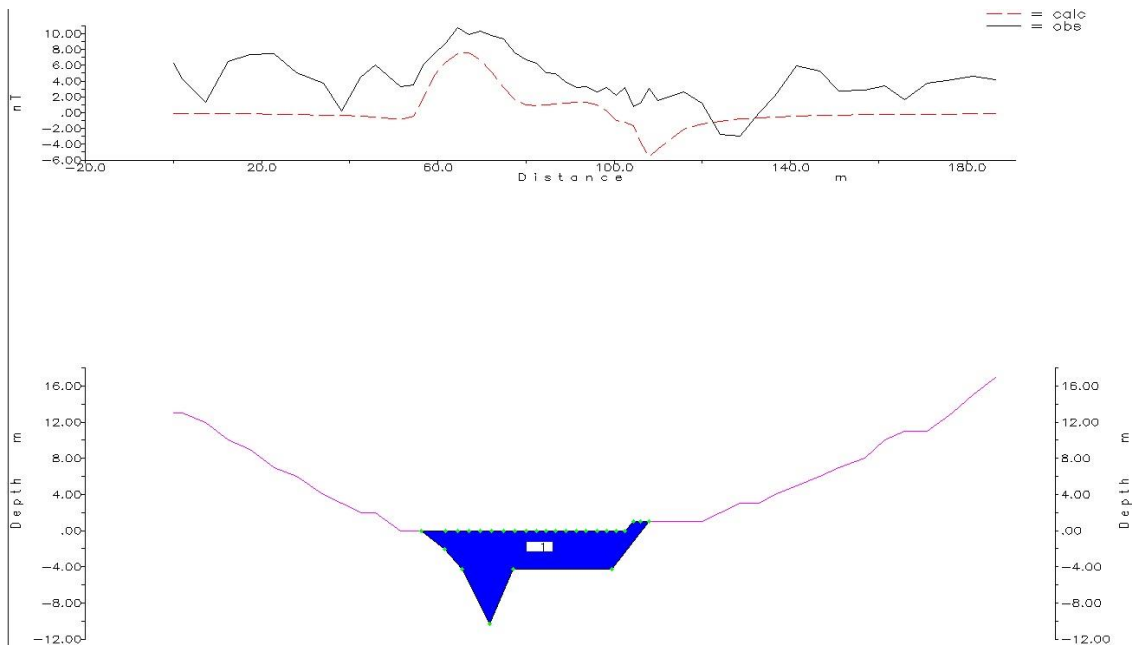


Fig. 29.- Modelo de un corte realizado a partir de los datos obtenidos en la prospección magnética. La susceptibilidad magnética del polígono es de 1000×10^{-6} nT

Por otra parte, si se traza un polígono de fondo plano y con susceptibilidad magnética de 900×10^{-6} S.I., lo que se obtiene es una anomalía que no se parece tanto a la observada en la prospección como la anterior (Fig. 30).

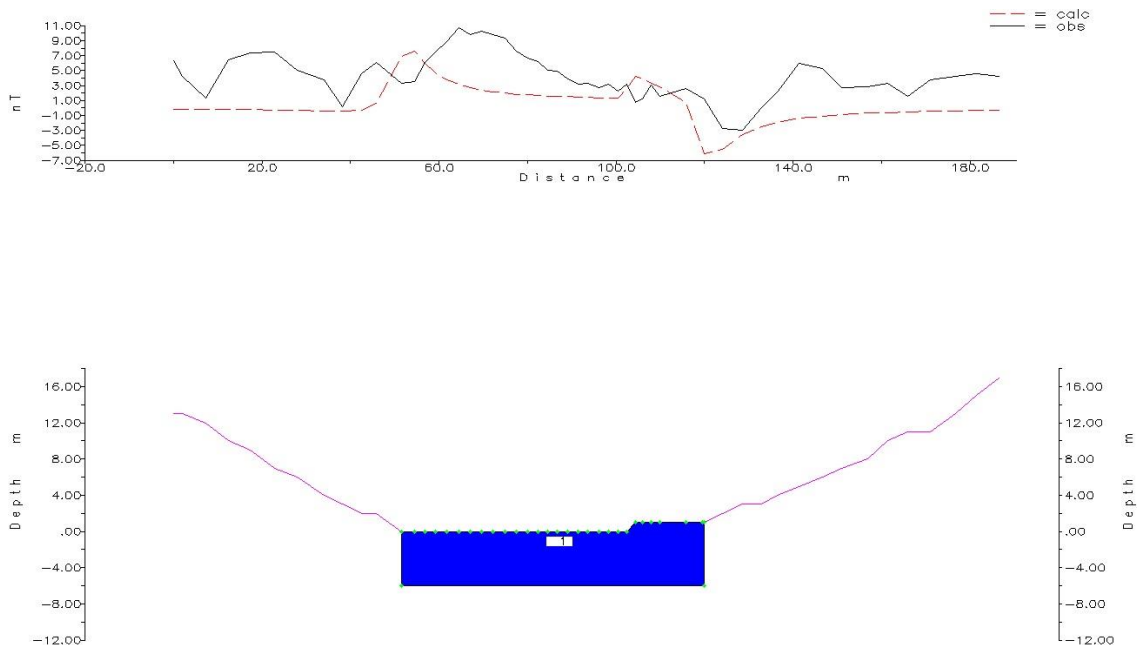


Fig. 30.- Modelo de un corte realizado a partir de los datos obtenidos en la prospección magnética. La susceptibilidad magnética del polígono es de 900×10^{-6} nT

Un tipo de modelo ya más complejo sería uno que aparte de abarcar el valle de fondo plano, modelice también las laderas, todo el corte en conjunto. Esto mismo se puede observar en las figuras 31 y 32.

En este corte (Fig. 31) se ha tenido en cuenta, no solo el valle de fondo plano, sino también los relieves circundantes. Se trata de un corte simple, con una morfología de base plana para los polígonos. Se trata de la modelización que más se asemeja a la curva obtenida mediante la prospección.

Las susceptibilidades de los polígonos son las siguientes:

- Azul: 1000×10^{-6} S.I.
- Amarillo: 800×10^{-6} S.I.
- Rosa: 700×10^{-6} S.I.
- Verde: 600×10^{-6} S.I.
- Blanco: 0 S.I.

En este corte se observa que el polígono con mayor susceptibilidad, azul (1), se sitúa en la margen izquierda del valle de fondo plano. Este polígono tiene una potencia de 18m y la geometría de la base es plana. A continuación, en la parte baja de la ladera izquierda, hay otro

polígono de alta susceptibilidad, amarillo (3). En la margen derecha y en la parte inferior de la ladera derecha, los polígonos, rosas (2, 4), tienen una susceptibilidad media-alta. Sus potencias son de 14m y de 8m y la geometría de sus bases es plana. Las partes medias y altas de las laderas tienen susceptibilidades medias y medias-altas. En la ladera izquierda, el polígono (7) tiene una geometría de la base plana y una potencia máxima de 12m. Por otro lado, en la ladera derecha, los polígonos son menos potentes y paralelos a la superficie. Los polígonos de menor susceptibilidad, verdes (6 y 8), tienen una potencia de 4m. El polígono restante (5) tiene una potencia máxima de 8m. La geometría de la base de este polígono no es plana, a diferencia de los polígonos anteriormente descritos.

Todos estos polígonos están inmersos en un polígono de color blanco y son susceptibilidad magnética nula.

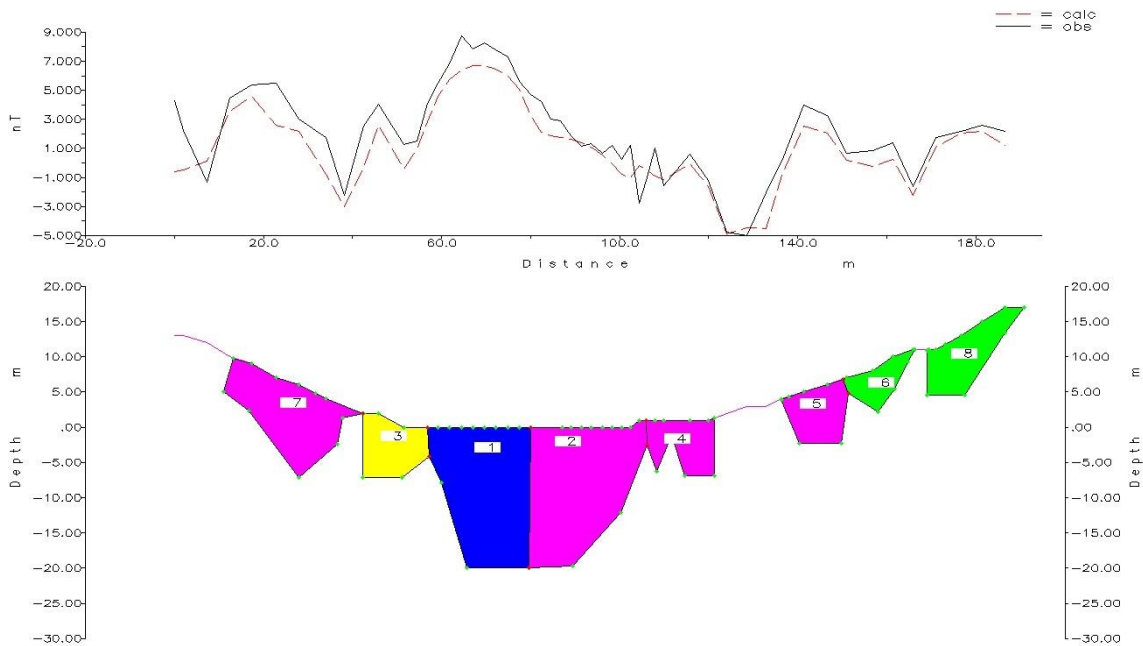


Fig. 31.- Modelo de un corte realizado a partir de los datos obtenidos en la prospección magnética.

Por último, de manera más compleja, se ha realizado este corte (Fig. 32), en el que se han trazado polígonos de base plana. Es otra combinación que también se asemeja mucho a la curva obtenida mediante la prospección.

Las susceptibilidades de los polígonos son las siguientes:

- Azul: 1100×10^{-6} S.I.
- Amarillo: 900×10^{-6} S.I.
- Gris: 800×10^{-6} S.I.
- Rosa: 700×10^{-6} S.I.
- Verde: 600×10^{-6} S.I.
- Naranja: 500×10^{-6} S.I.
- Blanco: 0 S.I.

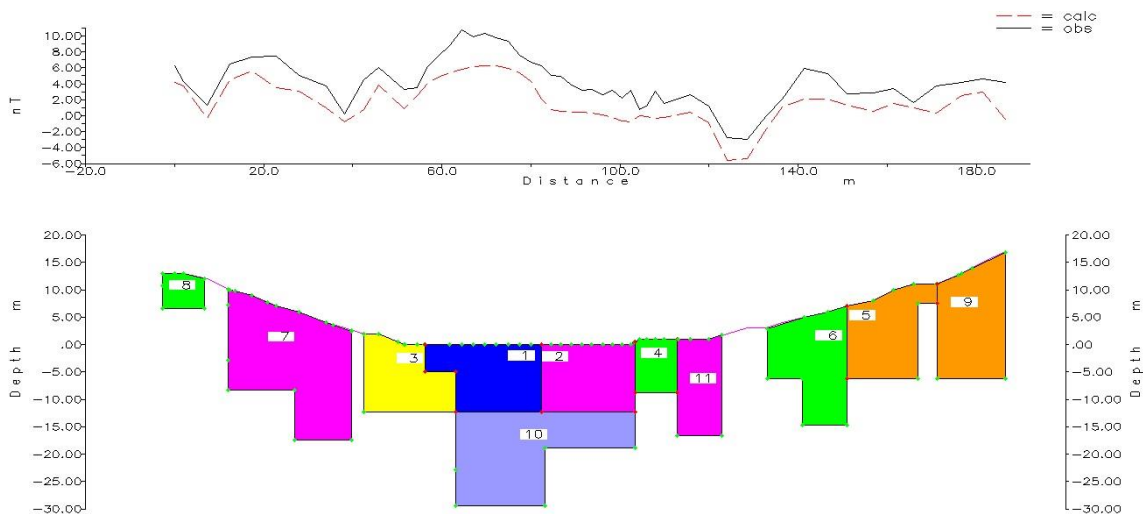


Fig. 32.- Modelo de un corte realizado a partir de los datos obtenidos en la prospección magnética.

En este corte se observa que los cuerpos con mayor susceptibilidad magnética, azules (1), se encuentran en la margen izquierda del valle de fondo plano. Otros cuerpos de alta susceptibilidad son los rosas (2, 7 y 11) que se hallan en la margen derecha del valle de fondo plano y en una de las laderas. Esto puede deberse a que se acumulen allí minerales transportados desde la parte superior de la ladera, cuyos depósitos corresponden a una terraza.

En los laterales del valle de fondo plano se ubican las zonas con menor susceptibilidad magnética debido a que son zonas por las que se transportan los materiales hasta el valle de fondo plano donde se acumulan.

Como se puede observar en la curva calculada a partir de la prospección magnética, las variaciones en las anomalías son pequeñas, entre 5-6nT.

Cabe señalar que conforme el polígono se halle más profundo, menor será la respuesta en superficie, es decir, menor será la intensidad observada. El programa trabaja por contraste, es decir, que si en este caso se aumenta la susceptibilidad del color blanco (background) la curva calculada por el programa baja la intensidad. En cambio, si disminuimos la susceptibilidad, la curva calculada asciende en la gráfica.

CONCLUSIONES

Los resultados de los métodos descritos anteriormente evidencian el claro aumento tanto de la susceptibilidad magnética como de la anomalía magnética residual en los valles de fondo plano con respecto a los relieves circundantes (Fig. 26).

Esto puede deberse a que tanto en la terraza (t8) como en la formación evaporítica haya dispersos minerales ferromagnéticos. Estos, al producirse la erosión por efecto del agua, serían arrastrados hasta el valle de fondo plano donde se acumulan de forma relativa al ser más insolubles.

Minerales como el yeso, u otras sales, no se depositan en el valle de fondo plano, sino que se mantienen disueltas en el agua y son transportadas a cotas inferiores donde posteriormente serán depositadas como evaporitas de neoformación.

Las curvas termomagnéticas evidencian que el porcentaje de minerales ferromagnéticos frente al de paramagnéticos es muy elevado.

Esto, junto con el aumento de la susceptibilidad en los valles de fondo plano pone de manifiesto que en dichos valles se produce la acumulación de minerales ferromagnéticos. Estos solamente pueden provenir, o de la erosión de las laderas, o mediante transporte a través de un sistema acuoso desde la cabecera del valle.

La acumulación de estos minerales ferromagnéticos en el valle de fondo plano no es homogénea. La mayoría de ellos, o los que tienen una susceptibilidad mayor, se encuentran en uno de los márgenes del valle y no en el centro como se observa en las figuras 29, 30, 31 y 32.

Esto puede deberse a que la acumulación del sedimento es mayor en un margen y no es homogénea como cabría esperar si la base del interior del valle de fondo plano fuese plana.

Otra opción es que la base fuese plana, pero en uno de los márgenes del valle se depositaran minerales con mayor susceptibilidad magnética.

Por otra parte, la prospección magnética realizada también evidencia que los valles de fondo plano presentan una anomalía residual de entre 2 y 5 nT respecto al encajante (evaporitas) y permite definir el trazado de los mismos.

La modelización 2,5D de una sección tipo permite deducir que la morfología de los cuerpos que generan la anomalía podría ser de base plana (Fig. 31). Esto puede dar una idea de cómo es la morfología del interior de los valles de fondo plano.

Así pues, el valle de fondo plano sería de base plana y con unos límites netos y discordantes con respecto a las formaciones evaporíticas que los envuelven. Estos tendrían un buzamiento elevado. Por otra parte, en las laderas, habría cuerpos de menor potencia (posibles valles de fondo plano laterales) cuya morfología de la base sería tanto en embudo, como de base plana o paralela a la superficie.

DISCUSIONES

Para poder realizar un estudio detallado y poder caracterizar debidamente los valles de fondo plano, deberían de tomarse más zonas de estudio en ambas márgenes del Río Ebro y comparar entre ellas los resultados.

Otras de las prácticas que deberían de llevarse a cabo es el realizar estudios con más técnicas geofísicas (georadar, gravimetría, electromagnetismo, etc).

Una vez se tienen los resultados de todas las zonas de estudio mediante todas las técnicas posibles, junto con la estratigrafía, se puede caracterizar mejor los valles de fondo plano. Mediante un trabajo multidisciplinar obtener la mayor información posible de uno de los relieves más abundantes en el sector central de la Cuenca del Ebro

Posiblemente así se podría despejar la incógnita de si la base de estos valles es plana o es en embudo ("V") y si en la alternancia de periodos de acumulación y erosión tiene el ser humano más protagonismo del pensado hasta el momento.

BIBLIOGRAFÍA

- Arauzo, T., & Gutierrez Elorza, M. (1994). Evolución de los valles de fondo plano del centro de la depresión del Ebro. *III Reunión de Geomorfología, Logroño*, pp. 277-290.
- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J. y Roca, E. (1992). Evolution of the central margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, pp. 219-247.
- Benito, G. (1987). Karstificación y colapsos karsticos en los yesos del sector central de la depresión del Ebro. *Cuaternario y geomorfología*, 1, pp. 61-76.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. & Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7) 2347, pp. 1-18.
- Gutiérrez Elorza, M., Burillo, F., & Peña, J. L. (1985). Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de investigación geográfica*, (11), 193-207.
- Hroudda, F., Jelínek, V. y Zaplletal, K. (1997). Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophysics*, 129, pp. 715-719
- Luzón, M.A., Pérez, A., Soriano, M.A. y Pocoví, A. (2008). Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, pp. 205, 1-13.
- Mochales, T. (2006). (Tesina). Prospección magnética aplicada a la detección y caracterización de dolinas en el entorno de Zaragoza. Universidad de Zaragoza, 222 pp.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J. (2004). La Cuenca del Ebro. In Vera, J.A. (Ed), *Geología de España* (pp. 533-543). Madrid: SGE-IGME.
- Pedley, R. C., Busby, J. P., & Dabek, Z. K. (1993). GRAVMAG user manual: interactive 2.5 D gravity and magnetic modeling. *British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R*, 73.
- Pérez, A., Pueyo, Ó., Gil, H., Soriano, M. A., & Luzón, A. (2011). Deltas de gravas asociados a depósitos fluviales pleistocenos afectados por colapsos kársticos y su estudio con ayuda de técnicas GPR (Cuenca del Ebro, NE de España) *Geogaceta*, 50-2, pp. 117–120.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. & Pardo, G. (2002). Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 15 (3-4), pp. 217-231.
- Riba, O., Reguant, S., & Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro homenaje a JM Ríos, Geología de España*, 2, pp. 131-159.
- Soriano, A. (1989) Infilled valleys in the central Ebro basin (Spain). *Catena*, 116. pp. 357-367.
- Soriano, A., (1990) Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro. *Zaragoza. Diputación Provincial de Zaragoza*. 269 p.

- Soriano, A. (2011). Geología y geomorfología de la Delimitación Comarcal de Zaragoza. In Aguilera, I. & Ona Gonzales, J. L. (Eds.), *Delimitación Comarcal de Zaragoza* (pp. 15-34). Zaragoza: Gobierno de Aragón & Departamento de Política Territorial, Justicia e Interior.
- Soriano, A. & Calvo, J. M. (1987) Características, evolución y datación de los valles de fondo plano de las inmediaciones de Zaragoza.
- Soriano, A. & Simón, J. L. (1985). Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza. *Actas I Reunión de Cuaternario Ibérico*, II, pp. 329–343.
- Soriano, A. & Simón, J. L. (1995). Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology*. 11(4), 295-309.
- Van Zuidam, R.A. (1976) Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. I.T.C. 221 p.