



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Estudio geológico y geofísico del contacto entre la
Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro en el somontano
del Moncayo.

Geological and geophysical study of the contact
between the Iberian Range and the Ebro Basin in
Somontano del Moncayo.

Autor/es

Néstor Alcay Bermejo

Director/es

Antonio Casas Sainz
Teresa Román Berdiel

Facultad de Ciencias
2019

Índice

Abstract	1
Planteamiento	1
Objetivos	1
Metodología	2
<i>Fundamentos de la prospección gravimétrica</i>	2
<i>Toma de datos gravimétricos</i>	3
<i>Procesado de datos gravimétricos</i>	4
<i>Recogida de muestras de material para medida de densidades</i>	6
<i>Modelización</i>	7
Contexto geológico	8
<i>Estratigrafía</i>	9
<i>Estructura</i>	14
Presentación y discusión de los resultados obtenidos	15
<i>Perfil gravimétrico</i>	15
<i>Medida de densidades</i>	16
<i>Modelización gravimétrica</i>	17
Conclusions	20
Bibliografía	20

Abstract

The North Iberian fault is a reverse fault with a dominant WNW–ESE direction that dips about 30° S. It causes the materials of the Moncayo Range to form a propagation fold while rising them up to 1 Km. Consequently, it represents the contact between the Iberian Chain and the Ebro Basin. A model of the geometry of that contact is presented based on a new gravimetric profile, that shows a symmetrical Bouguer anomaly whose central part is a local minimum interpreted as caused by the contrast between rocks of the Moncayo Range and Somontano del Moncayo, followed by a gentle slope with a small decline modeled as the propagation fold caused by the North Iberian fault on the Iberian Range materials, this indicates the location of the North Iberian fault at surface between Cunchillos and Vierlas villages.

Planteamiento

El Somontano del Moncayo se encuentra entre la Sierra del Moncayo, situada en el extremo NW de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y el extremo meridional de la Cuenca del Ebro. Este límite está marcado estructuralmente por la falla noribérica, que transcurre con dirección WNW–ESE bajo los materiales cenozoicos y cuaternarios del Somontano, transportando los materiales mesozoicos de la Sierra hasta ponerlos en contacto con los de la Cuenca. Este límite está bien caracterizado al oeste de la zona de estudio, en el denominado cabalgamiento norte de Cameros (Casas Sainz, 1993), sin embargo, hacia el este, dicho cabalgamiento queda cubierto por los materiales cenozoicos y cuaternarios más recientes, lo que dificulta su caracterización.

La gravimetría es la parte de la geofísica que estudia el efecto en el campo gravitatorio que produce la diferencia de densidades de los materiales del subsuelo. El uso de perfiles gravimétricos es una herramienta eficaz para la determinación de la geometría de los materiales bajo la superficie ya que permite establecer modelos basados en las variaciones de densidades de estos materiales.

Puesto que el contraste de densidad entre los diferentes materiales involucrados en la zona de estudio es suficiente para poder obtener resultados interpretables a partir de la aplicación de dicho método, se propone el uso de la prospección gravimétrica, junto con el estudio geológico, para ayudar a caracterizar dicho límite.

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es caracterizar la naturaleza y geometría del contacto entre la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica en el sector de Tarazona (Somontano del Moncayo), mediante técnicas geológicas y geofísicas.

Para alcanzar este objetivo se plantean los siguientes objetivos concretos:

- Caracterización de la geometría de las unidades aflorantes a partir de ortoimágenes y cartografía geológica.
- Caracterización petrofísica (densidades) de los materiales aflorantes.
- Realización de un perfil gravimétrico.
- Realización de un modelo geológico basado en los datos geológicos y gravimétricos.

Metodología

Fundamentos de la prospección gravimétrica

El estudio de las variaciones en la densidad de los materiales del subsuelo, midiendo la gravedad e interpretando los datos en el proceso es el concepto principal que define la prospección gravimétrica. Se basa en el principio de que todo objeto sobre la superficie terrestre es atraído por la fuerza gravitatoria ejercida por la Tierra. La gravedad media en la Tierra es relativamente constante, del orden de 9.8 m/s^2 , vertical y dirigida hacia abajo, y los cambios de densidad observados en superficie son del orden de 10^{-5} m/s^2 , por lo que obtener la gravedad absoluta en una medida específica requiere instrumentos de muy elevada precisión, complejos y costosos. Por ello se recurre a la medida de diferencias relativas en el campo gravitatorio y se normalizan con los datos de una medida absoluta tomada en la estación base de una red internacional.

Los gravímetros modernos son, esencialmente, balanzas de muelle con una masa conocida. Por tanto, se puede utilizar la ley de Hooke (ecuación 1) para calcular la gravedad local.

$$\text{Ecuación 1: } \begin{array}{l} mg = kx \\ mg + m\Delta g = kx + g\Delta x \rightarrow m\Delta g = g\Delta x \rightarrow \Delta g = \frac{g\Delta x}{m} \end{array}$$

Donde m es el valor de la masa, Δg es la variación de la gravedad, k es la constante elástica del muelle, y Δx es la variación en la longitud del muelle (figura 1a), que debe ser medida con una precisión de 10^8 . Esta precisión podría alcanzarse con masas grandes o con muelles débiles, dificultando la estabilidad y utilización del aparato, por lo que se utilizan amplificadores mecánicos, ópticos o eléctricos. Por ejemplo, es común que los gravímetros tengan un sistema que añade una fuerza adicional en el mismo sentido del movimiento del muelle, amplificando directamente su movimiento.

El modelo de gravímetro utilizado en este trabajo es el Burris Gravity Meter producido por ZLS Corporation (EE. UU.). Está basado en el gravímetro LaCoste-Romberg (Jentzsch, 2008). Éste consiste en una palanca unida a una masa en un extremo y a una charnela o eje de giro en el otro; a su vez, también está enlazada con un muelle que en su otro extremo está conectado con el tornillo de ajuste exactamente encima de la charnela (figura 1b). En esta configuración, la magnitud del momento ejercido por el muelle en la palanca depende de la extensión del muelle y del seno del ángulo θ (formado entre el muelle y la palanca). Cuando la gravedad aumente, el muelle se extenderá y el ángulo θ se reducirá, aunque la fuerza de retorno del muelle aumenta. Sin embargo, un diseño apropiado de muelle y palanca permite hacer todo lo pequeño que se quiera el momento de retorno del muelle. Los muelles utilizados son pretensados durante su fabricación, por lo que la fuerza de retorno es proporcional a la longitud del muelle. Las diferencias de temperatura pueden causar que el muelle se estire o contraiga por dilatación o contracción térmica, por lo que es necesario un sistema termorregulador que funciona con baterías. La lectura del instrumento se realiza devolviendo la palanca a la horizontal mediante un micrómetro.

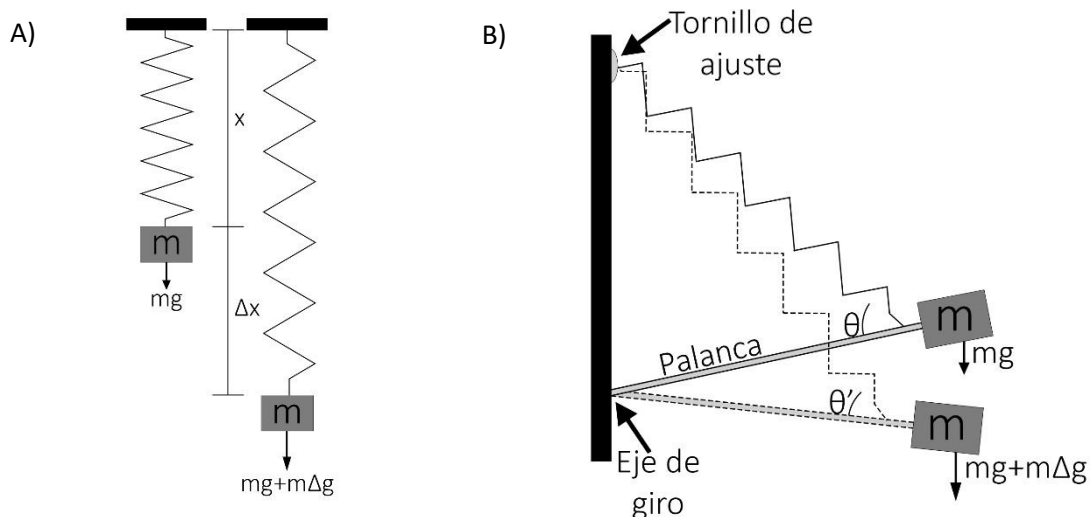


Figura 1. A) Principio general de los gravímetros a partir de la ley de Hooke. B) Principio del gravímetro de LaCoste-Romberg.

Toma de datos gravimétricos

Para realizar el corte gravimétrico de dirección NE-SW se seleccionó un grupo inicial de 30 estaciones de medida a las que se añadieron 3 más (anexo 1) en la zona norte debido a condiciones favorables en el campo en cuanto a la regularidad topográfica. Las estaciones originales están numeradas de norte a sur, siendo la 1 la más septentrional y la 30 la más meridional mientras que las estaciones añadidas están numeradas de la A a la C, siendo la A la estación situada más al norte y la C la situada más al sur pero más al norte que la estación 1 (figura 5).

Para un correcto posicionamiento en la horizontal, la selección de estaciones fue realizada inicialmente utilizando el software Google Earth, permitiendo escoger puntos fácilmente identificables separados aproximadamente 500 m. Esos puntos también han sido identificados en la base cartográfica armonizada de Aragón de escala 1:5000 para un mayor detalle (mapas 302 – 29, 302 – 35, 302 – 36, 302 – 37, 302 – 43, 302 – 50, 302 – 51 y 302 – 58) donde la cota es conocida con precisión de 1 cm.

La recogida de datos gravimétricos se realizó a lo largo de dos campañas de un día: los días 1 de diciembre de 2017 y 5 de mayo de 2018. En la primera campaña se midieron las estaciones entre la 30 y la 7, dejando las estaciones entre la 6 y la A para la segunda. Antes de empezar cada campaña y al terminarla se tomaron medidas en el edificio C (Geológicas) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza y en la estación 10 (la estación base, localizada en Tarazona) para así poder calcular la deriva y armonizar ambas campañas. En cada estación se tomaron al menos 3 medidas, finalizando las dos campañas con un total de 142 medidas. Además, al haber tomado medidas en el edificio C de la Facultad de Ciencias, donde la gravedad absoluta es conocida (980225.00869 ± 0.00136 mGal), se pueden aplicar la diferencia a las demás estaciones, obteniendo su valor absoluto.

Procesado de datos gravimétricos

Antes de analizar los datos gravimétricos, hay que tener en cuenta las variaciones en las medidas debidas a condiciones no relacionadas con la densidad de los materiales del subsuelo. Las correcciones que se han realizado son la de deriva, de latitud, de altitud (incluyendo aquí las correcciones de Aire Libre, Bouguer y topográfica) y la de mareas (realizada por el propio software del gravímetro). Estas correcciones han sido calculadas utilizando el software GravMaster, comprobando manualmente mediante una hoja de cálculo que los valores son correctos.

La corrección de deriva tiene en cuenta las variaciones en las medidas introducidas por la calibración del instrumento. Para conocer este factor se realizan varias medidas en la misma estación (estación base) a lo largo del día y se asume que la deriva es lineal entre medidas, de forma que, al tener en cuenta la hora en la que se realiza cada medida, se puede corregir este error en cada estación. De esta manera se calcula que la deriva para esta es de 0.015 mGal/hora.

La corrección de latitud toma en consideración la diferencia de radios entre los polos (6356.775 Km) y el ecuador (6378.160 Km) lo que le da una forma oblata a la Tierra. Esto provoca que en los polos haya una menor masa entre la superficie y el centro que en el ecuador. Sin embargo, el efecto de la rotación y la cercanía al centro de la Tierra contrarrestan esa diferencia, por lo que la gravedad en el ecuador es 5168 mGal menor que en los polos. Para prospecciones de pocas decenas de kilómetros de extensión, como éste, la variación se puede considerar como una función lineal proporcional a la distancia cuya pendiente es calculada con la ecuación 2:

$$\text{Ecuación 2: } \delta g_{lat} = 0.812 * \text{sen}(2\theta) \left[\frac{mGal}{Km} \right]$$

Dado que g aumenta hacia los polos, el resultado de la ecuación 2 debe ser añadido al dato obtenido por el gravímetro por cada kilómetro que le separe hacia el sur de la estación base localizada en θ para así anular el efecto del descenso de la fuerza gravitatoria hacia el ecuador (Δg_{lat}). Por ejemplo, si la estación base está localizada en el edificio de Geológicas de la Universidad de Zaragoza (latitud 41.64349° N), δg_{lat} es $0.806 \frac{mGal}{Km}$, una estación a 500 m al norte tendrá que corregirse reduciendo el valor del gravímetro en 0.403 mGal.

La corrección de altitud se realiza en tres fases:

La corrección de aire libre (FAC) corrige la disminución del campo gravitatorio que se produce al elevarse como resultado del aumento de distancia respecto al centro de la Tierra de acuerdo a la Ley de Newton. Si la estación está por encima del datum, normalmente el nivel del mar, la FAC es positiva. La FAC es únicamente dependiente de la elevación (h) desde la que se realiza la medida (ecuación 3).

$$\text{Ecuación 3: } FAC = 0.3086 \left[\frac{mGal}{m} \right] * h [m]$$

La corrección de Bouguer (BC) existe dado que la corrección de aire libre no considera el material existente entre la estación y el datum. La BC elimina este efecto ajustando éste espesor a una lámina horizontal infinita de roca (ecuación 4a).

$$\text{Ecuación 4a: } BC = 2 * \pi * G \left[\frac{Kg * m}{s^2} * m^2 \right] * \rho \left[\frac{Kg}{m^3} \right] * h [m] \rightarrow 4.191 * 10^{-10} * \rho * h \left[\frac{m}{s^2} \right] \rightarrow$$

$$4.191 * 10^{-5} * \rho * h [mGal]$$

Donde G es la constante de gravitación universal cuyo valor es $6.674 * 10^{-11} \frac{N * m^2}{Kg^2}$. La variable ρ es la densidad de los materiales estudiados, normalmente un valor entre 2600 y $2700 \frac{Kg}{m^3}$. Por último, h es la elevación por encima del nivel del mar a la que se encuentra el punto de medida. Esta corrección es negativa, es decir, debe ser restada del valor observado, cuando es realizada por encima del datum. Si la medida se realiza en el mar, la corrección de Bouguer es positiva, ya que está sustituyendo una capa de agua de profundidad z y densidad ρ_w por una de roca de densidad ρ_r (ecuación 4b).

$$\text{Ecuación 4b: } BC = 2 * \pi * G * (\rho_r - \rho_w) * z \rightarrow 4.191 * 10^{-10} * (\rho_r - \rho_w) * z \left[\frac{m}{s^2} \right] \rightarrow$$

$$4.191 * 10^{-5} * (\rho_r - \rho_w) * z [mGal]$$

La corrección topográfica (TC) tiene en cuenta las irregularidades del terreno, ya que la corrección de Bouguer asume una lámina constante de material, por lo que existe una sobrecorrección. En la figura 2, punto A, el exceso de masa Δm_+ , que atrae al gravímetro situado en P hacia arriba, es eliminado, por lo que g en el punto P ha de aumentar. En el punto B, la deficiencia de masa Δm_- es ficticia, causando que g aumente de nuevo en el punto P. La TC siempre es positiva

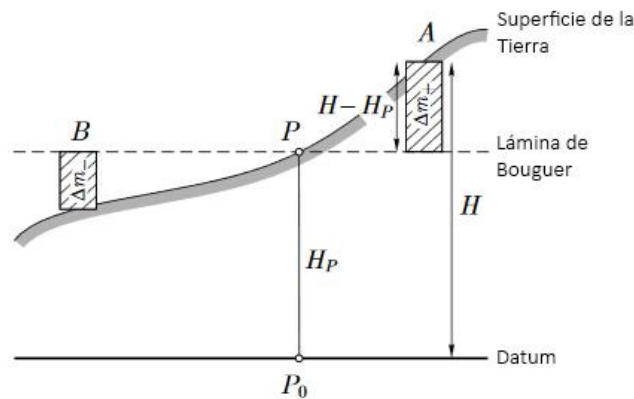


Figura 2. Esquema de la corrección topográfica.

Tras haber calculado las correcciones pertinentes se define la anomalía del valor de la gravedad en un punto a partir de la diferencia entre el valor teórico que corresponde y el valor real. En este caso se ha utilizado la anomalía de Bouguer (BA) (ecuación 5a) aunque también es común utilizar la anomalía de aire libre (FAA) (ecuación 5b) que no deben ser confundidas con las correcciones del mismo nombre.

$$\text{Ecuación 5a: } BA = g_{obs} - \Delta g_{lat} + FAC \pm BC + TC [mGal]$$

$$\text{Ecuación 5b: } FAA = g_{obs} - \Delta g_{lat} + FAC + TC [mGal]$$

La interpretación de los datos gravimétricos en tierra se realiza en función de la anomalía de Bouguer. En el caso de estudiarse una zona amplia, las anomalías de Bouguer se ven afectadas por

los cambios de espesor de la corteza continental. Las BA estarían formadas por tanto por una anomalía regional de gran amplitud y longitud de onda (puesto que su fuente es profunda) a la que se le superponen anomalías locales o residuales de longitud de onda menor (de origen más superficial), que son las que se buscan generalmente en estudios como éste. Por tanto, para conocer la anomalía residual hay que restar a la BA la anomalía regional (figura 3), lo cual es equivalente a desplazar la BA a la horizontal.

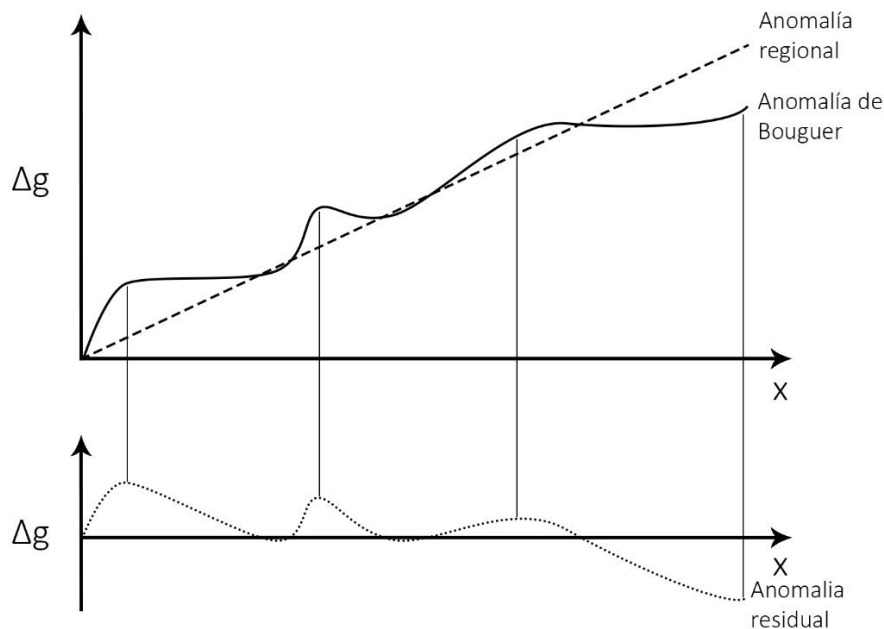


Figura 3. Cálculo de la anomalía local o residual a partir de la anomalía de Bouguer y el conocimiento de la anomalía regional.

Para calcular la anomalía regional se puede utilizar una técnica de suavizado de la curva de la anomalía de Bouguer, tanto a mano como con métodos informáticos que la aproximan a curvas (o superficies en caso de ser en 3D) polinómicas, teniendo en cuenta que cuanto mayor sea el orden de la función aplicada, más se ajustará a la curva de la BA original, aumentando el detalle de anomalías de pequeña escala, pero perdiendo detalle a mayor.

Recogida de muestras de material para medida de densidades

Los contrastes de densidad de las rocas son la causa que genera las anomalías gravimétricas. Por tanto, su adecuado conocimiento es primordial para la realización de un modelo que se ajuste al perfil gravimétrico. Para ello se recogen muestras de roca de todas las litologías aflorantes en la zona de estudio (tabla 1). Cada una de las muestras se divide en otras de menor tamaño para hacerlas manejables y así poder pesarlas. Para calcular la densidad de cada muestra, se pesa cada fragmento tres veces: en seco, en seco y aislado por cera parafina de densidad $0,9 \text{ g/cm}^3$ y sumergido y aislado por la parafina. Teniendo en cuenta que la densidad de la parafina es conocida, estas medidas permiten calcular la densidad de cada fragmento (figura 12) empleando la ecuación 6 para así calcular la densidad media de cada muestra.

$$\text{Ecuación 6: } \rho = \frac{m_{seco}}{V_{seco}} = \frac{m_{seco}}{V_{frag\ paraf} - V_{paraf}} = \frac{m_{seco}}{(m_{paraf\ seco} - m_{paraf\ sum}) - \frac{m_{paraf\ seco} - m_{seco}}{\rho_{paraf}}}$$

Donde:

ρ = Densidad de la muestra.

m_{seco} = Peso de la muestra en seco.

V_{seco} = Volumen de la muestra seco.

$V_{frag\ paraf}$ = Volumen de la muestra con parafina.

V_{paraf} = Volumen de la parafina que envuelve la muestra.

$m_{paraf\ seco}$ = Peso de la muestra con cera parafina en seco.

$m_{paraf\ sum}$ = Peso de la muestra con cera parafina sumergido en agua.

ρ_{paraf} = Densidad de la parafina.

Muestra	Código	Edad	Litología	Altitud	Latitud
1	M-1	Mioceno	Arenisca de grano medio (Unidad 5)	41,88944 N	1,74662 W
2	M-2	Mioceno	Arenisca de grano medio (Unidad 7)	41,94920 N	1,66976 W
3	M-3	Mioceno	Marga (Unidad 7)	41,94920 N	1,66976 W
4	Q	Cuaternario	Glacis arenoso (Unidad 17)	41,83429 N	1,81026 W
5	Cr	Cretácico inferior (Grupo Oncala)	Caliza (Unidad 4)	41,83133 N	1,81327 W

Tabla 1. Propiedades litológicas y localización (figura 5.d) de las cinco muestras recogidas en el campo. Las muestras 2 y 3 corresponden al mismo afloramiento.

Modelización

La realización de un modelo a partir de datos observados es conocida como el problema inverso. En este caso, sería la interpretación de los datos gravimétricos que llevaría a la modelización del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro. La anomalía gravimétrica que produce un cuerpo es función del contraste de densidades con las rocas que lo rodean, pero también varía con el tamaño y profundidad a la que se encuentre. Por lo tanto, la dificultad del “problema inverso” radica en que existen múltiples combinaciones de estos parámetros que proporcionarían el resultado observado, por lo que es necesario establecer limitaciones para que el modelo resultante se pueda ajustar lo máximo a la realidad. Para disminuir la ambigüedad de este método, hay que utilizar toda la información adicional disponible sobre la estructura de la zona de estudio para así establecer limitaciones y condiciones para que el resultado tenga un significado geológico coherente. Serán datos fijos que permitirán acotar soluciones, en primer lugar, las medidas de densidad de las rocas

aflorantes en la zona y, en segundo lugar, la posición de los contactos entre materiales observados en superficie. Otro dato a tener en cuenta es la anomalía gravimétrica regional que, de acuerdo con Del Río *et al.*, (2013) es causada en una zona situada más al oeste por un ascenso del manto de 2 Km a partir del kilómetro 5 del perfil. También deben tenerse en cuenta los efectos de borde del modelo que se producen durante la modelización, por lo que se extiende 6 veces la longitud del corte en cada dirección.

Dada la naturaleza de este estudio, los factores en los que se basa son la estructura general; de la que se hablará más adelante, la densidad de las rocas estudiadas y la anomalía gravimétrica regional (Del Río *et al.*, 2013). Para realizar un perfil gravimétrico es fundamental basarse en un modelo geológico para toda la corteza que se traducirá a un modelo de densidades. El modelo de la corteza superior está basado en Gil Imaz, 2001 (Figura 4) mientras que el modelo de la corteza inferior y manto han sido realizados a partir de otros modelos cercanos expuestos en de Del Río *et al.*, (2013).

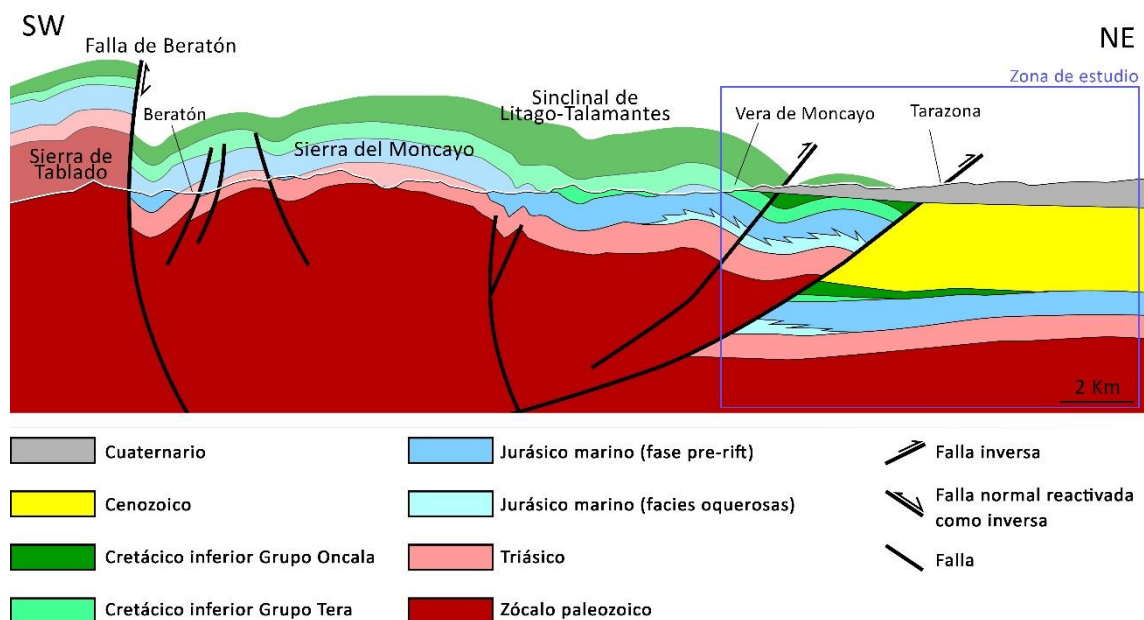


Figura 4. Corte geológico del contacto entre la Sierra del Moncayo con la Sierra de Beratón y la Cuenca del Ebro (modificado de Gil Imaz, 2001).

Contexto geológico

La zona de estudio abarca la superficie localizada entre las siguientes coordenadas UTM: 30 T 610024 E 4645360 N, 30 T 615632 E 4639510 N, 30 T 604918 E 467976 N y 30 T 595955 E 4632585 N. (Figura 5). Desde el punto de vista orográfico se distinguen dos unidades, que son, de sur a norte: la Sierra del Moncayo, y la Cuenca sedimentaria del Ebro. Desde el punto de vista morfológico, se sitúa en el Somontano del Moncayo

La Sierra del Moncayo es un accidente orográfico localizado en la zona norte del sector central del Sistema Ibérico. Este sector se caracteriza por las alineaciones de materiales paleozoicos que definen las Cadenas Ibéricas. La zona que abarca la sierra dibuja el límite entre las provincias de Zaragoza y Soria. Por el NW limita con el río Queiles, mientras que por el SE, con los barrancos de Morana y del

Horcajuelo, localizados al SW de Añón. Su cumbre más prominente es la del Moncayo, con 2316 m, donde se encuentra el Santuario de Nuestra Señora del Moncayo. El Somontano del Moncayo se extiende al pie de la Sierra, entre las localidades de San Martín del Moncayo y Ambel, prolongándose hasta el río Jalón (San Román, 1994). La Cuenca del Ebro abarca la mayor parte de la zona de estudio. Está formada por materiales detríticos, con los que se forman morfologías de relieve suave y amplios valles.

En cuanto al aspecto geológico, la Sierra del Moncayo está constituida por el anticlinal del Moncayo (Hernández Samaniego *et al.*, 1980), localizado en la parte norte de la Cadena Ibérica Oriental, al NE de la falla de Jarque. Está compuesta por un núcleo de materiales paleozoicos sedimentados en ambiente marino sobre los que se encuentran, en discordancia angular, materiales permotriásicos de ambiente continental y transicional. Esta discordancia es interpretada como la discordancia basal del Permotriás y corresponde al final de la orogenia Varisca. La discordancia puede observarse en los alrededores del santuario bajo la masa conglomerática del Cucharón, donde se observan materiales de edad pérmica por encima de otros de edad cámbrica (Gámez, 1995).

Estratigrafía

Las secuencias estratigráficas de la Sierra del Moncayo se ven definidas por su relación con episodios tectónicos, de esta manera se diferencian el basamento o zócalo paleozoico, la serie mesozoica y los materiales cenozoicos.

El zócalo paleozoico no llega a aflorar en la zona de estudio; sin embargo, en la Sierra del Moncayo se reconocen tres afloramientos: La Sierra de Toranzo, compuesta de materiales siliciclásticos cuya edad se atribuye al Cámbrico Inferior (Lotze, 1929; Quarch, 1967); la vertiente norte del Moncayo, formada por pizarras y cuarcitas de edad Cámbrico Superior (Gámez, 1995) y la Sierra de Tabuena, constituida por areniscas y lutitas del Devónico Superior (Gozalo, 1990). Estos afloramientos pueden ser relacionados con las unidades tectosedimentarias definidas por Gozalo y Liñan (1988), de forma que los materiales de la Sierra de Toranzo corresponderían con la Unidad de Badules, los de la vertiente norte del Moncayo con la Unidad de Mesones y los de la Sierra de Tabuena con la Unidad Herrera (Gil Imaz, 2001). Presentan pliegues de dirección NW-SE o N-S en la Sierra de Toranzo y esquistosidad paralela a los planos axiales de los pliegues de mayor envergadura. Esto se observa claramente en las capas blandas del afloramiento del Moncayo (Gámez, 1995) además de la Sierra del Toranzo.

La serie mesozoica se divide en cuatro secuencias de depósito principales (figura 6). Estas secuencias principales o supersecuencias están limitadas por cinco discontinuidades identificables en toda la región Ibérica Oriental (discontinuidades D1 a D5) (Salas, 1985, 1989). Las dos primeras supersecuencias Triásica (edad Pérmico Superior a Rhetiense) y Jurásica (Hettangiense a Berrasiense) constituyen la etapa pre-rift, previas a la subsidencia que dio lugar a la cuenca de Cameros. Los materiales de la supersecuencia Cretácica Inferior (Berrasiense Superior a Albiense Medio) se corresponden a la secuencia sinrift generando las facies Weald (Schudack, 1987; Martín-Closas, 1989; Mas *et al.*, 1993). Por último, los materiales de la supersecuencia del Cretácico Superior, representados por las facies Urgon y las formaciones Escucha y Utrillas, se sedimentan en al final de la etapa subsidente.

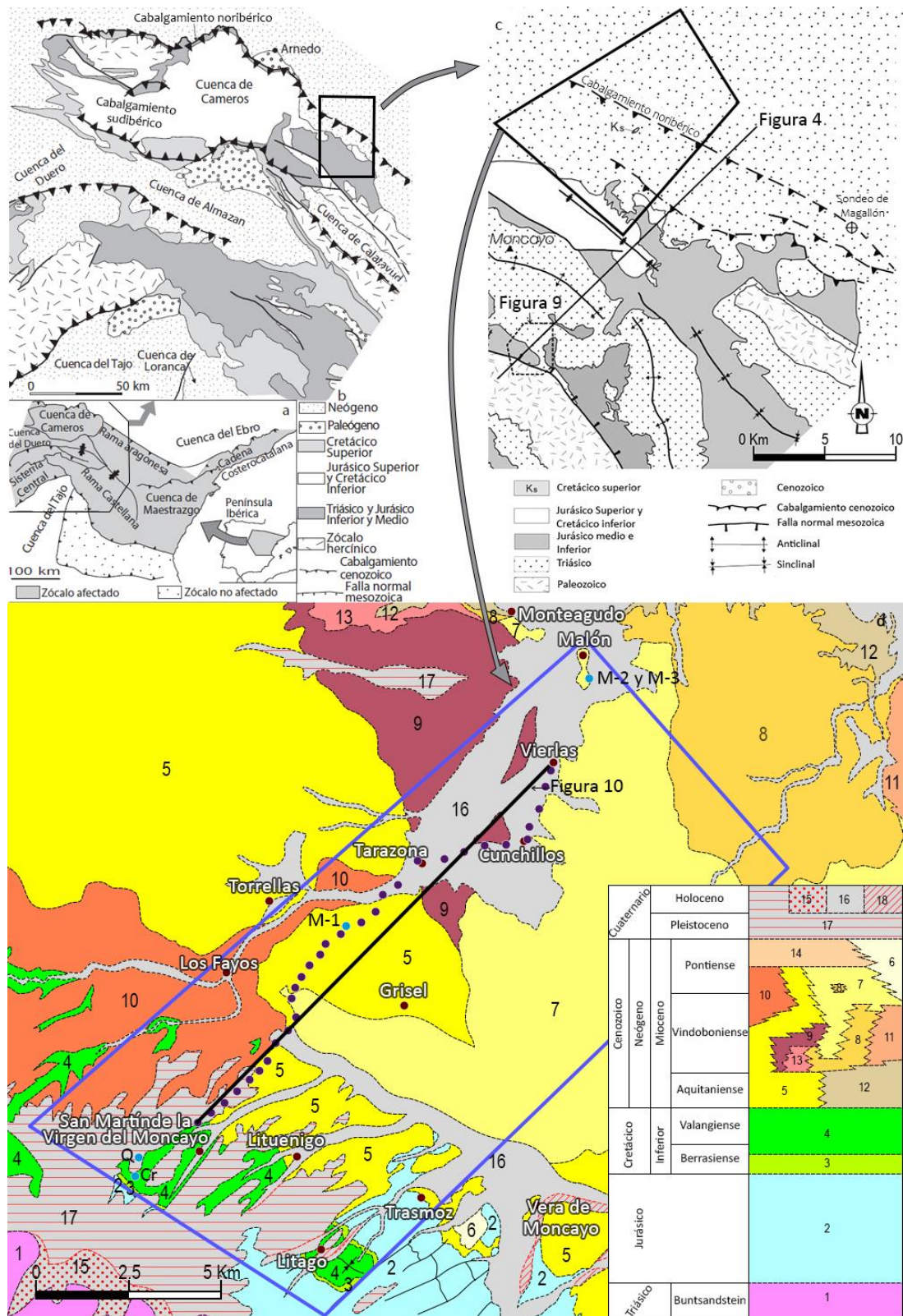


Figura 5. a, b y c) Localización de la zona de estudio en el contexto de la Cordillera Ibérica (a), del frente de cabalgamiento de la Sierra de Cameros (b) y de la Sierra de Cameros (c). Modificados de Guimerà et al., (2004). La figura c muestra la localización del corte geológico general de la figura 4. d) Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Castiella (1977) y Hernández Samaniego et al. (1980)), incluye la localización de las muestras (puntos azules), de las estaciones gravimétricas (puntos morados) y la del perfil gravimétrico resultante (figura 10).

En el Macizo del Moncayo, la supersecuencia triásica consta de hasta 400 m de potencia (Garrido y Villena, 1977; Arribas, 1985). Está conformada por los litotipos germánicos reconocibles en toda la Cordillera Ibérica: Facies Buntsandstein, de materiales detríticos rojos; Facies Muschelkalk, dolomítico y las Facies Keuper, de materiales lutíticos y evaporíticos. En la base de la supersecuencia triásica se encuentra la discontinuidad D1, localizable en zonas de la Sierra del Moncayo, que la separa de los materiales del zócalo paleozoico deformado (Salas, 1985). En el techo de la serie triásica se encuentra la Fm. Imón, caracterizada por capas bien estratificadas de dolomías depositadas durante un periodo de transgresión a finales del Triásico que afectó a buena parte de la Cordillera Ibérica (Goy *et al.*, 1976).

Sobre los materiales más antiguos, por encima de D2, se encuentra la serie pre-rift conformada por rocas del jurásico marino, es decir, inferior, medio y superior hasta el Kimmeridgiense, separadas entre sí por D3 y D4, respectivamente. La potencia media de estas unidades en la Sierra de Cameros es de 650 m, aunque en la vertiente occidental de la Sierra del Moncayo alcanza hasta los 850 m. Estos materiales aparecen en discordancia angular sobre los materiales previos, por lo que han sido interpretados como relleno sintectónico de cuencas de semigraben (San Román y Aurell, 1992; Mas *et al.*, 1993).

La serie sin-rift del Cretácico está representada, en la Cuenca de Cameros, que se extiende hasta el Moncayo, por más de 8000 m de sedimentos continentales, aluviales y lacustres, y transicionales, además de esporádicos sedimentos marinos depositados durante una fuerte subsidencia entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior, dando lugar a las facies Weald, que se subdividen en cinco grupos (Tischer, 1966), de más antiguo a más moderno: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. De los cuales, los dos primeros alcanzan a aflorar modestamente en la parte SW de la zona de estudio (figura 7).

Los materiales cenozoicos corresponden a la Cuenca del Ebro. Desde los bordes hasta el centro de la cuenca se encuentran conglomerados, areniscas y lutitas con capas calcáreas y yesíferas, concentrándose los niveles químicos en el centro de la depresión.

Sedimentológicamente se trata de depósitos de abanicos aluviales que se relacionan lateralmente con lagos carbonatados y salinos. El espesor de los sedimentos cenozoicos de la zona de estudio se estima en 2500 m, descritos en el sondeo Magallón situado al ESE de Tarazona realizado por Enepsa en 1963 (San Román, 1990, 1994; Guimerà *et al.*, 1995). Los materiales cenozoicos en el conjunto de la cuenca se pueden dividir en 8 unidades tectonosedimentarias (T1 a T8) definidas por periodos de actividad tectónica (Pérez, 1989) (Figura 8) que, salvo entre T6 y T7, resultan en rupturas sedimentarias marcadas por cambios de tendencia como puede observarse en el estudio de la evolución secuencial realizado por Villena *et al.* (1992) (Figura 8).

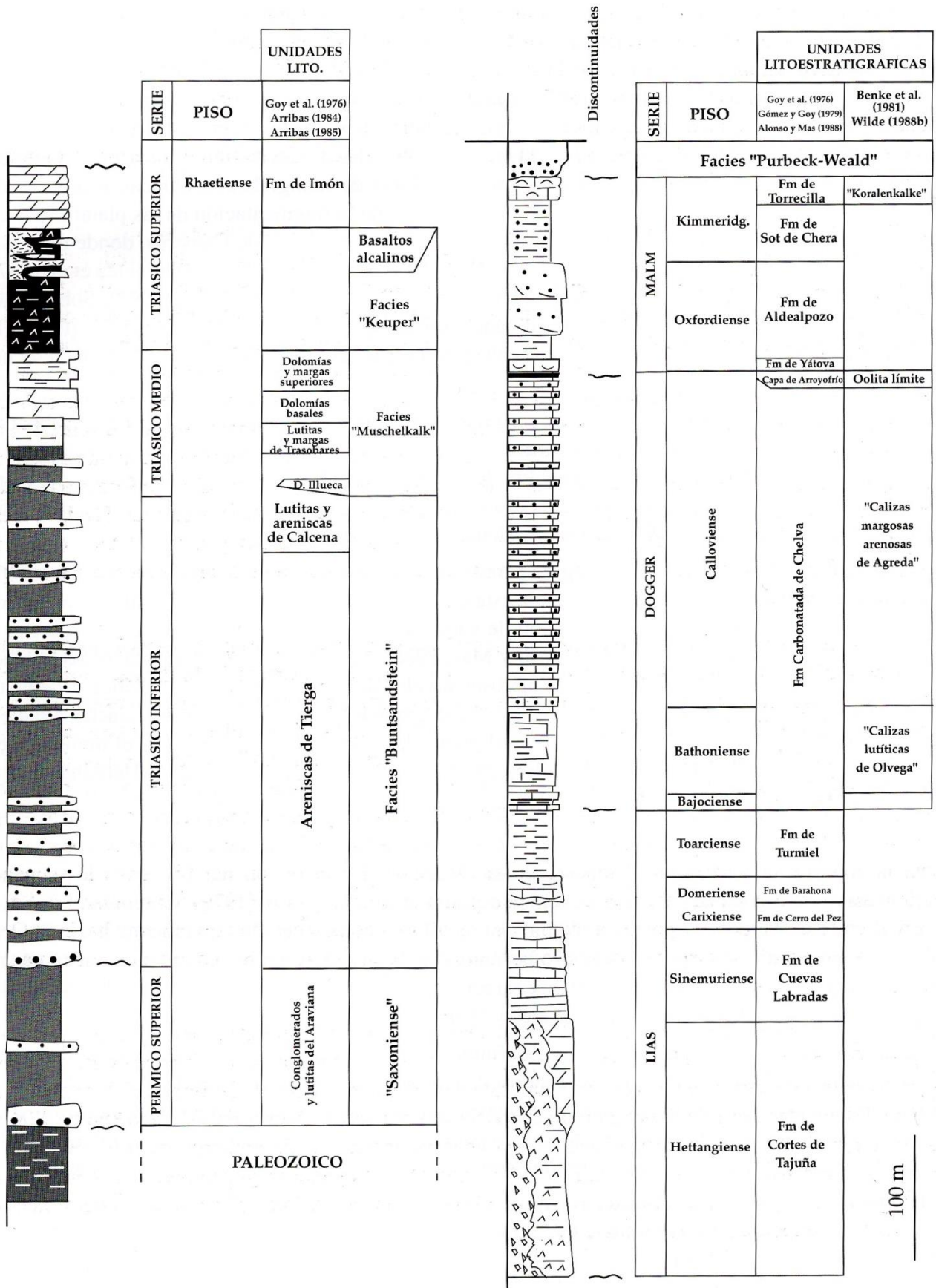
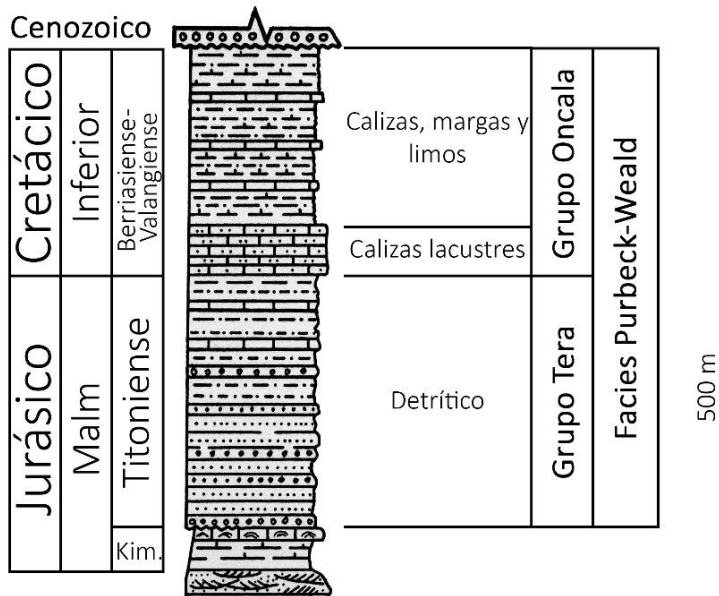


Figura 6. Columna sintética del Triásico y el Jurásico marino de la Sierra del Moncayo (tomado de Gil Imaz, 2001).



En la zona de estudio afloran materiales exclusivamente de la unidad T6, quedando restos de T7 al E, en la zona de la muela de Borja. La unidad T6, de edad Aragoniense medio a superior (Pérez, 1989), se compone de conglomerados (unidad 7 en la figura 5.d), ocasionalmente muy cementados (unidad 13 en la figura 5.d), polimícticos no granosostenidos, cantos de cuarcitas, areniscas y calizas, de angulosos a redondeados, con lutitas (unidad 12 en la figura 5.d)

Figura 7. Columna sintética de las facies Purbeck-Weald (modificado de San Román, 1994).

Cronoestratigrafía		UTS		Evolución secuencial		
		Cameros	Moncayo	Occidental	Medio	Oriental
Mioceno	Turoliense	R8	T8			
		Vallesiense	R7	T7		
	Aragoniense	Sup.	R6	T6		
		Medio	R5	T5		
		Inf.	R4			
	Oligoceno	Ageniense	R3	T4		
Chattense		R2	T3			
Rupeliense		R1	T2			
Eoceno	Priaboniense		T1			
	Bartoniense					
	Luteciense					
	Ypresiense					
Paleo.	Thanetiense					

y areniscas de colores rojizos, además de niveles de margas blanco verdosas y, esporádicamente, de calizas blancas y yesos con sílex (unidad 10 en la figura 5.d). El límite inferior está marcado por una discordancia angular sobre niveles paleozoicos a cenozoicos, aunque, cuando se encuentra en continuidad con la unidad infrayacente, el límite a nivel regional está marcado por la superposición de facies lutíticas y carbonatadas sobre los yesos terminales de la unidad T5 (Villena *et al.*, 1992). La unidad T7 se encuentra en continuidad sobre T6 y el límite se describe por el salto granulométrico neto existente entre las dos unidades, salvo en la zona de Moyuela donde el límite lo marca una discordancia angular (Villena *et al.*, 1992).

Figura 8. Tabla de equivalencia entre las unidades tectosedimentarias cenozoicas de los sectores situados al norte de la Sierra de Cameros (Muñoz y Casas, 1997) y de la Sierra del Moncayo (Pérez, 1989) y evolución secuencial de las unidades tectosedimentarias cenozoicas del borde sur de la cuenca del Ebro (tomado de Villena *et al.*, 1992).

Estructura

La cuenca Ibérica comienza su formación durante el final del Pérmico y comienzos del Triásico (sedimentándose principalmente las facies Buntsandstein), cuando movimientos distensivos de la etapa tardihercínica causaron la formación de la falla normal del Tablado. En la figura 9 E y F, se muestra la falla del Tablado, que limita por el Sur las rocas del Triásico y Jurásico, y la falla de Beratón, antitética a la del Tablado (Guimerà *et al.*, 2004). Los materiales triásicos están afectados por fallas normales de cientos de metros de longitud que no afectan a los materiales jurásicos de la formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Además, se observan discontinuidades de bajo ángulo a escala de afloramiento. Durante el Jurásico y el Cretácico inferior la fase de extensión continua, formándose fallas normales que dan lugar a cuencas de material que buza hacia el SW.

La Cordillera Ibérica se desarrolla durante el Paleógeno y Mioceno inferior como resultado de la convergencia entre las placas africana y euroasiática. Es un cinturón de pliegues y cabalgamientos que involucra el basamento paleozoico y la cobertera mesozoica y cenozoica. Durante la inversión cenozoica, los materiales fueron deformados, creándose pliegues asimétricos, vergentes hacia el NE que contienen fallas que limitan cuencas mesozoicas en sus flancos NE. Estas fallas se encuentran verticalizadas, ya que durante la deformación no fueron reactivadas. Por encima de varios de estos pliegues se encuentran capas buzando unos 30° SW que se explica con un modelo de pliegue de propagación de falla (Suppe, 1985) con una falla buzando unos 30° SE, como en el caso del anticlinal del Tablado, o con un pliegue de despegue (Jamison, 1987), que puede tener geometría similar en superficie. En el caso del anticlinal del Moncayo no puede explicarse con el modelo de Suppe, ya que el buzamiento de los flancos está lejos de los valores requeridos, por lo que la otra hipótesis es la más probable (Guimerà *et al.*, 2004). Al norte de este pliegue, en las rocas mesozoicas, se observa esquistosidad intensa; espaciada en las calizas y más penetrante en las arcillas (Gil Imaz, 1999). Esta esquistosidad es aproximadamente paralela al plano axial de los pliegues descritos previamente y presenta una disposición en abanico invertido (Casas Sainz y Gil Imaz (1998), Gil Imaz (1999)). También se encuentran cloritoides formados por un muy bajo metamorfismo, datados por Mantilla Figueroa (1999) en 50 Ma (Eoceno temprano-medio), por lo que se desarrolló durante la contracción cenozoica. Los pliegues de mayor escala de la zona del Moncayo tienen una longitud de onda de 1 Km, dirección WSW-ESE y geometría simétrica o ligeramente vergente al NE o al SW. Su formación está asociada a un pliegue de propagación que afecta a un semigraben (Guimerà *et al.*, 2004). Primero, la falla inversa causa que la falla normal se ponga casi vertical y que las capas del bloque superior que se apoyaban en ella cambien su buzamiento para formar un sinclinal (figura 9, A-D).

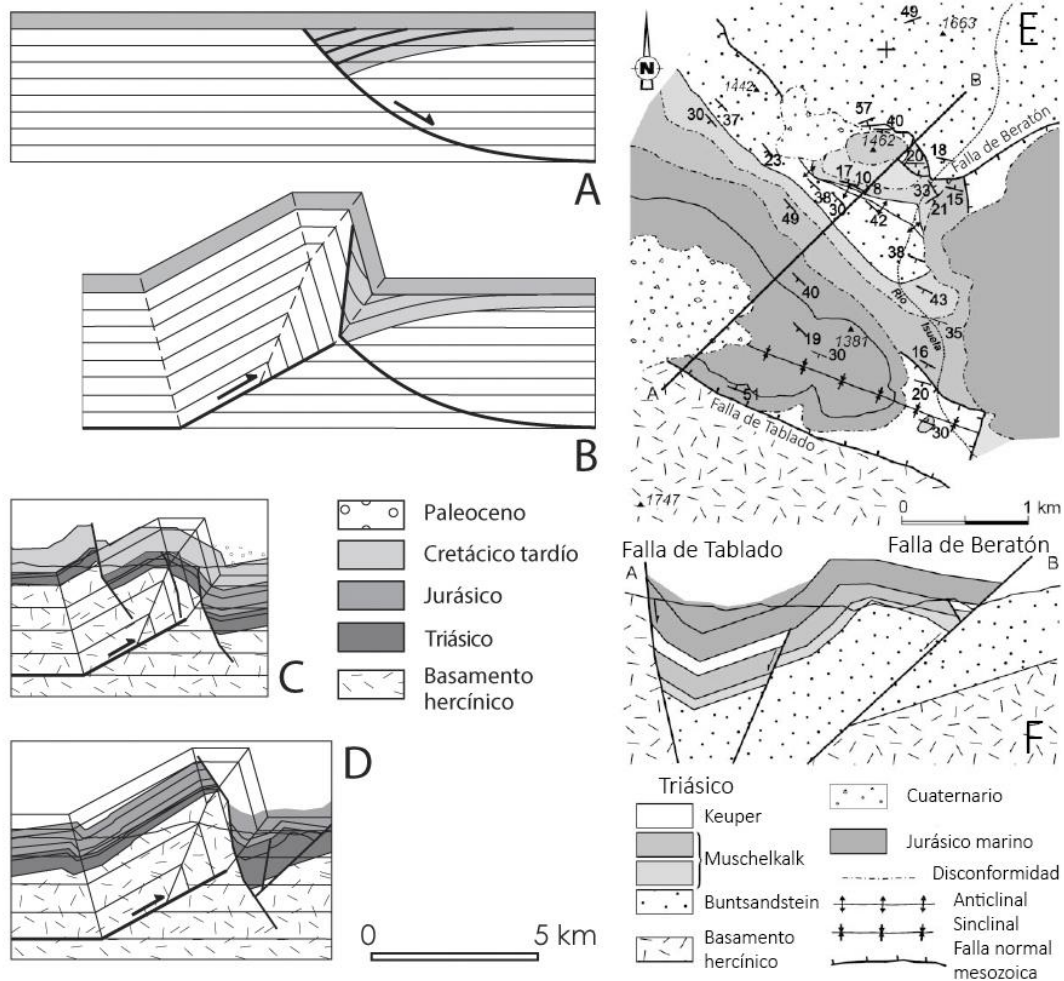


Figura 9. A y B) Modelo de evolución de un pliegue de propagación en un semigraben. C y D) Cortes de fallas normales mesozoicas plegadas por pliegues de propagación. E y F) Corte de la zona de Beratón, límite SW de la Sierra del Moncayo (localización en figura 5.c). Modificado de Guimerà et al. (2004).

Presentación y discusión de los resultados obtenidos

Perfil gravimétrico

La anomalía de Bouguer obtenida (figura 10) muestra una curva relativamente simétrica, con un mínimo gravimétrico, en torno a 980207 mGal, entre los Km 4 y 7.4, precedido por los valores máximos, en torno a 980200 mGal hacia el SW, y seguido por valores intermedios, en torno a 980203 mGal hacia el NE. La zona SW presenta una geometría de longitud de onda de 1.7 Km y 2.5 mGal de amplitud de pico a pico seguida de un descenso constante hacia los valores de la zona central. Ésta presenta unos valores dispersos comparados con las otras dos zonas, entre éstos destaca el valor del Km 5, que se alza 2 mGal sobre la media de las demás mediciones de la zona. A partir del Km 7.4 los valores ascienden con una suave pendiente hacia la zona NE, donde puede observarse una anomalía simétrica a la de la zona SW, pero con 4 Km de longitud de onda y 1.75 mGal de amplitud de pico a pico, es decir mucho más suave y extendida en el espacio.



Figura 10. Perfil gravimétrico obtenido.

Con el objetivo de encontrar relaciones entre las litología aflorantes y el perfil gravimétrico obtenido se ha superpuesto éste sobre el mapa geológico de la zona de estudio (figura 11 izquierda). También se ha realizado este ejercicio con el mapa de anomalías gravimétricas de la Península Ibérica (figura 11 derecha). El mapa indica una anomalía de Bouguer bastante simétrica, con una zona central más baja que los extremos, elevados unos 3 mGal relativamente, es decir, mucho más plana que la observada en la realidad.

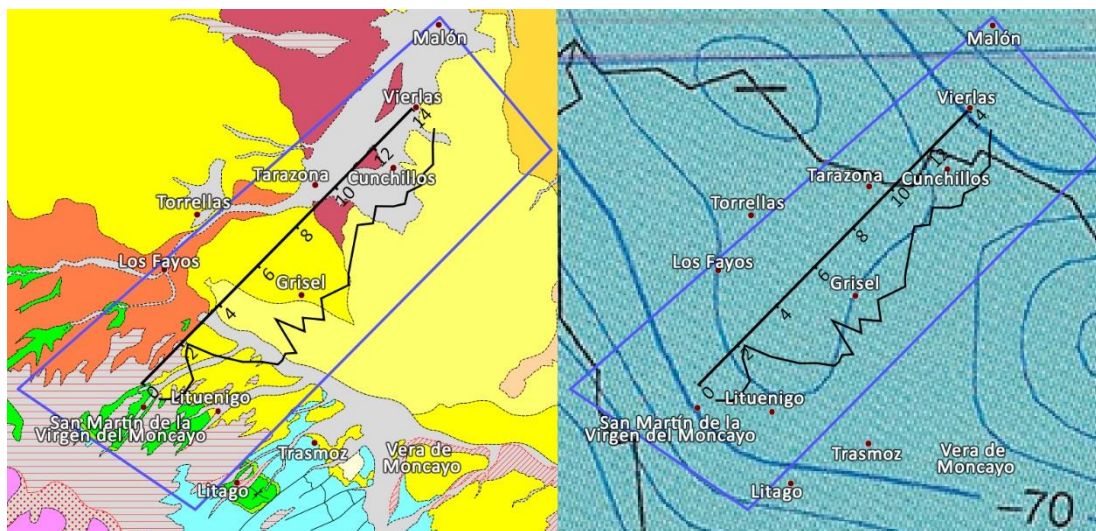


Figura 11. Perfil gravimétrico observado relacionado con los materiales aflorantes (izquierda) y con el mapa de anomalías gravimétricas de la Península Ibérica con isótopas por valor de 2 mGal (Mezcua et al., 1996).

Medida de densidades

Las 5 muestras recogidas durante la campaña de campo se rompieron en fragmentos de aproximadamente 10 cm³, resultando en un total de 53 valores medidos (figura 12, anexo 2). Los valores medios de densidad de estas medidas se encuentran entre 2 y 2.58 g/cm³. Las densidades más bajas corresponden a los depósitos de glacia del SW de la zona de estudio, materiales arenosos, rojos y compactos con laminación cruzada y presencia de paleocanales. Los niveles cenozoicos tienen una litología variable, las margas de la muestra T-3 tienen una densidad media en torno a 2.1 g/cm³, más baja que los 2.3 g/cm³ medios de las areniscas de las muestras T-1 y T-2; resultando en una

variabilidad de densidades elevada. Los materiales más densos corresponden con las calizas margosas ocre del Grupo Oncala.

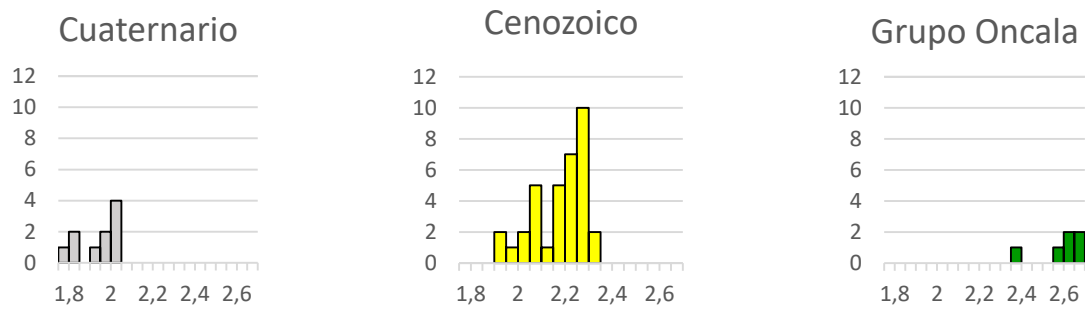


Figura 12. Histogramas de distribución de densidades.

Junto a estos valores también se tienen en cuenta los proporcionados por Del Río *et al.*, (2013) para las unidades mesozoicas no aflorantes en el corte. Estos autores establecen la densidad de las unidades restantes en base al estudio de 1500 muestras totales. Las calizas margosas del grupo Tera tienen una densidad de 2.512 g/cm³, menor que las del Grupo Oncala, en base a su menor contenido en pirita. Los materiales pre-rift del Jurásico marino presentan una densidad estándar de caliza pura de 2.75 g/cm³, mientras que las calizas del Jurásico de facies oquerosas tienen una densidad baja de 2.45 g/cm³. El Triásico, compuesto por facies margosas y yesíferas presenta la densidad habitual de estos materiales, 2.4 g/cm³. La densidad de los materiales paleozoicos, compuestos por cuarcitas y lutitas primordialmente, es elevada, con 2.7 g/cm³ (Tabla 2).

Modelización gravimétrica

En la curva de la anomalía de Bouguer observada (figura 10) pueden diferenciarse tres zonas bien marcadas. La zona SW, donde los valores son máximos, la central, donde son mínimos y la NE, donde son intermedios. Teniendo en cuenta la geometría de la anomalía, los datos de densidades (tabla 2) y el estudio de la geología local se realiza el modelo geológico de la figura 13.

El modelo propuesto está condicionado por la presencia de dos fallas, una situada al SW, claramente indicada por un descenso de 6 mGal entre los kilómetros 2 y 4, y otra, la noribérica, al NE, marcada por un suave ascenso de la anomalía. Dividiendo la zona de estudio en tres partes, la NE o cuenca del Ebro, la central y la SW o Somontano de la Sierra del Moncayo. El modelo tiene en cuenta una corteza inferior de 19 Km de espesor cuyo techo se encuentra a 16 Km de profundidad los 5 primeros Km del modelo pero que se eleva hasta una profundidad de 14 Km hacia el final del corte (Del Río *et al.*, 2013), con la consecuente elevación del manto y reducción del espesor del zócalo paleozoico.

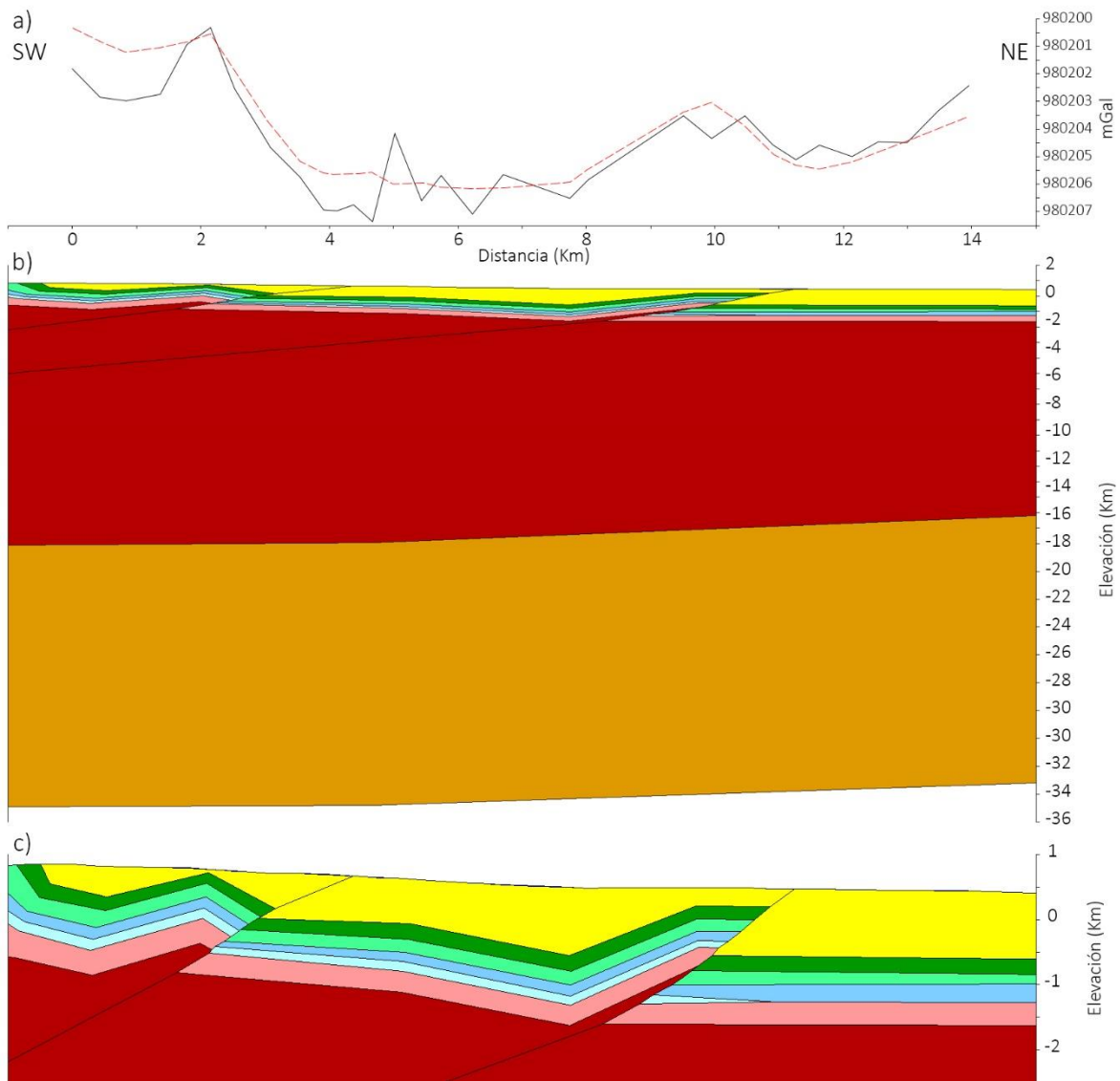


Figura 13. a) Anomalía de Bouguer Observada (traza en negro) y calculada mediante el programa GravMag para el modelo propuesto (traza en rojo discontinuo). b) Modelo geológico propuesto considerando todo el espesor de la corteza hasta su límite inferior. c) Ampliación de la parte superior del modelo anterior donde se puede observar el detalle del contacto entre el Somontano de la Sierra del Moncayo y la Cuenca del Ebro.

Leyenda	Unidad	Densidad $\left[\frac{Kg}{m^3}\right]$	Espesor [m]
	Cenozoico	2300	(0 – 1000)
	Cretácico Grupo Oncala	2580	450
	Cretácico Grupo Tera	2512	(250 – 450)
	Jurásico marino (fase pre-rift)	2750	(200 – 400)
	Jurásico marino (facies oquerosas)	2450	(0 – 200)
	Triásico	2400	650
	Zócalo paleozoico	2700	~14000
	Corteza inferior	2826	19000
	Manto	3300	-

Tabla 2. Características de los materiales de la figura 13.

En la zona SW se observa una geometría de sinclinal (sinclinal de Litago, figura 5) seguida por un anticlinal de bloque superior que lleva el Cretácico casi hasta superficie, lo que explica el afloramiento de esta edad encontrado entre Los Fayos y Lituénigo, además del máximo gravimétrico del Km 2.1. El material cenozoico se adapta a esta estructura, por lo que alcanza los 500 m en el núcleo del sinclinal, disminuyendo hacia el SW y también hacia el NE hasta alcanzar la charnela del anticlinal de bloque superior, tras lo cual, los materiales cenozoicos aumentan su potencia de nuevo hasta los 500, donde cortan con la falla SW que ha desplazado la serie mesozoica aproximadamente 200 m. Este aumento del espesor de los materiales cenozoicos, de baja densidad, al NE de la charnela del sinclinal causaría el importante descenso de la anomalía de Bouguer. La falla SW estaría localizada en el valor mínimo de la anomalía de Bouguer (Km 4.1), que es donde mayor espesor de materiales cenozoicos se encuentra.

En la parte SW de la zona central los materiales están buzando suavemente hacia el N hasta el Km 8, donde se ven afectados por la deformación causada por la falla noribérica que los eleva 800 m. La potencia del Cenozoico aumenta desde los 500 m hasta 1 Km en el Km 7.8, a partir del cual se reduce hasta los 300 m.

Por último, en la cuenca del Ebro se calcula 1 Km de material cenozoico cabalgados por la falla noribérica que se encontraría cubierta en superficie por materiales cuaternarios que en la traza del corte se localizaría al NW de Cunchillos, fosilizada por los materiales cuaternarios entre Cunchillos y Vierlas (figura 5.d), 3 Km más al norte de la localización interpretada por Gil Imaz (1999). Su posición está determinada por el descenso de 2 mGal del Km 11.8; donde mayor espesor de materiales de baja densidad se interpreta. Dado que la longitud de onda de la anomalía de Bouguer en esta zona es más amplia, el pliegue de bloque superior debe estar más ocupado que en el caso de la falla SW, causando que el cenozoico suprayacente tenga un espesor más homogéneo. Los materiales del Jurásico marino terminan en esta zona, sustituyéndose por los de la fase pre rift hacia el NE. El espesor de los materiales cretácicos también se reduce en ese sentido, hasta desaparecer en geometría de downlap contra los materiales jurásicos fuera de la zona de estudio (Gil Imaz, 2001).

Aunque la figura 13 presenta un modelo que representa adecuadamente la geometría fundamental del perfil gravimétrico, existen zonas que no han podido ser ajustadas totalmente. Éstas se encuentran entre los kilómetros 0 a 1.8 y 3.5 a 5.5, pues presentan geometrías de una longitud de onda demasiado pequeña como para ser modeladas con estructuras en profundidad. Por ello, se presenta un modelo alternativo (figura 14), que tiene en cuenta los materiales cuaternarios que se encuentran en esa zona y que podrían ser la causa de esas moderadas variaciones de las anomalías gravimétricas.

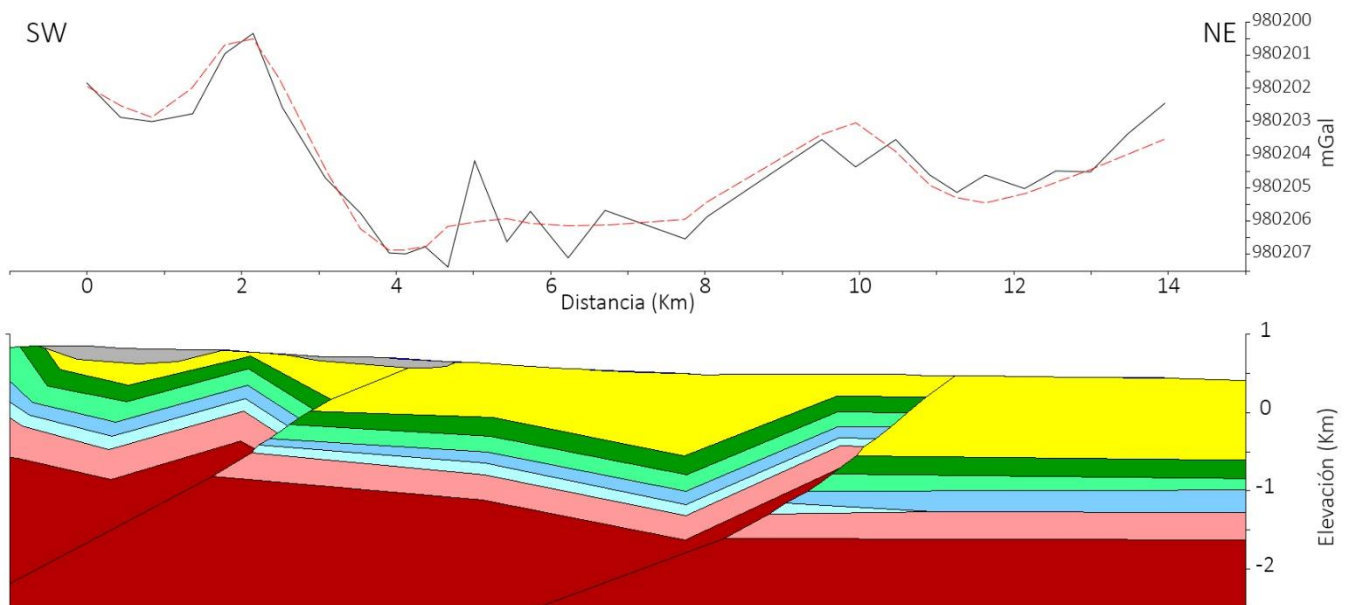


Figura 14. Modelo geológico del contacto entre el Somontano de la Sierra del Moncayo y la Cuenca del Ebro considerando el glacis cuaternario. Las propiedades de los materiales son las mismas que las descritas en la tabla 2. Los materiales grises son cuaternarios de densidad 2000 Kg/m^3 .

Conclusions

In this work, a gravimetric survey along a SW-NE direction has been done for the zone at the contact between the Iberian Range and the Ebro Basin. The result is a profile moderately symmetrical that shows a relative negative anomaly in its central part, caused by the high thickness of Cenozoic materials above the Mesozoic and Paleozoic series. To the SW, this anomaly becomes positive because of the lack of low density Cenozoic materials, while to the NE, this is due to their lower thickness, caused by the fault-propagation fold originated by the movement of the North Iberian fault.

Therefore, the contact between the Iberian Range and the Ebro Basin is constituted by the North Iberian fault, with NNW – SSE direction and a dip of 30° SW. Mesozoic materials between Tarazona and Cunchillos rise up to 1 Km following the fault down to 200 m below the surface, where the propagation fold is developed. The North Iberian fault comes to surface between Cunchillos and Vierlas, covered by quaternary sediments.

Bibliografía

- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona norte). *Estudios Geológicos*, 41: 47-57.
- Casas Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversión and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3): 202-216.
- Casas Sainz, A. M. y Gil Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and subsequent inversion of the Eastern Cameros Basin (NW Spain). *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.
- Castiella, J. (1977): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 320 (Tarazona de Aragón)*. IGME, Madrid.

- Del Río, P., Casas, A., Villalaín, J. J., Mochales, T., Soto, R. y Oliva-Urcia, B. (2013): Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources. *Studia Geophysica et Geodaetica.*, 57(3): 442-459.
- Gámez, J. A. (1995): Los materiales prehercánicos de la Sierra del Moncayo (Cadena Ibérica Oriental, España) y su contenido paleocnológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (sección geológica)*, 90: 21-50.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Gil Imaz, A. (2001): *La estructura de la Sierra de Cameros: deformación dúctil y su significado a escala cortical*. Ed. Institutos Riojanos, Logroño, 305 p.
- Goy, A., Gómez, J. J. y Yebenes, A. (1976): El Jurásico de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte): I Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- Gozalo, R y Liñan, E. (1988): Los materiales hercánicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, 44: 399-404.
- Gozalo, R., (1990): *Geología y paleontología (ostrácodos) del Devónico Superior de Tabuenca (NE de la Cadena Ibérica Oriental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 297 p.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J. R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: Buchanan JG, Buchanan PG (editores), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, 88: 433-453.
- Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, Á. (2004): Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic Extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, 161: 291-303.
- Hernández Samaniego, A., Aragonés Valls, E., Del Olmo Zamora, P., Aguilar Tomás, M. y Ramírez del Pozo, J. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 352 (Tabuenca)*. IGME, Madrid.
- Jamison, W. R. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural geology*, 9(2): 207-219
- Jentzsch, G. (2008): The automated Burris gravity meter—a new instrument using an old principle. En: Peshekhonov, V. G. (editor), *Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements (TG-SMM2007)*. Proceeding of the International symposium, 21-28.
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grungebirges. *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, mathematisch-physikalische Klasse*, n. F., 14(2): 1-320.
- Mantilla Figueroa, L. C. (1999): *El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja – España): petrología, geoquímica, geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 361 p.
- Martín-Closas, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 581 p., 13 láminas.
- Mas, J. R., Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional de intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 129-144.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996): *Anomalías gravimétricas Bouguer de la Península Ibérica y Baleares*. IGN, Madrid.
- Muñoz, A. y Casas, A. M. (1997): The Rioja trough: tecto-sedimentary evolution of a foreland symmetric basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 p.
- Quarch, H. (1967): *Geologischen Karherung bei Borobia in den Östlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)*. Tesis Doctoral, Universidad de Wurzburg, 165 p.
- Salas, R. (1985): Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges. En: Rosell, J., Remacha, E. y Zamorano, M. (editores), *IAS Abstracts 6th European Regional Meeting*, 411-414.

- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berrasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional. *Cuaderno de Geología Ibérica*, 13: 65-88.
- San Román, F. J. (1990): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Huecha (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 110 p.
- San Román, F. J. (1994): *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 279 p.
- San Román, F. J. y Aurell, M. (1992): Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeographical, palaeoclimatological, palaeoecological*, 99: 101-117.
- Schudack, M. (1987): Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in den nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleich zu Asturien und Kantabrien). *Paläontographica*, 204: 1-180.
- Suppe, J. (1985): *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Inc., New Jersey, 560 p.
- Tischer, G. (1966): El delta Wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicados del Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 53-78.
- Villena, J., Gonzalez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. (1992): Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: Unidades Genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 117-193.