

GEOLOGIA DE ARALAR

Mikel López-Horgue

Departamento de Geología Aranzadi Zientzi Elkartea
Departamento de Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales.
Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera y Obras Públicas-Meatze eta Herri
Lanetako Ingeniaritza Teknikorako Unibertsitate Eskola.
Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.
Colina de Beurko, s/n.
48902 BARAKALDO

INTRODUCCIÓN.

La Sierra de Aralar forma parte de la Cordillera Cantábrica, en el norte de la Península Ibérica. Geológicamente, se localiza en la parte occidental de la cadena montañosa pirenaica. Es decir, las montañas pirenaicas y cantábricas hasta aproximadamente el límite con Asturias surgieron, en su mayoría, en una misma etapa de plegamiento, la Fase Alpina, hace 40-30 millones de años (m. a.), y sus rocas son principalmente mesozoicas y paleógenas (hace 230-30 m. a.). Sin embargo, el resto de las montañas cantábricas, desde Picos de Europa hasta Galicia, se formaron en etapas de plegamiento anteriores pre-mesozoicas (hace más de 230 m. a.), por lo que sus rocas son muy antiguas, principalmente del Paleozoico.

De esta manera podemos entender que lo que hoy conocemos geográficamente como Pirineos y Cordillera Cantábrica puede dividirse en dos zonas con historias geológicas diferentes. Así, en una primera etapa geológica, a grandes rasgos, la zona norte de Iberia formaba en el Cámbrico-Carbonífero (Era Paleozoica, hace 570-300 m. a.) parte del margen norte del continente de Gondwana. Éste y el resto de continentes paleozoicos se unieron en el Carbonífero-Pérmico dando lugar al supercontinente Pangea (Era Paleozoica, hace 300-230 m. a.). Debido a esta unión surgieron grandes cadenas de plegamiento, como, por ejemplo, los Picos de Europa. De esta etapa también son los macizos de Bortziri y Aldudes.

Posteriormente, en una segunda etapa, Pangea se empezó a fracturar hace aproximadamente 240 m. a., en el tránsito entre las Eras Paleozoica y Mesozoica. Así, se empezaron a individualizar las placas de Europa y de Iberia, surgiendo entre ambas una zona fracturada y deprimida que serviría como amplia zona de sedimentación durante el Mesozoico y gran parte del Terciario (hace entre 230-30 m. a.), y que ocupó aproximadamente lo que hoy es Cantabria, norte de Burgos, Euskal Herria y Pirineos. Esfuerzos tectónicos de plegamiento alpino provocan que aproximadamente hace 30 m. a. surgiera aquí la cadena montañosa Cantábrico-Pirenaica que hoy conocemos.

ORIGEN DE ARALAR

Tal como acabamos de introducir, hace aproximadamente 240 m. a., la zona norte de la península ibérica entre Asturias y Navarra formaba parte de una amplia zona de fractura que continuaba por lo que hoy son los Pirineos y que limitaba las antiguas placas tectónicas de Iberia y Europa. En esa edad, el Pérmico, dicha zona límite empezó a abrirse debido a la separación entre ambas placas, teniendo como efecto inmediato el adelgazamiento de la corteza continental y la creación de márgenes continentales. Los movimientos extensivos entre placas, con rotación antihoraria de Iberia respecto de Europa, dieron lugar a la apertura del Golfo de Bizkaia. De esta manera, se formó una importante zona de sedimentación, tanto marina como continental, entre Asturias y Navarra, que es conocida con el nombre de Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC). La sedimentación en la CVC comienza al final del Pérmico y termina hacia el Eoceno superior-Oligoceno, momento en el que comienza el acercamiento entre placas y, en consecuencia, la colisión de Iberia con Europa. Debido a esta colisión la cuenca se invierte, es decir, termina la sedimentación, sus materiales pasan a configurar una cadena montañosa de plegamiento y comienza la erosión. Así “nacieron” la parte oriental de la Cordillera Cantábrica y los Pirineos, y, por tanto, así surgió Aralar. El efecto posterior de la

erosion durante el fin del terciario y todo el cuaternario, ha modelado los valles y cimas que hoy día conocemos.

LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

Acabamos de ver que la zona correspondiente a la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) es hoy en día un área continental principalmente montañosa. Áreas que antiguamente fueron dominio de la CVC, al norte de nuestras costas en pleno Mar Cantábrico, siguen hoy recibiendo sedimentación marina. Así pues, los límites de la CVC son hoy día observables en nuestra geografía continental. Éstos son el Macizo Paleozoico Asturiano, al oeste, las cuencas terciarias del Duero y Ebro y el Macizo Paleozoico de La Demanda, al sur, y los Macizos Paleozoicos Vascos (Bortziri y Aldudes) y la Falla de Pamplona, al este.

La evolución de la CVC está íntimamente ligada a la extensión del Atlántico Norte y la apertura del Golfo de Bizkaia durante el Mesozoico (Triásico-Cretácico inferior) y al desplazamiento de la placa ibérica respecto de la placa europea en el Cretácico-Terciario.

Dentro de la evolución de la CVC se distinguen dos etapas de *rifting* (fallamiento extensional de la corteza continental) principales (Triásico inferior y Jurásico superior-Cretácico inferior) separadas por sendas fases de quietud relativa y subsidencia (hundimiento de las zonas de sedimentación) a escala regional (Triásico medio-Jurásico medio y Cretácico superior-Paleógeno). Estas etapas condicionaron el desarrollo y estilo de los sistemas sedimentarios, pudiéndose así distinguir cuatro fases principales de relleno de la CVC:

a - Triásico. Areniscas y lutitas continentales, evaporitas y escasas calizas marinas en subcuencas delimitadas por fallas.

b - Jurásico inferior y medio. Calizas, dolomías y margas en amplias plataformas controladas por subsidencia supra-regional.

c - Jurásico superior-Cretácico inferior. Acúmulo de grandes espesores de materiales diversos en subcuencas controladas por fallas: areniscas, lutitas, margas y carbonatos de carácter continental (Complejo Purbeck-Weald); calizas y margas de plataformas carbonatadas marinas y surcos margosos inter-plataforma, areniscas y lutitas de medios costeros y continentales (Complejo Urganiano); calizas de plataformas carbonatadas residuales, areniscas y lutitas de medios fluviales, deltaicos, estuarinos y de mar profundo (Complejo Supaurgoniano).

d - Cretácico superior-Paleógeno. Extensas plataformas carbonatadas, medio sedimentarios de mar profundo y edificios volcánicos submarinos en un contexto de subsidencia regional.

Los mayores espesores de la CVC alcanzan 15.000 m, comprendiendo materiales mesozoicos y terciarios. No obstante, las potencias son muy variables entre las distintas zonas, debido a subsidencia diferencial causada por el tectonismo activo.

Al inicio de la segunda fase de *rifting* (Jurásico superior), la placa ibérica comienza su deriva en sentido suroeste. A partir de este momento, la CVC registra primero el relleno de un *rift* continental (*Purbeck-Weald*) seguido de un *rift* marino que marca la transgresión urgoniana en el Aptiense. Es en el Aptiense inferior cuando comienza el desarrollo expansivo de las primeras plataformas carbonatadas con rudistas y corales.

Asimismo dentro de la segunda etapa de *rifting*, y durante el Aptiense superior y Albiense, Iberia experimenta una deriva en sentido sureste, causando una rotación a favor de fallas transformantes de dirección NO-SE. Esto provoca la compartimentación de la CVC en altos y surcos con sedimentación carbonatada y terrígena respectivamente, formándose algunas subcuencas de tipo *pull-apart*. En el Albiense se incrementa la extensión y subsidencia y se rejuvenecen áreas-fuente, aumentándose el aporte de material arenoso y arcilloso y el consecuente retroceso de los sistemas carbonatados de tipo urgoniano.

A finales del Albiense superior, el tectonismo abarca zonas más amplias y se produce el comienzo de la extrusión extensiva de lavas submarinas. En este momento se produce el paso de *rifting* a *spreading* (expansión oceánica) en la CVC, a la vez que se entra en la etapa principal de deriva continental (*drifting*) de Iberia.

Desde el Cenomaniense al Santoniense se produce un hundimiento progresivo de toda la CVC, se alcanza un gran nivel de oceanización y se desarrollan extensas plataformas carbonatadas en el sur que hacia el norte pasan a medios carbonatados de mar profundo donde se depositan grandes cantidades de lavas basálticas. Hacia el final del Santoniense, las placas ibérica y europea comienzan a acercarse, produciéndose así los primeros movimientos compresivos. En el Campaniense y Maastrichtiense no hay volcanismo submarino, aumentan

los aportes terrígenos y se desarrollan medios sedimentarios arenosos costeros y de mar profundo. En el Paleoceno-Eoceno se recupera la sedimentación de plataforma carbonatada marina. Los movimientos compresivos se incrementan fuertemente hacia el final del Eoceno y Oligoceno inferior, produciéndose la colisión de placas y, como consecuencia, la creación de montañas alpinas y el fin de la sedimentación.

En base a criterios estructurales, los materiales de la CVC se han repartido tradicionalmente en tres dominios:

1 - Arco Vasco. Corresponde a la zona noreste de la CVC. Constituido por los Macizos Paleozoicos Vascos y los materiales mesozoicos y terciarios adyacentes que se extienden desde la falla de Pamplona hasta la falla de Ramales. Las lineaciones estructurales son principalmente de dirección NO-SE.

2 - Dominio Navarro-Cántabro o Bloque Alavés. Formado por la franja de materiales del Cretácico superior y Terciario del sur de la CVC, abarcando parte del norte de Burgos, Alava y sur de Navarra. Presenta importantes intrusiones diapíricas. Su límite meridional está representado por el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

3 - Dominio Periastruriano o Bloque Santanderino. Comprende materiales desde el Triásico al Eoceno que se extienden al este del Macizo Paleozoico Asturiano hasta la falla de Ramales. Las lineaciones estructurales son principalmente de dirección E-W. Abarca el este de Cantabria y parte del norte de Burgos y Palencia.

La Sierra de Aralar se sitúa en la parte suroccidental del Arco Vasco, llegando hasta uno de los límites de la CVC: la Falla profunda de Pamplona. Aralar presenta una dirección aproximada E-W correspondiente a las fallas y pliegues principales que presenta y que en su mayor parte la delimitan.

ESTRUCTURA GEOLÓGICA

Si atravesamos Aralar de norte a sur, por ejemplo, partiendo de Uharte-Arakil, pasando por San Migel, Igaratza, Malloak, para finalmente bajar por el barranco de Arritzaga hacia Amezketa o bordeando el Txindoki hacia Larraitz, nos resultará muy evidente que vamos cortando capas de roca principalmente caliza bien estratificada, inclinadas hacia el sur, casi verticales, al principio. Sin embargo, al final cortaremos capas también casi verticales pero inclinadas hacia el norte. Esta observación nos indica que la Sierra de Aralar está formada por capas de rocas sedimentarias plegadas que dibujan una estructura general de gran pliegue anticlinal, en forma de A, donde los materiales más antiguos, jurásicos, se localizan en las partes centrales del mismo (e. g., pastizales de Alotza-Arrubi y zona de Malloak-Iribas). Como veremos más adelante, pliegues menores y fallas importantes se incluyen dentro de nuestra gran estructura de dirección aproximada E-W, creada, como antes hemos comentado, en la etapa alpina de plegamiento.

La sierra queda limitada al sur por un importante accidente estructural: la falla inversa de Sakana, continuación de otra gran fractura, la falla de Bilbao-Altsasua, con la cual se une al oeste de Etxarri-Aranatz, formando una zona de pliegues apretados entre Aitziber y Etxegarate. Esta falla es ligeramente vergente hacia el sur, y su terminación oriental se sitúa en las cercanías de Irurzun. Es aquí donde presenta su mayor salto, poniendo en contacto las margas del Albiense superior con margas del Campaniense.

El límite norte de la Sierra de Aralar viene representado principalmente por la falla inversa de Aralar, la cual se extiende con dirección aproximada E-W desde el sur de Larraitz hasta Iribas, pasando inmediatamente al norte del pico Balerdi. Hacia Latasa cambia a rumbo NW-SE, formando el límite oriental de Aralar, y termina uniéndose al sureste de Irurzun con la falla de la Sakana. Al sur de Zaldibia, la falla inversa de Aralar se une con la falla de Angiozar-Olaberría, importante fractura paralela septentrionalmente a la falla de Bilbao que conlleva metamorfismo asociado. El desplazamiento más importante de la falla inversa de Aralar se localiza en la zona de Baraibar, donde pone en contacto dolomías del Lias con margas y areniscas del Albiense superior.

Finalmente, el límite oeste de la Sierra de Aralar es otra interesante estructura: el domo de Ataun. Este accidente estructural es el resultado de la interferencia de dos pliegues anticlinales: uno de dirección WSW-ENE, que se extiende paralelamente a la falla inversa de Aralar (Anticlinal de Aralar), y otro de menor entidad y de dirección NNW-SSE desarrollado entre el sur de Zaldibia y Lizarrusti. De esta manera surgió la estructura de cúpula bien marcada por los relieves calizos del Aptiense inferior que forman el también llamado "circo" de

Altzaarte, al este de San Gregorio. Hacia Enirio, el Domo de Ataun se estrangula mediante un sinclinal apretado.

El pliegue más importante de Aralar es el arriba mencionado Anticlinal de Aralar. Paralelos a éste, hacia el sur, se sitúan el sinclinal y anticlinal de Oderiz-Madotz, limitados por una falla inversa longitudinal a ambos. Por último, citar un anticlinal muy fracturado situado al sur de Latasa, que representa el relevo final de la estructura plegada de Aralar en su conjunto. Este pliegue se sitúa en la terminación oriental de Aralar y, por tanto, su dirección es paralela a la falla inversa que lo limita, es decir, NW-SE. En el borde sureste de este pliegue se localiza la que podríamos considerar la última cima de Aralar: el pico Erga.

Hasta aquí se han comentado las estructuras que hoy día reconocemos en Aralar, las cuales tuvieron su juego principal en la etapa de plegamiento alpina, es decir, cuando surgió nuestra sierra. No obstante, hay otra serie de estructuras no alpinas, y por tanto, más antiguas, creadas cuando se estaban depositando los sedimentos que luego dieron lugar a las rocas de Aralar. Por ello, estas estructuras son denominadas sinsedimentarias. Algunas de estas son inferidas para explicar efectos que hoy observamos en las sucesiones de rocas (e. g., cambios bruscos en la litología, discordancias), y otras rejugaron en la etapa alpina, teniendo por tanto una actividad dilatada en el tiempo. Una de estas últimas es la Falla inversa de Sakana. Al hablar de las rocas de Aralar y de su origen se comentarán brevemente estas estructuras.

HISTORIA GEOLÓGICA DE ARALAR: ROCAS, AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y SU EVOLUCIÓN A TRAVÉS DEL TIEMPO

En Aralar afloran mayoritariamente rocas sedimentarias de origen marino, siendo escasas las de origen continental. No hay presencia de rocas ígneas, y sólo en los alrededores de Zaldibia-Ordizia se encuentran pizarras de origen metamórfico de bajo grado.

A continuación vamos a describir cómo son estas rocas de Aralar, dónde se formaron y dónde afloran hoy día. Para ello, las trataremos en orden cronológico, de más antiguas a más modernas, para así desarrollar al mismo tiempo una pequeña historia geológica de la que hoy es morada de Olentzero.

Jurásico (Lias-Malm, parte inferior)

Las rocas más antiguas de Aralar se formaron en el Lias (Jurásico inferior). Se trata de carniolas (dolomías oquerosas), dolomías con laminación y calizas dolomíticas, a veces oolíticas. Se originaron en un medio marino de muy poca profundidad (<10 m) con aguas ricas en sales, en cuyos fondos vivieron principalmente algas, cuyos vestigios forman hoy la fina laminación que se observa. Afloran en el núcleo del anticlinal principal, entre Enirio e Iribas.

La sedimentación en el Lias termina con el desarrollo de margas gris-azuladas con margocalizas. Estas rocas son ricas en fósiles, siendo característicos los ammonites, belemnites y braquiópodos, entre otros, que se pueden encontrar en los “desconches” de tierra en Enirio. La presencia de una rica fauna de organismos marinos sugiere que se formaron en un mar somero, más profundo que el anterior, de salinidad normal. En esta época, este tipo de mares cubría extensas plataformas desarrolladas por amplias zonas de la geografía ibérica y europea.

Las rocas del Jurásico medio (Dogger) afloran ampliamente al sur de Enirio y bordeando los afloramientos del Lias de toda la sierra, sobre los cuales se disponen. Se trata de calizas con abundantes esponjas, braquiópodos, ammonites, y de areniscas calcáreas canaliformes. Las calizas se formaron en un mar somero, similar al descrito anteriormente, abierto, con zonas muy poco profundas sometidas a la influencia de aportes arenosos. En muchos puntos de Aralar, las calizas del Dogger presentan nódulos de sílex, materia prima utilizada por nuestros antepasados para la elaboración de herramientas.

Posteriormente, en el Jurásico superior (Malm), las zonas de sedimentación marina se hicieron algo más someras y se vieron afectadas por corrientes energéticas marinas y grandes aportes de materiales terrígenos (gravas y arenas de cuarzo) traídos por corrientes fluviales de zonas continentales próximas, hacia el este. Así, se desarrollaron calizas arenosas, brechas calizas y calizas conglomeráticas que afloran muy bien en las cercanías de Igaratza.

Durante el Malm, la sedimentación estuvo controlada por el plegamiento sinsedimentario. Así, en la zona de Madotz se localizó un área de núcleo anticlinal sobre la que hubo menos sedimentación que en áreas hacia el oeste (Baraibar, Irumugarrieta, Enirio) donde el registro sedimentario llegó a ser hasta ocho veces mayor.

Jurásico terminal (Malm, parte superior)- Cretácico inferior (Aptiense inferior basal)

Durante el Malm y poco antes de terminar el Jurásico, la Cuenca Vasco-Cantábrica se ve sometida a movimientos tectónicos. El mayor de ellos sucede al final del Jurásico y se denomina fase kimmérica. Así, los pliegues previos se acentúan, se crean zonas donde las rocas se erosionan, donde se borra un poquito del registro geológico y donde apenas hay sedimentación. Una de estas zonas ocupó lo que hoy día es la zona central de Aralar, entre Igaratza y Madotz, donde se observa una discordancia generalizada, es decir, aquí los materiales del Jurásico están inclinados y cortados por erosión, y los materiales suprayacentes se disponen en ángulo respecto a aquellos. La erosión llega a ser importante en la zona de Buruntzusin, donde falta todo el registro del Malm.

Por encima de esta zona erosionada, no sólo en la zona de Aralar sino en toda la CVC, se dispusieron medios salobres costeros, no marinos netos, con influencia de ríos que descargaban sus sedimentos formando pequeños deltas. Así, en Aralar las litologías que hoy podemos observar son calizas negras, lutitas negras, lumaquelas de bivalvos y areniscas, ricas en materia orgánica, depositadas en un medio tipo albufera. Esta sedimentación tuvo lugar desde el Jurásico terminal hasta bien entrado el Cretácico inferior, es decir hasta el Hauteriviense. No obstante, la datación de estas rocas es aproximada, en base a las dataciones de los materiales infrayacentes y suprayacentes a ellas, ya que no se han encontrado, por el momento, fósiles datadores.

Durante el Barremiense y comienzo del Aptiense, sucede un episodio generalizado de invasión marina sobre los medios costeros anteriores. Así, se desarrollaron ambientes someros netamente marinos y medios deltaicos donde dominó la sedimentación terrígena. En Aralar, las rocas de este intervalo son margas arenosas, lutitas y areniscas, en las que se intercalan algunos niveles de lumaquelas de bivalvos. Los ammonites son abundantes en las margas. Afloran por debajo de los crestones calizos del Aptiense inferior, como por ejemplo, en el interior del Domo de Ataun, en Errenaga, en Astitz y Oderitz, así como en Ausa-Gaztelu.

Cretácico inferior (Aptiense inferior-Albiense superior) y Cretácico superior (Cenomaniense)

Durante este intervalo de tiempo geológico tiene lugar en la CVC un episodio de sedimentación durante el cual se va a originar uno de los materiales más representativos de nuestra geografía: las calizas "urgonianas". El término "urgoniano" proviene de la región de Orgon (Provenza) donde fueron descritas por primera vez las calizas grises con rudistas y corales características. No obstante, en la zona de origen de este término, estas calizas son más antiguas (Jurásico terminal-Aptiense inferior) que las de la CVC (Aptiense-Albiense), y presentan diferencias litológicas y paleontológicas.

En el Aptiense-Albiense, la CVC fue afectada por fallas que compartimentaron las áreas de sedimentación, generando fondos marinos poco profundos rodeados por surcos de mayor batimetría. Este efecto fue más importante en el Albiense, mientras que en el Aptiense las áreas de sedimentación conservaron sus características de forma más extensiva. Así, en este esquema, las calizas se depositaron en las zonas de alto, mientras que margas, lutitas y areniscas se sedimentaron preferentemente en las zonas de surco. En Aralar la sedimentación en el Aptiense-Albiense alcanzó más de 3000 m de espesor y en otras zonas de la CVC rebasó ampliamente 6000 m. Por ello, las calizas del Aptiense-Albiense son la litología más característica de la CVC, ofreciendo casi siempre los relieves más abruptos de nuestra orografía. Asimismo, son la litología más evidente de Aralar, no sólo por formar los picos más significativos (Txindoki, Artxueta, Malloak, Aitzondo,...), sino también por la extensión de sus afloramientos.

En Aralar, durante el Aptiense inferior final y el Aptiense superior se desarrolló una amplia plataforma marina de poca profundidad (<20m) donde se formaron calizas con rudistas y corales, orbitolínidos, algas calcáreas y otros organismos, reflejando un medio de aguas cálidas donde la vida florecía. Sólo en algunas partes se localizaban crecimientos calizos que sobresalían unos decímetros sobre el fondo marino y que pueden ser considerados como pequeños arrecifes. Asimismo, en ciertos puntos (Agaotz, Ausa-Gaztelu), la plataforma estaba surcada por zonas algo más profundas con sedimentación calcarenítica (areniscas de granos calizos) y margosa. En el tránsito a estos pasillos terrígenos se crearon suaves taludes donde

dominaban los corales y las esponjas. Estos pasillos entre plataformas carbonatadas estuvieron sometidos a la acción de corrientes mareales.

Al final del Aptiense superior cambia el estilo sedimentario. Las plataformas carbonatadas dejan de ser extensivas, pasando a desarrollarse principalmente sobre altos estructurales, es decir, sobre bloques limitados por fallas profundas que condicionaban un fondo marino elevado. En estas zonas, de menor profundidad que las áreas adyacentes, los organismos constructores (corales, rudistas, algas) encontraban condiciones apropiadas para su desarrollo. De esta manera, las plataformas carbonatadas de Aralar cambiaron de estilo. El dominio de sedimentación calizo pasó a localizarse al este de una línea hipotética que uniría el Txindoki y el alto de Lizarrusti, mientras que hacia el oeste la sedimentación fue terrígena (margas, lutitas y areniscas) en un mar algo más profundo. Esta línea no es casual, y corresponde aproximadamente a una línea de fractura profunda (falla no aflorante) que diferenció un bloque hundido con sedimentación terrígena al oeste y un bloque elevado con calizas al este. En el límite entre ambos dominios las calizas formaron verdaderas construcciones arrecifales dominadas por algas, corales y algunos rudistas. Un espectacular ejemplo de este tipo de bioconstrucciones lo constituye la zona del pico Aitzondo (Uharte-Arakil) o la zona de Maddalenaitz (Irañeta), originadas por arrecifes que fueron creciendo en la vertical sobre un área relativamente limitada, formando lo que se conoce con el nombre de arrecifes pináculo. Las zonas de tras-arrecife, hacia el este, fueron propicias para la proliferación de rudistas, corales, orbitolínidos, braquiópodos, bivalvos, equinodermos, algas y organismos superiores, tales como peces. Importantes afloramientos de estas calizas encontramos en la franja rocosa entre el Txindoki y el Balerdi. Por el contrario, la zona de ante-arrecife, en tránsito mediante taludes hacia zonas de mayor batimetría, apenas presenta hoy día restos fósiles. Aquí, los organismos bioconstructores apenas encontraban condiciones adecuadas de profundidad y luz. Además, episódicamente se producía una sedimentación de arenas y limos mediante fuertes corrientes de fondo (corrientes turbidíticas) que recorrían largas distancias talud abajo con gran poder erosivo. En las margas y lutitas depositadas en momentos de escasas corrientes sí se puede observar hoy día algún resto fósil de ammonite. Igualmente, las calizas arrecifales sufrían eventos de erosión que rompían las estructuras bioconstruídas, formándose flujos de derrubios calizos hacia las zonas más profundas. Así se originaron las megabrechas calizas que se observan al sur del alto de Lizarrusti. En el cauce del arroyo Lizarrusti se observan también capas de brechas calizas y de areniscas turbidíticas intercaladas entre margas y lutitas.

Durante el Albiense superior, este esquema sedimentario se mantiene, aunque las zonas de sedimentación carbonatada van retrocediendo paulatinamente hacia el este. De este intervalo son precisamente los arrecifes pináculo de Aitzondo y Maddalenaitz. Así, al final del Albiense superior apenas queda sedimentación caliza, a excepción de algunas calcarenitas (areniscas de granos carbonatados) en la zona de Irurzun. Poco a poco se instauró de manera definitiva una sedimentación principalmente margosa de mar abierto. En la margas aquí formadas, hoy día podemos observar capas con nódulos de carbonato de hierro originados en etapas posteriores a la sedimentación, una vez el sedimento era paulatinamente enterrado. Estos nódulos actuaron como protectores frente a la compactación de los restos orgánicos que el fondo marino recibía, preservando en su interior algunos fósiles de bivalvos, braquiópodos y ammonites.

El límite sur de Aralar, la Falla inversa de Sakana, corta aproximadamente en dirección esta serie margosa del Albiense superior final, por lo que estas margas son las más modernas del sur de Aralar. La periferia norte de Aralar, entre Lazkao, Zaldibia, Amezketa y Bedaio presenta afloramientos con rocas del Albiense superior-Cenomaniense. Se trata de pizarras formadas por el metamorfismo de grado bajo a partir de margas. Originariamente, estas margas se depositaron en un mar abierto tal como hemos comentado anteriormente, pero los esfuerzos que dieron lugar al plegamiento alpino las deformaron lo suficiente como para cambiar en parte su estructura interna, haciéndose más compactas y duras, e incluso formarse minerales nuevos en su seno. Estas pizarras presentan asimismo señales de haber sufrido una gran deformación, tales como micropliegues (*kink-bands*) y adelgazamiento de capas por aplanamiento (*boudinage*). La zona de rocas metamórficas se extiende desde la Falla inversa de Aralar hacia el norte, hasta la Falla de Leitza.

Cuaternario

Aralar no presenta actualmente rocas más modernas que las últimas descritas, a excepción de las formadas en el cuaternario. Hace tiempo pudo tener por encima de las series aflorantes rocas más modernas, del Cretácico superior y del Terciario, pero la erosión predominante desde el Oligoceno ha borrado toda huella de las mismas.

Las rocas cuaternarias se localizan principalmente en las terrazas fluviales y en las laderas de las montañas. En la mayoría de los casos no se trata propiamente de rocas, ya que son materiales sueltos, poco cementados y, por tanto, sería más propio hablar de sedimentos. En las terrazas fluviales se distinguen gravas de naturaleza silíceas y carbonatadas. Se forman en el cauce y márgenes de los ríos importantes (Arakil, Zaldibia). Algunas de estas terrazas se encuentran actualmente en cotas fuera de la influencia fluvial y representan antiguas áreas fluviales hoy inactivas. Otras representan depósitos de abandono del cauce fluvial. Ejemplos de estas últimas son los meandros abandonados del río Arakil al norte de Ihabar. Los depósitos de laderas, o coluviales, se forman como resultado de la erosión a favor de pendientes topográficas. Son innumerables los ejemplos en Aralar, destacando por su extensión areal y espesor los que se sitúan al sur de Bedaio y al oeste de Lizarrusti, los cuales en algunos puntos llegan a estar bastante cementados. Bloques calizos deslizados a favor de pendiente y con tamaño hectométrico acompañan a los materiales coluviales en la zona de Bedaio. Los rellenos de dolinas son también abundantes, dada la importante karstificación que presentan las calizas en Aralar. Estos rellenos se componen principalmente de arcillas que son el residuo insoluble resultante de la disolución de la caliza. En el margen derecho del arroyo de Arritzaga, en la zona de Buruntzusi, se localiza el único depósito formado por material acarreado por glaciares. Se trata de clastos angulosos tamaño grava y bloque embebidos en una matriz arcillosa que forman una morrena residual. Se les atribuye una edad pleistocena, posiblemente correspondiente a la glaciación würmiense.

FÓSILES DE ARALAR

Son variados los ejemplos de fósiles que se encuentran en las rocas que forman Aralar. Constituyen esa "parte biológica" que una vez habitó y se desarrolló en los medios sedimentarios que arriba hemos comentado, y que, por tanto, sufrió una serie de variables físicas y químicas que condicionaron su existencia, tales como corrientes de agua y partículas, cantidad de oxígeno en agua y sedimento, nivel de nutrientes, intensidad de luz y temperatura. Así, los fósiles son en parte indicativos de esas variables que operan en los medios sedimentarios. Igualmente, el estudio de las rocas nos indica qué variables pudieron operar en ese medio y qué organismos pudieron habitarlo. En consecuencia, a continuación veremos una sintética historia "biológica" de Aralar, ordenada a través del tiempo, y teniendo en cuenta los ambientes donde vivieron lo que una vez fueron seres vivos.

Jurásico (Lias-Malm, parte inferior)

Al comienzo del Jurásico, las condiciones de alta salinidad en mares de muy poca profundidad sólo permitía la existencia de organismos muy bien adaptados a estos medios, tales como algas y pequeños gasterópodos.

El resto del Lias es caracterizado por una invasión marina que permite el establecimiento de extensas plataformas marinas someras de salinidad normal, donde floreció la vida. De esta etapa son característicos los ammonites, moluscos cefalópodos que poseían una concha externa tabicada similar a la del actual Nautilus; los belemnites, cefalópodos de aspecto de calamar, con esqueleto interno similar al de las actuales jibias y con una parte externa dura de aspecto cilíndrico, que es la que fosiliza; y los braquiópodos, animales con concha bivalva similar a la de los moluscos pelecípodos pero que se fijaban al fondo del mar mediante un pedúnculo. Así en Aralar se han encontrado los ammonites *Pleuroceras* sp., *Hildoceras* sp., *Harpoceras* sp., *Pleydellia* sp., *Canavaria* sp., entre otros, y los braquiópodos *Cincta* sp., *Lobothyris* sp., *Zeilleria* sp. y *Gibbirhynchia* sp. No obstante, en ciertos momentos, los fondos marinos registraban bajadas en los niveles de oxígeno, por lo que se convertían en lugares mayoritariamente inhóspitos. Debido a esta escasez (hipoxia) o falta total de oxígeno (anoxia),

la materia orgánica que caía al fondo no se degradaba y se conservaba en el sedimento. Esta materia orgánica, con un grado de enterramiento y temperatura adecuados, se transformó posteriormente en petróleo en muchas zonas de la CVC. Así, las margas oscuras del Lias son consideradas roca madre de hidrocarburos en la CVC.

Durante el Dogger y la parte inferior del Malm, las condiciones marinas favorables para muchos organismos continúan, aunque la sedimentación se hace más carbonatada y no se alcanzan los niveles de hipoxia precedentes. Asimismo suceden episodios de somerización (se pierde profundidad en la plataforma) y aportes de arena y limo que hacen fluctuar parcialmente la turbiedad del agua, la temperatura y los niveles de oxígeno disuelto. En la parte inferior del Dogger proliferan las esponjas silíceas (Familia *Lithistidae*) en toda la CVC. Formaron bioconstrucciones, como las observables en la zona de Baraibar-Iribas. Por otra parte, hacia el sur, entre Irumuga y Bi Haizpeak, las esponjas se encuentran algo fracturadas, indicativo de la acción de corrientes. Incluso, pueden llegar a encontrarse totalmente disgregadas y, por tanto, lo que hoy vemos son sólo las espículas que formaron su esqueleto. Durante todo el Dogger, los ammonites están asimismo presentes en Aralar: *Orthogantiana* sp., *Leptosphinctes*, *Strenoceras* sp., *Parkinsonia* sp., *Wagnericeras* sp., *Choffatia* sp., *Oxycerites* sp., *Macrocephalites* sp., *Perisphinctes* sp., *Reineckia* sp., *Spiroceras* sp. y *Divisosphinctes* sp., entre otros. Braquiópodos (*Aulacothyris* sp., *Dorsoplicathyris* sp.), pelecípodos pelágicos, belemnites, equinodermos (*Pentacrinus* sp.), entre otros organismos, completan esta lista jurásica.

Jurásico terminal (Malm, parte superior)-Cretácico inferior (Aptiense inferior basal)

Esta etapa está marcada por la pérdida de las condiciones marinas abiertas y la instauración de zonas costeras con influencia continental y marina. Así, predominan zonas de muy poca profundidad de aguas, con escasas corrientes, mayor salinidad que el mar y probablemente, algo más calidas. Estas zonas que se podrían considerar mares interiores costeros y albuferas eran aptas para organismos bien preparados y, por tanto, eran áreas con escasa diversidad. Así, en Aralar, y en toda la CVC, son muy típicas las calizas con tubos calcáreos de gusanos serpúlidos y con acumulaciones monoespecíficas de pelecípodos. Estas calizas alternan con margas oscuras sin fósiles pero ricas en materia orgánica, indicativo de falta o escasez de oxígeno en el fondo, y cuyos detritos orgánicos provendrían de los restos de organismos que podían vivir en la columna de agua con niveles de oxígeno disuelto aptos para la vida.

Cretácico inferior (Aptiense inferior-Albiense superior) y Cretácico superior (Cenomaniense)

Las condiciones marinas abiertas se recuperan en el Aptiense inferior debido a una etapa de invasión marina generalizada. En este medio, con sedimentación inicialmente de limos y arenas en un ambiente marino somero afectado por mareas, son característicos los ammonites del género *Deshayesites*. Junto a éstos son también abundantes los erizos de mar del género *Toxaster*. En este momento hacen su aparición los orbitolínidos, foraminíferos con forma general cónica ("sombrero de chino"), principalmente de tamaño entre 1 y 10 mm, que vivían en el fondo marino y construían su "concha" con granos de sedimento aglutinados por material secretado por el organismo, principalmente carbonatado. El orbitolínido característico de esta etapa es *Palorbitolina lenticularis*.

La sedimentación típicamente "urgoniana" comienza a continuación con la implantación gradual pero rápida de calizas de mar poco profundo. Así, en la plataforma carbonatada de final del Aptiense inferior y comienzo del Aptiense superior, corales de formas diversas (ramosos, planares,...), moluscos rudistas, moluscos pelecípodos, orbitolínidos, algas, esponjas, briozoos, entre otros, proliferan en un mar de poca profundidad (<10 m), de aguas limpias y cálidas. Estas calizas se consideran bioconstruidas dado que la actividad biológica de estos organismos tiene como resultado la acumulación de carbonato cálcico (CaCO₃) en sus estructuras (celdas coralinas, esqueletos de briozoos, conchas,...) y en el fondo marino. Así se fueron formando poco a poco capas tabulares compuestas de los restos de estos organismos embebidos en un fango de carbonato cálcico. En ocasiones, la capacidad ecológica de ciertos organismos (algas, rudistas y corales, principalmente) permitía desarrollar estructuras que sobresalían del fondo marino y que en ciertos puntos daban paso a fondos arenosos o arcillosos, creando así arrecifes. En éstos se daba un ordenamiento ecológico dependiendo de

las características del medio. Así, en líneas generales, tanto en arrecifes como a lo largo de la plataforma carbonatada, corales ramosos eran frecuentes en zonas más afectadas por el oleaje, corales planares en partes más profundas o con aguas turbias, rudistas requiénidos en zonas con pocas corrientes y algo más salinas, y esponjas en las partes más profundas. Los orbitolínidos son abundantes en la mayoría de ambientes, destacando *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cormyi* y *Orbitolina simplex*. Los rudistas más característicos del Aptiense son los requiénidos, entre los que se distinguen *Toucasia* sp. y *Pseudotoucasia* sp. Los pelecípodos del género *Chondrodonta* también fueron muy abundantes en zonas protegidas de la plataforma; son ostreidos con valvas aplanadas, de hasta 30-40 cm de largo. Otros organismos típicos de las plataformas carbonatadas aptienses son los gasterópodos *Nerinea* sp., que alcanzaba 20 cm de largo, y *Trochus* sp., así como el erizo de mar *Cidaris* sp.

Durante el fin del Aptiense superior y hasta la mitad del Albiense superior la plataforma carbonatada se restringió a la mitad oriental de Aralar. La sedimentación caliza fue similar a la del Aptiense, pero hay cambios en los organismos. Gradualmente, se fue originando un margen arrecifal lineal más o menos orientado N-S, situado hacia la mitad de Aralar, el cual protegía de corrientes la zona de sedimentación carbonatada oriental. Organismos microbianos (e. g., bacterias) y algas se convierten en los principales constructores de un arrecife de menos de 10 m de profundidad. Corales y rudistas pierden importancia en esta zona, apareciendo solitarios o en grupos pequeños. Por el contrario, en la zona protegida (10-20 m de profundidad) volvemos a encontrar con abundancia corales, rudistas, briozoos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, algas, esponjas, entre otros organismos. Así, se distinguen los foraminíferos *Simplorbitolina manasi*, *Simplorbitolina conulus*, *Mesorbitolina grossa*, *Mesorbitolina aperta*, *Coskinolinella daguini*, *Coskinolinella santanderensis*, *Nautiloculina bronnimanni* y *Sabaudia minuta*. Entre los rudistas se distinguen *Pseudotoucasia* sp. (requiénido), *Caprina* sp. (caprínido), *Eoradiolites* sp. (radiolítido) y *Agriopleura* sp. (monopléurido). El margen arrecifal pasaba hacia el oeste a una zona marina más profunda (quizás hasta 100-200 m de profundidad). Aquí, los foraminíferos planctónicos se desarrollaban flotando en la columna de agua. Estos organismos, unicelulares, poseían una "concha" globulosa formada por varias cámaras enrolladas según distintos planos (enrollamiento trocoespiral), con tamaños totales que no superaban 0.4-0.5 milímetros. Entre estos son característicos los géneros *Favusella*, *Rotalipora* y *Planomalina*. En el fondo era abundante el foraminífero aglutinante *Tritaxia* sp. Escasos ammonites surcaban esta zona marina.

Al final del Albiense superior y parte del Cenomaniense, domina una zona de sedimentación margosa marina somera (quizás alrededor de 50-100 m de batimetría), abierta, en la que proliferaban los foraminíferos planctónicos, ammonites y belemnites. Entre los ammonites albienses destaca la presencia de *Mortonicerias* sp., *Hysterocheras* sp., *Kossmatella* sp. y *Tetragonites* sp.

Cuaternario

En la abundante red de cuevas y galerías que subterráneamente surcan las calizas de Aralar se han conservado algunos ejemplos de depósitos de tipo arcilloso que contienen restos de seres vivos que ocasionalmente las habitaban, tales como osos. Asimismo, las simas y dolinas actuaron como trampas que permitían la introducción de animales por accidente. La mayoría de estos fósiles son restos aislados directos, como consecuencia de la muerte del animal *in situ*, o indirectos debidos a la introducción por accidente o por depredadores. En este tipo de yacimientos predominan restos de vertebrados continentales que raramente se suelen preservar en el registro geológico, ya que generalmente son destruidos por otros seres o transportados por corrientes de agua.

MINERALES DE ARALAR

Minerales formadores de rocas

La petrología es la rama de la geología que trata de la composición mineralógica y química de las rocas, de las transformaciones de sus componentes con el tiempo y de los ambientes geológicos donde se han formado. Las rocas de Aralar están constituidas por minerales depositados en el momento de la sedimentación. Posteriormente, durante el enterramiento y durante la etapa de deformación alpina, estos minerales sufrieron transformaciones debidas a cambios de temperatura, presión, presencia de otros fluidos, por lo

que cambiaron, en mayor o menor medida, de estructura, quimismo, y por tanto, de color, textura y otras propiedades.

Las calizas en origen presentan principalmente dos polimorfos (misma sustancia pero distinto orden interno) del carbonato cálcico (CaCO_3): calcita (hexagonal) y aragonito (ortorrómbico). Asimismo contienen arcillas en cantidad variable. Las calizas que hoy observamos apenas tienen aragonito, ya que no es estable en ciertas condiciones de presión y temperatura y enseguida se convierte en calcita.

Las areniscas, limolitas y lutitas se componen de granos de cuarzo (SiO_2), de feldespato potásico (KAlSi_3O_8), algunos granos de plagioclasa ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), y minerales del grupo de las arcillas (mayoritariamente illita). Asimismo, contienen en cantidades muy pequeñas minerales accesorios (e.g., zircón ZrSiO_4 , titanita CaTiOSiO_4) o fragmentos de otras rocas.

Yacimientos minerales

Por otra parte, algunos fenómenos geológicos dan lugar a concentraciones de minerales que de otra manera no serían frecuentes o incluso sólo serían anecdóticos. Así se forman los yacimientos minerales, que pueden ser explotables o no, dependiendo de las condiciones económicas del momento. Entre los procesos geológicos que dan lugar a depósitos minerales se encuentra el magmatismo (e.g., vulcanismo), el metamorfismo, la alteración subaérea y la misma sedimentación. El hidrotermalismo (acción de fluidos calientes mineralizadores ricos en ciertos elementos), está principalmente asociado a procesos magmáticos y metamórficos, y a aumentos de temperatura por enterramiento.

La edad de las mineralizaciones de Aralar y de la Cuenca Vasco-Cantábrica (e. g., yacimientos de hierro de Bilbao y de Zn-Pb de Reocín) es una tema sujeto todavía a debate. En principio, gran parte de estos yacimientos se creen relacionados con eventos antiguos de hidrotermalismo posteriores a la creación de la roca en la que encajan; dichos eventos pudieron suceder durante el Cretácico superior o incluso durante la orogenia alpina. Los yacimientos ligados directamente a fallas son menos problemáticos, ya que su relación directa a fenómenos tectónicos alpinos indica, en principio, una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior, aunque no se debe olvidar que hay estructuras tectónicas pre-alpinas importantes. Por otra parte, los minerales resultantes de la alteración en condiciones subaéreas, cerca de la superficie, de los yacimientos antes indicados, se formaron en etapas post-alpinas, con nuestras cadenas montañosas ya emergidas.

En Aralar son varios los indicios de minerales de interés. No obstante, la mayoría de ellos no pasaron de ser bien explotaciones familiares que servían para añadir un salario extra en épocas pasadas, entre los siglos XIX y XX, o bien catas realizadas por empresas mineras para conocer la viabilidad del depósito mineral.

La única zona minera que se explotó con cierta intensidad se localiza en el paraje de Buruntzusin. Aquí el metal que más interesaba era el cobre, seguido del zinc y el plomo. La explotación comenzó en la primera mitad del siglo XVIII, y se llegó a emplear a más de doscientos hombres. La actividad fue irregular en el tiempo sufriendo varias etapas de interés y abandono. La última explotación sucedió en la primera mitad del siglo XX y fue llevada a cabo por inversores alemanes. Para bajar el mineral hacia Amezketa instalaron un interesante sistema de baldes aéreos transportados por cables dispuestos sobre una serie lineal de caballetes de madera, alguno de los cuales puede todavía hoy día observarse en el margen derecho del barranco de Arritzaga. Asimismo quedan estructuras en sillería de lavaderos y casetas del conjunto minero. La explotación se realizó mediante galerías subterráneas. La mineralización fue el resultado de la transformación de calizas jurásicas y de la base del Cretácico por fluidos que introdujeron los metales de interés. Así se formaron siderita (FeCO_3), calcopirita (CuFeS_2), blenda (ZnS) y galena (PbS). Como resultado de la alteración subaérea de estos minerales, se formó posteriormente goethita (FeOOH) y malaquita ($\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$).

En el paraje de Urkillaga, cerca de San Gregorio, se explotó un filón de barita (BaSO_4) con calcopirita y minerales de alteración (azurita-malaquita). Este filón encaja a favor de una falla transversal en la caliza aptiense.

En Minazuri (Aia), Pagabe e Iturbeltz se localizan pequeñas explotaciones que beneficiaron minerales de zinc (blenda o minerales de su alteración). Actualmente se distinguen por las escombreras del mineral no explotado o ganga. En Minazuri, el mineral se localiza en calizas aptienses mientras que en las otras en calizas jurásicas.

Al norte del Txindoki se localizan dos indicios de mineral de plomo (galena) y uno de hierro (siderita) en calizas del Albiense. Actualmente son muy difíciles de distinguir debido a los arbustos que las cubren. Al sur de la ermita de San Saturnino (Zaldibia) se explotó galena en filoncillos que encajan en areniscas y lutitas del Albiense.

Al sureste del pico Txemiñe, en la majada de Bustintza, se explotaron minerales de alteración de zinc y plomo ("calaminas") en las llamadas Minas de Mugardi.

Las rocas en sí también son explotadas para diversos fines, tales como áridos para construcción, cemento, elaboración de tejas y productos cerámicos, entre otros. Una de estas explotaciones se localizó al sur de Zaldibia. En ella se explotaban arcillas del Albiense por la empresa Cerámica Txindoki S. L. La caliza necesaria para la construcción de la cerrada de la presa de Lareo se extrajo de una cantera en rocas aptienses al sur de la misma.

HIDROGEOLOGÍA

La mayor parte de la superficie de Aralar está ocupada por rocas carbonatadas, bien calizas, o bien calizas margosas y margas. El carbonato cálcico de estas rocas (sobre todo de las calizas) se disuelve lentamente en presencia del ácido carbónico (CO_3H_2) del agua de lluvia, formado por la incorporación de CO_2 de la atmósfera. Así comienza un proceso de disolución que comienza por pequeñas fisuras o discontinuidades de la roca por las que se va infiltrando el agua de lluvia, y que paulatinamente va ampliándose, teniendo como resultado una red de cavidades ensanchadas (galerías, dolinas, simas), relieves abruptos (lapiaz) y pequeños valles endorreicos (poljés, sin desagüe externo) que configuran el llamado modelado kárstico.

En Aralar, el agua de lluvia se infiltra y alimenta la red de cavidades kárstica. Así, desde el punto de vista hidrogeológico Aralar es una unidad compuesta por una red de acuíferos o formaciones rocosas que contienen agua. Por ello, las zonas altas de Aralar no presentan apenas corrientes de agua permanentes, ya que la infiltración es el proceso dominante. Principalmente en momentos de deshielo de nieve o fuertes precipitaciones se forma escorrentía superficial. El agua infiltrada es desaguada en cotas más bajas por las denominadas surgencias o manantiales. En Aralar hay varias surgencias que responden al funcionamiento de distintos acuíferos. Las principales son:

-Osinbeltz. Situada en el arroyo Arkaka, al sur de Zaldibia. Descarga el agua contenida en calizas aptienses principalmente.

-Bonbatxulo-Arkakatziki. Aguas arriba de osinbeltz. Surgencia alimentada por acuíferos en calizas jurásicas y del Cretácico inferior.

-Gaztelu-azpi. Surgencia al norte del pico Ausa. Alimenta el arroyo Urruzti con agua de las calizas aptienses.

-Arrateta. En la cantera de Ataun. Surgencia situada en calizas aptienses.

-Osinberde. En la cabecera del arroyo Arkaka. Desagua el acuífero de calizas del jurásico.

-Aia-iturrieta. Junto a Aiakoba, en Ataun. Desagua las calizas aptienses, alimentando el arroyo Agauntza.

-Iturburua. Al norte de Irañeta. Manantial que recoge el agua de la vertiente sur de San Migel y el sur de Aralar. Alimenta el arroyo Urruntzur, tributario del Arakil. Presenta un caudal medio de $0.6 \text{ m}^3/\text{seg}$.

-Aitzarreta. Situado al sur de la localidad de Iribas, en el contacto entre la caliza aptiense y la serie margosa infrayacente. Alimenta el arroyo Ertzilla, el cual desaparece un km aguas abajo por infiltración en las calizas del purbeck-weald, para volver a reaparecer en la surgencia de Iribas, en calizas jurásicas. En conjunto, ambos manantiales desaguan el acuífero de la zona sinclinal central de Aralar y suman un caudal medio de $2.3 \text{ m}^3/\text{seg}$ que tributa al río Larraun.

BIBLIOGRAFIA DIRECTAMENTE RELACIONADA CON ARALAR

-AGUILAR TOMÁS, M. J. 1975. Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. Estudios Geológicos, XXXI, nº 1-2.

-BACETA CABALLERO, J. I., LÓPEZ-HORGUE, M. A. y FACI PARICIO, E. 1997. MAPA GEOLÓGICO DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000, HOJA 114-III (ALTSASU). GOBIERNO DE NAVARRA, SERVICIO DE OBRAS PÚBLICAS, Pamplona.

- CHERCHI, A. y SCHROEDER, R. 1998. Aptian and Albian large foraminifera at Madoz. En: libro guía del 24º Coloquio Europeo de Micropaleontología, ed. M. A. Lamolda, 71-73.
- DUVERNOIS, CH., FLOQUET, M. y HUMBEL, B. 1972. La sierra d'Araral (Pyrénées basques espagnoles): stratigraphie, structure. Mémoire synthétique, thèses de doctorat de 3e cycle. Inst. Sci. Terre Univ. Dijon, 264 pp.
- FEUILLÉE, P. 1967. Le Cénomanién des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série, tome XLVI, fasc. 3, feuilles 9-22; Mémoire n° 108, 343 pp.
- FLOQUET, M. y RAT, P. 1975. Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: la sierra d'Araral. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (2), vol. XVII, fasc. 5, 497-512.
- FLOQUET, M. , DUVERNOIS, C. , HUMBEL, B. 1977. La Sierra de Aralar. Le support sedimentaire et l'Architecture dans les paysages. Munibe Año XXIX, 1977, fasc. 3 y 4 , páginas 167-197.
- FONTANA, B., GALLEGRO, M. R., MELÉNDEZ, G., AURELL, M. y BÁDENAS, B. 1994. Las calizas con esponjas del Bajociense de la Cordillera Vasco-Cantábrica oriental (Navarra). Geogaceta 15, 30-33.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1989. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. En: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins; eds. A. J. Tankard y H. R. Balkwill. AAPG memoir 46.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1990. The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. Special Publication International Association of Sedimentologists n° 9, 257-290.
- JEREZ MIR, L. 1971. Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, tomo 79.
- LAMARE, P. 1927. Sur la morphologie et la structure géologique de la Sierra d'Araral. C. R. Congr. Soc. Sav. Paris et dépts., sect. Sciences, 21-27.
- LAMARE, P. 1936. Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mémoires de la Société Géologique de France, 27, 1-464.
- LERTXUNDI, D. y GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1997. Trazas de minerales evaporíticos en el Albiense superior de Bi Haizpeak/Dos Hermanas (Araral, Nafarroa): implicaciones paleotectónicas. Geogaceta 22, 101-104.
- LERTXUNDI, D. y GARCÍA-MONDÉJAR, J. 1997. El surco de Aia-Zaldibia (Aptiense inferior, Aralar, Gipuzkoa). Geogaceta 22, 105-108.
- LÓPEZ-HORGUE, M. A., ZAPATA SOLA, M., CEREZO ARASTI, A., GARROTE RUIZ, A. y MUÑOZ JIMENEZ, L. 1990. MAPA GEOLÓGICO DEL PAÍS VASCO A ESCALA 1:25.000, HOJA 89-III (ORDIZIA). ENTE VASCO DE LA ENERGÍA (EVE), Bilbao.
- LÓPEZ-HORGUE, M. A., ZAPATA SOLA, M., CEREZO ARASTI, A., GARROTE RUIZ, A. y MUÑOZ JIMENEZ, L. 1990. MAPA GEOLÓGICO DEL PAÍS VASCO A ESCALA 1:25.000, HOJA 114-I (ATAUN). ENTE VASCO DE LA ENERGÍA (EVE), Bilbao.
- LÓPEZ-HORGUE, M. A., BACETA CABALLERO, J. I., FACI PARICIO, E. y LARRAÑAGA SANCENA M. J. 1997. MAPA GEOLÓGICO DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000, HOJA 113-II (ZEGAMA). GOBIERNO DE NAVARRA, SERVICIO DE OBRAS PÚBLICAS, Pamplona.

-LÓPEZ-HORGUE, M. A., BACETA CABALLERO, J. I., FACI PARICIO, E. y LARRAÑAGA SANCENA M. J. 1997. MAPA GEOLÓGICO DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000, HOJA 113-IV (OLAZAGUTIA). GOBIERNO DE NAVARRA, SERVICIO DE OBRAS PÚBLICAS, Pamplona.

-LÓPEZ-HORGUE, M. A., HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A., BACETA CABALLERO, J. I. y FACI PARICIO, E. 1997. MAPA GEOLÓGICO DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000, HOJA 114-I (LAKUNTZA). GOBIERNO DE NAVARRA, SERVICIO DE OBRAS PÚBLICAS, Pamplona.

-LÓPEZ-HORGUE, M. A., HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A., BACETA CABALLERO, J. I. y FACI PARICIO, E. 1997. MAPA GEOLÓGICO DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000, HOJA 114-II (UHARTE-ARAKIL). GOBIERNO DE NAVARRA, SERVICIO DE OBRAS PÚBLICAS, Pamplona.

-RAMÍREZ DEL POZO, J. 1971. Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región cantábrica). Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 78, 1-357 (3 vols.).

-SCHROEDER, R. 1963. Grundlagen einer Orbitoliniden-Biostratigraphie des tieferen Urgons im pyrenäisch-kantabrischen Grenzgebiet (Nordspanien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 1963(6), 320-326.

-SOLER y JOSÉ, R. 1971. Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental). Boletín Geológico y Minero LXXXII, V, 406-428.

-SOLER y JOSÉ, R. 1971. El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): los problemas postkimméricos. Cuadernos de Geología Ibérica 2, 509-532.

-SOLER y JOSÉ, R. 1972. El Jurásico y Cretáceo inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental). Boletín Geológico y Minero LXXXIII, VI, 582-594.

-VILLALOBOS, L. 1971. Corte de Dos Hermanas y sección del nacedero de Iribas. Cuadernos de Geología Ibérica 2, 625-630.

-VILLALOBOS, L. y RAMÍREZ DEL POZO, J. 1971. Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra. Cuadernos de Geología Ibérica 2, 541-558.

-WIEDMANN, J. 1962. Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien), I. Phylloceratina, Lytoceratina. Palaeontographica 118, 119-237.

OTRA BIBLIOGRAFÍA UTILIZADA

-AGUILAR TOMÁS, M. J. 1971. Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. Estudios Geológicos, XXVII, 325-334.

-ARANBURU, A., FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P.A., LÓPEZ-HORGUE, M. A. y GARCÍA-MONDÉJAR, J. (2002): Syntectonic hydrothermal calcite in a faulted carbonate platform margin (Albian of Jorrios, northern Spain). Sedimentology, 49, 875-890.

-CASTAÑARES, L. M., ROBLES, S. y VICENTE-BRAVO, J. C. 1997. Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santoniense de la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). Geogaceta, 22, 43-46.

-BOILLOT, G. 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrénées. Geological Magazine, 121, 407-412.

-BOILLOT, G. y MALOD, J. A. 1988. The north and north-west spanish continental margin: a review. Revista de la Sociedad Geológica de España, 1(3-4), 296-316.

-CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur la fonctionnement de la faille transformante nord-pyréenne; comparaisons avec des modèles actuels. Bulletin de la Société Géologique de France, 20, 689-700.

-ENGESER, T., REITNER, J., SCHWENTKE, W. y WIEDMANN, J. 1984. Die kretazisch-alttertiäre tektonogenese des Basko-Kantabrischen beckens (Nordspanien). Zeitschrift der deutschen geologischen gesellschaft, 135, 243-268.

-GARCÍA-MONDÉJAR, J., AGIRREZABALA, L. M., ARANBURU, A., FERNÁNDEZ-MENDIOLA, P. A., GÓMEZ-PÉREZ, I., LÓPEZ-HORGUE, M. A. y ROSALES, I. 1996. The Aptian-Albian tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). Geological Journal, 31, 13-45.

-LAMOLDA, M., MATHEY, B., ROSSY, M. y SIGAL, J. 1983. La edad del volcanismo cretácico de Vizcaya y Guipúzcoa. Estudios Geológicos, 39, 151-155.

-LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. y SIBUET, J. C. 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. En: J. Debycer, X. Le Pichon y L. Montadert (eds.), Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, VI.11, 1-44.

-LOTZE, F. 1960. Zur gliederung der oberkreide in der Baskischen depression (Nordspanien). Neues Jahrbuch Geologische Palaontologische Monatsh., 3, 132-144.

-MONTADERT, L., ROBERTS, D. G., DE CHARPAL, O. y GUENNOG, P. 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. En: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 48, 1025-1059.

-OLIVET, J. L. 1978. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Univ. P. et M. Curie, 234 pp.

-PUJALTE, V. 1977. El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación. Tesis doctoral, Universidad de Bilbao, 204 pp.

-RAT, P. 1959 Les Pays créacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse Publications de l'Université de Dijon, XVIII, 525 pp.

-RAT, P. 1988. La Cuenca Vasco-Cantábrica entre las placas Ibérica y Europea: algunos hechos y muchos más problemas. Revista de la Sociedad Geológica de España, 1(3-4), 327-348.

-RAT, P., AMIOT, M., FEUILLÉE, P., FLOQUET, M., MATHEY, B., PASCAL, A. y SALOMON, J. 1983. Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Memoires Géologiques Université de Dijon, 9, 191 pp.

-VERGÉS, J. y GARCÍA-SENZ, J. 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. En: P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Hist. Nat., 186, 187-212, Paris.

MAYO 2004

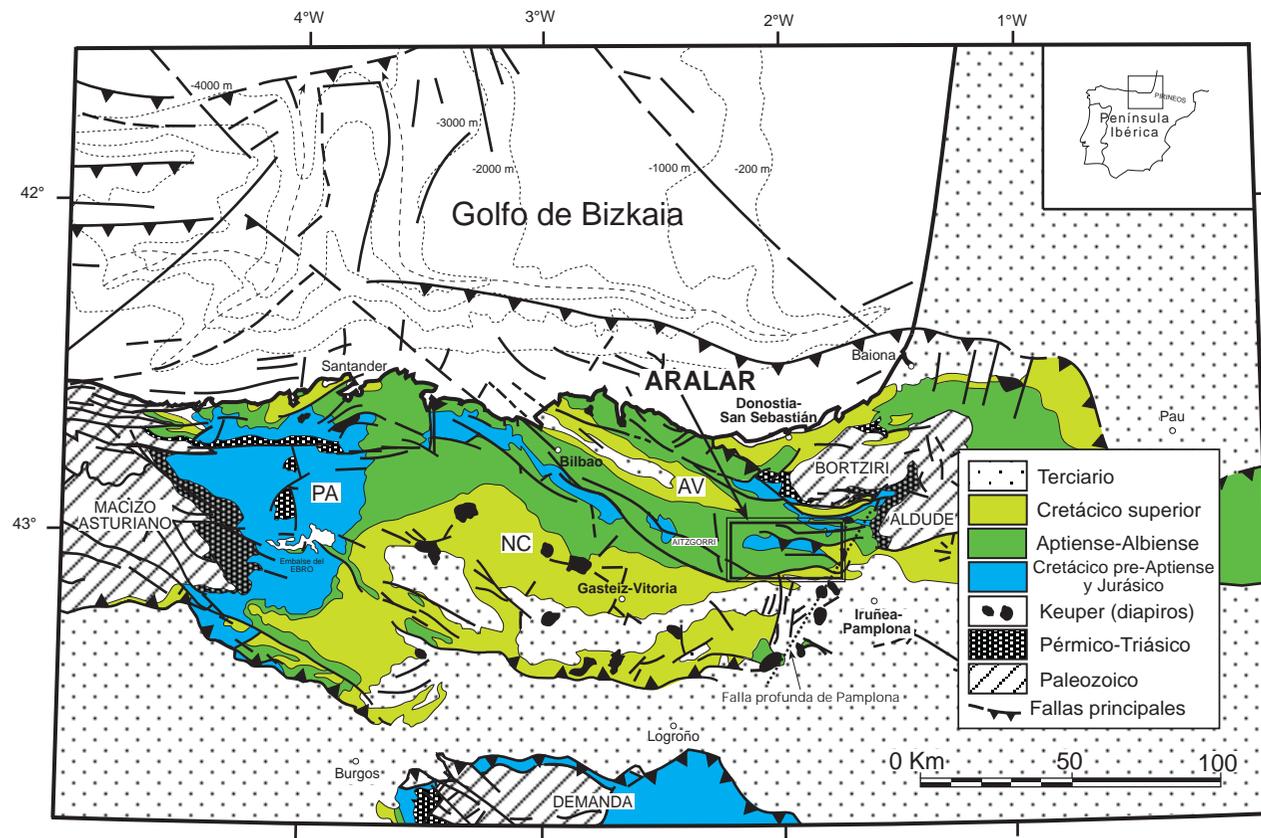


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con indicación de la Sierra de Aralar. La Falla profunda de Pamplona puede considerarse el nexo entre esta cuenca y la zona pirenaica. Dominios estructurales: PA, Periasturiano; NC, Navarro-Cántabro; AV, Arco Vasco.

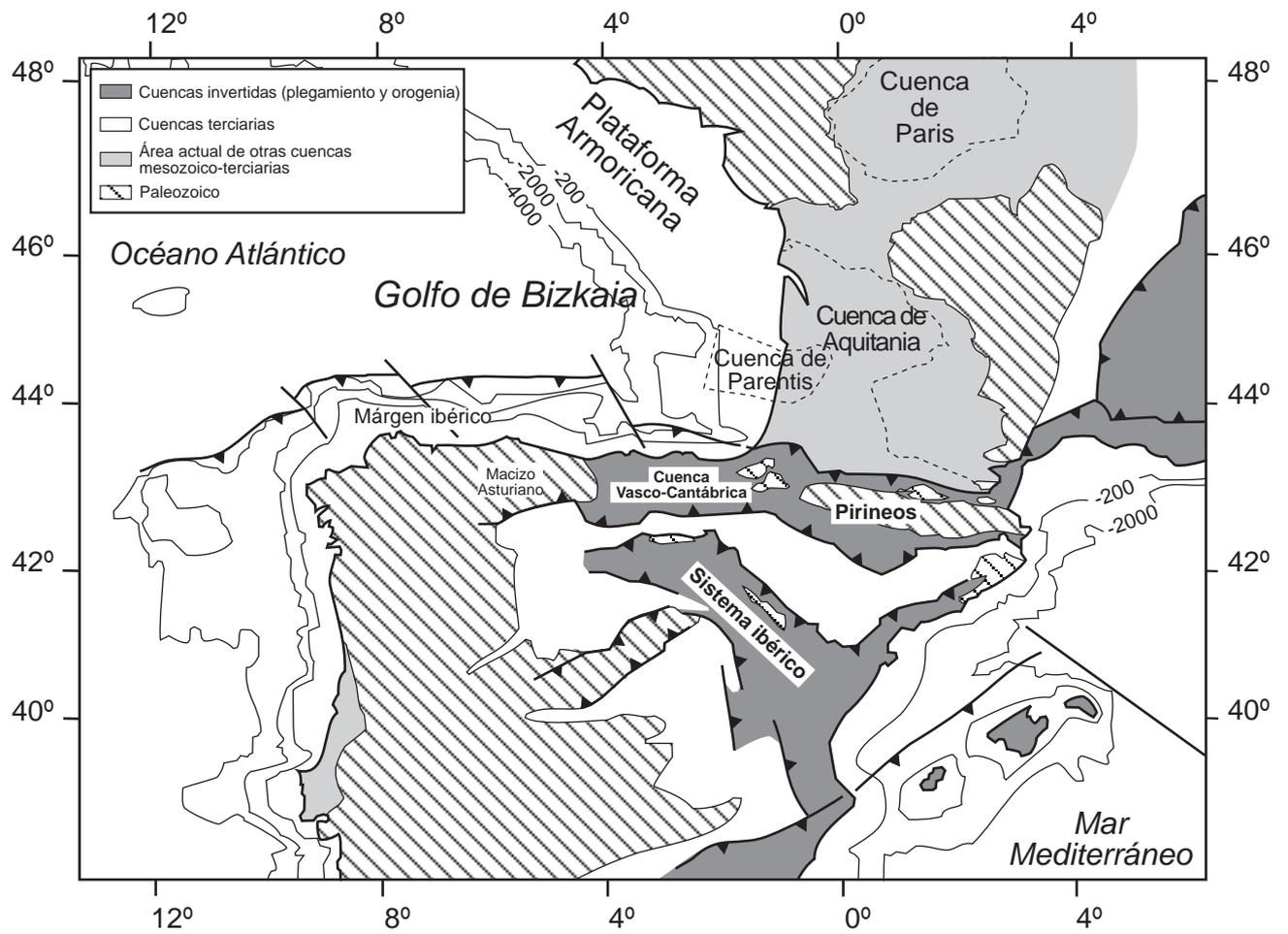


Figura 1. Situación actual de la placa de Iberia respecto de la placa de Europa, con indicación de las áreas paleozoicas sobre las que se desarrollaron las cuencas mesozoico-terciarias. Pirineos forma la actual zona de sutura entre ambas placas. (Modificado de Vergés yGarcía-Senz, 2001).

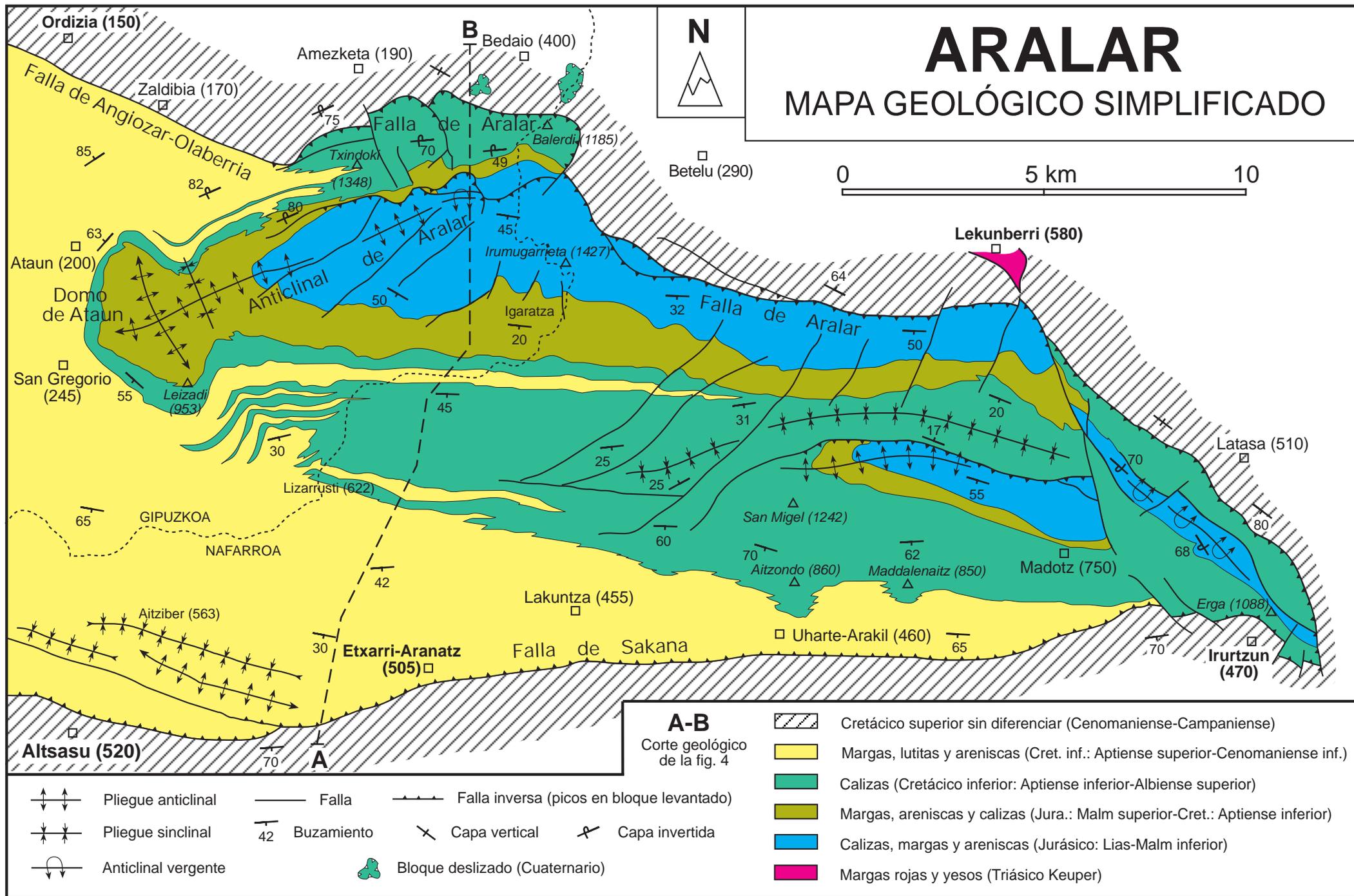


Figura 3. Mapa geológico simplificado de Aralar.