

Contribución geológica de las obras de construcción del acondicionamiento del Puerto de Querol. N-232.

Tramo: Bco. de la Bota-Masía la Torreta
(provincia de Castellón, España)



Geologic contribution of construction. N-232.
Road of Querol pass section: Bco. de la Bota-Masía la Torreta (Castellón province, Spain)

Luis Fernández Pérez
Geólogo

Vicente Ferrer Pérez
ICCYP Director de Obra

Jose María Jaén García
ITOP

Demarcación de Carreteras del Estado en la Comunidad Valenciana

El principal objetivo de este estudio es dar a conocer la nueva información geológica obtenida durante la realización de la Obra de Construcción “Acondicionamiento del Puerto de Querol. N-232. Tramo: Barranco de la Bota- Masía de la Torreta” situada en la provincia de Castellón (España)” y ejecutada entre 2017 y 2022.

La construcción de una carretera ofrece la oportunidad de tener un mejor conocimiento de la geología debido a que durante los trabajos de desbroce, excavación de desmontes, túneles y cimentación de las estructuras, se exhuman y se tiene la posibilidad de observar directamente los materiales y estructuras geológicas existentes en el subsuelo que permanecían ocultas por la vegetación y/o recubrimientos cuaternarios.

En este caso, se ha mejorado el conocimiento de la litoestratigrafía y características sedimentológicas y paleontológicas de los materiales en el tránsito Jurásico-Cretácico, donde se han diferenciado hasta 11 unidades

en lugar de las 4 unidades anteriores que se mencionaban para esta zona.

Por otro lado, también se han obtenido nuevos datos de la estructura geológica de los materiales incluyendo la orientación de un centenar de fallas de diversos tipos: sinsedimentarias y postsedimentarias, fallas lítricas con pliegues asociados tipo rollover y zonas de falla con desgarre sinistral, con formación de estructuras en flor negativas, así como datos de microestructuras tectónicas (juntas, estilolitos y estrías de falla).

A la vista de la aportación geológica obtenida durante las obras de construcción, se propone la inclusión de un Anejo de Geología dentro del Informe de Finalización de Obras de la Certificación Final en aquellas obras de especial interés, en el que de forma resumida se actualice la Planta Geológica, el Perfil Geológico Longitudinal del tramo construido y se incluya un resumen de la contribución al conocimiento geológico de la zona.

This study's main objective is to present the new geological information obtained during the construction of "N-232 road of Querol Pass Section. Bco. de la Bota- Masía la Torreta" located in Castellón Province (Spain)" which was executed between 2017 and 2022.

Road construction provides the opportunity to get a better insight into the area's geology. During clearing of lands, slopes and tunnel excavations and the laying of structural foundations, materials and geological structures existing in the subsoil which were previously hidden by vegetation and/or quaternary coverings, are exhumed and become exposed for viewing.

In this case, a better knowledge of the lithostratigraphy and sedimentological and paleontological data of the materials in the Jurassic-Cretaceous transit were obtained, differentiating 11 units instead of 5 previous units mentioned for this zone.

Additionally, new data about the geologic structure of the materials was obtained including the orientation of nearly a hundred faults of different types: synsedimentary and postsedimentary faults, listric faults with associated rollover folds and fault zones acting as sinistral strike-slip fault forming negative flower structures, as well as tectonic microstructural data (joints, stylolites and slickenlines).

Considering the geologic contribution obtained during road construction, we propose the usefulness of the general inclusion of a Geology Annex in the Final Construction Report of Final Certification. This would contain a summarized update of the Geological Maps and Cross-Sections of built road section and a summary of the contributions obtained towards the geologic knowledge of the area.

1. Introducción

Se trata de un tramo de carretera convencional que salva un desnivel máximo de 239,3 m y tiene una longitud total de 7,71 Km de los que 2,44 Km corresponden a desmontes, 2,89 Km a rellenos, 1,62 Km a viaductos, con un túnel de 192 m que pasa por debajo del actual Puerto de Querol (1.004 m) y un falso túnel de 50 m. La obra ha sido ejecutada por la UTE: Pavasal-Sarrión-Nortunel, con un presupuesto de 47,66 millones de euros.

La carretera N-232 cruza transversalmente la Península entre el norte de Castellón y Cantabria pasando por Zaragoza. Por otro lado, constituye la principal vía de comunicación de Morella, la localidad más importante de la comarca de Els Ports que además de su interés turístico, presenta importantes explotaciones de arcilla que se transportan en camiones a las industrias cerámicas situadas en la zona de Castellón.

Para la realización de este trabajo, se han tenido en cuenta las observaciones y reconocimientos geológicos efectuados principalmente durante la excavación de los desmontes y perforación del túnel del Puerto de Querol, así como de las excavacio-



Figura 1. Panorámica de la carretera en construcción y de la antigua N-232 desde el viaducto del Barranco de la Bota hacia la subida al Puerto de Querol (Mayo 2022)

nes realizadas para el apoyo de los rellenos, muros y viaductos. Estos reconocimientos fueron realizados por geólogos del Ministerio de Transportes, Asistencia Técnica (Typsa) y UTE: Pavasal-Sarrión-Nortunel.

También se han considerado los datos aportados por la campaña de sondeos para el estudio de cimentación de estructuras y la caracterización geomecánica del macizo rocoso ya que en el Proyecto no se pudieron realizar debido a las dificultades de acceso existentes.

2. Marco Geológico

La zona estudiada se encuentra situada en la cuenca del Maestrazgo, una de las de mayor subsidencia de la Cordillera Ibérica durante el Jurásico superior- Cretácico inferior. El rift Ibérico, con una acusada tectónica extensiva, dio lugar a un sistema de fallas directas que la dividieron en subcuencas, encontrándose en este caso dentro de la Morella tal como se indica en la Figura 1.

Estas fallas normales que en este sector de la cuenca presentan buzamiento al S debido a su carácter sinsedimentario, provocan que el espesor de los sedimentos sea mayor hacia el N de cada una de las fosas tectónicas.

Durante el Cenozoico, tuvo lugar una inversión de este sistema extensional debido al Cabalgamiento de Zócalo del Maestrazgo (CZM) que atraviesa la cuenca de E a O con vergencia N. Este cabalgamiento se propagó principalmente a través del nivel de despegue del Muschelkalk medio, transportando la parte superior de los sedimentos y de las fallas normales unos 11-13 Km hacia el NNE (Nebot y Guimerá, 2016a).

Según estos autores, la estructura contractiva resultante presenta tres sectores:

1. Sector meridional, poco deformado, constituye una extensa zona elevada con plieques de gran amplitud despegados del Muschelkalk
2. Monoclinal de Calders, de orientación E-O que se interpreta como un pliegue de flexión que se adapta a la geometría de rampa-rellano de la falla de zócalo principal, con estructuras muy amplias despegadas y por cuyo extremo oriental discurre la carretera estudiada (Figura 2).
3. Cinturón de Pliegues y Cabalgamientos de Portalrrubio-Vandellós, situada en la parte N y frontal del CZM.

3. Litoestratigrafía

Tomando como referencia la edad establecida para unas huellas de dinosaurios pterópodos (Icnitas de Vallivana) existentes en el inicio de la obra P.K. 0+100 MD (Salas et al, 2003) y la correlación establecida

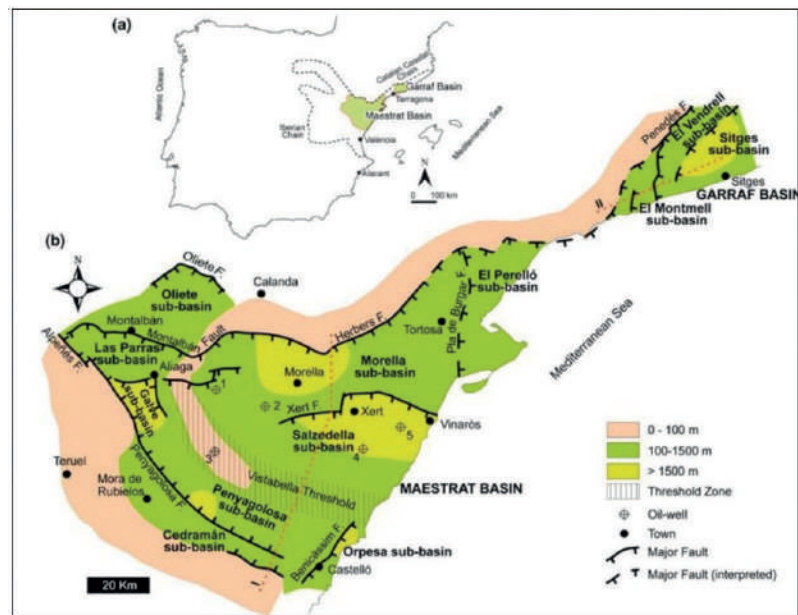


Figura 2. Subcuencas del Maestrazgo (Martín-Chivelet et, 2019)

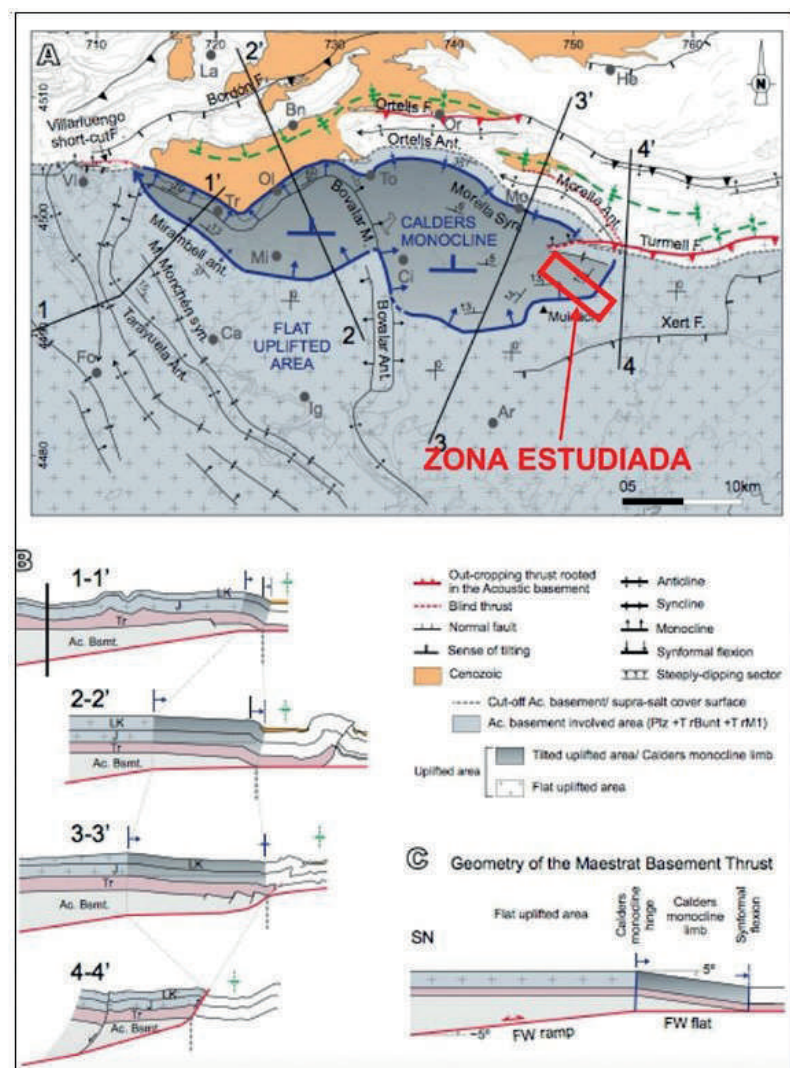


Figura 3. Geometría del Cabalgamiento de Zócalo del Maestrazgo (Nebot y Guimerá, 2016b) y situación de la zona estudiada

con las formaciones Mirambel y Artoles en el tramo final de la misma, se han diferenciado y cartografiado 11 unidades litoestratigráficas para el tránsito: Jurásico superior-Cretácico inferior, con un espesor total de sedimentos de unos 350 m.

Por otro lado, dentro de los depósitos que recubren el sustrato cenozoico, se han diferenciado depósitos tipo glacis de edad Pliocuaternalio y antiguas de terrazas del río Bergantes de los depósitos aluviales más recientes correspondientes a la red de drenaje actual.

En la Figura 4 se resume la columna geológica y estratigrafía, así como la descripción litológica y características sedimentarias de las distintas unidades diferenciadas, así como su correlación probable con otras unidades y formaciones geológicas documentadas.

Se han diferenciado dos unidades de edad Jurásico superior de origen marino que podrían corresponder a la Fm. Talaies y a la Fm. Pleta y que han sufrido dolomitización más o menos acusada dando lugar a dolomías cristalinas estratificadas, de color blanco-rojizo (J1) y calizas tipo mudstone con dascycladaceas e intercalaciones de dolomías cristalinas y mudstone (J2).

Sobre estas unidades se dispone, de forma discordante, la unidad C1 con marcada estratificación, constituida generalmente por calizas mudstone con laminación paralela e intercalaciones de margas y lutitas de color verde y rojizo, así como calizas rudstone intraclástica, con caparazones de ostrácodos y ogonios de carofitas (Figura 5) de origen palustre-lacustre, que podría corresponder a la Fm. Ladruñán o En Carro y tienen un espesor total de unos 70 m.

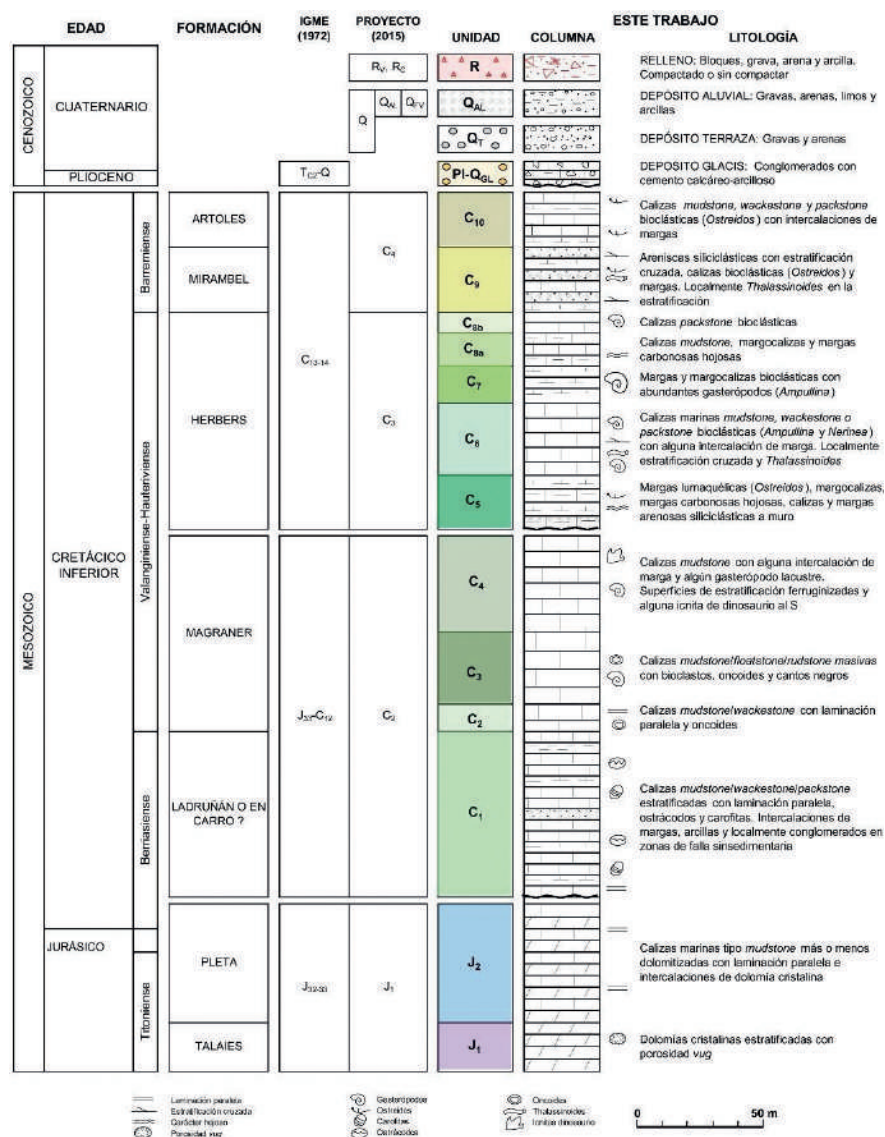


Figura 4. Litoestratigrafía de las unidades geológicas diferenciadas y posible correlación con otras unidades y formaciones geológicas

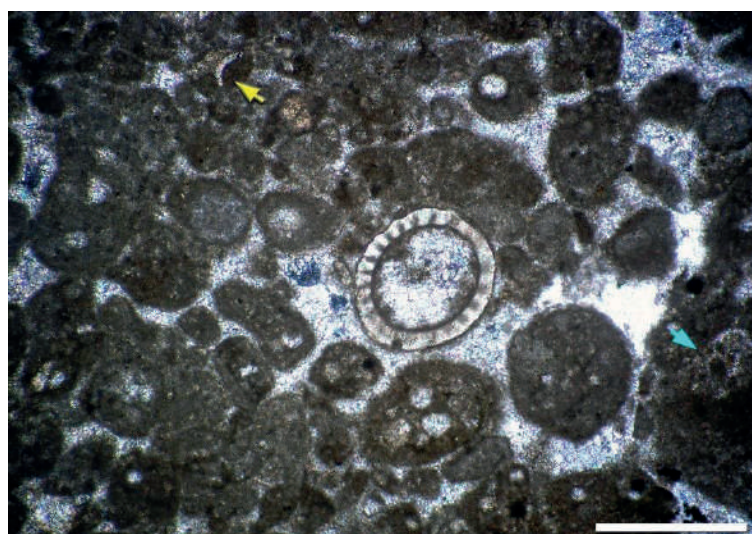


Figura 5. Microfotografía (lámina delgada) de caliza rudstone intraclástica (C1) con sección longitudinal de ogonio y tallo de carofita (flecha azul) y caparazón de ostrácodo (flecha amarilla). Tomado de Company (2021)

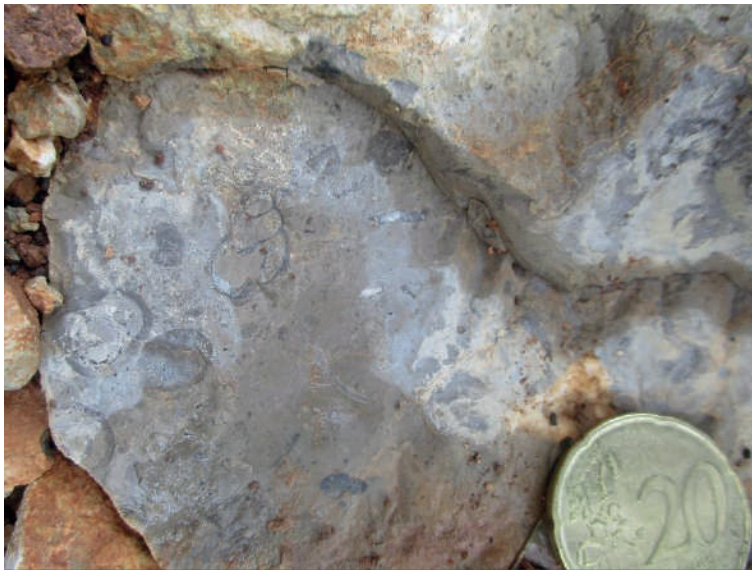


Figura 6. Caliza mudstone masiva con bioclasto de gasterópodo lacustre (C3)



Figura 7. Nivel de caliza bioclástica con gasterópodos y Nerinea (C6)

Sobre estos materiales, y de forma concordante, se apoya la unidad C2 con un espesor de 15-20 m y constituida por calizas blanquecinas con oncoides y laminación paralela, sobre la que se encuentra la unidad C3 formada por calizas mudstone/floatstone de color marrón oscuro masivas, con oncoides, cantos negros y bioclastos (Figura 6), con un espesor de unos 30 m que originan resalte morfológico en el relieve.

Sobre ellas, se disponen calizas mudstone estratificadas de la unidad C4, con alguna intercalación de

margas, gasterópodos lacustres y superficies de estratificación ferruginizadas, que parece corresponder con la Fm. Magraner. En la zona de inicio de la obra (P.K. 0+100 MD), en estas calizas, se encuentra el yacimiento de icnitas de Vallivana, no volviendo a afectar al trazado hasta el P.K. 3+740, poco antes de la Boca S del Túnel de Querol.

Sobre estas calizas lacustres, se disponen, de forma discordante, margocalizas lumaquélicas de color gris con ostreidos, calizas mudstone beige-gris, margas carbonosas hojo-

sas y margas arenosas siliciclásticas a muro correspondientes a la unidad C5 que podrían corresponder al comienzo de la Fm. Herbers y presenta carácter marino. Aparecen en la zona del inicio del trazado y cerca del Túnel del Puerto de Querol, a partir del P.K. 3+845, aflorando en el desmonte que da acceso a la Boca N del Túnel.

Sobre estos materiales y de forma concordante, se dispone la unidad C6, constituida por calizas marinas bioclásticas de tipo mudstone, wackestone y grainstone/packstone, con alguna estratificación cruzada e intercalación de margas y algunos niveles con abundantes gasterópodos y Nerinea (Figura 7) y superficies de estratificación con bioturbación (Thalassinoides).

Sobre estas calizas, se dispone un tramo, principalmente margoso, con un espesor de 10-15 m y gran abundancia de gasterópodos de gran tamaño (Ampullina leviathan) correspondientes a la unidad C7. A ésta sucede un tramo con alternancia de margocalizas carbonosas y calizas mudstone correspondientes a la unidad C8a y finalmente aparecen calizas packstone bioclásticas de la unidad C8b con espesor total de 20-25 m.

A partir de P.K. 5+060, se disponen de forma concordante materiales de la unidad C9 (Fm. Mirambel) con un espesor total de 25-30 m constituida por una alternancia de areniscas siliciclásticas de color beige y gris con estratificación cruzada (Figura 8) y aureolas de alteración liesegang, calizas bioclásticas con ostreidos y margas. En las superficies de estratificación es posible encontrar huellas de bioturbación tipo Thalassinoides

Finalmente, sobre estos materiales, se dispone de forma concordante la unidad C10 (Fm. Artoles), última de las unidades mesozoicas diferen-

ciadas, que está constituida por una alternancia rítmica de calizas mudstone, wackestone y packstone de carácter bioclástico con ostreidos, margocalizas y margas de color gris.

Las restantes unidades corresponden a recubrimientos cenozoicos, siendo los más antiguos unos depósitos tipo glacis de posible edad Pliocuatrnario (PI-QGL) constituidos por conglomerados con matriz arcillo-calcárea de color rojizo que afloran en el inicio del trazado; depósitos de terraza (QT) de edad Cuaternario constituidos por gravas y arenas asociados al río Bergantes; y, por último, depósitos aluviales (QAL) en las zonas de fondo de valle correspondientes a la red de drenaje actual.

4. Tectónica

4.1.Estructura y pliegues

La disposición y estructura de los materiales a lo largo del trazado se encuentra estrechamente relacionada con la existencia del denominado Monoclinal de Calders que origina que desde aproximadamente el P.K. 1+850 los materiales tengan un buzamiento general de unos 10-15° hacia el NE y N, aunque con ligeros plegamientos tipo rollover debidos bien a la existencia de fallas lístricas o a la influencia de la zona de falla de El Turmell de carácter contractivo al final del trazado.

En la Figura 9, se expresa mediante diagramas de polos las orientaciones de la estratificación S0 en algunas unidades mesozoicas, así como el plano principal medio. Se observa una orientación predominante de la estratificación S0 hacia el NE y N excepto para las unidades C7-C8 y C9-C10 que tienen buzamientos predominantemente hacia el O y SO.

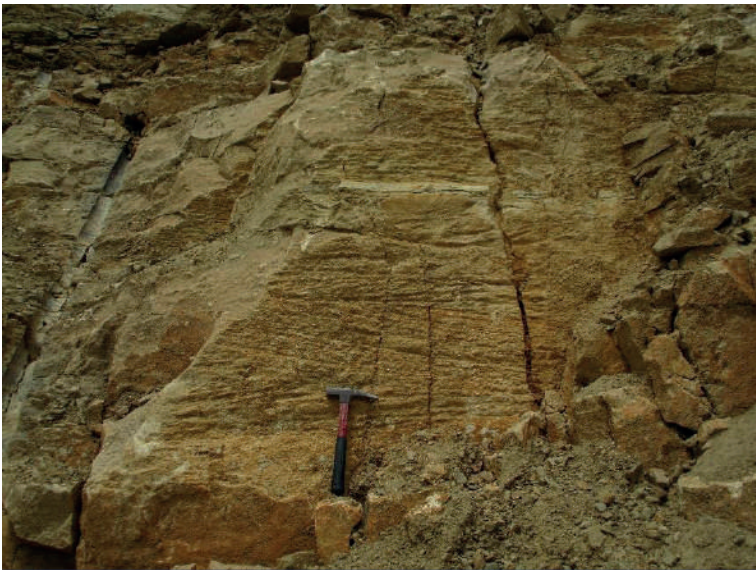


Figura 8. Areniscas siliciclásticas con estratificación cruzada (C9)

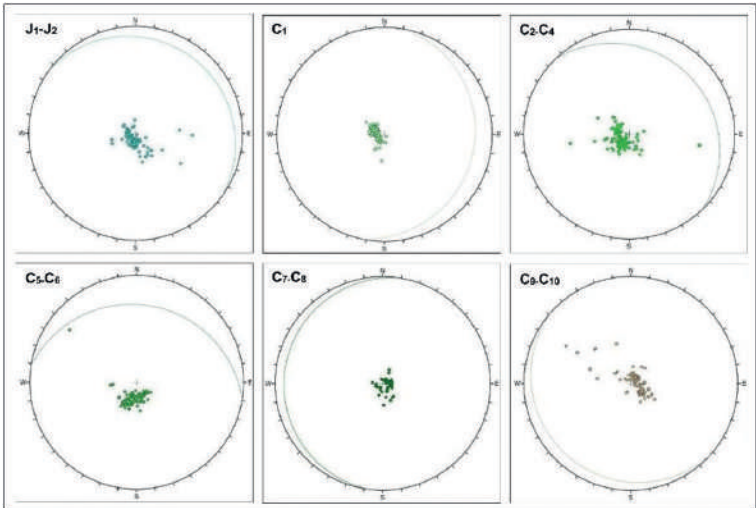


Figura 9. Diagrama densidad de polos de la estratificación S0 y orientación del plano principal medio de las unidades geológicas

Tabla 1. Orientación predominante de la estratificación S0 (Buz/Dir Buz)

Unidades	Orientación S ₀
J ₁ -J ₂	7-37°
C ₁	10-102°
C ₂ -C ₄	13-46°
C ₅ -C ₆	18-9°
C ₇ -C ₈	5-278°
C ₉ -C ₁₀	6-222°

Para las unidades existentes entre el inicio y el P.K. 1+850 (J1-J2, C1 y C2-C3) también se observa buzamientos significativos hacia el E y SE, debido a que la primera parte del trazado se encuentra al S del Monoclinal de Calders, donde existen pliegues de gran amplitud.

En la Tabla 1, se expresan las orientaciones medias de la estratificación S0 (buzamiento/dirección de buzamiento) encontradas para las distintas unidades geológicas.

Para el extremo E del Monoclinial de Calders, se observa que en lugar de tener estratificación S0 con buzamientos hacia el NO (Nebot y Guimerá, 2016), se tienen valores predominantes hacia el NE para la primera parte del trazado; y a partir del P.K. 4+600, hacia el O (C7-C8) y finalmente hacia el SO (C9-C10), posiblemente influenciados por la zona de falla de El Turmell, correspondiente a un cabalgamiento hacia el N.

Se ha observado la existencia de dos anticlinales tipo rollover asociados a los labios hundidos de fallas lísticas: aproximadamente al E del viaducto 1,1 (P.K. 1+300) y en la zona del Barranco de la Bota (Figura 10) así como algunos pliegues de arrastre en zonas de falla situadas en los P.K.: 0+600, 3+200, 6+170 y 6+590 (Figura 11).

4.2. Fallas

La tectónica, estructura y deformación de los materiales a lo largo de la zona estudiada se produce fundamentalmente por fallas que han tenido lugar, tanto durante la sedimentación del tránsito Jurásico superior/Cretácico inferior (fallas sinsedimentarias), como las que se produjeron tras el depósito de estos materiales (fallas postsedimentarias), bien durante la fase distensiva del Rift Ibérico como durante la fase de inversión tectónica del Cenozoico.

Se han inventariado un total de 94 fallas, en las que además de medir su orientación, se han realizado observaciones de las microestructuras asociadas (venas de calcita, estilolitos, estrías, etc.) y se ha estimado su salto vertical.

En la Figura 12 se expresa la roseta de los rumbos de falla que son similares a los encontrados por Antolín-Tomás et al (2007) en el Puerto de Querol.



Figura 10. Panorámica de plegamiento rollover en el Barranco de la Bota asociado al labio hundido de la Falla P.K. 1,91 (Mayo 2022)

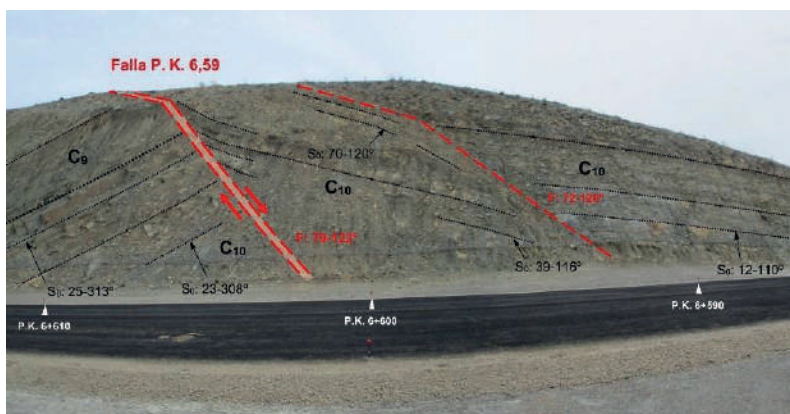


Figura 11. Pliegue de arrastre asociado a la Falla P.K. 6,59

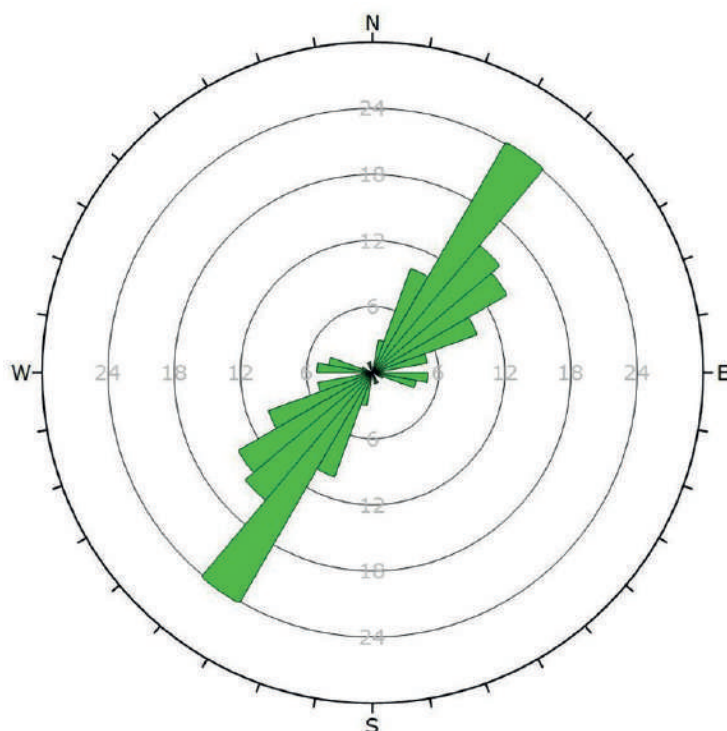


Figura 12. Roseta de los rumbos de falla a lo largo del trazado

Se observa que la mayor parte de las fallas presentan rumbos: N30-60°E y que sólo una pequeña parte de ellas (<10%) tienen rumbos: N90-100°E.

En la Figura 13, se expresa el diagrama de polos de las fallas teniendo en cuenta su salto vertical bien medido o estimado en campo.

Se observa que las fallas con orientación SO-NE generalmente son fallas normales de tipo subvertical o de alto ángulo en los que el hundimiento de los bloques se produce tanto al NO como al SE; mientras que las fallas de orientación E-O, son también fallas normales, pero con menor inclinación (buzamientos de unos 40-60°) y labios o bloques hundidos únicamente hacia el S.

Las rocas de falla más comúnmente observadas son las brechas de falla con más del 30 % de los fragmentos correspondientes a la masa de roca y harinas de falla cuando existen menos del 30 % de estos fragmentos. En general, estos materiales de falla presentan arcillas más o menos plásticas y coloración ocre- amarillenta a rojiza y espesores que van desde algunos centímetros en los casos con escaso movimiento (<1 m) a 2-3 m de anchura para las fallas con saltos verticales superiores a los 20 m.

Fallas sinsedimentarias

Teniendo en cuenta las observaciones realizadas en campo y el contexto geológico de la cuenca del Maestrazgo, las fallas ESE-ONO con buzamiento al SSO serían fallas sinsedimentarias que funcionarían durante la sedimentación mesozoica en la subcuenca de Morella.

Ejemplos de este tipo de fallas serían la Falla P.K. 1,41 que afecta al extremo SE del Falso Túnel P.K. 1+500 (Figura 14) que desplaza a

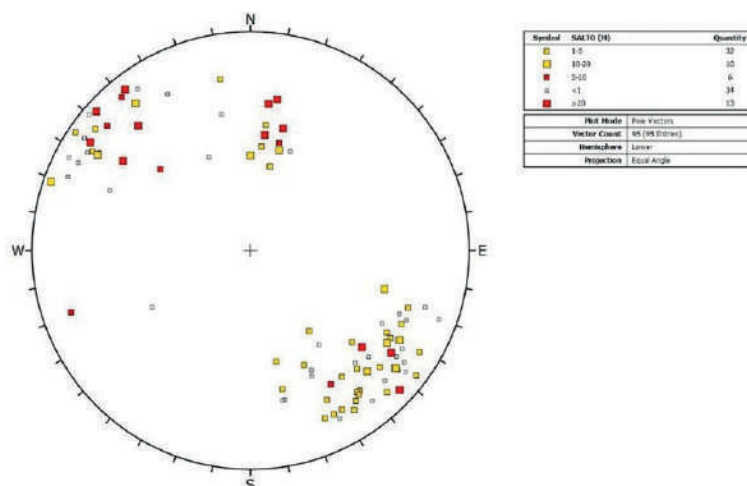


Figura 13. Diagrama de polos de las fallas según salto vertical



Figura 14. Panorámica de la Falla P.K. 1,41 situada al SE del Falso Túnel y del rollover existente al inicio del trazado (Mayo 2022)

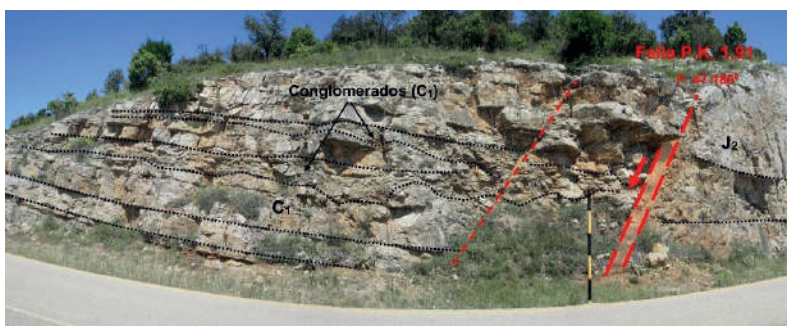


Figura 15. Detalle de la Falla P.K. 1,96 en un talud de la antigua carretera N-232 que afecta a las unidades C1 y J2

las unidades C1, C2 y C3; así como la Falla P.K. 1,96 que puede observarse en un talud de la antigua N-232 y que afecta a las unidades C1 y J2, con un salto vertical de unos 15 m (Figura 15).

Aunque no se ha observado directamente, se ha interpretado la posible existencia de una gran falla de este tipo en las inmediaciones del P.K. 2+940 que afectaría también a la zona de la Serra d'en Pi.

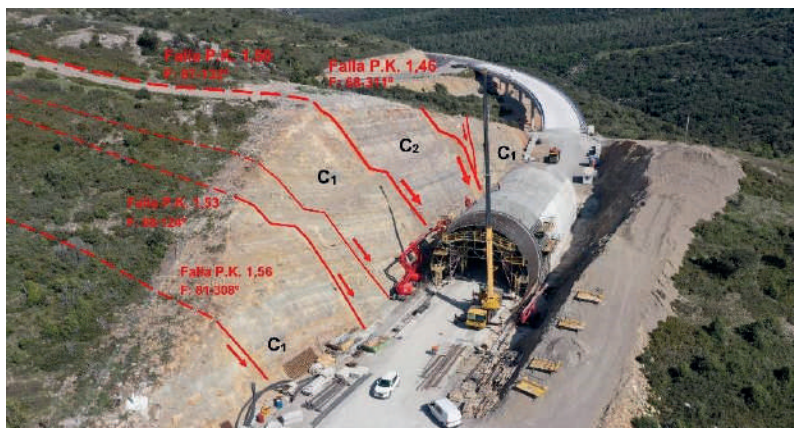


Figura 16. Panorámica de la ZF P.K. 1,41-1,50 (Falso Túnel) con las fallas que afectan a los materiales de las unidades C1 y C2 y la posible formación de una estructura en flor negativa (Mayo 2022)

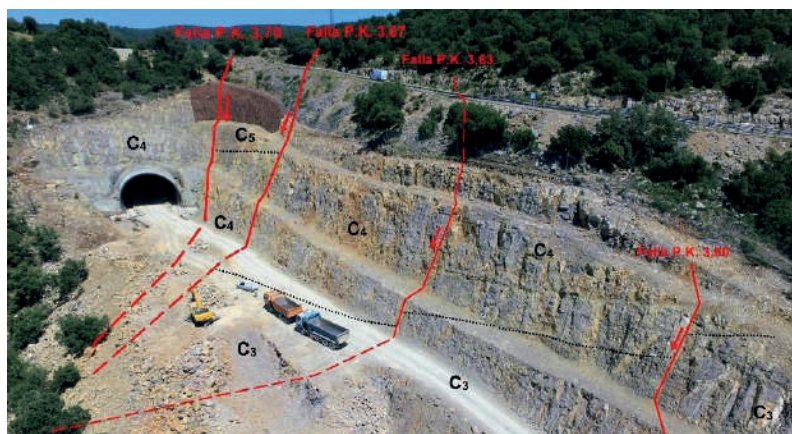


Figura 17. Panorámica de la ZF P.K. 3,56-3,70 (Boca Sur) con las fallas que afectan a las unidades: C3, C4 y C5 (Mayo 2020)

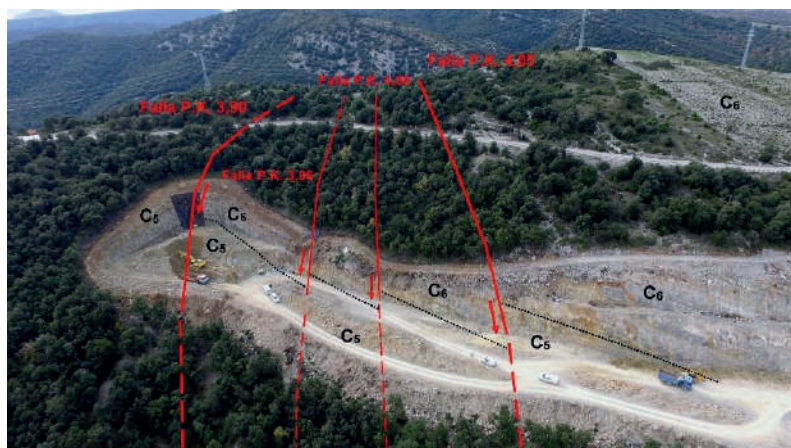


Figura 18. Panorámica de la ZF P.K. 3,90-4,05 (Boca Norte) con las fallas que afectan a las unidades: C5 y C6 (Noviembre 2018)

Fallas postsedimentarias

Las fallas postsedimentarias constituyen la mayor parte de las fallas inventariadas, caracterizándose por presentar generalmente orientación NE-SO y buzamientos subverticales o de alto ángulo

con bloques hundidos tanto al NO como al SE.

Se observa la existencia de dos tipos de falla: unas de carácter más o menos aislado y otras que forman zonas de falla que agrupan varias fallas formando un cortejo con roca

encajante más o menos tectonizada.

Dentro de las fallas individuales aisladas, se ha observado la existencia de fallas lítricas que han dado lugar a pliegues tipo rollover en el labio hundido con alguna falla de tipo antitético asociada. Este sería el caso de la Falla P.K. 1,91 del Barranco de la Bota (Figura 10) y de la Falla P.K. 1,41 (Figura 14).

Los movimientos y desplazamientos de estas fallas parecen ser importantes, con saltos verticales superiores a 20 m y espesores de roca de falla de 2-3 m.

Las restantes fallas, generalmente de carácter aislado, son fallas normales que presentan buzamientos subverticales o de alto ángulo, con un comportamiento frágil y no siguen asociaciones o pautas definidas, bien dando lugar a escalonamiento en un sentido o movimientos alternativos, con separaciones variables comprendidas entre los 10 y los 200 m.

Zonas de falla

En estos casos se observa la existencia de al menos dos fallas principales próximas y varias fallas secundarias que producen un hundimiento más menos pronunciado de la zona intermedia, interpretándose como “estructuras en flor negativas” a consecuencia de movimientos oblicuos, desgarre o cizalla que provocan transtensión entre las fallas principales.

Dentro de estas Zonas de Falla (ZF) se encuentran las que afectan a la zona del Falso Túnel: ZF P.K.1,41-P.K. 1,50 (Figura 16) y las que afectan tanto a la Boca S y N del Túnel de Querol: ZF P.K. 3,56-P.K. 3,70 (Figura 17) y ZF P.K. 3,90-P.K. 4,05 (Figura 18).

4.3. Microestructuras tectónicas

Estrías de falla

Únicamente se han observado estrías en las fallas: P.K. 1,46, P.K. 4,00 y P.K. 6,58 (R') al ser los únicos casos en que, en algún punto, sus movimientos generaron "espejos de falla" con superficies pulidas.

En la Tabla 2, se expresan las orientaciones de las estrías y en la Figura 19 su representación en proyección estereográfica. Se observa que las Fallas P.K. 1,46 y P.K. 6,58 (R') son de tipo normal, mientras que la Falla P.K. 4,00 es una falla oblicua o de desgarre de tipo sinistral dentro de la ZF P.K. 3,90-P.K. 4,05.

Juntas, venas de calcita y estilolitos

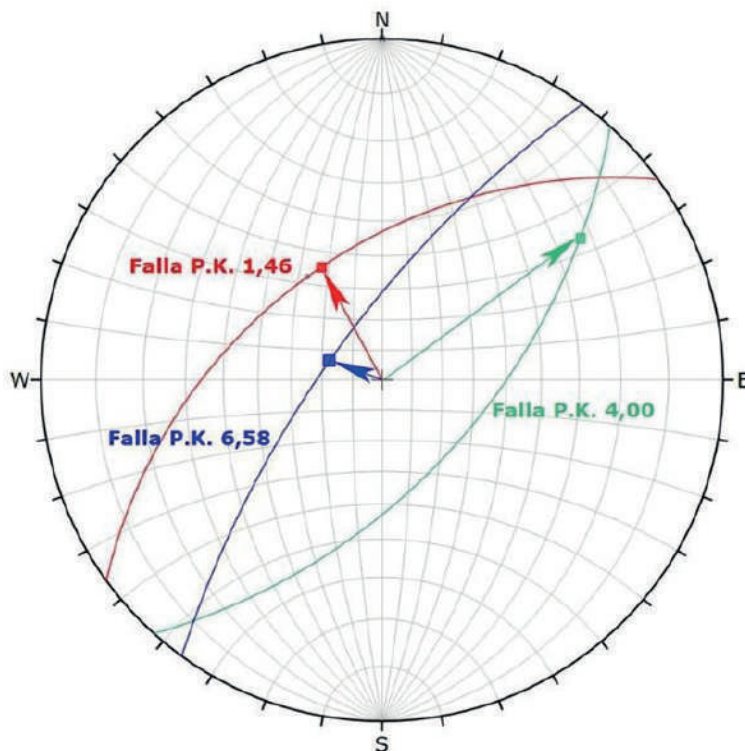
A partir de los estudios de discontinuidades realizados para determinar la estabilidad y posibles sostenimientos de los taludes de desmontes, así como en los reconocimientos de las cimentaciones de los apoyos de estructuras, se han medido orientaciones de juntas, venas de calcita y superficies estilolíticas.

Las juntas abiertas presentan orientaciones similares a las fallas, con dos familias predominantes de orientación: SO-NE y NO-SE, mientras que en el caso de las venas de calcita, la familia predominante es la SO-NE.

En cuanto a las superficies estilolíticas, se observa que son predominantemente subparalelas a la estratificación y corresponden a la tectónica distensiva del rift mesozoico. No obstante, en algunas zonas se ha observado la existencia de picos estilolíticos subhorizontales, asociados posiblemente a la etapa de inversión tectónica del Cabalgamiento de Zócalo Cenozoico (CZC).

Tabla 2. Orientaciones de las estrías de falla (Inmersión/Dirección inmersión)

Falla	Inmersión	Dirección inmersión
P.K. 1,45	48	331°
P.K. 4,00	25°	52°
P.K. 6,58	71°	288



Figuras 19. Representación estereográfica de las estrías de falla



Figura 20. Panorámica de la Falla P.K. 6,59 con pliegue de arrastre y anticlinal debido a una posible reactivación tectónica durante el Cenozoico (Junio 2022)

Tal es el caso de la zona afectada por la Falla P.K. 6,59, en la que además de observarse un pliegue de arrastre de una falla normal (Figura 11), a mayor escala, se observa también la existencia de un posible plie-

gue anticlinal abierto, con charnela aguda, limitado por fallas, originado por una posible reactivación tectónica de la falla durante el Cenozoico (Figura 20).

Las microestructuras tectónicas medidas tanto en la zona de falla como en las inmediaciones, ha puesto de manifiesto la existencia de fracturas de tipo Antiriedel (R'); dos familias de juntas, una de las cuales con venas de calcita y picos estilolíticos subhorizontales que indican la posible reactivación una antigua falla normal bien como falla inversa o como desgarre transpresivo (Figura 21).

5. Conclusiones y propuesta final

Este trabajo quiere contribuir a mejorar el conocimiento geológico a partir de las observaciones realizadas durante la construcción de la carretera. Por otro lado, sin pretender realizar un modelo geotectónico general para la cuenca del Maestrazgo, quiere aportar algunos datos que permitan profundizar la interpretación tectónica de la zona.

Los materiales afectados por el trazado de la carretera corresponden fundamentalmente al tránsito Jurásico-Cretácico, diferenciándose 11 unidades litoestratigráficas con edades comprendidas entre el Titiense y el Barremiense, permitiendo conocer mejor la estructura y disposición de los materiales mesozoicos.

La medida sistemática de la estratificación y otras discontinuidades durante la excavación de desmontes y del túnel, ha permitido detectar y observar estructuras y fallas bajo la superficie del terreno y conocer su geometría y características. A partir de ello, se ha encontrado la existencia tanto de fallas sinsedimentarias de orientación ESE-ONO como postsedimentarias con orientación general NE-SO, así como la existencia de fallas lítricas con formación de pliegues rollover (Figura 22A) y posibles estructuras en flor negati-

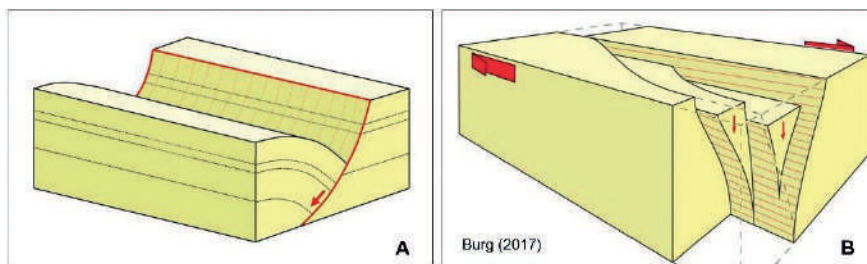


Figura 22. Ejemplos de falla lítrica y pliegue rollover (A) y fallas en flor negativas (B)

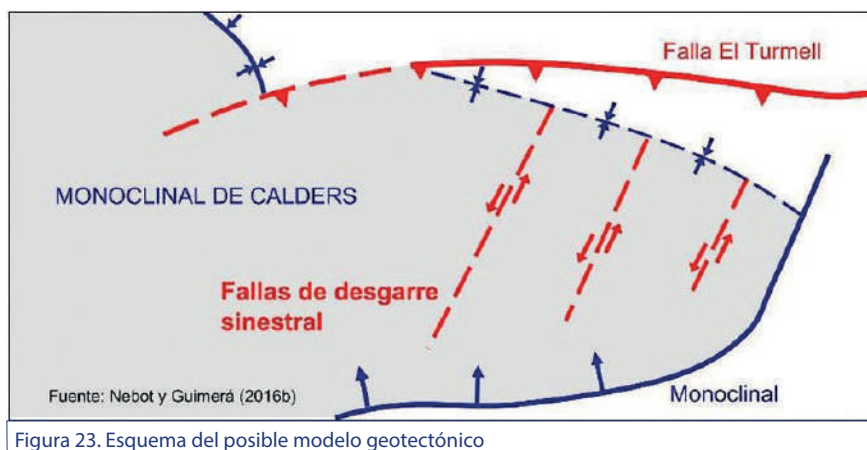


Figura 23. Esquema del posible modelo geotectónico

vas asociadas a zonas de falla de desgarre (Figura 22B).

Las fallas sinsedimentarias de orientación ESE-ONO son compatibles con la extensión NNE-SSO del dominio ibérico durante el Cretácico inferior (Antolín- Tomás et al, 2007), mientras que las de orientación NE-SO, podrían ser debidas a una extensión NO-SE, asociadas a una apertura del margen occidental del mar de Tetis (García-Lasanta et al, 2015).

Teniendo en cuenta las medidas y observaciones geológicas realizadas, la disposición y estructura geológica general muestra buzamientos generales de 5- 15° hacia el NE, diferentes a los que presenta el Monoclin de Calders más al oeste a consecuencia del Cabalgamiento de Zócalo del Maestrazgo (Nebot y Guimerá, 2016).

Esta diferencia es posible interpretarla por la existencia de fallas mesozoicas de orientación NE-SO que durante el cabalgamiento cenozoico (CZM) se reactivaron y ac-

tuaron principalmente como fallas de desgarre o cizalla de tipo sinistral, dando lugar a estructuras en flor negativas y provocando buzamientos de los sedimentos hacia el NE en lugar de hacia el N (Figura 23).

Este funcionamiento como fallas de desgarre sinistral de las zonas de falla: ZF

P.K. 1,41-1,59 y las situadas en las inmediaciones del Túnel del Puerto de Querol (ZF P.K. 3,56-P.K. 3,70 y ZF P.K. 3,90-P.K. 4,05), ha sido constatado tanto por la cartografía geológica realizada como por las microestructuras tectónicas observadas.

Además de existir esfuerzos transtensivos en dichas fallas de desgarre, se han observado zonas con esfuerzos tectónicos compresivos tanto por la existencia de venas paralelas a S0, como por la presencia de superficies estilolíticas y venas subverticales, tal como ocurre en la Falla P.K. 6,59 que correspondería a una antigua falla normal que, al reactivarse durante la inversión

tectónica Cenozoica, originó un pliegue anticlinal.

A la vista de la aportación geológica obtenida durante las obras de construcción de esta carretera, se propone la inclusión de un Anejo de Geología dentro del Informe de Finalización de Obras de la Certificación Final en aquellas obras de especial interés geológico, en el que de forma resumida se actualice la Planta Geológica y el Perfil Geológico Longitudinal del tramo construido, y se incluya un resumen de la contribución al conocimiento geológico de la zona.

A modo de ejemplo, en las Figura 24 y 25 se expresan la nueva cartografía geológica y el perfil geológico longitudinal de dos tramos del trazado de la nueva carretera construida.

Bibliografía

Antolín-Tomás, B., Liesa, C.L., Casas, A.M. and Gil, I. (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo Basin (Eastern Iberian Chain, Spain).

Burg, J.P. (2017). Structural Geology and Tectonics.

Company, J. (2021). Estudio y caracterización petrológica de muestras procedentes de sondeos. Viaducto del Barranco de la Bota (Morella, Castellón).

García-Lasanta, C., Román, T., Oliva, B. and Casas, A.M. (2015). Tethyan versus Iberian extension during the Cretaceous period in the eastern Iberian Peninsula: insights from magnetic fabric.

IGME (1971). Mapa Geológico de España: Hoja de Morella (545).

Martín-Chivelet, J. et al (2019). The Late Jurassic-Early Cretaceous Rifting.

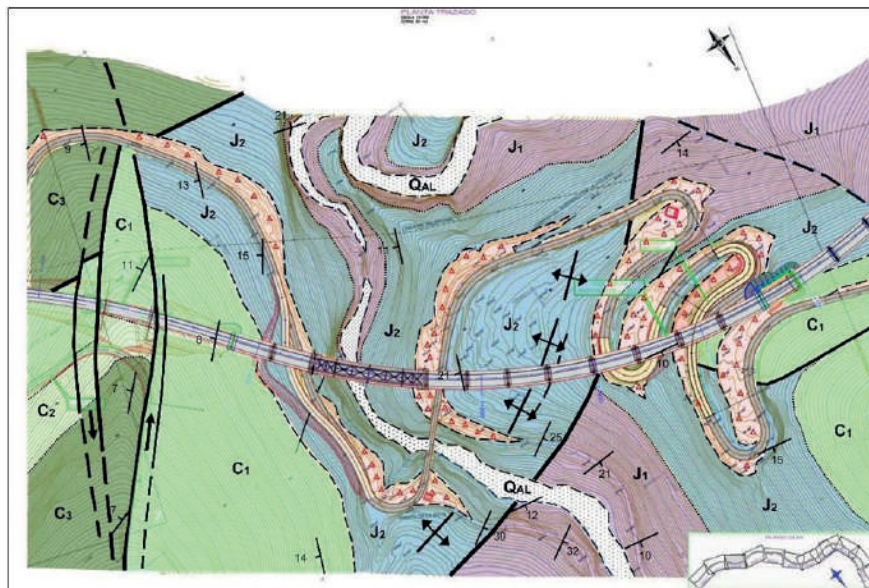


Figura 24. Planta geológica del tramo P.K. 1+400 a 2+180

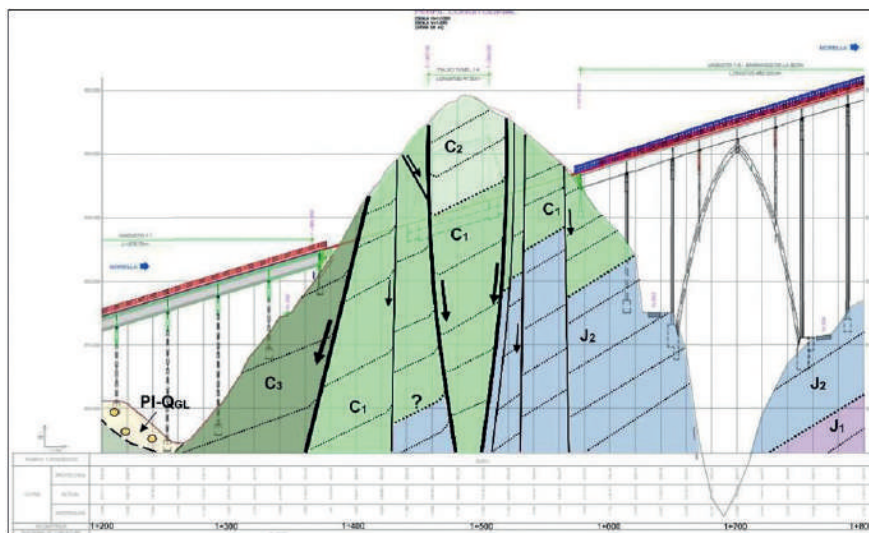


Figura 25. Perfil geológico longitudinal del tramo P.K. 1+200 a 1+800

Ministerio de Fomento (2015). Proyecto de Construcción: Acondicionamiento del Puerto de Querol. PP.KK. 46+300 al 54+900. Tramo: Barranco de la Bota-Masía de la Torreta. Provincia de Castellón. Anejo 2: Geología y Procedencia de Materiales.

Nebot, M. y Guimerá, J. (2016a). Inversión Cenozoica de la Cuenca mesozoica del Maestrat: evolución cinemática del cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado en su margen norte (Cadena Ibérica oriental).

Nebot, M. and Guimerá, J. (2016b). Structure of an inverted basin from subsurface and field data: the late Jurassic-Early Cretaceous Maestrat Basin (Iberian Chain)

Salas, R. et al (2003). XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Morella. Guía de la excursión. ♦