

SALTO DEL OSO



Macizo de El Moro, con El Pando en primer término.

I TEXTO.....	1
1. LA LEYENDA	2
2. UN SITIO SINGULAR.....	2
3. UNA VENTANA EN EL TIEMPO	3
4. A CUCHUS	6
5. ACALDANDO.....	14
6. AUJE Y CAIDA.....	18
7. COMO UN PINGO	20
8. UN TERRITORIO FRAGMENTADO.....	28
9. PEÑAS ARRIBA.....	36
10. PEÑAS ABAJO	40
11. ARGAYOS Y DESTORRENGADAS.....	48
12. EL ASÓN VA PARA RIBA	49
13. ATERECIDOS.....	52
14. A PRAU.....	54
15. LA CULLALVERA.....	58
16. CUEVAMUR.....	67
17. LA MIRADA DE LA DAMA ROJA	69
18. UNA HISTORIA ALTERNATIVA.....	72
19. BIBLIOGRAFÍA.....	72
II APÉNDICES	78
APENDICE 1. HISTORIA DE UNA CORDILLERA	79
APÉNDICE 2. LAS TERRAZAS	85
APENDICE 3. LAS RASAS CANTÁBRICAS	86
APÉNDICE 4. LAS CUMBRES	88
APENDICE 5 LAS SUPERFICIES DE EROSION ENTRE UDALLA Y AMPUERO.....	95
APÉNDICE 6. LA MINERÍA DEL MORO.....	96
APÉNDICE 7. CARTOGRAFÍAS GEOLÓGICAS SIGECO A ESCALA 1:50.000 (IGME) Y DEL IGME A ESCALA 1:25.000 DE LA ZONA. EQUIVALENCIA DE LAS UNIDADES SIGECO Y DE LA HOJA GEOLÓGICA A ESCALA 1:25.000 "CONCHA".....	98
APENDICE 8. CROQUIS GEOLÓGICO DE LA PEÑA DE ROZAS.....	100
APENDICE 9.CROQUIS GEOLÓGICO DE PEÑA BUSTA.....	101
APÉNDICE 10. CROQUIS GEOLÓGICO DEL MACIZO DEL MORO.....	102
APÉNDICE 11. CROQUIS DE LA SITUACIÓN DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN Y TERRAZAS EN EL MACIZO DEL MORO.....	103
APÉNDICE 12. PERFILES TRANSVERSALES A LO LARGO DEL VALLE DE ASÓN.....	104

APÉNDICE 13. LISTADO DEL REGISTRO DE TERREMOTOS DEL IGN.	106
APÉNDICE 14. EL CUATERNARIO.....	110
APENDICE 15. SISTEMAS DE TERRAZAS EN EL ENTORNO DE RAMALES.....	115
APENDICE 16. RECONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE ORIGINAL GENERAL AL FINAL DE LA OROGENIA ALPINA (MIOCENO INFERIOR) Y EVOLUCIÓN DEL NIVEL 1450.....	117
APÉNDICE 17. LOS EPISODIOS DRYAS	118



I **TEXTO**

1. LA LEYENDA

Una leyenda dice que un oso saltó un puente roto durante una riada. Del puente sólo quedan unos pocos restos de sus estribos y de la pila central, usada habitualmente por la chavalería como trampolín a unas profundas pozas excavadas en la caliza cretácica de San Vicente, también denominada caliza urgoniana.



Salto del Oso.

El Río Calera observa 100 más alto.

2. UN SITIO SINGULAR

El barrio construido en sus alrededores toma el nombre de este acontecimiento. Dista 1 kilómetro del casco urbano de Ramales y se encuentra a una altitud de 100 metros. En el año 2011, según la *Wikipedia*, tenía una población empadronada de 110 habitantes.

A pesar de su escasa población y su inmediata cercanía a Ramales, se le suele considerar una localidad. O al menos así figura en numerosos mapas.

Estos dos hechos dan una pista que se trata de un sitio peculiar. De hecho, una buena parte de los lugares identitarios de los locales ramaliegos se ubican en su entorno: Covalanas, Cuevamar, el Cáliz, el Camino del Haza, el Cañón del Calera, la Pared del Eco, El Pando, Bolay, entre otros, como podría ser incluso la Cueva de Cullalvera o las minas del Moro. Y sobre todos ellos, el principal responsable de la temprana oscuridad de invierno, el Pico San Vicente.

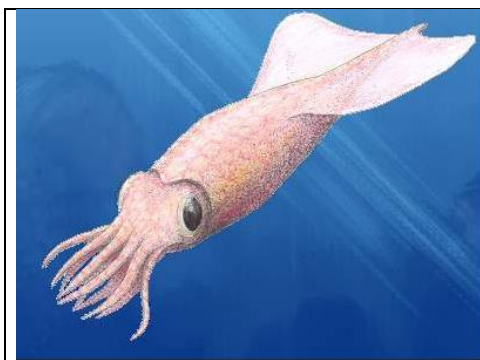


Panorámica del emplazamiento de Rames de la Victoria y de la confluencia de los valles del Calera y Gándara.

3. UNA VENTANA EN EL TIEMPO

La configuración de la geología de la zona es un tanto especial. Dos fallas orientadas este Oeste (la de Rames-Arredondo al norte y que se prolonga hacia el este hasta Cabuérniga, y la del Hornijo al sur), junto a la estructura anticlinal (Anticlinal de Rames, también orientado este-oeste) y la excavación de los valles Calera y Gándara, provocan la formación de una especie de ojal en la confluencia de estos dos ríos donde afloran materiales geológicos más antiguos, de hace hasta unos 200 millones de años que los circundantes, del orden de 125 a 100 millones de años.

Estos materiales más antiguos son de edad Jurásico Inferior, y se trata de calizas de grano fino de color oscuro con intercalaciones de estratos de margas, y alternancias de margocalizas y margas fosilíferas. Son abundantes los restos de belemnites (cefalópodos similares a los calamares y sepias actuales y dotados de una concha interna en forma de puro y color oscuro que es su resto fósil más frecuente), conchas de pectínidos (gasterópodos bivalvos) y ammonites (también cefalópodos, pero dotados de una concha exterior enrollada).



Belemnites



Ammonites

Estos estratos pueden observarse a lo largo del camino que desde Bolay, permite acceder al barrio de San Vicente atravesando la zona de El Cuadro.

Corresponden a un mundo muy distinto al actual. Son testigo del desmembramiento de Pangea, un supercontinente formado en el Triásico que reunía todos los continentes actuales.

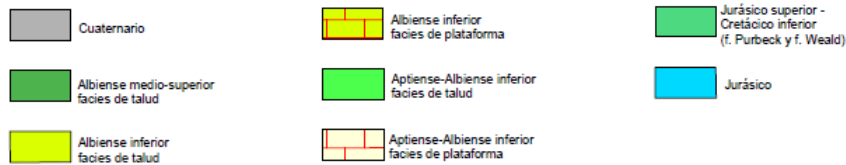
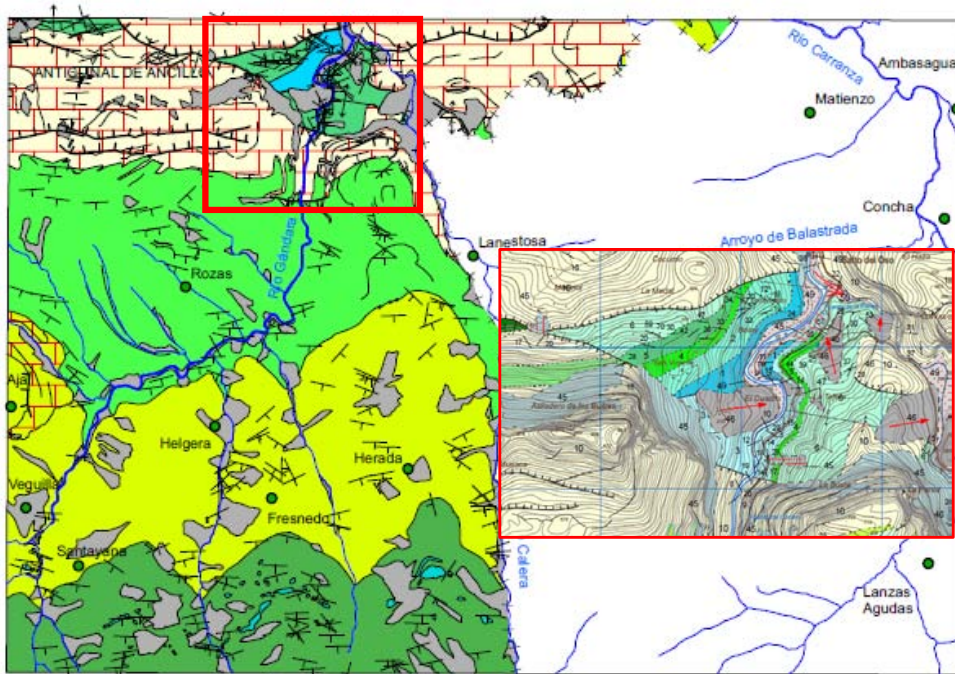
El océano dominante en el entorno de la Península Ibérica, situada entonces en una latitud cercana al Trópico, se ha bautizado como Thetis, y se extendía desde lo que actualmente vendría a ser el Océano Índico, y ocuparía toda la cuenca mediterránea. El Océano Atlántico se estaba abriendo de sur a norte.

Lo que en el futuro será en Europa la Península, Francia y Gran Bretaña formaba una especie de archipiélago que poco a poco se iba separando por un lado, de la Península de Labrador y Terranova en Canadá, y por otro, de la costa norteafricana.

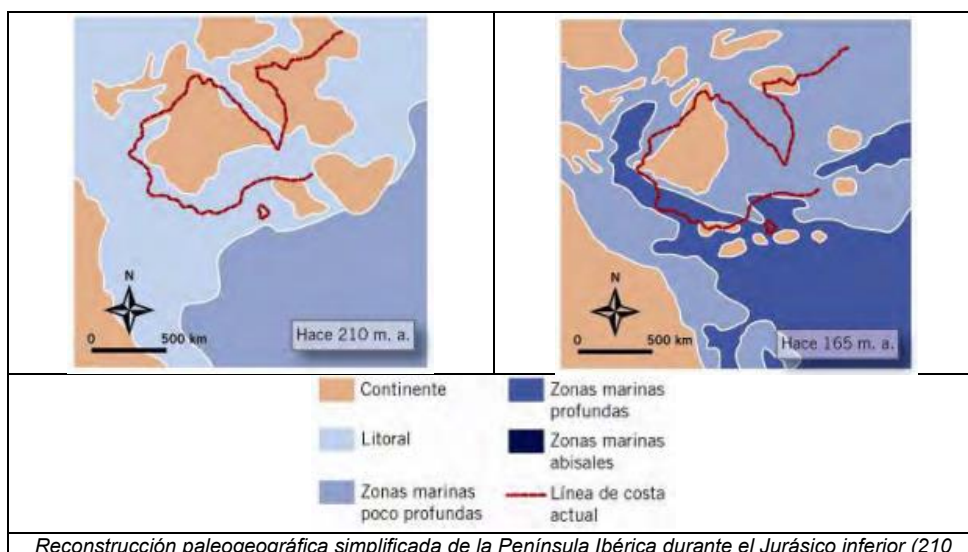
Se tratan de sedimentos marinos prácticamente litorales que evoluciona a lo largo del tiempo hacia una zona de plataforma marina abierta y poco profunda.

Por encima de estos materiales se reconocen materiales formados por una sucesión de capas fundamentalmente formadas por areniscas con algunas intercalaciones de

calizas en las que ya no se encuentran belemnites o ammonites. Se designan como complejo Purbeck-Weald, y se han interpretado como de ambiente fluvial. En este momento, la apertura del Océano Atlántico ya se habría producido.



Esquema Tectónico (Escala original 1:100.000) tomado de la hoja IGME E 1:25.000 nº060-3, CONCHA.

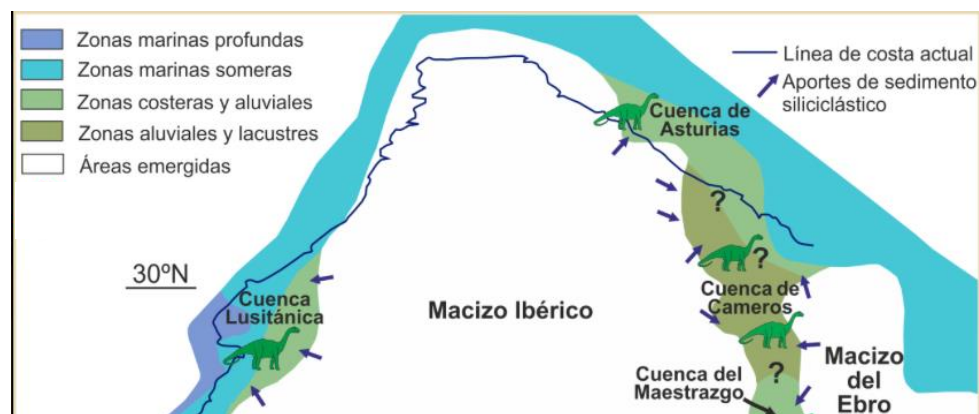


ma.) y medio (165 ma)

Afloran, en la margen izquierda del río Gándara, en un triángulo de vértices situados en Torca Maniza al oeste, el Ventorrillo al oeste, y el barrio de San Vicente al sur. En la vertiente derecha del Gándara, conforman el interfluvio con el Calera (La Tejada).

La extensión finijurásica provoca el plegamiento y fracturación de estos materiales, de forma que la serie sedimentaria cretácica se apoyará originalmente horizontal sobre distintas capas del Jurásico. Se inicia una nueva etapa de apertura de grandes surcos en el entorno de la actual Península Ibérica, que actúa como una microplaca independiente entre Europa y África. Uno de estos surcos es el denominado Surco Pirenaico, que se abre a lo largo del borde norte de la costa.

En la siguiente figura se representan los ambientes sedimentarios existentes en el entorno de la zona a finales del Jurásico y comienzos del Cretácico.

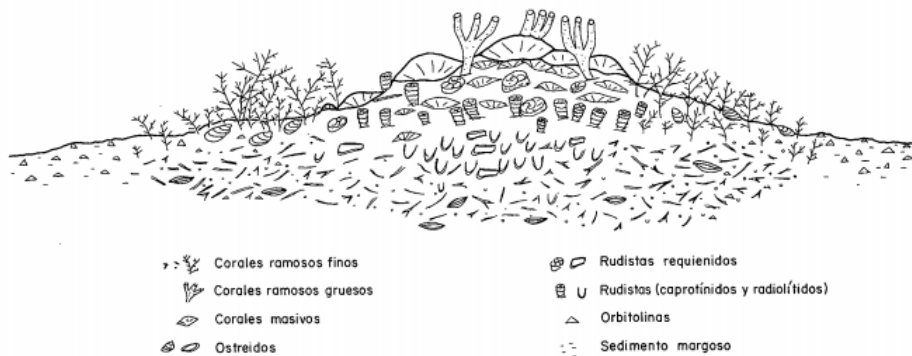


Situación de las cuencas sedimentarias del noroeste peninsular en el tránsito Jurásico – Cretácico. Figura tomada de Campos-Soto et al, 2019.

El ciclo sedimentario del Cretácico se inicia con la formación de una penillanura que se va fragmentando en surcos o fosas tectónicas. El primero de esos surcos se abre desde lo que ahora constituye el oriente de Asturias y Cantabria hacia las Sierra de Cameros y del Maestrazgo hasta alcanzar la costa mediterránea en Valencia. En el entorno de Asturias y Cantabria, el ambiente sedimentario es continental y fluvial y aparece representado por la sedimentación de las denominadas Facies Weald, ausentes en el Salto del Oso, pero que afloran en el Valle de Ancillo.

Posteriormente, se sedimentan los depósitos **urgonianos**, que toman el nombre de las facies calcáreas del Cretácico inferior existentes en el sur de Francia y ciertas regiones europeas. En este nuevo ciclo, la inestabilidad se generaliza de forma que el borde continental cantábrico se fragmenta en bloques separados unos de otros con fallas. Unos bloques se hunden rápidamente mientras que otros lo hacen mucho más despacio, y la sedimentación, muy acusada, es simultánea con esta subsidencia diferencial entre unos bloques y otros. El ambiente sedimentario es marino en un clima subtropical.

El resultado final es que en las zonas menos subsidentes se dan las condiciones para el crecimiento de arrecifes de gran espesor cuyo principal agente constructor no van a ser los corales, sino los rudistas (un tipo particular de gasterópodo con forma de copa), los ostreidos, y las algas.



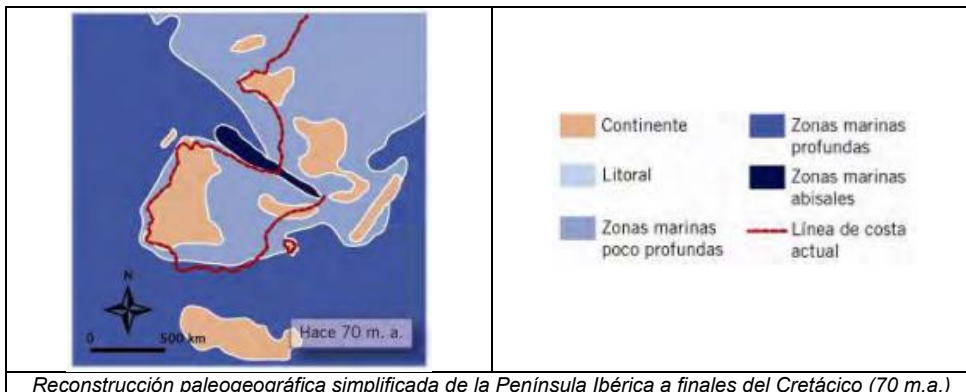
Reconstrucción de un parche arrecifal urgoniano, tomado de García Mondéjar, J y Robador, A (1987).

El resultado es la formación de grandes espesores de las calizas de la Formación Ramales, en las que se han excavado todos los grandes relieves de la zona.

Sin embargo, en las zonas más subsidentes se da la sedimentación simultánea en facies de talud continental, de las margas y lutitas negras de soba, mucho más profundas, y sin existir apenas transición, de forma que en pocos metros se pasa de unas a otras, como es el caso de Peña Busta.

Durante el Cretácico superior se generaliza la subsidencia en toda la región provocando la sedimentación del denominado Complejo Superurgoniano, formado por lutitas, margas, capas de arenisca en ocasiones muy continuas, y enclaves aislados de calizas.

Se extienden hacia el sur formando una serie monoclinal, esto es, una sucesión de capas dispuestas unas sobre otras con una inclinación más o menos regular, hasta más allá del Puerto de Los Tornos.

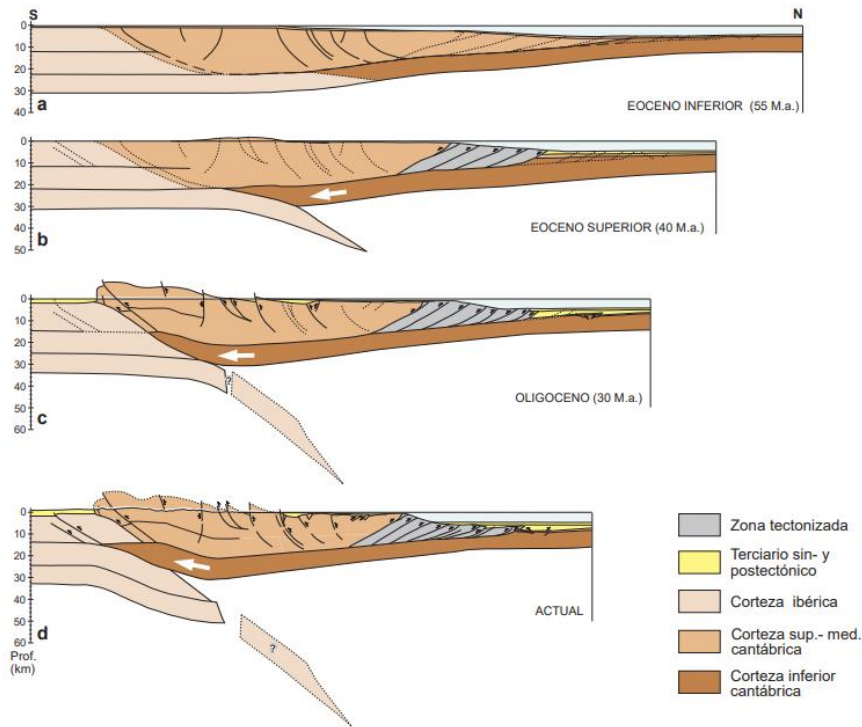


Reconstrucción paleogeográfica simplificada de la Península Ibérica a finales del Cretácico (70 m.a.)

4. A CUCHUS

La Orogenia Alpina, propiciada por el movimiento hacia el norte de la placa africana, pone fin al surco pirenaico y desplaza hacia el norte a la Placa Ibérica. Tuvo lugar a partir de unos 56 millones de años, al final del Paleoceno, y vuelve a integrar a la península en la placa Euroasiática.

Una imagen de esta colisión se ha obtenido, entre León y Asturias, mediante geofísica profunda (Perfiles ESCI-N numerados de 1 a 4, y complementados con sísmica de refracción convencional, de reflexión de gran ángulo, y gravimetrías) cuyos resultados han sido publicados Gallastegui (2000).



Modelo de evolución cinemática de la Cordillera Cantábrica (Macizo Asturiano) y del margen continental del norte de la Placa Ibérica durante la Orogenia Alpina propuesto por Gallastegui (2000).

Este fenómeno ha tenido una duración de unos 34 millones de años y la dirección del esfuerzo ha sido prácticamente Norte-Sur. La deformación de la corteza aprovecha para deformarse fallas de tercera mano. Se trata de las fallas heredadas de una orogenia anterior, la Variscia, con orientación NO-SE y que ya fueron usadas durante el Mesozoico para adelgazar el margen continental provocando un enorme espesor de sedimentos apoyados sobre el basamento rígido ígneo y metamórfico:

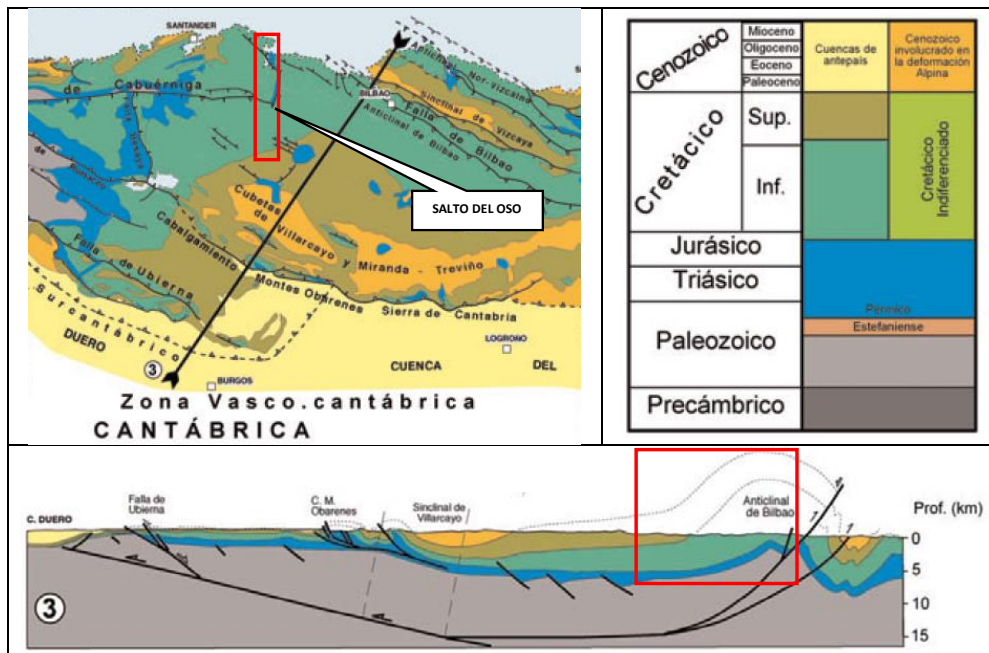
EDAD	DESIGNACION DE FACIES	ESPESOR (m)
TRIÁSICO	Buntsandstein	0-100
	Muschelkalk	0-20
	Keuper	0-60
JURÁSICO	Lias-dogger	100-200
	Malm	200
	Purbeck	0-550
CRETÁCICO INFERIOR	Weald	600
	Urgoniano	1000-2500
	Supraurgoniano	2000
CRETÁCICO SUPERIOR	Coniaciense	70-120
	Santonense	150+260
	Maastrichtiense	80-100
ESPESOR TOTAL MÁXIMO POSIBLE ESTIMADO		≈4200-6800

Este espesor de la cobertera sedimentaria va a tener una gran influencia en el estilo tectónico de su deformación, denominado como de piel gruesa, y contando como nivel de despegue los materiales designados como Keuper, formados por arcillas con yeso y halita, muy plásticas y deformables. Es como apoyar un montón de libros sobre una pastilla de mantequilla, de forma que en cuanto se produce un abombamiento de la corteza, deslizan y generan mantos o escamas de cabalgamiento de gran espesor.

Las deformaciones profundas de la corteza en nuestra zona no las podemos observar, ya que no afloran en la superficie. Pero las deformaciones de los materiales sedimentarios implicados en la orogénesis sí.

Este sector de la Cordillera Cantábrica ocupa una situación medianera con el Macizo Asturiano y los Pirineos, y la estructura tectónica condiciona que los relieves montañosos no alcancen alturas tan elevadas como en los sectores vecinos. Las alturas más elevadas son del orden de 1500 a 1300 m.

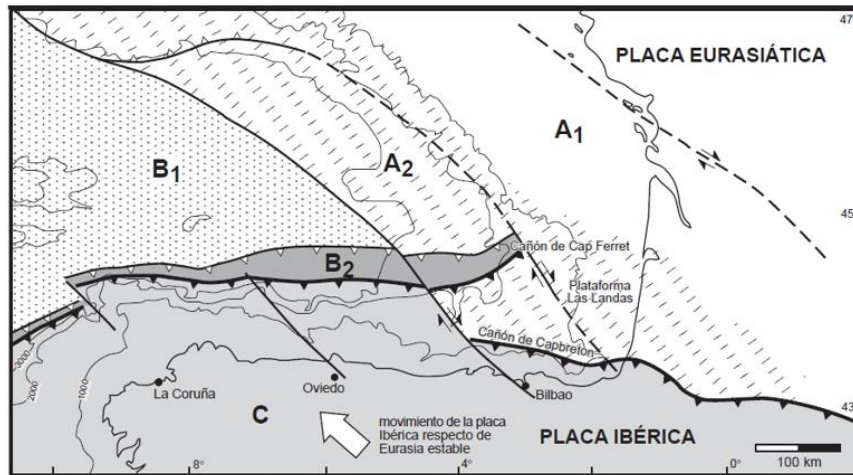
Para esta zona superficial de la Cordillera, Alonso et al (2007) propone el siguiente modelo, donde se ha señalado la ubicación del eje Calera-Ramales-Asón-Santoña.



Corte y mapa geológico simplificado de la Cordillera Cantábrica mostrando las principales estructuras tectónicas de la región Vasco-Cantábrica. Tomada de Alonso, J.L et al, 2007.

No obstante, en nuestro entorno de la Zona Vasco-cantábrica podemos diferenciar dos sectores. El occidental, ocupando prácticamente la totalidad de Cantabria, donde el relieve se organiza en cadenas montañosas con eje predominante E-W, siendo el accidente tectónico más relevante la falla del Escudo de Cabuérniga, que atraviesa toda Cantabria y que puede prolongarse incluso hasta el eje Arredondo – Ramales. Otro accidente singular lo forma el accidente Ramales-Santoña, generalmente representado como un accidente único de orientación norte-sur, aunque en realidad es más complejo. Se trata de un frente de cabalgamiento bastante vertical, pero muy afectado por fallas NNO-SSE.

Inmediatamente al este, se encuentra el dominio del Sinclinorio Vizcaino, donde el relieve se articula con direcciones NO-SE y presenta carácter de desgarre, esto es, existe desplazamiento lateral del bloque cántabro (hacia el NO) respecto del vasco (que lo hace hacia el SE). Este desplazamiento lateral se resuelve mediante fallas, como la Falla de Bilbao, con carácter también transformante y orientación NO-SE, con la está relacionada la Falla Ajo-Ampuero. Otro accidente de esta familia es la falla Selaya-Arredondo, definiendo una suerte de banda de terreno de transición entre una y otra y que se prolonga hacia el SE.

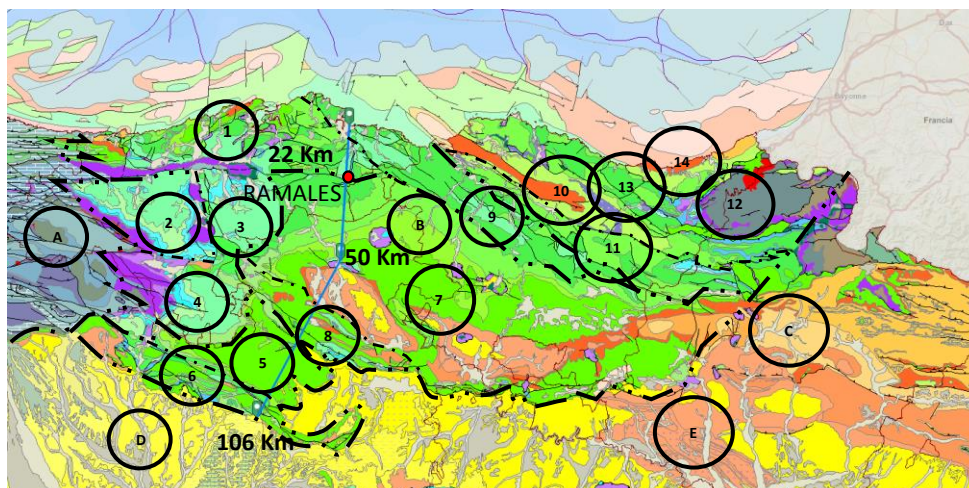


Esquema estructural del Golfo de Vizcaya, A1, corteza continental normal. A2, corteza continental adelgazada. B1, corteza oceánica. B2, prisma de acreción. C, corteza continental engrosada. Derégnaucourt y Boillot, 1982, tomado de GALLASTEGUI SUÁREZ, J. 2000.

Al sur del río Gándara se encuentra el Sinclinal de Villarcayo. Se trata de un manto de corrimiento de gran longitud y anchura. Puede seguirse a lo largo de 70 Km desde el Pantano del Ebro hasta Miranda de Ebro con una dirección ONO-ESE, donde se prolonga hacia el este dibujando un amplio arco. A lo ancho, tiene unos 58 km, desde el Salto del Oso hasta Quitanacuesta, al sur de Villarcayo. Se trata de un gran pliegue que se caracteriza por cantidades de buzamiento moderadas en sus flancos, de forma que cada uno de ellos puede considerarse a menor escala una serie monoclinal de buzamiento más o menos constante y relativamente bajo o moderado, tal y como puede observarse en el recorrido desde La Pared hasta Agüera, ya en Burgos. Esta estructura geológica tiene las particularidades de haber sido perforada por diapiros (Valle de Mena, Orduña y Poza de Sal), y el de acarrear, a modo de lampreas, sedimentos paleocenos, oligocenos e incluso neógenos continentales formados durante el emplazamiento del propio manto de corrimiento a consecuencia de su propia erosión (este tipo de cuencas sedimentarias se designan como *piggy-back*).

Más hacia el SO, se encuentran los sinclinales de Valdenoceda y Cereceda y el anticlinal de Quintanaopio, con direcciones en sus ejes paralelas al de Villarcayo. En las cartografías geológicas los dos primeros aparecen como dos estrechos ojales. Definen una banda de terreno de unos 15 Km de ancho. A lo largo, se hunden bajo depósitos neógenos de la Cuenca del Ebro. Se trata de pliegues de núcleo amplio y flancos con bajo buzamiento, casi horizontal, pero que limitan unos con otros a lo largo de bandas de terreno estrechas, pero con buzamientos muy acusados, incluso verticales o invertidos. El límite meridional de esta banda de terreno con grandes sinclinales es el frente de cabalgamiento de los Montes Orábenes.

Por último, se reconoce el Páramo burgalés, donde los estratos de depósitos mesozoicos aparecen prácticamente horizontales o suavemente ondulados, salvo en sus extremos, donde aparecen fuertemente fracturados y plegados en apretados pliegues. Especialmente en su borde meridional, la Falla de Ubierna, límite de la Cordillera y que llega a colocar los materiales mesozoicos sobre el relleno neógeno de la Cuenca del Duero. Su anchura es de unos 15 Km, y la zona más alta del páramo coincide con un estrato calizo del Cretácico superior conformando los paisajes de la Lora o La Mazorra.



Unidades morfo-estructurales de la Cordillera Vasco-Cantábrica y zonas adyacentes. A, Macizo Asturiano. B, Cuenca Vasco-Cantábrica. C, Pirineos. D, Cuenca Neógena del Duero. E, Cuenca Neógena del Ebro. 1, Bloque costero de Santander (Zona plegada y fracturada). 2, Rionansa. 3, Los Corrales – Vega de Pas. 4, Polientes. 5, Las Loras. 6, Banda Plegada Campóo – Ubierna. 7, Sinclinal de Villarcayo. 8, Sinclinales de Valdenoceda, Cereceda y anticlinal de Quintanaopio. 9, Banda de transición Argoños-Liendo-Guriezo-Galdames. 10, Sinclinal Vizcaino. 11, Anticlinal de Bilbao. 12, Macizo de Cinco Villas. Base cartográfica tomada del IGME.

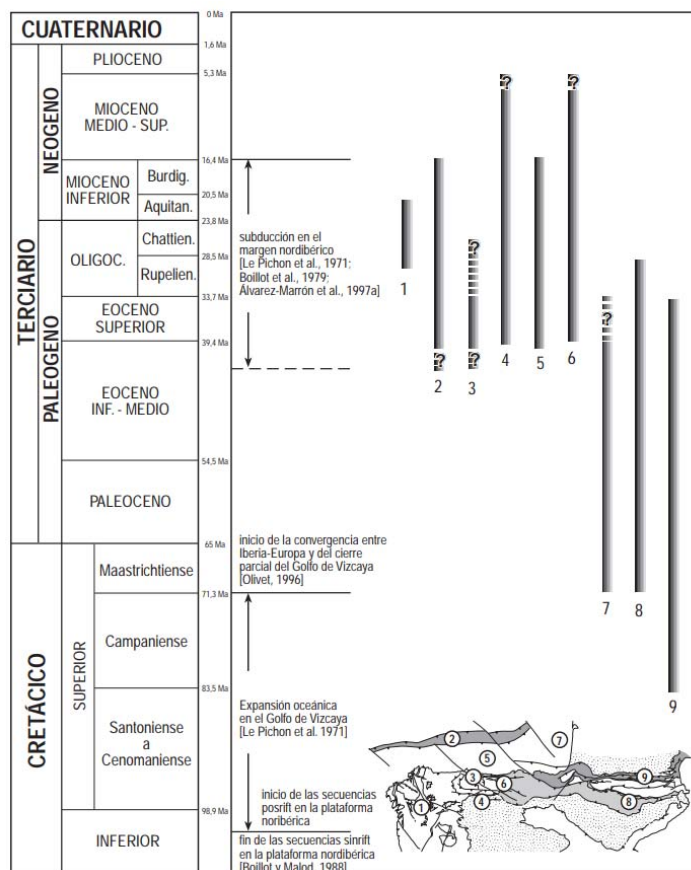
CUENCA	DOMINIO (Serrano y Martínez del Olmo, 1990)	ESTRUCTURA
A.- ZONA CANTÁBRICA DEL ORÓGENO VARISCO	MACIZO ASTURIANO	N/D
B.- VASCO-CANTÁBRICA	ARCO VASCO	10. Sinclinal Vizcaino.
		11. Anticlinal de Bilbao
		12. Macizo de Cinco Villas
		13. Anticlinal Norvizcaino
	SURCO CÁNTABRO- NAVARRO	14. Sinclinal de Zumaya.
		9. Banda de transición Argoños-Liendo-Guriezo-Galdames
		1. Bloque costero de Santander
		2. Rionansa
		3. Los Corrales – Vega de Pas
		4. Polientes
C.- PIRENAICA	PLATAFORMA CASTELLANA	7. Sinclinal de Villarcayo (ss)
		8. Sinclinales de Valenoceda, Cereceda y anticlinal de Quintanaopio
D.- NEÓGENA DEL DUERO	N/D	5. Las Loras
E.- NEÓGENA DEL EBRO	N/D	6. Banda Plegada Campóo-Ubierna

N/D No descrito.

La anchura de la Cordillera Cantábrica para este sector es de unos 100 Km, a los que hay que sumarle los correspondientes a la plataforma marina y talud continental, también deformados por la orogenia, y de al menos 35 Km de anchura. Si el acortamiento de la corteza para este sector ha sido del orden de al menos 75 Km (Teixel, 1998, 2000), la extensión original del margen continental durante el mesozoico fue de 200 Km.

El acortamiento de la corteza a lo largo del Surco del Golfo de Vizcaya no fue un proceso gradual y continuo en el tiempo, ni contemporáneo de unos puntos a otros. El efecto de la orogenia se propaga de este a oeste de forma gradual, iniciándose en primer lugar en el pirineo catalán mientras que en el navarro y en los taludes continentales vasco, cantábrico y galaico aún seguían depositándose sedimentos marinos profundos tipo *flysch* (finas alternancias de bancos de arenisca, lutita, y que también pueden incluir marga y caliza, se trata de una designación original de suiza y que hace referencia a capas que se deslizan, con un determinante sentido onomatopéyico).

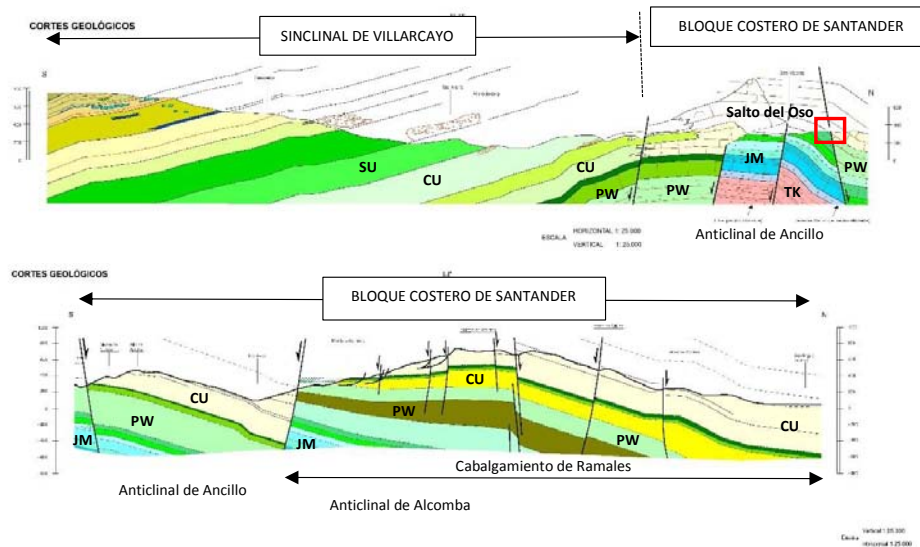
En este sentido, Gallastegui Suárez (2000) propone la secuencia de plegamiento siguiente, según la cual, el plegamiento tanto en la región pirenaica como en el Sinclinal Vizcaíno son anteriores al plegamiento del borde continental representado por el Sinclinal de Valmaseda, cuya deformación es contemporánea con la producida en el Macizo Asturiano o el Macizo Galaico, así como en el surco y talud continental asociados a estas zonas.



Evolución temporal de la deformación del margen continental peninsular y Pirineos, tomada de Gallastegui Suárez (2000), basado también en datos de Ferrús (1998), Álvarez-Marrón et al (1997),

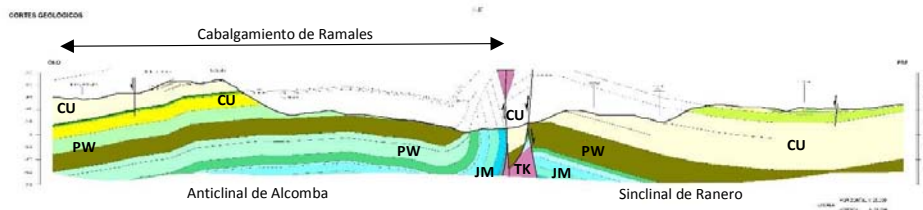
Truyols y García Ramos (1991), Alonso et al (1996), Espina (1997), Bois y Gabriel (1994) y Vergés et al (1995).

Los siguientes cortes geológicos muestran la estructura geológica superficial del área de Ramales según una orientación sur-norte, y donde se han señalado las estructuras más importantes.



Cortes geológicos tomados de la cartografía IGME E1:25.000 del Gobierno de Cantabria. SU, Supra-Urgoniano. CU, Urgoniano, PW, Complejo Purbeck-Weald. JM, Jurásico Marino. TK, Triásico (Keuper).

La mayor violencia de las deformaciones tectónicas en el Bloque Costero se observa en un corte E-O a la altura de Gibaja. En el Barrio de Bernal, al sur de Ampuero, un cabalgamiento con el Keuper como nivel de despegue llega a situarse por encima del Cretácico superior (Formación Valmaseda).



Corte geológico tomado de la cartografía IGME E1:25.000 del Gobierno de Cantabria. SU, Supra-Urgoniano. CU, Urgoniano, PW, Complejo Purbeck-Weald. JM, Jurásico Marino. TK, Triásico (Keuper).

En cuanto la red de fracturación, se observan fallas con orientaciones que podrían clasificarse en las siguientes familias:

Fallas y cabalgamientos NO-SE, directriz fundamental de la Cordillera Cantábrica, de origen Varisco y que también funcionaron como fallas normales durante la apertura del Golfo de Vizcaya compartimentando y controlando la distribución espacial de las diferentes litologías. Se trata de accidentes de gran recorrido. Un representante de esta familia sería la Falla Ajo-Ampuero. Pueden presentar también carácter transformante dextral, como la Falla de Ventaniella.

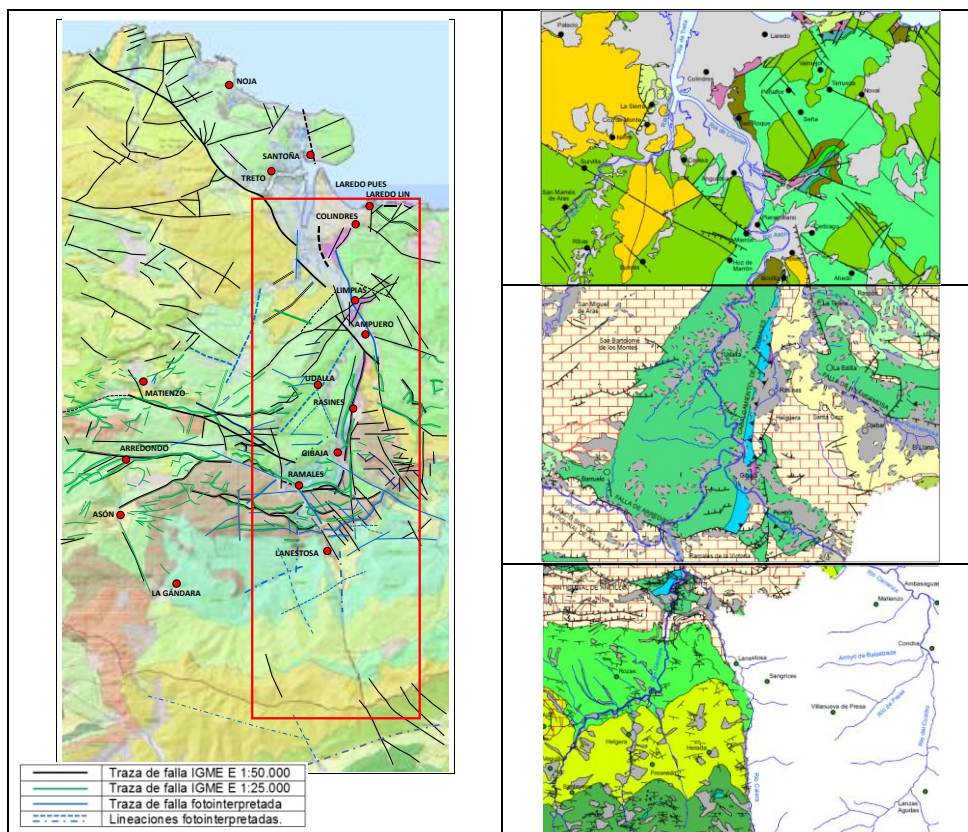
Fallas y cabalgamientos E-O a ONO-ESE, también de gran recorrido, como la Falla del Escudo de Cabuérniga. En la región está representada por la falla de Matienzo, o la de Ampuero – Ramales. Se trata de fallas de origen alpino y organizan el relieve de Cantabria.

Fallas y cabalgamientos de dirección N-S a NNO-SSE o NNE-SSO, de origen alpino, como la Falla y Cabalgamiento de Ramales, también alpina y conjugada a los accidentes E-O. En ocasiones presenta bastante continuidad, pero no alcanza las de las familias anteriores. Sin embargo, tiene una marcada influencia en el paisaje conformando los corredores por donde se han excavado los valles fluviales cántabros.

Por último, la familia que presenta aparentemente menor presencia y persistencia longitudinal son las fallas SO-NE, conjugadas a las de la primera familia y de origen también en el Orógeno Variscio.

En cuanto a los ejes de plegamiento, la dirección más frecuente y continua en cuanto a su longitud es la E-O a ENE-OSO u ONO-ESE. Como alineación secundaria se puede indicar la N-S a NNE-SSO. En general, los primeros dan pliegues abiertos, con flancos relativamente poco asimétricos, persistentes y con moderadas o bajas cantidades de buzamiento. Sin embargo, los pliegues N-S pueden presentar muy fuertes asimetrías y buzamientos verticales.

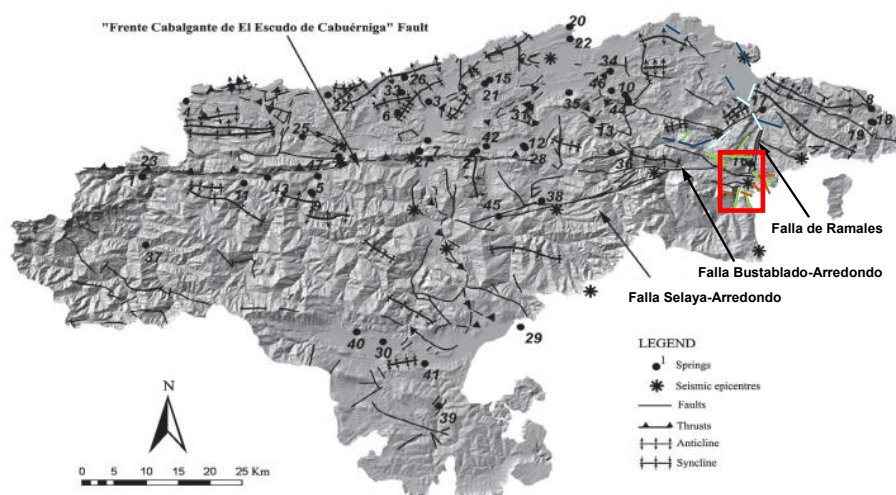
De la comparación entre las diferentes cartografías geológicas disponibles (todas elaboradas por el IGME, Plan Magna y cartografía digital ambas a escala 1:50.000, y la elaborada para el Gobierno de Cantabria a escala 1:25.000) existen algunas divergencias en cuanto a la situación de los contactos litológicos y la posición de fallas.



Comparación entre las cartografías del IGME a escalas 50.000 y 25.000. La figura de la derecha representa la primera de ellas y sobre ella se han comparado las trazas de las fallas de ambas cartografías.

En cuanto a la distribución de las diferentes fallas, se concentran especialmente a lo largo del eje Arredondo-Ramales y Ramales-Laredo. A sur de Lanestosa se observa una muy baja densidad de la red de fracturación.

La mayor cantidad de fracturas en el entorno de Ramales se debe a que es en esta zona donde más se han centrado los trabajos de fotointerpretación e inspección ocular. En este sentido cabe destacar la presencia de haces de fractura (sin mostrar necesariamente desplazamiento entre sus lados) de direcciones NO-SE, N-S y NNO-SSE y E-O. El valle del Calera se dispone como prolongación de las fracturas Ramales-Santoña, mientras que el Gándara parece alinearse según una dirección NE-SO.



Mapa Estructural de Cantabria indicando las principales fracturas, ejes de pliegues y frentes de cabalgamiento, epicentros de terremotos y manantiales con medidas de ²²²Rn, tomada de González Díez et al (2012).

5. ACALDANDO

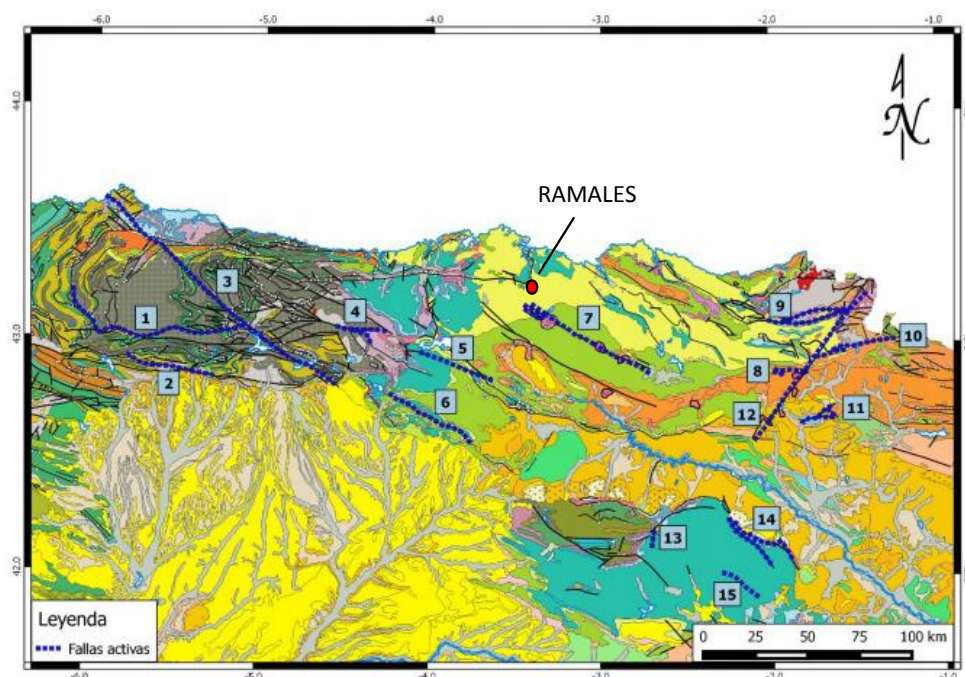
El esfuerzo tectónico compresivo se relaja paulatinamente desde finales del Mioceno hasta el régimen actual, fundamentalmente distensivo. Los movimientos verticales se producen especialmente por compensación isostática y se articulan a través de las fallas previas a la orogenia (con este van cuatro usos) y las propias alpinas. Así, fallas que funcionaron como planos de cabalgamiento o fallas inversas (generan acortamiento de corteza) lo pueden hacer ahora como fallas directas.

Tanto los movimientos verticales de las fallas como aquellos otros motivados por posibles esfuerzos corticales desde finales del Mioceno hasta la actualidad corresponden al campo de la Neotectónica.

Para detectar las fallas que han sido activas desde finales del Mioceno hasta la actualidad pueden emplearse criterios geomorfológicos. Para las más antiguas pueden

seguirse rupturas de pendiente en el terreno o en las sucesivas superficies de erosión que se han ido generando a lo largo del tiempo. En las más modernas, estos movimientos han podido quedado fosilizados, por ejemplo, en los niveles de terraza.

Para detectar fallas potencialmente activas en la actualidad, se recurre, además, a la actividad sísmica registrada. En este sentido, Acevedo Sánchez (2015) redacta su trabajo fin de Máster (TFM) en el estudio de la sismicidad de la zona Vasco-Cantábrica. Para el entorno de Cantabria, concluye la existencia de actividad sísmica generalmente leve ligada tanto a diapiros salinos como a posibles fallas potencialmente activas.



Fallas principales del área vasco-cantábrica potencialmente activas según Acevedo Sánchez (2015). 1, León. 2, Sabero-Gordón. 3, Ventaniella. 4, Golobar-Rumaceo. 5, Falla de Carrales. 6, Ubierna. 7, Las Losas. 8, Cabalgamiento de Aralar. 9, Leiza. 10, Cabalgamiento de Roncesvalles. 11, Sierra de Perdón. 12, Pamplona. 13, Cameros occidental. 14, Cabalgamiento de Cameros. 15, Cameros Suroriental. Figura tomada de Acevedo Sánchez 2015.

La falla con evidencias más claras de actividad es la falla de Ventaniella. Junto con su prolongación hacia el ESE, la Falla de Ubierna. Presenta carácter de desgarre dextral (esto es, que se mueve en el sentido de las agujas del reloj) y sobre ella existe bastante documentación.

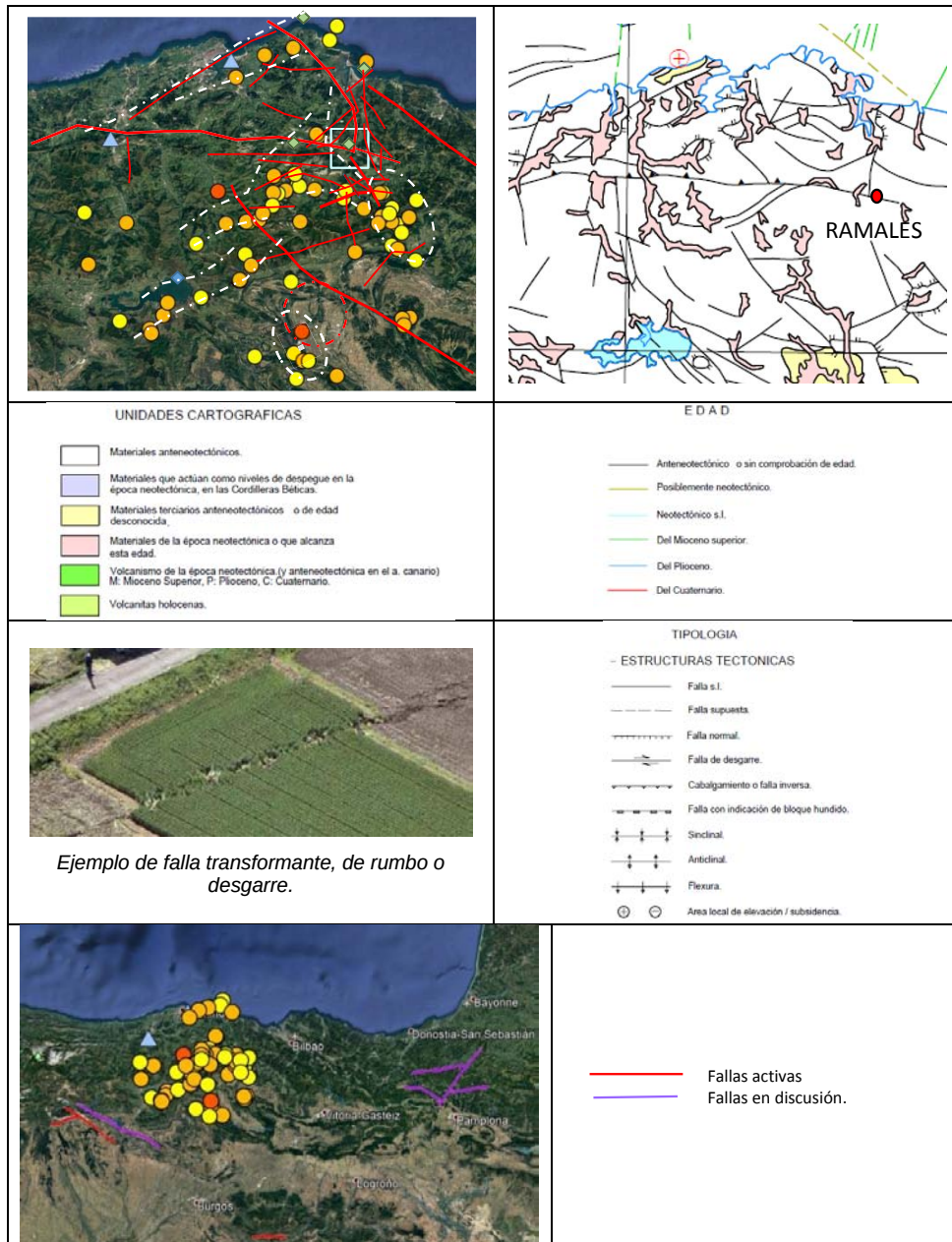
González Díez (1995) atribuye la actividad sísmica en la zona de Vega de Pas a actividad en la Falla del Escudo de Cabuérniga, a la actividad en Asón, Arredondo y Riba a la falla Selaya-Arredondo. Su carácter latente lo confirma este mismo autor en 2009 mediante análisis de liberación de Radón.

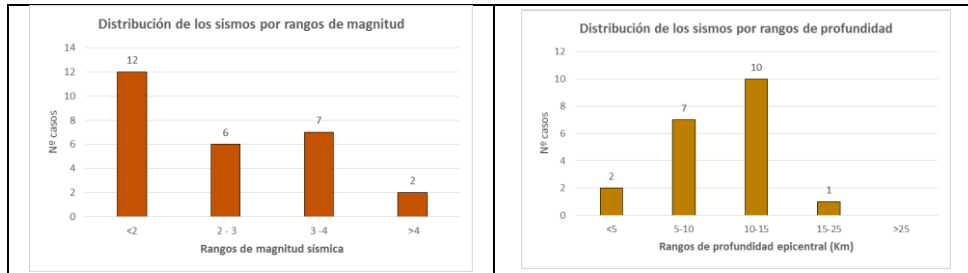
Los diapiros de Villasana de Mena, Orduña y Murguía se sitúan a lo largo de un eje ONO-ESE paralelo a las directrices fundamentales de la estructura de la Cordillera Cantábrica, y podrían corresponder a una falla no aflorante a la superficie.

La falla de Las Losas presenta una persistencia de al menos 100 Km en esta misma dirección. Se ha designado Covides-Vitoria por Quintana en 2012 según cita Acevedo

Sánchez, y García-Mondéjar (1969) también indica su posible actividad. Esta falla sería la responsable del terremoto en Arredondo de 1938.

Sin embargo, la magnitud de los terremotos es bajas. Los 2/3 de los sucesos tienen una Magnitud sísmica <3. Su profundidad es baja o media, ya que casi todos ellos se han localizado a profundidades de 5 a 15 Km.





Representación de los epicentros registrados en la zona y su comparación las trazas de las fallas reconocidas, y con los Mapas de Fallas Activas del IGME y de fallas activas del Cuaternario (QAFI).

Según el Mapa ZESIS de Zonas Sismogénicas de Iberia del IGME, tanto la Cuenca del Asón como la mayor parte de Cantabria se localizan en la Zona Sismogénica superficial nº5, Cantabria Oriental, en la que se ha calificado la Peligrosidad sísmica relativa como Media. No se reconocen en este entorno Zonas Sismogénicas profundas.



Mapa Zesis de Zonas Sismogénicas de Iberia, editado por el IGME.

Un primer análisis respecto a la ubicación de los epicentros de los terremotos permite diferenciar dos enjambres, Karrantza y el Diapiro del Valle de Mesa, y tres alineaciones de sismos. El primero de estos enjambres, el de Karrantza, parece sugerir una orientación NO-SE.

La primera alineación corresponde a la Falla de Noja, de orientación NE-SO. La segunda, algo difusa, parece estar relacionada con la Falla Selaya-Arredondo y sus asociadas, también NE-SO. Por último, la última corresponde a la familia de fallas correspondiente a la Falla Ampuero-Ramales.



El Macizo de San Vicente, desde El Cáliz.

6. AUGUE Y CAIDA

Una vez terminado el impulso orogénico puede considerarse que el desmoronamiento de la joven cordillera es más intenso que su levantamiento. Este levantamiento (o caída) no es constante sino que ocurre a trompicones, se alternan momentos de relativa calma separados por momentos de más vigor. Durante los tiempos de relativa calma la erosión tiende a regularizar el relieve y los ríos tienden a adquirir su perfil de equilibrio (es como una curva mágica a lo largo de la cual un río ni erosiona ni sedimenta, sólo fluye) y generar terrazas. Como los fenómenos de levantamiento son cada vez menos intensos, estas superficies pueden conservarse más fácilmente.

Teniendo en cuenta que entre Ramales y Colindres afloran las arcillas del Keuper, los materiales más antiguos de todos los que afloran en esta zona, puede suponerse que entre estas dos localidades debería encontrarse la zona si no la más elevada, sí donde la orogenia impulsó a la cobertera sedimentaria más alto, por lo que la línea de cumbres original se encontraría algo más al norte.

En la vertical de las cumbres que rodean el Salto del Oso, ya habrían desaparecido prácticamente los sedimentos del Cretácico superior. Esto es, al menos 2000 m de espesor.

Esto no quiere decir que el Pico llegara a tener unos 3000 m de altura, sino más bien todo lo contrario, más o menos se mantuvieran en la zona alturas del orden de los 1000 m. La erosión mantendría a raya a los relieves en formación, y la red fluvial seguiría intentando seguir su curso. Todo lo que falta está ahora en el fondo del Cantábrico.

El relieve que se supone podría existir a finales del Mioceno sería una superficie abombada pero con relativamente poco relieve (penillanura) y drenado por lo que se ha denominado *antigua red de drenaje*, excavando amplios valles. En el mayor número de casos, su dirección es Sur-Norte y se conserva hasta la actualidad. El Asón es una de sus excepciones. No se conocen ríos que llegaran a “atravesar” la cordillera.

Esta Antigua Red de Drenaje ya estaría definida, al menos, desde finales del Mioceno (Frochoso Sánchez, 2016), según Mugnier (1969), se caracterizaba también por un bajo gradiente topográfico, una distancia a la línea de costa superior a la actual (se cifra hasta en unos 20 Km) pero un nacimiento más cercano a la costa actual.

El final de la orogenia no significa el final de los fenómenos de elevación (entendida esta en términos relativos). La relajación de la compresión y posterior cambio a un régimen distensivo permite una dinámica de bloques separados unos de otros mediante fallas y que se mueven en vertical relativamente de forma independientemente unos de otros. Frecuentemente se ha descrito esta dinámica como si se trataran de teclas de piano.

En la mayor parte de Cantabria, estos movimientos de bloques tiende a ajustarse a una especie de escalera de dirección general E-O que desciende gradualmente hacia la costa. Cabe considerar que el levantamiento de cada uno de estos bloques no tiene que ser necesariamente homogéneo y uniforme, pudiendo existir diferencias entre un borde y el contrario (esto es, con *basculamiento*). De hecho, es lo más frecuente.

Las condiciones climáticas iniciales descritas propician la formación de potentes monteras de alteración en las series sedimentarias terrígenas (areniscas, margas y

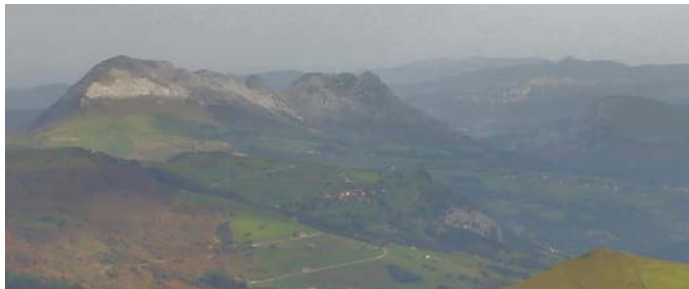
lutitas), y la disolución de las rocas calizas, generándose relieves montañosos redondeados (mazos y relieves cónicos), lapiaces muy agudos bajo cubiertas de arcillas rojas de descalcificación (como los existentes en Cabárceno), y grandes dolinas y uvalas. Los sistemas de galerías horizontales de las cuevas se formaban a poca profundidad dada la proximidad a la superficie del nivel freático. En este relieve inicial, es posible que las zonas con relieves calizos formaran zonas deprimidas respecto áreas adyacentes donde afloraran rocas de tipo terrígeno.

Este relieve va evolucionando con el tiempo según se van produciendo las últimas elevaciones en la cordillera y cambian las condiciones climáticas hacia un clima cada vez más atlántico con episodios glaciales. Así, las rocas calizas empiezan a generar relieves que destacan sobre el paisaje. La red de drenaje se va encajando progresivamente en el relieve según este va madurando y adaptándose a la estructura del terreno.



Potente perfil de alteración en la Fm Valmaseda. La Vaca, Las Machorras.

Este es un tipo de paisaje similar ya al que podemos distinguir por ejemplo desde el Puerto de Los Tornos, el valle del Calera flanqueado por dos cuerdas montañosas romas o llanas que descienden suavemente hacia el norte, hasta chocar contra una muralla caliza formada por los macizos montañosos de Mortillano, Hornijo, San Vicente y del Moro (Busta asoma por los pelos) y de orientación E-O.



Vertiente sur del macizo de San Vicente y la Cuenca hidrográfica del Gándara.

Los arroyos tributarios del río principal se encajan hasta llegar a capturar otros arroyos aprovechando para ello formaciones rocosas más blandas o fácilmente erosionables y los corredores formados por las líneas de falla.

En un momento dado, se produce la modificación de esta red de drenaje *Antigua* hacia una más parecida a la que se puede observar en la actualidad. La *Nueva Red de Drenaje*. En este sentido, un testigo fiable de esta circunstancia es el río Asón, y en menor medida, también lo es el Gándara.

De forma análoga, cada levantamiento de la cordillera obliga a las redes cársticas a alcanzar más profundidad, de forma que se organizan en pisos de galerías horizontales dispuestas a diferentes alturas. Cada piso representa una posición del nivel freático, y queda abandonado (“fósil”) en cada caída del nivel de base provocada por un nuevo impulso tectónico o de levantamiento.

7. COMO UN PINGO

Para la zona axial de la Cordillera Cantábrica se establecen al menos 5 superficies situadas a diferentes cotas. Cada una de ellas corresponde a un impulso tectónico que levanta la Cordillera.

La superficie más alta se sitúa a 1450 m de altitud, y la más baja se sitúa en torno a los 340 m de altura. Las intermedias se sitúan a las cotas siguientes, 1200, 750, y 440 m.

Por debajo de esta altura, se conservan frecuentemente restos de terrazas y pequeños replanos y hombros de erosión colgados en las laderas. En valles cuyas vertientes están excavadas en materiales detríticos (lutitas y areniscas) se han conservado perfiles compuestos, esto es, valles que en su parte más alta presentan una pendiente distinta que en las medias y bajas manteniéndose esta inflexión de la pendiente a cotas similares de unos puntos a otros del valle. Este umbral ha sido interpretado también como una superficie de erosión (Frochoso Sánchez, 2016).

La superficie 1450 supera las altitudes de la Cordillera en la Comarca del Asón, pudiendo haber desaparecido bien por erosión, es difícil de distinguir, o prácticamente solaparse con el nivel inferior.

A continuación, se exponen en una tabla las alturas que se observan en los macizos de San Vicente-Hornijo, Peña Busta y Moro restos de posibles superficies de erosión, y se comparan con las diferentes alturas de referencia.

PLANICIES DE EROSIÓN	SAN VICENTE-HORNIJO	BUSTA	MORO
1450	APARENTEMENTE DESAPARECIDA EN LA ZONA		
1200 Puerto de los Tomos 1000	940-760 Valle colgado de Los Trillos	Cumbre 818	Cumbres 822-818
750	Valle fósil Ancillo 684-625	Plance cimera 719-666	Cordón de la Cuchilla 740-720 Loma del Mazo 710-720
670 TERRAZA DE EL RELLANO	Hombro 600	Rampa 600	Conino Laguna 630-670
550 La Liana 546 Monticueva 508	Hombro 585-560 Escalón 565	-	Valle colgado de La Calera 500-550
440 Rampa Alcomba-La Marnia-La Aparecida 450 - 166	Hombro 470-450 Hombro 420 Mazos de Calero y Currucucu 400 – 450 Canal de Helguero 420 Escalón 444	-	- Matienzo 430 Zorrozcillas 430 Valle del Silencio 366-449 Sangraces 413 -420
325 TERRAZA MÁS ALTA Tánago-El Pico 232-150	Escalón 390 Hombro 325 Cucurío 338-304 Mazo de Sel 332 Valle colgado de El Enguizo 325 Hombro 330-315	Relieve estructural 379 La Pereda. Replano 325-307	Otides 350 Antepando y cabecera de Torcas Humizas 350 – 385 El Pindio 376
	Ruptura de pendiente cañón Gándara 300-270	Replano 275	La Liana, Calleja de la Mesa, 300 Valles colgados de Torcas Humizas 310 - 350
	Hombro 226-220 Mazo 251	-	Parte baja de Torcas Humizas 230 La Pared, 220-230 Fondo de valle del río Calera, 240.
144 El Rascón	Hombro 180-170 Hombro 145	Replano 200	Grandes Dolinas a pie de Torcas Humizas 150-200 Mazo del Valle de Guardamino 144 Casa de La Brena, 190 Cañón del Calera, 220-100
100 Gibaja 70-65 Polje de Rasines	Fondo Gándara 150 Helguero 90 – 100 Bolíaz 97-95	Replano 105	Valle de Guardamino 200-100 Fondo de valle del Río Carranza, 100 - 70 Desembocadura río Calera en el río

CRONOLOGIA ESTIMADA INICIALMENTE		Gándara, 95.
1460	MIOCENO INFERIOR A MEDIO	
1200	MIOCENO MEDIO A SUPERIOR	
750	MIOCENO SUPERIOR A PLIOCENO	
550	PLIOCENO A PLEISTOCENO	
440	PLEISTOCENO INFERIOR	
325	PLEISTOCENO MEDIO	
144	PLEISTOCENO SUPERIOR	
100	PLEISTOCENO SUPERIOR A HOLOCENO INFERIOR	
	HOLOCENO MEDIO A SUPERIOR	
	HOLOCENO SUPERIOR ACTUALIDAD	

Se obtiene a primera vista una buena correlación aunque con pequeñas variaciones de unos puntos a otros. Las superficies más altas aparecen a menor cota, tal y como se esperaba atendiendo a la menor altura de la cordillera en este sector y la distancia a su zona axial. Para su encaje, se ha partido de la correlación con alguna superficie ya apuntada en bibliografía, e intercalando las sucesivas superficies intermedias.



Hoyo Masayo, formado en el valle colgado de Los Trillos.

ATANDO CABOS

Si se sigue la pista de las huellas que suponen estas superficies de erosión y la evolución de las redes de galerías subterráneas de las cavidades generadas puede reconstruirse, al menos de una forma general, la evolución de la cordillera a lo largo del tiempo.



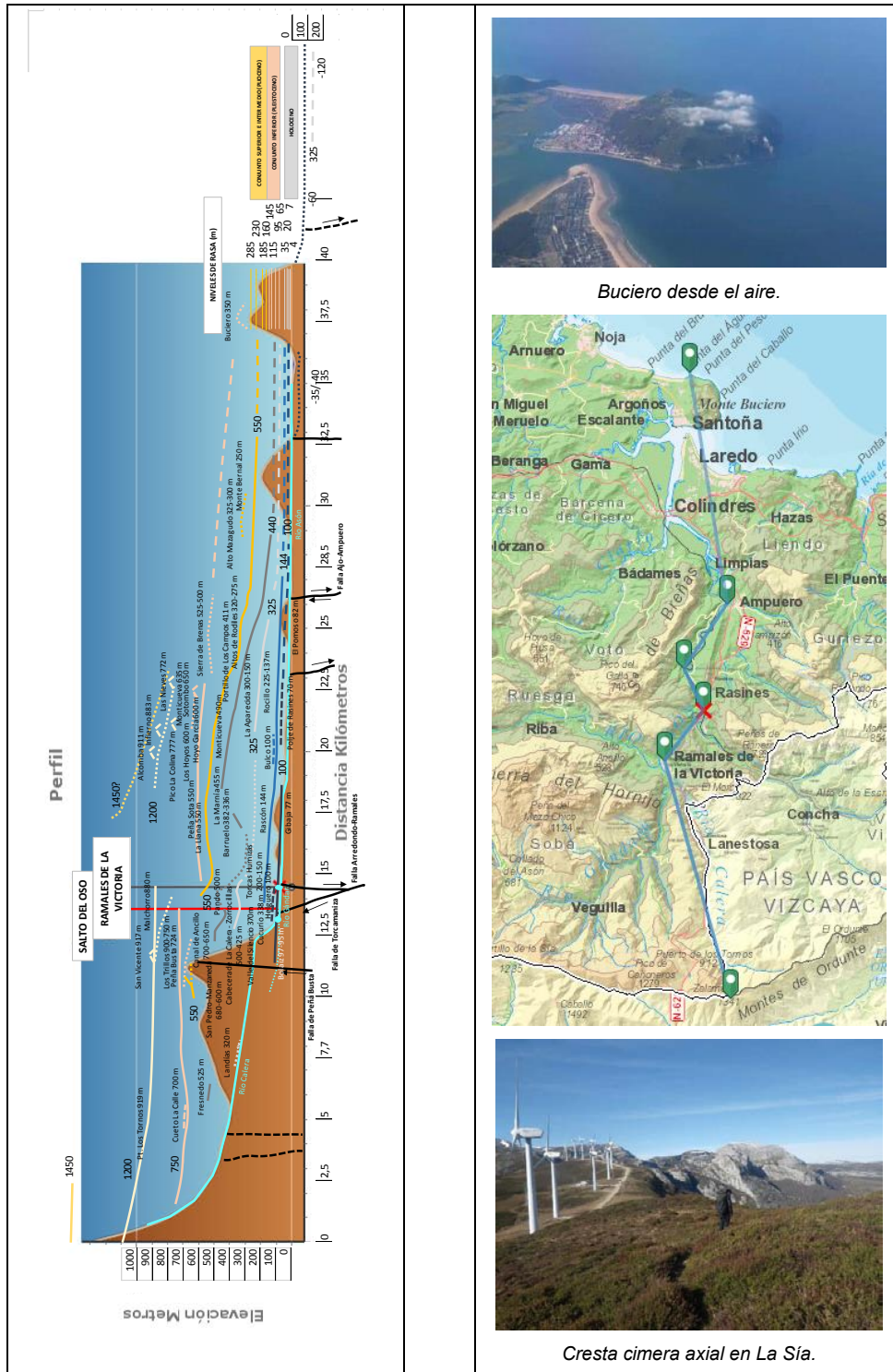
Valle colgado del Risco, en Matienzo.

Es lo que realiza Claude Mugnier. Redactó su Tesis del tercer grado de Geología para la Facultad de Ciencias de Dijon el 11 de mayo de 1968 sobre el karst de la región del

Asón y su evolución morfológica (al año siguiente, un resumen fue publicado en español en la revista Cuadernos de espeleología nº4), centrándose en el estudio de la cueva de Coventosa. Posteriormente, en la zona de Matienzo, el grupo MUSS (1982), aplica los criterios de Mugnier.

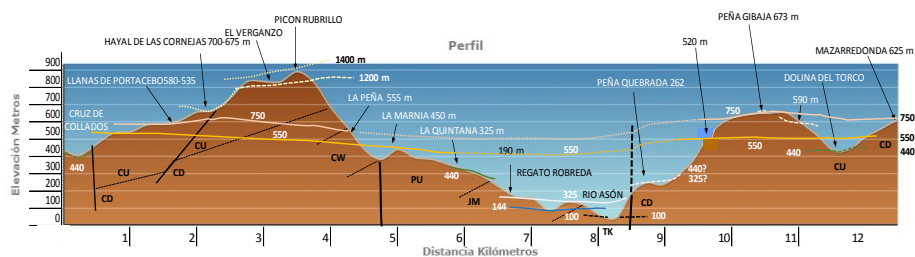
Con el objeto de situar el entorno de Ramales en un modelo general de evolución de la cordillera en este sector de la Cordillera Cantábrica, se ha confeccionado un perfil topográfico a lo largo un eje sur-norte partiendo desde el Puerto de los Tornos, recorre el valle del río Calera hasta el Gándara y éste en el Asón, cruza la Ría de Treto y alcanza Santoña al final de su recorrido.

Sobre este perfil, que se incluye a continuación, se han indicado los indicios de superficies de erosión reconocidos y se ha dibujado una envolvente para cada nivel de erosión. Se ha representado la ubicación de los accidentes tectónicos más importantes.



Por último, se ha completado indicando las alturas de las rasas cantábricas y también se ha representado el perfil hidrográfico del eje Calera-Gándara-Asón a lo largo de este eje.

Como apoyo para la confección de este perfil se han realizado perfiles transversales al Río Asón a la altura de Gibaja, Rasines, Ampuero y Udalla, y Colindres.



Perfil transversal a la altura de Gibaja.



Situación del perfil longitudinal y de los transversales.

Cabe destacar que se trata de datos de tipo cualitativo y no están apoyadas en dataciones, por lo que podría definirse como una hipótesis de partida o como mera conjetura.

De este perfil se deduce, en primer lugar que los diferentes niveles de erosión de referencia para la Cordillera Cantábrica son de aplicación, al menos aproximada, para la cuenca del Calera y curso bajo del Asón, apareciendo como niveles más o menos continuos con alturas progresivamente descendentes, aunque con significativas anomalías.

En el cuadro siguiente, se indican para cada tramo diferenciado, los rangos de cotas a las que van apareciendo las sucesivas superficies de erosión, así como la diferencia de altura relativa respecto de la superficie más antigua. En este sentido, cabe destacar que para las superficies más altas, los datos corresponden a zonas laterales del valle, y por lo tanto, relativamente alejadas del cauce que los generó, por lo que no representan antiguos perfiles de equilibrio. Es el caso, en cambio, de los niveles de erosión más bajos.

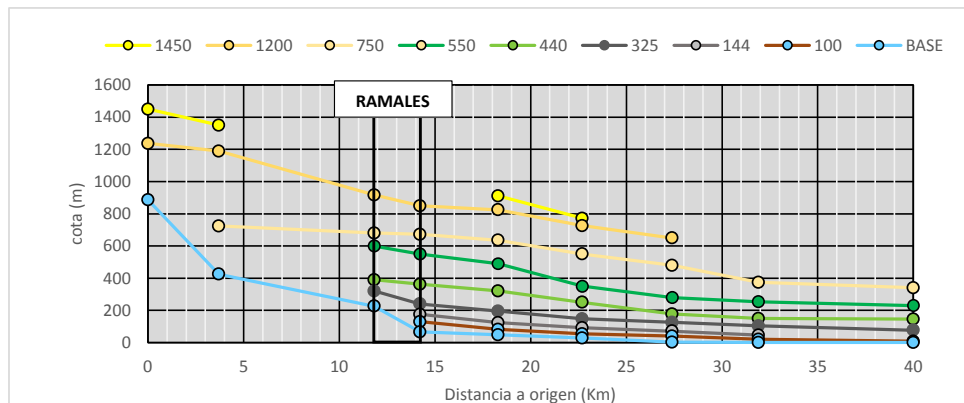
El número que aparece en cursiva corresponde al valor de cota que se ha considerado como significativo del tramo.

SUPERFICIE	LOS TORNOS	LA NESTOSA	RAMALES	GIBAJA	RASINES	AMPUERO	COLINDRES	SANTOÑA
1450	1351	-	-	911-883	772	-	-	-
	1351			911	772			
1200	1237-1000	1100-819	-	850-800	750-700	700-600	-	-
	1190	917		825	725	650		
750	-	724	-	673-600	600-550	550-475	480-375	375-340
		724		636	550	480	375	340
550	-	680-600	550	550-420	450-350	400-260	300-254	287+230*
		650		490	350	280	254	230
440	-	410-370	370-340	340-300	300-200	200-154	164-136	202-126
		390	362	320	250	177	150	145*
325	-	320	250-230	230-144	144-106	106-103	77	-
		320		240	195	125	104	77
144	-	-	200-150	150-97	99-85	85-56	56-35	-
			175	124	92	71	46	
100	-	-	150-100	100-66	66-48	48-31	31-11	11-6
			130	82	54	40	21	8
BASE	865-425	425-226	97-66	66-48	48-29	29-2	2-0	0
L Km	3.7	8.12	2.4	4.08	4.4 Km	4.7 Km	4.5 Km	8.1 Km
D Km	3,70	11,82	14,22	18,30	22,70	27,40	31,90	40,00
Gradiente	11.9%	2.45%	1.29%	0.44%	0.43%	0.57%	0.04	0

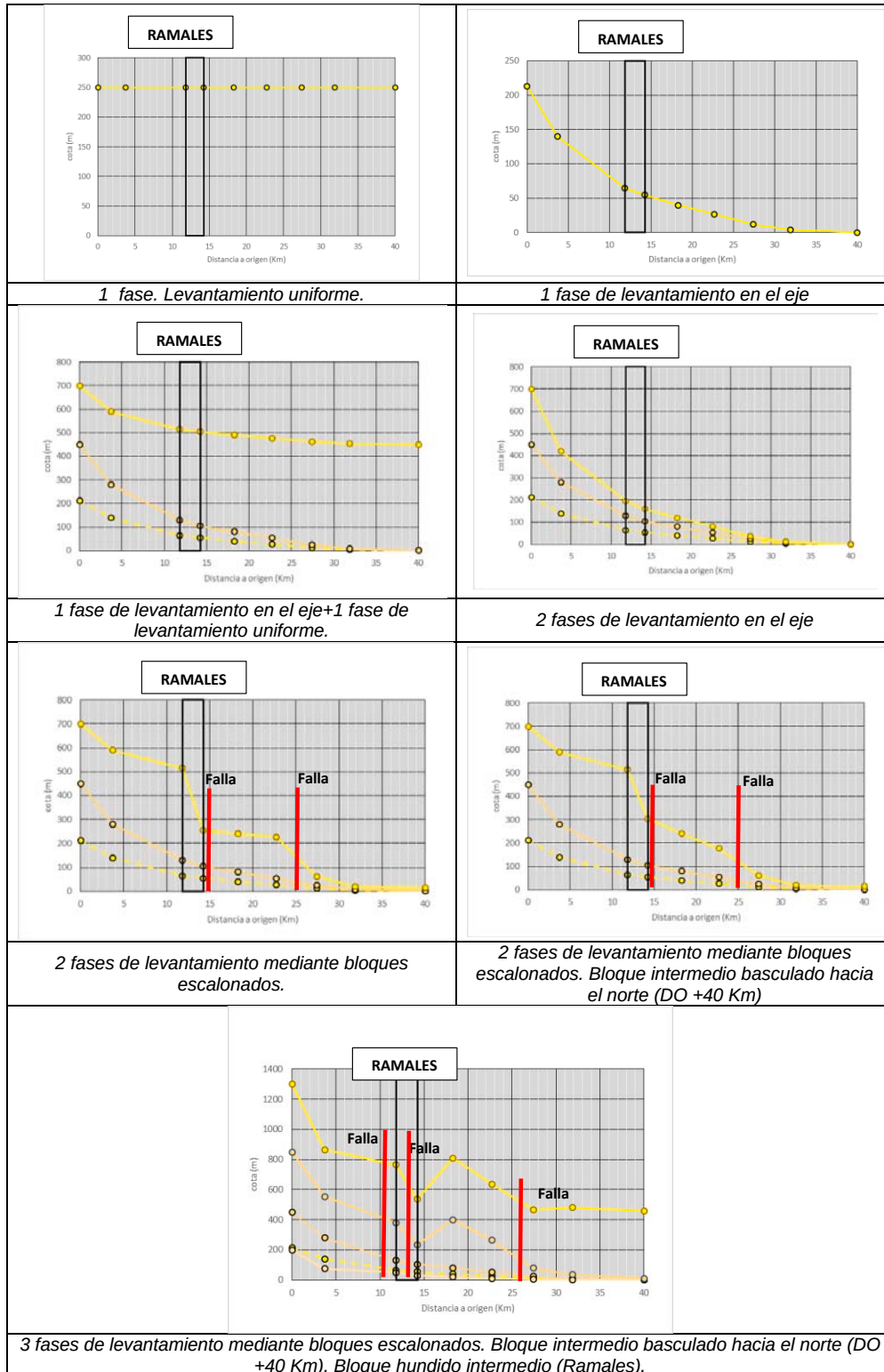
CRONOLOGÍA ESTIMADA

1460	MIOCENO INFERIOR A MEDIO
1200	MIOCENO MEDIO A SUPERIOR
750	MIOCENO SUPERIOR A PLIOCENO
550	PLIOCENO A PLEISTOCENO
440	PLEISTOCENO INFERIOR
325	PLEISTOCENO MEDIO
144	PLEISTOCENO SUPERIOR
100	PLEISTOCENO SUPERIOR A HOLOCENO INFERIOR
	HOLOCENO MEDIO A SUPERIOR

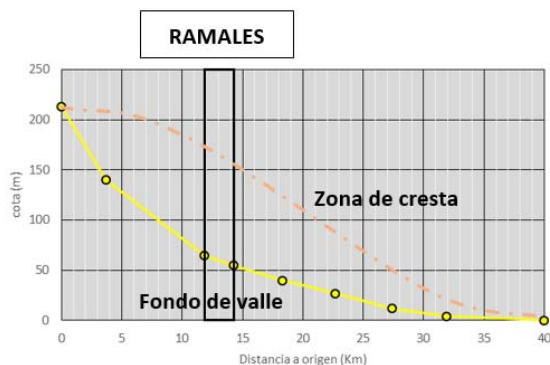
- (*) Posibles niveles de rasa.
L Longitud del tramo.
D Distancia al origen.
Gradiente Gradiente fluvial en cada tramo,



Para la interpretación tanto de los perfiles confeccionados, se muestran los siguientes modelos de evolución:



Estos gráficos corresponderían a la zona central del valle, donde el río tendería a alcanzar su perfil de equilibrio. En las zonas de divisoria de aguas de la cuenca, o zona de cresta, podemos suponer que las laderas se ajustarían a una envolvente de tipo lineal o de forma sigmoidal.



Comparación entre curvas de perfiles de erosión en zona de cumbre y fondo de valle.

Las tres superficies más altas (1450, 1200 y, en menor grado, la 750) se ajustan al modelo designado como "levantamiento mediante bloques escalonados, con bloque intermedio basculado hacia el norte y bloque hundido intermedio en la zona de Ramales, para las zonas de cresta (curvas convexas).

Las superficies intermedias, 550 y 440, corresponden a una situación intermedia, y no se aprecia la separación en bloques diferenciados.

Las curvas correspondientes a las superficies 325, 144, 100 y a la situación actual corresponden a situaciones de fondo de valle. En el caso de la red actual, destaca el "salto" del río Calera antes de alcanzar el cauce del Gándara, mediante un tramo angosto y encañonado. Por otro lado, en su zona topográficamente más baja, se aprecia la influencia de las variaciones del nivel del mar, muy acusadas en el cuaternario, y que han desembocado en la formación de marismas y estuarios.

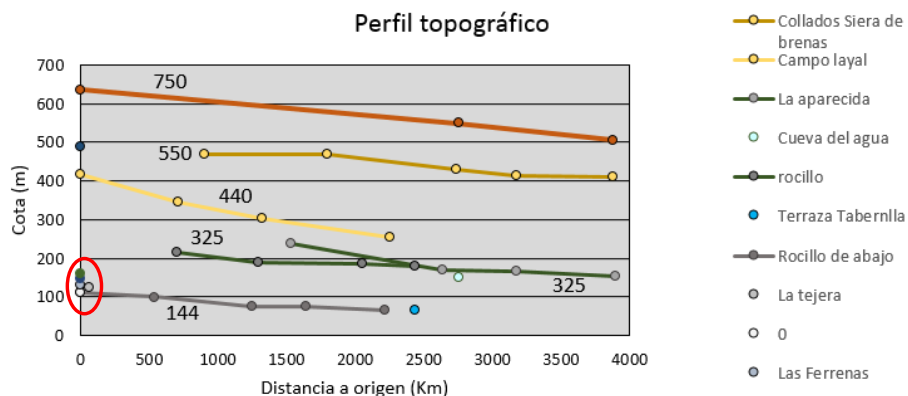
En cuanto a la situación de las cotas de las superficies de erosión en el entorno de Ramales, hacia al norte, la superficie 550 atribuida al tránsito plio-pleistoceno, se sitúa en torno a cota 350, similar a la descrita para la zona de Matienzo (MUSS, 1982), designada como "nivel de base 300" (Pleistoceno inferior) y donde se han desarrollado dos pisos galerías en cársticas entre 350 y 450 m de altitud. Hacia el Sur, se sitúa en torno a cota 490.

Respecto la superficie 440, al sur de Ramales se localiza en un rango de altitudes de 300 a 200 m (250 m como valor característico), con una cronología estimada como Pleistoceno inferior. Al Pleistoceno medio se ha atribuido la superficie erosión 325 que se encuentra a cotas desde 230 a 144 m altura (195 como valor característico) en la zona de Ramales. La denominada "tercera Fase" para la zona de Matienzo, sitúa su nivel de base a cota 165 del Pleistoceno superior a Holoceno inferior o medio (MUSS, 1982). Esta última fase se correspondería con las superficies 144 y 100 en Ramales.

La superficie 144 (Pleistoceno superior) más o menos coincide con el fondo de valle del río Calera en La Pared (200 m).

Por último, en los perfiles transversales que se han dibujado, parece deducirse que, en general, las diferentes superficies se localizan a cotas más altas en la margen derecha del valle (lado Ampuero), que en la izquierda (lado Udalla).

Es a partir del eje Ampuero-Udalla donde las distorsiones provocadas por el nivel del mar durante el cuaternario pueden empezar a ser más patentes para la superficie 144.



Croquis geomorfológico del sector Udalla-Ampuero y perfiles topográficos longitudinales de las diferentes superficies de erosión.

8. UN TERRITORIO FRAGMENTADO

Podemos considerar que el terreno de la cordillera está fragmentado en bloques más o menos regulares separados unos de otros mediante fallas, y que han presentado fundamentalmente un movimiento vertical diferente.



El curso medio del Valle de Asón desde el Mosquitero.

En principio, aquellos que coinciden con la zona axial de la cordillera han registrado mayor levantamiento relativo respecto los situados en el margen litoral, y en algunos casos, puede darse la circunstancia que alguno de ellos se “hunda” respecto los adyacentes, formando una fosa.

Para evaluar la intensidad de estos movimientos verticales, se han obtenido los resultados siguientes para cada sector a partir de las alturas de cada superficie de erosión.

SUPERFICIE	TEORICO EN LA ZONA AXIAL	LA NESTOSA	RAMALES (*)	GIBAJA	RASINES	AMPUERO	COLINDRES	SANTOÑA	ORIGEN PROBABLE
1460	161	-	-	86	47	-	-	-	T
1200	450	237	-	189	175	170	-	-	T
750	200	80	-	146	200	200	121	110	T+I
550	110	260	188	170	100	103	104	85	I+C
440	115	70	122	125	125	73	73	-	I+C
325	181	-	65	71	33	33	31	-	I+C
144	44	-	85	62	48	46	32	-	I+C
100	21	-	24	14	15	23	14	4**	I+C**
ACTUAL	3	2 a 5	>5	3	2	2 - 1	2-0	0	C+I
L Km	3,7	8,12	2,4	4,08	4,4 Km	4,7 Km	4,5 Km	8,1 Km	
D Km	3,70	11,82	14,22	18,30	22,70	27,40	31,90	40,00	

CRONOLOGÍA ESTIMADA

1460	MIOCENO INFERIOR A MEDIO
1200	MIOCENO MEDIO A SUPERIOR
750	MIOCENO SUPERIOR A PLIOCENO
550	PLIOCENO-PLEISTOCENO INFERIOR
440	PLEISTOCENO INFERIOR
325	PLEISTOCENO MEDIO
144	PLEISTOCENO SUPERIOR
100	PLEISTOCENO SUPERIOR A HOLOCENO INFERIOR
	HOLOCENO MEDIO
	HOLOCENO SUPERIOR A ACTUALIDAD

(*) Corresponden en su mayor parte al Pando, en el macizo del Moro.
Se indica en primer lugar la causa a priori más probable o más representativo.
T Levantamiento tectónico.
I Levantamiento por isostasia.
C Causa climática.

Lo primero que llama la atención es que los resultados no son homogéneos. Sitios situados más al norte, a los que debería corresponderles menos magnitud de levantamiento, igualan, e incluso superan magnitudes de puntos situados más al sur.

Se observa también que los niveles de erosión, especialmente los más altos, no forman líneas con una pendiente graduada, sino que presentan quiebros o puntos de inflexión en su pendiente. Generalmente, estos puntos coinciden con zonas de falla. Es destacable la inflexión que experimenta el río Calera a su paso por el Haza.



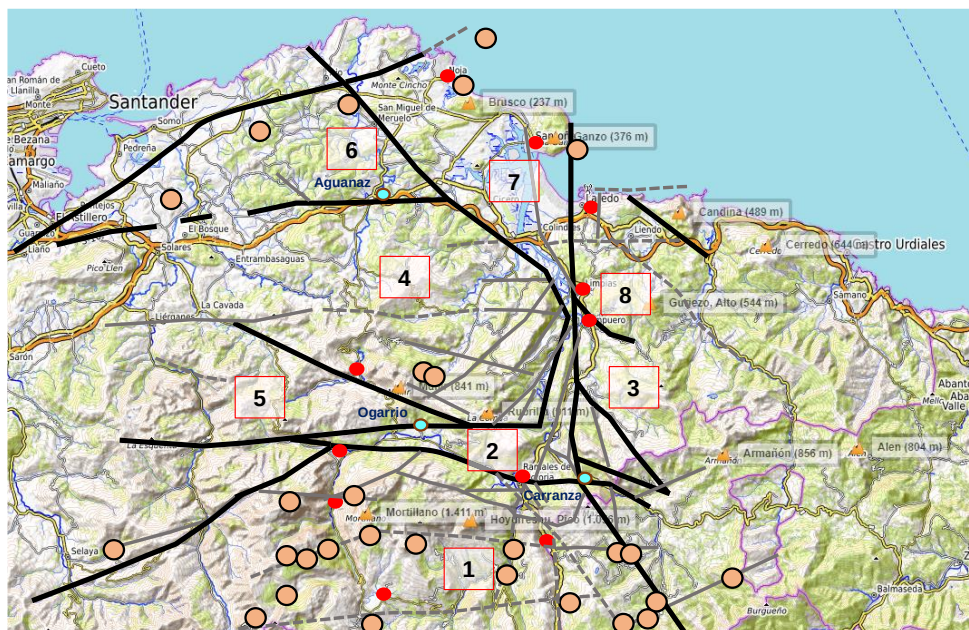
El impresionante desnivel del Calera junto a su desembocadura en el Gándara.

También se observa que el límite entre las zonas de Lanestosa y Ramales marcan una zona de frontera. Aguas arriba (Lanestosa), se conservan mejor las superficies más antiguas y los niveles bajos desaparecen o se solapan unos con otros.

A partir de la zona de Ramales, se desarrollan y conservan las superficies medias y bajas, mientras que las más altas se difuminan o desararecen. A partir de Ampuero, no se han reconocido las superficies más altas. También a partir de esta población, se observa la posible influencia de las variaciones de la altura del nivel del mar del cuaternario.

Por último, se ha indicado el espesor que los depósitos holocenos alcanzan en la Ría de Treto. Se han obtenido tanto de los espesores atravesados por las cimentaciones del Viaducto de la A-8 que actualmente atraviesa la Ría, como de sondeos para la construcción de la mejora de la N-629.

La distribución de los diferentes bloques que se ha deducido de la distribución de la red de fallas y de su interferencia respecto de las inflexiones que se han considerado anómalas se muestran en la figura siguiente. También se ha señalado la ubicación de fenómenos de hidrotermalismo y, en gris oscuro, lineaciones que se han considerado como de posible origen estructural o agrupaciones de fallas en las que se simplificado su trazado.



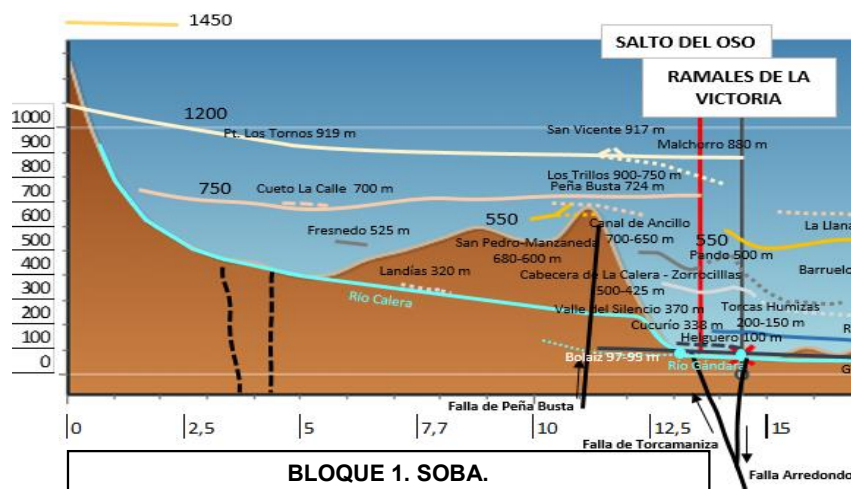
Possible distribución de Bloques para la cuenca del Asón. 1, Soba. 2, Cuña de Arredondo-Ramales. 3, Ampuero-Alto de Guriezo. 4, Alcomba. 5, Matienzo. 6, Meruelo. 7, Corredor Gibaja-Santoña. 8, Colindres-Laredo. (●) Epicentros de terremotos.

En la literatura geológica clásica, se designa como “horst” a un bloque levantado tectónicamente, y como “graben” al hundido. Sin considerar las implicaciones que tienen estas designaciones, se designarán así simplemente por ser términos más cortos y gráficos.

El “horst” más meridional es el designado como Soba. Es el más elevado topográficamente y extenso. A lo ancho, se recorrería desde el eje Espinosa de Los Monteros – Medina de Pomar hasta Ramales. En este bloque se sitúan en la actualidad las cumbres de mayor altura de la comarca y el Parque Natural de Alto

Asón o el macizo de Mortillano. Su límite meridional es una falla E-O, y el septentrional la falla Arredondo-Ramales, una falla ONO-ESE que anteriormente jugó como inversa. En el perfil longitudinal confeccionado, corresponde a las distancias (DD.OO) 0 y 14 Km.

No se ha detectado el la cabecera del Calera la superficie 1400, aunque sí podría reconocerse en el entorno del Alto Asón. La superficie 1200 se ha interpretado a partir del amplio collado de Los Tornos y las cumbres del Hoyofresno, que incluyen replanos casi cimeros con grandes dolinas y lapiaces muy desarrollados. A esta superficie aparece asociado el valle fósil de Los Trillos, que separa el Hornijo de Mortillano y Peña Rocías. El perfil interpolado para esta superficie presenta escasa pendiente. En su mayor parte, está conformado por lutitas con intercalaciones de areniscas y escasas intercalaciones de caliza.



Tramo del perfil longitudinal correspondiente al bloque de Soba.

La superficie 750 es la mejor representada en este bloque, conformando las aristas romas moteadas de relieves redondeados y algún castro calizo que ciñen el valle del río Calera. En estas superficies se ha desarrollado una montera de alteración que se conserva en algunos puntos. Conforma una superficie prácticamente horizontal. La Canal de Ancillo se asocia a esta superficie y si bien la tendencia de drenaje es hacia el norte, parece que los relieves de Hoyofresno, San Vicente y Hornijo ya existían.

Se reconoce también algunos retazos de la superficie 550 en el Hoyofresno y el San Vicente, pareciendo suponer que el río Gándara, como afluente del Calera, ya podría existir.

No se han reconocido a lo largo del valle del Calera inflexiones o replanos en las laderas que de momento, se puedan integrar en alguna de las superficies intermedias, salvo la de Fresno que se interpreta como correspondiente a la superficie 550.

Las superficies 325, 144 y 100 no se reconocen claramente y aparecen asociadas al fondo de valle actual, que desarrolla una terraza discontinua, con enclaves aislados en el entorno de Lanestosa, con una forma de ojal, y entre San Pedro y Valnera.

El final del valle del Calera se estrecha por el desarrollo de dos grandes deslizamientos en ambas laderas del valle. En la ladera del Moro se reconoce el deslizamiento de Copa Encinal y el de La Pared en Busta, ambos de tipo complejo. En la ladera norte de Busta se desarrollan también coladas de barro.

SALTO DEL OSO

Formatted: Font: Bold

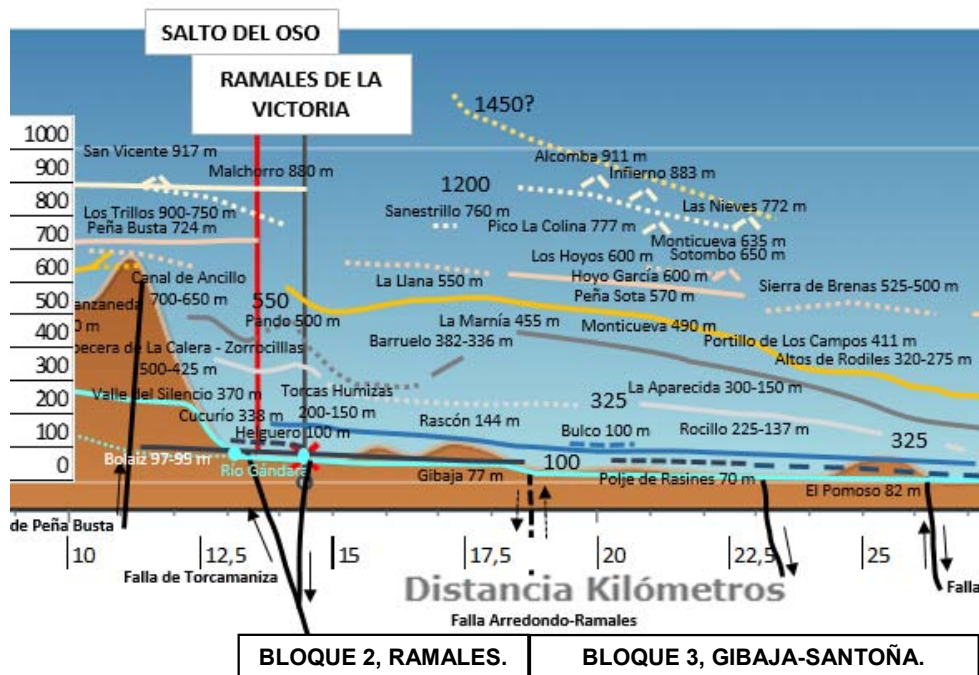
La Cuña Arredondo – Ramales, a modo de estrecho triángulo orientado E-O con vértice en Bustablado, se interpreta como un “*graben*”, que separa el bloque de Soba del de Alcomba. Hacia el Este, se prolonga hacia Guardamino y alcanza la desembocadura del río Calera. En el perfil corresponde a las DD.OO 14 y 18.5 Km.



Panorámica del curso medio del Río Asón.

En Ramales enlaza con un estrecho corredor N-S que se prolonga hasta Santoña recorrido también por un frente de cabalgamiento a lo largo del cual llega a aflorar el Keuper.

Las cotas de las diferentes superficies tomadas en el entorno de Ramales se distorsionan dentro de este tramo, sujeriendo este compotamiento como bloque hundido respecto a los de Soba y Alcomba.

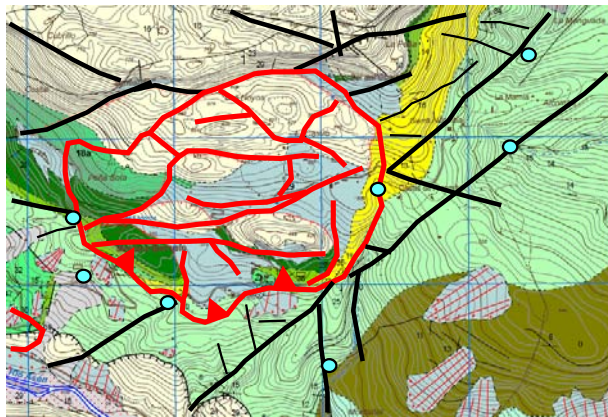


Tramo del perfil longitudinal correspondiente al bloque de la Cuña Arredondo-Ramales.

El nivel más alto reconocido es el 550 en La Llana y la vertiente norte del Moro. A este nivel se asocia la cabecera del valle de La Calera, que separa las cumbres del Moro y del Ilsa. El macizo del Moro y El Pando cierra por el este el valle del curso medio del Asón y forma una cuesta geomorfológica sobre las que se encajan las superficies 440, 325, y 144, donde se han excavado tres valles actualmente fósiles y grandes dolinas escalonadas. La situada a menor cota, 144, queda ligeramente colgada respecto del fondo de valle de Guardamino.

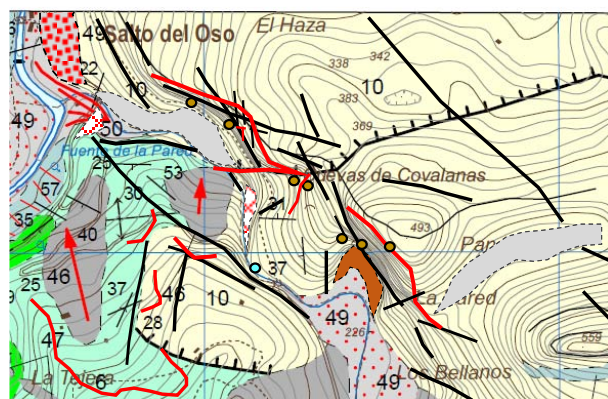
En el fondo de valle se han formado dos niveles de terraza a +1.5-2.0 y +3.0-5.0 m, así como grandes dolinas activas que se inundan en épocas de crecida o fuertes lluvias en Veares, así como el polje de Las Campas, en Helguero.

En el valle del Asón, son numerosos los grandes deslizamientos de ladera. En la ladera de San Vicente se ha desarrollado el deslizamiento del Cuadro, una colada de barro, y el deslizamiento de Mentera, un movimiento de tipo compejo que afecta a la superficie 1200 ya en el bloque de Alcomba, y actualmente fósil.



Deslizamiento de Mentera sobre cartografía IGME E 1:25.000. Se ha marcado la red de fracturación y la situación de manantiales.

También se observan cicatrices de desprendimientos de rocas en El Haza, en Covalanas y en la Pared del Eco. En la zona del cañón del Calera se ha detectado, además, una alta concentración de fallas, así como en el Pico San Vicente.



Deslizamientos y desprendimientos del Camino del Haza y zona de Covalanas sobre cartografía IGME E 1:25.000. Se ha marcado la red de fracturación y la situación de manantiales.

Los indicios deducidos de la lectura de las diferentes curvas obtenidas para cada nivel de erosión sugieren que el valle del curso medio del río Asón ya existía al menos desde la formación de la superficie 550, si bien, posiblemente este valle sea al afluente Riba descrito por Mugnier (1969).

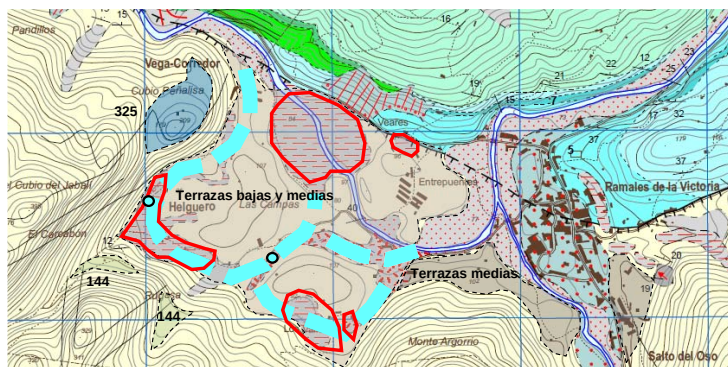
El antiguo Asón seguiría entonces su curso Sur-Norte por encima de Matienzo (Mugnier, op cit), independiente aún del eje N-S del Calera hasta Santoña.

Por debajo de esta superficie, 550, se observa un profundo encajamiento de la red fluvial, especialmente para la superficie 144, que presenta continuidad con el fondo de valle del río Calera en la pared del Eco.



Con el valle del Calera casi a la altura de los ojos.

Esta cuña aparentemente se ha hundido más hacia el norte especialmente desde la superficie 144. En el entorno de Ramales, la depresión fluvial adquiere una planta de forma prácticamente cuadrada en Helguero y Las Campas, con unas alturas topográficas de 95-107 msnm (terrazas bajas, Holoceno). En esta zona se observan posibles meandros abandonados del Asón. Probablemente, toda esta zona funcionó como un polje.

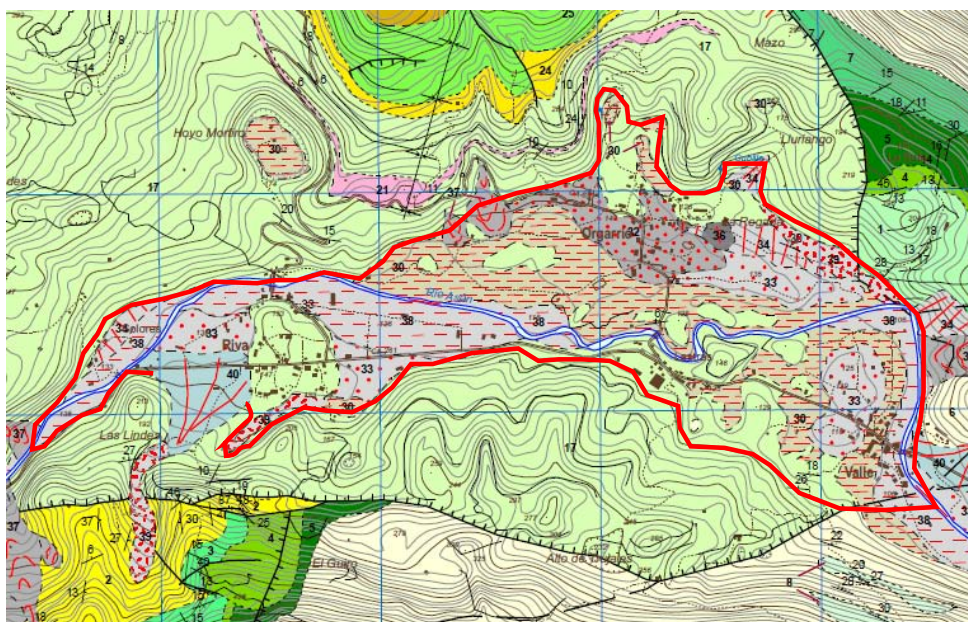


Depresión fluvial de Helguero. Se han situado sobre la base cartográfica IGME E:1:25.000 la situación de grandes dolinas, los posibles meandros abandonados y la situación de los manantiales kársticos de Cacavón y Fuentiseña.

Aguas arriba, el Asón se encañona mostrando una marcada disimetría en sus vertientes, siendo más abrupta la septentrional. En la ladera sur, si se reconoce una inflexión y desarrollo de una zona llana en Pandillos a cota 298, que se corresponde a la superficie 440. Por debajo de ésta, el enclave de Cubío de Peñalisa,

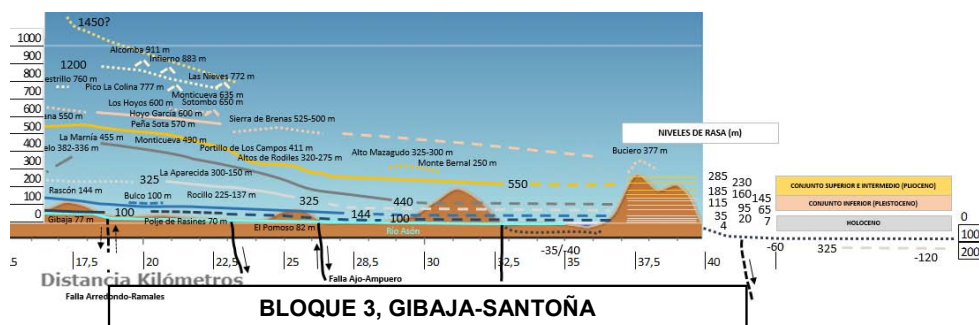
inmediatamente al oeste de Vegacorredor, se encuentra el Cubio de Peñalisa (cota 209) que se corresponde con la superficie 325.

Al otro lado de este encañomamiento se localiza otro ensanchamiento del valle ocupado por las poblaciones de Riba, Ogarrio, Lastras y Valle, observándose otro nuevo polje en la zona de Ogarrio, donde se pueden observar varias etapas de evolución.



Contorno del Polje de Riva-Ogarrio – Valle sobre la base cartográfica IGME E:1:25.000 del Gobierno de Cantabria.

A partir de la D.O. 18.5 Km el Asón ya ha confluído con el Calera y el Gándara y discurre por un corredor hasta su desembocadura en la Ría de treto excavado a lo largo de un frente de cabalgamiento que separa los bloques de Alcomba (ladera izquierda del río) y Ampuero-Alto de Guriezo y posteriormente en de Colindres – Laredo, estos dos últimos dispuestos en su margen derecha. Este tramo no corresponde ni a un “horst” ni a un “graben”. Los bloques situados en esta última margen aparentemente están mas levantados que los de la margen contraria por efecto del cabalgamiento y han desplazado progresivamente el cauce del Asón hacia el oeste, dejando valles fósiles abandonados por el camino. Tal es el caso del Polje de Rasines, Rocillo o el valle de Bernal.



Tramo del perfil longitudinal correspondiente al bloque del corredor Gibaja-Santoña.

A partir de la curva 550, podrían observarse variaciones en el nivel del mar ocurridas desde el Plioceno a partir de Ampuero, pudiendo interpretarse como el inicio de las crisis climáticas cuaternarias.

Desde ambas vertientes, puede completarse la secuencia continua de todas las superficies de erosión.

En el caso del Bloque de Alcomba (4), se observan desde indicios de la superficie 1400 hasta los niveles de terraza baja del Asón entre Udalla y Limpias y la marisma.

Caben destacarse dos sectores separados por la falla Ajo-Ampuero (NO-SE). El primero de ellos, entre Gibaja y Ampuero, muestra la secuencia completa y donde, por la pendiente que presenta cada superficie, se aprecia el basculamiento hacia el norte de este bloque, muy acusado para la superficie más alta, y que se va atenuando en su conjunto progresivamente en las inferiores hasta la 440.

En el segundo sector, al norte de Ampuero, no se reconocen los niveles altos, 1450 y 1200, mientras que el resto de las superficies aparecen como horizontales y paralelas entre sí.

9. PEÑAS ARRIBA

Frecuentemente con designaciones descriptivas propias en función de su forma, tales como mazo, castro, peña o pico, son relieves que se han ido tallando en los últimos 20 m.a. como resultado del clima, el encajamiento de la red de drenaje, y los fenómenos de ladera.

Las tres cumbres que ciñen Ramales por el sur, si bien están tallados en las mismas calizas, presentan diferencias de unas a otras.

El Pico San Vicente es un "pico". Su cumbre es puntiaguda y se sitúa a 917.15 m.s.n.m. y conforma, con el Hoyofresno una sierra muy mellada con orientación E-O. El valle fósil de La Canal de Ancillo al oeste (698 m), que la separa de la Sierra del Hornijo.

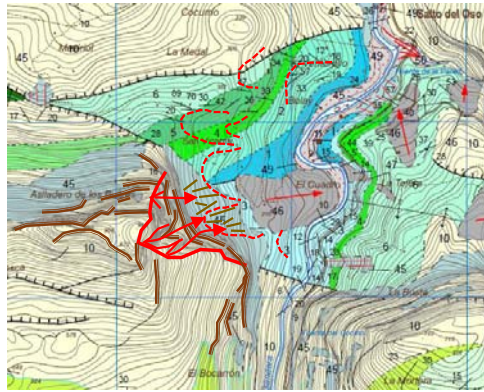


Vista del Pico San Vicente. Cara Este.

Se da el retroceso del cantil cimero por socavación por deslizamiento de los materiales luíticos de su base, muy meteorizables y que transforman en arcilla, que provocan

grandes desprendimientos de fragmentos de macizo rocoso a favor de la red de fracturas que compartimentan la roca.

En la actualidad, se desarrolla una colada de barro en El Cuadro, posiblemente a favor del detritus generado por un gran desprendimiento pasado.



Inestabilidades en el Pico San Vicente sobre la base cartográfica IGME E:1:25.000 del Gobierno de Cantabria.

Los corredores de aludes de piedras y nieve se emplazan sobre desprendimientos en cuña según fracturas NE-SO y NO-SE a E-O, mientras que la huella del desprendimiento de mayor magnitud (marcado con una línea continua roja) se corresponde a fracturas E-O y N-S. Los frentes de cantiles donde se dan desprendimientos (marcados con líneas marrones) siguen orientaciones preferentes E-O y N-S. Por último las cicatrices de deslizamientos y flujos de lodos (líneas discontinuas rojas) indican una orientación preferente E-O. Por lo tanto, queda patente el control estructural de los fenómenos de ladera.



Cumbre del Pico San Vicente

Peña Busta (722 m.s.n.m) es una "peña". Desde el norte se ve como una mole de piedra de relieve romo en su cumbre. Este macizo separa las cuencas de los ríos Calera y Gándara. Sus caras norte, este y oeste son abruptas, especialmente la norte, donde se desarrolla un acantilado prácticamente vertical. La ladera sur, en cambio, constituye una larga cuerda con orientación general norte-sur hasta alcanzar el cordal principal de la Cordillera en el Puerto de Los Tornos.

En la ladera oeste, que da al río Gándara, puede observarse el cambio lateral de facies entre las calizas urgonianas y las margas de Soba, prácticamente neto.

Por la cara este se caracteriza por presentar un pasaje ruiniforme provocado por un gran deslizamiento y el desarrollo de canchales. Junto a éste, se observa otro deslizamiento de tierras de tipo complejo.

Por el norte, destaca la existencia de una larga lengua de deslizamiento. Se trata de una colada de barro que desciende desde cota 350 hasta alcanzar prácticamente el cauce del río Gándara, a cota 95.

A diferencia de los dos relieves anteriores, el Moro forma parte de un macizo montañoso relativamente grande que separa la cuenca hidrográfica del Asón (incluidos los ríos Calera y Gándara) de la cuenca del río Carranza.

En un relieve complejo formado por numerosas cumbres, donde cabe destacarse el propio Moro formado por dos cumbres gemelas (822 m), Sopeña (818 m), Loma del Mazo (817 m), Pico Relús (784 m), Pico de Ilsa (696 m), Peña de Las Minas (720 m), Conino Laguna (719 m), y Pando (495 m).



Corredor de falla en el Relús.

La línea de cubres presenta una orientación general SO-NE, que contrasta con la alineación E-O de las líneas de cumbre de los macizos de San Vicente y Busta.

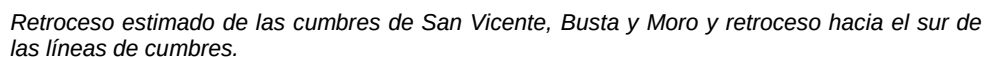
Por el sur, este macizo queda adosado al relieve principal de la Cordillera por una larga cordal de orientación norte-sur prácticamente simétrica de la descrita para Peña Busta, que separa las cuencas del Calera del río Carranza. Esta cuerda presenta alturas ligeramente superiores a la de Busta.

Hacia el norte y noroeste, conforma una cuesta que desciende de una forma relativamente gradual y en algunos casos escalonada hasta el Valle de Guardamino, que constituye el límite septentrional de este macizo montañoso. En esta cuesta destaca El Pando (550 m), y limita con el valle mediante los cantiles del Haza (unos 100 a 150 m de desnivel) y de la Pared del Eco (algo superior a los 200 m de desnivel). Al pie de esta ladera se ha excavado el cañón del Río Calera.

La ladera oriental desciende de una forma abrupta hacia el valle del río Carranza, pero relativamente continua, excavada en rocas detríticas jurásicas y cretácicas, pero con algunos cantiles por el afloramiento de rocas calizas urgonianas, como los existentes al norte del Pico Relús (o Reluso), de 50 a 100 m de altura.

Los tres macizos comparten, sin embargo, un rasgo común. Sus caras nortes son más escarpadas y presentan más desnivel mientras que sus caras sur son más cortas e inclinadas y están controladas por el cambio lateral de facies de calizas urgonianas a margas.

En la figura siguiente se ha representado el desplazamiento hacia el sur de Busta y hacia el SE del Moro. También se ha representado la traza actual del cambio lateral de facies entre las calizas urgonianas y las margas de Soba. Por último, se ha indicado el posible retroceso de la línea de cumbrés.



Esta imagen muestra que el relieve que más retrocede es Peña Busta y lo hace a más velocidad. El macizo del Moro retrocede por sus flancos a favor de deslizamientos de gran tamaño.



Y es que en el entorno del Salto del Oso existe una poco usual concentración de deslizamientos. En San Vicente existen dos, en Busta cuatro y algunas cicatrices, y en el Moro los grandes deslizamientos de Loma del Yelso en la vertiente del Calera, y el de Pondra en la el Carranza.

10. PEÑAS ABAJO

En el entorno del Salto del Oso existe un significativo número de cavidades cársticas, destacando Cullalvera, Cuevamur, El Mirón, Covalanas o Cueva Baranda, o los soplaos del coto Txomin, entre otras.

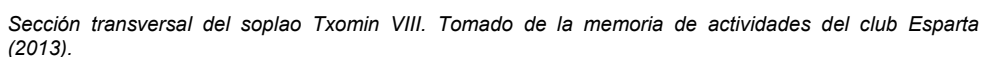
Las cavidades que ocupan una situación más meridional son los soplaos del Coto Txomin. Se trata de una red de galerías de mina accesibles desde la denominada bocamina Cuco, situada a cota 570. Se trata de pozos que fueron interceptados por las labores de excavación de las galerías mineras, y fueron explorados desde inicios de la década de los 90 del siglo pasado por el G.E. Esparta de Barakaldo. Se trata de un total de 8 pozos numerados con signos romanos desde I hasta VIII.

POZO	PROFUNDIDAD (m)	DESARROLLO (m)	OBSERVACIONES	COTA ABSOLUTA APROXIMADA
Txomin I	220	-	A 400 m de la bocamina. Comunica con Txomin III.	Fondo 350
Txomin II	70	-	-	Fondo 500
Txomin III	80	-	Usada como vertedero de escombros. Comunica con Txomin I.	Fondo 490
Txomin IV	270	No significativo.	Un piso a 110 m de profundidad y sala (Sala Blanca) hasta -174 m.	Piso 460 Fondo 300
Txomin V	46	-	-	Fondo 524
Txomin VI	226	No significativo	Piso a 129-149 m de profundidad.	Piso 421-441 Fondo 344
Txomin VII	130	-	-	Fondo 440
Txomin VIII	307	3000	Piso fósil a -177. Red activa (1 l/s) -300	Piso fósil 393. Piso activo 270.

Para la obtención de las cotas absolutas se ha considerado que las galerías mineras son horizontales a cota 570.

De todos los pozos explorados, los más interesantes son los designados como IV, VI y VIII, tanto por las profundidades alcanzadas como por haberse detectado pisos. En esta relación destaca el soplaio Txomin VIII tanto por la extensión de la red de galerías alcanzadas, sino por haberse descubierto una red activa.

Las cotas de las galerías fósiles detectadas son relativamente homogéneas, situándose a cotas 460 para Txomin IV, 441 a 421 para Txomin VI, y en torno a 400 para Txomin VIII. La red activa localizada en este último caso se sitúa a cota 270.



En el valle colgado de La Calera, entre El Moro y el pico Ilsa, se localizan la Torca del Moro y Torca Cayón (cota 495), de 150 y 172 m de profundidad respectivamente pero sin desarrollo horizontal. En la segunda, más próxima al Coto Txomin, se intercepta un río o aporte de agua a 125 m de profundidad que se pierde en el fondo de la sima (cota 323).

Cuevamur, Covalanas y el Mirón son parte de una misma red. Las dos segundas cavidades están colmatadas de sedimentos (arena, arcilla y grava, y coladas estalagmíticas). Cuevamur se abre en la Pared del Eco (cota 320), a unos 100 m sobre el fondo de valle y permite el acceso a una corta red de galerías (1725 m) con dirección preferente NO-SE y que se articulan en dos pisos fósiles con un desnivel entre sí de unos 40 m.

En CuevaMur destacan, por su volumen y dimensiones la Gran Sima, las salas de La Cascada y del Campamento (una única galería muy concrecionada de orientación NNE-SSO), y la Sala del Caos (E-O). Covalanas se encuentra a cota 320, compatible con el fondo de Cueva Mur. El Mirón se encuentra a cota sensiblemente más baja, a 252 m de altitud, pero lo está a cotas algo más bajas que el río de Txomin.

Próxima a la cumbre de El Pando se encuentra una pequeña cueva a cota 450. La ferrata del Cáliz permite acceder a otra pequeña cueva a cota 225. Otra pequeña cueva del entorno es La Cueva del Haza, a unos 400 m de distancia de Covalanas, que se abre a la cota 200.



Cueva Baranda.

Cabe citarse también el sumidero de Cueva Baranda, en la zona de Torcas Humizas, que se abre en el lateral de una amplia dolina a cota 289 y asociada a un valle colgado.

Por último, para el cañón del Calera, cabe citar las pérdidas de caudal que el río Calera registra a su paso al pie de la Pared del Eco (cota 222), donde se observan al pie del cantil pequeños sumideros, así como los sumideros existentes en el cañón del río Calera a cota 200.

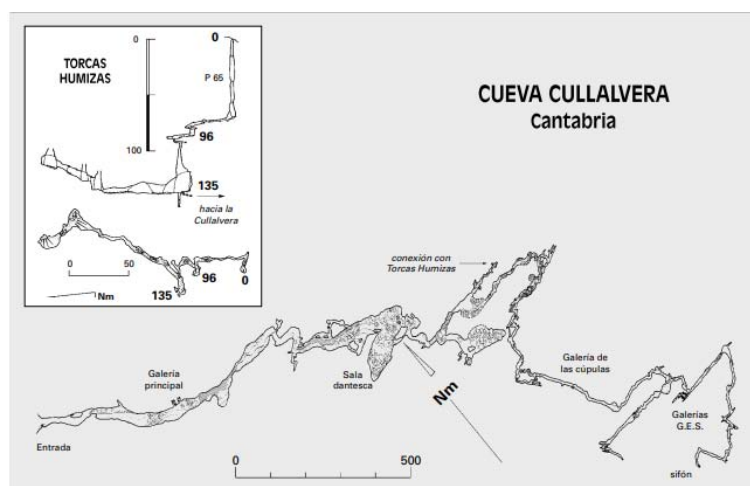
Al pie de la cuesta del Pando, y próxima a la desembocadura del Río Guardamino en Ramales se abre la boca de la Cueva de Cullalvera con un porche de 14x28 m, la galería principal alcanza secciones de 35x23 y 70x38 m. La denominada “Sala Dantesca” posee un volumen de 140x80x30 m (336000 m³). El desarrollo es de 11.700 m según el Catálogo de Grandes Cuevas y Simas de España de C. Puch de 1998, y de 12.100 m en el Catálogo de Cantabria Subterránea de Jose León García de 1997, aunque en años posteriores se han realizado nuevas exploraciones, al menos, por parte de la Asociación Espeleológica Ramaliega (AER) en la zona activa final y en la búsqueda de nuevas galerías fósiles. El desnivel total que figura en estos catálogos es de 205 y 160 m (C. Puch y J. León respectivamente). El desnivel obtenido por la AER es de 176 m.



Galería de acceso de Cullalvera.

A este sistema cárstico puede accederse también desde la Torca de Torcas Humizas cuya boca se sitúa a 285 m de altitud tras un descenso de 135 m.

La boca principal actualmente funciona como *trop-plein*, esto es, sólo mana por ella al río en épocas de crecida. La surgencia actual la designamos en el AER como R117. Se trata de una pequeña dolina a cota 95 y muy próxima a la cueva, cuyo fondo permanece inundado. Cuando mana Cullalvera, esta dolina también lo hace.



Planta de la Cueva Cullalvera, tomada de C. Puch (1998)

Tras la galería de acceso de Cullalvera se alcanza el río subterráneo, que puede seguirse hasta un sifón a algo más de 2,5 Km de distancia de la boca en una zona donde las galerías son sensiblemente de dimensiones más reducidas y laberínticas, según un trazado en enrejado. Este sector corresponde a los 1000 últimos metros, y contrasta con el primer sector de la cueva, caracterizada por grandes galerías notablemente rectilíneas. El cambio en la morfología de la cueva viene a coincidir con la ubicación de la *Sala Dantesca*, que corresponde a un colapso cárstico.

Si bien no se describe una organización en “pisos” (galerías horizontales situadas a diferente cota) de la cueva, es posible que en el primer sector de la cavidad estén solapados. A lo largo del techo de la galería principal se observa un tubo freático. Ladera arriba, en el entorno cercano se desconocen bocas de cuevas abandonadas que pudieran interpretarse como pertenecientes a este sistema, salvo el caso de Cueva Baranda, que se interpreta como sumidero y que encuentra relativamente cercana al fondo de la *Sala Dantesca* de Cullalvera.

Por último, cabe destacar que tanto en Cullalvera, como en Cuevamar, existen *pendants*. No son estalactitas. Se trata de gravas o fragmentos de tierra que han quedado adheridos al techo de la cavidad en un momento en que la cueva, a lo largo de su formación, estuvo rellena de sedimentos. En el caso de Cuevamar o El Mirón, por ejemplo, se observa como estos sedimentos llegan a cegar por completo la galería.

Esto puede ser importante, ya que a resultas de esta colmatación, el río subterráneo que discurre la cavidad se ve obligado a hacerlo sobre este sedimento, pudiendo provocar que la cueva crezca “hacia arriba”, en vez de “hacia abajo”, que es lo más normal. A este fenómeno se le denomina “*paragénesis*”, y ha sido descrito en Cueva Fresca (Delannoy y Morverand, 1989).



"Pendants" en el techo de Cullalvera, Relleno cárstico en la boca de Cuevamur.

En el cuadro siguiente se han resumido las cotas a las que aparecen los diferentes pisos de las cuevas de la zona.

MORO		SAN VICENTE
TXOMIN	PANDO	
Txomin IV. Piso 460	Cueva del Pando, 450	-
Txomin VI. Piso 421-441	-	-
Txomin VIII. Piso fósil 393.	Torca Cayón, aporte de agua, 370. Cuevamur Piso fósil 370	-
-	Fondo Torca Cayón, 323. Activo. Cuevamur y Covalanas Piso fósil 320-330. Techo Sala Dantesca y del Caos Final de Cullalvera. 307-290	El Boquerón. 308
-	Sumidero de Cueva Baranda. 289	-
Piso activo 270	Mirón. Piso Fósil 252 Cueva del Cáliz. Fósil. 225 Cueva del Haza. Fósil. 200	-
-	Tubo freático techo de Cullalvera. 130	-
-	Cullalvera. Piso activo/trop-plein. 95/100	Fuente Iseña 97 Carcabón 92

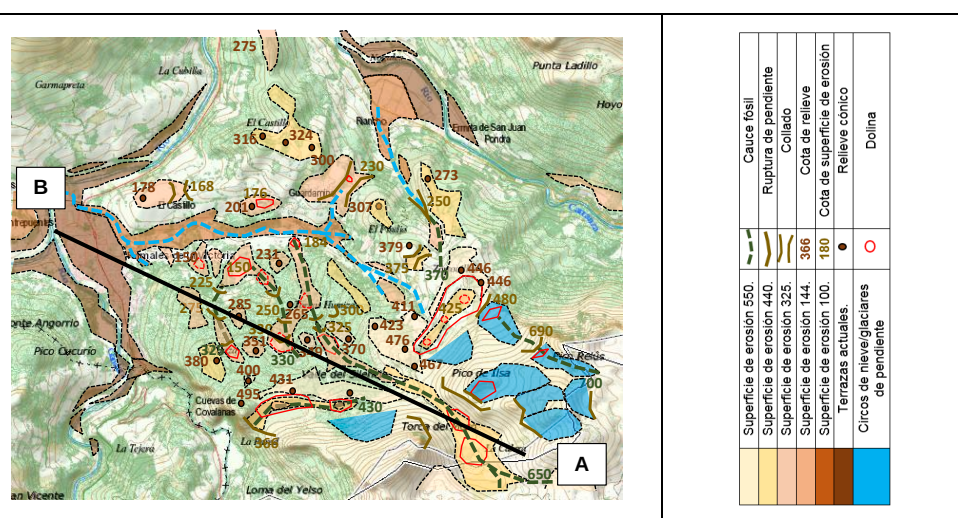
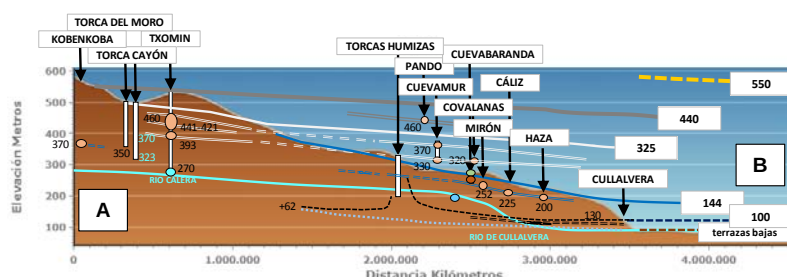
Se puede observar como las alturas a las que aparecen estos pisos son relativamente parecidas en muchos casos. En otros casos no lo son o están ausentes, ya sea porque no existan, o porque aún no han sido explorados.



Piso fósil en Tocinos.

El nivel de carstificación más antiguo corresponde a la cueva de El Pando, asociada a la superficie 440. Los dos pisos de Txomin y los de Cuevamur se asocian a la superficie 325. A este mismo nivel de carstificación, Covalanas se integra en este mismo nivel, junto con los abrigos de la Pared del Eco situados a cota de Cuevamur.

A la superficie 144 se asocian Cueva Baranda, El Mirón y El Haza, las dos últimas colgadas a media altura del cantil formado por el cañón del Gándara, sugiendo que el momento de formarse estas cavidades, este cantil aún no existían. Kobenkoba también parece estar asociada a este nivel. Por último, al Nivel 100 se asocia Cullalvera.



Perfil de la cuesta del Pando y representación de las superficies de erosión.

PLANICIES DE EROSIÓN	VALLE DEL MIERA	VALLE DEL ASÓN			MATIENZO	MORO	PAIS VASCO (*)
		PORRACOLINA		MORTILLANO			
1450	-	-	-	-	-	-	-
1200 Puerto de los Tornos 1000	-	-	1100 Françoise	1015-990 Kalaka – El Bloque – Cofiar	-	-	-
750 670 TERRAZA DE EL RELLANO	-	-	-	750-700 Mazo Chico - Rubicera	-	-	-
	650-550 Grupo Soterralla – Sopeña. Valle colgado de Araya	-	-	600-500 Garma Ciega	-	-	+300

550	-	440-400 Bernallán – Canto Encaramao – Puntida – Sapo - Salitre	440-400 Las Viras – Juhue – Chicarrón – Cañuela	-	450-350 La Codisera	-	+200
440	380 – 320 Cueva de Los Cantones	350 Bernallán – Canto Encaramao	380 Artistas – Conquistadores – Cueva del Escalón	-		450 Cueva del Pando	
325 TERRAZA MÁS ALTA	300 Nivel superior de Puente Nuevo	-	320 Pequeños Ingleses – Speleodromo 300 Truou Suffleur – Cañuela – Coventosa	-	300 Los Grajos – Rascavieja	Txomin IV, Piso 460 Txomin VI, Piso 421-441 Cuevamur Piso fósil 370 Txomin VIII, Piso fósil 393. Cuevamur y Covalanas Piso fósil 320-330	+100
144 TERRAZAS ALTAS	240-200 Fuente Escaleras – Puente Nuevo – Tere – Rescaño	-	240 Cuvias Negras 2 – Fantasmas 200 Macarrones	-	225 Los Emboscados – Sotarraña – Colfresnedo – Codisera	Sumidero de Cueva Baranda. 289 Mirón. Piso Fósil 252 Cueva del Cáliz. Fósil. 225 Cueva del Haza. Fósil. 200	+50-60
100 TERRAZAS ALTAS	170-120 Fuente Rebollar – Fuente Fría – Fuente Rescaño	-	-	-	165 Carcavuezo – Cueva del Molino – sistema Tiva- Risco-Oñite – Riaño	Cullalvera (Tubo freático)	+25
TERRAZAS MEDIAS A BAJAS	-	-	197 Cubera	306 Las Fuentes	160 Carcavuezo	Cullalvera	+2/5
CAUCES ACTUALES			197 Cubera	306 Las Fuentes	160 Carcavuezo	Cullalvera (trop-plein)	0

1460	MIOCENO INFERIOR
1200	MIOCENO MEDIO A SUPERIOR
750	MIOCENO SUPERIOR A PLIOCENO
550	PLIOCENO-PLEISTOCENO INFERIOR
440	PLEISTOCENO INFERIOR
325	PLEISTOCENO MEDIO
144	PLEISTOCENO SUPERIOR
100	PLEISTOCENO SUPERIOR A HOLOCENO INFERIOR
T3/T2	HOLOCENO MEDIO A SUPERIOR
T1	HOLOCENO SUPERIOR
	ACTUALIDAD

En **negrita**, galerías del Sistema Coventosa.

Las cotas de las planicies de erosión están referidas según el eje de la Cordillera.

(*) Alturas respecto al nivel de base local (fondo de valle).

En el cuadro adjunto se han indicado las alturas de pisos para diferentes sistemas cársticos en las zonas de Valle del Miera, Asón (Macizos de Porracolina y Mortillano) de Fernandez Gibert (2002) y Matienzo junto con los ofrecidos para el País Vasco por Aramburu (2015), y se comparan con las que se han obtenido en El Pando. Se incluyen también las cotas de referencia respecto a la formación de planicies de erosión en la Cordillera Cantábrica y mediante tramas de color se indica la edad supuesta de formación.

En cuanto a algunas de las cavidades más representativas del valle del Asón aguas abajo de Ramales, las superficies a las que aparecen asociadas se resumen en el cuadro siguiente:

SUPERFICIE	CAVIDADES
550	Sumidero de Monticueva (490) Cueva de los Tocinos (400)
440	-
325	Torca de Fitos (190) Cueva del agua de Hoz de Marrón (150)
144	
100	Cueva del Valle (71)

*Río de Tocinos.**Monticueva*

Durante el último ciclo glacial, en los tramos medios y bajos de los valles se extendieron las vegas fluviales, mientras que en los macizos calizos la carstificación se ve ralentizada por la escasa disponibilidad de agua líquida. Sin embargo, en las zonas subglaciares, la carstificación se ve muy favorecida por la abundancia de un agua de fusión fría y ácida por la cantidad de CO_2 disuelto. La carga sólida transportada acentúa la acción de erosión mecánica aunque provoca el cegado total o parcial de las cavidades. Es especialmente en los entornos subglaciares donde la formación de nuevos sistemas de drenaje mediante redes horizontales de galerías conectadas con la superficie mediante pozos que captan las aguas superficiales de escorrentía donde se dan las condiciones más favorables.

*Sumidero de Cueva Baranda, colmatado.*

A este efecto tenemos que sumarle las propiedades de las rocas calizas que se disuelven. En el caso del macizo urgoniano, presentan altos contenidos en compuestos orgánicos o mineralizaciones de Pb-Zn (como en el caso del Moro) cuya oxidación provoca la formación de ácido sulfúrico, que vuelve más agresiva a la caliza al agua. Como producto de esta reacción química se forma yeso, que aparece corrientemente como cortezas adheridas a las paredes de los conductos.

Frochoso (2016) señala que bajo los glaciares se ejerce acción corrosiva intensa pero con poco alcance en profundidad, pero que en zonas descubiertas de hielo se desarrollan lapiaces de surco.

El efecto en las cavidades en las zonas altas de los macizos montañosos durante los periodos interglaciares son una extensión de los descritos para los ambientes subglaciares. Las redes se amplían y diversifican entonces (Frochoso 2016) y prolifera la formación de lapiaces cubiertos por la extensión de las zonas boscosas, así como la formación de espeleotemas. La relación entre el crecimiento de espeleotemas en las cavidades con climas templados y húmedos ya ha sido establecida por Moreno et al (2013) o Stoll et al (2013).



Colmatación en Cuevaamur.

11. ARGAYOS Y DESTORRENGADAS

Amuchastegui (2000) incluye una cronología para los argayos en el entorno del País Vasco en 10 grupos correspondientes a los siguientes intervalos de tiempo.

GRUPO	CAUSA MAS FRECUENTE	EDAD
0-25	Actividad humana patente	HOLOCENO
25-200		
200-3000		
3000-5000	Indicios de actividad humana	
5000-5500	Precipitaciones abundantes. Indicios de actividad humana	
5500-15000	Precipitaciones abundantes. Actividad sísmica probable 7000-10000 periodo de abundantes precipitaciones y actividad importante de deslizamientos	11700 AÑOS
15000-30000	-	PLEISTOCENO SUPERIOR
30000-50000	-	
50000-120000	Incisión del cauce fluvial	PLEISTOCENO MEDIO
>120000		

Frochoso (2016) destaca el periodo 5.000-3.000 BP como favorable para la producción de deslizamientos relacionado por aumento de la precipitación. Este fenómeno sería contemporáneo con la formación de terrazas bajas que conforman las grandes llanuras aluviales.



Confluencia de los deslizamientos de Loma del Yelso y Las Ánimas.

En el entorno del Salto del Oso se concentran los fenómenos de ladera, algunos de ellos de gran magnitud, otros activos o remanentes, y de algunos únicamente queda la cicatriz en la ladera.

DESlizAMIENTO	LUGAR	CLASIFICACIÓN	CRONOLOGÍA
Mentera	Montes del Infierno	Complejo	<800000 PLEISTOCENO MEDIO
San Vicente y El Cuadro	San Vicente	Desprendimiento por descalce. Colada de barro a favor de derrubios afectando a terrazas de fondo de valle	130 - ≥2700 HOLOCENO
La Tejera	Peña Busta	Colada de barro	3000-5000 HOLOCENO
Los Bellanos	Peña Busta	Deslizamiento mixto suelo-roca. Afecta terraza baja	130-5500 HOLOCENO
Las Ánimas	Peña Busta	Complejo por socavación y descalce	3000-5500 HOLOCENO
Loma del Yelso	Moro	Complejo por socavación y descalce. Afecta a terraza baja del Calera. Posiblemente con actividad muy prolongada. Desplaza al cauce del Calera.	130-126000 HOLOCENO – PLEISTOCENO INFERIOR
Cicatriz del Haza	El Haza	Desprendimiento por descalce de panel de roca y vuelco. Incisión fluvial. Antiguo.	<126000 HOLOCENO- PLEISTOCENO INFERIOR



Cabecera del deslizamiento de Loma del Yelso.

En la Pared del Haza se han observado posibles desprendimientos de grandes paneles de roca y de cuñas a favor de fracturas NO-SE con importantes rellenos de arcillas rojizas, paralelas a la dirección del cantil, y afectadas por otras fallas con direcciones E-O, provocando cicatrices “en cáliz”, visibles también en San Vicente.



El Cáliz y sus rellenos arcillosos.

12. EL ASÓN VA PARA RIBA

Es un juego de palabras que tiene su parte de verdad. Si bien la red de drenaje original, esto es, la existente durante el plegamiento y que se extendió hasta un momento dado tras la formación de la Cordillera, estaba articulada mediante ríos paralelos de dirección Sur-Norte.

Su desembocadura en el Cantábrico se situaba lejos de la costa actual, a pesar de la altura más elevada del nivel del mar.

Esto también iba con el Asón. Mugnier en 1969 propuso que su curso original pasaría por encima de Matienzo atravesando el Puerto de Cruz Usaño en dirección a Fuente las Varas, aunque en la actualidad, el puerto de salida del río esté a cota más alta de su entrada.



Posible aspecto de la Antigua Red de Drenaje en comparación con la actual.

El cambio de curso del río Asón se gesta hace unos 5 millones de años, en el tránsito Mioceno – Plioceno. El movimiento orogénico ha cesado y se imponen unas condiciones distensivas que permiten una dinámica de movimientos de bloques.

Tanto el Asón como el Calera nacen en el bloque de Soba, que sufre un fuerte ascenso relativo. Los bloques de Alcomba y Matienzo también funcionan como bloques levantados, aunque, al menos el primero, lo hace basculando hacia el Norte. Entre medias se genera una cuña que se abre hacia Ramales que funciona como bloque hundido. Al Asón le cierran la puerta a Matienzo, pero le abren otra.

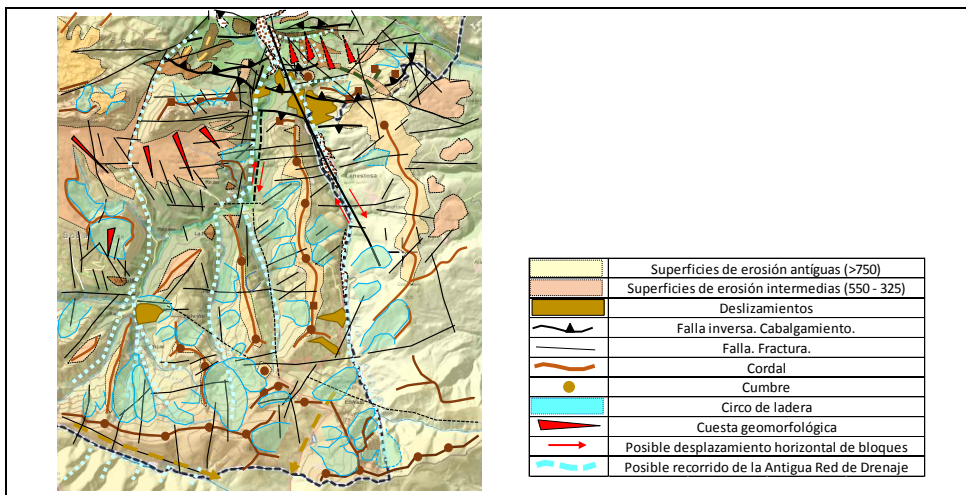
Por otro lado, hay que considerar que el clima viene variando desde finales de Mioceno desde uno cálido hacia otro progresivamente más atlántico y con precipitaciones cada vez más regulares. Los afloramientos de caliza de Matienzo empiezan a constituir una barrera mientras que los que existen en la cuña Ramales – Arredondo se carstifican intensamente, y se empiezan a generar los poljes de Matienzo y Ogarrio de forma que el Asón empieza a perder caudal y su carga sólida de sedimentos. A esta **etapa** la denomina como 1 o **Antigua** en el Polje de Matienzo y tiene lugar hasta el Plioceno inferior y correspondería a la formación de la superficie 750.

Por otro lado, al mismo tiempo, el Calera sigue a lo suyo, fluyendo de sur a norte. Sin embargo, no se ha podido constatar que al llegar a La Pared del Eco, se precipitara tal y como lo hace hoy en día. Más bien parece intuirse que seguiría una pendiente más o menos continua, perdiendo en gran medida su caudal a favor de redes de cuevas.

Este fenómeno se puede seguir desde, a menos, la superficie 440, quedando como testimonio el pequeño abrigo del Pando (Pleistoceno inferior). Del Pleistoceno medio (325) nos quedan un buen número de vestigios, tales como las galerías de Txomin, Cueva Mur y Covalanas, y del Pleistoceno superior (144) nos han quedado El Mirón, el abrigo del Cáliz o la Cueva del Haza. A finales del Pleistoceno se formaría la Cullalvera (100). Ya en el Holoceno entrarían los pisos activos de la red actual asociados a terrazas bajas.

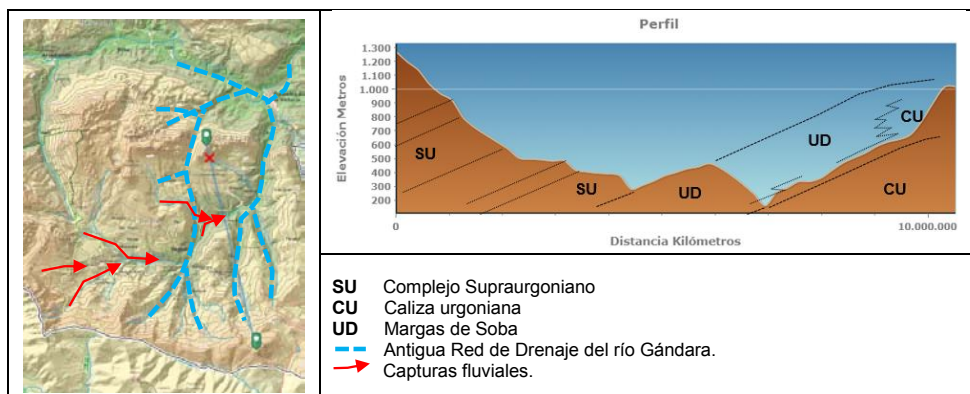
El abrigo del Pando está al norte de La Pared. Las galerías de las cuevas asociadas a los niveles 440 y 144 pueden integrarse en líneas prácticamente paralelas a las deducidas para cada superficie, por lo que es de extrañar que el Calera pudiera fluir a mucha menor cota que estas redes de galerías, que, además, serían prácticamente adyacentes en la mayor parte de los casos.

En este sentido cabe destacar que La Pared es un emplazamiento especialmente favorable para la formación de cuevas, ya que el agua del Calera es relativamente ácida después de discurrir desde su nacimiento por rocas detríticas de composición sílicea.



Reconstrucción probable de antigua red de drenaje en la zona del Gándara.

El Gándara, en cambio, se caracteriza por ser un “alampao”. Originalmente, debió de tener su nacimiento entre Los Tornos y La Sía. Estaría compuesto por el Arroyo de Herada o por el río del Rosento. A partir al menos de la superficie 550 (Pleistoceno inferior), el encajamiento de la red fluvial provoca que se encuentre con la barrera de caliza urgoniana del Macizo de San Vicente. Aprovecha entonces el cambio lateral de facies que estas calizas presentan con las margas de Soba, mucho más erosionables, para excavar su cañón. Y no sólo eso. Como se encaja más fácilmente, captura primero rápidamente al Río Santallana, que antes cruzaba San Vicente por la Canal de Ancillo, para seguir erosionando remontando por las margas de Soba hasta La Gándara, donde descabeza al Río Asón.



Capturas sucesivas del Río Gándara y sección transversal del valle.

13. ATERECIDOS.

Este capítulo está dedicado al cuaternario y sus crisis climáticas. Desde finales del Mioceno, el engrosamiento cortical debido al proceso orogénico provoca un levantamiento de la Cordillera Cantábrica continuo pero no constante, sino por etapas. La magnitud de este levantamiento desde el Plioceno es de unos 600 m, de los cuales, 260 corresponderían al Cuaternario. Para nuestro entorno, podría cifrarse en similares magnitudes. En la zona de costa, se desarrollan niveles de rasas marinas (entre 8 y 12 para Asturias y Cantabria, pero únicamente dos o tres para el País vasco) hasta alturas de 206 a 200 m sobre el nivel del mar actual.



Circo de ladera en Peñalavalle.

Este levantamiento provoca el progresivo encajamiento de la red de drenaje y el abandono de niveles de terraza en las laderas en alturas muy significativas.

El modelado actual del norte peninsular empezaría aproximadamente en el Plioceno. El río Asón ya estaría capturado al menos en el Pleistoceno medio o superior.

El máximo glaciar reciente que ha podido ser datado (Frochoso, 2016) presenta resultados de 78.000 y 19.000 años con cuatro pulsos diferenciados en la Comarca de Alto Asón:

CRONOLOGÍA	FASE GLACIAR	TIPO
78.500-40.000 años	Würm	Glaciares de base seca o fría
45.000-36.000 años		
35.000-26.500 años		Glaciares de base seca o fría.

		Momento de máximo enfriamiento.
23.000-19.000 años		Glaciares de valle de base húmeda

La fase entre 35.000 y 26.500 años coincide, además con el nivel del mar en posición más baja, descendiendo desde unos 40 a 80 m por debajo de la cota actual hasta los -120 m. Flor et al (2003) indica incluso que en este momento de enfriamiento más extremo, todo el territorio de Cantabria pudo estar cubierto de hielo. En este momento, la línea de costa se situaría en torno a la cota -200.

La comparación entre las etapas glaciares descritas por Frochoso (2016) y Serrano (2013) para Cantabria y las descritas por González Amuchastegui (2000) se expone en el cuadro siguiente:

CANTABRIA	PAIS VASCO		CRONOESTRATIGRAFÍA	FASE
ANTIGÜEDAD (años)	ANTIGÜEDAD (años)	GRUPO		
	10.000-11.000	Grupo I	HOLOCENO	GROENLANDENSE (*)
	13.000-16.000	Grupo II	PLEISTOCENO SUPEROR	WÜRM
23.000-19.000				
35.000-26.500	26.000-31.000	Grupo III		
45.000-36.000				
78.500-40.000	45.000-50.000	Grupo IV	PLIOCENO	DONAU
2.500.000				
	Condiciones glaciares más intensas			
	Último máximo glaciar			
	Circos con conservación regular y depósitos morrénicos difíciles de identificar			

(*) No se corresponde con la etapa de Neoglaciación (5700 a 2500 años).

Por último. Si bien no aparecen descritas en la literatura citada, cabe incluir fases o episodios glaciares descritos en el entorno europeo previos al Würm. Se trata de las fases clásicas, descritas de más moderna a más antigua, como Riss (Pleistoceno medio a superior (200000 a 135000 años), Mindel (630000 a 400000 años, Pleistoceno medio), y Gunz (1000000 a 760000 años, Pleistoceno inferior), a las que se añaden las fases Donau y Biber (unos 3 a 1 Ma, Pleistoceno inferior a Plioceno). Cada fase glaciar se separa de la siguiente mediante su correspondiente etapa templada interglaciar entre las que destaca el Eemiense, que separa Riss de Würm.

La ELA (Línea de Equilibrio Glaciar) podría encontrarse en la región de Valnera – Asón entre los 1100 y 1190 m de altitud según Frochoso (2016). En el Alto Asón, el glaciario es significativamente intenso, desarrollándose casquetes de montaña y glaciares de plataforma con escorrentía difusa del hielo y transferencias provocando una intensa abrasión en las superficies rocosas, destacando entre estas formas los lapiaces arrasados de Hoyo Grande o Mortillano. También sus lenguas descendieron a cotas llamativamente bajas, como los 300 m del Glaciar de Hondojo en el valle del Asón.

El Último Máximo Glaciar Global se ha establecido entre 23.000 y 19.000 años, por lo que este evento también estaría representado en el Alto Asón.

Sin embargo, no existen referencias al glaciario en el Valle del Calera. Se representaron cordones morrénicos al pie del Zalama en la cartografía del IGME del Plan Magna a escala E 1:50.000, pero ya no se han diferenciado en la cartografía también del IGME a escala E 1:25.000 confeccionada para el Gobierno de Cantabria. Un posible caso de “bulllying”.

Se reconocen en la actualidad marcas cóncavas abarrancadas en las laderas de la zona alta de los valles del Calera y Gándara que se interpretan como pequeños circos

de ladera o neveros, mal conservados, y donde resulta difícil distinguir depósitos de origen glaciar con material asociado a deslizamientos.

Por otro lado, el encaje entre las fases glaciares y las superficies de erosión podría ser el siguiente:

EDAD			SUPERFICIE	GLACIACIÓN	CAVIDADES			
4200	CUATERNARIO	HOLOCENO	MEGALAYENSE	TERRAZAS BAJAS	-	Carcavuezo Fuentiseña		
8200			NORGRIPRIENSE	TERRAZAS MEDIAS	-	Cullalvera (Red activa) Carcabón		
11700			GROENLANDIENSE	TERRAZAS ALTAS	11000-10000			
129000		PLEISTOCENO	SUPERIOR	100 TERRAZAS ALTAS	16000-13000 23000-19000 35000-26000 35000-26500 40000-36000	Carcavuezo - Cueva del Molino – sistema Tiva-Risco-Oñite – Riaño Cueva del Valle Cullalvera (Galería principal)		
				144 TERRAZAS ALTAS	78000-45000	Sumidero de Cueva Baranda. Mirón. Cueva del Cáliz. Cueva del Haza. Los Emboscados - Sotarraña – Cofresnedo - Codisera		
774000			MEDIO CHIBANIENSE	325	-	Torca de Fitos Cueva del agua (Hoz de Marrón) Txomin VI Cuevamur. Covalanas Los Grajos - Rascavieja		
			CALABRIENSE	440	-	La Codisera Cueva del Pando		
			GELASIENSE	550		Sumidero de Monticueva Cueva de los Tocinos		
3600000			NEOGENO	PLI	PIACENZIENSE	750	2500000	-
5333000					ZANCLIENSE	-	-	
7246000	MESSINIENSE			750	-	-		
11630000	TORTONIENSE	-		-	-			
13820000	SERRAVALLENSE	-		-	-			
59700000	LANGHIENSE	1200		-	-			
20440000	BURDIGALIENSE	1460		-	-			

14. A PRAU

En Ramales se reconocen al menos tres niveles de terraza. T1, desde la cota 92.5 en Bolay hasta la 64 en Cubillas; T2, entre cotas 95 y 80; y T3 entre la 96 y 89 y que se localiza entre la Fábrica de Tornillos y Entrepuentes. La mayor parte de Ramales se ha construido sobre este último nivel de terraza que se apoya sobre un lapiaz en agujas.

Cada una de ellas se sitúa respecto el cauce del río a +2.5/+7 m para la T1, +12/15 m para la T2, y +21/24 m para la T3. Desde la desembocadura del Gándara en la llanura de El Ventorrillo, no se han reconocido los niveles T2 y T3, al igual que en Cubillas. A partir del Salto del Oso se reconoce la T2 y a partir de la Gasolinera lo hace la T3.

Si bien las alturas respecto al cauce del río para T2 y T3 son relativamente uniformes, en el caso de la T1 se observan importantes desviaciones, llegando a situarse hasta a unos 8 m por encima. Se han indicado en el cuadro que se incluye a continuación los datos de cotas del río y para cada nivel de terraza en diferentes emplazamientos, así como los gradientes hidráulicos para cada tramo.

PARAJE	EL VENTORRILLO	SALTO DEL OSO	GASOLINERA	FABRICA DE TORNILLOS	ENTREPUESTOS	CUBILLAS
COTA RIO	90	83	75	72	68	61

SALTO DEL OSO

Formatted: Font: Bold

T1 COTA	92.5	89	82	76	71.4	64
ALTURA SOBRE CAUCE m	+2.5	+6	+7	+4	+3.4	+3
T2 COTA	-	95	90	85	80	-
ALTURA SOBRE CAUCE m	-	+12	+15	+13	+12	-
T3 COTA	-	-	-	96	89	-
ALTURA SOBRE CAUCE m	-	-	-	+24	+21	-
LECHO S/R	S	R	R	R	R	R
DESNIVEL RÍO A ORIGEN m	2		22		7	
L m	637		1685		1687	
GRAD %	0.3		1.31		0.42	

En cuanto las alturas respecto al cauce de cada nivel de terraza y su correspondencia con los niveles generales descritos en la bibliografía pueden resumirse en la tabla siguiente:

TERRAZA	NIVEL GENERAL	NIVEL LOCAL	ANTIGÜEDAD	EDAD
T1	+2.5	+4	130 años	MEGALAYENSE
T2	+10	+13	2700 años	
T3	+15	+22.5	4900 años	NORGRIPENSE

El nivel T3 observado en Ramales se asemeja, por su altura, al nivel regional +20 m, de una antigüedad de 5500 años.

El recorrido del Gándara hasta su confluencia con el Asón, y de éste hasta Cubillas no es uniforme. Desde la desembocadura del Gándara en la llanura aluvial de Bolay y El Ventorrillo, el gradiente hidráulico es bajo, 0.3% con una dirección O-E, y el lecho del río está cubierto de aluvión de grava. Sus aguas van al paso e incluso existe un vado. Tan bajo gradiente hidráulico está provocado en parte por la presa de una piscifactoría, pero la llanura aluvial es plana y prácticamente horizontal, con un gradiente topográfico de 0.55%.

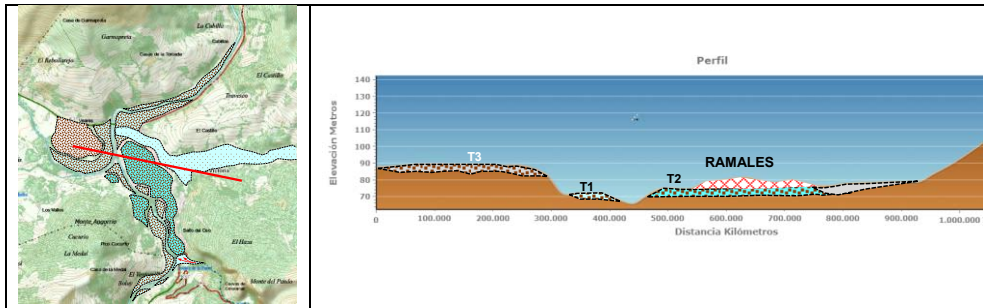
Sin embargo, desde su confluencia con el Calera, el Gándara gira bruscamente hacia el norte hasta su confluencia con el Asón. Sus aguas adquieren velocidad y el lecho rocoso queda desnudo, excavando profundas pozas en el Salto del Oso e incluso casi constituir rápidos en la zona del Matadero. El gradiente hidráulico del río en este tramo es 1.31%, mientras que sus terrazas presentan pendientes de 0.8% para T1, y 1.9% para T2.

Por último, desde Entrepuentes y Cubillas, el gradiente del río Asón se modera (0.42%) y recupera su curso E-O. En el nivel de terraza T1, el gradiente topográfico obtenido es prácticamente idéntico al del río (0.44%).

Los tres niveles de terraza presentan morfología colgada, aflorando la roca bajo cada nivel.

SALTO DEL OSO

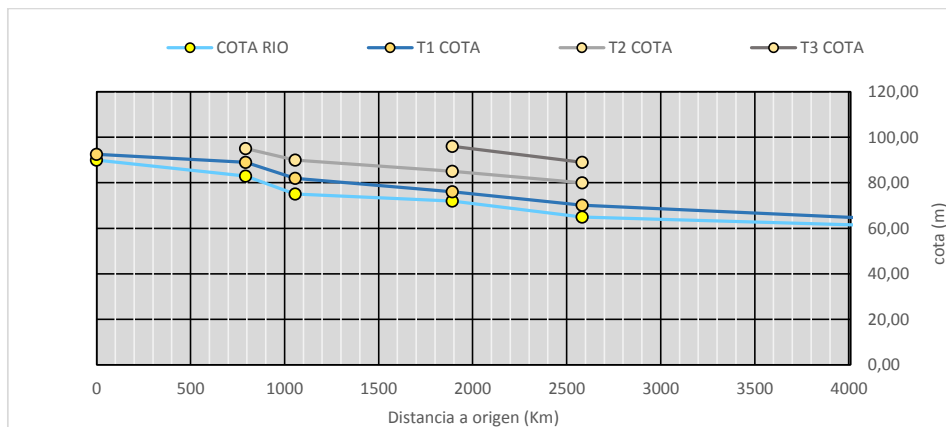
Formatted: Font: Bold



Perfil transversal por Entrepuentes mostrando los niveles de terraza.

El nivel de terraza T2, en el tramo ocupado por Ramales, forma una rampa con caída hacia el norte. Su pendiente no es uniforme. Se alternan zonas poco inclinadas o prácticamente horizontales con otras de marcada pendiente. Desde la Calle del Hambre hasta el Marcos su pendiente es máxima. Su pendiente media es de 1.86%, más acusada que el propio cauce.

En el diagrama siguiente se ha representado el perfil longitudinal del río y de cada uno de los niveles de terraza.



PARAJE	EL VENTORRILLO	SALTO DEL OSO	GASOLINERA	FABRICA DE TORNILLOS	ENTREPUESTOS	CUBILLAS
L m	0	793	1056	1892	2583	4234
COTA RIO	90,00	83,00	75,00	72,00	65,00	61,00
T1 COTA	92,50	89,00	82,00	76,00	70,2	64,00
T2 COTA		95,00	90,00	85,00	80,00	
T3 COTA				96,00	89,00	

En este gráfico se observa que el cauce actual del Gándara y del Asón aguas abajo de su confluencia, presentan dos inflexiones. La primera de ellas, entre el Ventorrillo y el Salto del Oso, y la segunda en el extremo norte de Entrepuentes. Ambos emplazamientos coinciden con los trazados de las fallas de Torca Maniza y de Ramales respectivamente.

El nivel de terraza T1 sigue una curva paralela al río, aunque se aleja algo de éste en las zonas donde se atraviesan las fallas. Especialmente en la falla de Torca Maniza se

nota un incremento en su pendiente. La T2 presenta una pendiente algo más atenuada, pero se observa idéntico comportamiento.

La desembocadura del Calera en el Gándara no es nada apacible. A la salida de su cañón la corriente pierde su cauce y forma un prisma de grava gruesa y bolos, algunos de gran tamaño. A este prisma se le denomina *cono de deyección*. El cauce del Calera a lo largo de su tramo encañonado sólo funciona durante grandes crecidas, de forma que la creación de esta morfología no es extraña.



Puente olvidado en la desembocadura del Calera.

El desarrollo de un cono de deyección también puede ser un posible signo de actividad neotectónica reciente, de hasta 5 m en 5000 años. Con esta tasa de levantamiento, en 117.000 años (edad aproximadamente correspondiente al límite Pleistoceno medio a superior), podrían alcanzarse los 100 m de desnivel existentes entre el Calera en La Pared y el Gándara.

Sin embargo, un movimiento vertical de tal envergadura (100 m), tendría que haber provocado un significativo desplazamiento en las curvas de erosión anteriores a la 144, efecto que no se ha observado. También el Moro y Busta deberían ser más altos.

Tampoco se observan alteraciones en la distribución de los diferentes pisos de galerías de los sistemas kársticos.

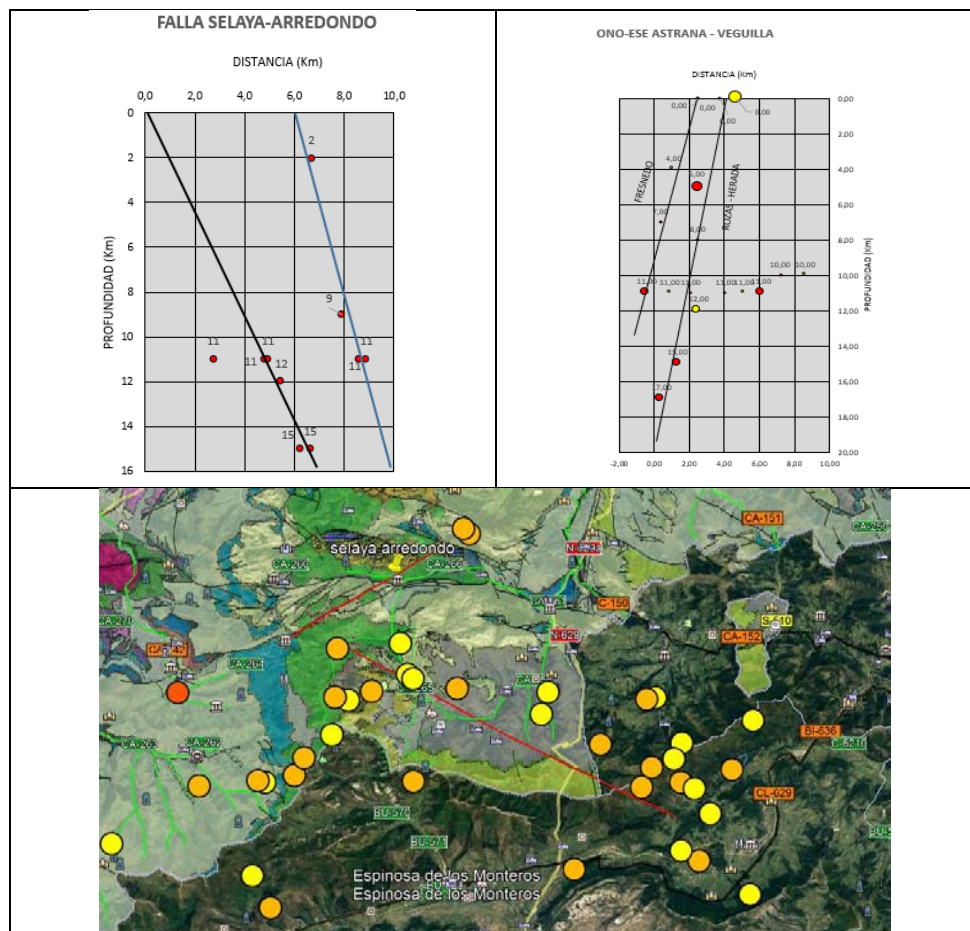
Además, semejante movimiento tectónico y tan reciente debería tener como reflejo en una acusada sismicidad en la falla de Torca Maniza, incluso, en épocas históricas. Esta posible sismicidad no se ve refrendada por los registros existentes, que indican una baja sismicidad y de relativa poca magnitud.

Por último, de la información que puede proporcionar la situación de los epicentros de los terremotos podría concluirse que uno de los focos se debe al accidente Selaya-Arredondo (al menos dos fallas con distancias de unos 6 Km) con buzamiento hacia el sur. En menor grado, su origen puede achacarse a la Falla Arredondo-Ramales.

Sus epicentros son medianamente profundos o superficiales. El sismo más superficial tuvo su epicentro a tan solo 2 Km de profundidad. Los más profundos ocurrieron a una profundidad de 15 Km, mientras que la inmensa mayoría ocurrieron entre los 9 y los 12 Km.

El segundo foco de terremotos en el entorno de Ramales está formado por otras dos fallas de orientación ONO-ESE distantes entre sí 2 Km. La que ha mostrado mayor actividad epicentral corresponde al eje Herada – Rozas. La segunda es paralela a ésta (Fresnedo). En ambos casos, el buzamiento se orienta al oeste.

En general, estos epicentros son también relativamente superficiales, de 5 a 17 Km, si bien el rango de profundidades más representado es de 10 a 12 Km. Sin embargo, no se han observado sus recorridos en superficie.



Representación de los epicentros de terremotos desde la alineación Astrana – Veguilla (ONO-ESE) y desde la falla Selaya – Arredondo.

El desnivel entre el Gándara y el Asón es de 25 m en unos 800 m (3% de pendiente global) por lo que presenta características de abanico aluvial. Las inflexiones en los niveles de terraza y en el propio cauce pueden explicarse por carstificación de los materiales calizos jurásicos y cretácicos en facies urgoniana.

Por lo tanto, que le Calera haya quedado colgado por encima de Ramales una centena de metros debe explicarse sin acudir a movimientos en la Falla de Torca Maniza.

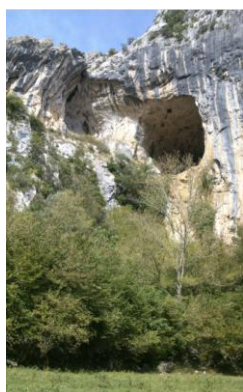
15. LA CULLALVERA

Las redes de galerías de los sistemas kársticos indican que hasta el Pleistoceno, el salto del Calera no debía existir. Los perfiles de erosión de las superficies 325 y 144 parecen dibujar una pendiente continua hacia el norte. Al norte de La Pared del Eco no se han podido distinguir nitidamente hasta ahora superficies posteriores a la 325, salvo niveles de terraza baja. La formación del escarpe y del Cañón del Calera tuvo que tener lugar en próxima al límite Pleistoceno – Holoceno, cuando se formó la

superficie 100, que ha podido ser observada en el entorno de Ramales y aguas arriba del Asón.

El Calera viene perdiendo caudal desde que empieza a discurrir sobre la caliza urgoniana, hasta desaparecer en los meandros a pié de la La Pared del Eco. Sólo fluye agua por el cañon en épocas de intensas lluvias.

La llanura de la Pared del Eco puede interpretarse como los restos de un colapso cárstico, dejando seco al río Calera y alojando a toda su carga de sedimentos hasta ser rellenado por completo hasta su nivel actual. Este colapso ha dejado al descubierto galerías de Cueva Mur.

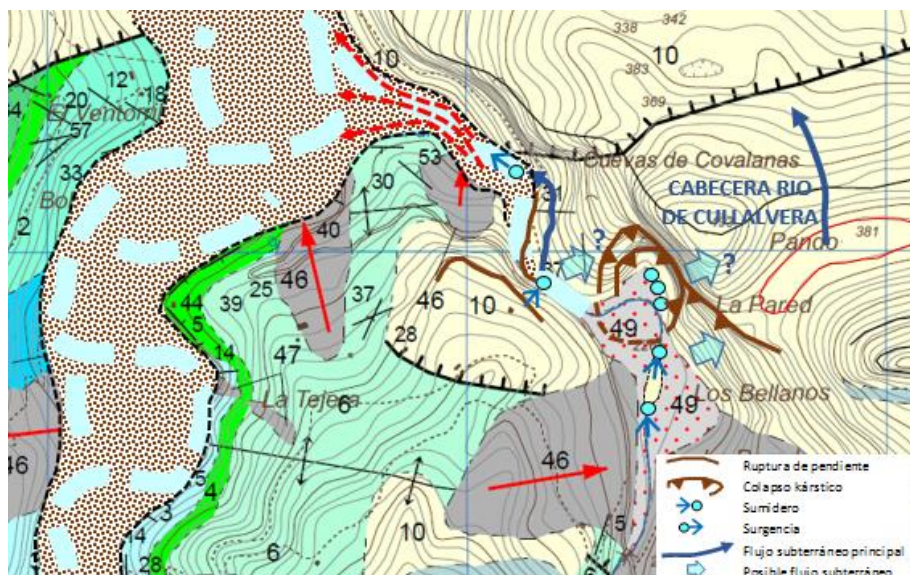


Galería al descubierto de Cueva Mur.



Secciones freáticas del Haza

Muy cerca, bajo el Valle del Silencio, se encuentran las galerías activas más profundas de Cullalvera. Los pequeños abrigos que existen en la base de La Pared del Eco pudieron funcionar como sumideros hacia la red de Cullalvera.



Situación del posible colapso cárstico y condicionantes hidrogeológicos de la zona sobre la cartografía E 1:25.000 del IGME confeccionada para el Gobierno de Cantabria. Se ha representado la antigua confluencia Gándara-Calera previa al colapso de La Pared.

Al quedar captado el caudal del Calera, la incisión del cauce se paralizó. Mientras tanto, el Gándara siguió excavando su valle en materiales detríticos del Complejo Purbeck-Weald, dejando colgado al Calera.

El valle del Calera quedó, además, ceñido por afloramientos de caliza urgoniana, más resistente a la erosión. Posteriormente, y tras el rellenado del colapso con sedimentos, pudo excavarse el Cañón del Calera.

El Haza es, por lo tanto, un producto de la erosión del Gándara y de fenómenos de deslizamiento de ladera, si bien, inicialmente, el Calera pudo empezar el trabajo de labrar la pared

En Cullalvera, lo que más abunda es el barro. También se encuentran cantos rodados de caliza y arenisca. Al menos los cantos rodados de arenisca tienen que presentar un origen alóctono. En cambio, en el cono de deyección actual del río Calera lo que más abunda son los bolos de caliza.

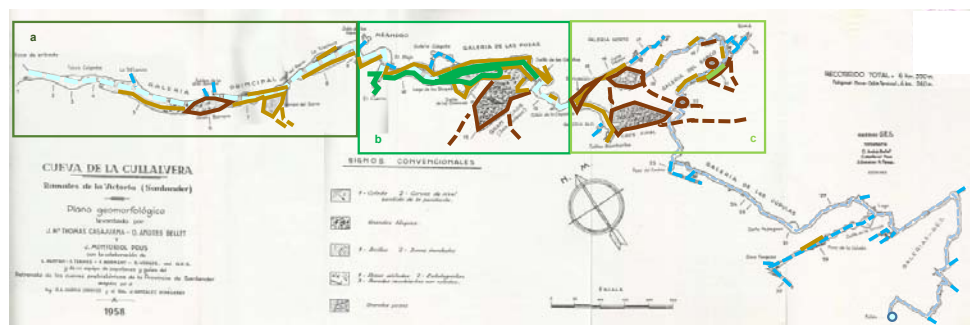
Montoriol-Pous et al (1966), en su descripción de la Espeleogénesis e hidrología de Cullalvera, y en función de las diferencias morfológicas existentes entre los diferentes tramos en que dividen la cavidad, señalan la concurrencia de diferentes mecanismos espeleogenéticos e hidrológicos. Señalan los diferentes tipos morfológicos: *glyptogénicos*, *clásticos* y *litogénicos*.

Los primeros corresponden a formas de evolución fluvial, desde las freáticas (circulación a presión bajo el nivel freático) hasta las vadosas (circulación de agua a presión atmosférica sobre o por encima del nivel freático). Dentro de esta morfología incluyen los tramos correspondientes a la Galería Principal, El Meandro y la Galería de Las Pozas; la Galería Suspendida y las galerías laterales; y La Galería de Las Cúpulas y el Río Subterráneo.

Los segundos, clásticos, corresponden a colapsos y derrumbes. Dentro de esta morfología incluye a los tramos de La Gran Barrera; La Galería de Las Pozas, La Sala Dantesca; Salita de las Columnas y rampas convergentes.

Los últimos, los litogénicos, corresponden a la creación de formaciones cársticas. Esto es, coladas, estalactitas y estalagmitas, columnas y coladas.

La situación de cada uno de estos tipos morfológicos se ha representado sobre la topografía original de Montoriol-Pous et al (1966).

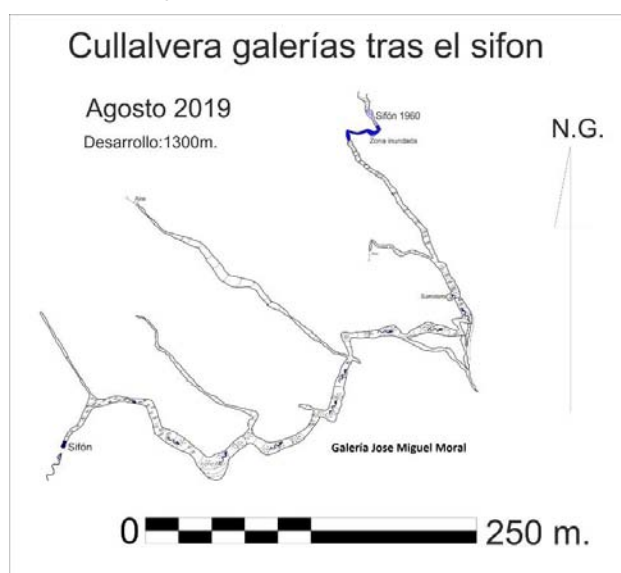


Tipos morfológicos: <i>glyptogénicos</i>		Tipos morfológicos clásticos		Tipos morfológicos litogénicos	
	Galería principal, Meandro y Galería de Las Pozas		Sedimentación detrítica, mayoritariamente arcilla	a	Galería principal
	Galería de las cúpulas y río subterráneo		Colapsos y desprendimientos de bloques	b	Galería de Las Pozas
	Galería suspendida y laterales			c	Galerías Norte y del Barco

Representación de los tipos morfológicos de Cullalvera de Montoriol-Pous et al (1966).

Si bien en la actualidad la boca de la cavidad funciona como *trop-plein*, esto es, sólo funciona como conducto de desbordamiento en momentos de crecida, el río subterráneo constituye una corriente de agua permanente. En la actualidad, recibe pocos aportes, bien desde pozos confluentes en el techo de la cavidad o desde aportes laterales, siendo más frecuentes éstos en el tramo final de la cavidad. El afluente más destacable es el de Torcas Humizas, única red de galerías por la que puede realizarse en la actualidad un recorrido en travesía. Únicamente presentan cierto desarrollo en el entorno del sifón de 1960. El ramal más importante avanza hacia el este hasta situarse prácticamente bajo El Pando.

En este sentido cabe destacar las exploraciones de la AER tras este sifón de 1960, descubriéndose 1300 m de nuevas galerías activas (Galerías de José Miguel Moral) formando una red de enrejado que se sitúa bajo el Valle del Silencio, hasta alcanzar un nuevo sifón a cota +59 respecto de la boca de la cueva.



Topografía de las galerías tras el sifón de 1960. AER.

También capta las aguas de origen pluvial infiltradas a lo largo del valle fósil central de Torcas Humizas asociadas a la superficie 144. También debe recoger las aguas del valle fósil más occidental, donde se encuentra el sumidero de Cueva Baranda, aunque no se conoce galería de aporte en esta dirección.

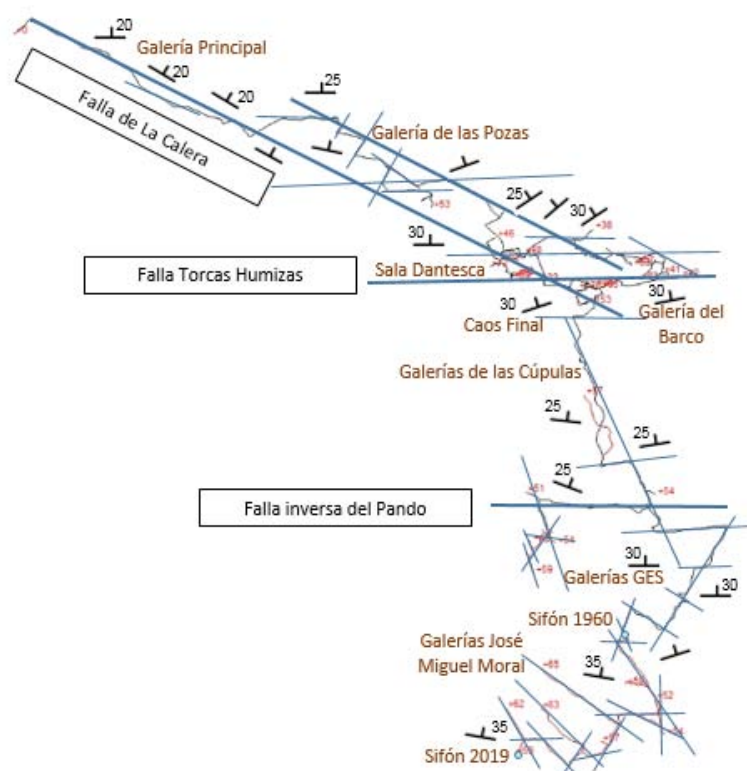
Tanto estas aguas como las procedentes del Valle del Silencio pueden caracterizarse como autóctonas de la cara Norte del Macizo del Moro. Del perfil longitudinal de la cavidad podemos deducir que el río se sitúa sobre la superficie del nivel freático.

Por otro lado, el sifón de 2019 acerca la cavidad a unos 300 m al este de La Pared y a las pérdidas del río Calera, esto es, un aporte de tipo alóctono de aguas de composición silíceas.

Desde un punto de vista estructural, toda la cueva se desarrolla sobre una serie monoclinas de caliza urgoniana con un buzamiento de 20 a 30° en dirección norte. Por el norte, queda limitada por la Falla de La Calera, cuyo curso puede seguirse desde prácticamente la misma boca de la cueva hasta el valle colgado de La Calera, en la Torca del Moro.

Los cambios en la dirección de la cueva coinciden con intersecciones con fallas E-O, así, el curso de la Galería Principal queda interrumpido por una falla en la zona de la Sala Dantesca y prosigue con un rumbo NNO-SSE por la Galería de Las Cúpulas, tras realizar una especie de bucle en la Galería del Barco. En esta zona, recibe el aporte de la Galería Norte a favor de esta falla.

La intersección con la falla inversa del Pando da acceso a las Galerías GES. Se trata de una red en enrejado a favor de fracturas NE-SO y NO-SE hasta alcanzar el sifón de 1960. A partir de este sifón, las nuevas galerías José Miguel Moral son una nueva red en enrejado según direcciones NO-SE y E-O.



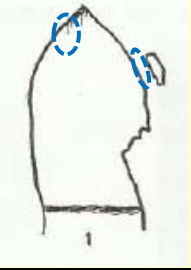
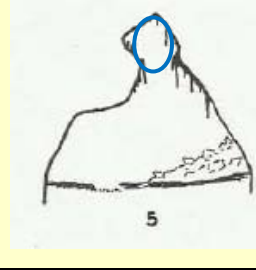
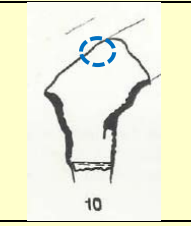
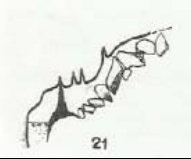
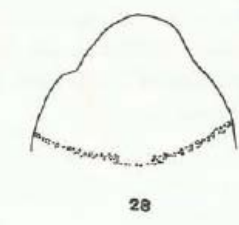
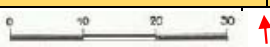
Interpretación estructural de la Cullalvera a partir de la poligonal AER de 2019.

Así, en la Galería Principal y en la Galería de las Pozas, la cavidad se ha excavado al hilo de la estratificación y de la falla ONO-ESE de La Calera hasta alcanzar la Falla de Torcas Humizas. A partir de este punto, el resto de la cavidad el río ha excavado a “con buzamiento” los diferentes estratos aprovechando fracturas NNO-SSE (Galería de las Cúpulas), NE-SO, NO-SE y E-O.

De dentro para fuera, la cavidad se organiza con una zona de captación, formada por las redes de galerías de José Miguel Moral y GES, captando aguas por debajo del Pando y Valle del Silencio, y una galería de transferencia, muy recta y sin aportes (Galería de Las Cúpulas) de marcado control estructural.

A continuación, el río alcanza una zona confusa, donde las galerías principales giran hacia el este para luego volver, hacen un recorrido de unos 400 m para un avance de tan solo 150 m. En este tramo se localizan los grandes caos de bloques y se alcanza la cota máxima de la cavidad (+176 m respecto la boca en la Sala Dantesca). Este

tramo coincide, además, con un importante cambio en la sección de las galerías, desde de alturas bajas a medias, a alcanzar grandes alturas.

			
Boca	La Difluencia	La Trinchera	El Meandro
			
Lago de las Columnas	Galería Norte	Afluente Galería Norte	Galería del Barco (Inicio)
			
Galería del Barco (tras la Sima)	Galería del Barco (final)	Galería de las Cúpulas (inicio)	Galería de las Cúpulas (tramo medio)
			
Sala Pedregosa	Galería de Las Cúpulas (final)	Sala de la Terraza	Ramal tras la Sima Fangosa
	Paragénesis		Tubo freático
Sector inicial. Galería Principal			
Sector intermedio. Galería Norte – Galería del Barco			
Sector profundo. Galería de las Cúpulas – Galerías GES – Galerías José Miguel Moral.			

Interpretación de los perfiles transversales de la Cullalvera de Montoriol-Pous et al (1966).

En el tramo inicial, el tubo freático original se puede seguir en el techo de la cavidad a una altura de unos 20 m, y son apreciables algunos meandros verticales ("loops"). El Meandro constituye una zona de galería relativamente baja con indicios de haber constituido un sifón. Una vez superada esta zona, la galería adquiere otra vez gran altura. La altura a la que se encuentra este tubo freático en la zona inicial de la cueva está asociada al Nivel de Erosión 100, en el Pleistoceno Superior (120.000-90.000 años), equivalente a terrazas altas.

En la Galería Norte y en la Galería del Barco se observa un nuevo tubo freático posiblemente desdoblado a una altura de unos 12 – 15 m respecto del suelo de la galería, pudiendo asimilarse al menos a los niveles de terraza T4 o T5 (47.000 a 5.500 años), ya que se localiza a una cota superior a la terraza T3 en el exterior. Su sección es más reducida que el tubo freático de la Galería principal.

Por último, en el sector profundo de la cavidad, se distingue un tubo freático aún no desconectado completamente del río, aunque con circulación de agua de tipo vadoso, y se asigna a los niveles de terraza T3 o T2 (5.500-2.700 años). Por último, el cauce actual del río se asimila al nivel de terraza T1 (2700-130 años).

La Cullalvera ha sufrido al menos un episodio de colmatación, que ha dejado como testigo pendants adheridos al techo de la Galería de entrada. Esta fase de colmatación puede corresponder a la fase fría de 11000-10000 BP, y por lo tanto, posterior al tubo freático de la Galería Norte y de la Galería del Barco, pero anterior al tubo freático de las galerías de las Cúpulas, GES y de José Miguel Moral.

La cavidad pudo sufrir una segunda fase de aterramiento, no tan intensa como la primera, tras la denominada Neoglaciación (5700-2500 BP), periodo de tiempo coincidente con los niveles de terraza T3 y T2.

Cabe destacar, por último, que la zona drenada por la cavidad directamente por infiltración directa de agua pluvial es considerablemente reducida y de planta más o menos triangular. Ocupa desde la cordal Moro – Ilsa al sur, la falla de La Calera, y el cantil del Haza. Sus zonas principales de captación son el Valle del Silencio y los hoyos de Torcas Humizas. No existen vestigios de grandes glaciares que pudieran proporcionar un volumen de agua de fusión tan importante como para general galerías de la magnitud de la Galería Principal, ni el aterramiento para colmatarla.

Es necesario, por lo tanto, recurrir a una corriente de agua alóctona, y la única a mano es la procedente del río Calera. Este corriente fluvial presenta las ventajas adicionales de, por un lado, ser agua de tipo ácida, que ha discurrido desde su nacimiento por rocas de composición silícea, y cuyo valle cobijó, si no glaciares del porte de los que se emplazaron sobre el Alto Asón, si numerosos neveros o circos de ladera cuya fusión proporcionó un volumen de sedimentos considerable, incluyendo grandes cantidades de arcillas procedentes de la meteorización de lutitas y margas, los principales constituyentes de la Formación Valmaseda. En la actualidad, estos circos aparecen fuertemente abarrancados y erosionados.

La creación de un colapso cárstico en La Pared proporcionaría una entrada fácil y abundante de aluviones en el sistema de la Cullalvera.

La posibilidad de la ocurrencia de una corriente de agua alóctona en la Cullalvera ya fue apuntada por Montoriol-Pous et al (1966), si bien, puntualizan que en la actualidad, estas aguas aflorarían en el río Carranza, donde existe en el Molinar una importante surgencia con fuerte corriente de aire.

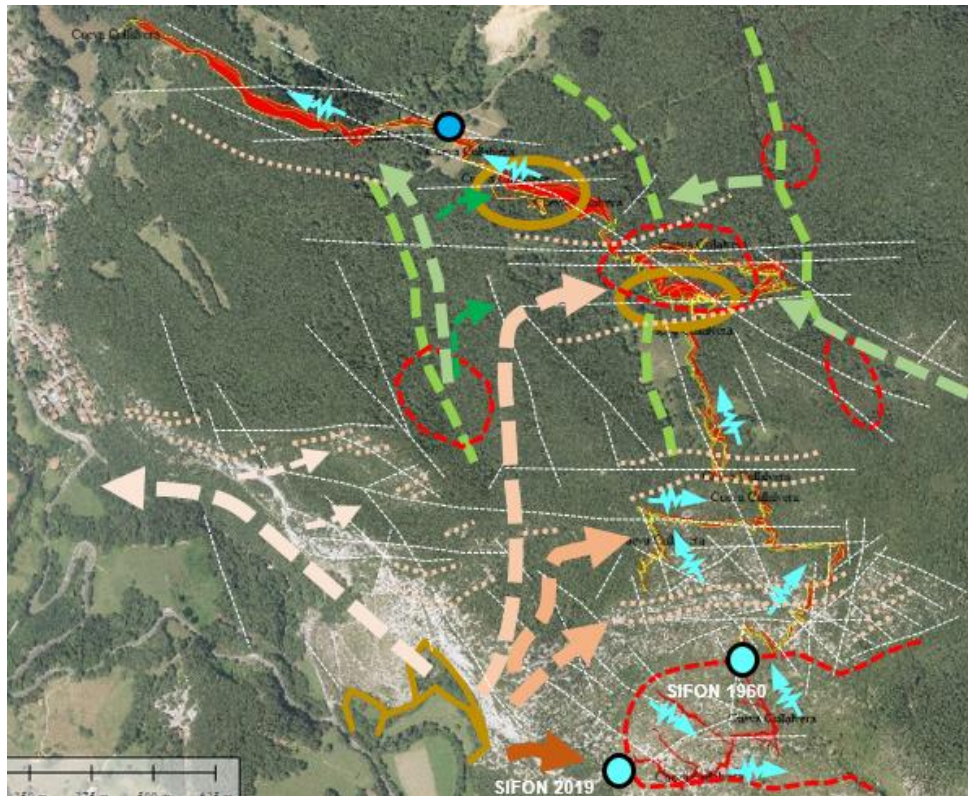


Representación en planta de Cullalvera sobre ortofoto. Fuente AER.

Sin embargo, la topografía de las galerías profundas de Cullalvera parece cerrar el camino de las pérdidas de La Pared hacia Carranza. No así en el caso de la red Txomin.

Sin embargo, si admitimos esta alimentación alóctona para la Cullalvera, los conductos freáticos originales deben realizar todo el recorrido desde el río Calera hasta la Cullalvera. En el estado actual de las exploraciones esto no es así.

El tubo freático más antiguo es el que se reconoce en la Galería Principal, y se pierde definitivamente en el sector intermedio a favor de un nuevo tubo freático más moderno que a su vez se pierde a favor de un tercer tubo más moderno aún que se sigue, esta vez sí, hasta el fondo explorado de la cavidad.



-----	Red de fracturación	○	Colapso cástico	-----	Pérdida antigua Calera
.....	Dirección estratificación	→	Dirección de flujo actual	-----	2ª pérdida del Calera
-----	Dolina	○	Sifón	-----	3ª pérdida del Calera
-----	Valle fósil	○	Sifón fósil	-----	Pérdida actual Calera
				-----	Aportes laterales

Posible evolución del sistema cástico de la Cullalvera.

La primera dirección de flujo del río Calera hasta la Cullalvera corresponde al desarrollo de la superficie de erosión 144. En este momento el río Calera aún discurriría al mismo nivel que el Gándara, por lo que las pérdidas de este río hacia Cullalvera no serían significativas. El drenaje principal se realizaría a través de un sistema cástico hoy desaparecido del que formarían parte El Mirón, El Cáliz y El

Haza, así como los pequeños abrigos que jalonan la pared del Haza a media altura del cantil.

En esta situación, la cuesta del pando se prolongaría hacia el norte y no se habría formado el cañón del Calera. De esta forma, el nivel freático se dispondría paralelo a la superficie del terreno, y la dirección de flujo principal se realizaría hacia el norte “con buzamiento” de la estratificación. Estas posibles pérdidas de caudal del Calera discurrirían bajo el ahora fósil valle más occidental de Torcas Humizas, bajo Cueva Baranda, hasta alcanzar la Galería Principal de la Cullalvera en la zona del Lago de Barro. Lo más probable es que esta red no exista, aunque sí podría existir una red fósil desde Cueva Baranda a Cullalvera. El punto de inserción en la Cullalvera de esta red podría ser la Rampa de Barro.

Al deprimirse el nivel freático, lo haría también de forma más o menos paralela a la superficie del terreno. Desde La Pared, el agua se infiltraría en una nueva red de galerías que se dispondría desplazadas al este respecto la red primitiva descendiendo de forma vadosa por los planos de estratificación y la red de fracturación hasta alcanzar la superficie del nivel freático, adoptando rumbo al norte hasta donde éste adoptaría una situación horizontal obligado por la existencia en la zona de Ramales de un fondo de valle. A partir de este punto, el agua tendría que buscar zonas algo más deprimidas a oeste o hacia el este. Al oeste, hacia la Falla de La Calera, que deprime al freático.

Esta zona más deprimida se localizaría a lo largo de la Falla de La Calera, hacia donde confluirían las aguas procedentes desde la Torca del Moro con éstas procedentes del Calera, formando la Galería Principal.

Esta Galería Principal se formaría con el colapso de La Pared. En la zona Intermedia de la cavidad se pierde el tubo freático original, que podría dividirse en dos. Un ramal hacia la Torca del Moro y otro hacia el Calera, por lo que debe situarse a cota más alta que la altura máxima de las galerías y que podrían haber generado un piso fósil para cada ramal aún no descubiertos. Indicios de la existencia de estas galerías fósiles hacia el interior del macizo son los dos conjuntos de caos de bloques existentes. Por un lado la Sala Dantesca, que correspondería al ramal Calera y donde se alcanza una cota 176 m sobre la boca de la cueva, y por otro lado el Caos Inferior –Caos Final, que correspondería al ramal Torca del Moro. En esta zona se desarrolla el tubo freático intermedio.

Posteriormente, una tercera caída del nivel freático genera las galerías de Las Cúpulas, Galerías GES y de José Miguel Moral. En primer lugar, la pérdida del Calera se encauzaría a través del Pozo de la Colada, y en la actualidad, y cada vez con un caudal de menor cuantía, por el sifón de 2019.

La red actual procedente de la Torca del Moro puede no haberse desarrollado por falta de caudal o por haber quedado cegada tras los aluviamientos postglaciares. En la Galería del Barco existe una colada muy desarrollada y aportes arcillosos que podrían corresponder a las galerías de esta red.

Podría existir una tercera red de galerías fósiles correspondientes al valle fósil intermedio de Torcas Humizas, cuyo acceso estaría interrumpido por el Caos Inferior y el Caos Final, parte ambos de un mismo colapso.

El nuevo sifón alcanzado se localiza a cota 59 sobre la boca de la cavidad, a unos 40 m por debajo y a 250 m de distancia del prado de La Pared del Eco y las pérdidas del Calera. Tras 4 Km de recorrido, parece un suspiro. Sin embargo, los sumideros de la Pared aparecen colmatados de aluviones, y en la perpendicular del sifón respecto del valle del Calera, las posibles cavidades que pudieran existir han sido cubiertas o destruidas por el deslizamiento de la Loma del Yelso. Las posibilidades de encontrar una salida desde la Cullalvera al fondo de valle del Calera son escasas.

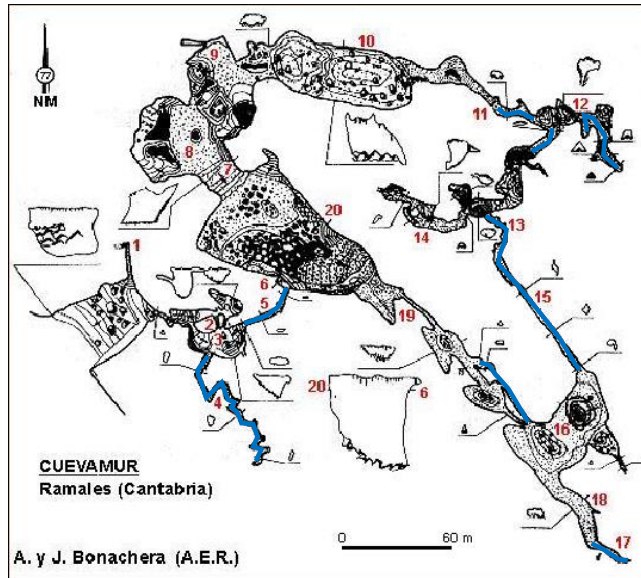
16. CUEVAMUR

Cuevatur es una cueva colgada a unos 100 m de altura (cota 320) en la Pared del Eco con un desarrollo de 1725 m de galerías con dirección preferente NO-SE, paralela al cantil, y que se articulan en dos pisos fósiles con un desnivel entre sí de unos 40 m. A pesar de su proximidad e igualdad en su altura, desde el interior de la cavidad no es posible alcanzar la cueva adyacente. Se ha interpretado que estas galerías han quedado al descubierto tras un colapso cársico, de forma que tanto la ventana como Covalanas han quedado desconectadas entre sí. Todas estas cavidades se han asociado a la superficie 325, Pleistoceno medio (Chibaniense) y están relacionadas con antiguas pérdidas del río Calera.



Cuevatur, en la Pared del Eco.

Se ha excavado a favor de fracturas NNO-SSE, paralelas al cantil del Haza y queda limitada por el norte por una galería E-O. No se conoce río, pero sí presenta goteos y débiles filtraciones de agua. Sus secciones freáticas son en general escasas y se han marcado sobre la topografía.



Topografía clásica de Cueva Mur.

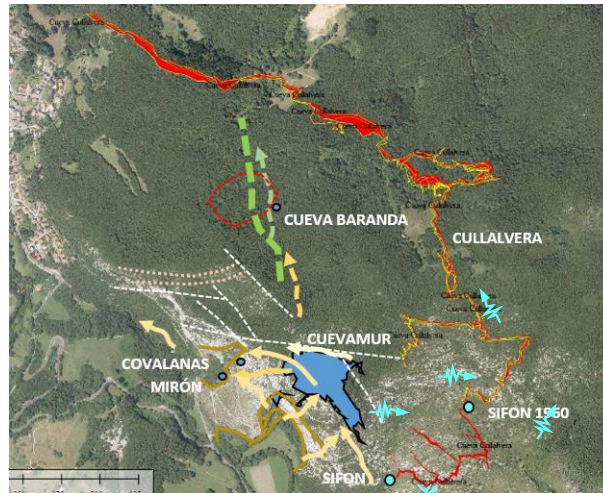
Presenta una importante colmatación por derrumbes y aluviones de gravas de cuarcita, con abundante arena y limo arcilloso amarillento que evidencia que han sido acarreadas por el Calera.

El origen de este aterramiento podría atribuirse a la deglaciación post-Riss (Pleistoceno medio a superior (200000 a 135000 años).

Por debajo desarrolla un segundo piso de galerías y de mayor tamaño, que incluirían la cueva de El Mirón. Esta red se ha atribuido a la superficie 144 (Pleistoceno Superior) y también aparece afectada por fenómenos de colmatación por gravas silíceas del Calera. Esta fase de colmatación corresponde a los primeros impulsos de la glaciación Würm (78000-45000 años).

Se trata de una red más antigua e independiente de Cullalvera. Sin embargo, el ramal este de las Galerías GES de la Cullalvera se han explorado hasta unos 130 m de distancia de la huella de Cueva Mur, localizándose algunos pozos que podrían alcanzarla.

Posibles pérdidas de caudal hacia el norte podrían alcanzar la cabecera del valle fósil más occidental de Torcas Humizas y enlazar con la red correspondiente de Cueva Baranda.



---	Red de fracturación	●	Cavidad
-----	Dirección estratificación	—	Colapso cárstico
(---)	Dolina	—	Pérdida antigua Calera
---	Valle fósil	---	2ª pérdida del Calera
---	Dirección de flujo actual	---	Aportes laterales



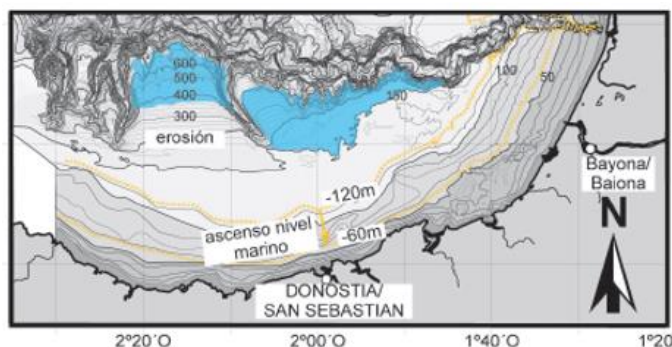
Aterramiento con grava silíceea.

17. LA MIRADA DE LA DAMA ROJA.

Vivió hace 18.500 años y fue hallada en el Mirón, a finales del Pleistoceno superior, en un periodo cercano ya al límite Pleistoceno-Holoceno (11.700 años). La glaciación Würm ya habría terminado, y el periodo frío de 11.000-10.000 estaba por llegar aún. Vivió, por lo tanto, durante una época templada post Würm) conocida como Episodio Dryas Reciente caracterizado por relativamente altas temperaturas.

El Cantábrico, sin embargo, no habría alcanzado su nivel actual, situándose unos 60 m más bajo (la línea de costa se situaría a unos 12 Km de la actual), pero recuperándose desde el máximo glaciar Würm, donde llegó a situarse en la cota -120 respecto el nivel actual. Según los trabajos de Aramburu (2014), una masa de agua templada ocupó el Golfo de Vizcaya dulcificando el clima. Los lagos de Agassiz y Ojibwa seguían en su sitio y el hielo Laurentino aún se mantenía.

El ascenso del nivel del mar produjo el inicio de la inundación de los valles fluviales pleistocenos y la formación de marismas, proporcionando en abundancia un nuevo recurso alimenticio, el marisqueo de gasterópodos.



Evolución paleoceanográfica de la plataforma cantábrica para el periodo 19.000-11.500 años BF. Tomada de Aramburu (2014).

Los neveros en San Vicente y el Moro se habrían fundido.

El paisaje que pudo contemplar fue posterior al desarrollo de la superficie de erosión 100 (Pleistoceno superior), pero anterior a la deposición de las terrazas fluviales cuaternarias (la más antigua, la T4, con una altura sobre el cauce actual de +20 m). Por encima de esta terraza se localiza la terraza T5, ya Pleistocena, y que se situaría a una altura de +35 m sobre el nivel del cauce actual. Su edad oscilaría entre 45.000 y 13.000 años.

El Gándara se encajaría ligeramente en esta terraza, y teniendo en cuenta que su caudal habría descendido considerablemente tras la fusión de los hielos glaciares, posiblemente estaría formado por un único cauce más o menos meandriforme, similar al actual, salvo tal vez en su confluencia con el Asón.

El colapso de La Pared del Eco ya se habría producido y se encontraría rellenado de aluviones del Calera. Cuevamur, Covalanas, El Mirón y el Haza tendrían ya su aspecto actual.

Cullalvera ya se habría formado, y sería una cueva activa en todo su recorrido. Un caudal de agua permanente saldría por la boca de entrada. Sería accesible hasta la Galería del Barco. La Galería de las Cúpulas estaría inundada pero posiblemente con circulación vadosa y las Galerías GES y de José Miguel Moral probablemente se encontrarían inundadas en su totalidad. Aún no habría sufrido el fenómeno de aterramiento posterior al periodo frío 11.000 – 10.000 años BP, por lo que no habría que temer que un *pendant* te cayera encima.

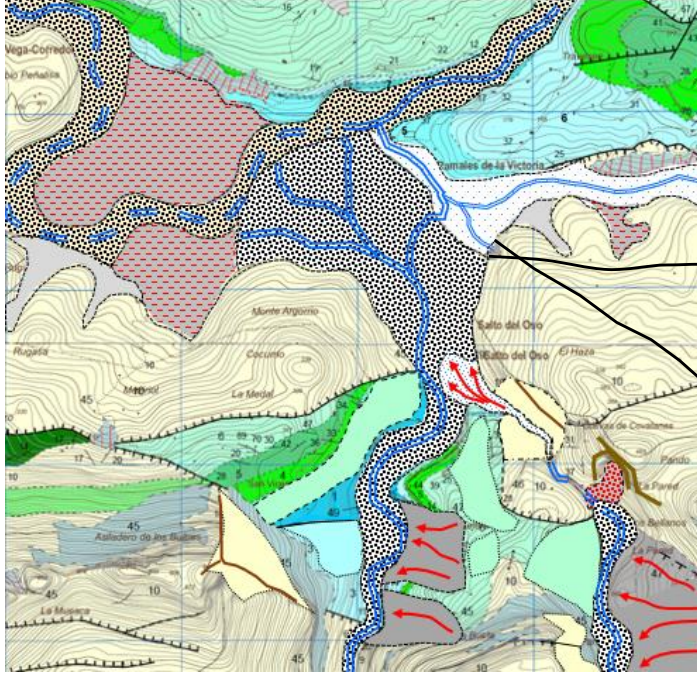
Siguiendo con las zonas bajas del valle, Helguero, Los Valles y Entrepuentes funcionarían como un polje. Es posible, incluso, que salvo en periodos de crecida, el río Asón se sumiera en este tramo. En la cueva del Carcabón no podrían echar animales muertos, funcionaría como surgencia activa. La Fuenteiseña probablemente no se habría formado aún. La captación de agua se situaría en una surgencia más alta que no se ha localizado aún.

Los fenómenos de ladera son más difíciles de asignar una edad completa. Es de suponer que aquellos que se han considerado como Holocenos no existirían hace 12.500 años.

El deslizamiento de Mentera existiría, y aunque tendría un aspecto parecido al actual, se habría desplazado desde entonces. A pequeña y mediana escala se observarían diferencias.

Los grandes desprendimientos de San Vicente y El Pando es posible que aún no se hubieran producido, por lo que el cantil del Haza se situaría algo más al oeste del

emplazamiento actual del Camino Real. El San Vicente sería más vertical y algo más alto. Las coladas de barro de Busta aún no hubieran ocurrido, pero existirían otras.



Reconstrucción idealizada del área de Ramales hace 12.500 años sobre la base cartográfica del Mapa Geológico E 1:25.0000 del IGME.

Más difícil resulta determinar si existían los deslizamientos de Las Ánimas y de Loma del Yelso. Se ha estimado que el segundo es anterior al primero, ya que el frente de deslizamiento desvió hacia Busta el cauce del Calera, provocando el descalce y deslizamiento posterior de la ladera. De esta forma, se ha pensado que el deslizamiento de Loma del Yelso ya podría estar activo.

El cañón del Calera estaría en proceso de formación. No sería tan profundo y posiblemente fuera más corto. Tampoco estaría provisto de instalación como vía ferrata.



Cañón del Calera. Marmitas colgadas y resurgencia con pendants.

No existirían tampoco las pozas del Salto del Oso. Tampoco zolochos saltando.

18. UNA HISTORIA ALTERNATIVA

Un sujeto un tanto especial y nativo del Salto del Oso tiene otra explicación distinta a todo lo expuesto. Lo que podemos contemplar es la huella del aterrizaje forzoso de un platillo volante que se llevó por delante el cauce bajo del Calera. Ramales no es un valle, es un cráter.

Los supervivientes fundaron Ramales un poco más abajo y para ocultar los restos de la nave espacial tomaron la costumbre de dar volquete a la basura, la chatarra y demás desperdicios en el Haza. Para conmemorar semejante evento ahora se ha levantado un mirador con aspecto de medio platillo.

La radioactividad remanente explica que los nativos sean tan particulares, capaces de armarla gorda a la menor ocasión, o que un oso salte un puente. Eso y lo mala que es la sombra del Pico, que oscurece el conocimiento. También explicaría que Ramales siga acogiendo marcianos de cualquier parte del mundo.



Raros.

19. BIBLIOGRAFÍA.

ACASO DELTELL, E. "El Glaciarismo en la Península Ibérica. El fenómeno glaciar cuaternario en la Península Ibérica". Enseñanza de las Ciencias de la Tierra 133, pp 242-251, 2006.

ACEVEDO SÁNCHEZ, J. "Actividad sísmica en la Región Vasco-Cantábrica: Nuevos datos aportados por la Red Temporal Topoiberia (2011-2013)". Trabajo Fin de Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica. Universidad de Oviedo, 2015.

AER (AGRUPACIÓN ESPELOEOLÓGICA RAMALIEGA). "La zona kárstica de Ramales de La Victoria". Cuadernos de Espeleología nº5, pp 209-230. Santander, 1971.

ALONSO, J.L.; et al. "El relieve de la Cordillera Cantábrica". Enseñanza de las Ciencias de la Tierra nº15.2, pp. 151-163. 2007.

ARAMBURU, A, et al. "El Cuaternario de la Cuenca Vasco-Cantábrica". EVE. 2014.

ARRIOLABENGOA, M; et al. "Evidencias de paragénesis en cuevas kársticas de la vertiente cantábrica (Norte de la Península Ibérica)". XV Reunión Nacional del Cuaternario. Bilbao, 2019.

BUSTILLO REVUELTA, M y ORDOÑEZ DELGADO, S. "Los yacimientos Pb-Zn del tipo Reocín en el sector oeste de Cantabria: Estudio comparativo y aspectos genéticos". Boletín Geológico y Minero. T. XCVI-VI, pp 626-631. 1985.

CORRIN, J. "Las Cavidades Principales en los Montes Alrededor de Matienzo (Ruesga, Cantabria)". Actas del V Congreso Español de Espeleología, Camargo (Santander, 1-4 Noviembre de 1990), pp 345-355. Santander, 1992.

DENANNOY, J.J.; MORVERAND, P. "Contribution a la connaissance de la karstogenese du massif de la Pena Laval". En Trenteannées d'exploration dans le Cueto et la Coventosa (Cantabria, Espagne). Spéléo-Club de Paris, 81-95. 1989.

DE VICENTE, G. "El registro geológico de las deformaciones alpinas en Iberia: Partición de la deformación o Fases Tectónicas". Revista de la Sociedad Geológica de España nº31. 2018.

DIAZ AZPIROZ, M. "Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Silicia y Marruecos". XXX aniversario de la Comisión Tectónica de la SGE. Sevilla, 2019.

FERNANDEZ GIVERT, E, PEIRÓ, R. et al. "Introducción a la Geología kárstica". FEE, 202 p, 1995.

FERNANDEZ GIBERT. E. "Génesis y evolución kárstica en la zona del Asón". Cuadernos del Asón, nº julio 2002. pp 37-45. Ramales. 2002.

FERNÁNDEZ GUTIÉRREZ, J.C. "Nota sobre una coloración de aguas efectuada en Matienzo". En Cuadernos de Espeleología Vol. 1. pp 27-28. Santander, 1965.

FERNÁNDEZ GUTIÉRREZ, J.C; et al. "La depresión cerrada de Matienzo". En Cuadernos de Espeleología Vol. 2, pp 107. Santander, 1966.

FERNÁNDEZ GUTIÉRREZ, J.C. "Noticias y Reflexiones sobre las actividades de la S.E.U.M. en el área de la depresión de Matienzo 1969 – 1974". En Cuadernos de Espeleología Vol. 8, pp 145-148. Santander, 1975.

FLOR BLANCO, G. "Las rasas asturianas: Ensayos de correlación y emplazamiento". Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, nº 13, pp 65-81. 1983.

FLOR BLANCO, G, et al. "La costa occidental de Cantabria (Santander –estuario de Tina Menor)". Guía de Campo - Costa. XII Reunión del Cuaternario. Santander, 2012.

FROCHOSO SANCHEZ, M. "Los valles cantábricos centrales. Modelos de evolución según diferentes escalas temporales". Ería nº 99-100-100 bis, pp. 71-91. 2016.

GALLASTEGUI SUÁREZ, J. "Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N". Trabajos de Geología, 22: 9-231. 2000.

GARCIA DíEZ, M y EGUIZÁBAL TORRE, J. "Los dibujos rojos de estilo paleolítico de la Cueva de la Haza (Ramales de la Victoria, Cantabria): Estudio Monográfico". Munibe nº 58, pp 177-222. San Sebastián, 2007.

GARCÍA DíEZ, M, GONZÁLEZ MORALES, M.R, y STRAUS, L.G. "El grafismo rupestre paleolítico de la cueva de El Mirón (Ramales de la Victoria, Cantabria, España): Una propuesta para su datación estratigráfica". Trabajos de Prehistoria 69, Nº 1, enero-junio, pp 21-36, 2012.

GARCÍA-MONDÉJAR, J. y ROBADOR, A. "Sedimentación y paleogeografía del Complejo Urgoniano (Aptiense-Albiense) en el área de Bermeo (región Vasco-Cantábrica septentrional)". Acta Geológica Hispánica, t 21-22, pp 411-118, 1987.

GARCÍA MONDÉJAR, J. "Plate reconstruction of the Bay of Biscay". Geology nº24, pp. 635-638, 1996.

GARCÍA MODÉJAR, J, y ROBADOR, A. "Sedimentación y paleogeografía del Complejo Urgoniano (Aptiense-Albiense) en el área de Bermeo (región Vasco-Cantábrica septentrional)". Acta Geológica Hispánica 22-21, pp. 411-418, 1997

GARCÍA-NAVARRO, E., FERNÁNDEZ, C. y CAMACHO, M.A. "Mesozoic tectonic evolution of the southwest continental Iberian Margin". Geodinamica Acta, vol. 18, 131-144. 2005.

GIBBARD, P y COHEN, K.M. "Global chronostratigraphical correlation table for de last 2.7 million years". Episodes, Vol 331 nº2, pp 243-247. 2008.

- GÓMEZ, M; VERGES, J y RIAZA, C. "*Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian basin*". Bull. Soc. Geol. Fr. 173 (5), pp. 449-459, 2002.
- GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. "*Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la cuestión*". Cuaternario y Geomorfología nº14 (3-4), pp 79-99. 2000.
- GONZÁLEZ Díez, A. "*Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje*". Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 4415 pp. 1995.
- GONZÁLEZ DÍAZ, A, et al. "*Identification of latent faults using a radon test*". Geomorphology nº 110, pp11-19. 2009.
- GONZÁLEZ DÍEZ, A, et al. "*Guía de Excursiones de Campo*". XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander. 2012.
- GONZÁLEZ DÍAZ, A, et al. "*Excursión científica a las cuencas de los ríos Pas y Miera*". Guía de excursiones campo. XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander 2010-2012. Santander, 2012.
- HERNÁNIZ, P.P; et al. "Evolución estructural del margen SO de la Cuenca Vasco Cantábrica". Geogaceta 15, pp. 143-146. 1994.
- HERRAIZ, M et al. "*The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula*". Tectonics nº19, pp. 762-786, 2000.
- IGME. "Memoria del Mapa geológico de España. E 1:50.000. Hoja nº60, VALMASEDA". Servicio de publicaciones el Ministerio de Industria. Madrid, 1978.
- IGME y ENRESA. "Memoria del Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España. E 1:1.000.000". Volúmen I y II, 237 y 167 p. 1998.
- INIPSA, Informes y Proyectos SA. "Memoria Hoja Entrambasaguas nº 35-4 de la cartografía IGME 1:25.000". Gobierno de Cantabria-IGME. 2008.
- JORDÁ PARDO, F. "*El Cuaternario: Definición, límite inferior y divisiones*". Zephyrus, XLVIII, pp 53-74. Universidad de Salamanca. 1995.
- LOTZE, F. "*Acerca de unas glaciaciones pleistocénicas en el Grupo Valnera (Cadenas cantábricas orientales)*". Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, núm. 72, pp 257-261. Madrid, 1963.
- MANCHESTER UNIVERSITY SPELEOLOGICAL SOCIETY. "*Las Cavidades de Matienzo, Expediciones 1974 – 1979*". Cuadernos de Espeleología Vol. 9 - 10, pp 309 - 368. Santander, 1982.
- MARTINEZ CEDRÚN, P, et al. "*Características geológicas y morfológicas singulares de la región del Alto. Cantabria*". SEDEC nº 10. 2014.
- MATIENZO CAVES. "*Matienzo, 50 years of speleology*". J. Corrin & P. Smith. Inglaterra, 2010.
- MATIENZO CAVES. "*Memoria de la Expedición Espeleológica a Matienzo 2019*". Matienzo Caves, 2019.
- MATTAUER, M. "*Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées*". Bull. Soc. géol. France, Serie 8, 6 (2), pp. 307-311, 1990.
- MONTORIOL-POUS, J; THOMAS CASAJUANA, J. M. y BELLET, O. A. "*Estudio Geomorfológico e hidrogeológico de la Cueva de la Cullalvera (Ramales, Santander)*". Extracto de Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero, nº89, pp 17-74. Madrid, 1966.
- MOÑINO, M; et al. "*Variaciones del nivel de mar en la costa de Cantabria durante el Cuaternario*". Actas VII Reunión sobre el Cuaternario. AEQUA, pp 233-237. Santander, 1987.
- MOÑINO, M. "*Establecimiento y cartografía de los niveles de la rasa litoral existentes en Cantabria*". Tesis de licenciatura. Universidad de Cantabria. 1989.
- MUGNIER, C. "*El karst de la región de Asón y su evolución morfológica*". Cuadernos de Espeleología nºV. Santander, 1969.

- MILLS, L. D. J. y WALTHAM, A. C. "Geomorphology of the Matienzo Caves". BCRA Transactions Vol 8(2), pp 63 - 84. 1981.
- MORENO, F, et al. "Terrazas marinas en el litoral de Cantabria. Controles litológicos del sustrato". 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09. Oviedo. 2009.
- MORENO, A, et al. "Formación de espeleotemas en el Noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares". Cuadernos de Investigación Geográfica, nº39 (1), pp: 25-47. 2013.
- MOURE ROMANILLO, Alfonso, GONZÁLEZ MORALES, M, y GONZÁLEZ SAINZ, C. "Las pinturas rupestres paleolíticas de la Cueva de Covalanas (Ramales de la Victoria, Cantabria)". Trabajos de Prehistoria 47, pp 9-38. 1990.
- MUÑOZ, J.A. "Evolution of a continental collision belt: ECCORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". Inc. Thrust Tectonics (Ed. K.R. McClay). Chapman&HaLL, PP 235-246, 1992.
- OGG, G, et al. "The Concise Geologic time scale. Pliocene-Pleistocene (0-6 Ma time slice". ICS, NSF, Chronos &Purdue University. 2008.
- OLIVA, M. PALACIOS, D, FERNANDEZ-FERNÁNDEZ, J.M, et al. "Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula". Earth-Sciences Reviews 10.1016, 2019.
- PEDRAZA et al. "Geomorfología, Principios, Métodos y Aplicaciones". Editorial Rueda. 1996.
- PEDREIRA RODRÍGUEZ, D. "Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica". Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 2004.
- PEDREIRA, D. "Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica". Edirno, Universidad de Oviedo, 343 p, 2005.
- PERONA MORENO, J. "Mineralizaciones de Pb-ZN asociadas a los diapiros de Murguía y Orduña (Cuenca Vasco-Cantábrica)". Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona (UAB). Departament de Geologia.2016.
- PUJALTE, V, ROBLES, S y HERNÁNDEZ, J.M. "La sedimentación continental del Grupo Campóo (Malm-Crtácico Basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift". Cuadernos de Geología Ibérica, nº21, pp 227-251. Universidad Complutense de Madrid. 1996.
- QUIN, A. "Morphological links between distinct cave systems, as revealed by the magnetic properties of cave sediments". Studies in Speleology, Vol X, December 1995, pp 5-19. 1995.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. "Síntesis estratigráfica y micropaleontología de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España". CEPESA SA pp 68. 1969.
- RAT, P, "Contribution à l'étude stratigraphique de Purbeckien Wealdien de la région de Santander". BSGF, IV, pp 3-12, 1962.
- ROBLES, S. y PUJALTE, V. "Análogo Geológico de la Fm Calizas de Gaviota en Vera de Bidasoa-Zurramagurdi (Navarra) y Tercis les-Bains (Francia)". Informe y Guía de Campo GESSAL-REPSOL (2009).
- ROBLES, S, ARAMBURU, A y APRAIZ, A. "La Cuenca Vasco-Cantábrica: Génesis y evolución tectonosedimentaria", Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, 22.2, pp 99-114, 2014.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. "La evolución antigua del relieve en el área central de la Cordillera Cantábrica". Eria 89, pp. 203-230. 2012.
- RUIZ COBO, J. G.E.I.S C/R. "El valle de Matienzo" en Matienzo Caves Project. Matienzocaves.org.uk.
- SERRANO, A, y MARTINEZ DEL OLMO, W. "Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas". Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Periféricas, F. Ortí y JM Salvany, pp 39-53. 1990.
- SERRANO, E; GÓMEZ LENDE, M; GONZÁLEZ TRUEBA, J.J; TURU, V y ROX, X. "Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las montañas pasiegas (Cordillera Cantábrica)". Cuaternario y Geomorfología nº27 (1-2), pp. 91-110, 2013.

SIMÓN, S; CANALS, A; GRANDÍA, F; CARDELLACH, E. "Estudio isotópico y de inclusiones fluidas en depósitos de calcita y dolomita del sector oeste del Anticlinal de Bilbao y su relación con las mineralizaciones de Fe-Zn-Pb". Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, nº 22, pp. 55-71, 1999.

SMITH, P. "Hypogene Caves in Matienzo?". WAMP64. 2018.

STOLLM H. M. et al. "Paleoclimate and growth rates of spelethems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles". Quaternary Research, nº 80 (2), pp 284-290. 2013.

ULLASTRE-MARTORELL, J. "Aportación al conocimiento morfokárstico de la depresión de Matienzo (Santander)". Cuadernos de Espeleología Vol. 8, pp 63 - 90. Santander, 1975.

VELASCO, F; HERRERO, J.M. YUSTA, I ALONSO, J.A; SEEBOLD, I y LEACH, D. "Geology and Geochemistry of the Reocín Zinc-Lead Deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain". Economic Geology nº 98, pp, 1371-1396, 2003

VERGÉS, J y GARCÍA-SENZ, J. "Mesozoic evolution and Cainozoic inversión of the Pyrenean Rift", en "Peri-Tethys Memoir 6: Peri Tethyan Rift Wrench Basins and Passive Margins (P.A Sieglar, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Souleau Eds. Mém. Mus. Natn. Nº186, pp. 187-2012, 2001.

WALTHAM, A.C. 1981. "The Karstic Evolution of the Matienzo Depression, Spain". Z. Geomorph. N.F. 23.3, pp 300 - 312. 1981.



Hey ho!

Cartografía.

IGME. "Mapa geológico de España. E 1:50.000. Hoja nº60, VALMASEDA". Servicio de publicaciones el Ministerio de Industria. Madrid, 1978.

EVE. "Mapa Geológico del País Vasco, E 1:25.000, Hoja 60-I, Carranza". Eusko Jaularitza.

EVE. "Mapa Geológico del País Vasco, E 1:25.000, Hoja 60-III, Zalama". Eusko Jaularitza.

IGME y ENRESA. "Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España". E 1:1.000.000. 1998.

IGME. "Mapa del Cuaternario de España", E 1:1.000.000. 1989.

IGME. "Mapa geológico y minero de Cantabria". E 1:100.000.

IGME. "Mapa de fallas activas de España". E 1:1.000.000.

IGME, "Mapa ZESIS de Zonas Sismogénicas de Iberia". E 1:1.000.000.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 35-4, Entrambasaguas". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 36-3, Laredo". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 59-1, Sarón". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 59-2, Arredondo". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 59-4, Veguilla (Soba)". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 60-1, Ramales". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 60-3, Concha". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 84-2, Bárcenas". Gobierno de Cantabria.

ITGE. "Mapa Geológico, E 1:25.000. Hoja nº 85-1, Bercedo". Gobierno de Cantabria.

QAFI. "Mapa de fallas activas del Cuaternario". E 1:1.000.000.



Asilvestraos delante de un deslizamiento en Busta sobre T1.

Páginas web.

Wikipedia.

es.wikipedia.org

Visor Cartográfico del Gobierno de Cantabria.

mapas.cantabria.es

Visor Cartográfico del IGME.

info.igme.es

mapas.igme.es

Visor cartográfico IBERPIX IGN.

www.ign.es

Instituto Geográfico Nacional, IGN. Datos sísmicos.

www.ign.es

Google earth.

www.Google.com

|

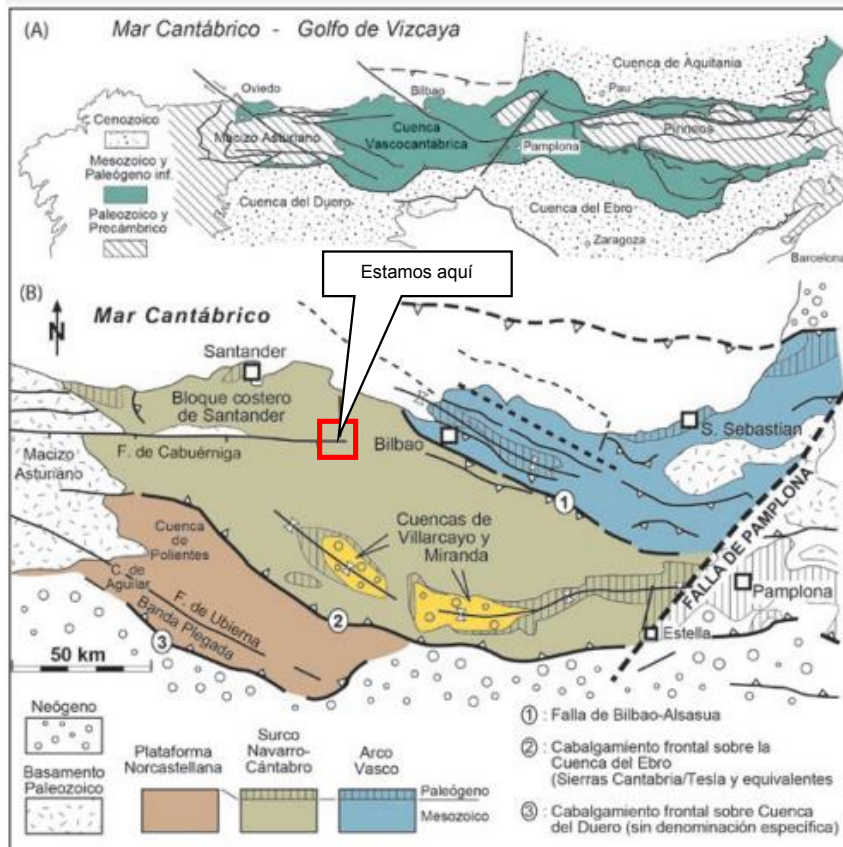
SALTO DEL OSO

Formatted: Font: Bold

II APÉNDICES

APENDICE 1. HISTORIA DE UNA CORDILLERA

La evolución de los terrenos donde ahora se encuentra la Cordillera Cantábrica en el sector comprendido entre el río Deva, y la zona pirenaica más occidental, el país vasco, parte de Navarra y el norte de Burgos, conocidos como Cuenca Vasco-Cantábrica puede sintetizarse en cuatro grandes episodios que abarcan desde el Triásico hasta la actualidad. Corresponde a los últimos 250 millones de años, durante los cuales, se formó el Océano Atlántico en lugar de un nuevo océano entre la placa Ibérica y Europa.



Ubicación general geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica (A) y subdivisiones de la cuenca (B) según Barnolas y Pujalte (2004). Figura tomada de Robles et al (2014).

La evolución de la Cuenca Vasco-Cantábrica puede resumirse en los siguientes episodios:

- 1) **Etapas de Rifting.** En el territorio ahora correspondiente a la Cuenca Vasco-Cantábrica se forma una cuenca intracrátónica a finales del Paleozoico (Pérmico) o inicios del Triásico. Este episodio finaliza según unos autores en el Jurásico Inferior (Vergés y García-Senz, 2001), se prolonga hasta el Jurásico Medio (Hernández et al, 1994), o alcanza hasta el Jurásico superior (Rat, 1988). Ocupa, por lo tanto, entre 75 y 100 millones de años.

Pangea se disgrega en diferentes placas litosféricas. El Océano Atlántico se va abriendo progresivamente desde el sur. Dentro de esta dinámica, en la actual Península Ibérica, que constituía el vértice más occidental de la Placa Europea, se genera una cuenca intraplaca sobre un zócalo hercínico estable, al igual que en otros enclaves europeos tales como la Cuenca Anglo-parisiense, Aquitania o la de Lusitania.

En este proceso de *rifting*, o de apertura de un nuevo fondo oceánico, y que corresponden a un ciclo de transgresión (avance del mar) – regresión (retirada del mar, o colmatación de una cuenca sedimentaria). Como correspondientes a esta etapa se produce la sedimentación de las secuencias sedimentarias del Triásico (continental, y que no llega a aflorar en el Salto del Oso, aunque si en zonas muy cercanas, como en Rasines o Colindres), del Jurásico inferior, también denominado como Liásico (plataformas carbonatadas marinas) y del Jurásico medio (Dogger) formadas por lutitas, margas y calizas correspondientes a plataformas carbonatadas someras.

- 2) **Apertura del Golfo de Vizcaya y del Atlántico Norte.** En esta nueva etapa, la placa Ibérica se independiza de Europa y se establece una cuenca sedimentaria pericratónica. El *Rift* abierto en la etapa anterior se amplía y se inicia un proceso de expansión cortical y generación de corteza oceánica entre Iberia y lo que actualmente es la costa atlántica de Francia.

Este fenómeno implica la formación de un margen continental pasivo y de un talud continental en el nuevo margen continental ibérico, aunque con la particularidad que la distensión tectónica propia de este contexto está acompañada también por un desplazamiento lateral.

La ahora microplaca ibérica se desplaza simultáneamente hacia el sudeste y rota entre 35 y 37° en sentido antihorario (García Mondéjar, 1996). El modelo de apertura tipo *rift* evoluciona a un tipo de cuenca asociada a una zona de falla con desplazamiento lateral (o transformante). El movimiento lateral de los diferentes sistemas de fallas, generalmente heredadas de la orogenia variscia y que afectaron a materiales paleozoicos propiciaron la generación de subcuencas (de *pull-apart* en el argot geológico).

Estas fallas presentan orientaciones preferentes NO-SE y NE-SO, y se reproducirán en los nuevos sedimentos que se depositan a lo largo de esta etapa, acumulando grandes espesores de sedimentos con un marcado control tectónico.

Estos sedimentos se agrupan en los siguientes conjuntos.

- **Facies Purbeck-Weald.** Temporalmente se depositan durante el Jurásico superior y el inicio del Cretácico (Barremiense). Son depósitos detríticos desde continentales (arenas y lutitas) correspondientes al establecimiento de una red fluvial, a palustres o marinos someros (lutitas negras) en la zona de su *depocentro* (área de mayor espesor de estos materiales), que se situaría en lo que hoy en día sería la zona de Bilbao. Tanto su extensión como el tipo de sedimento (tipo de facies sedimentaria) está controlado y compartimentado por fallas.
- **Complejo Urgoniano.** Estos depósitos son de edad Aptiense-Albiense (Cretácico inferior), y suponen un cambio radical respecto el ambiente sedimentario precedente, produciéndose la separación de la península ibérica de Europa a través de la apertura del Golfo de Vizcaya y un adelgazamiento de la corteza.

El margen ibérico registra una notable subsidencia, que se realiza a través de diferentes bloques basculantes limitados por fracturas NO-SE heredadas de la orogenia Variscia, de forma que en las partes más elevadas de los bloques se implantaron medios sedimentarios fluviales o marinos someros con sedimentación terrígena (arenas, limos y arcillas), mientras que en las zonas hundidas lo hicieron plataformas carbonatadas donde se sedimentaron calizas con rudistas y arrecifes tipo *mudstone*. En las zonas más profundas se sedimentaron margas de talud continental.

Esta arquitectura del medio geológico a modo de un mosaico de bloques con diferentes movimientos verticales entre sí implica grandes contrastes en cuanto al espesor de sedimentos en distancias muy cortas, y cambios laterales de facies también muy rápidos.

La actividad diapírica (ascenso de domos salinos procedentes de las acumulaciones de yesos y sales del Triásico generados durante la etapa de rifting) registrada en este momento fue también intensa, citándose incluso la formación de arrecifes tipo atolón (García Modéjar, 1997).

- Complejo Supraurgoniano. Su sedimentación se desarrolla desde el Albiense superior hasta el Cenomanense y representa el final de la divergencia entre la microplaca ibérica y Europa y el fenómeno de adelgazamiento de la corteza. Se produce una subsidencia generalizada de toda la cuenca, y su expansión hacia zonas más internas de la Península Ibérica, de forma que se observa una enorme variación tanto en cuanto al espesor de sedimentos, como a su origen, cuya naturaleza varía desde fluvial en las zonas de borde de la cuenca, hasta de talud continental donde se da la sedimentación de turbiditas. Se trata respectivamente de las denominadas facies Utrillas que afloran, por ejemplo, en la zona de Campóo, y de la Formación Valmaseda, que se extiende desde la cara sur de Peña Busta y El Moro hasta el eje principal de la Cordillera.

Se producen también fenómenos volcánicos especialmente a partir del Aptiense y alcanza su clímax durante el Coniaciense (entre 90 y 83 m.a. aproximadamente). Estos fenómenos volcánicos son de tipo submarino relacionado con la generación de corteza oceánica, e incluye la formación de depósitos de lavas almohadilladas, intercalaciones vulcanocásticas y *sills* (una masa tabular de roca ígnea, con frecuencia horizontal, que se ha intruido lateralmente en la roca encajante).

- 3) **Inversión de la cuenca.** Durante esta etapa, y a consecuencia de la convergencia de las placas africana y árabe con Europa, el proceso de apertura oceánica se interrumpe y desemboca en la Orogenia Alpina. Este proceso implica el acortamiento cortical entre las placas Ibérica y Europea, y por lo tanto, en la inversión del régimen tectónico de la Cuenca Vasco-Cantábrica, de distensivo a compresivo, generándose una importante deformación por plegamiento y fracturación, desarrollándose cabalgamientos, fallas inversas y de dirección dextrales (movimiento relativo de ambos lados de la falla en sentido de las agujas del reloj). El acortamiento de la corteza producido es de al menos 25 Km (Gómez et al, 2002).

Otra consecuencia de este acortamiento cortical es el inicio de un proceso de *subducción* (inmersión de una placa bajo otra) que no es uniforme a lo largo de

la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirenaica. Para la primera cuenca se ha propuesto la subducción de la placa europea bajo la Ibérica (Boillot et al 1985) mientras que para el caso de la segunda, el modelo es más controvertido, desde un contacto vertical mediante una falla de tipo transformante para las dos placas en la zona más oriental de los pirineos (Mattaue, 1990), a una subducción de la placa Ibérica bajo la europea (Muñoz, 1992).

El inicio de esta etapa tiene lugar a partir del Maastrichtiense (final del Cretácico, hace unos 72 millones de años). Sin embargo, la "inercia" de la subsidencia térmica de la etapa post-rift se prolongó unos 30 millones de años más, hasta finales del Eoceno provocando la apertura de profundos surcos oceánicos (Gómez et al, 2002) donde se produjo la sedimentación turbidítica tipo flysh (finas alternancias de areniscas, lutitas, margas, y en ocasiones, carbonatos) de forma simultánea a los fenómenos de compresión, que alcanzan su mayor intensidad a lo largo del Eoceno y Oligoceno (desde hace 56 hasta 23 millones de años en el pasado).

La primera fase de esta etapa (Cenomanense a Eoceno) se ha distinguido la sedimentación de cuatro grandes conjuntos de formaciones geológicas:

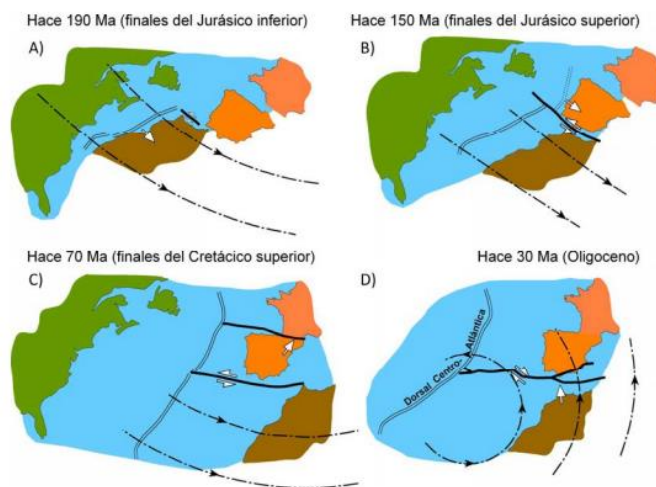
- Cenomanense –Santonense. Flysh calcáreo bioclástico (con capas de margas y calizas) en dos enclaves distintos. Uno situado al Norte del Macizo de Cinco Villas (Guipúzcoa), y otro en el sinclinal vizcaíno que se prolonga a lo largo del corredor Santander - Torrelavega. Fuera de estas áreas se produjo la sedimentación de un pequeño espesor de margas.
- Campanense – Maastrichtiense. Flysh detrítico silíceo (caracterizado por la práctica ausencia de capas carbonatadas) en un único surco correspondiente al sinclinal de Vizcaya. En las zonas marginales de plataforma se depositaron calizas.
- Maastrichtiense – Eoceno. Corresponde a una fase de relativa estabilidad en la que se depositan alternancias de margas y calizas hemipelágicas.
- Eoceno. Vuelve a aparecer una sedimentación tipo flysh detrítico silíceo alojado en un único surco similar en sus características al Campanense.

La segunda fase de esta etapa (finales del Eoceno a Oligoceno) corresponde a la máxima deformación alpina (Orogenia Mesoalpina, Fases pirenaicas 40 a 26 Ma.). Esta deformación se concentró especialmente alrededor de las zonas de falla, quedando las zonas más alejadas con una estratificación prácticamente horizontal. Los fenómenos ligados al diapirismo se reactivan provocando la formación de nuevos cabalgamientos. Esta deformación es contemporánea con la sedimentación tipo flysch en el surco de Vizcaya. De Vicente (2018) indica que el climax de levantamiento para la Cordillera Cantábrica tuvo lugar entre 39-29 Ma.

Durante el Oligoceno (33 a 23 Ma.), la cuenca se cierra y finaliza la sedimentación tipo flysch en el surco de Vizcaya. Sin embargo, se generan importantes fosas posttectónicas en la zona continental al sur de la Cordillera (Cuenca del Duero y del Ebro) que son rellenadas de forma continua a lo largo del Neógeno con materiales terrígenos continentales de gran espesor producto de la desmantelación de la cordillera recién creada. Sobre los mantos de cabalgamiento se crean también en sus zonas deprimidas pequeñas cuencas sedimentarias también continentales. Las deformaciones tectónicas

correspondientes a esta etapa corresponden a la Fase Tectónica Sávica de la Orogenia Alpina.

Finalmente, el actual margen cantábrico y el relieve de la Cordillera se ha configurado mediante una tectónica preferentemente frágil (mediante movimientos verticales de fallas, en vez de generación de plegamientos o cabalgamientos) a lo largo del Neógeno (últimos 23 millones de años). Estos movimientos corresponden al periodo orogénico Neoalpino, y que comprende las denominadas como fases neocastellana (límite entre el mioceno medio y superior, 18-12 Ma.), Intrazancayense (4 Ma.), e Iberomanchega (límite Plioceno – Pleistoceno, 3.4 a 2.6 Ma.) que se incluyen generalmente como correspondientes a la Fase Estaírica de la Orogenia Alpina.



Representación del movimiento de la península Ibérica en relación con las placas Europea, Americana y Africana desde el Jurásico inferior hasta el Oligoceno, tomada de García Navarro et al (2005).

EDAD DE LAS DEFORMACIONES INTRAPLACA EN IBERIA (De Vicente, 2018)		
Campaniense Superior - Ypresiense	72 – 48 Ma	Inicio compresión N-S pirenaica
Luteciense – Chatiense Inferior	48 – 28 Ma	Intensificación de la compresión N-S
Priaboniense Superior a Chatiense Inferior	38 – 28 Ma	Intensificación de la compresión N-S en el centro de Iberia
Serravallense – Tortoniense (Neocastellana)	14 – 12 Ma	Asociada a cabalgamientos E-O y fallas de dirección NNE-SSO.
Tortoniense Superior – Messiniense	7 Ma	Representada especialmente en oeste y zona central de Iberia
Messiniense Superior – Zancaliense	5.3 Ma	Reactivación de cabalgamientos NE-SO.
Zancaliense Superior - Gelandiense	3.6 – 2.6 Ma	En las Cuencas Neógenas, formación de rañas en los bloques hundidos

SALTO DEL OSO

Formatted: Font: Bold



Falla en El Moro.

APÉNDICE 2. LAS TERRAZAS

Las terrazas son zonas planas y llanas en los fondos de los valles. Se forman por la acumulación de aluviones provocada por la divagación del curso fluvial. Cuando el río se encaja en ellas deja un talud vertical y desarrolla una nueva terraza. Con el levantamiento de la cordillera, retazos de estas terrazas pueden quedar colgadas a media ladera quedando como testigos de una antigua llanura aluvial. Para los ríos Miera y Pas se citan las siguientes (González Díaz et al, 2012).

NIVEL	ALTURA RESPECTO EL CAUCE	EDAD (BP)	OBSERVACIONES
(10)	+800		
(9)	+600		
(8)	+250		+325 para el nivel de terraza de El Rellano en Asón.
(7)	+125		
6	+63	90.000-120.000	Posibles indicios de deformación por basculamiento
5	+35	47000	Posibles indicios de deformación por basculamiento
4	+20	5500	
3	+15	4900	
2	+10	2700	
1	+2.5	130	
			MIOCENO
			PLIOCENO
			PLEISTOCENO
			HOLOCENO

(*) Cotas aproximadas y afectadas por deformaciones Neotectónicas, de forma que su altura puede variar de un punto a otro.

En el caso del Gándara y del Asón se conservan las dos-tres terrazas más bajas aunque con algunas modificaciones locales.



Bolay.

APENDICE 3. LAS RASAS CANTÁBRICAS

Una rasa es un nivel de erosión marina. En la zona de costa, la acción del oleaje provoca la formación de una llanura. Es típica de costas acantiladas. Estas terrazas marinas quedan expuestas sobre el nivel del mar tanto por el efecto de movimientos tectónicos o por variaciones en el nivel del mar, que no ha permanecido estable a lo largo de los últimos 22 millones de años.

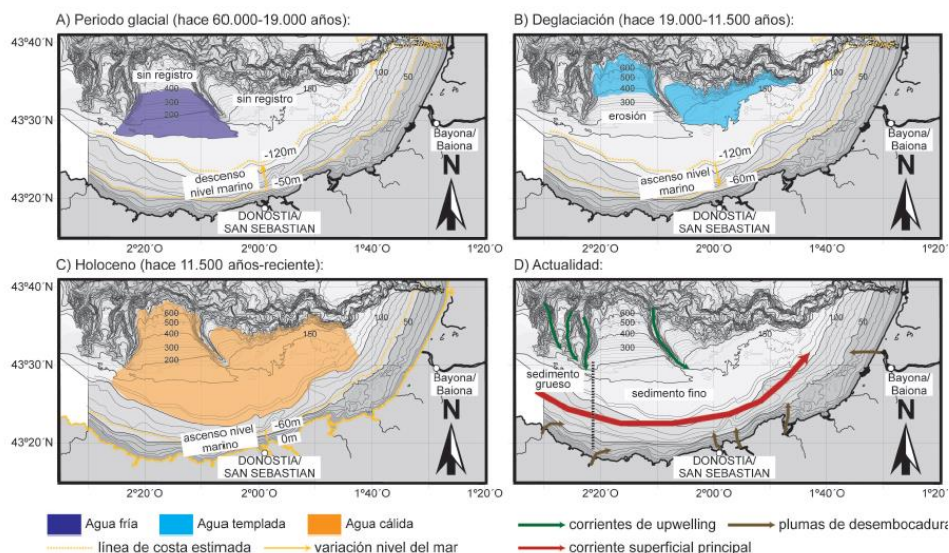
Al igual que los niveles de terraza, aparecen como escalones a diferentes alturas en zonas próximas a la costa.

Moreno (2009) propone hasta 8 niveles de terraza marina en el litoral de Cantabria. Posteriormente, Flor Blanco (2012) los amplía a 12 los cuales se reproducen a continuación. Para el País Vasco (incluyendo Castro Urdiales) tan solo diferencian dos, a +40, Pleistocena, y a +6 m, Holocena (González Amuchastegui, 2000).

EDAD	NIVEL DE RASA	ALTURA DE LA ANTIGUA LÍNEA DE COSTA (m)	DIFERENCIA DE ALTURAS (m)	TIPO DE DEPÓSITOS INDICADORES
PLIOCENO	CONJUNTO SUPERIOR	I	285	Aluviales
		II	230	Aluviales
		III	185	Aluviales
		IV	160	Aluviales
	CONJUNTO INTERMEDIO	V	145	Aluviales
		VI	115	Aluviales
		VII	95	Aluviales
		VIII	65	Costeros
PLEISTOCENO	CONJUNTO INFERIOR	IX	35	Costeros
		X	20	Costeros
		XI	7	Costeros
		XII	4	Costeros
HOLOCENO	Terraza sedimentaria Würm-Frandsense	3-7		Playero Aluvial-periglacial

Donde los niveles 140 a 160 destacan claramente en el paisaje en el entorno de Santander.

La figura siguiente, tomada de Aramburu (2014) lustra las variaciones del nivel de a lo largo del Periodo Cuaternario.



Evolución paleoceanográfica de la plataforma cantábrica en los últimos 60 ka. Tomada de Aramburu (2014).

Las variaciones en el nivel de mar están relacionadas tanto por levantamientos de origen tectónico-isostático de la cordillera, como a cambios en la cota del nivel del mar de origen climático provocados por los efectos de las glaciaciones cuaternarias.

Las condiciones climáticas y del nivel del mar durante los diferentes periodos geológicos pueden resumirse en los siguientes.

EDAD	CRONOLOGÍA ka	EPISODIO CLIMÁTICO	VARIACIÓN DEL NIVEL MARINO
Mioceno superior	11600-5300	Cálido y húmedo	50 m más alto que el actual
Plioceno inferior	5300-3600	Relativamente cálido	40 m más alto que el actual
Plioceno superior	3600-1200	Más frío y húmedo	Similar al actual
Pleistoceno inferior	1200-780	Frío y húmedo Episodio frío Villafranchiense	Similar al actual
Pleistoceno medio	780-120	Templado y húmedo Episodios glaciales Günz, Mindel y Riss	Eaniense algunos metros por encima del actual.
Pleistoceno Superior	120-11.5 ka	Glacial Würm y tardiglacial. Eventos Heinrich.	-120 a -50 m
Holoceno	<11.5	Postglacial Eventos de Enfriamiento en el Golfo de Vizcaya	-60 m al actual



Rasa Cantábrica. La Ballena.



Rasa marina frente Santoña.

APÉNDICE 4. LAS CUMBRES

Frecuentemente con designaciones descriptivas propias en función de su forma, tales como mazo, porra, castro, peña o pico, son relieves que se han ido tallando en los últimos 20 m.a. como resultado del clima, el encajamiento de la red de drenaje, y los fenómenos de ladera.



Porracolina. Una Porra.

Las tres cumbres que ciñen Ramales por el sur, si bien están tallados en las mismas calizas, presentan diferencias de unas a otras. A primera vista, por su aspecto.

El Pico San Vicente es un "pico". Su cumbre es puntiaguda especialmente visto desde el Salto de Oso (cara Este, donde se desploma en una pared vertical de 250 m de altura) y se sitúa a 917.15 m.s.n.m.



Vista del Pico San Vicente. Cara Este.

Forma parte de una mellada cresta orientada este-oeste de la que forman parte las cumbres de Tobazana (1037 m), el Hoyufresno (1055.4 m), El Piquete (914.6 m) y El Asidalero de Los Buitres (917.1). Queda limitada por el valle fósil de La Canal de Ancillo al oeste (698 m), que la separa de la Sierra del Hornijo.

La sección transversal de la cumbre de este macizo es prácticamente triangular, y se apoya, por el sur, sobre una cuesta geomorfológica (la pendiente del terreno coincide con la superficie de los estratos) labrada en margocalizas. La erosión ha eliminado las margas de Soba dejando al descubierto la caliza urgoniana. Esta cuesta se ve

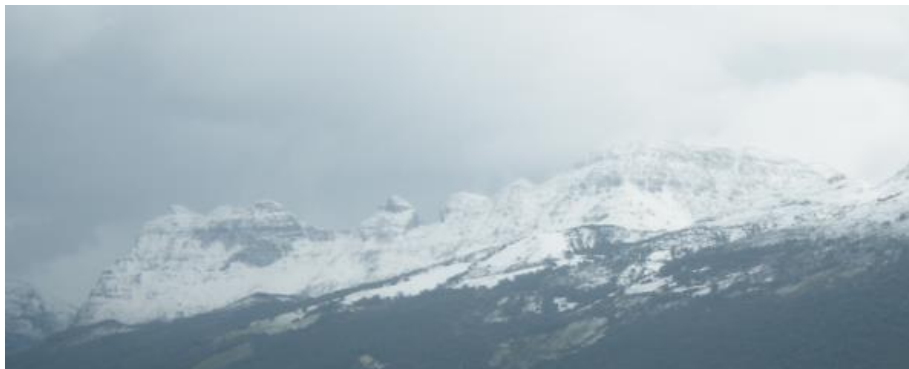
interrumpida de forma abrupta por la excavación del cañón del Gándara a ctas desde la 300 hasta la 270..



La erosión diferencial entre las margas de soba y la margocaliza urgoniana.

Se reconocen replanos con lapiaces y dolinas muy desarrolladas a cotas 450 a 470 y sobre este otro hombro plano a cota 560 – 585, que se prolonga en una cuesta de pendiente coincidente con el buzamiento de los estratos calizos hasta una cota 600 aproximadamente. A esta misma cota (600) se reconoce otra superficie plana pero muy discontinua.

Por su vertiente norte, se trata de una rampa muy continua aunque con escalones verticales que desciende hasta la cota 100 en Los Valles. Se observan sin embargo restos de replanos a diferentes cotas, como en La Venera (cota alrededor de 420 y donde se distinguen dos pequeños relieves residuales de forma redondeada), Torca Maniza (325), La Medal (cota 365) y el relieve residual del Cucurío (304 a 338 m).



Vista desde el norte del macizo de San Vicente.

Se observan también concavidades en la ladera que se interpretan como circos de ladera.

La cara este es una pared prácticamente vertical excavada en calizas urgonianas y que muestra canales de avalanchas de piedras y nieve a favor de grandes desprendimientos de cuñas, desarrollando un canchal a pie del cantil. Por debajo, esta cara se apoya sobre materiales del complejo Purbeck-Weald que se acuñan hacia al sur conformando el flanco meridional del Anticlinal de Ancillo. En esta zona se observa una ruptura en la pendiente de la ladera en las Rozas de San Vicente, que se encuentran en torno a las cotas 315-330. A partir de este punto, la ladera desciende hasta el fondo de valle del río Gándara situado a cota 95 de forma ininterrumpida salvo por el hombro de El Cuadro situado a cota 145.

SALTO DEL OSO

Formatted: Font: Bold

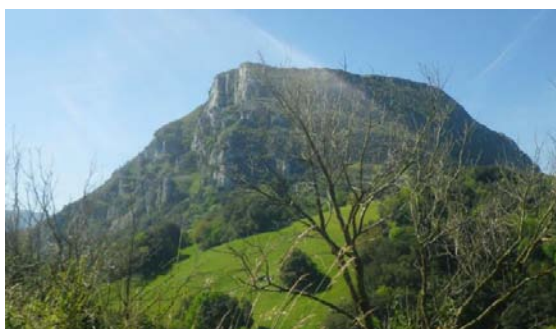
En el cuadro adjunto se han resumido las cotas de las superficies de erosión reconocidas en cada cara del relieve.

CARA SUR	CARA NORTE	CARA OESTE	CARA ESTE
-	-	Valle fósil Ancillo 684-625	Pared vertical
Hombro 600	-	-	
Hombro 585-560	-	Escalón 565	
Hombro 470-450	Hombro 420 Mazos de Calero y Currucucu 400 – 450 Canal de Helguero 420	Escalón 444	
Cañón 300-270	Hombro 325 Cucurio 338-304 Mazo de Sel 332 Valle colgado de El Enguizo 325	Escalón 390	Hombro 330-315
Hombro 226-220	Mazo 251	-	-
Hombro 180-170	-	-	Hombro 145
Fondo Gándara 150	Helguero 90 - 100		Boláiz 97-95



Cumbre del Pico San Vicente

Peña Busta (722 m.s.n.m) es un relieve romo en la divisoria de las cuencas de los ríos Calera y Gándara. Se localiza al sur del Salto del Oso. Sus caras norte, este y oeste son abruptas, especialmente la norte, donde se desarrolla un acantilado prácticamente vertical de unos 200 de desnivel.



Peña Busta.

La ladera sur, en cambio, constituye una larga cuerda con orientación general norte-sur hasta alcanzar el cordal principal de la Cordillera en el Puerto de Los Tornos, con una orientación general este-oeste. En esta cuerda, con un relieve en general suave y alomado, se distinguen pequeñas cumbres en general redondeadas y de control

litológico y estructural entre las que cabe destacar Los Pozos (600), Pesebrones (588). La Casía (689), Herada (603), El Mazo 725), Monteprado (797), así como el Collado de Peñametales (733). En general se reconoce el desarrollo de suelos de alteración del substrato rocoso.

La ladera oeste desciende de una forma en general regular y una pendiente aproximadamente uniforme hasta el río Gándara. Lo más llamativo es que es observable el cambio lateral de facies entre las calizas y las margas de soba, prácticamente neto.

Por la cara este se caracteriza por presentar un pasaje ruiforme provocado por deslizamientos y el desarrollo de canchales. Junto a éste, se observa otro deslizamiento de tierras.

Por último, la ladera norte tiene un perfil escalonado. La zona cimera corresponde a un cantil de unos 200 m de altura que se apoya sobre una rampa interrumpida por dos escalones. El primero corresponde a un saliente rocoso de calizas urgonianas a cota 379. El segundo es un rellano con un pequeño relieve redondeado a cotas 325 a 307.

Destaca la existencia de una larga lengua de deslizamiento de tierras que desciende desde cota 350 hasta alcanzar prácticamente el cauce del río Gándara, a cota 90.

La zona de cumbre es roma y en ella se observa la formación de dolinas y un campo de lapiaz en la zona ocupada por calizas urgonianas.

Los hombros, replanos o rupturas de pendiente que presenta este relieve se han resumido en el cuadro siguiente.

CARA SUR	CARA NORTE	CARA OESTE	CARA ESTE
Plance cimera 800-725	-	-	-
Rampa 600	-	-	Deslizamientos
-	Releve estructural 379	-	
-	Replano 325-307	-	
-	Replano 275	-	
-	Replano 200	-	
-	Replano 105	-	-

A diferencia de los dos relieves anteriores, el Moro forma parte de un macizo montañoso relativamente grande que separa la cuenca hidrográfica de los ríos Calera y Gándara (y en parte también del curso medio del Asón) de la cuenca del río Carranza.

En un relieve complejo formado por numerosas cumbres, donde cabe destacarse el Moro (822 m), Sopena (818 m), Loma del Mazo (817 m), Pico Relús (784 m), Pico de Ilsa (696 m), Peña de Las Minas (720 m), Conino Laguna (719 m), y Pando (495 m).



Corredor de falla en el Relús.

La línea de cubres presenta una orientación general SO-NE, que contrasta con la alineación E-O de las líneas de cumbre de los macizos de San Vicente y Busta.

Por el sur, este macizo queda adosado a la cordal principal de la Cordillera por una cordal de orientación norte-sur prácticamente simétrica de la descrita para Peña Busta, de la que queda separada por el Valle del Río Calera. El rango de altitudes de las cumbres que se alinean a lo largo de esta cuerda varía entre 829 m (Cotobasero) y los 638 m del Alto de Ubal, ligeramente más altas que la cuerda de Busta.

Hacia el norte y noroeste, conforma una cuesta que desciende de una forma irregularmente gradual y en algunos casos escalonada hasta el Valle de Guardamino, que constituye el límite septentrional de este macizo montañoso.



Confluencia de los ríos Asón y Carranza desde el Relús.

La ladera oriental desciende de una forma abrupta hacia el valle del río Carranza, pero relativamente continua, excavada en rocas detríticas jurásicas y cretácicas, pero con algunos cantiles por el afloramiento de rocas calizas urgonianas, como los existentes al norte del Pico Relús (o Reluso), de 50 a 100 m de altura.

Por último, la vertiente occidental es muy abrupta, labrada en su mitad septentrional en calizas urgonianas formando el cantil del Haza (unos 100 a 150 m de desnivel) o de la Pared del Eco (algo superior a los 200 m de desnivel). Al pie de esta ladera se ha excavado el cañón del Río Calera. En la mitad meridional de esta ladera se ha producido un importante deslizamiento de tierras (Loma del Yelso). Este deslizamiento junto con el desarrollado en la ladera occidental de Peña Busta en Las Ánimas, ciñen el fondo de valle del Río Calera.



El cañón del Calera.

Al igual que para los casos de San Vicente y Busta, se ha confeccionado un cuadro que resume los rasgos más destacables de sus laderas, incluyendo los valles del Silencio y del propio Calera.

CARA SUR	CARA NORTE	CARA OESTE	CARA ESTE
Cordón de la Cuchilla 740-720	-	-	-
Loma del Mazo 710-720	-	-	-
Conino Laguna 630-670	-	-	-
Valle colgado de La Calera 500-550	-	-	-
San Cipriano 460	-	-	-
Matienzo 430	Zorrozillas 430	-	-
Sangrises 413 -420	Velle del Silencio 390-420	-	-
Otides 350	Antepando y cabecera de Torcas Humizas 350 – 385 El Pindio 376	-	-
La Llana, Calleja de la Mesa, 300	Valles colgados de Torcas Humizas 310 - 350	-	-
-	Parte baja de Torcas Humizas 230	-	La Pared, 220-230 Fondo de valle del río Calera, 240.
-	Grande Dolinas a pe de Torcas Humizas 150-200 Mazo del Valle de Guardamino 144	Casa de La Brena, 190	Cañón del Calera, 220-100
-	Valle de Guardamino 200-100	Fonde de valle del Río Carranza, 100 -70	Desembocadura río Calera en el río Gándara, 95.

Los tres macizos tienen analogías y grandes diferencias. Comparten que todos ellos están labrados en calizas urgonianas.

Todos ellos presentan una cara formando un abrupto cantil, pero con diferentes orientaciones. En San Vicente es la cara este, Busta la tiene al norte y Moro al oeste.

Otro rasgo en común es que presentan una cara de relieve controlado por el cambio de facies entre la caliza urgoniana y las margas de Soba. En el caso del Moro y especialmente en Busta, la ladera sur o es muy corta o prácticamente inexistente. En San Vicente han desaparecido las margas por erosión, dejando una superficie groseramente cóncava en su cara sur.

SALTO DEL OSO

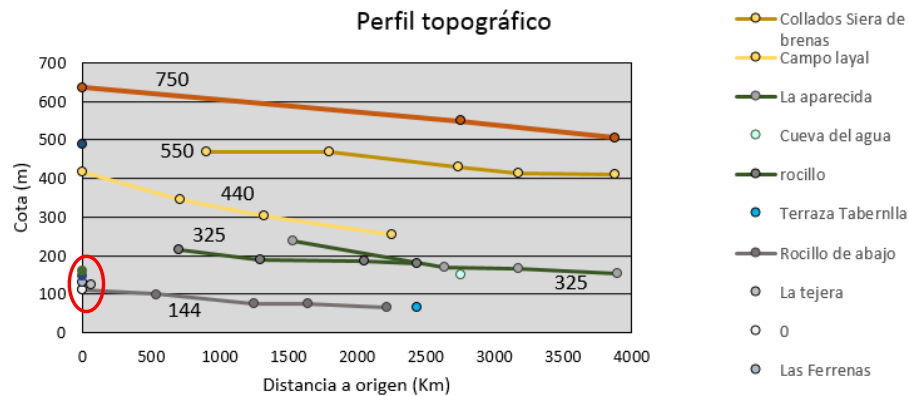
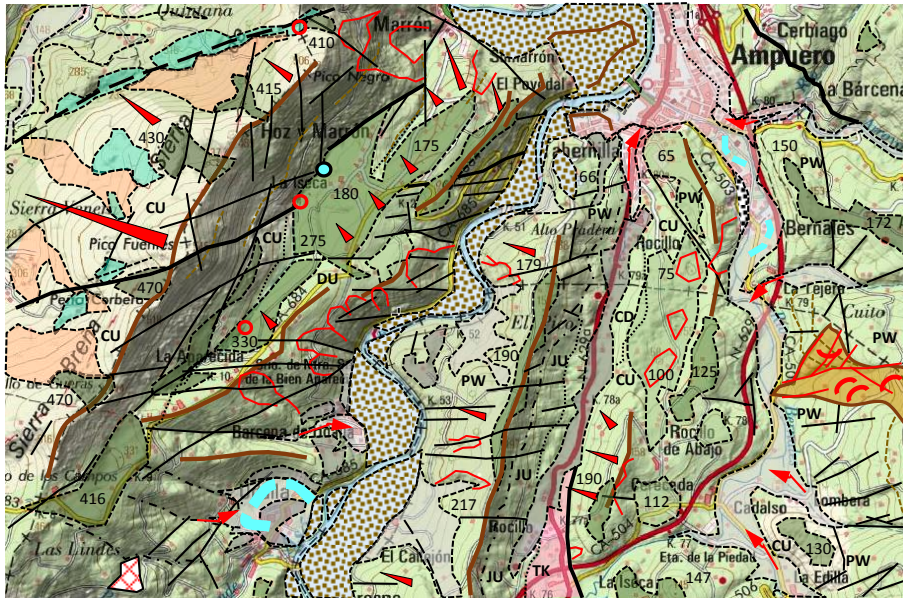
Formatted: Font: Bold

Moro y San Vicente comparten que una de sus laderas constituye una cuesta geomorfológica. En San Vicente se desarrolla a pie del relieve cimero en su zona meridional, entre San Pedro y Manzaneda. Moro la presenta en su cara norte, entre El Pando y Guardamino. Este contraste está provocado por que el eje del Anticlinal de Ancillo pasa entre ambos macizos.



Cuestas geomorfológicas en Santoña biseladas por un eje anticlinal.

APENDICE 5 LAS SUPERFICIES DE EROSION ENTRE UDALLA Y AMPUERO.



Croquis geomorfológico del sector Udalla-Ampuero y perfiles topográficos longitudinales de las diferentes superficies de erosión.



Se trata de yacimientos de tipo *epigenético*, esto es, por introducción de sustancias extrañas a las de la roca encajante, que encajan en las características propias de los yacimientos tipo *Mississippi Valley*. Se trata de cuerpos lenticulares y disseminaciones minerales con carácter reemplazante de la roca original. Existe, además, la generación tardía de filones secantes a la estratificación cuya composición mineralógica similar a la del yacimiento estratoligado.

La mineralogía principal de la *mena* (Es el mineral cuya explotación presenta interés) está formada por esfalerita y galena, acompañada por pirita, marcasita, calcopirita, fluorita y barita. Dentro de la ganga (comprende a los minerales que acompañan a la mena, pero que no presentan interés minero en el momento de la explotación) destacan la dolomita, calcita, cuarzo, siderita y ankerita. La ley de Zn+Pb es del 10% (Simon et al, 1999).

En el caso del coto Txomin, el cuerpo estratoligado está formado por un cuerpo lenticular y estratiforme de 1.5 m de espesor máximo formado por sulfuros disseminados de carácter reemplazante que encajan en calizas dolomitizadas de la formación Calizas de San Vicente. Las mineralizaciones aparecen asociadas a capas de ritmitas y brechas.

En cuanto los filones, pueden alcanzar una potencia de hasta 3 m, y están formados por esfalerita, galena, fluorita y calcita, aunque su ley en Pb-Zn es menor.

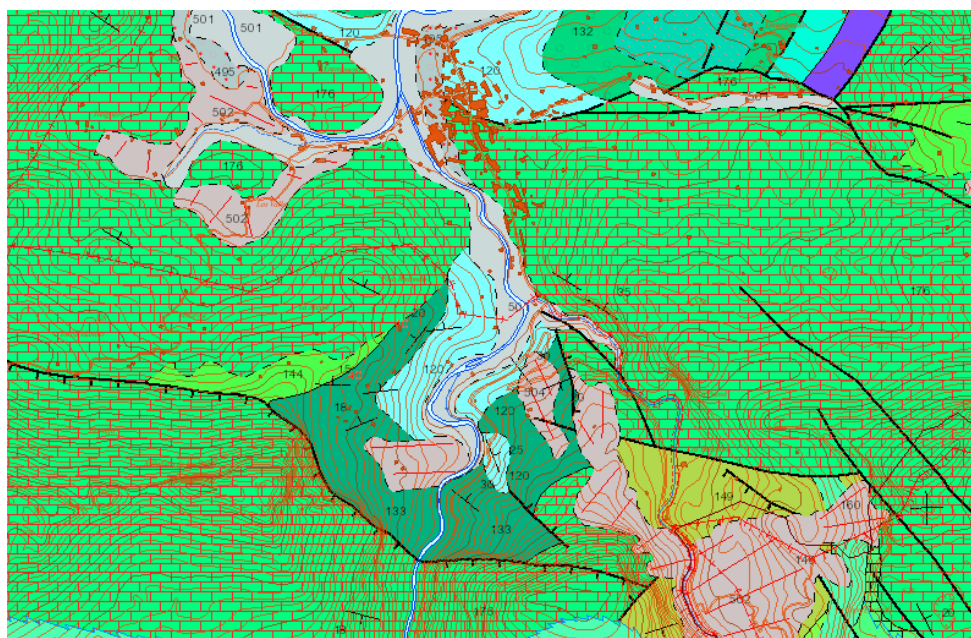


Filón dolomitizado y mineralizado en la Peña de Relús.

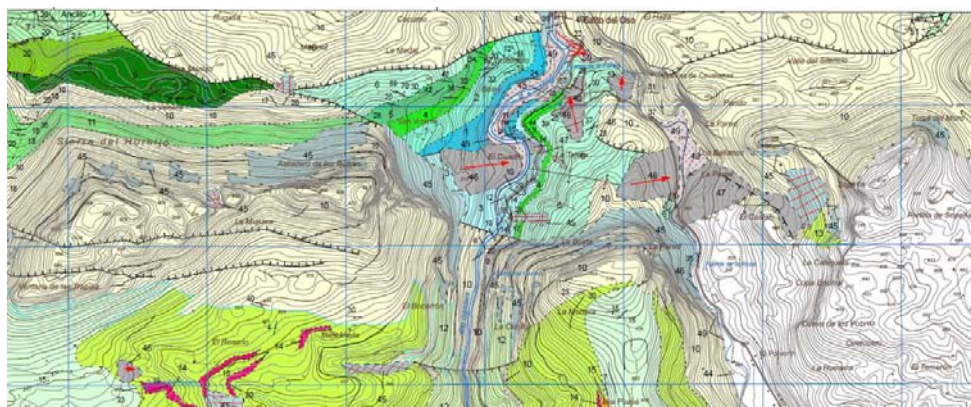
Estas mineralizaciones fueron provocadas por el flujo de fluidos hidrotermales a una temperatura de 190 a 230°C (Perona, 2016).

La edad del yacimiento mineral no ha sido determinada con seguridad, proponiéndose en general una edad Aptiense superior-Albiense inferior coincidiendo con estadio diagenético medio a tardío, esto es, inmediatamente posteriores a la formación del depósito carbonatado encajante (Velasco et al, 2003).

APÉNDICE 7. CARTOGRAFÍAS GEOLÓGICAS SIGECO A ESCALA 1:50.000 (IGME) Y DEL IGME A ESCALA E1:25.000 DE LA ZONA. EQUIVALENCIA DE LAS UNIDADES SIGECO Y DE LA HOJA GEOLÓGICA A ESCALA 1:25.000 “CONCHA”.



Cartografía E 1:50.000 SIGECO (IGME).



Cartografía Geológica E 1:25.000 IGME. HOJA 060-3, “CONCHA”.

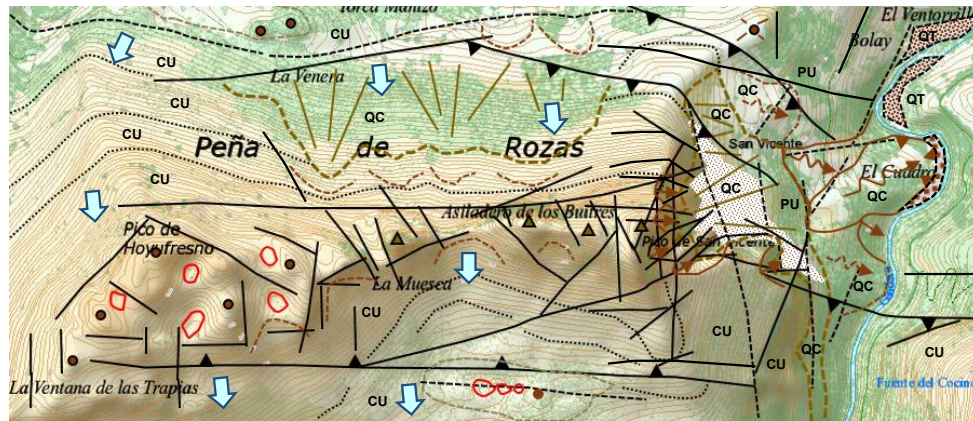
Columna estratigráfica y de equivalencia de unidades geológicas.

EDAD		DESIGNACION IGME SIGECO	DESIGNACION IGME 1:25.000 "CONCHA"	DESCRIPCIÓN			
CUATERNARIO	HOLOCENO	504	45	Coluvión.			
		502		Derrubios de ladera.			
		501	49	Llanura de inundación.			
			47	Solifluxión y flujo			
		507	46	Deslizamiento			
	PLEISTOCENO SUPERIOR	495	44	Terraza			
CRETACICO	ALBIENSE INFERIOR	179	17	URGONIANO	Fm Asón.	Alternancia rítmica de margocaliza y marga oscura. Fm Margas de Soba. Montículos arrecifales (Fm Gándara).	
	APTIENSE SUPERIOR		16			Caliza limosa bioturbada	
		158	13			Caliza limosa y calcarenita muy fina bioturbada, intercalaciones de arenisca y arenisca laminada (14) y marga con slumps (15)	
		162	12			Caliza margosa y calcarenita	
		176	11		Calizabioclástica con estratificación ondulada y cruzada (barras)		
			10		Caliza masiva con corales y rudistas.		
		9	Marga laminada con escasas intercalaciones de arenisca, caliza margosa a techo. Fm Cuchía.				
	APTIENSE INFERIOR		8		Caliza micrítica con rudistas y orbitolinas. Fm San Esteban.		
	HAUTERVIENSE	144	7		PURBECK	Fm Loma Somera	Areniscas en paleocanales y lutita gris. Mb "Viviparus"
	VALANGINIENSE		6				Cuarzo-arenita en paleocanales y lutita.
	BERRIASIENSE		5	Areniscas con pasadas de grava de cuarzo y bioclastos, caliza con bioclastos gruesos, briozoos. "Capas de briozoos". Fm Loma Somera			
	JURÁSICO	SUPERIOR	133	4			Caliza tableada con bivalvos y niveles de oncolides. "Caliza de ostrácodos". Fm Aroco
				3	Arenisca y grava de cuarzo, brechas en paleocanales con estratificación cruzada. Fm Saja.		
		INFERIOR	120	2	Alternancia de margocaliza y marga con belemnites, pectínidos y ammonites. Fms Camino y Castillo Pedroso.		
			1	Caliza micrítica con laminación paralela y caliza oscura con interbancos de marga. Fms Sopena y Puerto de Pozazal.			

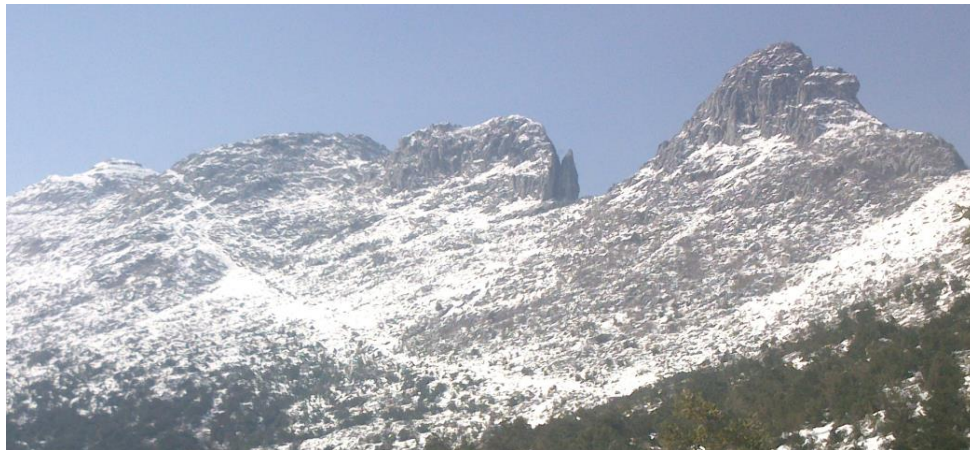


Caliza urgoniana de la Fm San Vicente con enclaves dolomitizados.

APENDICE 8. CROQUIS GEOLÓGICO DE LA PEÑA DE ROZAS.

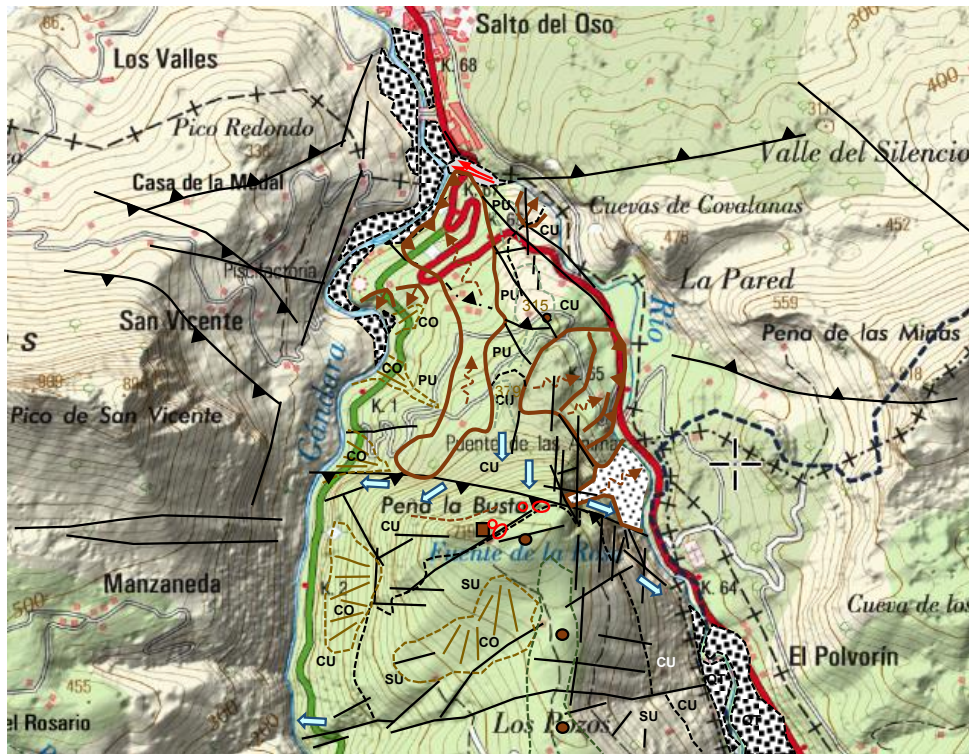


SIGNOS LITOLÓGICOS		GEOMORFOLOGÍA Y RELIEVE	
CU	Caliza urgoniana		Cerro redondeado, "mazo".
PU	Facies Purbeck		Relieve agudo, "pico".
QC	Coluvión		Relano. Hombro.
QT	Terraza		Circo nival
SIGNOS TECTÓNICOS			Canal de avalanchas. Cicatriz de deslizamiento
	Falla, diaclasa		Coluviones
	Falla inversa, cabalgamiento		Colada de barro. Solifluxión
	Contacto litológico. Falla supuesta		Deslizamiento
	Traza de la estratificación		Dolina. Depresión cárstica
SIGNOS HIDROGEOLÓGICOS			Canchal
	Dirección preferente de flujo subterráneo		Nivel de terraza



Traza de falla inversa a lo largo de la ladera sur de San Vicente.

APENDICE 9.CROQUIS GEOLOGICO DE PEÑA BUSTA.

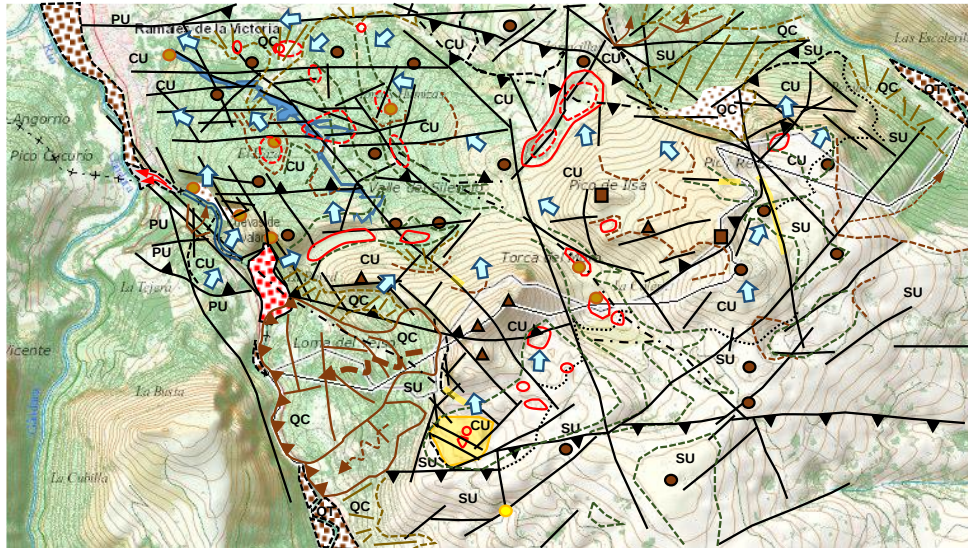


SIGNOS LITOLÓGICOS		GEOMORFOLOGÍA Y RELIEVE	
CU	Caliza urgoniana		Cerro redondeado, "mazo".
PU	Facies Purbeck		Relieve romo, "castro", "peña".
QC	Coluvión		Relieve agudo, "pico".
QT	Terraza		Rellano. Hombro.
SU	Urgoniano y Supraurgoniano detríticos.		Circo nival
SIGNOS TECTÓNICOS			Canal de avalanchas. Cicatriz de deslizamiento
	Falla, diaclasa		Coluviones
	Falla inversa, cabalgamiento		Colada de barro. Solifluxión
	Contacto litológico. Falla supuesta		Deslizamiento
	Traza de la estratificación		Dolina. Depresión cárstica
SIGNOS HIDROGEOLOGICOS			Canchal
	Dirección preferente de flujo subterráneo		Nivel de terraza



Cara este de Peña Busta.

APÉNDICE 10. CROQUIS GEOLÓGICO DEL MACIZO DEL MORO.

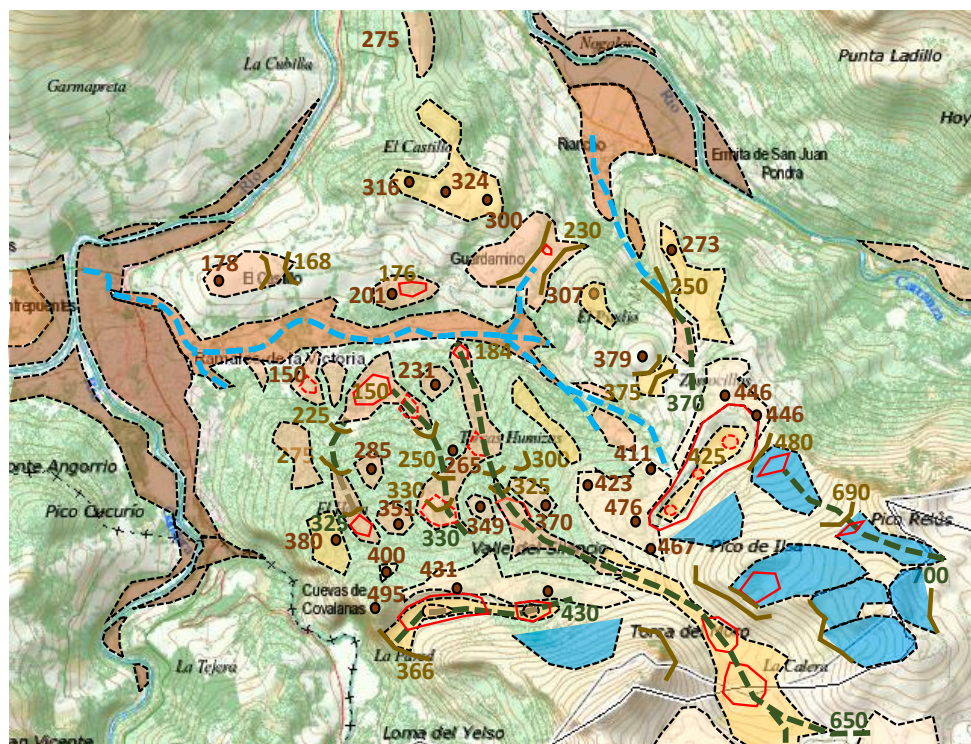


SIGNOS LITOLÓGICOS		GEOMORFOLOGÍA Y RELIEVE	
CU	Caliza urgoniana	●	Cerro redondeado, "mazo".
PU	Facies Purbeck	■	Relieve romo, "castro", "peña".
QC	Coluvión	▲	Relieve agudo, "pico".
QT	Terraza	○	Rellano, hombro o valle colgado.
SU	Urgoniano y Supraurgoniano detríticos.	○	Circo nival
	Zona mineralizada (Pb, Zn).	○	Cañón.
SIGNOS TECTÓNICOS			
—	Falla, diaclasa	○	Canal de avalanchas. Cicatriz de deslizamiento
▲	Falla inversa, cabalgamiento	○	Coluviones
—	Contacto litológico. Falla supuesta	○	Colada de barro. Solifluxión
—	Traza de la estratificación	○	Deslizamiento
SIGNOS HIDROGEOLÓGICOS			
→	Dirección preferente de flujo subterráneo	○	Dolina. Depresión cárstica
●	Cueva, sima.	○	Canchal
—	Sistema kárstico.	○	Nivel de terraza
		○	Colapso kárstico.
		○	Cono de deyección.



Cuesta del Pando y el Moro.

APÉNDICE 11. CROQUIS DE LA SITUACIÓN DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN Y TERRAZAS EN EL MACIZO DEL MORO.

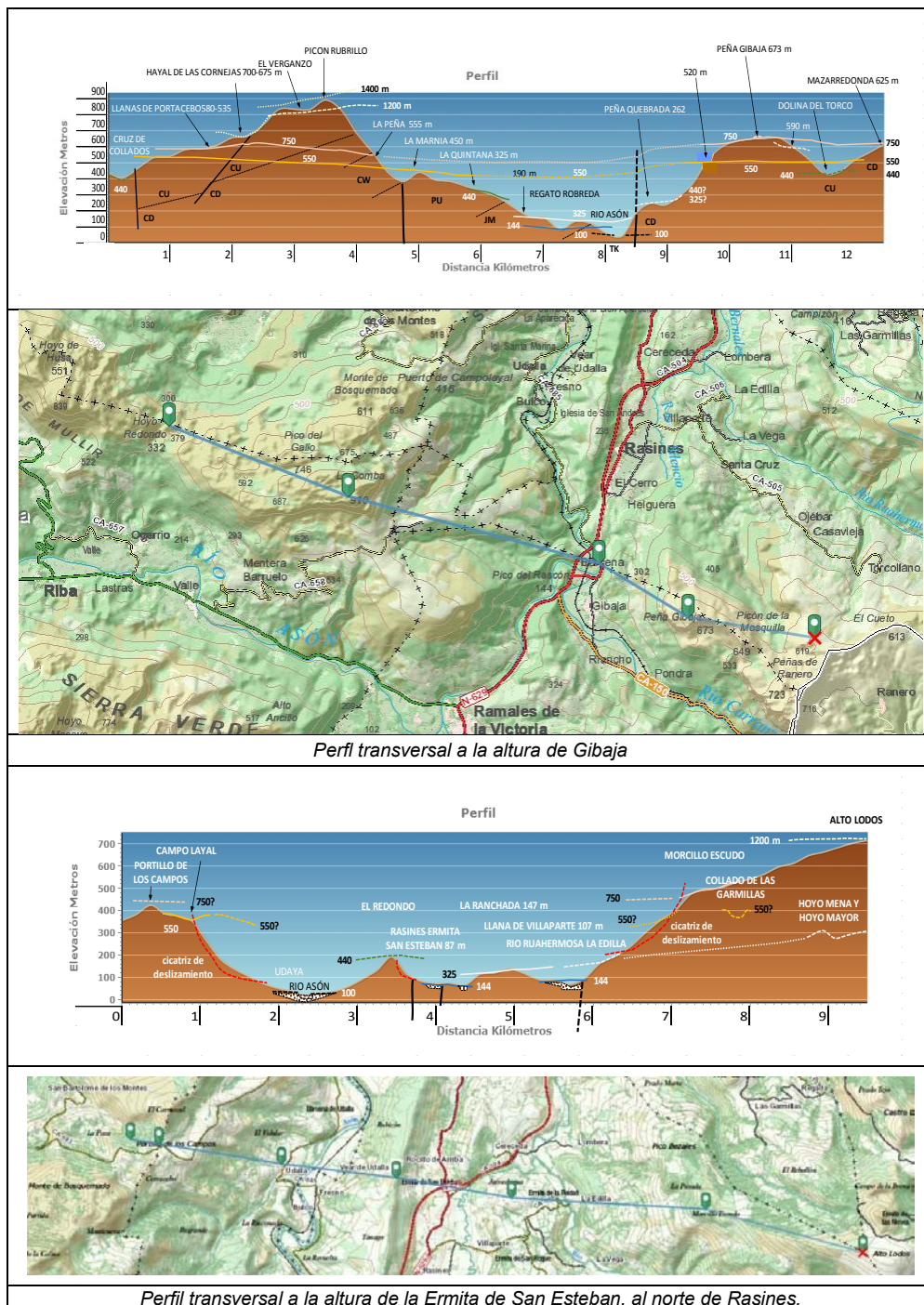


	Superficie de erosión 550.		Cauce fósil
	Superficie de erosión 440		Ruptura de pendiente
	Superficie de erosión 325		Collado
	Superficie de erosión 144		366 Cota de relieve
	Superficie de erosión 100		180 Cota de superficie de erosión
	Terrazas actuales		Relieve cónico
	Circos nivales/glaciares de pendiente		Dolina



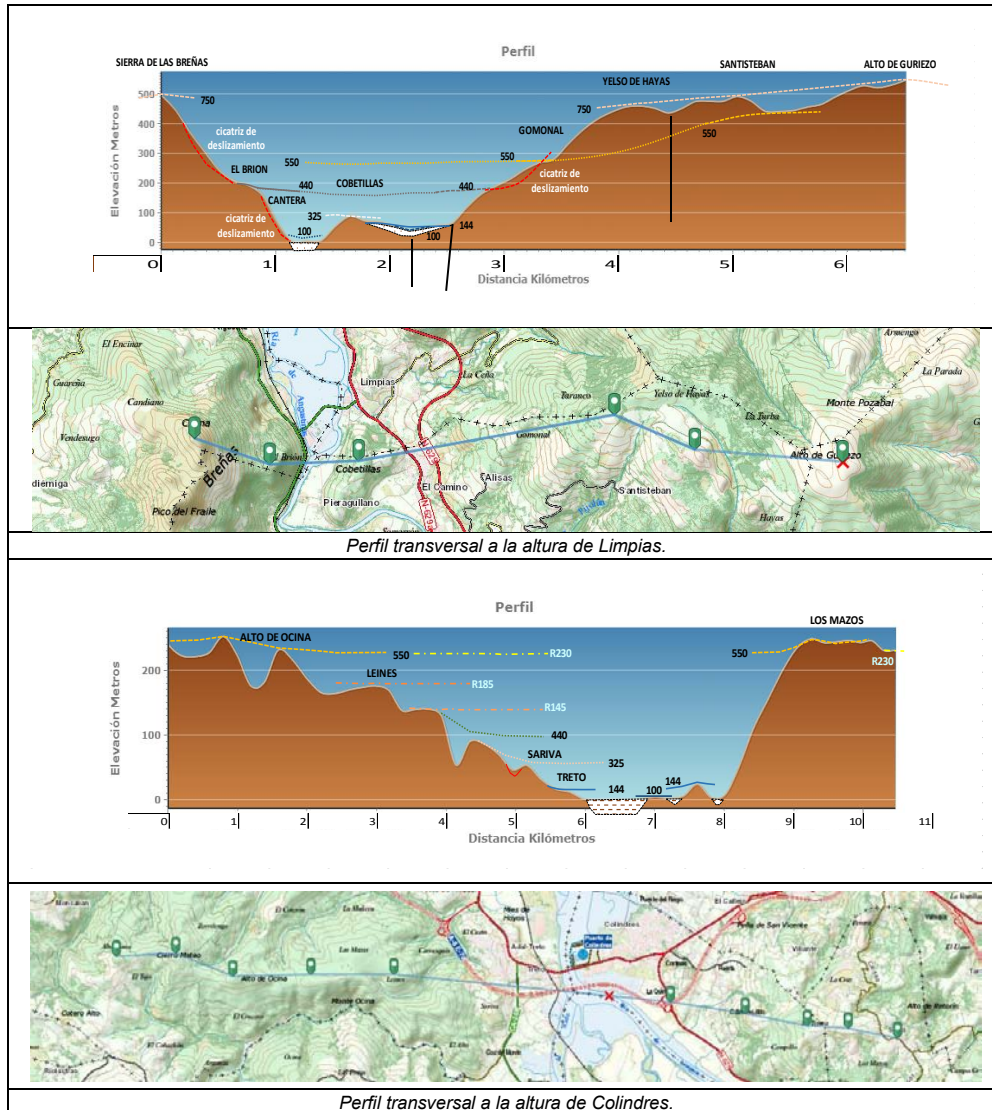
Grandes dolinas en la cara sur del Moro asociadas a una superficie de erosión.

APÉNDICE 12. PERFILES TRANSVERSALES A LO LARGO DEL VALLE DE ASÓN.



SALTO DEL OSO

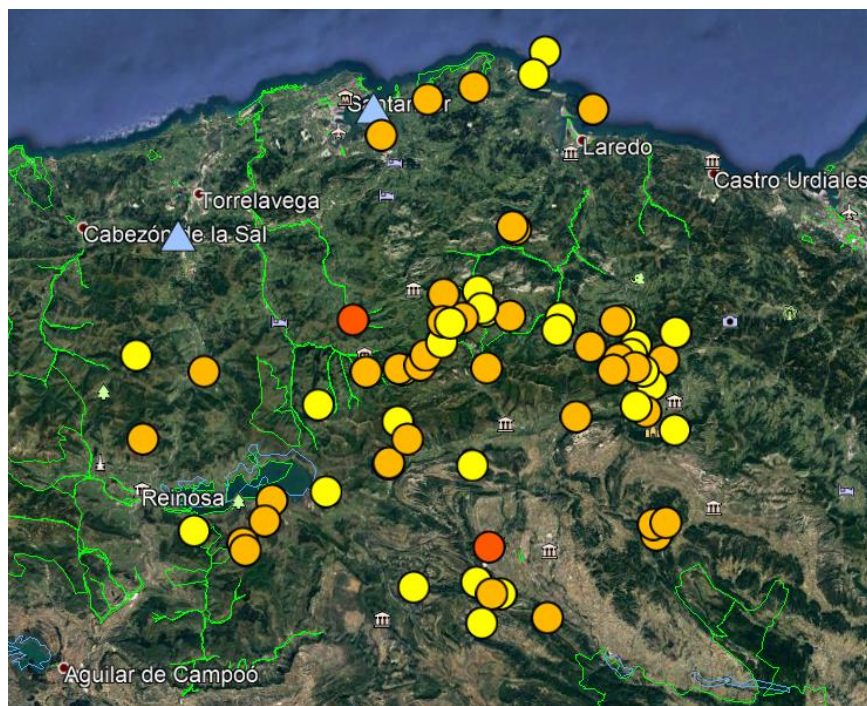
Formatted: Font: Bold



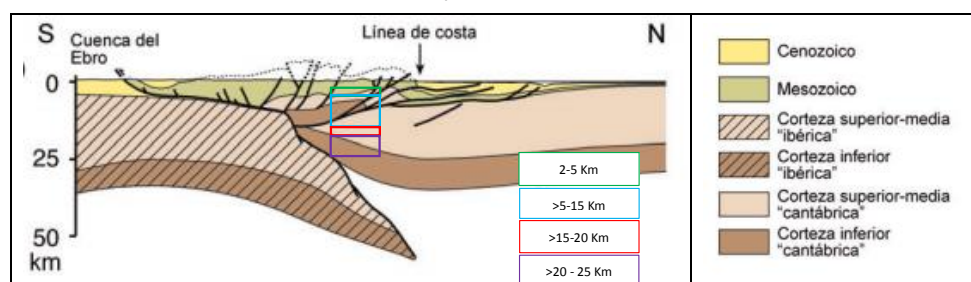
Valle colgado de Los Trillos, asomándose al mar.

APÉNDICE 13. LISTADO DEL REGISTRO DE TEREMOTOS DEL IGN.

Evento	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof. Km)	I	M	Localización
2799	03-08-1909	00:00	43.4500	-3.7557		IV		SANTANDER
4868	06-05-1932	00:00	43.3000	-4.0833				LAS CALDAS DE BESAYA
4365	16-10-1938	02:19	43.2000	-3.8000		VI	4.9	ARREDONDO
4394	02-10-1939	21:38	42.9333	-3.5833		V	4.3	VILLARCAYO
6058	09-05-1965	12:57	43.1400	-4.1400			3.6	BÁRCENA DE PIE DE CONCHA
6203	18-12-1966	13:51	43.1500	-3.3000		V	3.8	VILLASANA DE MENA
9778	13-09-1984	14:25	43.4467	-3.4100	5		3.4	LAREDO
10463	22-01-1987	16:59	43.3050	-3.5367	10		3.4	RIBA
10685	07-11-1987	11:07	43.0600	-3.7117	13	IV	3.9	PEDROSA DE VALDEPORRES
11734	17-04-1990	03:31	43.1667	-3.4183	5		3.2	LANESTOSA
11906	06-09-1990	06:44	43.0850	-3.4417	18		3.4	VILLASANTE DE MONTIJA
17341	30-04-1997	22:54	43.3083	-3.5417	3		3.1	RIBA
195774	18-03-200	11:53	43.1419	-3.3463		III-IV	3.3	VILLASANA DE MENA
201461	21-04-2000	00:19	43.0288	-3.6094			1.9	CORNEJO
343084	30-11-2000	14:38	43.1463	-3.6908	11	II	2.9	VEGA DE PAS
497137	12-12-2002	03:12	43.0682	-3.2848			1.5	VILLASANA DE MENA
487255	24-05-2004	06:20	43.1427	-3.5844			2.0	ESPINOSA DE LOS MONTEROS
564808	24-04-2005	16:55	42.8868	-3.7044	3		1.7	MANZANEDO
652571	01-05-2006	05:05	43.5151	-3.4881			1.7	NOJA
652727	02-05-2006	05:07	43.483	-3.5072	9		1.6	NOJA
778571	04-08-2007	09:33	43.2289	-3.6524	11		2.0	SAN ROQUE DE RIOMIERA
893270	20:21	09:12	43.2012	-3.6223	15	II	2.5	SAN ROQUE DE RIOMIERA
898762	17-02-2009	04:46	42.9991	-3.8435			1.5	SONCILLO
903412	19:03	05:58	42.8790	-3.5787	11		2.4	QUECEDO DE VALDIVIELSO
933108	11-08-2009	00:18	43.4175	-3.7536	20		3.7	RUBAYO
979715	01-04-2010	10:57	42.9392	-3.9754			2.0	LAS ROZAS DE VALDEARROYOS
983717	17-04-2010	06:31	43.1579	-3.6813	11	II	2.7	VEGA DE PAS
1010882	11-08-2010	23:43	43.4737	-3.5027	12		2.1	AJO
1084471	19-08-2011	14:48	42.9652	-3.9408			2.2	SANTA GADEA DE ALFOZ
1182174	25-12-2012	12:22	42.9311	-3.9714	10	I-II	2.2	LAS ROZAS DE VALDEARROYO
1220302	08-07-2013	04:03	43.1972	-3.6543	12	II	3.2	SAN ROQUE DE RIOMIERA
1255674	27-01-2014	02:02	42.9891	-3.9294	11	II	2.8	ARIJA
1352182	01-11-2015	12:42	43.1388	-3.7782	2	III	3.4	VILLACARRIEDO
1352224	01-11-2015	12:56	43.1425	-3.7253	11	I-II	2.4	VEGA DE PAS
ign2016lroa	15-06-2016	03:17	43.1007	-3.8560	11		1.8	SAN PEDRO DEL ROMERAL
ign2016prgl	11-08-2016	03:38	42.8507	-3.4901		II	2.2	QUECEDO DE VALDIVIELSO
es2016pcdgp	16/12/2016	01:48	43.0611	-4.1353	12		2.1	SANTIURDE DE REINOSA
es2017cljck	04/03/2017	23:25	43.1964	-3.3769	11		2.4	CONCHA
es2017dajfk	12/03/2017	05:16	43.1211	-3.3202	4		1.9	VILLASANA DE MENA
es2017eiac	15/04/2017	01:48	42.9537	4.0548	12		1.8	LAS ROZAS DE VALDEARROYO
es2017flckc	12/05/2017	18:16	43.1728	3.6567	9		1.6	ESPINOSA DE LOS MONTEROS
es2017gjedc	02/06/2017	03:16	43.2328	-3.5988	11		1.1	ARREDONDO
es2017iabcj	05/07/2017	02:30	43.1953	-3.6430	15		1.7	SAN ROQUE DE RIOMIERA
es2017ieakf	10/07/2017	20:08	43.1589	-4.1491	12		1.9	BÁRCENA DE PIE DE CONCHA
es2017nhjkn	08/11/2017	14:46	43.4596	-3.6781	24		2.3	CARRIAZO
es2017olnme	07/12/2017	21:23	43.1376	-3.3343			1.1	VILLASANA DE MENA
es2017oloe	07/12/2017	22:29	43.1824	3.2821	10		1.1	VILLASANA DE MENA
es2018lklho	27/09/2018	20:46	43.0308	-3.7426			2.6	PEDROSA DE VALDEPORRES
es2018lklji	27/09/2018	21:00	43.0324	-3.7421	1		2.7	PEDROSA DE VALDEPORRES
es2018ldmp	28/09/2018	14:48	43.0808	-3.7284			1.6	PEDROSA DE VALDEPORRES
es2018mkmo	21/10/2018	02:53	43.1572	-3.3530			1.2	VILLASANA DE MENA.
es2018mkndb	21/10/2018	03:27	43.1518	-3.3725	12		2.1	VILLASANA DE MENA.
es2018mknmg	21/10/2018	04:43	43.1389	-3.3815	11		2.0	VILLASANA DE MENA.
es2019fodbk	17/05/2019	03:20	43.1414	-3.7197			1.9	VEGA DE PAS.
es2019hcald	14/06/2019	19:53	43.2126	-3.5925	17		1.7	SOBA
es2019rwanf	11/09/2019	22:03	43.2033	-3.5466	15		2.0	SOBA
es2019vebqx	29/10/2019	00:04	43.0900	-3.3297	3		2.3	VALLE DE MENA
es2019xvzan	06/12/2019	06:04	43.1677	-3.3459	11		1.1	KARRANTZA
es2020eztkp	11/03/2020	23:58	42.8788	-3.5652	12		1.6	MERINDAD DE VALDIVIELSO
es2020goord	03/04/2020	08:02	43.1865	-3.4719	8		1.1	SOBA
es2020sgzw	03/05/2020	19:37	43.0968	-3.3464	5		1.5	VALLE DE MENA
es2020qelhr	18/08/2020	01:38	43.2096	-3.5871	7		1.8	SOBA
es2020qzmou	29/08/2020	14:04	42.8925	-3.6041			1.3	VILLARCAYO
es2020qzvgf	29/08/2020	18:27	42.8446	-3.5962	6		1.5	MERINDAD DE VALDIVIELSO
es2020rstmo	09/09/2020	03:06	43.2010	-3.4662	11		1.2	SOBA
es2020wfnoc	12/11/2020	00:41	43.1973	-3.3694	10		1.2	KARRANTZA



Situación de los epicentros incluidos en el listado.



Rango de profundidades epicentrales sobre modelo cortical de Pedreira (2005).

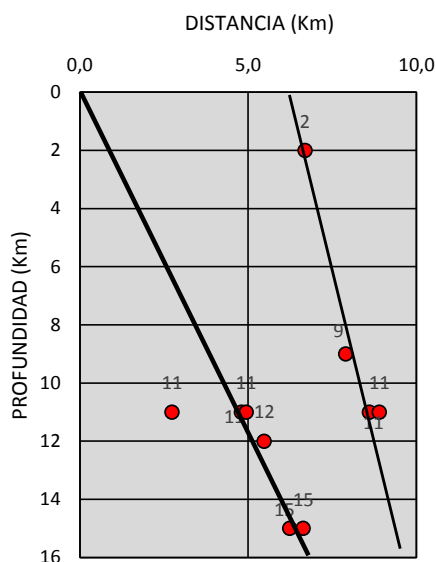


Frente al epicentro del terremoto de Santoña. Falla de Laredo.

FALLA ARREDONDO SELAYA

P (Km)	D (Km)
11	2,7
11	4,8
12	5,5
15	6,2
15	6,6
11	4,9
2	6,7
11	8,6
9	7,9
11	8,9

FALLA SELAYA-ARREDONDO

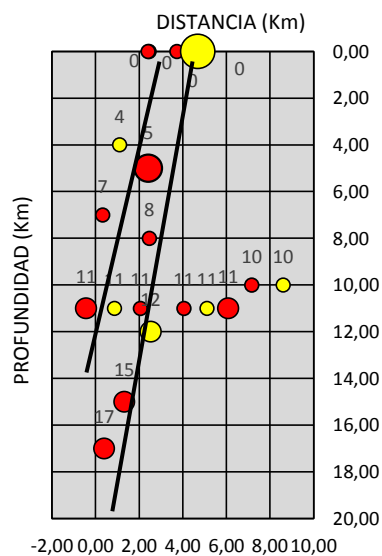


LINEACIÓN ASTRANA - VEGUILLA

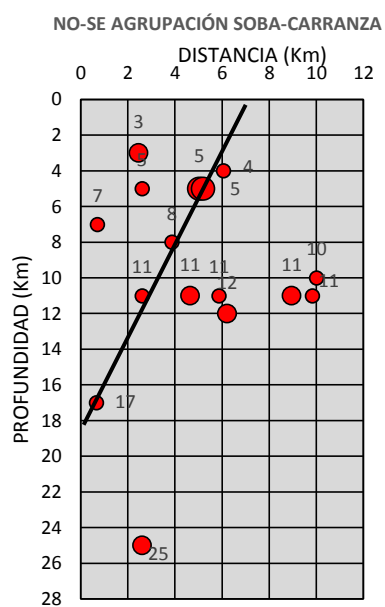
LINEA ASTRANA - VEGUILLA ONO-ESE			
EVENTO	M	P (Km)	D (Km)
778571	2,00	11,00	-0,44
es2017gjdc	1,10	11,00	2,07
es2019hcald	1,70	17,00	0,39
es2020gelhr	1,80	7,00	0,33
es2019rwanl	2,00	15,00	1,32
es2020goord	1,10	8,00	2,46
es2020ustmo	1,20	11,00	4,05
11734	3,20	5,00	2,42
es2017cljck	2,40	11,00	6,08
es2020wfnoc	1,00	10,00	7,16
es2018mknmg	2,00	11,00	0,86
es2018mkndb	2,10	12,00	2,53
es2018mkmo	1,20	0,00	3,73
es2019xvzan	1,10	11,00	5,12
195774	3,30	0,00	2,46
es2017olnme	1,10	0,00	2,42
6203	5,00	0,00	4,68
es2017dajfk	1,90	4,00	1,10
es2017oloe	1,10	10,00	8,60

POSIBLE LINEA NE-SO

ONO-ESE ASTRANA - VEGUILLA



ORIENTACIÓN NO-SE SOBA-CARRANZA			
EVENTO	M	P (Km)	D (Km)
es2017gjcdc	1,1	11	2,6
es2019hcald	1,7	17	0,66
es2020qlhr	1,8	7	0,71
es2019rwanf	2	25	2,6
es2020rstmo	1,2	11	5,87
es2020goord	1,1	8	3,87
11734	3,2	5	5,03
es2017clck	2,4	11	9,83
es2020wfnoc	1	10	10,01
11734	3,2	5	5,19
es2018mkndg	2	11	4,64
es2018mkndb	2,1	12	6,21
es2019xvzam	1,1	11	8,95
es2017dajfk	1,9	4	6,05
es2020isgzw	1,5	5	2,6
es2019vebqx	2,3	3	2,45

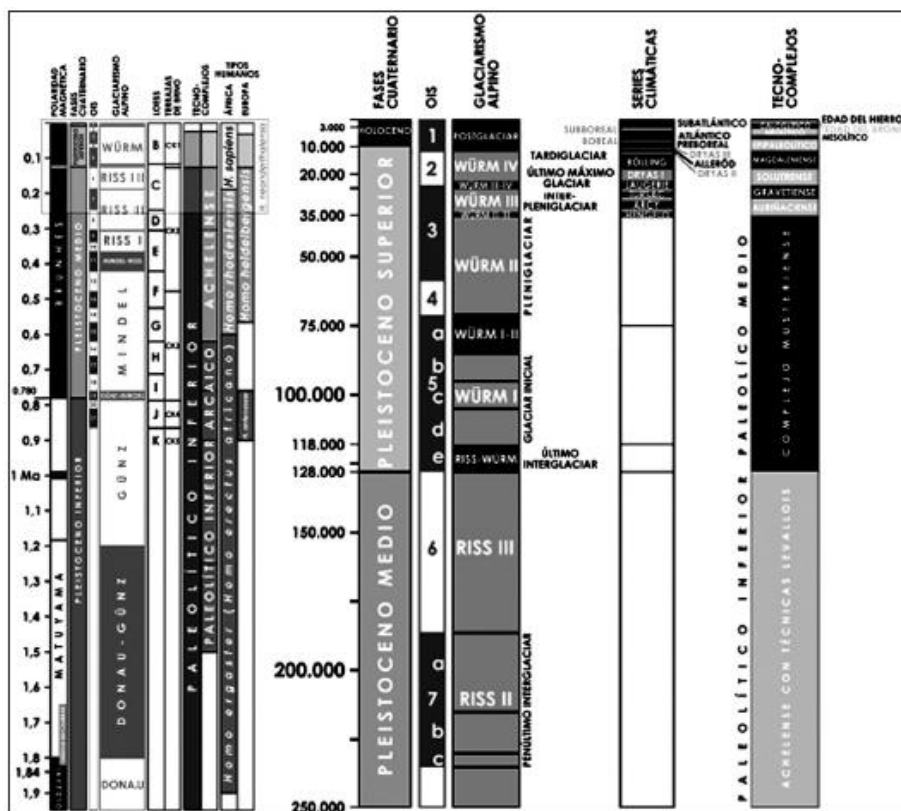


Santoña desde Alcomba

APÉNDICE 14. EL CUATERNARIO

El período Cuaternario es la última división de la Columna Cronostratigráfica que abarca toda la escala temporal geológica. Pertenece a la Era Cenozoica; y se sitúa por encima del Neógeno. En la actualidad se considera que tiene inicio hace 2,59 millones de años y llega hasta la actualidad al añadirse la edad y piso Gelasiense por parte de la Comisión Internacional de Estratigrafía. De esta forma, este periodo cubre la mayor parte de ciclos de glaciaciones.

La aparición de nuestra especie tiene lugar precisamente en este periodo. A su vez, se extinguieron muchas especies, tanto vegetales como animales. En este último caso, dominaron entre los vertebrados terrestres las aves y los mamíferos. En el primero, la flora ya es similar a la que podemos contemplar hoy.



Síntesis cronológica del Cuaternario a partir de 1.9 Ma incluyendo las escalas paleomagnética, cronoestratigráfica y paleoclimática, junto con la posición de los diferentes tipos humanos y tectocomplejos asociados (Jordá Pardo, F, 1995).

El Cuaternario está dividido en la actualidad por dos épocas: el Pleistoceno, más antigua, y el Holoceno, más reciente.

En la actualidad, está en estudio la inclusión de un nuevo término, el Antropoceno, bien como una época diferenciada por encima del Holoceno, o como un piso dentro de ella, y que se caracterizaría por la presencia significativa de residuos de la actividad humana. El inicio propuesto de esta época o piso cronoestratigráfico es el año 1945, coincidiendo con la primera prueba exitosa de una bomba nuclear.

El término Cuaternario fue acuñado por el geólogo italiano Giovanni Arduino en 1759 para datar los depósitos aluviales localizados en el valle del río Po. Posteriormente, J. Desnoyers en 1829 lo utilizó para referirse a los materiales situados por encima de depósitos miocenos y pliocenos ("terciarios") de la Cuenca del Sena. Los otros dos términos eran el "Secundario", usado para designar al Mesozoico, y "Primario" para todos los más antiguos. M. De Serres y H. Rebolul los relacionaron con los depósitos del Diluvio.

Por otro lado, la designación del Pleistoceno se debe a Charles Lyell en 1839 caracterizándolo por la presencia de estos sedimentos de moluscos marinos ya idénticos a los actuales.

Por último, el término Holoceno fue usado por P. Gervais en 1867 para designar los depósitos recientes o "postdiluvianos".

<u>Era</u> <u>Eratema</u>	<u>Período</u> <u>Sistema</u>	<u>Época</u> <u>Serie</u>	<u>Edad</u> <u>Piso</u>	Eventos relevantes	Inicio, en millones de años
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	<u>Megalayense</u>	Fin de la <u>glaciación reciente</u> y surgimiento de la <u>civilización humana</u> .	 0,0042
			<u>Norgripiense</u>		 0,0082
			<u>Groenlandiense</u>		 0,0117
		Pleistoceno	Superior / Tardío (Tarantiense)	Florecimiento y posterior extinción de muchos grandes <u>mamíferos</u> (megafauna). Aparece <u>Homo habilis</u> . Aparecen los <u>humanos</u> anatómicamente modernos. Da comienzo la reciente <u>Edad de Hielo</u> .	0,129
			<u>Chibaniense</u>		0,774
			<u>Calabriense</u>		 1,806
			<u>Gelasiense</u>		 2,588
	Neógeno				23,03
	Paleógeno				 65,5±0,3

Cronoestratigrafía del Cuaternario.

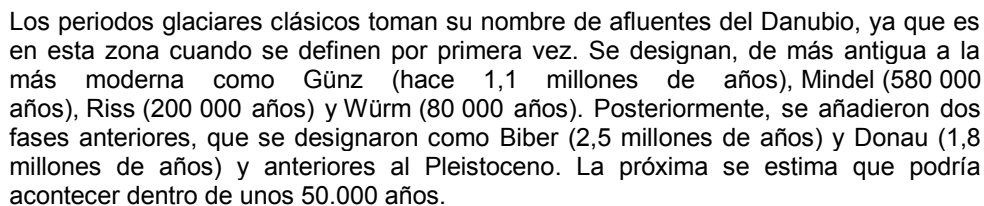
Si bien el Pleistoceno se divide básicamente en función de los grandes periodos de enfriamiento global, y termina con el último gran calentamiento global, la del Holoceno sigue criterios climáticos, definiendo una serie de periodos, donde los designados como Boreal y Atlántico suele designarse como Óptimo Climático Holoceno (10200 y 5700 años), mientras que el Subboreal y Subatlántico se agrupan en como Neoglaciación (5700 a 2500 años).

Lo que caracteriza al Cuaternario, o lo hace más conocido son los episodios de enfriamiento conocidos por el nombre de glaciaciones. Si bien ahora es conocido que durante todo el Pleistoceno, así como en el Plioceno, existió un casquete polar en la Antártida, no está claro que la capa de hielo de Groenlandia se mantuviera a lo largo de durante todos los periodos interglaciares.

Durante las glaciaciones, los glaciares continentales cubrieron gran parte de Norteamérica, Europa y norte de Asia. La superficie cubierta por los hielos en estas zonas se estima en 13-16 millones de km², alcanzando espesores de casquete de hasta 4 km de espesor. En Eurasia, un casquete de hielo cubriría todo el Norte de Europa, incluyendo desde las Islas Británicas hasta el Oeste de Siberia. El Mar del Norte, bien no existiría por el descenso del nivel del mar, o se encontraría congelado también.

Europa no estaría aislada de Inglaterra, y las principales capas de hielo se formaron en los Alpes y en el Himalaya. Además, una capa de tierra congelada, el "*permafrost*", se extendería hacia el sur varios cientos de kilómetros en Europa, y ocupando

En cambio, durante los periodos interglaciares, el nivel del mar ascendería. Sin embargo, la reacción isostática de los continentes al liberarse del peso que supone el casquete de hielo, u otros movimientos de origen tectónico, pudo darse también el retroceso de la línea de costa. Así, no se dan ascensos y retrocesos del nivel del mar a escala global. Cada sitio tiene la suya.



En la actualidad el concepto clásico de *glaciación* está en discusión. Además, en cada área geográfica tienen límites temporales y extensiones diferentes, y por lo tanto, se han designado con diferente nombre.

La Península Ibérica, por su situación relativamente meridional, fue muy sensible a pequeñas variaciones de temperatura, y por lo tanto, a importantes fluctuaciones en los frentes glaciales y áreas ocupadas por el hielo. La Cordillera Cantábrica, por su posición y orientación, tiene, a su vez, características singulares.

Según Flor et al (2003), para la Cordillera Cantábrica, existe un glaciario más antiguo al Pleistoceno, ya que hay evidencias de un enfriamiento climático hace unos 2,5 millones de años.

El máximo glaciar reciente que ha podido ser datado (Frochoso, 2016) presenta resultados de 78.000 y 19.000 años con cuatro pulsos diferenciados en la Comarca de Alto Asón:

CRONOLOGÍA	FASE GLACIAR	TIPO
78.500-40.000 años	Würm	Glaciares de base seca o fría
45.000-36.000 años		Glaciares de base seca o fría.
35.000-26.500 años		Momento de máximo enfriamiento.
23.000-19.000 años		Glaciares de valle de base húmeda

La fase entre 35.000 y 26.500 años coincide, además con el nivel del mar en posición más baja, descendiendo desde unos 40 a 80 m por debajo de la cota actual hasta los -120 m. Flor et al (2003) indica incluso que en este momento de enfriamiento más extremo, todo el territorio de Cantabria pudo estar cubierto de hielo. En este momento, la línea de costa se situaría en torno a la cota -200.

Para Serrano et al (2013) existe cuatro fases glaciares en la Montaña Pasiega con una expansión glaciar máxima entre 44 y 29 ka cal BP, que permite confirmar un máximo glaciar cantábrico anterior al LGM (máximo glaciar último) del N de Europa, al igual que en Pirineos.

Por último, González Amuchastegui (2000), para el entorno del País Vasco, realiza la siguiente clasificación:

GRUPO	ALTITUD (m)	CRONOLOGÍA	EVENTO	
Grupo I	1000 - 1300	10.000-11.000	Dryas III / Preboreal	Pequeños nichos de nivación
Grupo II	975 - 1325	13.000-16.000	-	Circos bien formados y conservados
Grupo III	650 - 1000	26.000-31.000	-	Circos con conservación regular y depósitos morrénicos difíciles de identificar
Grupo IV	725 – 800 m	45.000-50.000	Condiciones glaciares más intensas	Muy mal conservado

La ELA (Línea de Equilibrio Glaciar) podría encontrarse en la región de Valnera – Asón entre los 1100 y 1190 m de altitud según Frochoso (2016). En el Alto Asón, el glaciario es significativamente intenso, desarrollándose casquetes de montaña y glaciares de plataforma con escorrentía difusa del hielo y transferencias provocando una intensa abrasión en las superficies rocosas, destacando entre estas formas los lapiaces arrasados de Hoyo Grande o Mortillano. También sus lenguas descendieron a

cotas llamativamente bajas, como los 300 m del Glaciar de Hondoión en el valle del Asón.

El Último Máximo Glaciar Global se ha establecido entre 23.000 y 19.000 años, por lo que este evento también estaría representado en el Alto Asón.

Sin embargo, no existen referencias al glaciarismo en el Valle del Calera. Se representaron cordones morrénicos al pie del Zalama en la cartografía del IGME del Plan Magna a escala E 1:50.000, pero ya no se han diferenciado en la cartografía también del IGME a escala E 1:25.000 confeccionada para el Gobierno de Cantabria. Un posible caso de “bullying”.

Llama la atención las incoherencias entre las fases establecidas en los entornos de Cantabria y Asturias, con los atribuidos en el País Vasco, especialmente a la fase correspondiente al último Máximo Glaciar Global (23.000-19.000). Por el contrario los Grupos I y II no están citados para el Alto Asón.

ALTO ASÓN		PAIS VASCO	
CRONOLOGÍA	TIPO	CRONOLOGÍA	TIPO
2.5 M.a.	Enfriamiento climático	-	-
78.500-45.000 años	Glaciares de base seca o fría	50.000-45.000	Grupo IV
40.000-36.000 años		-	-
35.000-26.500 años	Glaciares de base seca o fría. Momento de máximo enfriamiento.	31.000-26.000	Grupo III
23.000-19.000 años	Glaciares de valle de base húmeda	-	-
-	-	16.000-13.000	Grupo II
-	-	11.000-10.000	Grupo I



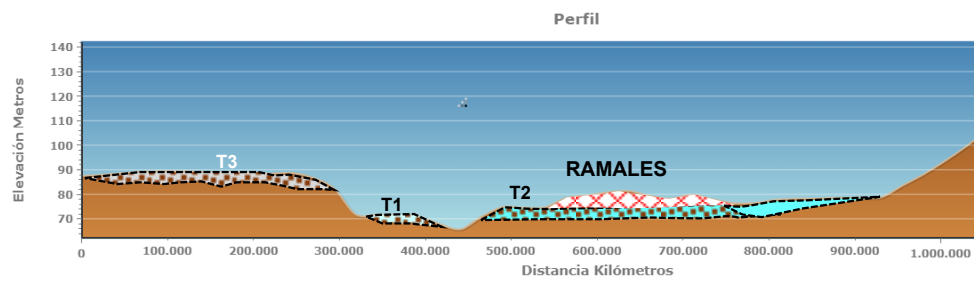
Antropoceno en El Cáliz.

	T3	TERRAZA BAJA +15/+20 m
	T2	TERRAZA BAJA +10 m
	T1	TERRAZA BAJA +2.0/5.0 m
	QA	DEPÓSITOS ALUVIALES ASOCIADOS A T1
	QK	DEPÓSITOS KARSTICOS. ARCILLA DE DESCALCIFICACIÓN (POLJE)
	DOLINA	
	RUPTURA DE PENDIENTE	
	ESCARPE	
	FALLA	
	ATERRAMIENTO. CONO DE DEYECCIÓN/ABANICO ALUVIAL.	

Representación de los depósitos cuaternarios más representativos en el entorno de Ramales.

SALTO DEL OSO

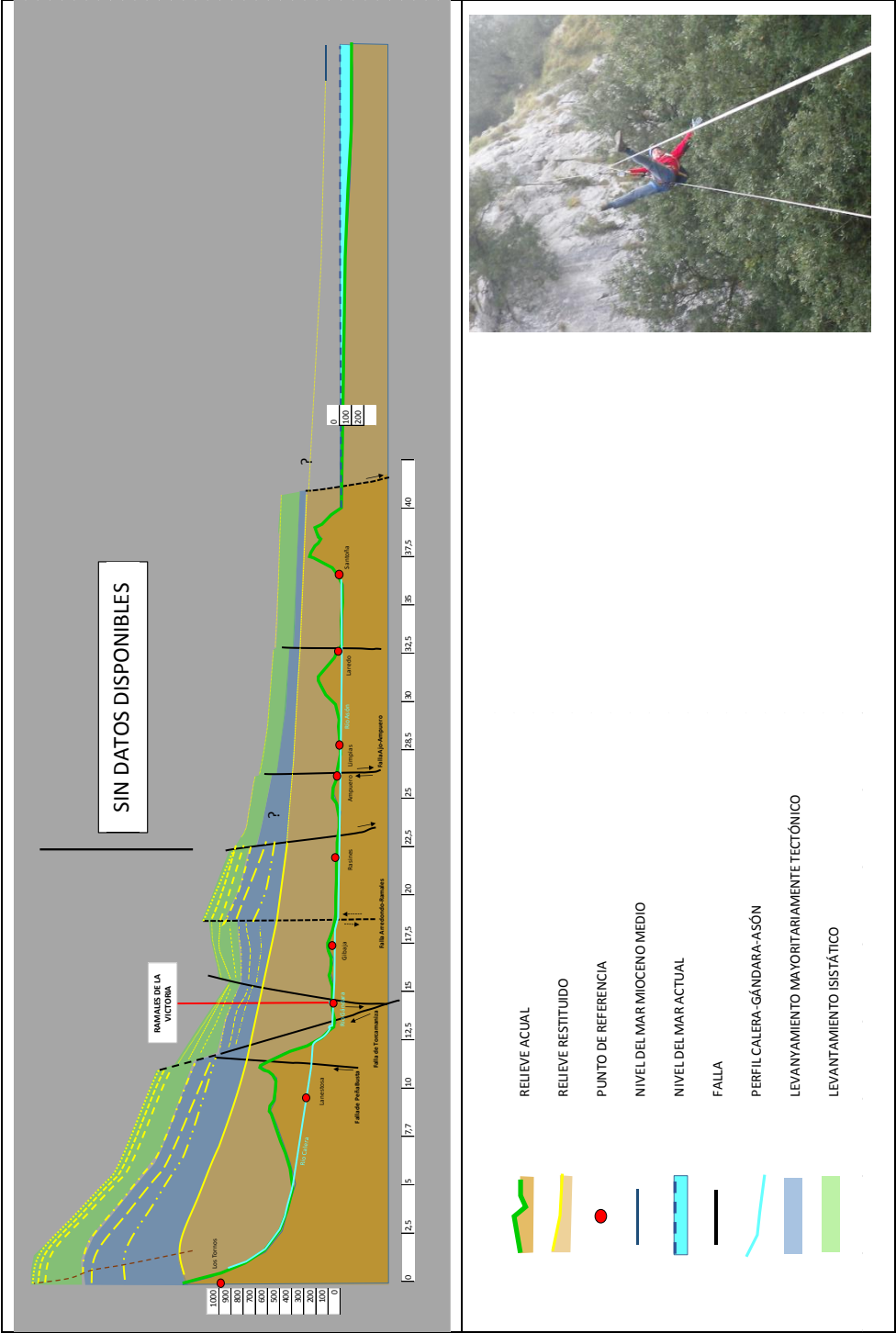
Formatted: Font: Bold



Sección transversal por Entrepuentes.



APENDICE 16. RECONSTRUCCIÓN DEL RELIEVE ORIGINAL GENERAL AL FINAL DE LA OROGENIA ALPINA (MIOCENO INFERIOR) Y EVOLUCIÓN DEL NIVEL 1450.



APÉNDICE 17. LOS EPISODIOS DRYAS

Los episodios Dryas son tres periodos de tiempo que corresponden a eventos de enfriamiento rápidos durante el cuaternario. Toman su nombre por la expansión y proliferación de una planta, la *Dryas octopetala*. Es una planta de flor ártico-alpina en la familia de las Rosaceae. Es un arbusto perenne pequeño que forma grandes colonias de apariencia almohadillada, y es una flor muy popular en las rocallas.

Inicialmente, el término Dryas se utilizó originalmente para designar registros terrestres en la región de Escandinavia. Sin embargo, posteriormente su uso se ha extendido, en primer lugar, para la estratigrafía de testigos de hielo, y posteriormente con el objeto de referirse a estos periodos de tiempo y a la posterior retirada glacial.

La secuencia completa de los períodos climáticos a finales del Pleistoceno superior, definidos para el norte de Europa, son:

ANTIGÜEDAD DE INICIO DEL EVENTO (años)	ESTADIAL DRYAS	INTERESTADIALES
18500-17000	Dryas Primitivo	
17000-13900		Bølling
13900-13600	Dryas Antiguo	
13600-12.700		Allerød
12700-11500	Dryas Reciente	

El **Dryas Más Antiguo**, **Dryas primitivo** o **Dryas I**, es un evento de enfriamiento abrupto, o estadal, que ocurrió durante la última retirada glacial. El período de tiempo al que corresponde el evento varía de unas regiones a otras, pero generalmente se data desde hace 18.500-17.000 años hasta 15.000-14.000 años (finales del Pleistoceno superior). En los Alpes, el Dryas I corresponde al estadal Gschnitz de la glaciación de Würm.

Durante el Dryas Más Antiguo, Europa en general carecía de arbolado y el paisaje era similar a la tundra ártica, pero mucho más seca y herbosa que la tundra moderna, con abedules y sauces enanos, artemisia, y, como no, *Dryas octopetala*.

En cuanto a la fauna, cabe destacar la presencia de peces (entre otros, de salmónidos), aves, pequeños mamíferos (lemmings y topillos, liebres de montaña, marmotas), y mamíferos herbívoros (reno, caballo salvaje, cabra salvaje) y carnívoros (lince y zorros árticos, lobo y oso). Por último, aparecen los grandes mamíferos (hiena, rinoceronte lanudo, oso cavernario y mamut).

En cuanto a la población humana, se corresponde al denominado hombre de Cro-Magnon. No hay evidencia de ocupación humana en Gran Bretaña y los neandertales habían desaparecido hace mucho tiempo por reemplazo o amalgamación con el *Homo sapiens*. Su cultura se corresponde al periodo Magdaleniense en Europa occidental. Se supone que es en esta época cuando aparece el lobo doméstico y el perro.

El **Dryas Antiguo** o **Dryas II** tuvo lugar hace unos 14.000 años, y se estima que tuvo muy corta duración (entre 400 y 200 años). Se trata, así, de una pulsación de períodos cálido-frío-cálido muy rápida. Este periodo puede estar ausente, como en las montañas Jura de Francia, o la evidencia sobre su presencia es insignificante. En ese caso, la parte inicial de la secuencia parece ser Dryas Más Antiguo (frío), Bølling-Allerød (cálido) y Dryas Reciente (frío). Así, los interestadales se solapan, de forma que en Gran Bretaña se designa como interestadial Windermere.

Fue un periodo frío y seco de intensidad variable de unos puntos a otros dependiendo especialmente de su latitud, de forma que es propio del norte de Europa y de Asia. En el norte de Europa se desarrolló una alternancia de ambientes de estepa y tundra en función de la línea de permafrost y la latitud.

Los primeros árboles, abedules y pinos, se habían extendido al norte de Europa 500 años antes. Durante el Dryas Antiguo, el glaciar volvió a avanzar y los árboles se retiraron una vez más hacia el sur, para ser reemplazados por una mezcla de pastizales y especies alpinas de clima frío (abedul pubescente, acedera de montaña, coníferas, sauce enano, artemisa y Dryas octopetala) que se ha designado de diferentes formas ("tundra de parque", "tundra ártica", "vegetación pionera ártica" o "bosques de abedules"). En Siberia se produce la transición entre la taiga y la tundra y posteriormente se extendió hasta Gran Bretaña. Entre Gran Bretaña y Europa existía paso terrestre.

Entre la fauna pueden destacarse pequeños mamíferos como la liebre, la pika, el lemming, la ardilla de tierra o la ratatopo. Sin embargo, son característicos los grandes mamíferos tales como el bisonte de estepa, el reno, el alce, el ciervo rojo, el buey almizclero, el saiga, el caballo salvaje, el rinoceronte y el mamut lanudos. Entre los carnívoros más representativos destaca el zorro ártico, el lobo, los osos pardos y de las cavernas, la hiena manchada, y el león de las cavernas.

La fauna marina es también muy característica, pudiendo destacarse la foca anillada y arpa, la morsa, la beluga, la orca o la ballena gris.

Los humanos ya estaban establecidos en Siberia y en América del Norte, y se han encontrado dos tipos diferentes de perros domésticos. Desde el punto de vista cultural, no se establece una uniforme, mostrando características de tipo local.

Por último, el **Dryas Reciente** o **Joven Dryas** fue una fase breve (de 1300 ± 70 años de duración) de enfriamiento climático a finales del Pleistoceno, hace entre 12 700 y 11 500 años. Este episodio precede al Holoceno, y supone un rápido regreso a las condiciones glaciares en las latitudes más septentrionales. Se calcula que la transición entre el interstadial Allerød y este episodio pudo ser de tan sólo una década de duración. En Gran Bretaña, los hielos cubrieron Escocia mientras que en Inglaterra y Gales prevalecieron las condiciones periglaciares. Sin embargo, resulta difícil determinar si consistió en un fenómeno global, aunque en el hemisferio Sur también se da un periodo de enfriamiento entre 14 000 y 11 500 años atrás.

En el entorno europeo, se observa la sustitución de los bosques de coníferas escandinavos por una tundra glaciar, el incremento de la nivación y avance de los glaciares en todas las cordilleras, la formación de capas de solifluxión y depósitos de loess en el norte de Europa, una mayor presencia de polvo procedente de los desiertos asiáticos y una aguda sequía en la zona oriental del mediterráneo.

Hay indicios que el impacto del cometa Clovis hace 12900 años en América del Norte pudo haber iniciado este episodio. Sin embargo, la teoría más extendida es que fue provocada por una reducción o parada total de la circulación termohalina del Atlántico Norte provocado por un flujo súbito de un enorme caudal de agua dulce. La fuente de este volumen de agua dulce se atribuye al desbordamiento del lago Agassiz y del deshielo del manto glacial Laurentino de Norteamérica

La teoría más extendida mantiene que el Dryas Reciente fue causado por una reducción significativa o parada total de la circulación termohalina del Atlántico Norte debido a un flujo repentino de agua dulce.⁸ El clima global se habría quedado atrapado en este estado hasta que la glaciación paró el flujo de agua dulce. Esta teoría no explica por qué Sudamérica se enfrió antes. Se ha sugerido que el flujo repentino de agua dulce procedería del lago Agassiz y del deshielo del manto glacial Laurentino

de Norteamérica. Por último, otra teoría sostiene que la fuente de este volumen de agua resulta de la eliminación de las capas de hielo árticas.

Se suele asociar a este episodio con el desarrollo de la agricultura en oriente próximo.

En la Cornisa Cantábrica, existen referencias a impulsos glaciares atribuibles a los eventos Dryas. Se trata de los glaciares de los Grupos II y I de González Amuchastegui (2000), descritos para el entorno del País Vasco, si bien, es posible que el Dryas II haya presentado una baja o muy baja intensidad.

GRUPO	ALTITUD (m)	CRONOLOGÍA	EVENTO	
Grupo I	1000 - 1300	10.000-11.000	Dryas III / Preboreal	Pequeños nichos de nivación
Grupo II	975 - 1325	13.000 16.000	Dryas II Dryas I	Circos bien formados y conservados



Dryas recientísimo.