

GEOMORFOLOGÍA TURÍSTICA DE LA ALCARRIA.

Juan Antonio Cebrián de Miguel (former CSIC)

David Palacios Estremera (UCM).

Beatriz C. Jiménez Blasco (UCM).

Madrid, noviembre de 2023.

INTRODUCCIÓN.

EL RELIEVE ALCARREÑO.

PARA LOS MÁS CURIOSOS.

LA OROGENIA ALPINA.

TECTÓNICA DE PLACAS.

GEOMORFOLOGÍA ALCARREÑA.

NOTAS:

NOTA 1. CERROS TESTIGO: LAS TETAS DE VIANA.

**NOTA 2. MEANDROS EN EL CAUCE DEL RÍO TAJO Y
CLUSES EN LA SIERRA DEL ALTOMIRA.**

**NOTA 3. PAISAJES JURÁSICOS EN LA SIERRA DE
ALTOMIRA.**

CRÉDITOS DE TODAS LAS FIGURAS.

INTRODUCCIÓN.

Entre tantos atractivos de La Alcarria, que la ejecución del Proyecto Alcarria Encantada quiere poner de manifiesto —para explotarlos de manera sostenible, primando las actividades que capitalicen sus ventajas ecológicas y socioeconómicas, y su proximidad a la región urbana desarrollada en torno a Madrid—, **es necesario destacar que se trata de un paisaje de sencilla interpretación geomorfológica**. Por ello, para las personas con una sana curiosidad por los procesos de configuración de un determinado relieve, La Alcarria resulta una escuela de iniciación privilegiada.

¿Qué buscamos, normalmente, cuando planificamos una salida al campo? ¿Qué componentes garantizan que una determinada experiencia ambiental sea gratificante?

En primer lugar, una cierta combinación de elementos climáticos: temperatura y humedad, precipitaciones, nubosidad, horas de sol, velocidad del viento, etc.

Además, valoramos las características hidrográficas del paraje: hielo, nieve, arroyos, corrientes fluviales, cascadas y rápidos, y pozas —si las hay—, humedales, y lagos y lagunas —naturales o artificiales—. Muy especialmente, nos atraerá la posibilidad de disfrutar de un baño, o del ejercicio de deportes acuáticos. Y eso, sin olvidar la vegetación natural —o su ausencia— y la posible observación de, e interacción con, animales de la zona. Y, normalmente, también tenemos en cuenta la densidad de visitantes concurrentes, tratando de eludir las excesivas aglomeraciones.

De forma implícita, todos valoramos el escenario —la disposición y naturaleza de los volúmenes que lo configuran—. Ya que no consideramos igualmente atractivo visitar un espacio cerrado, que contemplar una vista panorámica; o divisar una llanura extensa, que un horizonte ondulado, o fuertemente contrastado.

Pero, a pesar de que los paisajes naturales, como todo lo que nos rodea, están sometidos a una evolución, no es habitual que la curiosidad de sus visitantes incluya preguntas sobre los procesos de formación de decorados tan atractivos.

¡Lástima! porque quien conoce la dinámica paisajística (a grandes rasgos; no es necesario un conocimiento pormenorizado, que sólo compete, o ilustra, a los expertos), puede disfrutar de las salidas al campo con mucha mayor intensidad. Por su relativa sencillez, la geomorfología de La Alcarria facilita este tipo de interiorización, tan satisfactoria.



Figura 1. La Alcarria.

EL RELIEVE ALCARREÑO.

Topográficamente, La Alcarria está coronada por una superficie plana de roca caliza —el páramo—, fragmentada en páramos o alcarrias¹ por valles fluviales (valles intrapáramo), de diversa amplitud y de dirección noreste-suroeste predominante. Toda la comarca constituye un típico relieve tabular, esculpido en una secuencia de estratos casi horizontales o de escasa inclinación. Consecuentemente, el paisaje alcarreño está firmemente caracterizado por el contraste que existe entre los páramos —con una altitud media de 800-880 metros, colonizados por encinares y dedicados a la agricultura de secano— y las pequeñas huertas, los olivares y matorrales de las laderas y fondos de los valles. Precisamente, por esa abundancia de plantas aromáticas —como el romero, el tomillo, el espliego o la lavanda— ha prosperado la emblemática apicultura de la comarca y su marca registrada “Miel de La Alcarria”.

¿Qué procesos geomorfológicos son responsables de dicha topografía?

¹ En el diccionario de la R.A.E. aparece la palabra alcarria, con el significado de “terreno alto y, por lo común, raso y de poca hierba”, que coincide con la imagen del páramo alcarreño, visto desde sus bordes, o desde el fondo de alguno de sus valles interiores. Curiosamente, los filólogos consideran que la palabra **alcarria** procede del árabe **AL-Qarya** (قرية): pueblo o aldea; que también ha dado lugar al término **alquería**, que sí mantiene el significado árabe original.

A grandes rasgos, **la topografía actual de La Alcarria se construye en dos fases:**

- A. En una primera fase, durante sesenta millones de años —durante seiscientos mil siglos, si lo prefieren²—** asistimos a dos procesos geomorfológicos:
- 1. La creación de una cuenca o fosa continental interior**, por la fractura del zócalo terrestre y el hundimiento progresivo de una porción central (**Cuenca/Fosa del Tajo**) respecto de sus bordes (Sistema Central, Montes de Toledo y Cordillera Ibérica), que, además, se desplazan en sentido contrario.
 - 2. La erosión de las zonas en resalte y la acumulación de sedimentos en la zona deprimida:** en los bordes y en el fondo de un “gran charco”, de extensión oscilante y no excesiva profundidad. La acumulación de sedimentos en la depresión central incrementa su hundimiento progresivo³. En el este y sureste de la cuenca, predominan los depósitos calcáreos y yesíferos, procedentes de la Cordillera Ibérica y del espolón de la Sierra de Altomira. En el norte y noroeste predominan las arcillas, resultado de la descomposición de los feldespatos presentes en las rocas cristalinas y metamórficas del Sistema Central. El cambio de fase se debe a la captura de la red hidrográfica alcarreña por el río Tajo, que desemboca en el Atlántico. La fosa pasa de ser colmatada a ser drenada y erosionada.
- B. Posteriormente, durante sólo cinco millones de años, esos sedimentos, petrificados —en forma de un sándwich descomunal de 20.000 kilómetros cuadrados⁴, aproximadamente, con decenas de estratos y un espesor total que oscila entre los 1.300 y los 1.700 metros—, han sido erosionados (tallados, triturados y excavados) bajo diferentes condiciones climáticas (áridas, semiáridas y húmedas glaciares e interglaciares) hasta llegar a su configuración actual.**

Entonces, si el paisaje que contemplamos actualmente es el resultado de un proceso que ha durado más de sesenta millones de años **¿qué expectativas tenemos de apreciar en vida un cambio, aunque sea somero, del paisaje alcarreño? Honestamente ¡ninguna!** Los procesos de modelado/evolución del relieve terrestre no son apreciables sino en intervalos de 10.000-100.000 años. Es decir, habrá que esperar entre 100 y 1.000 siglos para contemplar algo distinto de lo que se nos presenta en la actualidad. Si se mantiene la dinámica tectónica actual y no se verifican cambios climáticos drásticos, muy lentamente, se producirá un mayor encajamiento de la red fluvial, continuarán el desmantelamiento torrencial y los derrumbamientos que hacen

² ¿Pueden visualizarlo? Desde luego que no. Vivimos en otra escala temporal. Nuestro metro secular, dividido en centímetros, sólo permite distinguir de manera natural lo que pasa en intervalos de décadas (decímetros) o de generaciones (25 centímetros).

³ En la medida que recibe sedimentos de las montañas que la rodean, la fosa se hunde, y las propias montañas, al perder peso, se levantan.

⁴ Los 20.000 kilómetros cuadrados de la Cuenca/Fosa del Tajo se distribuyen entre las actuales provincias de Guadalajara, Cuenca, Madrid y Toledo, que a su vez —sirva como término de comparación— tienen superficies aproximadas de 12.000, 17.000, 8.000 y 15.000 kilómetros cuadrados, respectivamente.

retroceder los bordes de los páramos, y proseguirá la “corrosión kárstica” de los estratos carbonatados⁵.

Pero la transformación definitiva del relieve presente en una zona dominada por grandes superficies planas (terrazas fluviales) se retrasará, cuando menos, un millón de años⁶.

PARA LOS MÁS CURIOSOS.

La Alcarria actual (ver figura 1) ocupa una porción de esa región de 20.000 kilómetros cuadrados, denominada Cuenca/Fosa del Tajo⁷, que se divide en dos ámbitos diferenciados: Cuenca de Madrid y Cuenca de Loranca o Depresión Intermedia⁸ (ver figura 2). La Alcarria incorpora territorios en ambas subcuencas. El accidente topográfico que origina esta división de la Cuenca/Fosa del Tajo es la Sierra

⁵ Corrosión kárstica: conjunto de acciones fisicoquímicas y bioquímicas que atacan a las rocas calizas —tan presentes en la comarca de La Alcarria. La palabra Karst proviene de Carso/Kras, región italo-eslovena de mesetas calcáreas. El nombre fue germanizado cuando el país estuvo incorporado al imperio austrohúngaro. El concepto de karst fue introducido en 1893 por el geógrafo serbio, experto geomorfológico, Jovan Cvijic en su libro *Das Karstphänomen*, al analizar las características singulares de la erosión de las rocas calizas. La roca caliza, la dolomía y los yesos, principalmente, están compuestas por minerales que son solubles en el agua de lluvia o nieve. Las precipitaciones, reaccionando con el CO₂ atmosférico, son capaces de disolver el carbonato cálcico e introducirse en el interior de la roca, aprovechando fisuras y grietas. De esta manera, los estratos calizos, aunque aparentemente compactos, pueden estar minados, internamente excavados, y, por ello, estar expuestos a derrumbamientos súbitos como respuesta a determinados esfuerzos. Nos encontraremos con sumideros de agua; con laberintos de cuevas, galerías y simas, producidas por la circulación de corrientes subterráneas; con surgencias o fuentes de agua muy carbonatada, que precipita en formaciones muy singulares de carbonato cálcico cristalizado (travertinos). En el travertino es habitual la presencia de fósiles, restos de plantas y animales, que quedan atrapados entre capa y capa de cal precipitada en un proceso muy lento. En <https://youtu.be/mEXdNCbK9Ek> hay una descripción gráfica animada —muy sencilla y acertada— de los principales elementos del paisaje kárstico. La escasa potencia, o espesor, de los estratos calizos horizontales en La Alcarria no permite el desarrollo de simas, galerías y cuevas, o grutas, importantes. De hecho, en toda la Alcarria, el único recurso espeleológico catalogado es la modesta Sima del Cura, en Cifuentes, que permite un descenso máximo de 86 metros.

⁶ Además, no podemos silenciar que la capacidad erosiva del sistema fluvial y torrencial ha sido en parte domada por el hombre, al construir numerosos e importantes embalses en la región. Como prueba de ello podemos mencionar la notoria reducción de riadas en la comarca.

⁷ Bibliografía consultada: VERA TORRES, J.A., editor principal (2004), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid. [CIVIS, J., editor, *Capítulo 6: Cuencas Cenozoicas*. [ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., SILVA, P.G. y TORRES, T., 6.5. *Cuenca del Tajo*, pp. 556-561.]]

⁸ El borde norte de la Cuenca de Madrid —Sistema Central— está constituido por granitos y rocas metamórficas. Al sur —Montes de Toledo— aparecen granitos y rocas metamórficas de alto grado. El margen oriental —Sierra de Altomira— fue construido con materiales del Secundario. La Cuenca de Loranca conecta hacia el norte con la Cuenca de Madrid, y está limitada hacia el este por el Sistema Ibérico —también en materiales del Secundario—, y hacia el oeste por la Sierra de Altomira. Hacia el sur la Cuenca de Loranca conecta con La Mancha.

de Altomira: un cinturón estrecho de pliegues y cabalgamientos de dirección norte-sur⁹. La presencia de esta alineación de cumbres moderadas, complica el paisaje de La Alcarria y su interpretación, pero al mismo tiempo enriquece sustancialmente su calidad y su atractivo como escenario natural, como tendremos ocasión de explicar a lo largo de estas páginas.

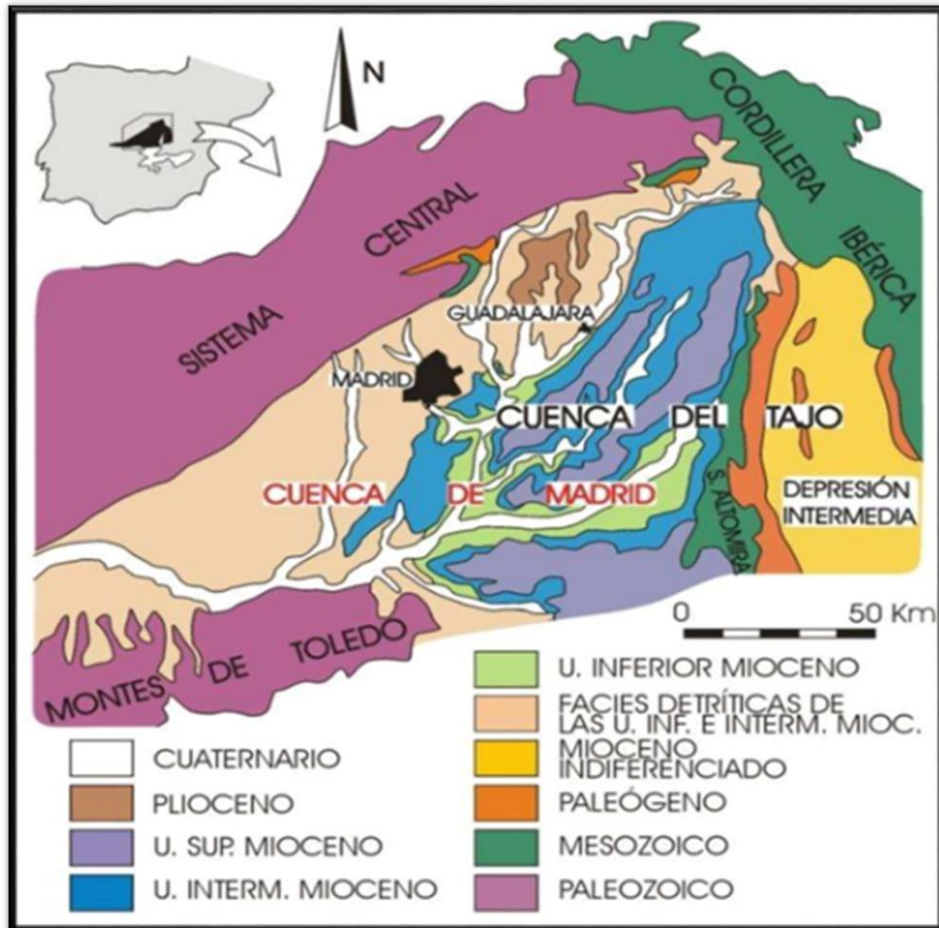


Figura 2. Cuenca/Fosa del Tajo: Esquema geológico.

Llegados a este punto, si queremos profundizar en la comprensión de la evolución del paisaje alcarreño, no tenemos más remedio que introducir algunas nociones de cronología geológica, sin abandonar, eso sí, el estilo divulgativo que, necesariamente, debe ser simplificador. La cronología geológica nos permite identificar momentos específicos de la historia de Nuestro Planeta. Su unidad de medida es el millón de años.

Los expertos están razonablemente de acuerdo en que **Nuestro Planeta tiene una edad aproximada de 4.500 millones de años**. Demasiado extensa como para poder analizar de un tirón lo ocurrido en ese intervalo. Por ello, se ha impuesto la división de la historia geológica de La Tierra en varios períodos consecutivos, de rasgos

⁹ Sin que, necesariamente, llegara a constituir entonces un accidente topográfico, la Sierra de Altomira comenzó a emplazarse al final del Paleógeno (período geológico —66.000.000 / 22.000.000 de años— del comienzo del Terciario).

característicos. El primer período, que abarca la mayor parte de la historia del Planeta Tierra, desde su formación hasta hace 450 millones de años, se denomina **Precámbrico**. El resto de la historia de la Tierra se corresponde con el **Fanerozoico** (desde 450 millones de años hasta la actualidad). Su nombre deriva del griego (φανερὸς phaneros “visible” y ζῶον zoon “ser vivo”), refiriéndose al tamaño de los organismos que surgen en esta época. Mucho antes ya existía vida en la Tierra, sin embargo, es durante este período cuando los organismos vivientes ya toman formas complejas, evolucionan y se diversifican ampliamente. La evolución biológica (aparición y desaparición de especies animales y vegetales) ha proporcionado un instrumento natural de medida de la edad de formación de las rocas sedimentarias de Nuestro Planeta, que se conoce por la presencia o ausencia de fósiles de especies de conocida data. El período Fanerozoico, a su vez, ha sido dividido en tres subperíodos: **Era Paleozoica** (antigua), **Era Mesozoica** (media) y **Era Cenozoica** (moderna). Posteriormente, se han verificado multitud de etiquetados diferentes, según el criterio y la precisión de la clasificación, cuyo comentario está absolutamente fuera del alcance de esta presentación, con una excepción, porque se trata de una clasificación tan general como la que acabamos de mencionar. Nos referimos a la división del Fanerozoico en cuatro eras: **Primaria**, la inicial, **Secundaria**, **Terciaria** y **Cuaternaria**, o actual. Siendo la era Primaria coincidente con la Paleozoica; la Secundaria, con la Mesozoica; y la Terciaria y Cuaternaria, incluidas en la Cenozoica. Por tratarse de palabras mucho más corrientes, a partir de ahora sólo utilizaremos los términos Primario, Secundario, Terciario y Cuaternario.

Pero para explicar el paisaje alcarreño, afortunadamente, no es necesario remontarnos hasta los comienzos de la historia de Nuestro Planeta. Sólo nos interesa una parte muy reducida de ella, su 1,4% más reciente, que coincide con el Terciario y el Cuaternario. Si en algún momento prestamos atención al Secundario será exclusivamente como “Preterciario reciente”. Aun así, si comparamos la duración de los períodos geológicos considerados con la de la presencia de la especie humana sobre La Tierra, comprobamos que se trata de magnitudes esencialmente heterogéneas, ya que la edad de los homínidos y humanos nunca superará los 2 millones de años ($2 \times 10^6 / 4.500$), es decir, el 0,004% de la historia del Planeta.

Además de las cinco etiquetas mencionadas, utilizaremos también los términos **Paleógeno, Mioceno y Plioceno**, un tanto extraños, para referirnos —no hay más remedio— a subdivisiones del Terciario. Muy puntualmente, puede aparecer en el texto algún otro nombre específico de subperíodo geológico. Cuando así sea, dejaremos constancia de su inclusión en alguno de los ocho períodos considerados. En el cuadro 1 aparecen los ocho períodos geológicos que distinguimos en esta explicación, así como su duración aproximada.

Era₀	Era₁	Era₂	Período	Subperíodo	Comienza hace... (millones de años)
Fanerozoico	Cenozoica	Cuaternaria			1,6
		Terciaria	Neógeno	Plioceno	5
	Mioceno			22,5	
	Paleógeno		Oligoceno	40	
		Eoceno	54		
		Paleoceno	66		
	Mesozoica	Secundaria			250
Paleozoica	Primaria			450	
Precámbrico				4.500	

Cuadro 1. Períodos geológicos considerados en el texto.

LA OROGENIA ALPINA.

La formación de la Cuenca/Fosa del Tajo es un efecto de la Orogenia Alpina, provocada por el choque de las Placas de África, de Cimmeria¹⁰ y del Subcontinente Indio contra Eurasia (ver figura 3), que hizo desaparecer el antiguo océano (Mar de Tetis) que las separaba.



Figura 3. Extensión de la Orogenia Alpina.

¹⁰ La corteza terrestre, desde su formación, siempre ha estado fragmentada en un buen número de placas tectónicas. La Placa tectónica de Cimmeria comprendía partes de los actuales territorios de Turquía, Irán, Afganistán, Tíbet y de las regiones de Indochina y Malasia.

La Orogenia Alpina es la responsable de la instalación de las principales cadenas montañosas del sur de Europa y Asia, comenzando en el Atlántico, pasando por el Mediterráneo y el Himalaya y terminando en las islas de Java y Sumatra: Atlas, Rif, Cordilleras Béticas, Cordillera Cantábrica, Pirineos, Alpes, Apeninos, Alpes Dináricos, Pindos, Montes Cárpatos, Montes Balcanes, Montes Tauro, Cáucaso, Montes Elburz, Zagros, Hindukush, Pamir, Karakórum e Himalaya.

Previo a la Orogenia Alpina, el Macizo Ibérico ocupaba todo el territorio peninsular que se encuentra al oeste del Sistema Ibérico y al norte del valle del Guadalquivir. La configuración actual de la Península Ibérica es resultado de la Orogenia Alpina (ver figura 4).

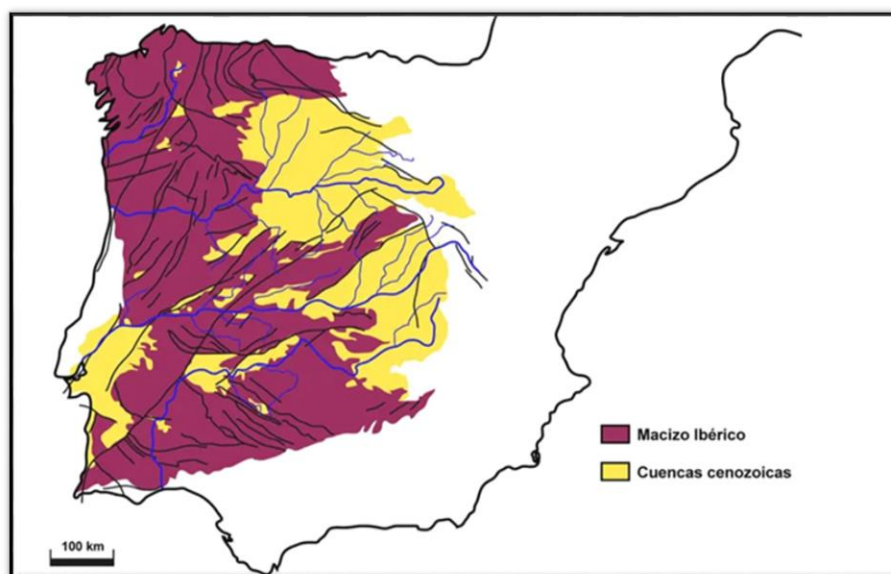


Figura 4. Extensión del Macizo Ibérico.

Se construyó el Macizo Ibérico durante la Orogenia Varisca, resultado del choque entre Laurasia y Gondwana en la formación de Pangea. Desde finales del Carbonífero¹¹ comienza la erosión de la cadena varisca, que se desmantela, formándose una penillanura. A comienzos de la Era Secundaria se produce la ruptura de Pangea, con la apertura del océano Atlántico a partir de una fractura norte-sur. El Mar de Tetis —cuya porción más occidental la ocupa actualmente el Mar Mediterráneo—, formado durante la Orogenia Varisca, siguiendo una fractura este-oeste, empezó a cerrarse. El Macizo Ibérico quedó afectado por ambas fracturas —en el cruce de ambas. No es de extrañar, por tanto, que, durante el Secundario, la historia geológica de lo que llegaría a ser la actual Península Ibérica, haya sido de lo más ajetreada posible.

El empuje de África y la consiguiente colisión de Iberia contra Europa, que se inició ya a finales de la Era Secundaria y que se prolongó durante el Terciario, plegó la litosfera ibérica y generó una alternancia de altos topográficos y depresiones, de sistemas montañosos y cuencas sedimentarias. Entre los primeros se encuentran los Pirineos, los Sistemas Béticos, el Sistema Ibérico y las Cordilleras Costercatalanas. Durante la Orogenia Alpina los materiales antiguos fueron fracturados en bloques,

¹¹ Subdivisión de la Era Primaria.

produciéndose hundimientos, como las cuencas del Duero y del Tajo, y elevaciones del zócalo varisco que dieron lugar al sector occidental de la Cordillera Cantábrica, al Sistema Central, a los Montes de Toledo y a Sierra Morena. Las cuencas sedimentarias se formaron a partir del Terciario inferior en el interior del Macizo Ibérico, como la cuenca del Duero y la del Tajo —cuencas sedimentarias de intraplaca—, o entre este zócalo y las cadenas alpinas de Pirineos y Sistemas Béticos, como la Cuenca del Ebro y la del Guadalquivir. Posteriormente, estas cuencas se fueron rellenando de sedimentos procedentes de la erosión de las cordilleras que las rodean. A su vez, el encajamiento de los ríos fue modelándolas dejando en realce diferentes tipos de relieve como los páramos, mesas, cerros testigos, etc. Las cuencas sedimentarias de intraplaca, originalmente lagos endorreicos, se convirtieron con el tiempo en las mesetas castellanas.

En nuestro entorno inmediato, la colisión de África con Europa (sur→norte y sureste→noroeste) provocó

- a) **la fracturación del zócalo primario continental** (constituido por rocas plutónicas: granitos; metamórficas: gneises, pizarras y cuarcitas; y algunas rocas sedimentarias: areniscas y calizas), **y la subsiguiente elevación del Sistema Central al norte y de los Montes de Toledo al sur de la Cuenca/Fosa del Tajo**,
- b) **el plegamiento de las calizas secundarias en el centro y en el este (Sierra de Altomira y Sistema Ibérico)**. Los movimientos convergentes entre las placas tectónicas, que comenzaron a finales de la Era Secundaria, se intensificaron durante el Paleógeno (alta Era Terciaria).

TECTÓNICA DE PLACAS.

Antes de abordar con más detalle los fenómenos de construcción y erosión del relieve de la comarca de La Alcarria, **nos parece imprescindible detenernos a explicar**, aunque sea de manera somera, algunos conceptos geológicos básicos, en su interpretación más actual. En primer lugar, nos interesa fijar los conceptos de **orogenia**, **corteza terrestre** (oceánica y continental) y **placas tectónicas**, que ya hemos mencionado párrafos arriba. Vid. supra: “la Orogenia Alpina fue provocada por el choque de las Placas de Cimmeria, de África y del Subcontinente Indio contra Eurasia”.

En su versión más sencilla, la definición de **orogenia** (u orogénesis) es “proceso complejo de formación de montañas”. La palabra orogenia es un neologismo construido a partir de las palabras griegas oros (ορος), montaña o cerro, y geneia (γένεια), proceso de formación y origen. Ahora bien, por su propia naturaleza, una orogenia no solo produce montañas. De hecho, una orogenia es responsable de todo tipo de formas de relieve (montañas, mesetas, llanuras, etc.) en su entorno regional. Una orogenia produce deformaciones (elevaciones y depresiones) y fracturas en el terreno, acompañadas siempre de actividad sísmica y, muy frecuentemente, volcánica. Una orogenia produce siempre un crecimiento continental.

A continuación, prestamos atención al concepto **corteza terrestre**. ¿Qué significa esta expresión? El Planeta Tierra no es un cuerpo homogéneo. En su interior se diferencian, al menos, un núcleo esférico central, sometido a presiones y temperaturas elevadísimas, en el interior de un manto masivo, denso y viscoso, que aparece recubierto por una capa externa o corteza terrestre, más ligera y sólida, de muy reducido espesor¹². **En términos volumétricos** —para ilustrar el tamaño reducido de la corteza terrestre, comparado con el del núcleo y el del manto—, la distribución del Planeta es la siguiente: **16% en el núcleo, 82% en el manto y menos del 2% en la corteza**.

Estamos ya en condiciones de comprender el concepto **placa tectónica**, o **fragmento de la corteza terrestre**. Existe evidencia más que suficiente de que la corteza terrestre (oceánica y continental) está fragmentada. En el momento presente, la geología contempla un conjunto de hasta siete placas mayores (Euroasiática, Africana, Australiana, Pacífica, Norteamericana, Sudamericana y Antártica) y ocho placas de menor extensión (Árabe, Índica, Filipina, de Juan de Fuca, de Cocos, del Caribe, de Nazca y Escocesa: ver figura 5).

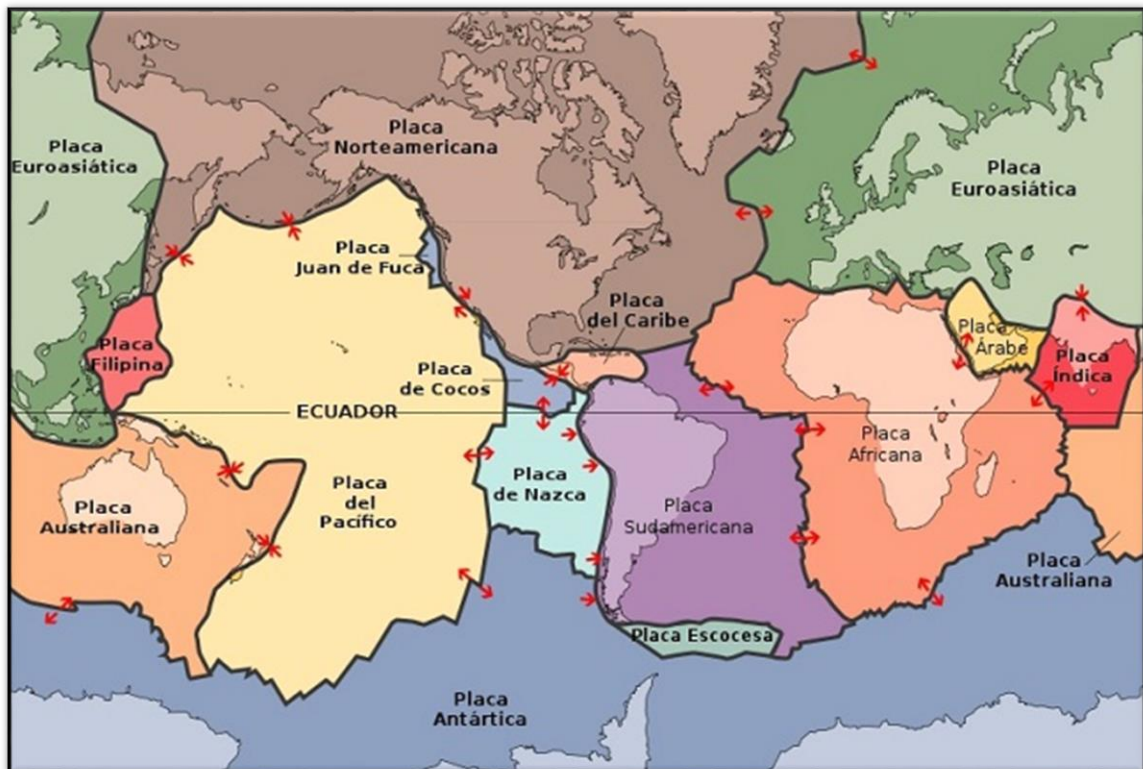


Figura 5. Mapa mundial de placas tectónicas actuales.

A lo largo de la historia geológica del Planeta, la configuración de las placas tectónicas ha variado considerablemente y seguirá variando. La Tierra es un Planeta

¹² Si el radio de la esfera Tierra es de 6.371 km, el **núcleo interno sólido** se extiende desde los 6.371 a los 5.150 km de profundidad. El **núcleo externo líquido**, mucho más fluido que el manto, se sitúa entre los 5.150 y los 2.890 km de profundidad. Ambos núcleos aparecen rodeados por un **manto inferior viscoso** (de 2.890 a 660 km de profundidad) y por un **manto superior, también viscoso, de menor densidad** (de 660 a 35 km de profundidad). Sobre el manto exterior se deposita la **corteza terrestre sólida**, de variable espesor (hasta 35 km máximo). Se distinguen la **corteza de fondo oceánico** y la **corteza continental**, de espesor muy superior al de la corteza oceánica.

“vivo”, que no deja de cambiar. Las placas tectónicas se encuentran flotando sobre el manto viscoso subyacente, en continuo, aunque lentísimo, movimiento. Las corrientes del manto son responsables de la fragmentación de placas y del enfrentamiento de otras, que pueden llegar a fusionarse.

Las líneas de sutura de la corteza terrestre —**bordes de placas tectónicas**— son siempre **zonas de actividad orogénica y/o sísmica y/o volcánica**. Zonas donde los asentamientos humanos están sometidos a riesgos frecuentemente catastróficos, que requieren una monitorización y un seguimiento cada vez más extenso e intenso. Es el caso de los bordes de las Placas del Pacífico, de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca, que coinciden con el trazado del Anillo de Fuego Circumpacífico (ver figura 6), que es la región de mayor y continua actividad sísmica y volcánica del Planeta. O el de los bordes de las placas Arábica o Índica, que coinciden con recientes sismos catastróficos en Turquía, Siria y Nepal.

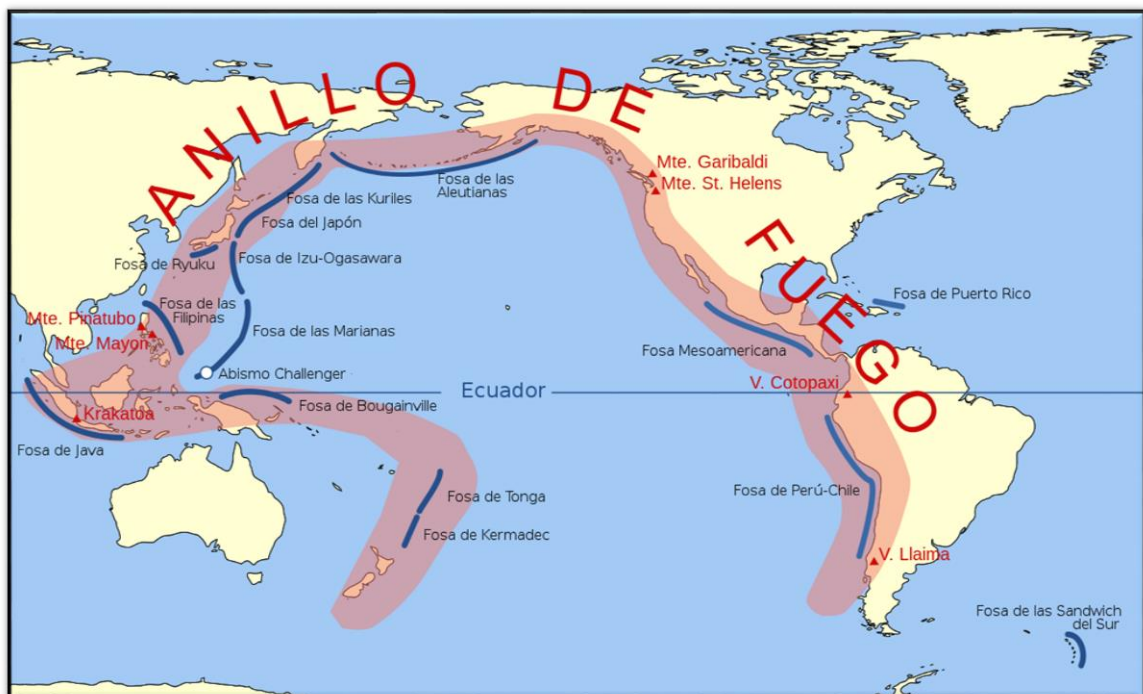


Figura 6. Anillo de Fuego circumpacífico.

Las corrientes subyacentes del manto se han conceptualizado como un mecanismo natural de liberar parte del tremendo calor que se concentra en el interior del planeta (ver figuras 7 y 8). La diferencia entre la temperatura del núcleo y la de la corteza induce una transferencia de calor entre ambas, formándose corrientes de materia que se desplazan desde el foco más caliente hasta el menos cálido. Son las corrientes de convección del manto, responsables del movimiento de las placas —fragmentos de la corteza terrestre. La fluidez de un material es proporcional a su temperatura. A temperaturas que oscilan entre los 3.500 °C, en la zona de contacto con el núcleo, y los 600 °C, en la zona de contacto con la corteza, el manto sólido puede fluir en escalas de tiempo prolongadas, en función del flujo del calor interno de la Tierra.

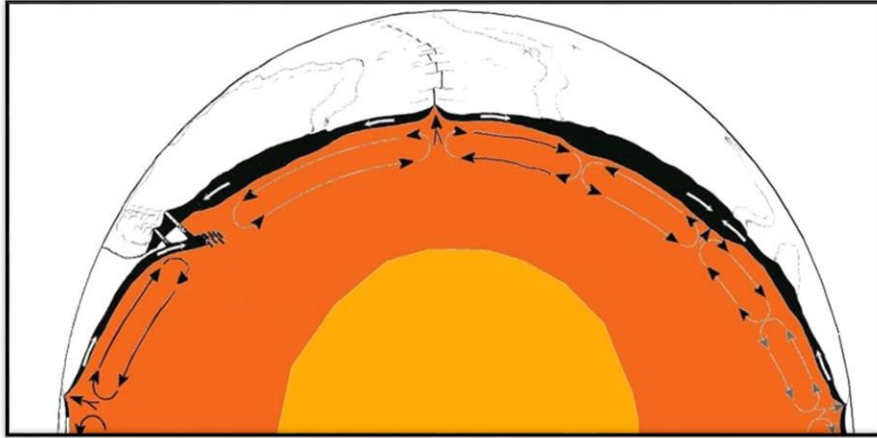


Figura 7. El núcleo de La Tierra alcanza temperaturas de 5.200° Celsius.

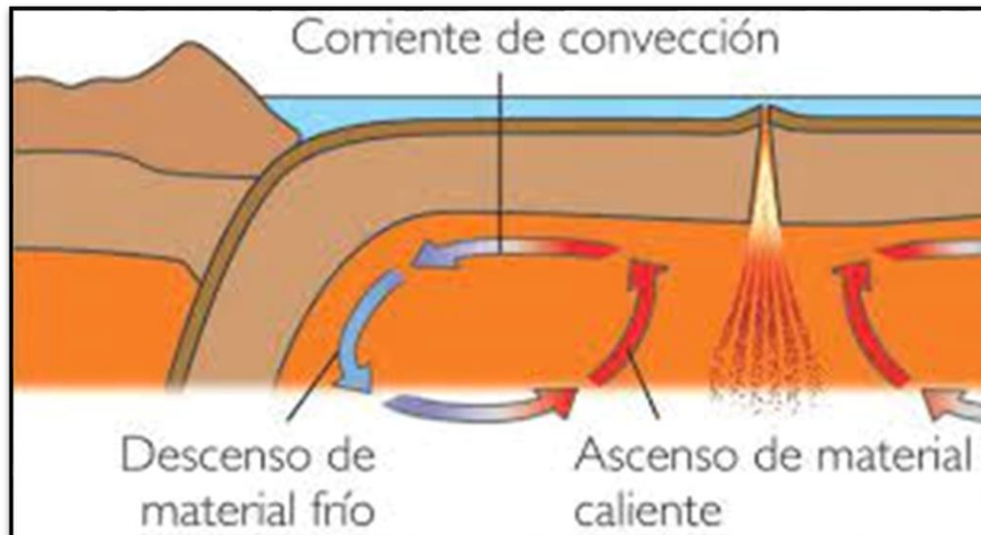


Figura 8. Corrientes de convección.

Se constituye así un conjunto de células convectivas con desplazamientos verticales, ascendentes y descendentes, que se conectan con desplazamientos horizontales en la frontera del manto superior con la corteza y, en profundidad, en el límite entre el manto inferior y el núcleo (ver figura 9).

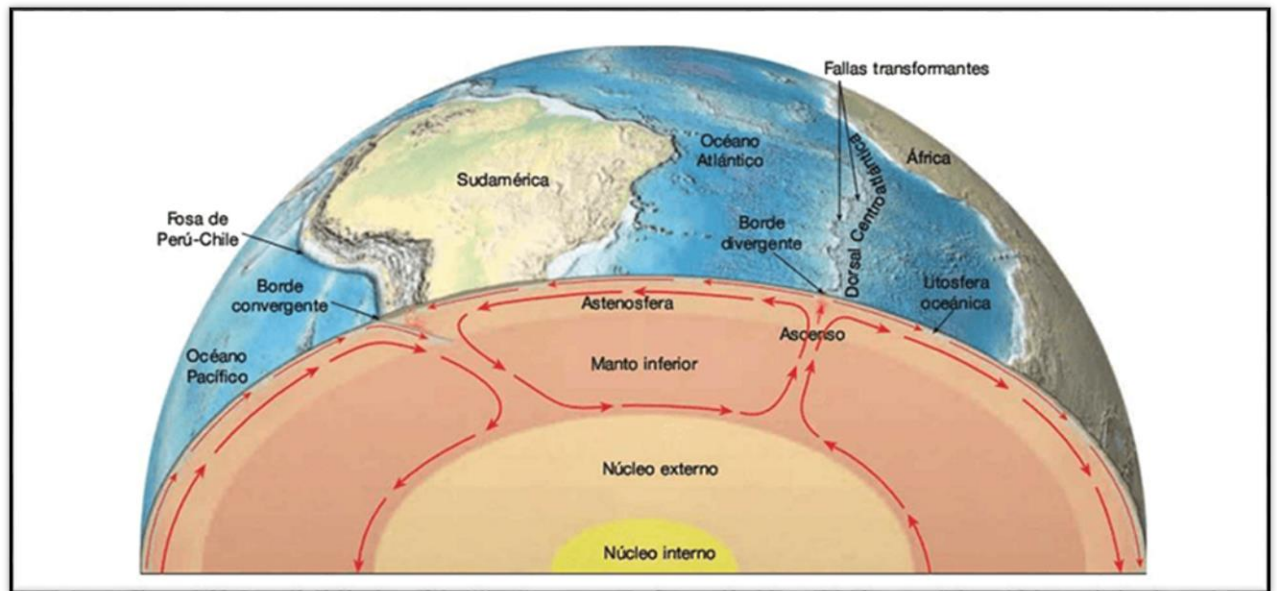


Figura 9. Corrientes de convección en el manto.

Cuando **una placa de corteza oceánica está sometida a corrientes de convección divergentes**, antes o después, se fracturará, dejando paso a materiales emergentes del manto, que progresivamente se solidificarán y se fracturarán de nuevo en forma de herida abierta, dando lugar a una alineación en resalte sobre el fondo oceánico. Es el caso actual de la Dorsal Atlántica, a mitad de camino entre las costas de Europa y África occidental y la costa este de Norteamérica y Sudamérica.

Si **una placa continental se apoya sobre corrientes del manto divergentes**, aunque mucho más espesa que las placas oceánicas, también puede llegar a fracturarse. Por ejemplo, a comienzos de la Era Secundaria se produjo la fractura de Pangea —todas las tierras emergidas, entonces, formaban un solo continente—, separándose las Américas de Eurasia y África (Océano Atlántico).

La **convergencia de corrientes de convección puede enfrentar dos placas continentales**, dando lugar a una notable orogenia, que puede llegar a fundir los dos fragmentos de corteza terrestre. En la Era Primaria, hace trescientos millones de años, chocaron Laurasia y Gondwana y se fundieron en una sola placa continental: Pangea. A lo largo de todo el frente de choque emergieron, plegados y fracturados, importantes estratos de sedimentos marinos y continentales: Orogenia Varisca. Así se construyó el Macizo Ibérico —núcleo noroccidental de la Península Ibérica. Doscientos treinta y cinco millones de años después, hace ahora sesenta y cinco millones de años diversas placas al sur del Mar de Tetis —África, Cimmeria y el Subcontinente Indio, resultado de la fragmentación de Pangea, que había tenido lugar a comienzos de la Era Secundaria— iniciaron un desplazamiento hacia el norte, hasta chocar con Eurasia: Orogenia Alpina. Este desplazamiento, muy amortiguado, continúa en el presente. Ya hemos comentado que la Orogenia Alpina es la responsable de la fracturación y reactivación topográfica del Macizo Ibérico y de la construcción, hacia el este y hacia el sur, del resto de la Península Ibérica.

Lejos de la Península Ibérica, en América, en la costa del Pacífico, se lleva produciendo el **enfrentamiento prolongado de placas continentales y placas oceánicas**. La existencia de **corrientes convergentes en el manto**, sin entrar en detalles, es la responsable de la construcción del relieve en el oeste americano (Montañas Rocosas y Cordillera Andina).

GEOMORFOLOGÍA ALCARREÑA.

Volvemos a La Alcarria, después de realizar un gran esfuerzo —nunca pensamos que fuera tan extenso— por explicar de manera sencilla, pero exhaustiva, las fuerzas de construcción del relieve. A partir de ahora, al abordar la geomorfología de nuestra comarca, prestaremos mucha más atención a los procesos de destrucción —de erosión— de las geformas.

Durante la Era Terciaria, y como consecuencia de los movimientos compresivos causados por el empuje de la placa africana (al sur) y la placa europea (al norte), la litosfera ibérica empezó a comprimirse y fracturarse en una dirección predominantemente norte-sur. Perpendicular a esta compresión se generaron los principales sistemas montañosos, que compartimentaron la península en una serie de cuencas endorreicas aisladas.

Simultáneamente con la formación de relieves durante la Orogenia Alpina, en La Alcarria, durante el Paleógeno, tuvo lugar la erosión de las zonas en creciente resalte y la sedimentación de los materiales erosionados en las áreas progresivamente más deprimidas. Estos depósitos, sinorogénicos, se encuentran plegados o basculados debajo de los depósitos horizontales, postorogénicos.

La Cuenca/Fosa del Tajo se convierte en una cuenca cerrada con características continentales endorreicas. Al no tener salida natural al mar, durante el Mioceno (entre 22 y 5 millones de años) se acumulan en la cuenca todo tipo de sedimentos: de arrollada, fluviotorrenciales, palustres y lacustres (en algunos lugares de gran espesor) procedentes de los relieves circundantes. Períodos de clima árido alternan con otros más húmedos. En los primeros se depositan grandes espesores de arcillas, margas, yesos y calizas (de origen químico y evaporítico). En los segundos se depositan capas de arenas (de origen detrítico).

Los sedimentos Paleógenos son discordantes con los Miocenos (discordancia angular y erosiva) en los bordes de la cuenca y concordantes (conformidad estratigráfica) en el interior de la cuenca. Esto se debe a que la cuenca va hundiéndose a medida que recibe sedimentos, mientras que las montañas que la rodean se van levantando a medida que se erosionan. Los más recientes, que son los Miocenos¹³, tienen un espesor máximo en torno a unos 600 m. Hoy se admite que se depositaron bajo un medio del tipo abanico aluvial-lacustre (con episodios de carácter fluvial) en

¹³ Los depósitos Pliocenos tienen muy reducida importancia en la Fosa del Tajo. Se distingue, aunque muy reducida en extensión, la raña situada al norte de la ciudad de Guadalajara. Este depósito detrítico marca el inicio del establecimiento y desarrollo de las redes fluviales cuaternarias, pudiendo identificarse dicha formación como la primera terraza —la más elevada— de los ríos Jarama y Henares.

régimen endorreico. Desde el punto de vista estratigráfico, los sedimentos Miocenos se dividen en tres unidades —inferior, intermedia y superior—. Lateralmente, estas tres unidades presentan un esquema similar de deposición. Así, cerca de los bordes montañosos, las facies son predominantemente detríticas, generadas por abanicos aluviales de mayor o menor desarrollo.

A medida que nos alejamos de los bordes montañosos, nos encontramos con arenas progresivamente más finas. Finalmente, se producen cambios laterales de facies —zona de transición— con sedimentos lacustres y palustres en las regiones centrales de la cuenca, dando lugar a rocas margosas, carbonatadas y evaporíticas (ver figura 10). La formación de estratos margosos, calcáreos y evaporíticos (yesos y sales) en la Fosa del Tajo depende de la profundidad de las aguas “estancadas”. A más profundidad: margas; a menos profundidad: calizas; a menos profundidad todavía: yesos y sales. Las variaciones de temperatura de las aguas son otro factor del tipo de las rocas sedimentarias.

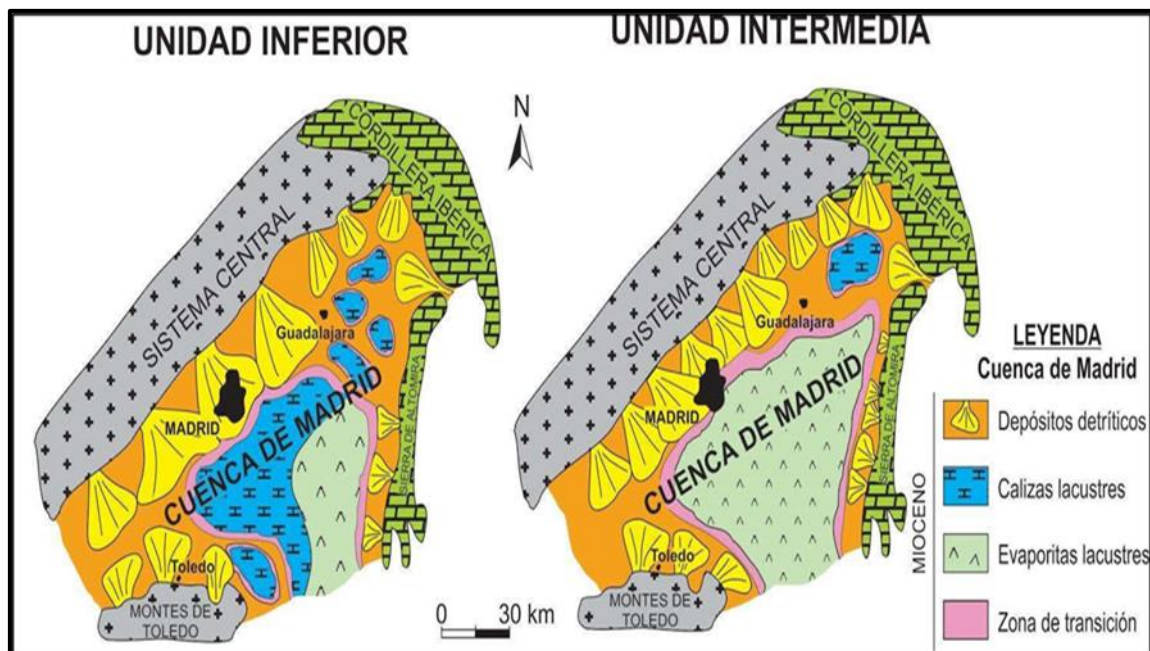


Figura 10. Subcuenca de Madrid: Ilustración de los depósitos detríticos en los bordes montañosos y de las rocas margosas, carbonatadas y evaporíticas, en el centro de la fosa¹⁴.

Esta situación se mantuvo más o menos estable durante millones de años, hasta que un nuevo movimiento tectónico causó el basculamiento de la Península Ibérica hacia el oeste —en el Plioceno: entre 5 y 2 millones de años—. Este basculamiento se produjo simultáneamente con un cambio climático notable. Durante el Plioceno, un clima subárido —de sabana, húmeda espinosa— con escasas precipitaciones, concentradas en breves momentos y escasa cobertera vegetal, propició la formación de

¹⁴ Las rocas margosas, carbonatadas y evaporíticas son sedimentos lacustres y palustres. Las zonas **lacustres** están cubiertas de agua permanentemente. Los ecosistemas **palustres** contienen agua casi permanentemente, como las marismas, pantanos y ciénagas.

amplios glacis: planos inclinados que se extienden desde la base de los relieves más destacados (ver figura 11).

Los glacis erosivos, o rocosos, son modelados por la arroyada difusa sobre roquedo compacto mostrando en su arranque una separación con las laderas de los relieves que los dominan. Resultan de una eficaz desagregación de las rocas durante los períodos secos y una escorrentía abundante concentrada en pocos eventos anuales y capaz de barrer el recubrimiento generado por la meteorización.

Los glacis de acumulación se desarrollan sobre depósitos llevados por la arroyada y enlazan con los relieves de la cabecera sin ruptura ni pendiente.

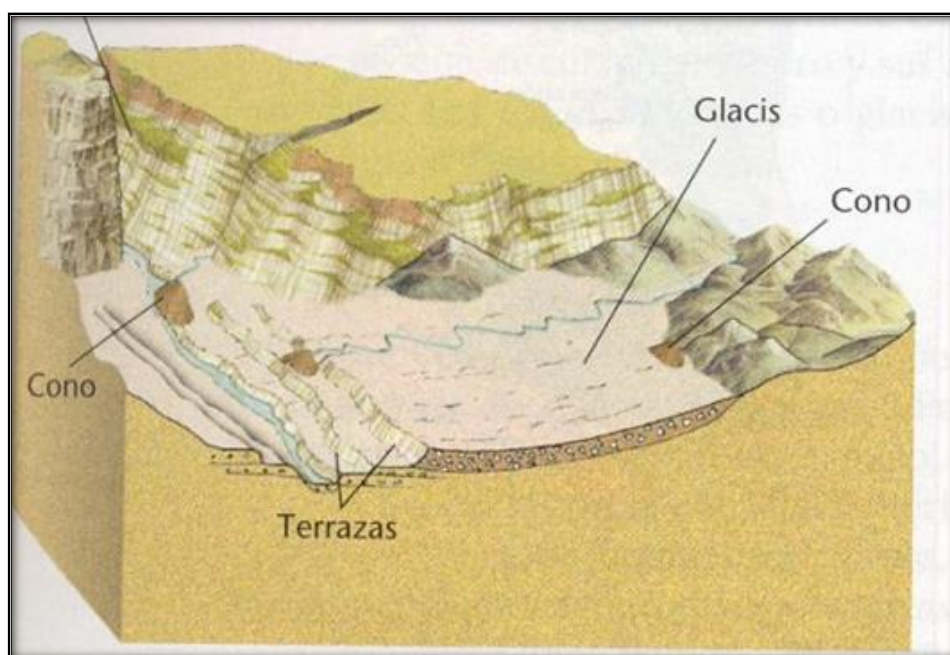


Figura 11. Glacis, conos de deyección y terrazas fluviales.

En una publicación sobre el borde occidental del páramo alcarreño —que constituye el margen izquierdo del río Henares— se describen con detalle sus componentes¹⁵. Esta descripción puede extrapolarse, con cierta cautela, al resto de los bordes del páramo y a las laderas de los valles interiores (ver figuras 12 y 13). El borde se articula en cuencas torrenciales, donde, si la litología lo permite, es frecuente encontrar pequeñas áreas acarcavadas en sus cabeceras, así como conos de deyección que quedan apoyados en la llanura aluvial, a la salida de estas torrenteras (ver figura 14). Además, es posible detectar hasta dos niveles de glacis de acumulación (ver figura 15) y formas complejas de vertiente. Por último, pequeños desplomes y deslizamientos son usuales en los sectores culminantes del páramo donde aflora la cubierta calcárea.

¹⁵ ACASO DELTELL, E., MARTÍN-LOECHES, M., MOYA PALOMARES, M.E., RUIZ ZAPATA, B. y CALONGE GARCÍA, A. (2004), *Cuadernos del Campus: Naturaleza y Medio Ambiente n°4*, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares.

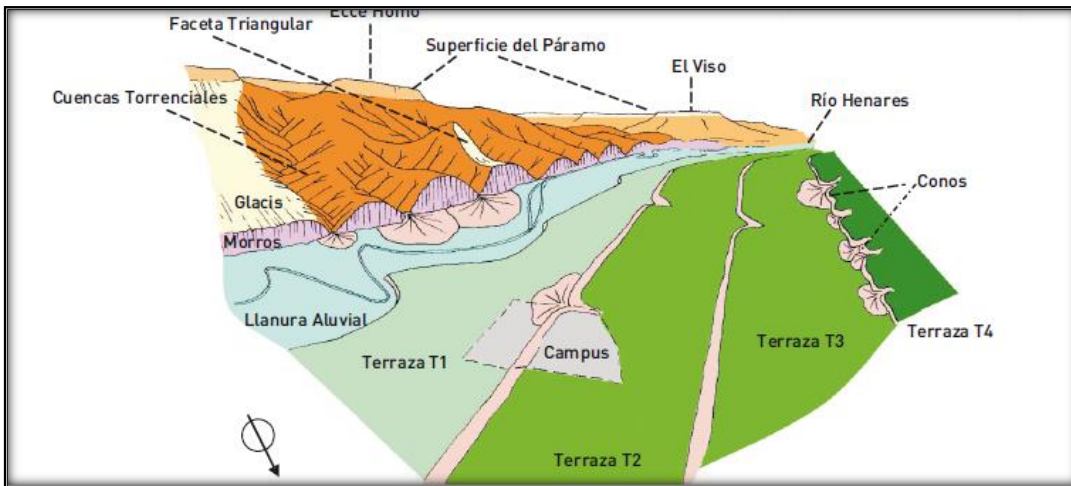


Figura 12. Paisaje esquematizado. Principales unidades de relieve en el borde noroeste del Páramo, en las proximidades de Alcalá de Henares.



Figura 13. Dos modelos de relieve en el borde noroeste del Páramo. Con predominio de glaciares (a la izquierda del dibujo) y con predominio de torrenteras (derecha).

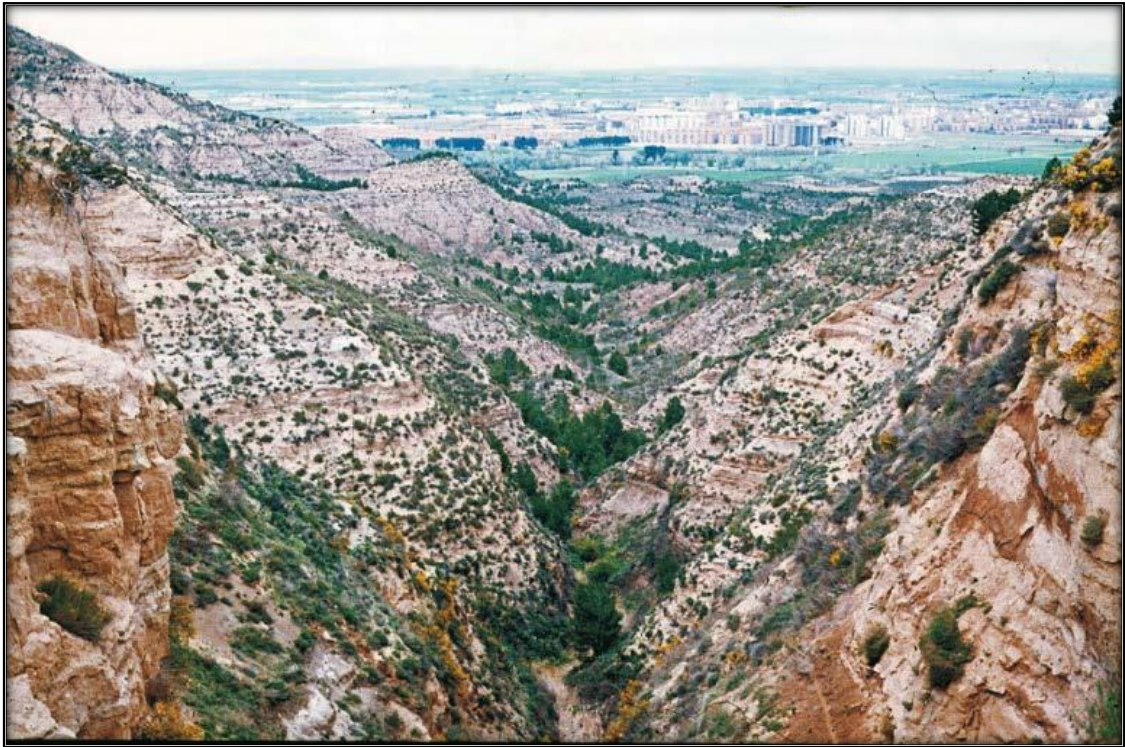


Figura 14. Torrentera en el borde del Páramo. Al fondo, Alcalá de Henares.



Figura 15. Glacis del borde del Páramo desde los Santos de la Humosa.

El basculamiento de la Península Ibérica hacia el oeste, en el Plioceno, provocó que la cuenca endorreica instalada en la Cuenca/Fosa del Tajo drenara a partir de ese momento hacia el océano Atlántico, desarrollándose una nueva red fluvial. De esta manera se abrieron y encajaron los valles en los sedimentos del Terciario, ensanchándose cada vez más. En las laderas de los valles alcarreños se identifican importantes deslizamientos de fragmentos de los bordes del páramo. El agua de lluvia, que disuelve los estratos calizos, penetra en el subsuelo hasta encontrar estratos arcillosos, que resultan impermeables. Este fenómeno es especialmente intenso en los lugares donde las calizas se encuentran previamente fisuradas. Sobre las arcillas se forman mantos freáticos, que pueden dar lugar a surgencias o fuentes a media ladera, donde recristaliza la caliza disuelta en forma de travertinos (ver nota al pie nº4). En estas circunstancias se puede producir la licuefacción¹⁶ de los sedimentos arcillosos y yesíferos —inducida por acciones sísmicas— y el desplome y deslizamiento de los estratos suprayacentes.

La formación de la actual red fluvial del Macizo Ibérico se produjo desde el mar a las montañas. Pero el recorrido de los ríos de la mitad occidental de la península no habría sido igual si no fuera por ese basculamiento del Macizo Ibérico hacia el oeste, que permitió que esos ríos, en especial el Proto-Duero y el Proto-Tajo, alcanzasen y «capturasen» las aguas de las antiguas cuencas endorreicas, que encontraron así su salida al mar (pasaron a ser exorreicas). Gracias a este evento, los cursos de ambos ríos se rejuvenecieron, desarrollándose al final de las cuencas zonas con profundos cañones fluviales, más propios de las zonas de cabecera. Esto fue posible gracias a lo que conocemos como erosión remontante, que es cuando los ríos avanzan desde sus desembocaduras, y que, en este caso, ocurrió gracias a la existencia de fracturas previas que generaron planos de debilidad que facilitaron el trabajo erosivo de estos ríos. En concreto, hoy en día reconocemos dos familias de fracturas que sabemos que han condicionado el establecimiento de la actual red fluvial del Macizo Ibérico: una primera familia de fallas de origen varisco, que tienen una dirección predominante NE-SO (e incluso N-S) y que en el Terciario se reactivaron como consecuencia de la Orogenia Alpina; y una segunda familia de fallas puramente alpinas que, siguiendo la dinámica general de esta orogenia en la península, tienen una dirección predominante NO-SE o E-O. Todas ellas marcaron el recorrido de esos ríos que buscaban su camino y que, hoy en día, poseen tramos rectos que, de manera general, siguen una de estas dos direcciones principales.

El basculamiento de la Península Ibérica y la captura de las cuencas endorreicas en el Cuaternario permitió también el desarrollo del sistema de terrazas fluviales actual. Estas terrazas, que no son más que la principal manifestación del progresivo encajonamiento de los ríos para alcanzar un perfil de equilibrio (de mínima energía), están muy influenciadas por los ciclos glaciario-interglaciario del Cuaternario, que afectan al nivel del mar global y, por tanto, al nivel de base de los ríos. De este modo, cuando se produce una glaciación hay un importante trasvase de agua del océano a los casquetes

¹⁶ La licuefacción describe el comportamiento de materiales que, estando sujetos a la acción de una fuerza externa (carga), pasan de un estado sólido a un estado líquido, o adquieren la consistencia de un líquido pesado. Es un tipo de corrimiento provocado por la inestabilidad de un talud.

polares, causando un descenso del nivel del mar que aumenta el desnivel del perfil longitudinal de los ríos, que ganan en energía y en poder erosivo. Por el contrario, cuando la glaciación finaliza, el trasvase de agua es a la inversa y el nivel del mar sube mucho en poco tiempo (140 m en la última deglaciación), haciendo que el perfil de los ríos se suavice y se relaje esa intensa erosión y el consecuente encajonamiento de sus terrazas (ver figura 16).

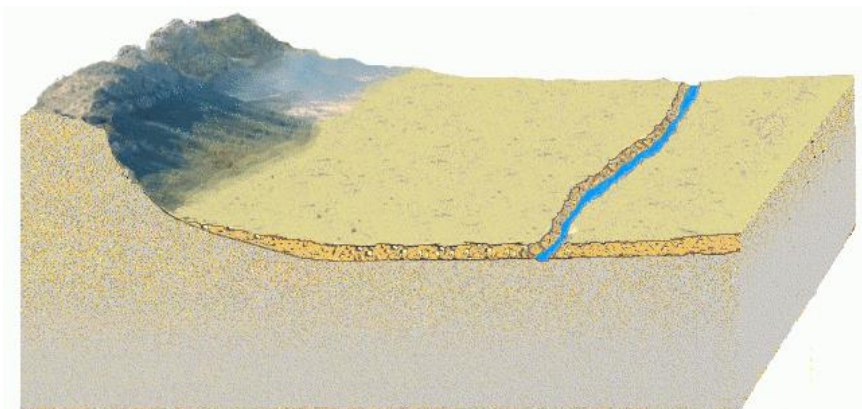


Figura 16. Terrazas fluviales.

Durante el Cuaternario (en los 2 últimos millones de años) queda definida la red hidrográfica actual (ver figura 17) y se produce el modelado fluvial de la cuenca. Como ya afirmábamos al describir páginas arriba el relieve alcarreño, lo que define la personalidad del paisaje de La Alcarria son los ríos que forman los valles y rompen el páramo. Salvo en La Alcarria conquense, donde ríos afluentes del Guadiela, como el Jabalera o Mayor, siguen una orientación sur-norte, en el centro y en el norte de la comarca los ríos siguen una disposición noreste-suroeste. Los principales ríos que cruzan La Alcarria y dejan en unos casos profundas vaguadas y en otros valles algo más amplios son:

- El Henares, extremo norte de la comarca. Sirve de límite con la Campiña del Henares, zona de transición entre La Alcarria y el Sistema Central.
- El Tajuña, que, junto a sus afluentes Matayeguas, Ungría y San Andrés, conforma la mayor depresión del páramo desde su nacimiento cerca de Maranchón hasta su desembocadura en el Jarama cerca de Titulcia.
- El Tajo, después de un sinuoso recorrido en su parte alta, abre un valle más abierto desde Trillo, donde recibe las aguas del río Cifuentes. A partir de entonces, dibuja enormes y sugestivos meandros, antes de frenar su caudal en los embalses de Entrepeñas, Bolarque, Zorita y Almoguera. Desde entonces, su inclinación se suaviza definitivamente y forma una amplia y fértil vega. En el Tajo desembocan otros cauces importantes para la configuración del relieve de

la Alcarria como el Arroyo de Ompolveda, en Pareja y el Arroyo Arlés-del Valle-de la Vega, pasada Pastrana.

- El Guadiela en el afluente principal del río Tajo en la zona de La Alcarria. Constituye una amplia vega anegada por el embalse de Buendía, el mayor lago artificial de la comarca. Aguas abajo de la presa del embalse de Buendía, el embalse de Bolarque anega los cauces del Tajo y del Guadiela en la Sierra de Altomira.
- El Jarama conforma el extremo occidental del páramo, con una orientación norte-sur. En él desembocan el Henares y el Tajuña. El Jarama desemboca en el Tajo en el límite del páramo alcarreño, en Aranjuez. El Jarama y su tributario el Manzanares drenan la ladera sureste del Sistema Central en la Cuenca de Madrid.

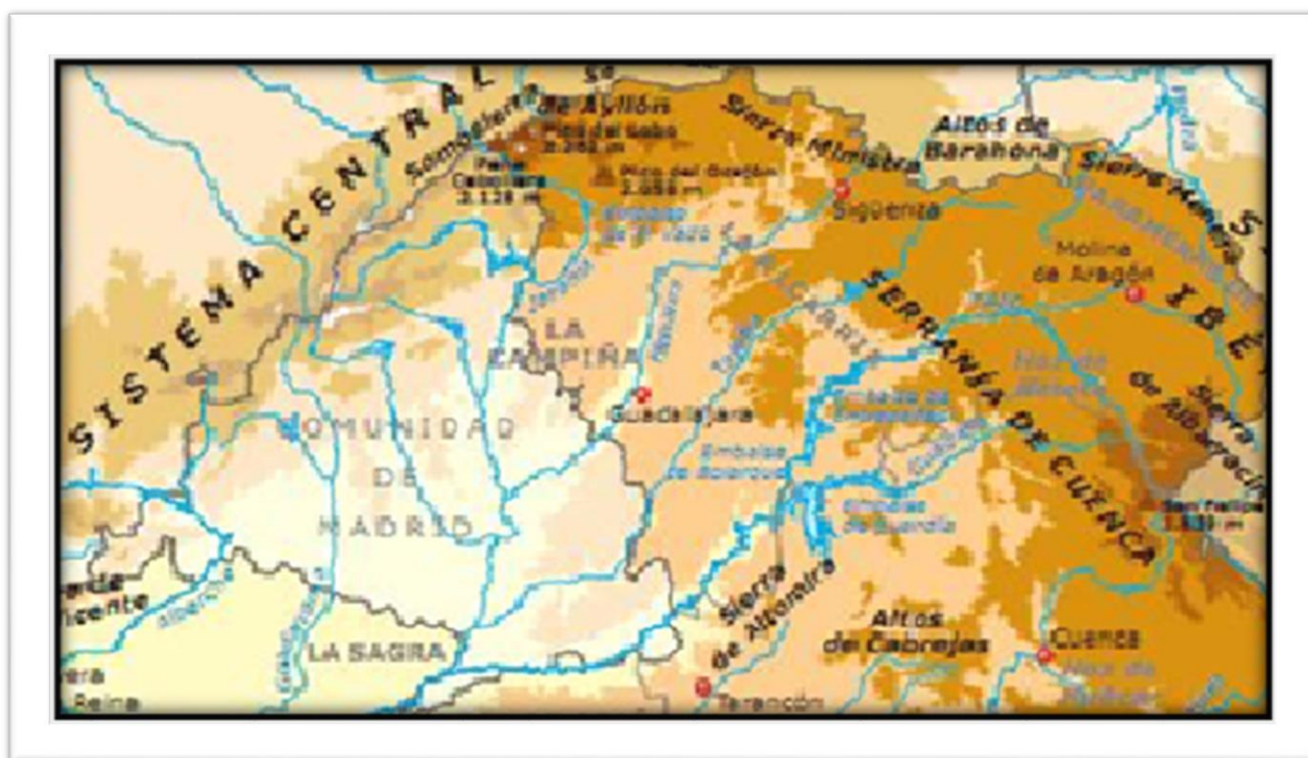


Figura 17. Red hidrográfica de La Alcarria.

NOTA 1. CERROS TESTIGO: LAS TETAS DE VIANA.

El rasgo principal del lugar está constituido por dos cerros testigo gemelos, singulares por su ubicación, altitud relativa, belleza estética y simetría. Están coronados por la caliza del páramo (Turolense —de Teruel: Mioceno Superior —de 9 a 5,3 millones de años) y alcanzan 1.144 metros de altitud, tratándose de puntos de referencia del paisaje regional. Quiere esto decir que la *Cuenca de Loranca* estuvo sellada por estratos horizontales, o subhorizontales hasta el nivel de estos cerros. Las cumbres de la Sierra de Altomira rondan los 1.000 metros de altitud, siendo la más alta el Pico Altomira (1.180 metros), que se encuentra en las proximidades de la presa del pantano de Bolarque. Este hecho descarta la hipótesis de que la Sierra de Altomira fuera un dique aislado, desde el que se pudiera haber asistido a la deposición de materiales que formarían “Dos Alcarrias” a ambos lados, este y oeste. Más bien, hay que concluir que la sierra de Altomira “fue enterrada”, o que nunca constituyó un accidente topográfico, antes de ser exhumada por la erosión Plioceno-Cuaternaria.

En las dos fotos (ver figuras 18 y 19) que se reproducen a continuación, desde el mirador de Alocén (Sierra de Altomira), se contempla la cola del pantano de Entrepeñas. En segundo plano, a la izquierda, se distinguen las dos columnas de vapor de agua (sistema de refrigeración) de la central nuclear de Trillo y, en el centro, en el horizonte, los perfiles de las Tetas de Viana.



Figura 18. Vista de la Cuenca de Loranca 1. Alcarria oriental.



Figura 19. Vista de la Cuenca de Loranca 2. Alcarria oriental.

Denominados localmente Teta alargada (el oriental) y Teta redonda (el occidental), estos dos majestuosos cerros tronco-cónicos representan el techo de la sedimentación Miocena en este sector de la Fosa del Tajo. Tienen un gran interés estratigráfico porque exhiben una sucesión prácticamente continua entre el Eoceno¹⁷ y el Turoliense, con buena calidad de afloramiento.

Las Tetas de Viana constituyen un lugar estratégico de observación del paisaje entorno. Desde allí se puede ver, hacia el este, la superficie de paramera erosionada en la Cordillera Ibérica y, hacia el norte y el oeste, cruzado el Tajo, la superficie de acumulación del páramo alcarreño¹⁸.

La erosión ha formado estos dos cerros testigo. Se denominan así porque dan testimonio de hasta dónde llegó la sedimentación antes de que se encajara el río Tajo. Los ríos, Henares, Badiel y Tajuña también se han encajado sobre las rocas del Mioceno, dando así lugar a la morfología característica de la Alcarria.

¹⁷ Paleógeno medio.

¹⁸ Un páramo es una superficie plana elevada. Puede ser el resultado de la erosión continuada de relieves, como la montaña que se va erosionando progresivamente durante millones de años, hasta convertirse en una llanura. También puede resultar de la sedimentación continuada que rellena cuencas, aumentando su espesor hacia arriba manteniendo una superficie plana superior, disecada en un ciclo erosivo posterior. Cuando lo que ha provocado esa superficie elevada plana es la erosión de rocas previas, lo llamamos paramera, como en Sigüenza, Molina de Aragón y Cuenca. Sin embargo, en el caso del páramo de la Alcarria, que abarca parte de las provincias de Guadalajara, Cuenca, Madrid e incluso Toledo, es la sedimentación y el relleno de una cuenca lo que ha dado lugar a esa superficie elevada.

Tienen también estos cerros un claro interés tectónico, porque la discordancia progresiva que presentan los niveles del intervalo Oligoceno¹⁹-Mioceno medio — pasando de capas con buzamientos de más de 30° a capas horizontales en los niveles superiores— permite asignar una edad a las principales fases de deformación alpina en la región (ver figura 20).



Figura 20. Esquema de la discordancia de las Tetas de Viana.

Antes de salir de Viana de Mondéjar, pedanía de Trillo, a los pies de los cerros encontramos estratos inclinados en la parte inferior, y otros horizontales, sobre los anteriores, que llegan hasta la cima. Entre medias se ha formado un plano de discordancia. Por debajo de la discordancia están las rocas del Oligoceno, entre 34 y 23 millones de años, que están inclinadas porque fueron afectadas por un plegamiento durante la Orogenia Alpina cuando se formó la Cordillera Ibérica (coetánea con los Pirineos, los Alpes o el Himalaya). Por encima de la discordancia están las rocas del Mioceno, entre 22,5 y 5 millones de años, casi horizontales, hasta las cumbres de los cerros. Se trata de sucesivos procesos geológicos. En un primer momento, se depositaron los materiales en disposición horizontal, en un segundo momento, se plegaron, en un tercero, se erosionaron, y en otro posterior, se depositó lo que hay encima, en forma de capas horizontales.

Los materiales de construcción de estos cerros son rocas sedimentarias continentales (abanicos aluviales [diversos niveles detríticos intercalados en la sucesión estratigráfica], depósitos fluviales de la denominada “Red fluvial intramiocena”, depósitos lacustres [las calizas que coronan los cerros testigo] y depósitos de vertiente [caídas de bloques en las laderas de los cerros]).

Las Tetas de Viana son un magnífico ejemplo de morfología de cerros testigo, en el límite oriental de la comarca de La Alcarria. En el límite occidental, existen también conocidos ejemplares. Es el caso de los cerros de Alarilla, Hita (ver figura 21), Jadraque y Ecce Homo (este último, muy cerca de la ciudad de Alcalá de Henares). En todos los casos, los cerros testigo han sido desgajados del páramo alcarreño y subsisten por la presencia de materiales especialmente resistentes y compactos en su cima (ver figura 22).

¹⁹ Paleógeno superior.



Figura 21. Cerro testigo de Hita (Cuenca de Madrid) al noroeste del páramo alcarreño.

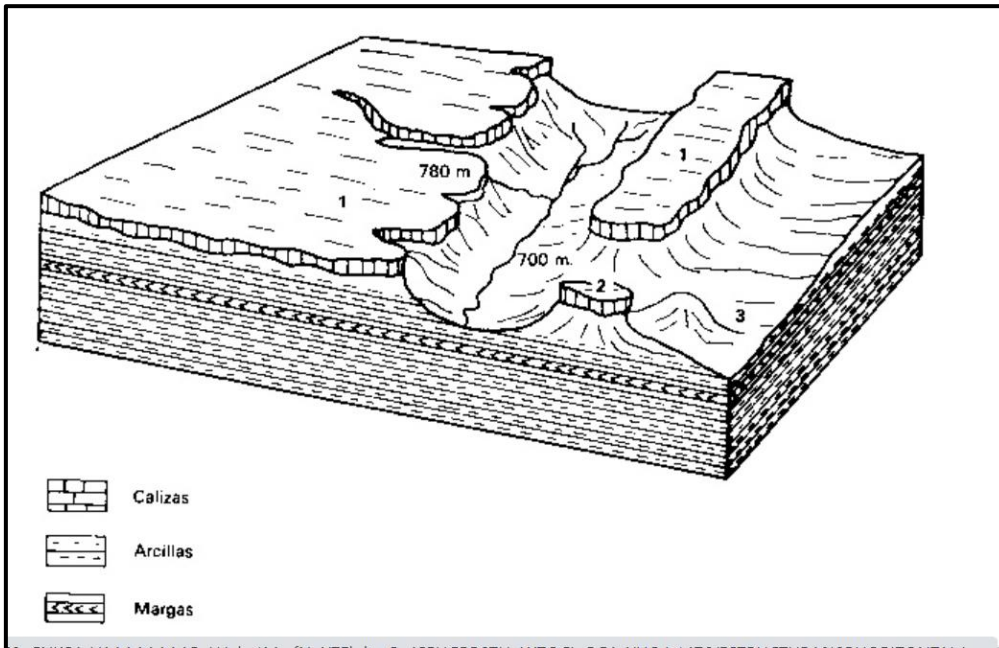


Figura 22. Relieve tabular: 1. Páramos. 2. Cerro testigo. 3. Otero.

NOTA 2. MEANDROS EN EL CAUCE DEL RÍO TAJO Y CLUSES EN LA SIERRA DEL ALTOMIRA.

No hemos agotado todavía, ni mucho menos, todos los atractivos paisajísticos de la comarca de la Alcarria. Vamos ahora a considerar dos tipos de paisaje que, aunque muy diferentes entre sí, tienen una explicación geomorfológica similar. Se trata de los exagerados meandros —anómalos— que dibuja el Tajo entre Trillo y la cola del embalse de Entrepeñas y cuatro desfiladeros que han tallado el Tajo y sus afluentes en puntos señalados de la Sierra de Altomira.

Acerquémonos primero a los meandros del río Tajo, muy reconocidos como activo paisajístico de la Alcarria oriental (ver figuras 24, 25 y 26).



Figura 23. Meandros del Tajo. Mapa topográfico.

Desde sus nacimientos, el río Tajo y la casi totalidad de sus afluentes hasta Trillo recorren una buena parte del Sistema Ibérico turolense, guadalajareño y conquense. En esos tramos iniciales, los cauces de los ríos son principalmente rectilíneos; en cambio, al abandonar el Sistema Ibérico y acceder a la Cuenca de Loranca, especialmente a partir de las inmediaciones del casco urbano de Trillo, el cauce del río Tajo se vuelve extremadamente sinuoso y encajado en materiales del Mioceno, al menos hasta donde se puede observar, pues en ese tramo las aguas se ralentizan por ser la cola del pantano

de Entrepeñas. Sin duda, se trata de uno de los tramos más meandriformes de los ríos principales de España.



Figura 24. Meandros del Tajo en Trillo.



Figura 25. Meandros encajados del Tajo en Trillo



Figura 26. Meandros del Tajo en Trillo, considerablemente encajados en la superficie original del páramo alcarreño, representada en este caso por las cumbres de las Tetas de Viana, en el horizonte.

Recordemos que los depósitos miocenos se consolidaron en un medio lagunar, en condiciones climáticas —áridas y semiáridas— subtropicales. La red fluvial intramiocena, poco jerarquizada, tenía un trazado radial, conectando el arco de relieves periféricos (Sistema Central, Sistema Ibérico y Montes de Toledo) con el mar interior que ocupaba el centro de la cuenca. Al abandonar la banda de pendientes periféricas, más pronunciadas, las corrientes fluviales, remansadas, discurrían por zonas aplanadas, dibujando meandros, antes de desembocar en el “gran charco” central.

Como sabemos, en el Plioceno, el basculamiento de la Península Ibérica hacia el oeste permitió la captura de las aguas endorreicas por los ríos que desembocaban en el Atlántico, provocando un rejuvenecimiento de la capacidad erosiva la red fluvial alcarreña. El páramo de La Alcarria era una llanura muy suave por la que divagaban ríos meandriformes, que paulatinamente se fueron encajando y acortando, pero no todos, porque también existe una **inercia —una resistencia al cambio— de la morfología fluvial**. Los meandros actuales que dibuja el río Tajo aguas abajo de Trillo, al lado de las Tetas de Viana (ver figura 27), son herederos de los que había antes en la planicie del final del relleno de la cuenca sedimentaria, que en este caso no han sido abandonados, aunque haya aumentado la potencia erosiva de la corriente fluvial.



Figura 27. Vista aérea desde el SE de las Tetas de Viana y de los meandros del Tajo en Trillo. Se aprecia claramente la espectacular denudación del páramo alcarreño oriental.

La Sierra de Altomira, en el corazón de La Alcarria, atesora una colección de espectaculares sorpresas geomorfológicas, de paisajes contrastados, muy por encima de la que cabría esperar de su porte relativamente moderado (longitud: 75 km N-S²⁰; anchura: 6 km E-O; piedemonte: 600 m; máxima cota: 1180 m).

Examinamos a continuación cuatro enclaves muy singulares (“desfiladeros” los hemos llamado, vid. supra) de la Sierra de Altomira. Se trata de cuatro cluses excavadas por el río Tajo, su afluente el río Guadiela y el río Jabalera, afluente de este último. Una cluse (del francés *cluse*) es un valle angosto, transversal a una alineación montañosa, causado por la erosión fluvial. Su traducción al español sería brecha, congosto o abra.

Es un fenómeno que muestra la dinámica fluvial en terrenos sedimentarios, cuando la dirección de los ríos es perpendicular a la dirección de los estratos subyacentes, en una meseta, o en los flancos de una cordillera. Al descender el nivel de base del río —como ocurrió en nuestra zona tras el basculamiento hacia el oeste de la Península Ibérica en del Plioceno, y la captura de las cuencas endorreicas en el Cuaternario—, éste va cortando el estrato más duro o resistente a la misma velocidad

²⁰ Según diferentes fuentes, la Sierra de Altomira oscila entre los 47 y los 125 km de longitud N-S, dependiendo de qué límites se consideren. La longitud que propongo (75 km) procede de la medición sobre un mapa topográfico de escala 1/500.000 del IGN de la definición de la Sierra de Altomira de Royo Gómez, que fue el primer geólogo que la estudió con detalle a principios del siglo XX (ver figura 28).

que los más débiles, ya que la dirección original de un río se mantiene, a medida que sus aguas van profundizando el cauce (río antecedente). **De la misma forma que sucede en los meandros encajados (vid. supra)**, en los que los meandros superficiales previos, que se formaron por lo escaso de las pendientes, se han manteniendo, profundizando en el terreno.

La Sierra de Altomira reúne un conjunto de alineaciones, estrechas y alargadas. Su nombre se debe probablemente a las amplísimas perspectivas que se dominan desde sus altos, divisándose los páramos alcarreños y manchegos en toda su dimensión, sin que haya otras alineaciones montañosas cercanas que interfieran la vista. El sector septentrional de la Sierra de Altomira constituye una barrera natural que separa dos subcuencas hidrográficas y divide La Alcarria en dos sectores. El espacio natural se ha visto modificado por una serie de grandes obras hidráulicas que han alterado notablemente su paisaje en las zonas basales. Nos referimos a los pantanos de Entrepeñas, Buendía y Bolarque, construidos aprovechando el accidentado relieve. Dos grandes ríos (Tajo y Guadiela) han sido capaces de atravesar estas alineaciones de forma perpendicular, originando buenas muestras de cluses fluviales. También, el río Jabalera, afluente del Guadiela, ha excavado una cluse “de libro”. En ocasiones los ríos fluyen en paralelo a la sierra, generando hoces de grandes dimensiones como la que hiende el río Guadiela entre las presas de Buendía y Bolarque.

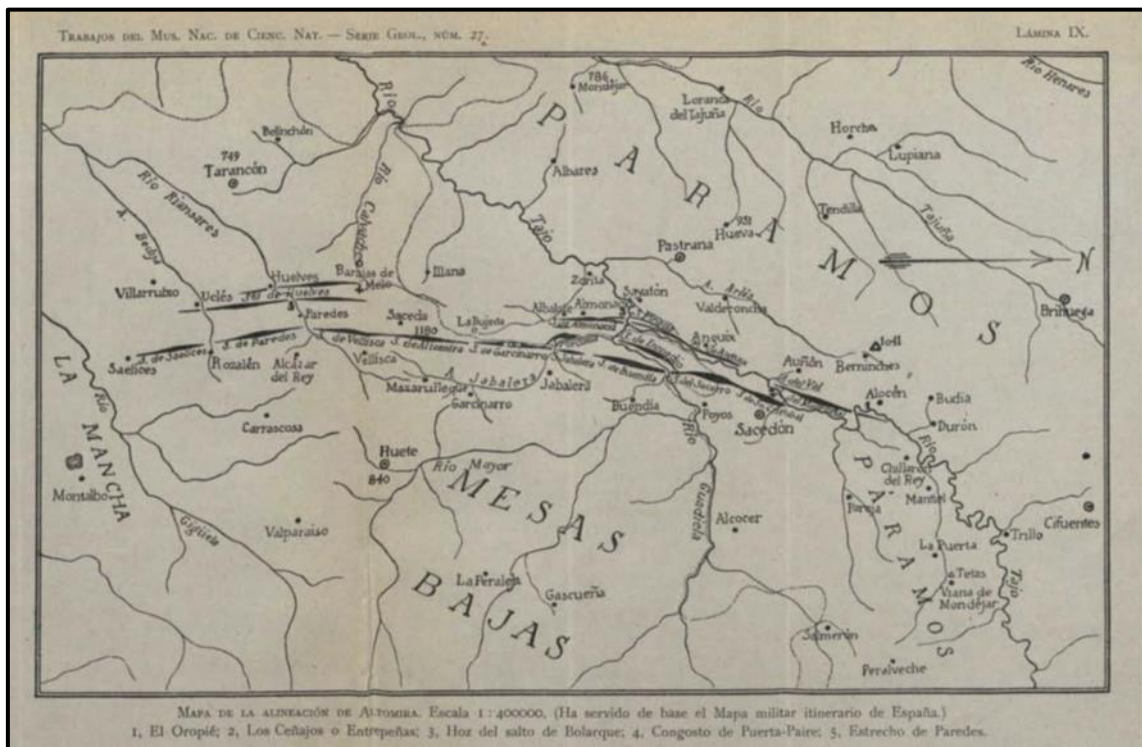


Figura 28. José Royo Gómez (1920). Mapa de la Alineación de Altomira. En “La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo”, *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales – Serie Geológica*, n. 27, Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas.

Visitamos a continuación las cuatro cluses del sector septentrional de la Sierra de Altomira. Tres de ellas han sido convenientemente explotadas por la ingeniería civil, para construir tres embalses de considerable magnitud. Son las presas de Entrepeñas (en servicio a partir de 1956, tiene una capacidad de 813 hm³; en la actualidad embalsa 210 hm³, un 25% de su capacidad), Buendía (en servicio a partir de 1958, tiene una capacidad de 1.639 hm³; en la actualidad embalsa 306 hm³, un 18% de su capacidad) y Bolarque (en servicio a partir de 1910, tiene una capacidad de 31 hm³; en la actualidad embalsa 24 hm³, un 77% de su capacidad).



Figura 29. Cluse de Entrepeñas.



Figura 30. Cluse y presa de Entrepeñas. Vista aérea desde el SE.



Figura 31. Presa de Buendía.



Figura 32. Vista del relieve del entorno. Los números son: 1) Sayatón. 2) Presa y poblado de Bolarque. 3) Río Tajo. 4) Río Guadiela. 5) Olla de Bolarque (ayuntadero de Tajo y Guadiela). 6) Pantano de Buendía. 7) Ermita de la Virgen de los Desamparados. 8) Buendía. 9) Castillo de Anguix.



Figura 33. Olla de Bolarque, sumergida, desde la presa. Bajo la cingle de la izquierda que baja al agua corría la senda de los frailes.

La cluse formada por el encajamiento del río Jabalera, que corta perpendicularmente la Sierra de Altomira en el paraje conocido como el Molino de Jabalera, no ha sido transformada —por no justificar la construcción de un embalse. Por esa razón, constituye uno de los mejores ejemplos de cluse fluvial en Castilla-La Mancha.

Las cuatro cluses que hemos visitado, delimitan secciones del sector septentrional de la Sierra de Altomira, con nombres locales por los que son conocidas²¹. En este sector, la Sierra de Altomira comprende dos alineaciones principales paralelas. Las cluses de Entrepeñas, Buendía y Jabalera intersecan la alineación oriental. Al sur de la Hoz de Jabalera se localiza la **Sierra de Degollados**. Entre la Hoz de Jabalera y la cluse de la Presa de Buendía se denomina **Sierra de Santa Cruz**. Al norte de la Presa de Buendía y hasta la Presa de Entrepeñas, en el mapa de Royo Gómez (ver figura 28) aparece la etiqueta **Sierra del Socorro**, que, como tal, no aparece en el mapa topográfico 1/25.000, pero coincide con el nombre de una de las cimas de la alineación. Al norte de la Presa de Entrepeñas, en el mapa de Royo Gómez se sitúa la **Sierra del Madroñal**, que no recoge el mapa topográfico 1/25.000. En la alineación occidental, hasta la Presa de Bolarque, no aparece ningún nombre específico en el mapa topográfico. La alineación se denomina **Sierra de la Pinada** al norte de esta presa. Entre la Presa de Buendía y la de Bolarque se sitúa una tercera alineación, conocida como **Sierra de Enmedio**. Esta sierra separa los cauces del Tajo, embalsado por la Presa de Bolarque, y del Guadiela, que discurre por una garganta imponente, desde la Presa de Buendía hasta la Olla de Bolarque, donde se funde con el Tajo.

²¹ Retenemos las denominaciones que aparecen en el mapa topográfico de escala 1/25.000 del IGN.



Figura 34. La hoz de Jabalera.

NOTA 3. PAISAJES JURÁSICOS EN LA SIERRA DE ALTOMIRA.

Hasta ahora, aunque hayamos hablado de alineaciones montañosas, de barrancos que las atraviesan perpendicularmente, de orogenias o de plegamientos, hemos eludido intencionadamente cualquier descripción en detalle de los paisajes de La Alcarria que no procedieran de estructuras tabulares. Dos razones fundamentales lo justifican: que son los paisajes más típicos de la comarca y que son los más fáciles de interpretar. Por ello, nos parece correcto que sean imágenes semejantes a la que reproducimos a continuación (ver figura 35) las que evoquemos automáticamente cuando pensemos en una visita a La Alcarria. No obstante, como ya hemos mencionado anteriormente, la Sierra de Altomira, en plena Alcarria, es un paisaje muy diferente, esculpido en materiales plegados. Paisaje Jurásico²², porque replica el patrón geomorfológico de la región montañosa francesa del Jura, en la frontera con Suiza.



Figura 35. Paramos de La Alcarria.

Toda la Sierra de Altomira está intensamente plegada por procesos geológicos complejos. Las altitudes de las crestas de las sierras rondan los 1.000 m. El Pico Altomira, en las proximidades de la Presa de Bolarque, con sus 1.180 m, es el más alto de la sierra. La Sierra de Altomira es una alineación de dirección predominante N-S, con afloramientos secundarios, principalmente cretácicos, caracterizados por presentar

²² No Parque Jurásico.

una deformación compresiva, que ha dado lugar a pliegues y cabalgamientos de piel fina, con dirección de máximo acortamiento E-O en el entorno de Bolarque.

En su sector septentrional, la Sierra de Altomira separa dos cuencas, al oeste la de Madrid y al este la de Loranca (o Depresión Intermedia), que, sin embargo, drenan a los mismos ríos en la zona: al Tajo, al Guadiela, y a uno de menor importancia: el Jabalera. Los tres recorren la Cuenca de Loranca, habiendo sido capturados por los ríos de la vertiente oeste de la Península Ibérica. Los fenómenos de erosión remontante en el interior de la propia Sierra de Altomira se han producido principalmente a favor de las estructuras tectónicas preexistentes, dejándonos ver unos magníficos valles estructurales.

En la figura 36 se dibujan los principales elementos de un paisaje de tipo jurásico. Los estratos del roquedo, generalmente sedimentario, primitivamente horizontales, quedan curvados formando ondulaciones alargadas más o menos paralelas entre sí. Los pliegues se originan por esfuerzos de compresión sobre las rocas. Hay dos tipos básicos: anticlinales (convexos) y sinclinales (cóncavos).

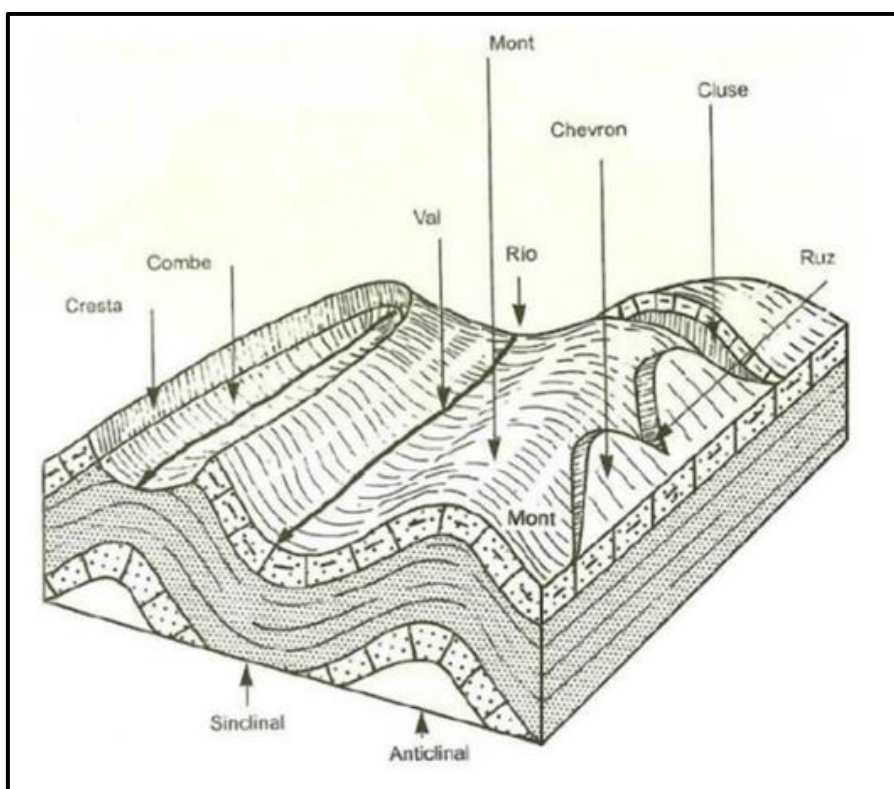


Figura 36. Elementos de un paisaje jurásico conforme.

Cuando los valles (*val*) coinciden con los sinclinales (sinformas) y las sierras (*mont*) con los anticlinales (antiformas), hablamos de relieves conformes. En la figura 36 también aparecen representadas otras formaciones típicas, como las cluses — desfiladeros transversales— y las cuestas en laderas o formaciones en espiga (*chevron*), bien representadas en la Sierra de Altomira. Pero es muy frecuente que los sinclinales queden en resalte (sinclinales colgados), porque resultan más resistentes a la erosión fluvial, y que los valles se instalen en los anticlinales (ver figura 37). En este caso se habla de relieves invertidos.

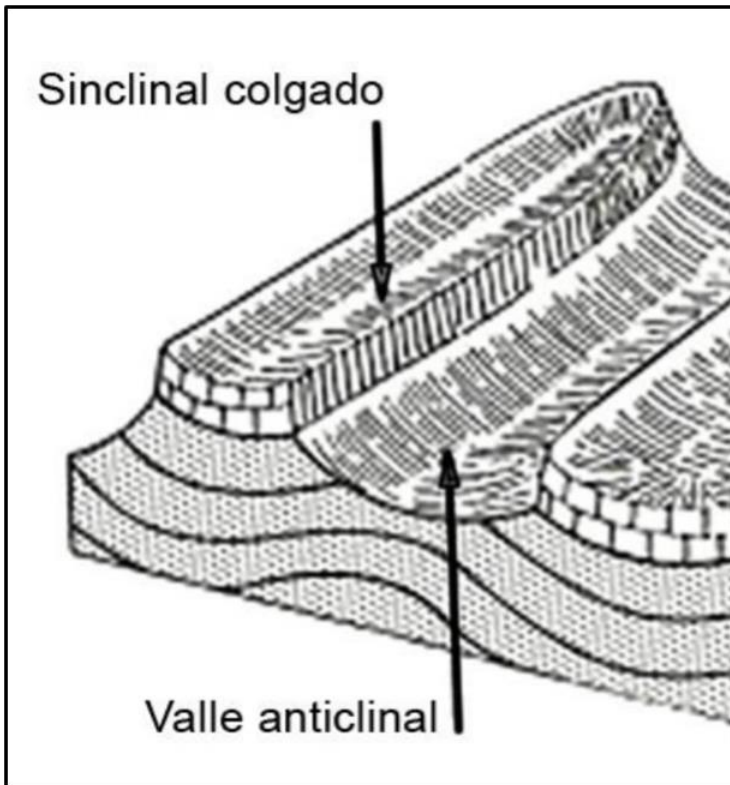


Figura 37. Relieve jurásico invertido.

Sólo nos resta reproducir imágenes de la Sierra de Altomira que demuestren el carácter jurásico de sus formas.



Figura 38. Montaje en perspectiva del entorno de la Presa de Buendía. La presa ha sido construida aprovechando una cluse en una antifforma. Se trata de un relieve conforme. Se aprecia también un valle colgado y cuevas (chevrons) en todos los flancos.



Figura 39. Montaje en perspectiva del mismo enclave, desde otro punto de vista. Se aprecian más claramente la antifirma y la sinforma conformes situadas al norte de la presa de Buendía.



Figura 40. Relieve Jurásico conforme. Montaje en perspectiva del entorno de las presas de Buendía y Bolarque. Se aprecia claramente cómo ambas presas han sido construidas aprovechando cluses en antifirmas. También se distinguen perfectamente los cauces paralelos del Tajo (pantano de Bolarque) y del Guadiela (garganta del Guadiela) instalados en sinfirmas. Separando los dos cauces, una antifirma: la Sierra de Enmedio.

Nos trasladamos ahora hacia el sur, hasta a la cluse del río Jabalera, que corta perpendicularmente un anticlinal en materiales secundarios de la Sierra de Altomira, en el paraje conocido como el Molino de Jabalera (ver figura 41). El anticlinal de la hoz muestra una parte de la estructura de la Sierra de Altomira.

Atravesada la hoz, el río discurre por el núcleo del sinclinal subsiguiente, cuyo flanco occidental presenta una notable morfología de relieve en cuevas. Estas cuevas forman una sucesión espectacular de relieves en espiga (*chevron*), que se prolongan durante más de 12 km hacia el sur, conformando la Sierra de Degollados.



Figura 41. Cluse y valle del Jabalera.



Figura 42. Detalle de las formaciones en cuesta en el valle del Jabalera.



Figura 43. Formaciones en la ladera occidental de la Sierra de Enmedio. Embalse de Bolarque.



Figura 44. Vista espectacular de un meandro en la garganta del río Guadiela, junto a la Ermita de Ntra. Sra. de los Desamparados.



Figura 45. Antiforma junto al Río Guadiela. Garganta del Río Guadiela, aguas abajo de la Ermita de Ntra. Sra. de los Desamparados).

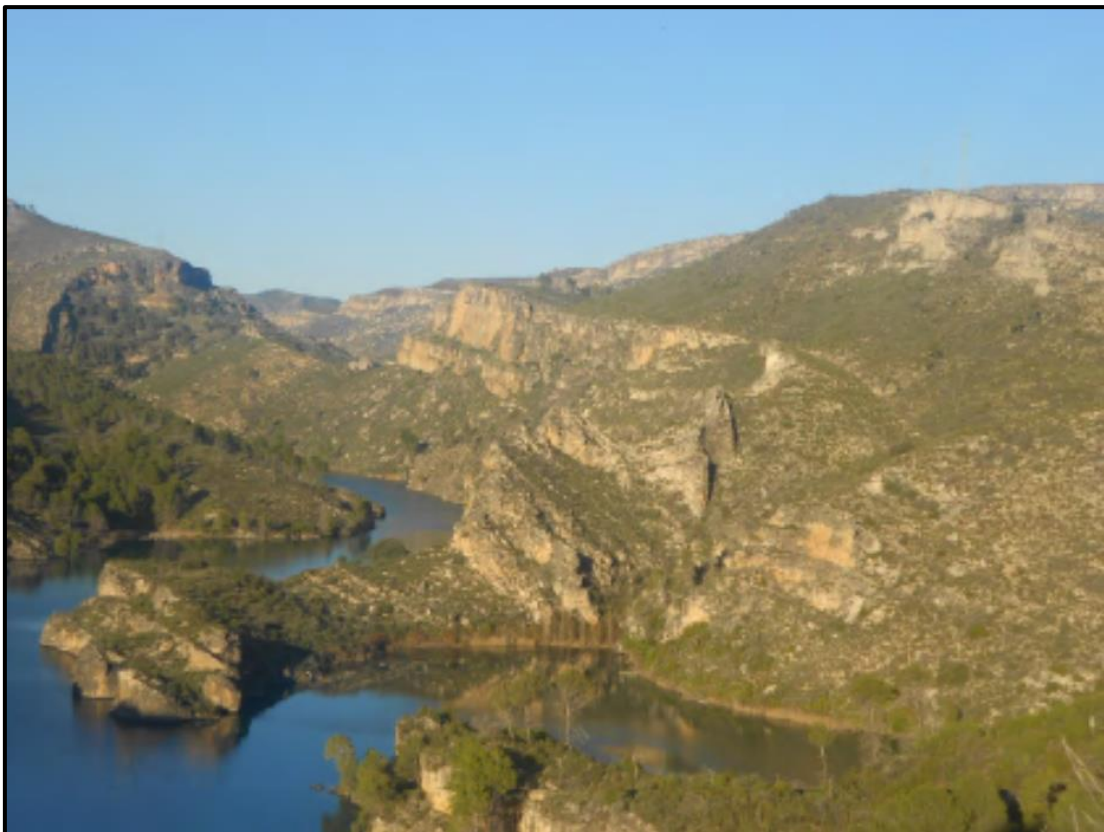


Figura 46. Sinforma colgada en el centro de la imagen. Pantano de Bolarque.



Figura 47. Otra sinforma colgada.



Figura 48. Paraje denominado “El Fin del Mundo” en el Río Jabalera, próximo a la confluencia con el Río Guadiela.

En el caso de la Sierra de Altomira, la importancia geomorfológica predomina sobre otros aspectos geológicos, por lo poco habitual que resulta la observación de relieves jurásicos conformes, y menos de las dimensiones que en ella se manifiestan. Además, la existencia de cañones y la disposición de las estructuras configuran un paisaje único, espectacular.

No se puede olvidar que los paisajes de la Sierra de Altomira —y de la Cuenca de Loranca, también— han sido transformados y embellecidos artificialmente por la construcción de los pantanos de Entrepeñas, Buendía y Bolarque. Así, la presencia de vastas extensiones de agua embalsada ha sido considerada, desde su comienzo, como activo turístico y recreativo de primer orden. Han pasado ya muchas décadas desde el establecimiento de las primeras urbanizaciones de viviendas de segunda residencia. No obstante, en la actualidad, se observa un claro deterioro en todo tipo de instalaciones.

Resulta manifiesto que la comarca ha perdido gran parte de su ventaja comparativa, como destino turístico vacacional, a medida que las nuevas infraestructuras de comunicación (autovías, autopistas, trenes de alta velocidad) han acercado ostensiblemente las costas peninsulares a la gran región urbana de Madrid. El flamante “Mar de Castilla” de las décadas de los 70 y 80 del siglo pasado, necesita una fuerte inyección de capital para salir del bache en el que se encuentra²³.

Indudablemente, la pérdida de atractivo turístico y recreativo de la zona está muy relacionada con el vaciado espectacular de los pantanos, que en la actualidad se encuentran a un 25 (Entrepeñas) y a un 18 (Buendía)% de su capacidad, en clara manifestación de la aridez progresiva del clima ibérico. Además, la construcción del trasvase Tajo-Segura, que se inicia en Bolarque, ha introducido un factor de incertidumbre, al albur de las políticas de redistribución de recursos hídricos en la península.

²³ Muy llamativa la presencia de una estructura metálica de en torno a diez plantas, de un ambicioso edificio inacabado, en la ladera oeste del pantano de Bolarque, a la altura del club Náutico.

CRÉDITOS DE TODAS LAS FIGURAS.

Figura 1. Imagen descargada de Internet.

Figura 2. Alonso Zarza, A.M. et al., (2013), *Viaje Geológico al Norte de La Alcarria*, Geología, Sociedad Geológica de España.

Figura 3. Imagen descargada de Internet.

Figura 4. Imagen descargada de Internet.

Figura 5. Imagen descargada de Internet.

Figura 6. Imagen descargada de Internet.

Figura 7. Imagen descargada de Internet.

Figura 8. Imagen descargada de Internet.

Figura 9. Imagen descargada de Internet.

Figura 10. Díaz Martínez, E., (2008), *Itinerario geológico por el sureste de la Comunidad de Madrid*, Semana de la Ciencia, Madrid, IGME.

Figura 11. Imagen descargada de Internet.

Figura 12. Acaso Deltell, E. et al., (2004), *Cuadernos del Campus, Naturaleza y Medio Ambiente n°4*, UAHenares.

Figura 13. Acaso Deltell, E. et al., (2004), *Cuadernos del Campus, Naturaleza y Medio Ambiente n°4*, UAHenares.

Figura 14. Acaso Deltell, E. et al., (2004), *Cuadernos del Campus, Naturaleza y Medio Ambiente n°4*, UAHenares.

Figura 15. Acaso Deltell, E. et al., (2004), *Cuadernos del Campus, Naturaleza y Medio Ambiente n°4*, UAHenares.

Figura 16. GIF descargado de Internet.

Figura 17. Imagen descargada de Internet.

Figura 18. Foto de los autores.

Figura 19. Foto de los autores.

Figura 20. Díaz de Neira, J.A, (2017), *Cerros testigo de las Tetras de Viana*, LIG TM070, IGME.

Figura 21. IGME, (2020), *Cerro testigo del Neógeno de Hita*, LIG TM062, IGME.

Figura 22. Imagen descargada de Internet.

Figura 23. Meandros del Tajo en Trillo, *Mapa Topográfico Nacional*, (2016), escala original 1:25.000, Instituto Geográfico Nacional de España.

Figura 24. Gorges Pinet, R., (2017), *Meandros del Tajo en Trillo*, LIG TM069, IGME.

Figura 25. Gorges Pinet, R., (2017), *Meandros del Tajo en Trillo*, LIG TM069, IGME.

Figura 26. Gorges Pinet, R., (2017), *Meandros del Tajo en Trillo*, LIG TM069, IGME.

Figura 27. Imagen descargada de Internet.

Figura 28. Ver pie de la figura.

Figura 29. Gorges Pinet, R., (1991), *Pliegue de propagación de falla en el Cretácico de Entrepeñas*, LIG TM073, IGME.

Figura 30. Gorges Pinet, R., (1991), *Pliegue de propagación de falla en el Cretácico de Entrepeñas*, LIG TM073, IGME.

Figura 31. Imagen descargada de Internet.

Figura 32. De León, G., (2020), *El desierto de Bolarque*, TURALIAblog.

Figura 33. De León, G., (2020), *El desierto de Bolarque*, TURALIAblog.

Figura 34. Blog MAGIA SERRANA, (2021), *La Sierra de Altomira y la Hoz de Jabalera*.

Figura 35. Blog MAGIA SERRANA, (2021), *La Sierra de Altomira y la Hoz de Jabalera*.

Figura 36. Imagen descargada de Internet.

Figura 37. Imagen descargada de Internet.

Figura 38. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 39. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 40. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 41. Blog MAGIA SERRANA, (2021), *La Sierra de Altomira y la Hoz de Jabalera*.

Figura 42. Blog MAGIA SERRANA, (2021), *La Sierra de Altomira y la Hoz de Jabalera*.

Figura 43. De León, G., (2020), *El desierto de Bolarque*, TURALIAblog.

Figura 44. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 45. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 46. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 47. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.

Figura 48. Gorges Pinet, R., (2017), *Valles estructurales y relieve conforme de la Sierra de Altomira. Hoz del Tajo de Bolarque*, LIG TM127, IGME.