Geología y estructura del sector de Prádena del Rincón (Madrid): implicaciones para la evolución metamórfica y tectónica del Sistema Central

Camila Isabel Fernández Riveras

Estudiante de Cartografía Geológica II, Grado de Geología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid

La zona de Prádena del Rincón–Berzosa del Lozoya, situada en el sector oriental del Sistema Central Español, constituye un área clave para el estudio de la evolución tectonometamórfica del Orógeno Varisco en la Zona Centroibérica. El área se localiza en las proximidades de la zona de cizalla dúctil de Berzosa–Riaza, una estructura regional que marca el contacto entre dominios con distinto grado metamórfico y desempeñó un papel fundamental durante la exhumación de los niveles profundos de la corteza varisca. Además, diversos estudios han interpretado esta zona de cizalla como una importante estructura extensional sincolisional asociada al colapso gravitacional del orógeno durante el Carbonífero.

El trabajo se fundamenta en la realización de cartografía geológica de detalle, el análisis de las relaciones de campo entre las distintas unidades litológicas y la toma de datos estructurales para la elaboración de cortes geológicos e interpretaciones tectónicas. En el área estudiada afloran principalmente leucogneises, paragneises, micaesquistos y rocas calcosilicatadas, acompañados por cuerpos filonianos de pegmatitas que intruyen las unidades metamórficas. Estas litologías presentan distintos grados de deformación dúctil y registran los efectos del metamorfismo regional varisco, evidenciados por el desarrollo de foliaciones penetrativas, segregaciones cuarzo-feldespáticas y procesos locales de migmatización.

Las observaciones de campo permitieron reconocer la estrecha relación entre la distribución de las litologías, las estructuras tectónicas y el metamorfismo regional. La presencia de gneises, micaesquistos y niveles parcialmente migmatizados indica condiciones metamórficas correspondientes a grados medio y alto, coherentes con la posición del sector dentro del dominio metamórfico de Guadarrama y con la evolución tectonotermal asociada a la zona de cizalla de

Berzosa-Riaza. La integración de los datos cartográficos y estructurales ha permitido reconstruir la arquitectura geológica del área y discutir su evolución en el contexto de las etapas finales de la orogenia Varisca.

La integración de los datos cartográficos, estructurales y metamórficos ha permitido reconstruir la arquitectura geológica del sector y discutir su significado en el contexto de la evolución tectónica de la Zona Centroibérica.

Palabras clave: Sistema Central Español, Zona Centroibérica, Berzosa-Riaza, cartografía geológica, metamorfismo regional, migmatitas, gneises, tectónica varisca, zona de cizalla dúctil.

1. Introducción

La cartografía geológica constituye una de las herramientas fundamentales para el estudio e interpretación de la evolución de la corteza terrestre, ya que permite integrar observaciones de campo, relaciones estructurales y características litológicas con el fin de reconstruir la historia geológica de una región. En este contexto, el presente trabajo recoge los resultados obtenidos durante la realización de una campaña de cartografía geológica desarrollada en un sector situado al norte de la Comunidad de Madrid, dentro del entorno de Somosierra-Berzosa del Lozoya, una zona de gran interés científico debido a la presencia de materiales metamórficos de alto grado y abundantes evidencias de deformación asociadas a la orogenia Varisca.

El área estudiada se localiza en el sector oriental de la Sierra de Guadarrama, integrada dentro del Sistema Central Español. La zona cartografiada corresponde a un pequeño dominio comprendido entre las carreteras M-137 y M-127, delimitado aproximadamente por los vértices de coordenadas 41º01'56.38"N, 3º33'55.25"W; 41º01'37.68"N, 3º33'01.94"W; y 41º02'08.38"N, 3º32'29.07"W. El trabajo se desarrolló sobre una base cartográfica a escala 1:5.000, abarcando una superficie aproximada de 0,6 km², suficiente para reconocer con detalle las principales unidades litológicas, estructuras tectónicas y rasgos metamórficos presentes en el área.

Desde el punto de vista geológico, esta región forma parte de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, una de las grandes unidades tectónicas resultantes de la evolución paleozoica de la Península Ibérica. Los materiales aflorantes pertenecen mayoritariamente a una sucesión metasedimentaria sometida a intensos procesos de deformación y metamorfismo durante la orogenia Varisca, desarrollando asociaciones minerales características de condiciones metamórficas medias y altas. Como consecuencia de estos procesos, la zona presenta una notable diversidad de

rocas metamórficas, entre las que destacan esquistos, gneises y migmatitas, acompañadas por cuerpos pegmatíticos y venas leucocráticas relacionadas con episodios de fusión parcial cortical.

El sector de Somosierra constituye uno de los enclaves clásicos para el estudio del metamorfismo regional en el Sistema Central. Numerosos trabajos geológicos realizados durante las últimas décadas han puesto de manifiesto la compleja evolución tectono-metamórfica que caracteriza a esta región, donde se reconocen múltiples fases de deformación, fenómenos de recristalización metamórfica y procesos de anatexia que dieron lugar a la formación de migmatitas y pegmatitas. Estos estudios han permitido reconstruir una evolución geológica prolongada, iniciada con la sedimentación de materiales detríticos y pelíticos durante el Neoproterozoico y el Cámbrico, seguida por su enterramiento progresivo y posterior transformación durante los eventos orogénicos variscos.

La complejidad geológica de la zona se refleja tanto en la variedad litológica observada como en la abundancia de estructuras tectónicas preservadas. Durante los trabajos de campo fue posible identificar foliaciones metamórficas bien desarrolladas, diferentes generaciones de fracturas y fallas, así como evidencias de deformación dúctil registradas por la orientación preferente de minerales metamórficos y por la presencia de porfiroblastos. Asimismo, se observaron numerosos indicios de fusión parcial, entre ellos leucosomas, bandas cuarzo-feldespáticas y estructuras migmatíticas que evidencian la generación y movilización de fundidos corticales durante las etapas de máximo metamorfismo.

Además de su interés desde el punto de vista estructural y metamórfico, el área de estudio presenta una estrecha relación entre la geología y la morfología actual del terreno. El relieve montañoso característico de la Sierra de Guadarrama está fuertemente condicionado por la naturaleza de las rocas aflorantes y por la disposición de las principales estructuras tectónicas. La erosión diferencial ha favorecido la formación de laderas abruptas, pequeños valles encajados y afloramientos rocosos de gran calidad, permitiendo la observación directa de numerosos contactos y estructuras geológicas. Esta circunstancia convierte a la zona en un lugar especialmente adecuado para el aprendizaje de técnicas de cartografía geológica y para el análisis de procesos tectono-metamórficos complejos.

El presente trabajo tiene como objetivo principal la caracterización geológica del área cartografiada mediante el análisis integrado de sus litologías, estructuras y rasgos metamórficos. Para ello se llevó a cabo una campaña de reconocimiento sistemático de afloramientos, la toma de datos estructurales,

la identificación de asociaciones minerales y la elaboración de un mapa geológico detallado. A partir de la información obtenida se pretende establecer la secuencia de acontecimientos geológicos responsables de la configuración actual de la zona, prestando especial atención a los procesos de deformación, metamorfismo y fusión parcial que han condicionado su evolución.

La memoria se estructura en varios apartados que abarcan desde el contexto geológico regional hasta el estudio detallado de las litologías y estructuras observadas. Posteriormente se analiza la evolución tecto-termal de la región, se reconstruye su historia geológica y geomorfológica y se describen aquellos rasgos mineralógicos y estructurales de especial interés identificados durante el trabajo de campo. Finalmente, se incluyen diversos anexos con información complementaria, entre ellos un esquema de las pegmatitas observadas y la representación cartográfica de las foliaciones medidas, con el fin de proporcionar una visión global y coherente de la evolución geológica del área estudiada.



Figura 1. Imagen digital del IGN, esquematización geográfica de la zona.

2. Contexto Geológico Regional

a. Marco Geológico

La zona de estudio se encuentra situada en el sector oriental del Sistema Central Español, dentro de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico. Esta última constituye una de las principales unidades geológicas de la Península Ibérica y representa una amplia porción de la corteza continental afectada por la orogenia Varisca durante el Paleozoico superior. El Macizo Ibérico está formado por

materiales precámbricos y paleozoicos que registran una compleja historia de sedimentación, deformación, metamorfismo y magmatismo, constituyendo el basamento sobre el que se apoyan gran parte de las cuencas mesozoicas y cenozoicas de la península.

La Zona Centroibérica ocupa una posición central dentro del Macizo Ibérico y se caracteriza por el predominio de materiales metasedimentarios de edad neoproterozoica y paleozoica inferior, junto con abundantes intrusiones graníticas asociadas a las etapas finales de la orogenia Varisca. Esta unidad ha sido tradicionalmente interpretada como una porción interna del orógeno varisco europeo, donde los procesos de deformación cortical, metamorfismo regional y generación de magmas graníticos alcanzaron un importante desarrollo. Como resultado de esta evolución, afloran extensas áreas de esquistos, cuarcitas, gneises, migmatitas y granitoides que constituyen gran parte del sustrato geológico del centro peninsular.

Dentro de la Zona Centroibérica, el Sistema Central representa una de las principales estructuras morfológicas y geológicas de la Península Ibérica. Se trata de una cadena montañosa de dirección aproximada ENE-WSW que se extiende a lo largo de más de 500 km desde Portugal hasta la Cordillera Ibérica. Aunque su relieve actual se debe fundamentalmente a la reactivación alpina de antiguas estructuras hercínicas durante el Cenozoico, el basamento que aflora en esta cordillera está constituido principalmente por materiales paleozoicos deformados y metamorfizados durante la orogenia Varisca.

El sector oriental del Sistema Central, donde se ubica la zona cartografiada, comprende las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón. En esta región afloran extensas secuencias metasedimentarias sometidas a metamorfismo regional de grado medio y alto, acompañadas por numerosos cuerpos graníticos y pegmatíticos. Las condiciones metamórficas alcanzadas en determinados sectores fueron suficientemente elevadas como para producir fenómenos de fusión parcial cortical, dando lugar a la formación de migmatitas y leucogranitos. Estas características convierten al Sistema Central oriental en una de las áreas más representativas para el estudio de la evolución tectono-metamórfica de la Zona Centroibérica.

Desde el punto de vista estructural, la región presenta una compleja superposición de fases deformativas asociadas a la evolución del orógeno varisco. Estas fases dieron lugar al desarrollo de foliaciones regionales, pliegues de diferentes escalas, zonas de cizalla y fracturas tardías que afectan a las unidades metamórficas. Posteriormente, durante la orogenia Alpina, muchas de estas

estructuras fueron reactivadas, favoreciendo el levantamiento diferencial de bloques y contribuyendo a la configuración actual del relieve del Sistema Central.

En conjunto, el marco geológico regional está dominado por la interacción entre procesos sedimentarios neoproterozoicos y paleozoicos, la deformación y el metamorfismo asociados a la orogenia Varisca, el magmatismo tardihercínico y la posterior reactivación alpina. Todos estos procesos han contribuido a generar el complejo mosaico litológico y estructural que caracteriza actualmente al sector oriental del Sistema Central y que constituye el contexto geológico en el que se desarrolla el presente estudio.

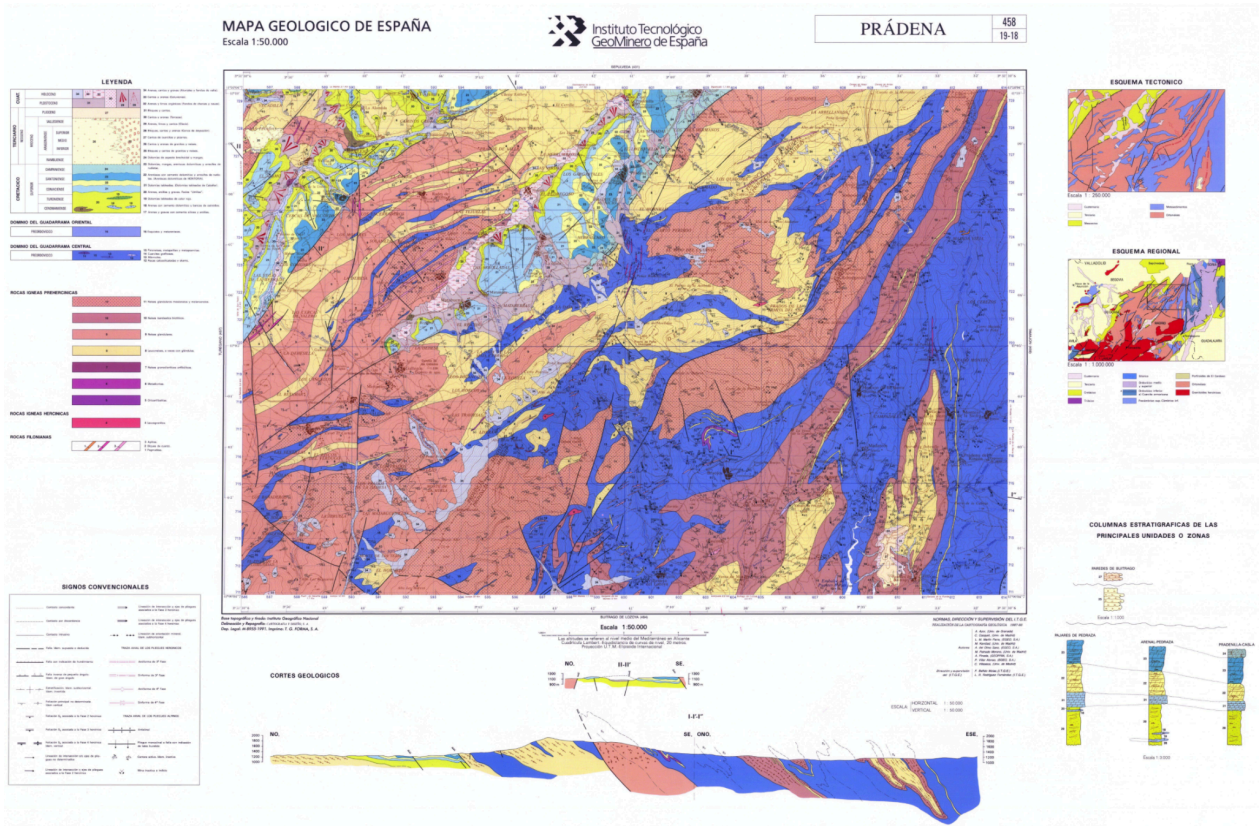


Figura 2. Mapa MAGNA 458 de Prádena, Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

b. Contexto geológico local

La zona estudiada se localiza al noreste del núcleo urbano de Prádena del Rincón (Madrid), en el sector oriental del Sistema Central Español. Geotectónicamente, se encuadra dentro del Dominio del Guadarrama Occidental (o Bloque Occidental) de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, situándose en una posición crítica y de transición inmediata a la Unidad de Somosierra-Ayllón, cuyo

límite oriental viene marcado por el gran accidente tectónico de la Falla de Berzosa. El área cartografiada comprende una estrecha franja de dirección aproximada NNE-SSW situada en las proximidades de la carretera M-130, donde afloran materiales metamórficos de alto grado pertenecientes al basamento cristalino hercínico.

Desde el punto de vista geológico, este sector está constituido por una serie metasedimentaria neoproterozoica-paleozoica profundamente transformada y replegada durante la orogenia Varisca, en un equilibrio volumétrico estrecho con cuerpos ortoderivados. Los materiales sedimentarios originales, sucesiones detríticas, pelíticas y localmente enriquecidas en carbonatos (que dieron lugar a niveles de mármoles calcíticos y dolomíticos al sur, y bancos métricos de cuarcitas en el arroyo de La Cabaña), experimentaron procesos de enterramiento, deformación y un metamorfismo regional de alto grado que superó la isograda de la sillimanita, induciendo fenómenos de migmatización y fusión parcial visibles en los paragneises. Como consecuencia, estos protolitos desarrollaron una marcada fábrica planolinear asociada principalmente a la segunda fase de deformación hercínica (D2).

La cartografía realizada muestra una organización litológica en bandas aproximadamente paralelas con dirección NNE-SSW debida a procesos de transposición tectónica. En el sector occidental destaca el denominado Leucogneis de El Villar de Prádena, que constituye el afloramiento de rocas metaíneas (metagranitos cambro-ordovícicos, ca. 471 Ma) de tonalidades claras más extenso de la región. Hacia el centro del área afloran bandas de paragneises biotíticos y metapsamitas, mientras que en la parte oriental predominan los micaesquistos. Intercalados en esta secuencia se reconocen pequeños niveles y lentes de composición calcosilicática que atestiguan las variaciones paleoambientales de la cuenca original.

Estructuralmente, el control de la repetición de estas bandas litológicas responde a estructuras plegadas de gran escala formadas durante la fase D3, que repliega la fábrica hercínica previa. Se identifica una gran estructura sinclinal en la zona central flanqueada por anticlinales menores con ejes subparalelos a la directriz regional NNE-SSW. Asimismo, la proximidad a la Falla de Berzosa condiciona la deformación del área; aunque en el sector central se cartografía una fractura de deformación frágil tardía que corta las unidades, la arquitectura mayor de la zona responde al cizallamiento dúctil asociado a este gran accidente geológico.

Finalmente, el área destaca por un profuso magmatismo pegmatítico concentrado en el sector meridional del mapa. Estas pegmatitas, ricas en moscovita, cuarzo y feldespatos, representan la

segregación de fundidos anatecticos generados durante el clímax térmico del Carbonífero superior (305-295 Ma). La íntima asociación espacial entre estos cuerpos filonianos, los leucogneises de El Villar y las zonas de intensa deformación subraya el papel de la fusión parcial en el basamento. Cabe destacar que esta riqueza mineralógica y geológica otorgó a Prádena del Rincón un notable interés económico histórico, patente en antiguas explotaciones artesanales de micas, cuarzo filoniano (Mina La Central) e incluso mineralizaciones metálicas de plata (minas San José y San Isidro) al noreste del municipio.

A modo de síntesis, el sector de Prádena del Rincón representa un enclave excepcional para analizar la evolución tectono-metamórfica del Sistema Central, mostrando de forma compacta el registro de la fusión cortical, el emplazamiento de grandes ortoneises pre-variscos y la intensa deformación dúctil y frágil ligada a la construcción del Macizo Ibérico.

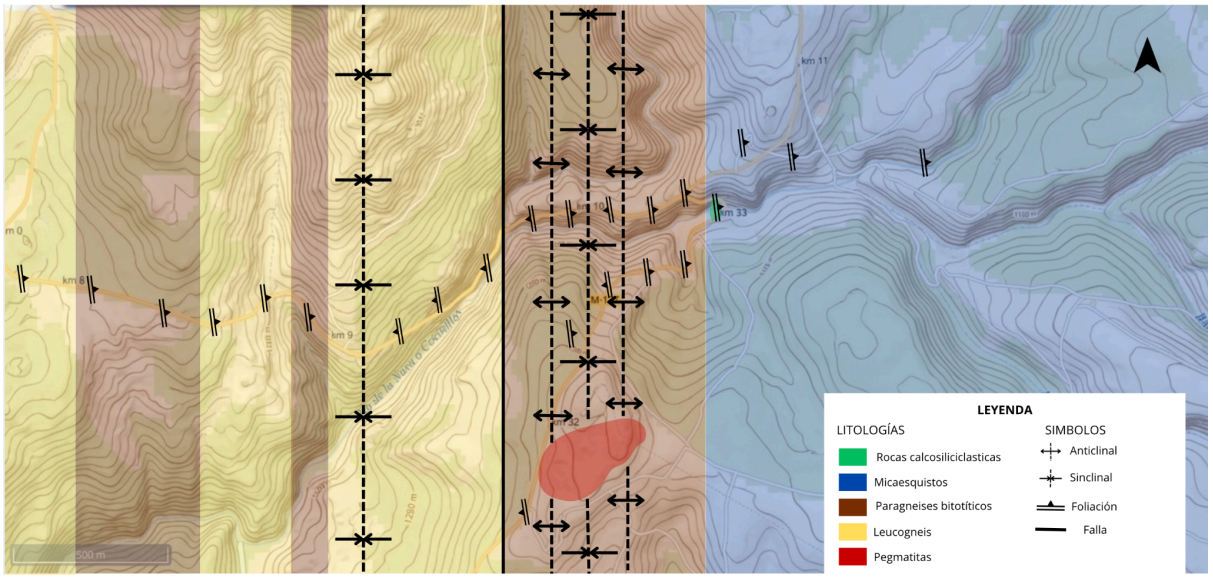


Figura 3. Mapa Geológico digitalizado del hecho en campo

3. Litologías

La zona cartografiada está constituida por un conjunto de rocas metamórficas de grado medio-alto pertenecientes al basamento varisco del Sistema Central Español. Estas litologías representan antiguos materiales sedimentarios y, en menor medida, magmáticos que fueron sometidos a intensos procesos de deformación y metamorfismo durante la Orogenia Varisca, desarrollando las texturas y estructuras que actualmente se observan en el campo.

A escala cartográfica, los afloramientos presentan una distribución bandeada con dirección predominante NNE-SSW, controlada por la foliación regional y por la intensa deformación tectónica que afectó al conjunto de la serie metamórfica. Las principales unidades reconocidas corresponden a leucogneises, paragneises biotíticos, micaesquistos, niveles calcosilicáticos y cuerpos pegmatíticos. La alternancia de estas litologías refleja tanto las diferencias composicionales de los protolitos originales como la influencia de los procesos metamórficos y tectónicos posteriores.

3.1 Leucogneises

Los leucogneises constituyen una de las unidades litológicas más representativas del área de estudio, aflorando principalmente en el sector occidental de la cartografía, donde aparecen formando cuerpos tabulares y bandas alargadas cuya disposición actual está fuertemente condicionada por la deformación tectónica regional. Estas rocas destacan por su tonalidad clara, generalmente blanca, gris clara o ligeramente rosada, consecuencia de la elevada proporción de minerales félsicos que las componen.

Desde el punto de vista mineralógico, están constituidos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, acompañados por cantidades subordinadas de biotita y moscovita. Como minerales accesorios pueden aparecer turmalina, minerales opacos y, localmente, granate y sillimanita, especialmente en aquellos sectores que registraron condiciones metamórficas más elevadas. La presencia de estos minerales índice constituye una evidencia del metamorfismo regional de grado medio-alto que afectó a toda la zona durante la Orogenia Varisca.

Texturalmente presentan una marcada foliación gneísica definida por la orientación preferente de minerales micáceos y por la alternancia de bandas leucocráticas ricas en cuarzo y feldespatos con bandas más oscuras enriquecidas en biotita. Esta estructura bandeada refleja tanto la recristalización metamórfica como la intensa deformación dúctil sufrida por las rocas durante los principales

episodios tectónicos variscos. En algunos afloramientos se observan texturas granoblásticas y granolepidoblásticas bien desarrolladas, con contactos suturados entre granos y evidencias de recristalización dinámica. Asimismo, en determinados sectores aparecen agregados nodulares de biotita, conocidos como "copos de biotita", considerados una de las facies más características de estos leucogneises en el entorno de La Acebeda y áreas próximas.

Respecto a su origen, los estudios realizados en el Sistema Central han demostrado que estos leucogneises poseen un carácter fundamentalmente ortoderivado. Se interpretan como antiguos cuerpos graníticos o granitoides ácidos emplazados durante el Cambro-Ordovícico (aproximadamente entre 470 y 494 Ma), posteriormente metamorfizados y deformados durante la Orogenia Varisca. Diversos estudios geocronológicos basados en sistemas isotópicos Rb-Sr han permitido confirmar este origen metaígneo, distinguiéndolos de los gneises claramente derivados de protolitos sedimentarios.

Durante el metamorfismo varisco estas rocas experimentaron una intensa recristalización y fueron afectadas por procesos de deformación dúctil que generaron la foliación gneísica actualmente observable. Además, las elevadas temperaturas alcanzadas durante las etapas finales de la evolución metamórfica favorecieron procesos locales de migmatización y fusión parcial en el conjunto cortical. Como consecuencia, los leucogneises aparecen frecuentemente asociados a leucosomas, bandas anatécticas y diques pegmatíticos, estableciéndose una estrecha relación espacial entre estas litologías.

La abundancia de pegmatitas que cortan o acompañan a los leucogneises sugiere que ambas unidades participaron en los procesos de movilización y cristalización de fundidos corticales durante los estadios finales de la evolución tectonometamórfica. Sin embargo, aunque los leucogneises registran claramente estos procesos tardíos de migmatización, su origen primario se relaciona con un magmatismo ácido prevarisco posteriormente transformado por metamorfismo regional de alto grado.



Figura 4. Imagen digital, visión del afloramiento de los leuconeises, foto tomada en campo.



Figura 5. Imagen digital, muestra de cerca de los leuconeises. Foto tomada en campo.

3.2 Paragneises biotíticos

Los paragneises biotíticos constituyen una de las principales unidades metasedimentarias presentes en el área de estudio, aflorando en bandas de anchura variable intercaladas entre los grandes cuerpos de leucogneises y otras litologías metamórficas. Su distribución cartográfica permite reconocer con claridad la arquitectura estructural regional, ya que actúan como niveles marcadores que ponen de manifiesto la geometría de los pliegues y de las zonas de cizalla desarrolladas durante la deformación varisca.

Estas rocas tienen un origen sedimentario y derivan del metamorfismo de materiales pelíticos y psamíticos depositados durante el Neoproterozoico superior. Durante la orogenia Varisca dichos sedimentos fueron sometidos a condiciones metamórficas de grado medio-alto, experimentando una intensa recristalización mineralógica y una profunda reorganización textural que transformó completamente las características originales del protolito.

Desde el punto de vista mineralógico, están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, acompañados por cantidades variables de moscovita, granate y minerales aluminosilicáticos. La abundancia de biotita confiere a la roca tonalidades pardas, gris oscuras o negruzcas, que contrastan notablemente con los tonos claros característicos de los leucogneises adyacentes. Entre los minerales índice destacan especialmente la sillimanita y, localmente, la cordierita, cuya presencia evidencia el desarrollo de condiciones metamórficas correspondientes a facies anfibolita.

La textura predominante es granolepidoblástica, con una foliación muy marcada definida por la orientación preferente de las láminas de biotita y moscovita. Es frecuente observar un bandeado gnéisico bien desarrollado, originado por la alternancia centimétrica o decimétrica de niveles ricos en cuarzo y feldespatos con otros enriquecidos en minerales ferromagnesianos. Esta segregación mineral refleja tanto los procesos de recristalización metamórfica como la intensa deformación dúctil asociada a la evolución tectónica regional.

Uno de los rasgos más característicos de esta unidad en diversos afloramientos es la presencia de nódulos de cuarzo y sillimanita elongados según la lineación mineral, que en ocasiones proporcionan a la roca un aspecto pseudo-conglomerático. La sillimanita suele aparecer formando agregados fibrolíticos o pequeñas madejas orientadas paralelamente a la foliación principal,

evidenciando su crecimiento sintectónico durante los estadios de máximo metamorfismo. Asimismo, en algunos sectores se reconocen blastos de cordierita parcialmente alterados que generan una textura nodulosa o "mosqueada", característica de determinadas variedades de estos paragneises.

En las proximidades de los grandes macizos ortognéisicos es frecuente observar un grado variable de migmatización. En estos casos aparecen pequeñas venas leucocráticas y leucosomas centimétricos ricos en cuarzo y feldespatos, desarrollados paralelamente a la foliación, que indican la actuación de procesos de fusión parcial durante las etapas de máxima temperatura alcanzadas en la evolución metamórfica. Esta circunstancia puede dificultar localmente la diferenciación entre los paragneises altamente migmatizados y los leucogneises adyacentes.

Desde el punto de vista estructural, los paragneises biotíticos desempeñan un papel fundamental en la interpretación de la deformación regional. Su comportamiento predominantemente dúctil favoreció el desarrollo de pliegues apretados a isoclinales, la intensificación de la foliación metamórfica y la formación de bandas cizalladas que permiten reconstruir la evolución tectónica del sector. La continuidad de sus niveles y el contraste litológico respecto a las unidades vecinas los convierten en excelentes marcadores estructurales para el análisis de la geometría de los grandes pliegues variscos reconocidos en la zona de Prádena-Berzosa.



Figura 6. Imagen digital de afloramiento de paragneis. Foto tomada en campo.

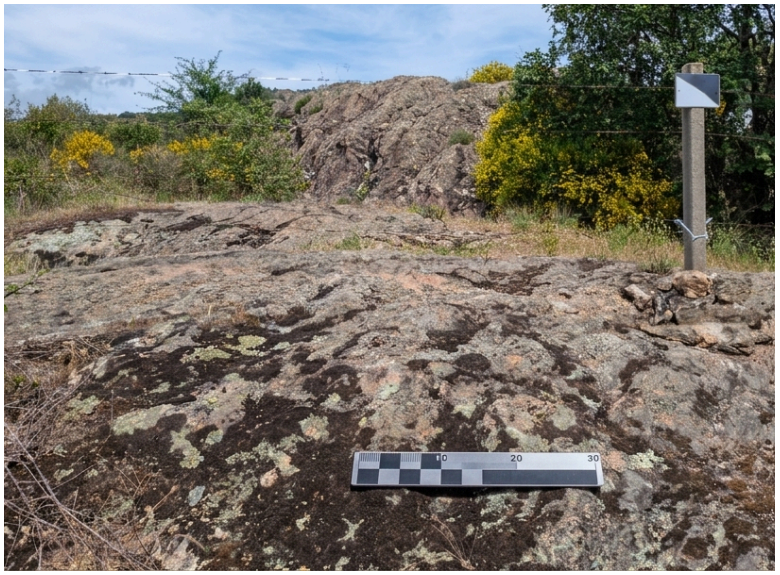


Figura 7. Imagen digital de afloramiento de paragneis. Foto tomada en campo.

3.3 Micaesquistos

Los micaesquistos constituyen una de las unidades metamórficas más representativas del sector oriental del área cartografiada y proporcionan un excelente registro de la evolución metamórfica regional asociada a la orogenia Varisca. Su amplia distribución y la abundancia de minerales índice los convierten en una litología fundamental para reconstruir las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante la historia geológica del sector.

Estas rocas proceden del metamorfismo de sedimentos pelíticos ricos en minerales aluminosos depositados durante el Neoproterozoico superior. La intensa recristalización experimentada durante el metamorfismo regional provocó la destrucción casi completa de las estructuras sedimentarias originales y el desarrollo de una marcada fábrica metamórfica, caracterizada por la orientación preferente de minerales laminares. Como consecuencia, los micaesquistos presentan una textura lepidoblástica bien desarrollada y una esquistosidad muy penetrativa que constituye su rasgo más distintivo.

La composición mineralógica está dominada por moscovita, biotita, cuarzo y feldespatos, acompañados por cantidades variables de granate, estaurolita y sillimanita. Estos minerales índice reflejan la progresiva evolución metamórfica de la serie pelítica y permiten establecer las distintas zonas metamórficas reconocidas en el Sistema Central. La sillimanita aparece frecuentemente en forma de agregados fibrolíticos o fibrolita, desarrollándose como pequeñas madejas blanquecinas alineadas según la foliación principal. La andalucita, aunque presente en determinados

afloramientos, tiene una distribución mucho más localizada y suele asociarse a procesos térmicos tardíos o a la influencia de venas y cuerpos graníticos, por lo que no constituye un mineral característico de la secuencia metamórfica regional principal.

Macroscópicamente estas rocas presentan tonalidades grises oscuras, pardas o negruzcas, determinadas por la elevada proporción de minerales micáceos. Su fuerte anisotropía mecánica favorece una fracturación preferente según los planos de esquistosidad, permitiendo que la roca se exfolie con facilidad en láminas paralelas. Esta propiedad resulta especialmente evidente en los afloramientos observados durante el trabajo de campo, donde los planos de foliación condicionan tanto la morfología de los afloramientos como los procesos de alteración superficial.

En las variedades más ricas en minerales micáceos, la roca puede adquirir características propias de las micacitas, mostrando una concentración excepcionalmente elevada de biotita y moscovita que intensifica la esquistosidad y confiere un brillo sedoso muy característico sobre las superficies de foliación. Estas facies representan los términos más aluminíferos de la serie metasedimentaria original.

Desde el punto de vista estructural, los micaesquistos registran con gran claridad los diferentes episodios deformativos que afectaron a la región durante la orogenia Varisca. La foliación principal aparece generalmente orientada de forma subparalela a la observada en los gneises adyacentes, lo que indica que ambas unidades participaron conjuntamente en los mismos eventos tectónicos regionales. En numerosos afloramientos se observan además micropliegues y estructuras de crenulación que reflejan la superposición de fases deformativas posteriores sobre una esquistosidad previamente desarrollada. Estas crenulaciones generan una segunda fábrica tectónica fácilmente reconocible tanto a escala de afloramiento como en muestra de mano y constituyen una evidencia directa de la compleja evolución deformacional experimentada por la zona.

Asimismo, los micaesquistos actúan frecuentemente como roca encajante de numerosas venas aplíticas, filones de cuarzo y cuerpos pegmatíticos que cortan o siguen parcialmente la foliación metamórfica. La estrecha asociación entre estas intrusiones tardías y los micaesquistos pone de manifiesto la importancia de los procesos de anatexia cortical desarrollados durante las etapas finales del metamorfismo regional. En algunos sectores pueden observarse pequeñas venas leucocráticas paralelas a la esquistosidad, interpretadas como movilizados anatécticos locales generados durante los estadios de máxima temperatura alcanzados por el complejo metamórfico.

En conjunto, los micaesquistos representan el registro más completo de la evolución metamórfica de los materiales pelíticos de la región y constituyen una unidad clave para comprender tanto la zonación metamórfica como la historia tectónica del área de Prádena-Berzosa, preservando evidencias de los principales episodios de deformación, recristalización y fusión parcial que acompañaron al desarrollo de la cadena Varisca.



Figura 8. Imagen digital de afloramiento micaesquistos. Arroyo de los Santillos. Foto tomada en campo.

3.4 Rocas calcosilicáticas

Dentro de la serie metamórfica se reconocen pequeños niveles y lentes de rocas calcosilicáticas, representados en el mapa por afloramientos de extensión reducida localizados principalmente en la parte central del área estudiada. Estas rocas se originaron a partir del metamorfismo regional de sedimentos carbonatados impuros o margosos intercalados dentro de la sucesión detrítica original. Durante este proceso, experimentaron importantes reacciones mineralógicas que dieron lugar a asociaciones características de silicatos cálcicos.

Aunque su observación en campo resulta limitada debido a su reducida extensión, suelen presentar tonalidades verdosas o grisáceas que, ocasionalmente, alternan con bandas de tonos rosáceos debidas a la presencia de granates cálcicos (tipo grosularia-andradita). Estructuralmente, es muy característico que estos niveles aparezcan en forma de lentejones fuertemente boudinados, un fenómeno derivado del marcado contraste de competencia mecánica frente a los esquistos encajantes durante los eventos de deformación.

Mineralógicamente, la asociación diagnóstica está compuesta por cuarzo, plagioclasa cálcica, epidota, diópsido, hornblenda y calcita, complementada por la presencia frecuente de minerales accesorios como esfena (titanita) y apatito. Asimismo, en las proximidades de los contactos con los ortoneises, la secuencia puede exhibir un marcado carácter «skarnoide», caracterizado por un notable aumento de grano donde los cristales de anfíbol y plagioclasa llegan a alcanzar tamaños de hasta 1 cm.

La presencia de estos niveles resulta especialmente relevante porque actúa como un excelente marcador estratigráfico que proporciona información clave sobre la naturaleza sedimentaria original de la secuencia precámbrica, permitiendo reconstruir con mayor precisión las variaciones paleoambientales existentes durante su depósito.



Figura 9. Imagen digital de afloramiento roca calcosiliciclásticas. Foto tomada en campo.

3.5 Pegmatitas

Las pegmatitas constituyen uno de los elementos más singulares de la zona de estudio. En el mapa aparecen concentradas principalmente en el sector meridional, donde afloran como cuerpos de dimensiones variables encajados dentro de los gneises y micaesquistos. Estructuralmente, presentan con frecuencia geometrías lenticulares y filonianas fuertemente afectadas por procesos de *boudinage* tectónico, lo que evidencia que, si bien muchas son tardías, una parte de estos cuerpos se emplazó durante las fases finales de la deformación dúctil regional.

Se trata de rocas ígneas de composición predominantemente granítica caracterizadas por un tamaño de grano excepcionalmente grueso, asociadas a menudo con diques de aplita de grano fino con los que forman sistemas filonianos complejos. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (esta última desarrollada localmente en grandes láminas), destacando como accesorios el granate y la turmalina en su variedad chorlo (turmalina negra), muy característica de este sector. Debido a esta mineralogía, estos cuerpos albergan un notable interés histórico-económico, habiendo sido objeto de explotaciones mineras artesanales para la obtención de micas y feldespatos en localidades próximas como Gandullas, Prádena del Rincón y Horcajuelo de la Sierra.

Las pegmatitas representan los productos finales de cristalización de fundidos corticales generados durante los últimos estadios de la evolución varisca. Su formación se relaciona directamente con procesos de anatexia que afectaron a los materiales metamórficos encajantes durante el Carbonífero superior, coincidiendo con el clímax térmico regional.

Desde el punto de vista estructural, estos cuerpos suelen disponerse siguiendo planos de foliación, fracturas o zonas de debilidad preexistentes, lo que indica que su emplazamiento estuvo condicionado por la estructura tectónica subsuperficial. En numerosos casos se observan contactos netos con las rocas encajantes y relaciones de corte que permiten establecer una cronología relativa posterior al desarrollo de la foliación principal.

Las pegmatitas poseen además un alto valor científico debido a que conservan información sobre los procesos finales de diferenciación magmática y sobre la evolución térmica de la corteza durante la etapa postcolisional varisca. Los estudios geocronológicos realizados en pegmatitas del Sistema Central han proporcionado edades comprendidas aproximadamente entre 305 y 295 Ma, situando de forma precisa estos episodios de fusión cortical entre el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior.



Figura 10. Imagen digital afloramiento pegmatítico. Foto tomada en campo.

3.6 Síntesis litológica

Las litologías presentes en el área cartografiada reflejan la compleja evolución geológica de este sector del Sistema Central. Los paragneises y micaesquistos representan el registro metamorfizado de una antigua sucesión sedimentaria precámbrica, mientras que las rocas calcosilicáticas constituyen evidencias de niveles carbonatados o margosos intercalados dentro de dicha secuencia detrítica original. Por su parte, los leucogneises, de origen ortoderivado y carácter metagranítico antiguo, junto con las pegmatitas asociadas, muestran claras evidencias de migmatización y anatexia ligadas al clímax térmico de la orogenia varisca. La disposición bandeada de todas estas unidades, intensificada por el fuerte cizallamiento en el entorno de la Falla de Berzosa, y su estrecha relación con la foliación regional, evidencian la transposición tectónica y la profunda huella que la deformación varisca ha impreso en la configuración estructural actual del área de estudio.

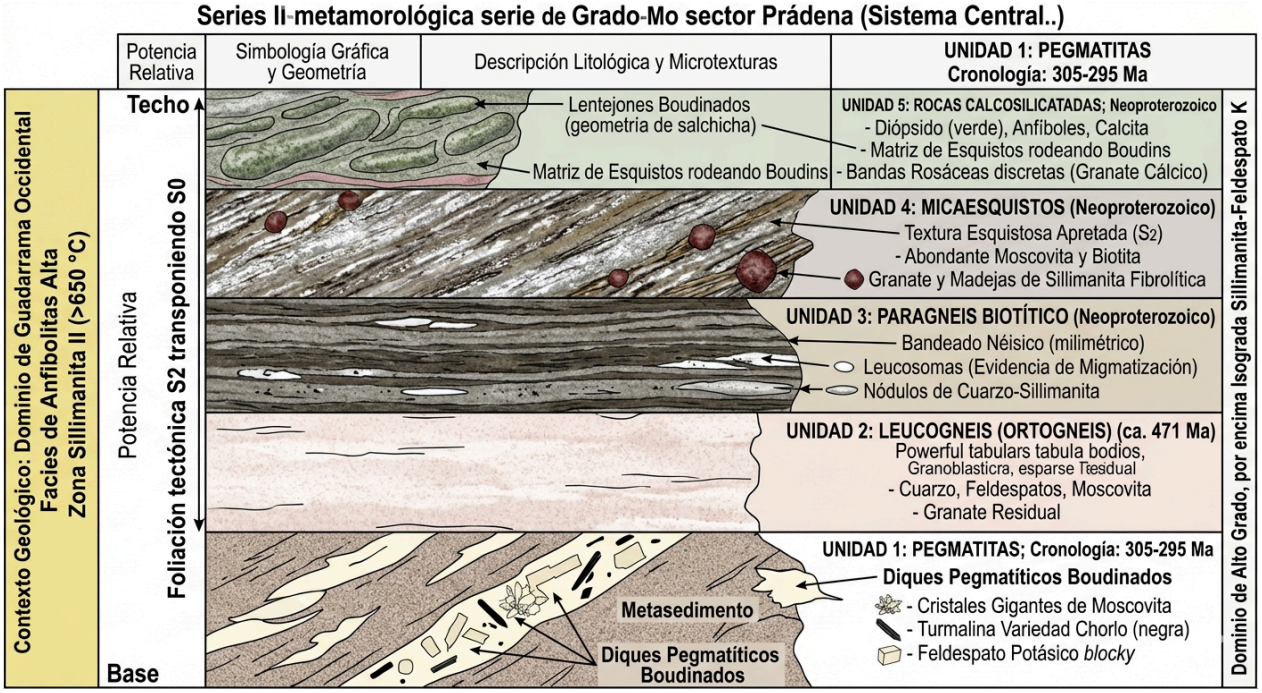
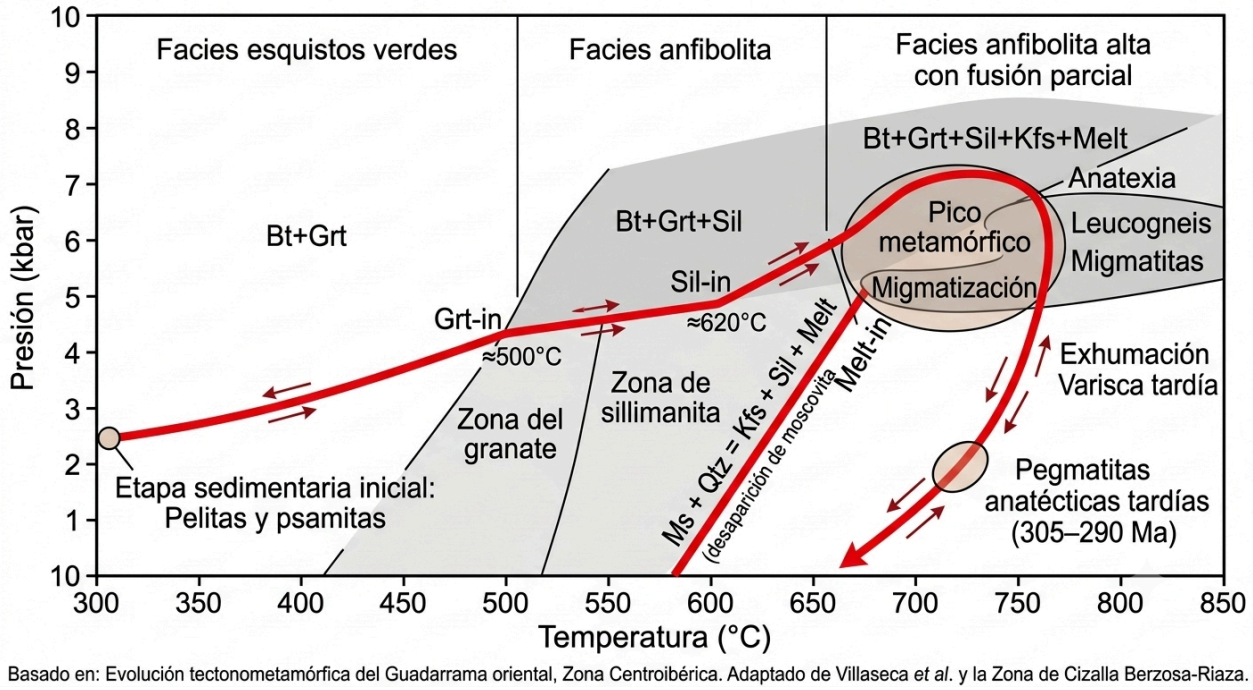


Figura 11. Esquema de columna estratigráfica de las litologías observadas en campo.

4. Evolución tecto-termal de la zona

La evolución tectotermal del área estudiada se encuentra estrechamente ligada a la historia geológica de la Zona Centroibérica y, en particular, a los procesos polifásicos asociados a la Orogenia Varisca durante el Paleozoico Superior, así como a eventos magmáticos y tectónicos pre-variscos de edad cambro-ordovícica. Las litologías observadas en el sector de Prádena del Rincón constituyen el registro material de una compleja y diacrónica sucesión de procesos sedimentarios, metamórficos, magmáticos y tectónicos que afectaron a la corteza continental desde el Neoproterozoico. Los afloramientos cartografiados conservan las evidencias superpuestas de estas distintas etapas evolutivas, que abarcan desde la deposición de las series detríticas originales y la intrusión de los protolitos graníticos, hasta los episodios de engrosamiento cortical, clímax térmico y posterior exhumación que finalmente permitieron la exposición del complejo metamórfico de alto grado actualmente observable en el terreno.



Basado en: Evolución tectonometamórfica del Guadarrama oriental, Zona Centroibérica. Adaptado de Villaseca *et al.* y la Zona de Cizalla Berzosa-Riaza.

Figura 12. Diagrama P-T que explica lo que ocurre en la zona de Prádena. Inspirado en el diagrama de **Villaseca et al. (2014):** *"The Central Iberian Zone: a new insight into the Variscan crustal evolution of the Spanish Central System"*

4.1 Sedimentación prevarisca

La historia geológica del sector de Prádena del Rincón hunde sus raíces en el tránsito entre el Neoproterozoico superior y el Paleozoico inferior. Durante este dilatado intervalo temporal, la región se localizaba en el margen septentrional del supercontinente Gondwana, escenario en el cual se desencadenó una etapa de subsidencia generalizada que favoreció la acumulación de una potente y monótona sucesión sedimentaria de miles de metros de espesor. En el contexto geológico regional del Sistema Central, este registro metasedimentario constituye el denominado Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG), representado localmente en el flanco occidental de la Falla de Berzosa por los materiales de la Formación Montejo / Buitrago.

Los protolitos originales de la zona estaban integrados fundamentalmente por secuencias siliciclásticas de carácter detrítico y pelítico. El medio de depósito se asocia a un ambiente de plataforma marina de somera a intermareal, salpicado por episodios de mayor inestabilidad que transportaron sedimentos hacia zonas más profundas de la cuenca mediante corrientes de turbidez. Esta dinámica dio lugar a una alternancia rítmica de lutitas, arcillas, limos y areniscas.

Es precisamente esta heterogeneidad granulométrica y composicional original la que gobierna la distribución litoestratigráfica actual en Prádena del Rincón:

- Las facies pelíticas primitivas, ricas en filosilicatos y minerales de la arcilla, experimentaron durante el ciclo varisco una intensa recristalización que las transformó en los micaesquistos con porfidoblastos y paragneises biotíticos que hoy dominan el paisaje oriental y central del mapa.
- Por su parte, los tramos psamíticos y los horizontes arenosos más limpios y ricos en cuarzo maduraron hacia metapsamitas y gneises cuarzo-feldespáticos.
- Dentro de esta monotonous serie, destacaron pequeños episodios de decantación orgánica y depósitos de arenas maduras que dieron origen a bancos métricos de cuarcitas feldespáticas y grafitosas. En el campo, como ocurre en el entorno del arroyo de La Cabaña, estas cuarcitas resultan de vital importancia al actuar como excelentes niveles guía o marcadores litoestratigráficos para desentrañar la estructura replegada.
- Finalmente, las restricciones temporales en el aporte detrítico permitieron la precipitación química local de horizontes carbonatados impuros y niveles margosos. Estas intercalaciones, escasas pero clave, sufrieron transformaciones bajo las condiciones de la zona de la sillimanita II, dando lugar a los característicos lentes y *boudins* de rocas calcosilicáticas y mármoles que afloran al sur del núcleo urbano.

4.2 Metamorfismo regional Varisco

Toda esta cuenca sedimentaria, inicialmente estable y de gran potencia, vio truncada su evolución deposicional en el tránsito entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior. En este momento, un cambio en el régimen geodinámico extensional de Gondwana desencadenó un profuso magmatismo de carácter félsico. Grandes volúmenes de fundidos graníticos intruyeron la secuencia del Complejo Esquisto-Grauváquico, originando los cuerpos plutónicos que hoy identificamos como el Leucogneis de El Villar de Prádena. Este evento magmático pre-varisco consolidó la arquitectura litoquímica del sector, dejando un basamento mixto (ígneo y sedimentario) perfectamente dispuesto para sufrir el posterior enterramiento, deformación polifásica y metamorfismo de alto grado durante la Orogenia Varisca en el Carbonífero.

La colisión colosal entre Gondwana y Laurussia durante el Carbonífero provocó el cierre de los dominios oceánicos intermedios y el desarrollo de la Orogenia Varisca, responsable de la estructuración y amalgama del Macizo Ibérico. En el sector de Prádena del Rincón, este evento geodinámico se tradujo en una evolución tectotermal compleja que siguió una trayectoria

Presión-Temperatura (P-T) en sentido horario, caracterizada por un carácter marcadamente diacrónico en la transferencia de calor y deformación a través de la corteza.

Como consecuencia del engrosamiento cortical inicial asociado a la colisión continental (asociado a la etapa metamórfica M1), los materiales de la Formación Montejo / Buitrago sufrieron un enterramiento progresivo bajo condiciones de presión intermedia. Este aumento de la carga litoestática desencadenó la recristalización de las asociaciones sedimentarias originales y el desarrollo sincinemático de una foliación penetrativa (S2) ligada a una intensa deformación dúctil regional. La orientación preferente de filosilicatos como la biotita y la moscovita dio lugar a la fábrica esquistosa y al bandeado néisico que hoy gobiernan la anisotropía de las rocas del sector. Durante esta etapa progradante, la entrada en condiciones de grado medio quedó registrada por la nucleación generalizada de porfidoblastos de granate (almandino) en las fajas pelíticas.

El clímax térmico del sector se alcanzó durante la etapa M2, caracterizada por un proceso de descompresión subsiguiente combinada con un elevado flujo de calor residual, el cual propició las condiciones de alta temperatura y baja-media presión típicas del Dominio del Guadarrama Occidental. Bajo este escenario de alta energía, se produjo la estabilización de la sillimanita. Mientras que en sectores adyacentes de menor grado la evolución se detuvo en la zona de la sillimanita + moscovita (Sillimanita I), el bloque cristalino de Prádena del Rincón rebasó esta frontera térmica para adentrarse plenamente en la zona de la Sillimanita + Feldespato Potásico (Sillimanita II).

Este grado metamórfico superior, compatible con temperaturas que superaron los 650 °C, conllevó la desestabilización termodinámica total o parcial de la moscovita a través de reacciones de deshidratación. La liberación masiva de fluidos asociada a esta reacción rebajó el punto de *solidus* de los metasedimentos, desencadenando procesos generalizados de anatexia y fusión parcial cortical. Este fenómeno es el responsable de la fisonomía actual de los paragneises biotíticos locales, los cuales exhiben abundantes segregados de leucosoma interfoliar (migmatitas), y conecta genéticamente el clímax metamórfico con la segregación y emplazamiento de los sistemas de diques pegmatíticos tardiveros.

Las asociaciones minerales paragenéticas observadas en el sector (*Cuarzo* + *Biotita* + *Plagioclasa* + *Feldespato Potásico* + *Sillimanita* ± *Granate*) confirman de manera inequívoca que la serie de Prádena experimentó las condiciones de la subfacies de la anfibolita alta, reflejando el pico metamórfico más profundo y térmicamente anómalo del sector nororiental de la Sierra de Madrid.

4.3 Fusión parcial y desarrollo de migmatitas

El continuo incremento de temperatura y la consecuente descompresión cortical durante la etapa tardiorogénica (M2) provocaron que el bloque de Prádena del Rincón alcanzase y superase el *solidus* de las rocas metasedimentarias e ígneas preexistentes. Este hito termodinámico marcó de manera formal la entrada de la serie en el dominio del alto grado metamórfico, un proceso estrechamente ligado a la isograda de la Sillimanita II (desestabilización de la moscovita para dar feldespato potásico y sillimanita).

Al rebasar el *solidus*, se desencadenaron procesos generalizados de fusión parcial o anatexia cortical de carácter incongruente. En lugar de una fusión holocristalina, únicamente las fracciones minerales más eutécticas (cuarzo y feldespatos) generaron magma, mientras que las fases refractarias permanecieron en estado sólido. Esta dinámica produjo la segregación de fundidos anatécticos ricos en sílice que, debido a su viscosidad y al contexto de deformación, migraron a corta distancia dentro del propio basamento, dando lugar a texturas y estructuras migmatíticas de carácter dominantemente estromatítico (concordante con la foliación regional).

Estas estructuras representan una mezcla íntima de componentes ígneos y metamórficos observables a escala de afloramiento, organizados formalmente en:

- Leucosomas: Bandas o lentes leucócratas de composición granítica granoblástica, ricos en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que representan la fracción fundida y posteriormente cristalizada *in situ*.
- Melanosomas: Fajas y filamentos residuales de carácter máfico que concentran los minerales refractarios ricos en hierro y magnesio, fundamentalmente biotita densa y trazas de aluminosilicatos, que enmarcan y delimitan a los leucosomas.

En el área de Prádena del Rincón, la impronta de este clímax anatéctico se reconoce de forma diferencial según la naturaleza del protolito. En la serie metasedimentaria, los paragneises biotíticos evolucionaron hacia verdaderas metatexitas con abundantes venas de leucosoma interfoliar. Por su parte, el Leucogneis de El Villar de Prádena, cuyo origen primario es ortoderivado (un metagranito cambro-ordovícico previo a la orogenia), no debe interpretarse como un producto directo de la anatexia varisca, sino como un cuerpo ígneo antiguo que experimentó una intensa removilización, desarrollo de bandas leucocráticas y migmatización superpuesta durante este evento térmico.

Diversos trabajos geocronológicos y estructurales en el Sistema Central indican que este episodio de anatexia y migmatización tuvo lugar durante el Carbonífero Superior. El proceso se desarrolló de forma sincrónica o ligeramente posterior a las fases de deformación compresiva e intermitente D3, coincidiendo con el máximo pico térmico cortical alcanzado durante la evolución postcolisional y la consiguiente exhumación del orógeno varisco.

4.4. Emplazamiento de fundidos graníticos y pegmatíticos

Los fundidos generados durante la anatexia cortical en el Carbonífero Superior no permanecieron necesariamente confinados en su zona de segregación. Una fracción significativa de estos magmas migró de forma ascendente hacia niveles estructurales más favorables y someros, donde cristalizó dando lugar a diferentes tipologías de cuerpos ígneos intrusivos.

En los sectores donde la migración del fundido fue limitada e *in situ*, se desarrollaron bandas leucocráticas segregadas y pequeños diques de leucogranitoides anatécticos de grano fino. Es importante señalar que estas fajas félsicas variscas cordieríticas y moscovíticas se intercalan, intruyen o mimetizan íntimamente con las series metasedimentarias y con los leucogneises ortoderivados antiguos del basamento (como el Macizo de El Villar), con los cuales no deben confundirse genéticamente a pesar de compartir una apariencia marcadamente leucócrata en el afloramiento.

Por el contrario, allí donde las tasas de fusión fueron mayores y las condiciones tectónicas permitieron la interconexión de los fundidos, estos lograron canalizarse y desplazarse a favor de anisotropías mecánicas como fracturas, planos de foliación regional (S2) o zonas de cizalla activa dúctil-frágil. Las pegmatitas cartografiadas de forma profusa en el sector meridional de Prádena del Rincón constituyen el exponente más claro de este mecanismo de transporte y emplazamiento magmático.

Estas rocas representan las últimas fracciones de magma residual altamente diferenciado, caracterizadas por un enriquecimiento extremo en agua, fluidos volátiles y elementos incompatibles. Esta singularidad geoquímica rebajó drásticamente la viscosidad del fundido y la tasa de nucleación mineral, propiciando en su lugar una tasa de difusión iónica excepcionalmente alta que favoreció el crecimiento de cristales gigantescos de moscovita en grandes placas y prismas decimétricos de turmalina (variedad chorlo).

La disposición preferente de la mayoría de estos cuerpos pegmatíticos, paralela o ligeramente subhorizontal a la directriz estructural hercínica, confirma que su intrusión estuvo firmemente controlada por la arquitectura tectónica previa. Los estudios geocronológicos realizados en pegmatitas y leucogranitos del Sistema Central proporcionan edades radionucleares estrechamente comprendidas entre los 305 y 295 Ma, situando de forma precisa estos episodios en el Carbonífero Superior - Pérmico Inferior. Esta ventana temporal coincide de forma sincrónica con las etapas de colapso extensional del orógeno y exhumación del basamento, y se alinea con los datos publicados por Villaseca y colaboradores para los diferentes pulsos anatécticos regionales.

En conclusión, la asociación espacial y temporal de diques pegmatíticos diferenciados, estructuras migmatíticas estromatíticas y remobilizaciones félsicas en los gneises antiguos constituye la prueba litoquímica y estructural más sólida de que el sector de Prádena del Rincón experimentó un régimen térmico extremo, alcanzando el cénit de la evolución cortical varisca en la Sierra Norte de Madrid.

4.5. Deformación tardía, exhumación y evolución post-varisca

Tras alcanzar el máximo metamórfico y completarse la cristalización de los fundidos anatécticos y filonianos en el Carbonífero Superior, la cadena varisca experimentó un cambio de régimen geodinámico, iniciando una etapa de colapso gravitacional y progresiva exhumación. Durante este proceso, gobernado por la rama de descompresión de la trayectoria P-T en sentido horario, las rocas profundas del sector de Prádena del Rincón ascendieron gradualmente hacia niveles corticales más superficiales debido al desmantelamiento erosivo y al reajuste tectónico de la corteza previamente engrosada. En este contexto de colapso extensional tardiorogénico, grandes accidentes regionales como la Falla de Berzosa pudieron actuar en sus etapas tardías como despegues extensionales (*detachments*), facilitando mecánicamente el ascenso y descompresión de las unidades de alto grado del bloque occidental.

Las estructuras plegadas observadas en la cartografía reflejan las principales fases de deformación dúctil asociadas a la compresión varisca previa. Los grandes sinclinales y anticlinales reconocidos en el mapa se desarrollaron de forma predominante durante la fase tardía F3 hercínica, replegando la fábrica linear y la foliación S2 antes de quedar definitivamente congelados en el registro geológico regional. A medida que la corteza continuó su ascenso térmico y estructural, se produjo una transición nítida hacia comportamientos mecánicos puramente frágiles. Esta pérdida de ductilidad dio lugar al desarrollo de fracturas y fallas locales de desgarro o normales que cortan de

manera neta las estructuras plegadas y los diques pegmatíticos previos, tal y como queda patente en la falla cartografiada en el sector central del área estudiada.

Mucho más tarde, durante el Cenozoico, la dinámica global cambió drásticamente con el desarrollo de la orogenia Alpina. Este evento compresivo provocó la reactivación tectónica de las numerosas estructuras y anisotropías heredadas del antiguo Macizo Ibérico. Bajo este régimen, el basamento cristalino hercínico sufrió una intensa fragmentación en bloques, de modo que el levantamiento del Sistema Central se estructuró formalmente como una gran geometría tectónica inversa de tipo *pop-up* (macizo elevado entre fallas inversas conjugadas). Este bloque emergente favoreció la exhumación definitiva de las rocas metamórficas de alto grado y la vigorosa incisión de la red hidrográfica que esculpió el relieve actual.

La erosión diferencial desarrollada desde el Neógeno hasta la actualidad, controlada por el desmantelamiento de antiguas penillanuras y rampas, ha desnudado el paisaje, permitiendo que afloren en superficie los niveles metamórficos formados originalmente a más de quince kilómetros de profundidad. Como resultado, hoy es posible cartografiar y observar directamente en el campo del sector de Prádena del Rincón la estrecha convivencia espacial de estructuras dúctiles hercínicas, litologías migmatíticas y fracturas alpinas, elementos que registran fielmente la profunda y fascinante evolución termomecánica de la corteza continental en la Sierra Norte de Madrid.

5. Historia Geológica y evolutiva

El sector de Prádena del Rincón constituye un registro excepcional de la evolución polifásica del basamento cristalino del Sistema Central. Su historia geológica abarca desde el depósito sedimentario basal en el Neoproterozoico superior, la posterior adición de corteza metaígnea durante el Cambro-Ordovícico y el clímax térmico y tectónico varisco, hasta los procesos de fragmentación frágil, deformación e inversión alpina en el Cenozoico que, coordinados con la erosión, controlan la fisonomía y el relieve actual del área.

5.1. Etapa sedimentaria (Neoproterozoico–Cámbrico)

La evolución geológica del sector de Prádena del Rincón arranca formalmente en el tránsito entre el Neoproterozoico superior y el Cámbrico inferior, un intervalo cronológico caracterizado por la fragmentación del supercontinente Pannotia y la consecuente apertura de espacios marítimos en el margen septentrional del macrocontinente Gondwana. En este escenario geodinámico, la región se

integró en una cuenca marina de margen pasivo sometida a procesos de subsidencia térmica regional generalizada. El potente registro sedimentario derivado de esta etapa constituye el armazón del denominado Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) a escala del Macizo Ibérico, representado con total especificidad en el sector estudiado (bloque occidental de la Falla de Berzosa) por las series metasedimentarias pertenecientes a la Formación Montejo (o Formación Buitrago).

Durante este dilatado ciclo sedimentario, las condiciones paleoambientales del medio se rigieron por una dinámica de plataforma marina somera e intermareal, controlada por el desmantelamiento erosivo de relieves continentales adyacentes de naturaleza granítica o metamórfica antigua. El transporte de terrígenos hacia la cuenca no fue homogéneo, lo que generó una marcada ciclicidad y una fuerte heterogeneidad granulométrica y litoquímica en los depósitos originales:

- Facies pelíticas dominantes: En los sectores de plataforma interna y zonas protegidas de la acción del oleaje, predominó la decantación de materiales finos ricos en filosilicatos, limos, arcillas y lutitas. Estas fajas sedimentarias primitivas, caracterizadas por su alta concentración en aluminio y potasio, sufrieron durante el ciclo varisco una intensa recristalización mineralógica bajo condiciones de la zona de la sillimanita II, evolucionando hacia los micaesquistos con porfidoblastos y los paragneises biotíticos que hoy configuran la matriz cartográfica principal del este y centro del mapa de Prádena.
- Facies psamíticas y grauváquicas: De manera intermitente, la reactivación de corrientes o el desarrollo de barras de arena en la plataforma favorecieron el depósito de arenas cuarzo-feldespáticas y lodos arenosos (psamitas). Estas capas, de granulometría más grosera y mayor competencia mecánica, maduraron texturalmente hacia metapsamitas y gneises cuarzo-feldespáticos.
- Horizontes de cuarcitas grafitosas: En momentos puntuales de restricciones en el aporte detrítico y condiciones de anoxia local en el fondo marino, se combinó el depósito de arenas de cuarzo muy maduras con la preservación de materia orgánica procedente de actividad biológica rudimentaria. Este proceso dio origen a fajas métricas de cuarcitas grafitosas oscuras. En el relieve actual de Prádena, como se observa de forma nítida en los afloramientos del entorno del arroyo de La Cabaña, estas cuarcitas destacan sobre el terreno y poseen un valor estructural crítico al actuar como "capas guía" o marcadores litoestratigráficos que permiten trazar e identificar la geometría de los pliegues hercínicos.
- Intercalaciones carbonatadas y margosas: Finalmente, en periodos de estabilidad extrema y aguas limpias, alejadas de la desembocadura de sistemas fluviales, se produjo la

precipitación química local de fangos calcáreos, carbonatos impuros y lodos margosos. Aunque estas lentes representan un volumen volumétricamente menor dentro de la Formación Montejo, su metamorfismo en la facies de anfibolitas alta generó las asociaciones de silicatos cálcicos características de los lentes de rocas calcosilicatadas y los núcleos de mármoles dolomíticos que afloran al sur del núcleo urbano.

Durante toda esta etapa inicial, la región de Prádena del Rincón se comportó como un dominio pericontinental tectónicamente estable. La ausencia de sismicidad mayor o de magmatismo sin-sedimentario constata que las fuerzas dominantes eran puramente deposicionales. La cuenca funcionó como un gran receptor capaz de acumular espesores de varios miles de metros de sedimentos, cuya propia carga litoestática y empaquetamiento físico prepararon al basamento para los severos procesos de enterramiento tectónico, deformación polifásica y fusión parcial que se desencadenarían millones de años después durante la Orogenia Varisca.

5.2. Orogenia Varisca: deformación y metamorfismo

Durante el Paleozoico superior (abarcando fundamentalmente el Devónico superior y el Carbonífero), la convergencia y colisión continental oblicua entre los supercontinentes Gondwana y Laurussia desencadenó la Orogenia Varisca. Este evento geodinámico orogénico afectó de manera severa a todo el basamento de la Zona Centroibérica, y su impronta en el sector de Prádena del Rincón se tradujo en una evolución tectotermal polifásica y diacrónica de primer orden, caracterizada por una trayectoria Presión-Temperatura (P-T) en sentido horario.

Como consecuencia del fuerte engrosamiento cortical asociado a la colisión y al apilamiento de escamas tectónicas (asociado a la etapa metamórfica progradante M1), los materiales siliciclásticos y carbonatados de la Formación Montejo previamente depositados fueron enterrados a gran profundidad bajo un régimen de presión intermedia. Este sepultamiento provocó un aumento progresivo y severo de las condiciones de presión y temperatura, dando lugar a un metamorfismo regional de grado medio a alto.

Durante este prolongado ciclo orogénico se desarrollaron las principales estructuras tectónicas y matices de deformación dúctil que gobiernan la geometría cartográfica actual del área:

- Foliación metamórfica regional (S2): La deformación dúctil principal ligada a la fase D2 generó una foliación tectónica extremadamente penetrativa. Debido a la intensidad del

aplastamiento y el cizallamiento, esta foliación representa una esquistosidad y bandeado néisico que se dispone de forma predominantemente paralela a la estratificación sedimentaria original (S0 // S2) por procesos de transposición tectónica. En los sectores colindantes a las grandes zonas de cizalla del área, esta fábrica adquiere rasgos marcadamente miloníticos.

- Plegamiento a gran escala (F3): La megaestructura del mapa de Prádena del Rincón está dominada por grandes anticlinales y sinclinales desarrollados durante la fase de deformación D3. Estos pliegues regionales, de geometría frecuentemente apretada a isoclinal, replegaron la foliación S2 previa y definieron la orientación general de las bandas litológicas en el terreno.
- Repetición y transposición de unidades litológicas: La combinación de pliegues acostados, fallas inversas dúctiles y el intenso estiramiento tectónico provocó la alternancia y repetición rítmica de paragneises, micaesquistos y metapsamitas, dificultando la lectura de la polaridad estratigráfica original.

En respuesta a estas condiciones extremas, los minerales de las rocas originales sufrieron una profunda reorganización y recristalización en estado sólido. En las fajas metapelíticas, la transición desde el grado medio al alto quedó registrada por la aparición sucesiva de porfidoblastos de granate (almandino) y, posteriormente, por la nucleación masiva de biotita y sillimanita.

El clímax térmico del sector se alcanzó durante la fase de descompresión y exhumación del orógeno (etapa M2), coincidiendo con la fase de deformación D3. En este momento, el bloque de Prádena del Rincón se adentró plenamente en las condiciones de la facies de la anfibolita alta (zona de la Sillimanita + Feldespato Potásico o Sillimanita II). La temperatura superó los 650 °C, provocando la desestabilización termodinámica de la moscovita y desencadenando el inicio de la fusión parcial o anatexia de las metapelitas. Este fenómeno de fusión incongruente generó los abundantes segregados de leucosoma estromatítico que confieren a los paragneises locales su textura migmatítica característica, marcando el pico de la evolución metamórfica profunda en este sector de la Sierra Norte de Madrid.

5.3. Anatexia y formación de migmatitas

En las etapas más avanzadas y paroxísticas de la Orogenia Varisca, específicamente durante el Carbonífero Superior (asociado a la etapa tectonotermal M2), el persistente incremento térmico combinado con una descompresión cortical generalizada provocó que las rocas del sector de

Prádena del Rincón alcanzasen y superasen la curva del *solidus* hidratado de los metasedimentos y metagranitoides. Este fenómeno geodinámico e industrializó la fusión parcial o anatexia cortical a gran escala dentro del Dominio del Guadarrama Oriental, localizándose de manera exclusiva en el bloque occidental (techo) de la Falla de Berzosa.

La consecuencia directa de este proceso de fusión incongruente fue el desarrollo generalizado de texturas y estructuras migmatíticas (metatexitas de tipo estromatítico), caracterizadas a escala de afloramiento por la segregación y coexistencia íntima de dos dominios composicionales y mecánicos netamente diferenciados:

- Leucosoma: Representa la fracción fundida de carácter leucocrático y quimismo granítico-pegmatítico. Está constituido fundamentalmente por agregados granoblásticos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, ordenados en bandas y venas centimétricas que cristalizaron *in situ* o tras una migración muy limitada a favor de la foliación tectónica.
- Melanosoma: Representa la fracción residual o refractaria de la roca madre (*restitas*), de tonalidades marcadamente oscuras. Concentra los minerales ferromagnesianos y aluminosos que resistieron el punto de fusión, tales como biotita densa, granate y agujas de sillimanita, los cuales se disponen ribeteando y enmarcando de forma nítida a los leucosomas.

En el contexto litoestratigráfico de Prádena del Rincón, es fundamental corregir y precisar la naturaleza de los cuerpos félsicos mayores para evitar anacronismos genéticos. Los leucogneises que afloran en el sector (como el ortogneis de El Villar de Prádena) no deben interpretarse en modo alguno como el producto o el resultado de la segregación anatéctica varisca de 300 Ma. Las fuentes geocronológicas determinan que estas rocas son estrictamente ortoderivadas (metaígneas), procedentes de plutones graníticos emplazados en el margen de Gondwana durante el Cámbrico-Ordovícico (470–494 Ma).

Lo que registra la historia geológica varisca es que, debido a su composición geoquímica altamente félsica y su riqueza en cuarzo y feldespatos, este cuerpo leuconéisico antiguo fue extremadamente susceptible al recalentamiento orogénico. Al cruzarse la isograda de la Sillimanita II (desaparición de la moscovita estable), el Leucogneis de El Villar sufrió procesos generalizados de removilización interna, fusión parcial superpuesta y generación de bandas leucocráticas anatécticas tardías, quedando su fábrica magmática original íntimamente imbricada y mimetizada con el flujo migmatítico de los paragneises encajantes.

Este evento de migmatización masiva, que requirió temperaturas confinadas entre los 670 °C y los 720 °C bajo condiciones de la subfacies de la anfibolita alta, representa el cénit térmico de la corteza continental en Prádena del Rincón. La presencia en el mapa de paragneises migmatíticos estromatíticos conviviendo con leucogneises remobilizados es la prueba de campo más irrefutable de la desestabilización térmica e inestabilidad geodinámica del zócalo profundo centroibérico durante el colapso del orógeno.

5.4. Emplazamiento de pegmatitas y magmatismo tardío

Tras alcanzarse el paroxismo metamórfico y el clímax de la fusión parcial, los fundidos anatécticos generados en la corteza profunda iniciaron un proceso de segregación y movilización ascendente. Impulsados por diferencias de densidad y gradientes de presión tectónica, estos magmas se canalizaron a través de zonas de debilidad estructural y anisotropías del basamento metamórfico. Como resultado de la diferenciación y el emplazamiento de estos fundidos en niveles corticales estructuralmente más someros (asociados a la etapa final M2), se generaron dos tipologías mayores de rocas ígneas:

- Leucogranitos de dos micas: Cuerpos anatécticos de quimismo fuertemente peraluminoso y coloración leucócrata, dominados por moscovita y biotita subordinada, que a menudo albergan cristales accesorios de turmalina y granate.
- Sistemas apli-pegmatíticos: Diques y filones de potencia muy variable, desde escalas decimétricas hasta potentes cuerpos decamétricos, que intruyen de forma profusa a las series metasedimentarias y a los leucogneises antiguos.

Las pegmatitas cartografiadas en el sector meridional de Prádena del Rincón representan de forma fidedigna los últimos productos de diferenciación y cristalización de estos fundidos magmáticos hercínicos. Estos magmas residuales se caracterizaron por un enriquecimiento extremo en agua, fluidos volátiles y elementos incompatibles. Esta singularidad hidrotermal disminuyó drásticamente la viscosidad del fundido e inhibió la tasa de nucleación mineral, propiciando en su lugar una difusión iónica excepcionalmente alta. Este fenómeno físico-químico fue el que permitió el crecimiento de cristales de tamaño excepcionalmente grueso a gigante, destacando la presencia de grandes placas decimétricas de moscovita y prismas negros estriados de turmalina (variedad chorlo).

A escala de relaciones de campo, la cronología relativa de estas pegmatitas ofrece una lectura estructural muy fina en el mapa de Prádena. Su emplazamiento es mayoritariamente de carácter tardocinemático a postcinemático respecto a las fases de deformación compresión varisca principal (D1 a D3). En la mayor parte de los afloramientos, los diques cortan de manera neta e intrusiva a la foliación metamórfica regional (S2) y los ejes de los pliegues F3, lo que atestigua que se emplazaron cuando las fases de acortamiento ya habían cesado.

No obstante, las pegmatitas inyectadas en los estadios iniciales de este pulso magmático muestran evidencias de haber convivido con los últimos coletazos de la deformación dúctil; estas variantes tempranas aparecen estiradas, segmentadas y con geometrías lenticulares debido a procesos de boudinage tardío dentro de la matriz plástica de los micaesquistos.

Tanto los leucogranitos como los cortejos pegmatíticos de la Sierra Norte de Madrid arrojan edades geocronológicas (datadas por Villaseca y colaboradores) concentradas entre los 305 y 295 Ma (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior). Este marco temporal vincula de manera directa el magmatismo filoniano con la etapa de colapso extensional postcolisional del orógeno varisco. Al adelgazarse la corteza engrosada, la caída de presión litostática facilitó el ascenso rápido de estos fluidos residuales.

Finalmente, cabe destacar que este hito magmático tardío posee una gran relevancia socioeconómica local: la abundancia y pureza de las grandes placas de moscovita en estos diques de Prádena del Rincón y sus alrededores (como Gandullas) sustentaron históricamente una actividad minera artesanal de extracción de mica, dejando trincheras y calicatas que hoy día sirven como excelentes testigos de campo para el estudio de este magmatismo moribundo de la Orogenia Varisca.

5.5. Exhumación y evolución post-varisca

Tras el clímax térmico y el cese del magmatismo filoniano en el Pérmico Inferior, la cadena orogénica varisca consolidada entró en una fase generalizada de colapso gravitacional y desmantelamiento erosivo. Este proceso condujo a la exhumación progresiva de los materiales profundos del sector de Prádena del Rincón. Guiadas por la rama de enfriamiento y descompresión de la trayectoria P-T en sentido horario, las unidades que se habían replegado y fundido a gran profundidad iniciaron un tránsito vertical continuo hacia niveles corticales cada vez más someros.

Durante esta prolongada etapa de descompresión y reajuste isostático, se desarrollaron importantes transformaciones mineralógicas y estructurales en el basamento:

- Desarrollo de zonas de cizalla y metamorfismo retrógrado (M3): A medida que el bloque de Prádena ascendía, las rocas experimentaron un descenso generalizado de la temperatura combinado con una intensa circulación y presión de fluidos hidratados (PH2O). Este escenario disparó un proceso de retrogresión metamórfica (etapa M3), caracterizado por la inestabilidad de las paragénesis de alto grado previas. Como resultado, se generaron texturas de sustitución donde la sillimanita y la cordierita anatéctica evolucionaron hacia agregados finos de pinnita y sericita, los porfidoblastos de granate se cloraron parcialmente en sus bordes y fracturas, y las plagioclasas sufrieron procesos de saussuritización y neoformación de albita.
- Transición mecánica dúctil-frágil: Con la caída de la temperatura por debajo del umbral de plasticidad del cuarzo (aprox. 300 °C), las condiciones de deformación pasaron de ser netamente dúctiles (pliegues F3 y foliación S2) a comportamientos puramente frágiles y quebradizos. Este cambio mecánico propició la fracturación sistemática del basamento cristalino a través de sistemas de diaclasas y fallas.
- Etapas de fracturación tardihercínica: A escala regional, esta ruptura del zócalo quedó gobernada por dos eventos tectónicos sucesivos: la Etapa Malagón, responsable de fracturas de directriz Este-Oeste, y la Etapa Hiendelaencina, caracterizada por fallas de desgarre y el desarrollo de diques e intercalaciones hidrotermales de cuarzo y baritina. Las fallas locales cartografiadas en el sector central del mapa de Prádena del Rincón y los límites miloníticos asociados a la Falla de Berzosa actúan como accidentes mayores que cortan limpiamente a las estructuras previas, compartimentado el basamento en bloques diferenciados.

Mucho más tarde, durante el Cenozoico, la evolución post-varisca experimentó un vuelco radical debido al inicio de la Orogenia Alpina. Este evento compresivo a escala de placa provocó la inversión tectónica del basamento hercínico heredado. Las fallas antiguas y las zonas de debilidad estructural previas fueron reactivadas como fallas inversas de alto ángulo, sobre elevando el zócalo de la Sierra Norte de Madrid y estructurando el Sistema Central como una gran geometría tectónica de tipo *pop-up* (un macrobloque elevado limitado por cabalgamientos conjugados).

Este rejuvenecimiento alpino disparó una intensa etapa de erosión y denudación diferencial que desmanteló las antiguas penillanuras paleógenas. La incisión fluvial subsiguiente terminó de retirar

la cobertera sedimentaria, exhumando de manera definitiva los niveles metamórficos e ígneos que se habían gestado a varios kilómetros de profundidad. Es gracias a esta íntima combinación de colapso varisco, fracturación tardía, reactivación alpina y modelado erosivo cuaternario que hoy en día es posible observar directamente en los afloramientos de Prádena del Rincón las complejas relaciones lito-estructurales que narran la historia profunda de la corteza continental ibérica.

5.6. Reactivación alpina y configuración del relieve actual

Durante el Cenozoico (con especial intensidad entre el Oligoceno y el Mioceno), el régimen compresivo derivado de la Orogenia Alpina transmitió severos esfuerzos hacia el interior de la placa Ibérica. Al encontrarse el sector de Prádena del Rincón en un dominio de corteza continental previamente cratonizada y engrosada por el ciclo varisco, esta deformación no generó nuevos pliegues dúctiles, sino que provocó la reactivación tectónica de las grandes anisotropías y fracturas heredadas del basamento.

Este proceso de inversión tectónica dio lugar al levantamiento del Sistema Central, el cual se estructuró formalmente como un gran macizo cristalino elevado de tipo ***pop-up*** (bloque de zócalo limitado por sistemas de fallas inversas conjugadas de alto ángulo convergencias opuestas). Este rejuvenecimiento orogénico e inversión de bloques favoreció la exhumación definitiva de las rocas metamórficas de alto grado y los complejos anatécticos que se habían gestado en la raíz de la cadena varisca, sacándolos a la luz tras el desmantelamiento de la cobertera mesozoica previa.

La morfología y el modelado paisajístico actual del área de Prádena del Rincón se encuentran fuertemente condicionados por un estricto control litológico, estructural y de fracturación:

- Control lito-topográfico y erosión diferencial: Las diferentes unidades responden de manera dispar frente a la meteorización y los agentes erosivos superficiales. Los leucogneises de El Villar y los potentes diques pegmatíticos tardios actúan como materiales de alta competencia mecánica y resistencia química; debido a ello, tienden a formar los relieves más elevados, crestas agudas y resaltes topográficos destacados en el mapa. Por el contrario, las fajas de micaesquistos con porfidoblastos y paragneises biotíticos son litologías mucho más susceptibles a la degradación física y química, por lo que morfológicamente tienden a constituir las zonas deprimidas, valles colmatados y laderas de pendientes más suaves.
- Control estructural y red de drenaje: La red hidrográfica local muestra una marcada adaptación a las líneas de debilidad tectónica regional. El encajamiento de los arroyos (como

el arroyo de La Cabaña y el río Lozoya en el entorno regional) no es aleatorio, sino que se encuentra parcialmente controlado por la dirección de la foliación metamórfica regional (S2) y, de forma casi generalizada, por el patrón de fallas y fracturas de edad alpina. Los cursos fluviales aprovechan estos planos de rotura para labrar gargantas y encajamientos rectilíneos que mimetizan la traza de los accidentes geológicos.

Esta evolución geomorfológica reciente se completa y estabiliza a partir del Neógeno mediante el desarrollo de superficies de erosión y rampas. Estas penillanuras de arrasamiento, modeladas bajo condiciones climáticas contrastadas del Mioceno y Plioceno, actúan como suaves planos inclinados que conectan el macizo cristalino exhumado de la Sierra Norte de Madrid con los rellenos sedimentarios de las cuencas terciarias adyacentes (Cuencas del Duero y del Tajo).

En la actualidad, el paisaje de Prádena del Rincón es el resultado vivo de esta superposición de procesos: un relieve joven y vigoroso, de cuño alpino y modelado por una incisión fluvial cuaternaria activa, que trabaja incansablemente desnudando un sustrato rocoso sumamente antiguo y profundo, cuyos secretos lito-tectónicos constituyen la memoria material de la corteza continental hercínica.

5.7. Síntesis evolutiva

A modo de recapitulación, la evolución tectonotermal y estructural que ha configurado el marco geológico actual del sector de Prádena del Rincón puede sintetizarse en una secuencia cronológica ordenada en las siguientes etapas fundamentales:

- Etapa sedimentaria (Neoproterozoico – Cámbrico Inferior): Depósito y acumulación de una potente sucesión detrítica siliciclástica (con predominio de facies pelíticas y psamíticas, e intercalaciones discretas de horizontes carbonatados y orgánicos) en un ambiente de plataforma marina somera e intermareal vinculada al margen pericontinental septentrional de Gondwana. Este registro constituye regionalmente el Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG), representado localmente por la Formación Montejo / Buitrago.
- Magmatismo Pre-Varisco (Cámbrico Superior – Ordovícico Inferior): Cambio en el régimen geodinámico extensional que desencadena un profuso magmatismo de carácter predominantemente félsico. Grandes volúmenes de fundidos graníticos intruyen la serie sedimentaria previa, constituyendo los protolitos ígneos de los actuales ortogneises

glandulares y, específicamente en nuestra zona de estudio, del Leucogneis de El Villar de Prádena.

- Orogenia Varisca: Enterramiento y Metamorfismo Progradante (Devónico – Carbonífero): Colisión continental entre Gondwana y Laurussia que provoca un severo engrosamiento cortical. El apilamiento tectónico induce el enterramiento a gran profundidad de todo el conjunto (serie sedimentaria y plutones ordovícicos), desencadenando un metamorfismo regional dinamotérmico progradante bajo condiciones de presión intermedia (etapa M1) y la nucleación de porfidoblastos de granate.
- Deformación Dúctil Polifásica Varisca (Carbonífero Medio): Desarrollo secuencial de las fases de deformación compresiva. Destaca la fase D2, responsable de la transposición tectónica y de la generación de la foliación regional penetrativa S2 (S0 // S2). Posteriormente, la fase D3 origina el plegamiento a gran escala (F3)con geometrías apretadas que configuran la megaestructura cartográfica del sector.
- Clímax Térmico y Anatexia Cortical (Carbonífero Superior): Etapa de descompresión subsiguiente combinada con un elevado flujo de calor residual (etapa M2). Las rocas cruzan la isograda de la Sillimanita II (desaparición de moscovita y aparición de feldespato potásico), superando el *solidus* hidratado. Se desencadena la fusión parcial incongruente de las metapelitas, generando estructuras migmatíticas estromatíticas (leucosomas y melanosomas) y la removilización interna de los leucogneises antiguos.
- Colapso Orogénico y Magmatismo Tardivernico (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior): Apertura de fracturas y zonas de debilidad asociadas al colapso extensional de la corteza engrosada. Este escenario facilita la migración ascendente y el emplazamiento de fundidos diferenciados, dando lugar a leucogranitos de dos micas y al profuso cortejo de diques apli-pegmatíticos del sector meridional, caracterizados por texturas de grano gigante con moscovita y turmalina (chorlo).
- Exhumación, Retrogresión y Fracturación Tardihercínica (Pérmico – Mesozoico): Ascenso vertical continuo del basamento cristalino guiado por una trayectoria P-T en sentido horario. El enfriamiento y la circulación de fluidos inducen un metamorfismo retrógrado (etapa M3) que altera parcialmente los minerales de alto grado (pinnitización, clorización). La corteza transiciona mecánicamente del dominio dúctil al frágil, fracturándose de forma neta a través de las etapas de Malagón e Hiendelaencina.
- Orogenia Alpina y Modelado del Relieve Actual (Cenozoico – Cuaternario): Esfuerzos compresivos a escala de placa que reactivan las fallas y anisotropías heredadas del zócalo

varisco. El Sistema Central se eleva tectónicamente como una macroestructura inversa de tipo *pop-up*. Este levantamiento reactiva la dinámica erosiva y la denudación diferencial, retirando la cobertera mesozoica y encajando la red fluvial a favor de las fracturas alpinas, lo que exhuma de forma definitiva las rocas profundas y esculpe el paisaje actual de Prádena del Rincón.

6. Recursos

Aunque el objetivo primordial del trabajo cartográfico y estructural realizado en el sector de Prádena del Rincón no ha sido la prospección ni la evaluación cuantitativa de recursos geológicos, las observaciones e inventarios de campo permiten identificar diversos materiales y mineralizaciones que han poseído, o podrían poseer en el futuro, un indudable interés económico, industrial, científico y patrimonial. La distribución espacial y la génesis de estos recursos no son aleatorias; se encuentran estrechamente ligadas a la evolución metamórfica progradante y retrógrada de la región, así como a los procesos de fusión parcial (anatexia) y consecuente emplazamiento de fluidos graníticos y pegmatíticos residuales durante las fases de colapso de la Orogenia Varisca.

La cartografía geológica detallada pone de manifiesto la presencia de leucogneises, paragneises migmatíticos, micaesquistos con porfidoblastos, lentes calcosilicatados y diques pegmatíticos. Estas litologías han gobernado el desarrollo socioeconómico tradicional de Prádena del Rincón a través de dos vertientes principales:

- Rocas industriales y piedra de cantería: Los cuerpos metaígneos más competentes, especialmente el Leucogneis de El Villar de Prádena, han sido explotados históricamente en canteras locales para su uso como piedra de sillería, mampostería y pavimentación gracias a su excelente resistencia mecánica y facilidad de labra en bloques planos. Por su parte, las fajas de paragneises y micaesquistos han suministrado áridos rústicos de construcción tradicional.
- Minería de micas e insumos industriales: El profuso cortejo de diques pegmatíticos del sector meridional del municipio albergó en el pasado actividades mineras de carácter artesanal. Estas explotaciones a cielo abierto (mediante pequeñas calicatas y trincheras) se centraron en el beneficio de grandes placas de moscovita y feldespatos potásicos destinados a la industria aislante y cerámica, un patrimonio minero compartido con la vecina localidad de Gandullas.

Más allá de los recursos mineros no metálicos, el subsuelo de Prádena del Rincón esconde una interesante historia minera metálica. A pesar del carácter eminentemente estéril que suele atribuirse al alto grado metamórfico de la Sierra Norte, el entorno del casco urbano y sus inmediaciones albergaron antiguas concesiones mineras para el beneficio de sulfuros polimetálicos ricos en plata (Ag), plomo (Pb) y hierro (Fe), como testifican los registros históricos de las antiguas minas de San José y San Isidro, cuyos filones hidrotermales tardíos aprovechan el sistema de fracturas y fallas tardiveros del basamento.

Finalmente, el sector posee un incuestionable interés científico y de patrimonio geológico (geodiversidad). La impecable zonación termodinámica de las rocas, que exhibe de forma consecutiva isogradas metamórficas de grado medio y alto con paragénesis espectaculares de granate (almandino), biotita y agregados de sillimanita o distena, convierte a los afloramientos de Prádena del Rincón en un auténtico laboratorio natural de referencia para estudios petrológicos y estructurales de la corteza continental profunda del Sistema Central.

6.1. Recursos relacionados con las rocas metamórficas

Los materiales metamórficos de alto grado y los cuerpos metaígneos pre-variscos dominan la práctica totalidad del sector cartografiado. Sus características petrográficas, texturas y grados de anisotropía mecánica determinan de forma directa tanto su comportamiento frente a la meteorización superficial como su potencial aplicabilidad en el ámbito de las rocas industriales y la obra civil.

Los leucogneises metaígneos constituyen una de las litologías más abundantes y continuas dentro del área de estudio, destacando de forma sobresaliente el macizo de El Villar de Prádena. Estas rocas se caracterizan por una composición eminentemente félsica (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa) con un contenido muy reducido de filosilicatos.

- Propiedades mecánicas: Presentan una elevada competencia mecánica, alta resistencia a la compresión simple y una notable tenacidad frente a los procesos de desmantelamiento erosivo. Su textura granular homogénea mitiga los efectos de la anisotropía tectónica, otorgándole un comportamiento marcadamente isótropo en comparación con las series adyacentes.
- Aplicabilidad industrial: Estas propiedades favorecen su aptitud como piedra de cantería de alta calidad (sillería, mampostería aparejada y pavimentación urbana) y como áridos gruesos

excelentes para la estabilización de sub-bases de carreteras, firmes asfálticos, escolleras y rellenos de infraestructuras de obra civil. La presencia de grandes afloramientos macizos y continuos facilita la planificación de frentes de cantera geométricamente estables, supeditados a las normativas ambientales y administrativas vigentes.

Los paragneises migmatizados del sector presentan características geomecánicas intermedias. Su quimismo es más heterogéneo debido a un mayor aporte original de componentes pelíticos, lo que se traduce en una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas (leucosomas) y bandas ricas en biotita (melanosomas).

- Propiedades mecánicas: Esta alternancia genera un bandeado gnéisico y una foliación regional (S2) muy marcados. Dicha anisotropía estructural introduce planos de debilidad preferencial que pueden limitar su uso en bloques de gran tamaño para estructuras sometidas a esfuerzos cizallantes.
- Aplicabilidad industrial: En estado fresco y exento de meteorización superficial, el paragneis constituye un material idóneo para su explotación como árido de trituración y machaqueo destinado a hormigones y balasto de vías férreas. Asimismo, su llamativo contraste cromático y el plegamiento de sus bandas anatécticas le confieren un indudable potencial como piedra ornamental tras su corte y pulido.

En el extremo opuesto del espectro mecánico se sitúan los micaesquistos porfídicos, clasificados genéricamente como metapelitas de alto grado debido a su protolito arcilloso.

- Propiedades mecánicas: Estas rocas poseen una competencia mecánica sensiblemente baja a causa de la abundancia extrema de minerales laminares y de hábito planar como la biotita y la moscovita. La presencia de una esquistosidad penetrativa y espaciada facilita la fracturación, exfoliación y fragmentación espontánea de la roca ante cualquier esfuerzo mecánico indirecto. Además, son rocas altamente vulnerables a la alteración meteórica superficial, sufriendo procesos generalizados de descompresión y arenización que disgregan la matriz mineral.
- Aplicabilidad industrial y geomorfología: Debido a su tendencia natural a fragmentarse en lajas y losas delgadas, su utilidad industrial como material estructural es nula. No obstante, han sustentado de forma histórica la arquitectura negra y tradicional de la comarca, empleándose de manera intensiva en la mampostería artesanal de cerramientos ganaderos, muros de contención rústicos y cubiertas.

A escala cartográfica, esta disparidad de competencias mecánicas dicta la morfología del paisaje de Prádena del Rincón: mientras que los leucogneises sanos de El Villar presiden las crestas topográficas y los relieves más abruptos del mapa, las metapelitas y los paragneises alterados se asocian indefectiblemente a las fajas deprimidas, collados y valles de laderas suaves, labrados por la intensa erosión diferencial.

6.2. Recursos asociados a las pegmatitas

Los cuerpos pegmatíticos constituyen, desde una perspectiva estrictamente mineralógica y de coleccionismo, las intrusiones con mayor interés del sector meridional de Prádena del Rincón. Durante el desarrollo de la cartografía geológica se han inventariado numerosos diques y filones de potencias variables, desde escalas decimétricas hasta cuerpos métricos, que cortan de manera neta e intrusiva a la foliación metamórfica principal (S2) y a las trazas de los pliegues hercínicos F3. Estas rocas filonianas representan el producto de la cristalización fraccionada extrema y final de los fundidos anatécticos generados durante el clímax térmico regional (M2), los cuales migraron hacia niveles corticales superiores aprovechando las fracturas tardiveras (asociadas a la etapa Hiendelaencina).

Desde el punto de vista de la geología económica e industrial, las pegmatitas de la zona se caracterizan por una extraordinaria concentración de elementos incompatibles y fluidos volátiles (tales como OH^-, B y F). A falta de un muestreo geoquímico sistemático, el análisis macroscópico de visu en los afloramientos permite clasificar estos cuerpos según su potencial de aprovechamiento en tres categorías principales:

- Minerales industriales base (Feldespatos y Cuarzo): Las pegmatitas del sector albergan grandes masas canterables ricas en feldespato potásico (predominando la ortosa y variedades de albita). Al noroeste de Horcajo de la Sierra y en el entorno de Prádena se localizan cuerpos con megacristales feldespáticos de alta pureza aptos para la industria cerámica y del vidrio, acompañados de núcleos de cuarzo monocristalino de elevada pureza de interés metalúrgico.
- Micas (Moscovita): El recurso minero histórico por excelencia en este sector ha sido la moscovita. Los diques muestran potentes zonas intermedias con placas y "libros" decimétricos de mica blanca. Su explotación artesanal a mediados del siglo pasado mediante

pequeñas trincheras y calicatas a cielo abierto, visibles en los términos de Prádena del Rincón y la vecina localidad de Gandullas, suministró moscovita de excelente calidad como aislante dieléctrico y térmico para la industria eléctrica.

- Fases accesorias y minerales raros de interés científico: El cortejo mineralógico se enriquece con la presencia de minerales de gran valor para el coleccionismo y la investigación petrológica. Destaca la abundancia de prismas negros estriados de turmalina (variedad chorlo), cristales euhedrales de granate (almandino-espessartina) y, de forma más restringida y ligada a las pegmatitas más evolucionadas del Sistema Central, indicios de lepidolita (mica de litio), topacio, fluorita y trazas de berilo.

Desde una óptica puramente académica, la relevancia de estos sistemas apli-pegmatíticos trasciende su valor económico. Estos diques actúan como los mejores indicadores de las condiciones tectonotérmicas alcanzadas durante las etapas finales de la Orogenia Varisca en la Sierra Norte de Madrid. Su quimismo y texturas gigantes evidencian la segregación, movilidad y capacidad de intrusión de los fundidos corticales residuales tras el paroxismo metamórfico, ofreciendo una ventana científica inestimable para descifrar los mecanismos de diferenciación magmática y anatexia en la corteza continental hercínica.

6.3. Recursos asociados a las rocas calcosiliciclásticas

Las rocas de silicatos cálcicos (tradicionalmente denominadas calcosilicatadas) identificadas en discretos puntos del mapa geológico no constituyen un recurso minero o industrial económicamente explotable en la actualidad debido a su volumen restringido; sin embargo, representan uno de los horizontes de mayor interés científico, petrológico y patrimonial de todo el sector de Prádena del Rincón.

Estas rocas representan el producto del metamorfismo regional e isoquímico de antiguos niveles sedimentarios margo-calcáreos e impurezas carbonatadas que se encontraban intercaladas de forma rítmica dentro de la potente serie dominantemente pelítica del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Durante las fases de deformación variscas (especialmente D2 y D3), la extrema disparidad de competencias mecánicas entre estas capas (muy duras y rígidas) y los micaesquistos encajantes (altamente plásticos y dúctiles) provocó un fenómeno sistemático de estiramiento y *boudinage*. Como consecuencia de este proceso tectónico, las rocas calcosilicatadas no forman capas continuas,

sino que se presentan en el campo como lentejones boudinados, nódulos y "salchichas" aisladas de coloraciones verdosas o grisáceas, cuyo espesor rara vez supera la escala decimétrica o métrica.

A pesar de su reducido tamaño, su química rica en calcio (Ca) propició el desarrollo de paragénesis minerales espectaculares que actúan como excelentes indicadores de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante el clímax térmico regional (M2):

- Mineralogía diagnóstica: El análisis mineralógico macroscópico y microscópico revela complejas asociaciones integradas por diópsido (piroxeno clínico de color verde pálido), anfíboles de la serie de la actinota-hornblenda, plagioclasa cálcica (anortita), y sobre todo, granates cálcicos de tonos rosados y melados de la variedad grossularia, acompañados localmente de trazas de epidota y vesubiana.
- Texturas skarnoides: En aquellos sectores del entorno regional que se aproximan a los contactos con los grandes cuerpos ortoneisicos (como ocurre en afloramientos análogos de Madarcos o Gascones), estas rocas experimentan procesos de endoskarn y reacciones de transferencia de fluidos, adquiriendo un marcado carácter skarnoide. En estas zonas, los agregados minerales pierden su orientación foliada y desarrollan texturas granoblásticas e idiomorfas con cristales centimétricos de anfíbol y piroxeno que resultan de un valor extraordinario para el coleccionismo mineralógico.

Desde un punto de vista puramente cartográfico y de reconstrucción geodinámica, las rocas de silicatos cálcicos son consideradas guías estratigráficas de primer orden. Al ser refractarias a la fusión parcial (debido a que su punto de fusión es netamente superior al de las metapelitas ricas en cuarzo y micas), estas lentes sobreviven intactas en mitad de las zonas de anatexia y migmatización profunda.

Su presencia permite a los geólogos trazar las líneas de dirección estructural del paleomargen sedimentario de Gondwana y cartografiar con absoluta precisión geométrica las trazas de los grandes pliegues F3, salvando la intensa transposición tectónica de la zona de cizalla.

6.4. Recursos hidrogeológicos

La naturaleza petrológica y estructural de los materiales que afloran en el sector de Prádena del Rincón condiciona de manera drástica el comportamiento hidrogeológico del territorio. Todo el conjunto litoestratigráfico del basamento se engloba formalmente dentro de la denominada Unidad Hidrogeológica del Sustrato Granítico-Paleozoico.

Los leucogneises, paragneises y micaesquistos de la zona presentan una porosidad primaria o de matriz prácticamente nula debido a los severos procesos de recristalización tectonotermal y anatexia sufridos durante la Orogenia Varisca. En consecuencia, la matriz rocosa se comporta como un medio estrictamente impermeable.

El almacenamiento, tránsito y circulación de las aguas subterráneas quedan supeditados de forma exclusiva al desarrollo de una permeabilidad secundaria por fracturación. El agua aprovecha el "esqueleto" mecánico e hidrogeológico de la sierra, el cual está constituido por:

- Las redes de diaclasas de descompresión superficial.
- Los planos de foliación metamórfica penetrativa (S2).
- El denso sistema de fallas e inflexiones tectónicas heredadas de la Orogenia Alpina.

Las discontinuidades estructurales e intersecciones de fracturas con la superficie topográfica actúan como zonas de drenaje natural, dando origen a numerosos manantiales y fuentes de escaso caudal pero de gran constancia local, muy característicos de la Sierra Norte de Madrid (como los manantiales ebanescentes inventariados en el entorno de Prádena y Casla).

- Calidad hidroquímica del recurso: Un rasgo sobresaliente de estas aguas subterráneas es su excelente calidad química. Al circular de forma preferente a través de rocas silicatadas estables y poco reactivas (cuarzo y feldespatos), el agua experimenta una lixiviación mineral muy baja. Esto se traduce en aguas de facies bicarbonatadas sódicas o cálcicas, caracterizadas por una mineralización débil, muy bajo residuo seco y una pureza óptima.
- Limitaciones del almacenamiento: A pesar de su excelente calidad, la capacidad de regulación y almacenamiento de estos acuíferos fisurados es intrínsecamente limitada. Al depender por completo del espaciado y la apertura de las fracturas, carecen de las reservas volumétricas propias de los acuíferos detríticos o porosos. Por ello, son sistemas hidráulicos muy dinámicos pero altamente vulnerables a los estiajes prolongados, sufriendo caídas drásticas de caudal o desecaciones temporales durante los meses de verano.

Este comportamiento del basamento cristalino contrasta de forma radical con el dominio hidrogeológico de la cobertera sedimentaria mesozoica que bordea el macizo. En los sectores adyacentes donde afloran los materiales carbonatados del Cretácico Superior, el agua se comporta bajo un modelo netamente kárstico.

Unidades como las dolomías y calizas de la Formación Giriego presentan una permeabilidad muy elevada por disolución y karstificación de sus planos de estratificación. A diferencia del sustrato paleozoico, estas formaciones constituyen acuíferos potentes de gran capacidad de almacenamiento y con una respuesta hidráulica mucho más amortiguada frente a las fluctuaciones climáticas estacionales.

6.5. Recursos geomorfológicos y paisajísticos

Uno de los principales y más trascendentales valores del sector nororiental de la Sierra de Guadarrama no reside en la viabilidad económica de sus recursos mineros o industriales, sino en su excepcional e indiscutible interés científico, docente y paisajístico. La confluencia de procesos endógenos extremos en un espacio geográfico tan compacto convierte al término municipal de Prádena del Rincón y sus alrededores en un patrimonio geológico de relevancia internacional.

La cartografía geológica y el análisis estructural realizados sobre el terreno permiten reconocer e interpretar, de forma directa y continua, las evidencias materiales de los fenómenos físicos más complejos que modelan la corteza continental profunda:

- Gradiente metamórfico y compresión de isogradas: El sector ofrece una espectacular zona mineral regional. En una transversal de muy pocos kilómetros es posible cartografiar el tránsito telescópico desde el grado medio hasta el alto grado metamórfico, definido por la proximidad geométrica de las isogradas de la estaurolita, la sillimanita y el feldespato potásico (Sillimanita II).
- Anatexia y diferenciación magmática: Los afloramientos muestran el umbral exacto donde las metapelitas cruzan el *solidus* cortical, permitiendo estudiar *in situ* la segregación de leucomas y la génesis de estructuras migmatíticas estromatíticas, así como el posterior escape y emplazamiento de los sistemas apli-pegmatíticos tardíos ricos en turmalina (chorlo).
- Deformación polifásica y milonitización: El sector está directamente condicionado por la proximidad de la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza, uno de los accidentes tectónicos dúctiles más importantes del Macizo Ibérico. Esto permite analizar en el campo la superposición de las fases variscas (D1, D2 y D3) y la transición desde esquistosidades penetrativas ordinarias hasta auténticas fábricas miloníticas y zonas de ultra-cizalla.

Desde un punto de vista estrictamente docente y pedagógico, el sector de Prádena del Rincón funciona como un aula y laboratorio natural insustituible para las ciencias de la Tierra. El excelente grado de exposición de los afloramientos permite a estudiantes e investigadores observar de manera macroscópica y tridimensional estructuras tectónicas, criterios cinemáticos de cizalla, repliegues de foliación (S2) y texturas petrológicas complejas (como las relaciones espaciales entre porfidoblastos de granate y la matriz micácea) que, bajo condiciones normales, solo son estudiables mediante láminas delgadas en el microscopio petrográfico.

Finalmente, el relieve actual de la zona es el resultado directo de un control tectónico y lito-topográfico perfecto, cuyo origen último es el levantamiento del Sistema Central como una macroestructura de tipo *pop-up* durante la Orogenia Alpina. Este bloque tectónico invertido ha actuado como un "ascensor geológico", exhumando y desnudando los niveles profundos de la corteza para ponerlos a disposición de la erosión diferencial.

El paisaje resultante posee un valor estético y patrimonial sobresaliente, donde el relieve habla directamente de su geología: los abruptos resaltes y crestas de los leucogneises de El Villar contrastan morfológicamente con las laderas deprimidas y los collados suaves labrados sobre las metapelitas de los micaesquistos. Esta íntima correspondencia entre roca, estructura y relieve permite realizar una lectura visual inmediata de la evolución tectonotermal de la Península Ibérica, consolidando al sector de Prádena del Rincón como un referente de la geodiversidad y un espacio prioritario para la conservación del patrimonio geológico.

7. Estructuras

El área cartografiada en el sector de Prádena del Rincón exhibe una notable complejidad estructural y arquitectónica, resultado directo de la superposición sub esencial de múltiples episodios deformativos. Estos procesos se encuentran asociados, fundamentalmente, a la evolución polifásica de la Orogenia Varisca (fases D1, D2 y D3) y, de manera diacrónica y sobreimpresa, a la deformación frágil y reactivaciones tectónicas contractivas de edad Alpina, responsables finales de la configuración del Sistema Central como una macroestructura tectónica inversa de tipo *pop-up*.

Las macro y microestructuras documentadas durante el trabajo de campo constituyen el registro material e indeleble de la intensa deformación sufrida por los protolitos sedimentarios e ígneos pre-variscos a lo largo de su ciclo geotectónico completo, abarcando desde su enterramiento cortical profundo y clímax metamórfico hasta su posterior exhumación y emplazamiento somero. El sector

se encuentra genéticamente dominado por la proximidad y la influencia directa de la Zona de Cizalla Dúctil de Berzosa-Riaza, un accidente tectónico regional de primer orden con dirección predominante N-S y buzamiento generalizado hacia el Este, que gobierna la disposición espacial de las unidades.

La expresión geométrica y cinemática de esta deformación se manifiesta a través del desarrollo generalizado de fábricas plano-lineares (S−L) penetrativas, sistemas de pliegues superpuestos con geometrías retro vergentes, fajas de milonitización, zonas de segregación anatéctica y el emplazamiento de cortejos filonianos apli-pegmatíticos controlados estructuralmente.

Lejos de ser homogénea, la impronta de la deformación en el mapa es marcadamente heterogénea y lito-dependiente. La respuesta geomecánica y reológica de los materiales frente a los campos de esfuerzos regionales varía drásticamente en función de su quimismo, mineralogía intrínseca y de las condiciones termodinámicas fluctuantes de presión y temperatura (P−T):

- Series metapelíticas (Micaesquistos): Al comportarse como medios altamente dúctiles y plásticos bajo condiciones de grado medio-alto, registran el desarrollo de esquistosidades penetrativas y complejas foliaciones de crenulación superpuestas, con una intensa transposición tectónica de las superficies originales.
- Cuerpos metaígneos competentes (Leucogneises y Gneises Glandulares): Responden ante el cizallamiento mediante procesos de confinamiento mecánico, milonitización, reaplastamiento de la fábrica granofelsítica previa y estiramiento lineal de sus megacristales y porfidoblastos de feldespato, generando texturas en forma de "ojos" u *ojales* estirados según la dirección de la lineación de flujo tectónico.

La coexistencia e interrelación de estos mecanismos de deformación dúctil, dúctil-frágil y frágil en una franja territorial compacta convierten al sector de Prádena del Rincón en un escenario analítico excepcional para descifrar la evolución reológica de la corteza continental hercínica profunda de la Península Ibérica.

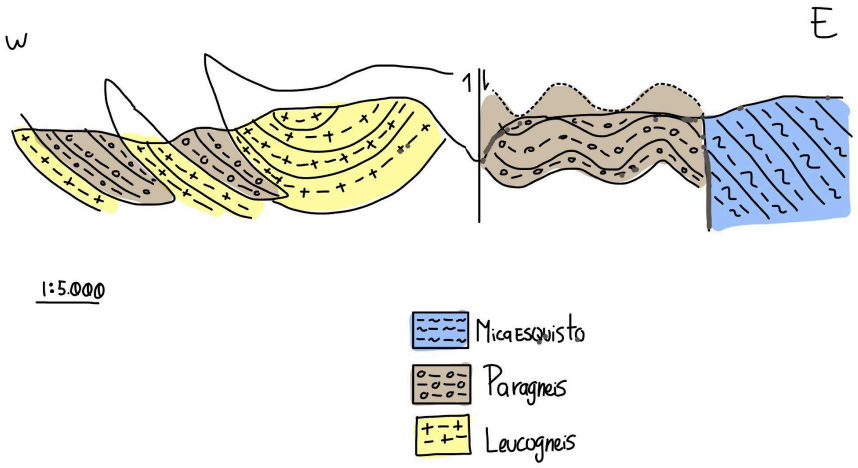


Figura 13. Esquema ilustrativo del corte A-A' (W-E). Se muestra estructura general de la zona de estudio (Zona 4)

7.1. Foliación metamórfica regional

La estructura tectónica más ubicua, penetrativa y mejor desarrollada en todo el sector de Prádena del Rincón es la foliación metamórfica regional. Esta fábrica planar constituye una superficie de transposición tectónica generada bajo un régimen de deformación dúctil no coaxial y metamorfismo dinamotérmico regional durante el desarrollo de la segunda fase de deformación varisca (D2).

A escala de afloramiento, la foliación regional observada corresponde de manera sistemática a la superficie S2. Este plano es el resultado de la práctica disolución por presión y transposición total de la estratificación original (S0) y de una foliación primitiva muy incipiente (S1). El mecanismo físico de formación estuvo gobernado por procesos de blástesis sin-cinemática, donde el aumento del gradiente barométrico y térmico orogénico favoreció la nucleación, crecimiento y reorientación de los minerales perpendiculares al esfuerzo máximo de compresión acortante (σ1).

La manifestación visual y textural de la foliación S2 en el campo exhibe una marcada lito-dependencia:

- En las series metapelíticas (Micaesquistos): Se define por una ordenación penetrativa y paralela de filosilicatos (principalmente biotita y moscovita, con clorita subordinada en zonas de retrogresión). Estos minerales forman planos continuos, brillantes y micáceos, que confieren a la roca una elevada facilidad de exfoliación. Debido al tamaño de grano medio-grueso alcanzado durante el clímax metamórfico, es petrológicamente preferible el término foliación sobre el de esquistosidad.

- En las series ortoderivadas y metasedimentarias de alto grado (Leucogneises y Paragneises): La foliación se manifiesta mediante un marcado bandeado composicional o segregación metamórfica. Este fenómeno se traduce en la alternancia rítmica de bandas milimétricas a centimétricas claras o leucocráticas (dominios *Q-F* ricos en cuarzo y feldespatos) y bandas oscuras o melanocráticas (dominios *M* ricos en biotita y sillimanita).

A medida que los afloramientos se aproximan a la traza principal de la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza, la foliación S2 experimenta un incremento exponencial del cizallamiento, adquiriendo un carácter netamente milonítico. Los planos de foliación pierden regularidad para volverse anastomosados, envolviendo porfiroclastos de feldespato estirados y desarrollando una fábrica plano-linear (S≈L o S>L) orientada a favor del flujo tectónico.

El análisis estadístico y la representación en proyección estereográfica (falsilla de densidad de polos en el hemisferio inferior) revelan una extraordinaria constancia geométrica para la foliación regional en el sector de Prádena del Rincón.

La aptitud espacial media de los planos S2 muestra una dirección de capa predominante N-S a NNE-SSW, exhibiendo un buzamiento monoclinal y regular hacia el Este con ángulos moderados a fuertes (entre 45◦ y 70◦).

En el diagrama estereográfico, la proyección de los polos de la foliación S2 define una distribución estadística con una fuerte concentración de máxima densidad de puntos (un polo medio bien definido en el cuadrante occidental del diagrama). Esta disposición constata la geometría homoclinal del bloque profundo levantado.

No obstante, la ligera dispersión u oscilación de los polos de foliación a lo largo de un cinturón o arco de círculo máximo (*girdle*) en el estereograma evidencia la existencia de procesos de replegamiento sobreimpresos por la fase posterior D3. Estos pliegues de tercera fase pandean localmente la superficie S2, modificando sutilmente sus planos de buzamiento sin llegar a destruir la penetrabilidad regional de la estructura.

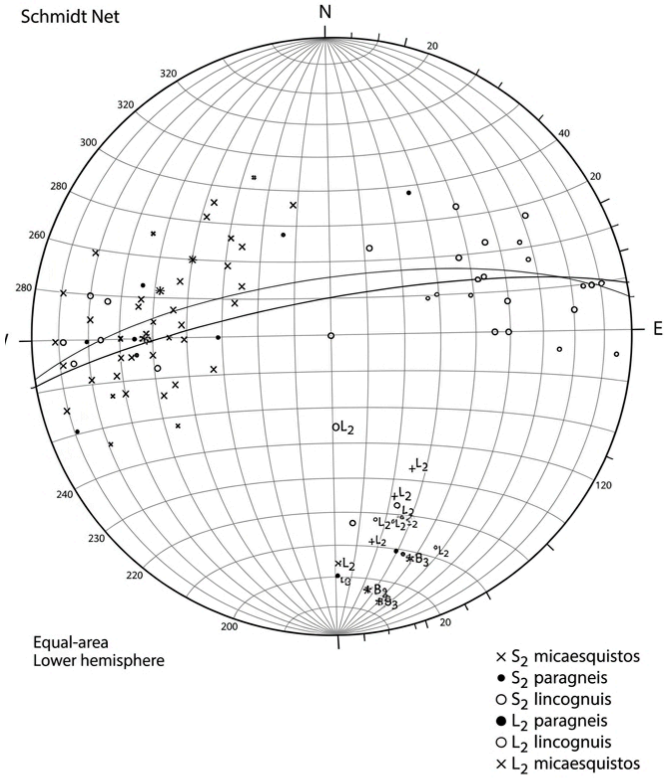


Figura 14. Estereográfica digital que muestra las foliaciones y lineaciones. Datos obtenidos en mediciones hechas en campo.

7.2. Esquistosidad y bandeado gneísico

La evolución del metamorfismo regional en el sector de Prádena del Rincón se manifiesta a través de una progresión física y química de la fábrica rocosa. Este tránsito está controlado por el aumento del grado metamórfico hacia el Oeste, donde las condiciones de presión y temperatura favorecen la transición desde estructuras netamente esquistosas hacia configuraciones gneísicas y migmatíticas.

En los micaesquistos, la foliación (S2) se manifiesta como una esquistosidad penetrativa definida por la orientación paralela de filosilicatos (biotita y moscovita). Sus rasgos característicos son:

- Elevada planaridad y fisibilidad: La disposición paralela de los minerales laminares confiere a la roca una marcada capacidad de exfoliación en láminas, facilitando su rotura a lo largo de planos lisos y brillantes.
- Concentración micácea**:** La segregación de fases minerales no es completa, de modo que los minerales laminares aparecen repartidos de forma homogénea en la matriz, proporcionando un brillo metálico característico a la superficie de los afloramientos.

A medida que se incrementa el grado metamórfico hacia la facies de anfibolita superior, se activan procesos de segregación química y fusión parcial (anatexia). El resultado es el desarrollo de un bandeado gneísico o gnéisico característico, que constituye la estructura principal de los paragneises y leucogneises. Este bandeado no es solo una foliación, sino una transposición tectónica de la fábrica previa donde la reorganización mineral genera:

- Bandas leucocráticas (Leucosomas): Fracciones de grano grueso, de color claro, integradas fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En los niveles donde la anatexia es incipiente, estos elementos representan la fracción fundida (leucosoma) que se ha segregado a partir del fundido original.
- Bandas melanocráticas (Melanosomas): Dominios residuales oscuros enriquecidos en minerales ferromagnesianos y aluminosilicatos. Su mineralogía típica incluye biotita, minerales opacos y, de forma diagnóstica, haces o "madejas" de sillimanita en su variedad fibrolítica, que crecen orientadas sobre los planos de foliación S2.

El bandeado gneísico es el resultado de una intensa transposición tectónica ocurrida durante la fase D2. Los contrastes de viscosidad entre los niveles cuarzo-feldespáticos y los niveles ricos en micas permitieron que las estructuras sedimentarias originales (S0) fueran estiradas, aplanadas y rotadas hasta quedar completamente paralelas a la foliación regional S2.

Por lo tanto, este bandeado no debe interpretarse como una estratificación sedimentaria, sino como una fábrica tectónica de transposición. Su orientación espacial coincide estrictamente con los planos de foliación regional, confirmando que la segregación química y la deformación dúctil actuaron de manera sincrónica durante el clímax metamórfico (M2), bajo un régimen de esfuerzos que favoreció el flujo plástico de la roca en condiciones de alta temperatura.



Figura 15. Imagen digital donde se aprecia la esquistosidad. Muestra de campo de Micaesquisto.

7.3. Pliegues

La foliación regional (S2) no exhibe una disposición espacial estrictamente monoclinal, sino que presenta variaciones de actitud y deflexiones locales que evidencian la existencia de una intensa deformación plegada. El análisis de estas estructuras revela una historia tectónica compleja caracterizada por la superposición de, al menos, dos eventos de plegamiento mayores asociados al ciclo Varisco, los cuales responden a distintos regímenes de acortamiento cortical.

La segunda fase de deformación (D2) está intrínsecamente ligada al clímax del metamorfismo regional (M2). Los pliegues asociados a esta etapa se caracterizan por:

- Geometría isoclinal y asimétrica: Presentan flancos intensamente estirados y charnelas agudas, con una vergencia dominante hacia el Este.
- Pliegues intrafoliares: Son estructuras de escala centimétrica a métrica que quedan "atrapadas" dentro de los propios planos de la foliación S2, lo que demuestra que el plegamiento y la esquistosidad se desarrollaron de manera síncrona bajo condiciones de flujo plástico.
- Flujo plástico: Debido a las elevadas temperaturas, los pliegues muestran un marcado engrosamiento de las charnelas (pliegues de tipo "similar"), resultado de la migración del material desde los flancos hacia las zonas de menor presión en los ejes de charnela.

La tercera fase (D3) es la responsable de la gran arquitectura del mapa, modulando la disposición de las unidades litológicas a escala cartográfica. A diferencia de D2, estos pliegues muestran:

- Retrovergencia: Presentan un estilo tectónico caracterizado por una vergencia hacia el Oeste, opuesta a la fase anterior. Sus planos axiales poseen un buzamiento pronunciado hacia el Este.
- Lineación de crenulación: Esta fase genera una estructura de segundo orden extremadamente común: la lineación de crenulación. Se observa como un fino ondulado que afecta a los planos de foliación S2 preexistentes, creando intersecciones lineales en la superficie de la roca.
- Control litológico y *Boudinage*: La diferencia de competencia mecánica es el motor de la geometría plegada. Los niveles de silicatos cálcicos (calcosilicatadas), al ser mucho más rígidos que la matriz pelítica, reaccionan a la compresión mediante un boudinage (estiramiento y rotura en bloque) o formando pliegues disarmónicos de charnela muy estrecha, contrastando con el plegamiento suave y armónico de los paragneises.

La presencia de estas figuras de interferencia (pliegues de D3 sobre S2) constituye una prueba irrefutable de que la deformación no fue un evento simple, sino una respuesta secuencial a campos de esfuerzos que rotaron en el tiempo. La coexistencia de estas geometrías implica que las rocas se deformaron en un dominio de corteza profunda, donde la combinación de alta presión confinante y temperaturas superiores a los 600 °C permitieron que el material se comportara como un fluido viscoso capaz de fluir, plegarse y trasponerse.

En síntesis, la arquitectura de Prádena del Rincón es el resultado de un acortamiento Varisco eficaz que "apretó" la serie original, creando esta alternancia de dominios apretados (D2) y retrovergentes (D3), cuya traza actual define la megaestructura cartográfica que observamos hoy en el mapa.



Figura 16. Imagen digital de pliegue periclinal sinforme, observado en paragneis.

7.4. Estructuras asociadas a la migmatización

En los sectores occidentales del área cartografiada, donde el grado metamórfico alcanza su paroxismo, la serie metapelítica experimenta procesos de fusión parcial o anatexia. Este fenómeno, que supone el límite entre el metamorfismo de alto grado y el magmatismo, es el responsable de la formación de migmatitas, rocas compuestas por la coexistencia de fases metamórficas residuales y fases ígneas segregadas.

La caracterización macroscópica de las migmatitas observadas se basa en la segregación de tres componentes fundamentales:

- Leucosomas: Bandas, venas o nódulos de color claro, de textura granular y composición granítica (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa). Representan la fracción fundida que, tras el ascenso y cristalización in situ, queda atrapada en la roca.
- Melanosomas: Bandas o halos oscuros, enriquecidos en minerales ferromagnesianos y aluminosilicatos refractarios que no participaron en la fusión. Su composición suele estar dominada por biotita, granate y sillimanita fibrolítica.
- Mesosomas: Dominios de la roca que conservan parcialmente la fábrica y composición de la metapelita original (metasedimento de grado alto). Actúan como la roca caja que encaja los leucosomas.

Dependiendo de la intensidad de la segregación y la relación con la deformación, hemos inventariado distintos tipos morfológicos:

- Migmatitas Estromáticas: La forma más común en el sector. Los leucosomas aparecen dispuestos en bandas paralelas a la foliación regional (S2), reflejando una fusión sin-cinemática donde el fundido se segregó siguiendo la anisotropía preexistente de la roca durante la deformación.
- Estructuras Surreíticas: Frecuentemente observadas en los niveles de boudinage. El fundido se acumula en las zonas de dilatación (espacios inter-boudin) de los niveles competentes, creando nódulos irregulares de cuarzo-feldespato.
- Migmatitas Nebulíticas: Aparecen en los sectores de mayor grado metamórfico (cercanos a la isograda de Sillimanita + K-feldespato), donde la abundancia de fundido es tal que la foliación original aparece desdibujada, confiriendo a la roca un aspecto de granito heterogéneo y nebuloso.

El desarrollo de estas estructuras es el marcador diagnóstico de haber superado la estabilidad de la moscovita en condiciones de facies de anfibolita superior. El proceso de anatexia es un indicador de un alto flujo de calor cortical, sugiriendo que la corteza profunda alcanzó temperaturas superiores a los 650 °C a presiones moderadas.

La movilidad de estos leucosomas demuestra que la corteza hercínica no fue un bloque rígido, sino una estructura permeable capaz de segregar fundidos residuales. Estos fundidos, al migrar hacia fracturas de escala mayor, son los precursores directos de los diques apli-pegmatíticos que cartografiamos en las fases tardías (D3 y post-variscas). En definitiva, las migmatitas de Prádena del Rincón constituyen la evidencia directa del "horno" orogénico, donde la roca madre se descompuso para alimentar el magmatismo granítico tardío que caracteriza la geología de la Sierra Norte de Madrid.

7.5. Diques pegmatíticos

El emplazamiento de diques apli-pegmatíticos representa el evento magmático final y más tardío de la historia tectonotermal varisca en el sector de Prádena del Rincón. Estos cuerpos constituyen una evidencia clara de la transición desde un régimen compresivo hacia un escenario de colapso extensivo del orógeno durante el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior.

Los diques se presentan como cuerpos tabulares y filonianos de espesor variable (típicamente entre métrico y decamétrico) que exhiben una naturaleza claramente intrusiva y discordante. Cortan de manera neta las estructuras dúctiles previas, incluyendo la foliación regional (S2) y los pliegues de fase D3, lo que los posiciona cronológicamente como estructuras post-cinemáticas.

Aunque su emplazamiento es mayoritariamente discordante, su geometría local puede verse influenciada por la anisotropía previa de la roca caja; en algunos sectores de mayor cizallamiento tardío, los diques pueden aparecer deformados o presentar geometrías lenticulares debido a fenómenos de boudinage tardío, indicando que el emplazamiento ocurrió cuando la corteza todavía mantenía una temperatura residual elevada.

Su composición mineralógica es el resultado de la cristalización fraccionada extrema de fundidos residuales enriquecidos en elementos incompatibles y volátiles. La asociación mineral predominante incluye:

- Fases principales: Cuarzo, feldespato potásico (ortosa) y plagioclasa (albita).

- Filosilicatos: Grandes libros de moscovita de escala centimétrica, que han constituido históricamente el principal recurso minero de la comarca.
- Accesorios diagnósticos: La presencia ubicua de turmalina (variedad chorlo) en prismas negros estriados es la firma mineralógica más característica del sector. En diques más evolucionados, la presencia de volátiles (F,B,Li,P) favorece la aparición de fases accesorias como lepidolita, topacio, fluorita y trazas de berilo.

La inyección de estos fundidos no es un evento aleatorio, sino la respuesta directa al colapso extensional de la corteza engrosada. Una vez finalizado el apilamiento tectónico y alcanzado el clímax térmico (M2), el orógeno pierde su soporte mecánico, iniciando un proceso de descompresión rápida. Este cambio en el régimen geodinámico permitió:

1. La migración: Los fundidos segregados durante la anatexia (descritos en el apartado 5.5) fueron expulsados de las zonas de migmatización profunda.
2. El ascenso: Estos fluidos aprovecharon las fracturas de segundo y tercer orden, así como las zonas de debilidad del basamento, para ascender hacia niveles corticales superiores y cristalizar.
3. La cristalización lenta: El alto contenido en volátiles redujo la viscosidad del fundido y mantuvo el *solidus* a temperaturas bajas durante más tiempo, permitiendo el crecimiento de los cristales gigantes (textura pegmatítica) que observamos hoy.

En definitiva, las pegmatitas son el "testigo final" del pulso tectónico varisco. Su presencia confirma que, tras el enterramiento, el metamorfismo y la deformación dúctil, la región sufrió una distensión tectónica definitiva que permitió la "limpieza" de los restos magmáticos del clímax metamórfico, dejando estas estructuras como indicadores de la exhumación definitiva del basamento cristalino hacia los niveles someros donde hoy las estudiamos.

7.6. Fracturas y deformación frágil

Tras la exhumación progresiva del basamento cristalino y la consiguiente disminución de las condiciones de presión y temperatura, el comportamiento reológico de las rocas experimentó un cambio radical: de la deformación dúctil y el flujo plástico pasamos a un régimen de deformación frágil. Esta etapa final de la evolución geológica del sector se caracteriza por la rotura mecánica del macizo, resultando en la creación de una red compleja de fracturas, diaclasas y fallas que hoy definen la compartimentación del relieve.

La fracturación frágil del basamento no fue aleatoria, sino que se organiza en dos grandes episodios de carácter post-orogénico:

- Etapa Malagón: Asociada a la fase final del colapso del orógeno Varisco, que produjo un sistema de fracturación con una dirección preferente E-O.
- Etapa Hiendelaencina: De mayor importancia estructural en nuestra zona de estudio, caracterizada por la generación de desgarros tectónicos en dos direcciones principales (N20°-30°E y N70°-90°E). Este evento está intrínsecamente vinculado a la inyección de los últimos fluidos hidrotermales y cuarzosos, así como al emplazamiento final de los diques pegmatíticos.

La respuesta de las rocas a estos esfuerzos fue estrictamente mecánica. En los niveles de mayor desplazamiento, las rocas desarrollaron zonas de brechificación y cataclasis, creando rocas de falla como cataclastitas (donde los minerales originales aparecen rotos y triturados) y brechas de falla (especialmente observables en la traza de accidentes mayores como la Falla de Robregordo).

La red de fracturas descrita no quedó inactiva tras el Paleozoico. Durante la Orogenia Alpina, el Sistema Central sufrió un importante proceso de acortamiento que reactivó las fallas variscas preexistentes.

Este proceso de inversión tectónica configuró el basamento de la Sierra Norte como una estructura inversa de tipo *pop-up*. Bajo este modelo:

1. Las fallas variscas antiguas (como la de la Berzosa o Robregordo) fueron reactivadas como fallas inversas de alto ángulo.
2. El bloque central de la sierra fue empujado hacia arriba, "exhumando" el basamento metamórfico desde niveles corticales profundos hacia la superficie actual.
3. La fracturación frágil actual que observamos —dominante en las rocas más competentes como los leucogneises y pegmatitas— es, en gran medida, la respuesta elástica a este último ascenso tectónico.

La frecuencia y el espaciado de las diaclasas están fuertemente condicionados por la competencia de las rocas:

- Rocas competentes (Leucogneises y pegmatitas): Poseen una elevada resistencia, pero una vez superado su límite elástico, responden mediante la propagación de fracturas limpias y

una alta densidad de diaclasas. Esto es lo que explica la excelente calidad de los bloques de sillería que se han extraído históricamente en la zona.

- Rocas incompetentes (Micaesquistos y metapelitas): Debido a su alta plasticidad residual y a la abundancia de micas, estas rocas tienden a amortiguar el esfuerzo mediante reajustes milimétricos en su foliación (S2), lo que reduce la frecuencia de grandes fallas fracturantes en su seno.

En conclusión, la actual red de fallas y diaclasas de Prádena del Rincón es un palimpsesto tectónico: una superposición de fracturas variscas (etapas Malagón e Hiendelaencina) sobreimpresas y reactivadas por el empuje alpino. Esta arquitectura frágil es, en última instancia, el "esqueleto" que controla la circulación de los acuíferos fisurados y la topografía escarpada que observamos hoy al realizar el trabajo de campo.

7.7. Fallas

Más allá del plegamiento y la esquistosidad, la arquitectura geológica de Prádena del Rincón está definida por un sistema de fallas que compartimentan el basamento cristalino. Estas discontinuidades mecánicas marcan la transición final entre el registro dúctil de la Orogenia Varisca y la arquitectura frágil que caracteriza el relieve actual de la Sierra Norte de Madrid.

El sector se encuentra marcado por dos líneas de fractura de gran envergadura que actúan como los ejes vertebradores de la estructura cartográfica:

- Falla de La Berzosa: Constituye el accidente tectónico de mayor relevancia regional, con una traza general N-S que separa los dominios metamórficos Oriental y Central. Su papel fue dual: funcionó originalmente como una zona de cizalla dúctil de alto grado, para ser posteriormente reactivada en etapas tardihercínicas como una falla normal de escala cortical.
- Falla de Robregordo: Accidente de dirección N-SO que corta transversalmente las estructuras metamórficas previas (S2 y plegamientos D3). Es uno de los puntos donde la deformación frágil es más extrema, presentando bandas de deformación de hasta 100 metros de espesor compuestas por brechas de falla y cataclastitas, resultado de la trituración mecánica de leucogneises y metapelitas.

Las fallas documentadas en la cartografía pueden ser caracterizadas por indicadores cinemáticos y petrológicos inequívocos:

- Mineralogía de falla: La presencia de clorita y sericita en los planos de fractura indica que la deformación frágil ocurrió bajo condiciones de bajo grado metamórfico (retrogradación), facilitando el deslizamiento de los bloques.
- Rocas de falla: Se han inventariado sectores de cataclastitas (rocas cohesivas con fábrica fragmentaria) y brechas tectónicas donde el clivaje previo ha sido totalmente destruido, sustituido por una fábrica caótica de fragmentos angulosos de roca inmersos en una matriz arenosa o arcillosa.
- Criterios de desplazamiento: Mediante el análisis del salto de las bandas composicionales y la interrupción brusca de las isogradas, se han determinado desplazamientos métricos a hectométricos, que han provocado el contacto mecánico entre litologías de distinta competencia (ej. leucogneises frente a esquistos).

La historia tectónica del sector culmina con el evento Alpino, que reutilizó este "esqueleto" de fallas heredadas para el levantamiento de la cordillera. Bajo un régimen compresivo, las fallas anteriormente normales o de desgarre fueron reactivadas como fallas inversas de alto ángulo.

Este mecanismo dio lugar a una megaestructura de tipo *pop-up*, donde el basamento paleozoico fue empujado hacia arriba respecto a las zonas depresionadas, actuando como un bloque rígido cabalgante. La tectónica alpina no creó las fallas, sino que las "explotó" para elevar el Sistema Central, configurando la altimetría actual y exacerbando la fracturación de los niveles superiores del basamento.

8. Conclusiones

El análisis litoestructural, petrológico y cinemático de detalle realizado en el sector de Prádena del Rincón permite dilucidar con precisión la naturaleza de los procesos corticales que operaron en el dominio metamórfico de alta temperatura y media presión (HT-MP) de la Zona Centroibérica oriental durante la Orogenia Varisca. En primer término, las investigaciones de campo y gabinete han corroborado que la arquitectura geológica de este sector descansa sobre un potente sustrato metasedimentario de edad neoproterozoica-cámbrica, tradicionalmente englobado en el Complejo Esquisto-Paragneísico. Esta secuencia litológica, constituida fundamentalmente por una alternancia rítmica de micaesquistos, paragneises y niveles subordinados de rocas calcosilicatadas, representa el registro genético de la transmutación mineralógica y textural de antiguos depósitos siliciclásticos de carácter pelítico y psamítico, intercalados con facies margo-carbonatadas. El posterior engrosamiento cortical derivado de la convergencia continental y la colisión tectónica varisca actuó

como el motor termodinámico fundamental, induciendo una profunda reorganización de las fábricas originales y promoviendo una intensa recristalización dinámica que enmascaró la prístina geometría sedimentaria de la cuenca.

A pesar de la inherente heterogeneidad composicional que exhiben las unidades cartografiadas, la totalidad del sector se encuentra cohesionada por un nexo estructural común y penetrativo. Esta impronta se manifiesta a través del desarrollo generalizado de una foliación tectónica principal (S2), un bandeado estromático y composicional gneísico muy marcado, y diversas fábricas de tectonitas de flujo que reflejan condiciones de deformación dúctil extrema. El análisis micro morfológico revela que la persistencia de esta anisotropía planar controló la cinemática de los fluidos y la orientación preferente del crecimiento mineral, consolidando una estrecha interdependencia entre las fases de deformación regional (D2) y los pulsos de recristalización metamórfica.

Desde una perspectiva netamente petrológica, las asociaciones minerales paracristalinas documentadas en las láminas delgadas definen un gradiente metamórfico progrado continuo y de gran regularidad termodinámica. Las rocas del sector evolucionaron de manera inequívoca desde las condiciones iniciales de la facies de esquistos verdes hasta alcanzar la subfacies de anfibolita alta en las proximidades del sector de Berzosa. Este incremento del grado metamórfico ha quedado espacialmente acotado mediante el mapeo sistemático de las isógradas secuenciales de primer orden correspondientes a la aparición del granate (Grt-in) y, posteriormente, de la sillimanita (Sil-in). La presencia generalizada y la estabilidad textural de esta última fase, en coexistencia directa con feldespato potásico, reviste una trascendencia crítica; dicha paragénesis atestigua la superación de la curva de desestabilización de la moscovita en presencia de cuarzo a través de la reacción bivariante:

$$Ms+Qtz \rightleftharpoons Kfs+Sil+Melt$$

Este hito mineralógico confirma que el sistema físico-químico local rebasó las curvas del *solidus* pelítico deshidratado, desencadenando fenómenos extensos de fusión parcial o anatexia cortical en el núcleo de la Zona de Cizalla Berzosa-Riaza.

La transición transicional entre los dominios puramente metamórficos y los magmáticos se expresa de forma nítida a través del desarrollo de estructuras migmatíticas de morfología estromática y nebulítica. En estas rocas mixtas, los leucosomas cuarzo-feldespáticos actúan como el registro fósil de la segregación e inyección del fundido anatéctico, mientras que los melanosomas de carácter biotítico-granatífero preservan la firma geoquímica del residuo refractario o restita. Dentro de este

mismo marco genético, los leucogneises cartografiados se interpretan como la expresión macroscópica de una mayor tasa de fusión, donde el volumen de líquido granítico generado fue lo suficientemente significativo como para segregarse, homogeneizarse e intruir de forma sin-tectónica en niveles estructurales adyacentes.

La persistencia de este gradiente térmico anómalo en la corteza media-profunda propició, asimismo, la posterior segregación y movilización de fundidos magmáticos residuales altamente diferenciados. Estos líquidos, enriquecidos de manera sustancial en fases volátiles (H2O,F,B) y elementos incompatibles, cristalizaron finalmente en forma de diques y masas de pegmatitas anatécticas tardías durante el intervalo cronológico comprendido entre los 305 y los 290 Ma. Dado que estas estructuras pegmatíticas truncan de manera neta y transversal la foliación regional S2, su emplazamiento geométrico restringe de forma absoluta el cese de la deformación penetrativa principal, vinculando de manera unánime con las etapas post-pico metamórfico y el advenimiento del régimen extensional tardiorogénico.

La integración holística de las variables litoestratigráficas, petrológicas y cinemáticas permite formalizar un modelo evolutivo presión-temperatura-tiempo (P-T-t) de trayectoria horaria para el sector de Prádena del Rincón, el cual sintetiza fielmente la geodinámica del Sistema Central. Esta andadura termobarométrica se inició con un estadio de enterramiento y engrosamiento cortical por colisión continental que define el tramo prógrado de la trayectoria. Posteriormente, el sistema alcanzó un prolongado clímax térmico regional acoplado a la fusión parcial de la corteza, constituyendo el pico metamórfico de la serie. Finalmente, el colapso gravitacional y extensional del edificio orogénico varisco propició un régimen de exhumación tectónica y descompresión, forzando el tránsito del sector hacia dominios reológicos frágil-dúctiles y niveles corticales someros, donde los sistemas de fallas normales y de desgarre tardías modelaron la morfología estructural definitiva de los afloramientos. Todo este registro fue ulteriormente modulado por la tectónica alpina, la cual reactivó las estructuras heredadas configurando el macizo mediante un modelo de tipo *pop-up* que ha permitido la exhumación final del complejo hasta su posición topográfica actual.

En conclusión, el sector de Prádena del Rincón se erige como una sección cortical transversal continua de excepcional valor docente, científico y patrimonial dentro del Macizo Ibérico. Su análisis pormenorizado proporciona a la comunidad geológica un registro virtualmente inalterado y completo de la secuencia de procesos orogénicos, comprensiva de los estadios de enterramiento

magmático-metamórfico, deformación dúctil penetrativa, diferenciación geoquímica por anatexia y subsiguiente desmantelamiento tectónico, que rigen la evolución y maduración de la corteza continental profunda en los cinturones colisionales antiguos. Los resultados obtenidos muestran una notable coherencia entre las observaciones realizadas durante la campaña de campo, la cartografía geológica elaborada y la información disponible en la bibliografía regional del Sistema Central, permitiendo reconstruir con detalle la evolución tectono-metamórfica del sector estudiado.

9. Bibliografía

Instituto Geológico y Minero de España. (1990). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja de Prádena del Rincón*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Instituto Geológico y Minero de España. (1990). *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) de la Hoja de Prádena del Rincón*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Instituto Geológico y Minero de España. (2015). *Geología de España*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Vera, J. A. (Ed.). (2004). *Geología de España*. Madrid: Sociedad Geológica de España–Instituto Geológico y Minero de España.

Vielzeuf, D., & Holloway, J. R.. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 98*(3), 257–276.

Yardley, B. W. D.. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Harlow: Longman Scientific & Technical.

Bucher, K., & Grapes, R.. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (8th ed.). Berlin: Springer.

Winter, J. D.. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Harlow: Pearson Education.

Best, M. G.. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Oxford: Blackwell Publishing.

Philpotts, A. R., & Ague, J. J.. (2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J.. (2005). *Microtectonics* (2nd ed.). Berlin: Springer.

Fossen, H.. (2016). *Structural Geology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Davis, G. H., Reynolds, S. J., & Kluth, C.. (2011). *Structural Geology of Rocks and Regions* (3rd ed.). New York: Wiley.

Vernon, R. H.. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.

Spear, F. S.. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths*. Washington D.C.: Mineralogical Society of America.

Powell, R., & Holland, T.. (2008). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology, 26*(3), 309–343.

Sawyer, E. W.. (2008). *Atlas of Migmatites*. Ottawa: The Canadian Mineralogist Special Publication.

Brown, M.. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens. *Journal of the Geological Society, 164*(4), 709–730.

Castro, A.. (2004). *The Granitic Systems*. Madrid: Editorial Complutense.

Villaseca, C., Barbero, L., & Rogers, G.. (1998). Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain. *Petrology, 39*(12), 2275–2300.

Villaseca, C.. (2003). Geología y petrología de los granitoides del Sistema Central Español. *Estudios Geológicos, 59*, 7–36.

Barbero, L., & Villaseca, C.. (2000). Eclogite facies relics in metapelites from the Spanish Central System. *Lithos, 52*, 215–231.

Azor, A., Martínez Catalán, J. R., & Simancas, J. F.. (2014). The Iberian Massif: A general review. *Episodes, 37*(4), 283–298.

Martínez Catalán, J. R.. (2011). The Central Iberian Zone. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 103–129). Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., & Conde, L.. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Pereira, M. F., Chichorro, M., & Silva, J. B.. (2012). Early Palaeozoic evolution of the Central Iberian Zone. *Gondwana Research, 22*, 823–836.

Sociedad Geológica de España. (2022). *Patrimonio Geológico Español*. Madrid: Sociedad Geológica de España.

Bibliografía específica y documentación de campo

Apuntes de campo de la asignatura de Petrología Metamórfica. Universidad Complutense de Madrid. Curso académico 2025–2026.

Cuaderno de campo elaborado durante la campaña geológica realizada en el sector de Prádena del Rincón–Berzosa (Sistema Central Español), curso 2025–2026.

Datos estructurales obtenidos durante el trabajo de campo: medidas de foliación, observaciones de deformación, relaciones de corte y cartografía geológica de detalle.

Mapa geológico original elaborado durante la campaña de campo de Cartografía Geológica II. Universidad Complutense de Madrid. Curso 2025–2026.

Corte geológico interpretativo realizado a partir de la cartografía de campo y de las observaciones estructurales obtenidas durante la campaña geológica.

Observaciones petrográficas macroscópicas realizadas sobre afloramientos de micaesquistos, paragneises, leucogneises, rocas calcosiliciclásticas, migmatitas y pegmatitas del área de estudio.

Material docente proporcionado por el profesorado de Petrología Metamórfica y Cartografía Geológica II de la Universidad Complutense de Madrid durante el desarrollo de las prácticas de campo y laboratorio.

Interpretación tectono-metamórfica basada en la integración de datos cartográficos, estructurales y petrológicos obtenidos durante la campaña de campo de Prádena del Rincón.