

# LA GEOLOGIA DE LA CUENCA POTASICA CATALANA\*

ANTONIO J. RAMÍREZ ORTEGA

## Introducción

El potasio en el reino mineral es el segundo elemento alcalino más abundante de la corteza terrestre con un contenido medio de 21 kg/t, especialmente los granitos con 42 kg/t; mientras que los basaltos tienen 8 kg/t y en el agua del mar su concentración sólo es de 380 g/t.

El potasio en el reino vegetal está presente de una forma importante en todas las plantas, pues favorece la formación de los hidratos de carbono (azúcares, almidón y féculas), destacando en las frutas: los dátiles (6,44 g/kg) y las castañas (5,27 g/kg), y en las legumbres: las espinacas (4,99 g/kg) y el perejil (4,68 g/kg).

El potasio en el reino animal tiene un papel vital, siendo el componente más importante del líquido intracelular, especialmente en los hematies (4,29 g/kg) y en los músculos estriados (3,74 g/kg) de los seres humanos.

Todo ser viviente necesita potasio, sin él muere. De ahí la necesidad de proveerse de dicho elemento y en el caso de las plantas de fertilizar con abonos potásicos, ya que el suelo cultivado se empobrece de los componentes minerales de los mismos.

En 1.840 se descubrió en Alemania que las cenizas de las plantas utilizadas como abono desde 1.790 en EEUU contenían potasio. Su preparación en potes de hierro le dio entonces el nombre de «Potasa» a este fertilizante. Su uso muy generalizado dio lugar a la devastación de extensos bosques, por lo que se investigó la posibilidad de encontrar un mineral que tuviese las mismas cualidades.

El mineral que se encontró fue la «Silvina» o cloruro potásico, que aparece mezclado con el sódico en la roca denominada Silvinita, y forma parte de los extensos yacimientos salinos de origen evaporítico de Alemania, explotados desde 1.856 en Stassfurt. También se considera como potasa el sulfato potásico, que se utiliza como abono pues es muy soluble, proporcionando, por lo tanto, fácilmente potasio a las plantas. Asimismo, se utiliza el nitrato potásico, materia prima para la fabricación de la pólvora negra, que también se usa como fertilizante, con la ventaja de que además contiene nitrógeno, otro de los elementos vitales para las plantas.

---

\* Conferencia pronunciada el 24 de abril de 1996.

En España se localizó la potasa en Suria (Barcelona) en 1.912, comenzándose su explotación en 1.926 y en 1.930 en Cardona (Barcelona), donde ya se explotaba desde tiempos prehistóricos en el Valle Salado, la Sal común que se encuentra abundantemente en todos los yacimientos potásicos.

La producción mundial de potasa en 1.995 fue de unos 25 Mt de  $K_2O$ , correspondiendo a nuestro país, que figura en el lugar noveno, 0,8 Mt. Las minas españolas actualmente en explotación son: Suria y Sallent-Balsareny, en la Cuenca Potásica Catalana y Subiza en Navarra. En el mundo destacan los yacimientos del Canadá, Alemania, Rusia, Ucrania, EEUU e Israel.

## Geoquímica del potasio

El potasio es un elemento que está dentro del grupo geoquímico de los litófilos, por lo que se encuentra en la corteza terrestre silicatada, debido a su gran afinidad por el oxígeno. Por esta razón forma parte de los silicatos aluminicos, como la Ortosa, Microclina y Leucita, del grupo de los tectosilicatos o silicatos estructurales y de los filosilicatos o laminares, como las micas. Estos minerales abundantes en rocas ígneas ácidas son ricos en potasio, pues la Ortosa y la Microclina que tienen la misma composición poseen el 16,9% de  $K_2O$ , la Leucita el 21,5% y la Mica Moscovita el 11,8%; pero estos minerales son poco solubles, por lo que no tienen aplicación como fertilizantes. Sólo se ha utilizado a veces la Leucita que es algo más soluble.

Los minerales silicatados potásicos se meteorizan químicamente, descomponiéndose en el proceso de hidrólisis en Sílice, bases alcalinas y alcalinotérreas. Las bases alcalinas ricas en potasio y sodio, que son muy solubles por ceder fácilmente un electrón de la capa exterior de sus átomos, tienen una gran movilidad en el medio ambiente exógeno. Pero el potasio es absorbido en una gran proporción por las arcillas. Esta captación se produce incluso por las arcillas de neoformación, que se constituyen al reaccionar parte de la Sílice y de la base de aluminio liberada en la alteración de los anteriores silicatos y de las rocas con feldespatos sódicos y potásicos.

Este fenómeno de sorción que actúa selectivamente sobre el potasio y no sobre el sodio, es la causa de que la relación sodio/potasio en diferentes medios, tanto rocas como aguas sea tan variable. Así en las rocas ígneas es de 1,1; en las aguas de los ríos y lagos es de 2,6; en el agua del mar de 27,6 y en los sedimentos arcillosos de 0,4; siendo de 1,3 en el mineral explotado en la Cuenca Potásica Catalana.

Sólo el agua del mar concentrada en sus sales por una continua evaporación alimentada por agua nueva puede dar lugar a minerales solubles de potasio, generalmente en forma de cloruro o sulfato.

El potasio posee un isótopo radioactivo, el K-40, que se encuentra en una proporción de sólo el 0,012%, pero esta proporción es suficiente para que las radiaciones gamma y beta que emite, transformándose en los isótopos A-40 ó Ca-40, sea detectable. Debido a esta propiedad y a que generalmente es el único elemento radioactivo dentro de las formaciones evaporíticas, se puede localizar e incluso valorar el con-

tenido en potasio de una roca salina por procedimientos radiométricos. Esta posibilidad se utiliza especialmente en las perforaciones en las que se puede introducir una sonda radiométrica detectora de rayos gamma. También, se usa en geocronología para la datación de todo tipo de rocas terrestres e incluso meteoritos. Se ha calculado que más del 20% del calor que produce el gradiente geotérmico de la Tierra procede de la desintegración del potasio.

## Mineralogía

El mineral potásico más común de los yacimientos evaporíticos es la Silvina (KCl), que cristaliza en el sistema cúbico, tiene una dureza de 2,1 y un peso específico de 1,98; cuando está pura es transparente o blanca, pero generalmente está teñida de color anaranjado a rojizo por tener inclusiones finas de Goethita (oxi-hidróxido férrico), su brillo es vítreo y su lustre algo grasiento.

Comercialmente la riqueza de un mineral potásico se expresa en tanto por ciento de su óxido, es decir en  $K_2O\%$ , correspondiendo su mayor contenido a la Silvina con 63,2%, seguido del sulfato magnésico-potásico (Langbeinita) con el 22,7% del cloruro potásico-sulfato magnésico (Kainita) con el 19,3% y el cloruro hidratado de potasio-magnesio (Carnalita) con el 17%.

En los estratos potásicos no suele encontrarse el mineral Silvina puro, sino mezclado con el cloruro sódico (Halita) en proporciones variables, formando en realidad una roca denominada Silvinita, cuyo contenido medio en  $K_2O$  puede ser del 15%. La Halita (NaCl) también es cúbica, posee una dureza de 2,5, algo mayor que la Silvina, por lo que se puede distinguir los dos minerales rayándolos con una navaja, y su peso específico es de 2,15 algo superior a la Silvina. Cuando está pura es incolora o blanca aunque también se presenta con colores pardo-amarillentos o rosados, incluso rojizos parecidos a la Silvina; pero se les distingue fácilmente, por el sabor salado de la Halita y picante de la Silvina.

La Carnalita ( $KCl.MgCl_2.6H_2O$ ) cristaliza en el sistema rómbico, muy raramente aparece pura, sino que suele estar mezclada con Halita, formando la roca denominada Carnalitita. Su dureza varía entre 1 y 2,5 y su peso específico es 1,6. Es incolora cuando es pura, pero normalmente tiene inclusiones de Goethita, que le da también un color rojizo, pero más mate que el de la Silvinita. Se distingue fácilmente de la Silvina y de la Halita por su tacto aceitoso, su sabor amargo y por su deliquescencia.

La Silvinita se presenta en estratos separados por finas pasadas de arcilla, agrupándose a su vez en paquetes que alternan con otros estratos de Halita. También, dentro de un estrato se aprecian bandas de color rojo o blanco, que se corresponden con un mayor contenido en Silvina o en Halita. Unas y otras alternancias se deben a variaciones de la concentración de la salmuera en fase de cristalización por entrada a la cuenca de aguas poco salinas, tanto marinas como continentales y a las variaciones de la temperatura ambiental, influida por la climatología y los ciclos solares.

## Génesis

Los yacimientos potásicos están constituidos por rocas sedimentarias formadas por evaporación de las aguas de un mar confinado en condiciones climáticas de aridez. Esta cuenca suele tener la morfología de una bahía que tiene una comunicación con el mar abierto restringida por un umbral somero generalmente una barrera de arrecifes. De esta forma la cuenca recibe la corriente de aguas marinas superficiales con una concentración normal, pero esas mismas aguas que después en el interior alcanzan una mayor salinidad debido a la evaporación de parte de la misma y por lo tanto una mayor densidad, no pudiendo salir al circular por el fondo cerrado al exterior a través de su bocana arrecifal.

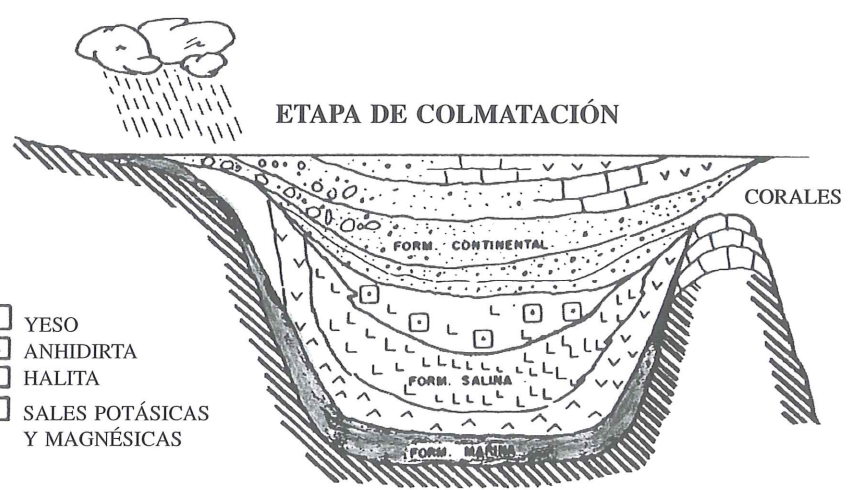
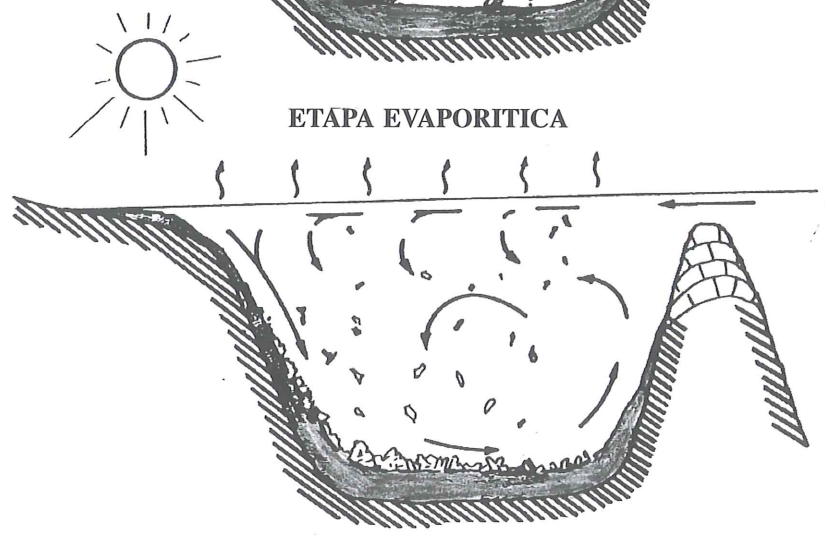
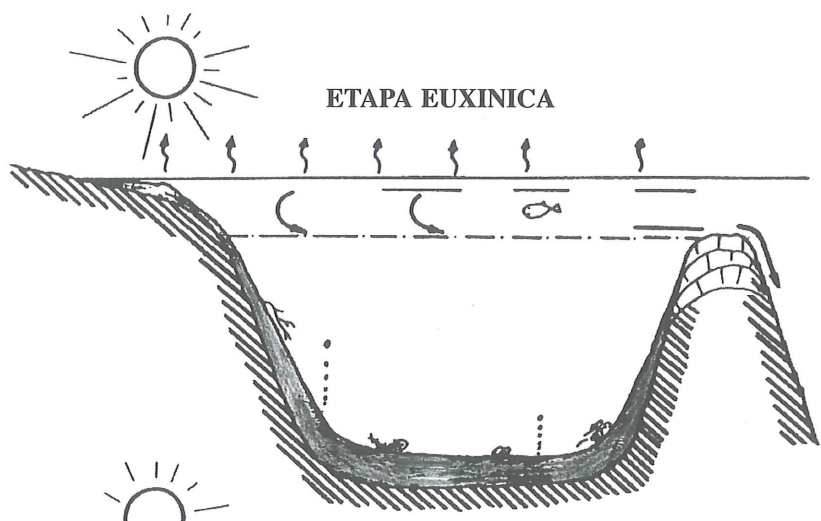
La precipitación de las sales contenidas en el agua del mar se realiza a medida que aumenta la concentración en ellas y por lo tanto está condicionada a la solubilidad de cada una de ellas. La formación de un ciclo evaporítico completo se realiza en varias etapas, comenzando por la precipitación de carbonato cálcico (Calcita) seguido del sulfato hidratado (Yeso) cuando la salmuera está concentrada 5 veces la normal del agua del mar, adquiriendo una densidad de  $1,10 \text{ g/cm}^3$ . Después se precipita el sulfato cálcico (Anhidrita) alcanzando la densidad de  $1,13 \text{ g/cm}^3$  y la concentración es de 8 veces; seguidamente lo hace el cloruro sódico (Halita) tomando una densidad de  $1,215 \text{ g/cm}^3$  y una concentración 10 veces y sólo después de precipitarse el 80% del cloruro sódico no comienza a cristalizar las sales potásicas y magnésicas, constituidas por cloruros (Silvina y Carnalita). Posteriormente pueden existir procesos de metamorfismo al reaccionar los minerales depositados con aguas procedentes de la base de la formación evaporítica, que son ricas en sulfatos, por lo que se forman minerales complejos de sulfatos y cloruros potásicos, magnésicos, sódicos y cálcicos.

El ión potasio se encuentra en el agua del mar en una concentración no muy alta (380 ppm), por debajo del sodio (10.550 ppm), del magnesio (1.350 ppm) y del calcio (410 ppm). por esta razón si se evaporase totalmente un espesor de 100 m se formaría una capa de sales evaporíticas de 1,60 m, correspondiendo 1,250 m a la Halita y sólo 0,045 m serían de Silvina.

La configuración geométrica en planta de las distintas sales precipitadas es la de sucesivas curvas semejantes con centros desplazados, pues las aguas del mar van concentrándose a medida que se alejan de la entrada de la cuenca. Por esta razón las sales potásicas y magnésicas son las que se encuentran bordeadas por al sal gema masiva y éstas a su vez por la anhidrita, el yeso y la caliza.

El proceso de saturación y consiguiente cristalización de sales suele ser continuo y progresivo, pero en algunos momentos de su historia puede interrumpirse y ser regresivo, redisolviéndose algunas de las sales ya precipitadas o cambiando completamente el carácter de depósito químico a una sedimentación detrítica.

El proceso de la deposición de las sales tiene una primera fase de confinamiento, con una primera etapa en la que el agua que circula superficialmente en la cuenca aumenta su concentración en sus sales a causa de la evaporación. Esta agua más concentrada es más densa, así que en la zona más alejada de su entrada en la bahía o distal circula en sentido descendente, desplazando el agua marina de concentración normal que estuvie-



se a esa profundidad. Como estas aguas están oxigenadas puede vivir en ellas una vigorosa fauna bentónica, que da lugar a una precipitación bioquímica de carbonato cálcico. En estas condiciones el umbral de entrada no impide aún la salida de la corriente de fondo, permitiendo que parte del agua del fondo se renueve sin alcanzar un alto grado de saturación salina. Este tipo de circulación es análoga a la que tiene actualmente el Mar Mediterráneo, comunicado con el Océano Atlántico por el Estrecho de Gibraltar.

Si se forma un muro rocoso en la comunicación con el mar abierto y continúa la evaporación, las aguas salinas y más densas no retornan hacia el mar abierto y no son reemplazadas por aguas superficiales. En esta nueva etapa el agua superficial entra y sale por medio de una circulación somera, mientras que el agua del fondo se empobrece en oxígeno y se crea un ambiente euxínico, muriendo los seres bentónicos, cuya putrefacción genera condiciones fuertemente reductoras con posible desprendimiento de gas sulfhídrico. Este puede reaccionar con los iones metálicos disueltos en el agua, como el hierro y formar sulfuros, como la piritita u otros complejos metálicos. El aumento de la salinidad también contribuye a que los organismos neotónicos y plantónicos se mueran aumentando así la materia orgánica depositada en el fondo junto con otros sedimentos. Este último proceso puede dar lugar a la formación de sedimentos bituminosos o roca madre de posibles yacimientos petrolíferos de gas y aceite, y de hecho así suele suceder por lo que existe una estrecha relación entre yacimientos petrolíferos y salinos marinos.

Finalmente, si en el umbral de la bocana de la bahía se llegan a formar barreras coralinas que no permiten la salida del agua más concentrada en sales y sólo puede entrar agua marina nueva, se realizará la precipitación de las sales disueltas de acuerdo con sus solubilidades. En este proceso también interviene la temperatura del ambiente, pues las condiciones de solubilidad varía de una forma diferente, de forma que a mayor temperatura precipita más Halita y menos Silvina, y a menor sucede lo contrario.

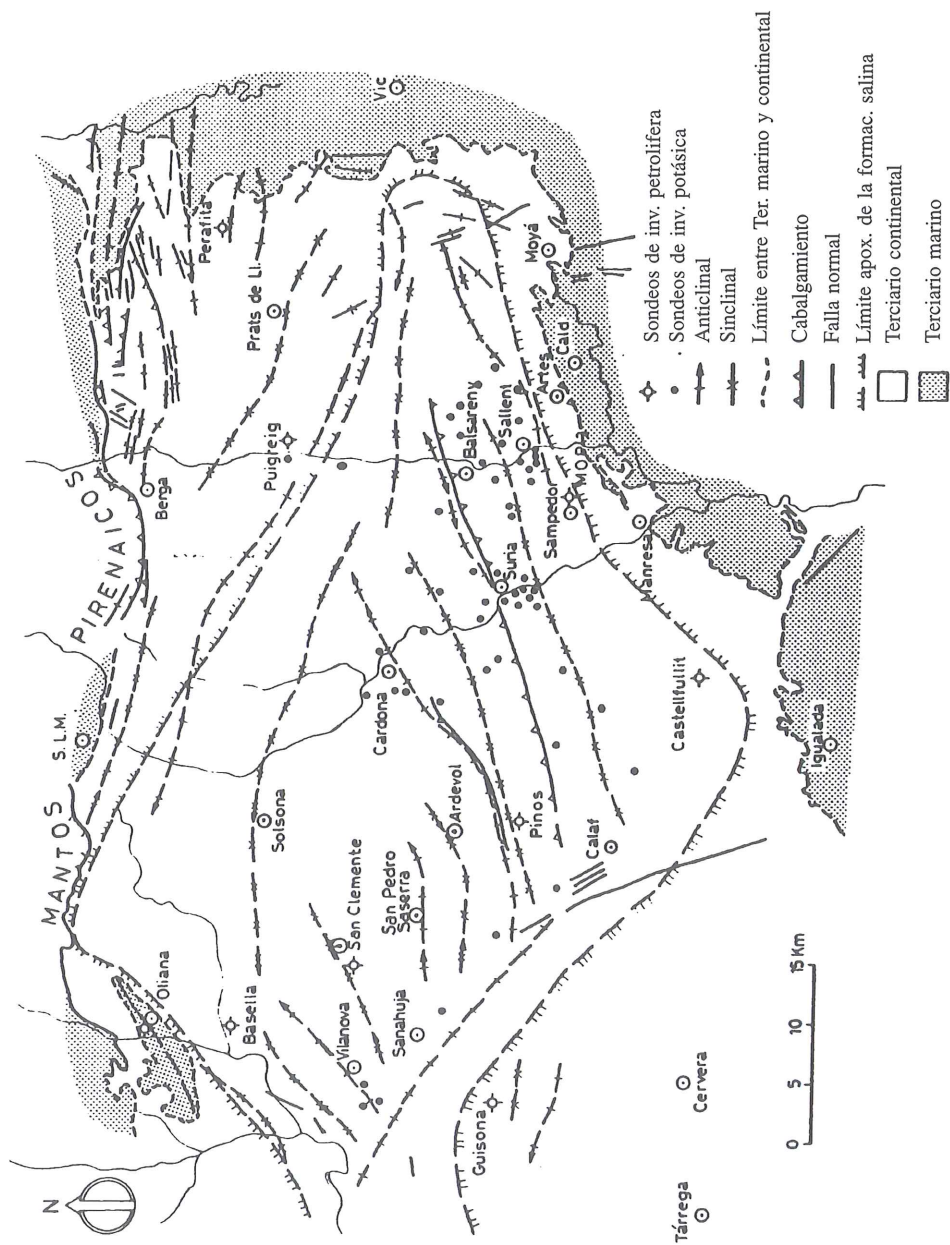
### **Situación geográfica de la CPC**

La Cuenca Potásica Catalana se encuentra en el Nordeste de España, ocupando parte de las provincias de Barcelona y Lérida. sus límites forman aproximadamente un rectángulo de 30 por 60 km, situándose su centro en Cardona, que dista de Barcelona 100 km.

Esta cuenca pertenece al Valle del Ebro en su extremo Nororiental. Los límites de la misma son al Norte las sierras subpirenaicas o marginales, constituidas por los Mantos del Montsec, Port del Comte y del Queralt; la Plana de Vic al Este; las Montañas de Montserrat y la Depresión de Igualada al Sur y la meseta de Cervera-Tárrega al Oeste. Dentro de la cuenca evaporítica existen algunas superficies elevadas semejantes a mesetas, donde no tuvo lugar la deposición de sales, posiblemente por no estar cubiertas por las aguas marinas. Estas áreas estériles, que suponen un 20% del total, se han encontrado por medio de sondeos o detectadas por métodos geofísicos.

Hidrográficamente el extremo occidental pertenece a la cuenca del Segre con su afluente el Llobregós, que corre por un valle cuya dirección media es N 120° E y está condicionada por el borde suroccidental de la cuenca evaporítica, determinado por una fractura profunda del basamento de la misma. La zona oriental está surcada por los ríos Cardoner y Llobregat, cuyos trazados también están condicionados a fracturas; pero que

# CUENCA POTÁSICA CATALANA LIMITES, ESTRUCTURAS Y SONDEOS



no afectan a la formación evaporítica. En estos dos valles se encuentran ubicados los pozos por lo que se acceden a las explotaciones mineras subterráneas actualmente en explotación.

La orografía de la zona es variada y también está relacionada con la estructura geológica de la cuenca. Existen sierras como la de Castelltallat, formada por continuas crestas de dirección N 70<sup>a</sup> E, entre las que destaca el monte Garrigal con una cota de 891 msnm, que sigue perfectamente el eje del anticlinal asimétrico de Suria.

Más al Norte se encuentra la Sierra de Pinós, también de dirección N 70<sup>a</sup> E, con una cota máxima de 931 msnm, que es un anticlinal cabalgante, continuación del anticlinal diapirizado de Cardona, con una cota de 585 msnm, donde aflora toda la formación evaporítica excepto los yesos basales. Entre las dos sierras existe la extensa meseta de Saló con una cota media de 600 msnm, que geológicamente se corresponde con un amplio sinclinal.

Al Este de Cardona existe la alta meseta del Serrateix, con cotas de hasta 727 msnm, límite nororiental de la cuenca evaporítica, que sigue también la dirección N 120<sup>o</sup> E, en la denominada Discontinuidad de Puigreig y que posiblemente sea, también, una falla de zócalo.

## **Geología general**

El Valle del Ebro es una cuenca sedimentaria que fue ocupada por el mar en la transgresión del Eoceno. En esta época, el Océano Atlántico invadió el Sur de Francia y el Nordeste de España. Durante el Eoceno Inferior comenzó el levantamiento de los Pirineos, configurándose dos grandes mares interiores: uno al Norte, Golfo de Aquitania, y otro al Sur, Golfo Catalano-Aragonés o Cuenca del Ebro. Esta última zona quedó confinada, cuando ocurrió el deslizamiento de los Mantos Pirenaicos (Montsec, Port del Comte y Vallcebre-Queralt), formando una extensa bahía o surco catalán, donde se depositaron las sales evaporíticas a principios del Eoceno Superior o Bartoniense, hace unos 45 millones de años, cuyo conjunto se conoce como Formación Cardona.

Posteriormente, la comunicación con el mar quedó desconectada por completo y se formó una gran cuenca endorreica o lago en el que depositaron unos potentes sedimentos detríticos o molasas, procedentes del arrasamiento de la Cadena Pirenaica que continuaba su ascenso en esa época, perteneciente al Oligoceno Inferior. Esa extensa cuenca lacustre cuyo centro se desplazaba hacia Zaragoza, tuvo también algunos episodios evaporíticos con deposición de rocas salinas. Estos fueron más cortos y por lo tanto menos potentes; pero además al no recibir aguas marinas no contenía sales potásicas. Las evaporitas de esa época son los yesos de Sanahuja, que lateralmente pasan a las calizas lacustres de Calaf. Más tarde en el Mioceno, también se depositaron yesos junto a Zaragoza y sal común en Remolinos (Zaragoza).

Las evaporitas potásicas catalanas son un yacimiento típico salino depositado en una cuenca marina profunda en régimen confinado sobre un zócalo intracontinental. El borde coralino que formó el umbral en la entrada de la bahía fue localizado por un sondeo de investigación petrolífera en Guissona (Lérida), en el límite suroriental de la cuenca. Además de esta zona se conocen otras barreras arrecifales que bordean la cuenca y que



hoy se observan estratos de rocas calcáreodetríticas. Esta formación denominada Tossa aflora en Igualada y Vic, encontrándose también en Calders, al Sudeste de Sallent, donde existe un valle, la Riera de Oló, en cuya ladera Sur hay formaciones arrecifales y enfrente en la ladera Norte están los yesos de la base y borde de la Formación Cardona.

Las características genéticas, mineralógicas y estratigráficas de la CPC es similar a la de otras cuencas potásicas del mundo, como los de Saskatchewan (Canadá) o Alsacia (Francia); pero la orogenia pirenaica durante el Oligoceno, con el continuo deslizamiento de los Mantos Subpirenaicos, afectó la estructura de la formación salina, por lo que se encuentran muy plegadas las capas potásicas en su mayor parte.

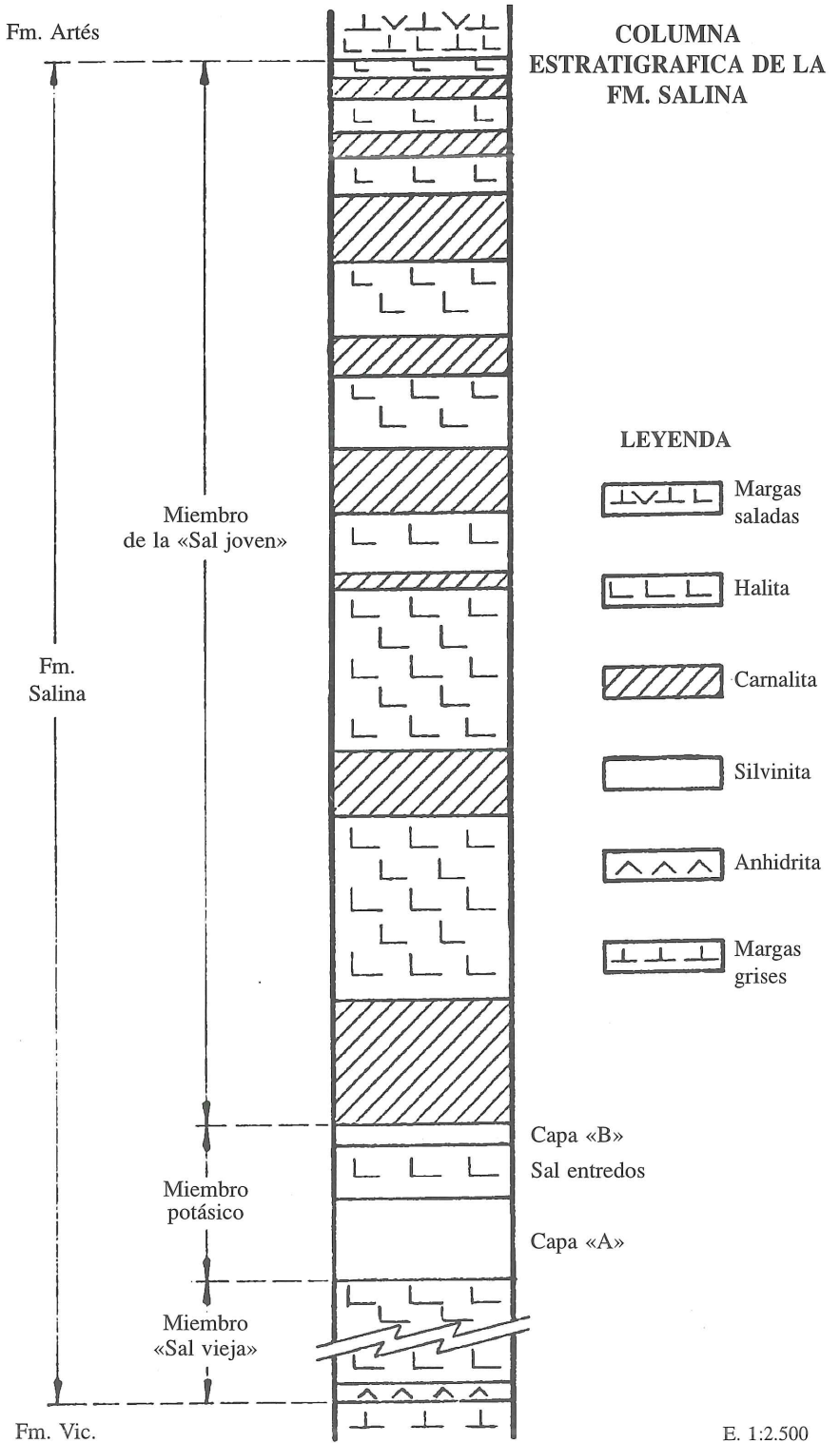
## **Estratigrafía**

Las rocas salinas de la CPC se agrupan en la Formación Cardona, cuya secuencia corresponde a un ciclo evaporítico marino completo. Esta tiene al muro la Formación Vic, de facies marina prodelta de lutitas bituminosas, que aflora al Este en Vic, al Sur en Igualada y al Noroeste en Oliana.

El techo de la formación salina comienza con unos estratos de transición de lutitas calcáreas con inclusiones de yeso y halita de unos 20 m de espesor y de facies lacustre salobre, seguida de las potentes molasas del Valle del Ebro, que colmataron esta cuenca después de la orogenia pirenaica. Esta formación denominada de Artés está constituida por rocas detríticas, en las que alternan conglomerados con areniscas y arcillas rojizas. Los conglomerados son masivos en las montañas de Montserrat y San Lorenzo del Munt al Sur, y Busa y Berga al Norte, que bordean la cuenca y donde hubo amplias desembocaduras de ríos que aportaron sus acarrees para formar estos terrenos, pertenecientes al final del Eoceno y principios y mitad del Oligoceno. A medida que se alejan de esos puntos, la granulometría de los detritos es menor y sólo hay areniscas, limolitas y arcillas, encontrándose también hacia el Sur algunos niveles de calizas y yesos de origen lacustre, situados en tres épocas geológicas consecutivas y datadas por sus fósiles en: las calizas de Sallent del Ludense o Eoceno Superior Continental; las de Calaf, que contienen varias capas intercaladas de lignitos explotables, y de edad Sannoissienne u Oligoceno Inferior y las de Tárrega del Estampiense u Oligoceno Medio.

El espesor total de las molasas aumenta de Sur a Norte, donde fue mayor el aporte detrítico, debido a la erosión del relieve de las Sierras Marginales. También crece de Este a Oeste, ya que la cuenca marina regresó en ese sentido al convertirse en lacustre, desde el Eoceno hasta el Mioceno en todo el Valle del Ebro. Las medidas del espesor del Suprasalino está reconocida por sondeos, encontrándose potencias de 300 a 700 m entre las áreas mineras de Sallent y Suria, de 700 a 1.400 m entre las de Suria y Cardona, y de 1.500 m en Pinós, en el borde occidental de la cuenca evaporítica marina.

La Formación Cardona comienza con una capa de unos 5 m de anhidrita, que aflora al Sur en forma de yeso y en Odena al Sur y en Collsuspina al Este. También aflora en el anticlinal diapirizado de Sanahuja, donde estaba la entrada de las aguas marinas por lo que aquí su espesor es de unos 100 m. En esta zona también existen yesos depositados en el ambiente lacustre que continuó después de la regresión de la cuenca marina.



Después de la capa basal de yeso-anhidrita en la formación Cardona se distinguen tres importantes grupos de estratos salinos, que de abajo hacia arriba son: el Miembro de la Sal Vieja, el Miembro Potásico y el Miembro de la Sal Joven. El primero consta de una potente acumulación de sal gema masiva, constituida fundamentalmente por Halita muy pura, con sólo algunos compuestos insolubles muy finos y esparcidos de arcilla y anhidrita, que hacen que sea translúcida con un ligero color grisáceo. Este miembro tiene una potencia variable aumentado desde el borde la cuenca hacia el centro, excepto en su borde occidental, donde al estar allí la entrada de agua marina es mayor su espesor. En Sallent mide 150 m, en Suria 350 m y en el diapiro de Cardona su espesor alcanza los 2.000 m. Esto último se debe a encontrarse muy recrecido por tratarse de un diapiro, en el que las presiones tanto laterales como verticales han acumulado las sales debido a su plasticidad y han perforado la cubierta formada por otros materiales, en este caso los detríticos de la formación de Artés, que son rígidos pero fragmentables. Curiosamente este fenómeno geológico sigue produciéndose y el ascenso de la masa salina continua al ritmo de 2 cm por año.

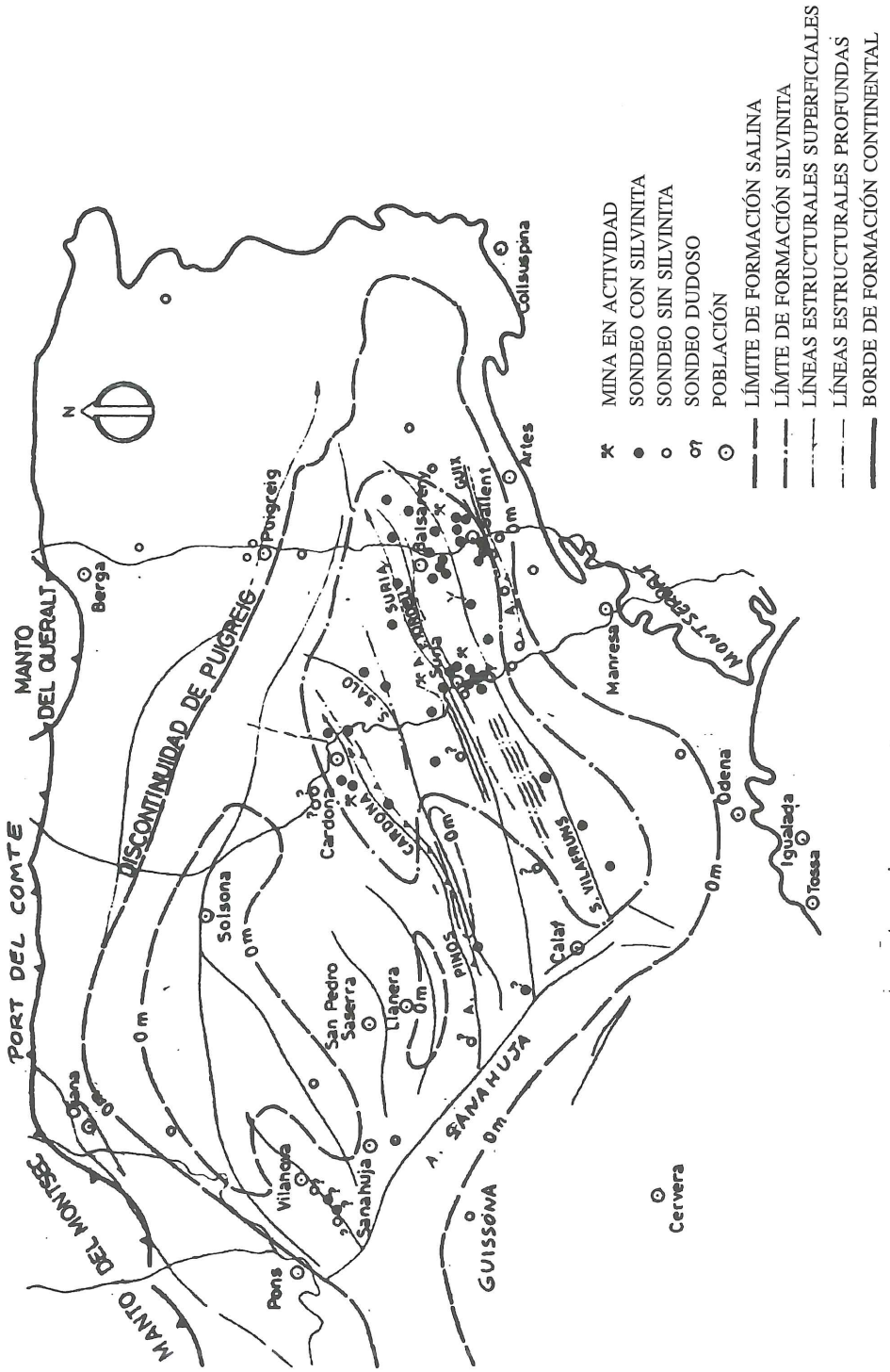
El Miembro Potásico está formado en toda la cuenca por dos paquetes de estratos, el inferior o Capa A, que en Sallent tiene una potencia de 3,50 m, dentro de la cual existen unos estratos de sólo sal gema de un espesor de 0,60 m, por lo que se denomina Sal de 60, correspondientes a una disminución de la concentración en potasio del agua confinada. Seguidamente hay un grupo de 2,50 m de Halita, también correspondientes a un cambio en las condiciones físico-químicas del agua, depositada en estratos de pocos centímetros separados por finas pasadas de arcilla de tipo bentonítico, por lo que son hinchables, cuando absorben algo de humedad. Después se encuentra la capa más rica en potasio o Capa B con una potencia de 1 m. Al techo aparece una capa de Carnalita masiva, que se deja como bóveda de las cámaras de extracción del mineral dada su consistencia y su comportamiento mecánico. Esta capa denominada C, se encuentra transformada en Silvinita en las áreas de las minas de Suria y Cardona, zonas más centrales de la cuenca potásica o depocentro, por migración del cloruro magnésico, conservando su potencia y estructura nodular. El espesor de todo este miembro varía entre 6 y 25 m. La riqueza en potasa de este miembro varía de una mina a otra, dependiendo lógicamente de su espesor; pero como valor medio puede considerarse de 1,45 t/m<sup>2</sup> con un contenido medio del 15% de K<sub>2</sub>O.

El Miembro de la Sal Joven, de 40 a 80 m, está formado por alternancias de capas de Carnalita y de Halita, granuda de color blanco a rosado, muy estratificadas por lo que constituyen un mal techo en las explotaciones y es necesario coserlas con los pernos de anclaje.

## Tectónica

Las tres unidades estratigráficas descritas: Formación Artés, Cardona y Vic estuvieron sometidas a empujes laterales de dirección N-S y NO-SE, producidos por el deslizamiento de los Mantos Pirenaicos. Estos, al levantarse el Pirineo Axial durante la orogenia Alpina, resbalaron sobre el zócalo paleozoico despegándose por los terrenos arcillo-yesíferos del Trias Superior o Keuper.

Las tres formaciones que rellenaban la cuenca del Ebro en su extremo Nordeste tenían propiedades geomecánicas diferentes debido a su litología.



Así, la formación evaporítica que tiene unas propiedades de masa plástica y viscosa reaccionó fluyendo y despegando la cobertera que se plegó y fracturó en una serie de anticlinales asimétricos con planos axiales inclinados, es decir vergentes, hacia el Sur. Sus flacos están muy verticalizados e incluso volcados, habiéndose producido en algunos puntos fallas inversas y cabalgamientos, siempre hacia el Sur.

Por otro lado el zócalo del Eoceno marino se comportó como un material de gran rigidez en el que rejugaron algunas profundas fracturas hercínicas, que se movieron verticalmente debilitando la cobertera y provocando el movimiento de las sales plásticas o halocinesis a lo largo de sus trazas en el muro de las mismas, rellenando las charnelas de los anticlinales y en algunos casos perforó, es decir diapirizó, su cobertera.

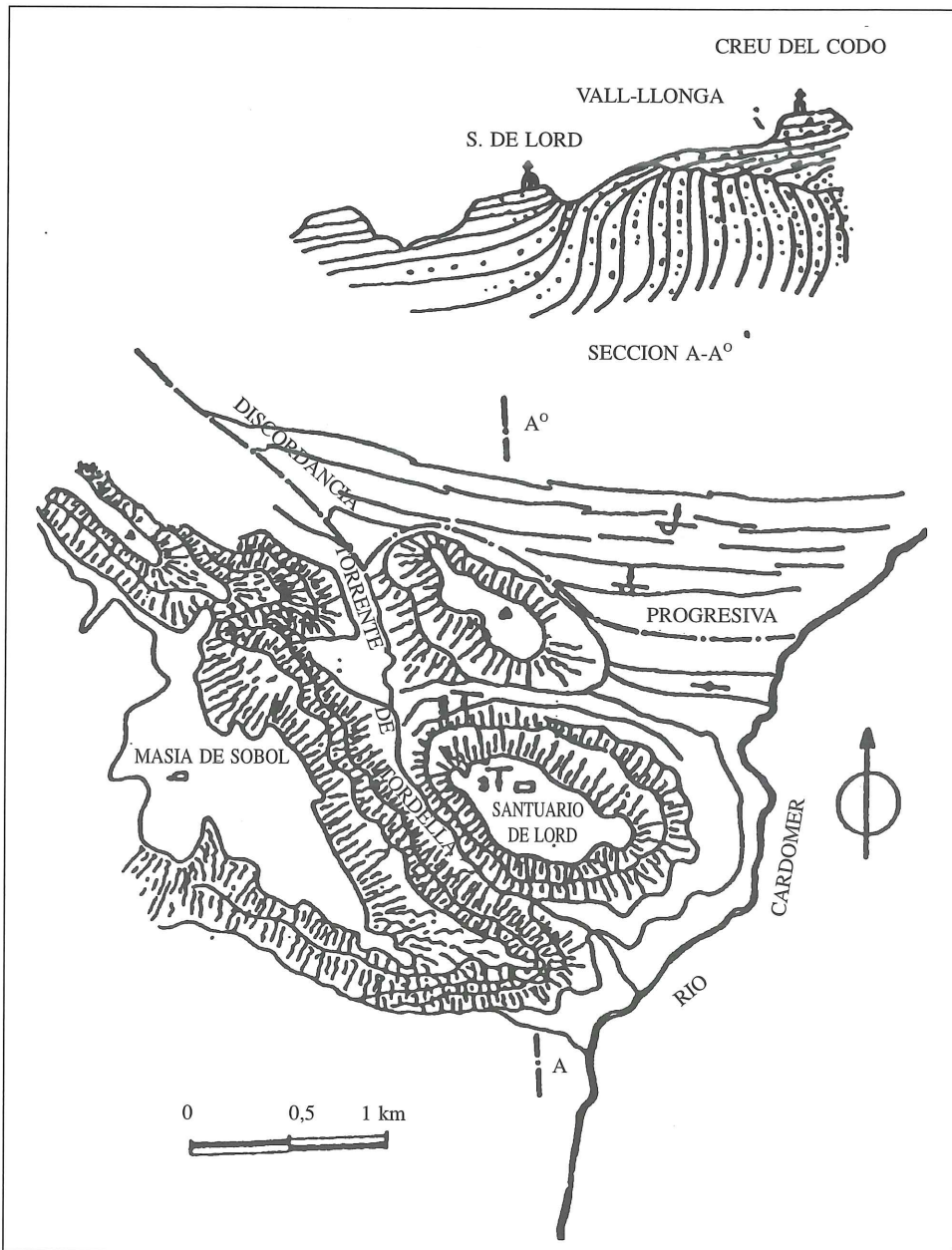
Esta tectónica de cobertera despegada a nivel de las sales es análoga a la que se observa en los Montes Jura de los Alpes franceses, y como allí se encuentran crestas montañosas de anticlinales de flancos apretados y sinclinales intermedios muy amplios, en los que prácticamente no existe un eje definido, sino una extensa área plana, aunque las capas de las rocas salinas que se encuentran bajo esas zonas están plegadas ya que ellas actuaron como lubricante entre el zócalo y la cobertera y dada su plasticidad se produjo un movimiento similar al oleaje.

El empuje de los mantos varió en intensidad y dirección a lo largo de todo el borde de la cuenca y en algunas zonas muy significativamente, como es el extremo Oeste. En esta zona, los empujes laterales vinieron del Noroeste en lugar del Norte, puesto que procedían del flanco Este de la Sierra del Montsec. Por esta causa, los ejes de los anticlinales que toman la dirección Este-Oeste en el extremo oriental de la Cuenca Salina, van cambiando a N 60°E, para acabar siendo N 45°E en extremo occidental. La falla de desgarre que existe al Suroeste en la zona del anticlinal de Sanahuja, también influyó en estos cambios de dirección.

La intensidad de plegamiento también varía en el mismo sentido, por ello anticlinales asimétricos como el de Suria llegan a fallarse en sus charnelas e incluso a cabalgar o a convertirse en pliegues isoclinales de flancos verticales, cuando los recorremos de Este a Oeste. También, se observan en la cobertera fallas de deslizamiento lateral o rumbo-deslizantes, como la del Castillo de Cardona, y fallas inversas, como la del Tordell junto a Suria, que llega a tener un salto de 500 m, en las que el bloque Sur tiende a cabalgar sobre el Norte, contrariamente a lo que sucede en el resto de la cuenca. Esto se debe a que también existe una reacción de empuje lateral hacia el Norte del macizo de Montserrat situado en el borde Sur de la Cuenca Salina.

En resumen, de Norte a Sur, en la parte central de la cuenca nos encontramos con el anticlinal diapírico de Cardona, donde se llegó a explotar la potasa hasta profundidades de 1.300 m, estando comunicadas sus labores con el exterior por medio de rampas o planos inclinados, por medio de las cuales a través de tramos de cintas transportadoras se extraía el mineral, y donde el personal descendía por un pozo de 1.025 m, teniendo además otro pozo de 920 m para retorno de la ventilación. Junto a él están el anticlinal de Pinós y la falla de Matamargós.

Después del amplio sinclinal de Saló se encuentra el anticlinal de Suria, donde está situada la Mina de Cabanasas con dos pozos de 700 m de profundidad. A pocos kiló-



metros al Sur está la Mina de Suria con dos pozos de unos 500 m y que explota un domo salino cuyo flanco Sur se suaviza en esa dirección hacia el sinclinal de Vilafruns. En el extremo Este del mismo se encuentran las explotaciones de la Mina del Llobregat, con acceso por el pozo Balsareny y el pozo Sallent de 500 m y 300 m respectivamente, además de un plano inclinado con cinta transportadora para la extracción del mineral. En el límite Sur de esta zona se encuentra el Anticlinal del Guix, cerca del cual se explotó la mina de Sallent o Potasas Ibéricas.

Como el deslizamiento de los mantos se produjo en sucesivas fases o pulsaciones, las presiones que actuaron sobre la Cuenca Salina fue discontinua en el tiempo y diferente en su intensidad. Por esta razón, existe un lugar en el borde Norte de la cuenca, junto a San Lorenzo de los Morunys, donde se puede observar una discordancia angular progresiva. En esa zona existen unos niveles de conglomerados, que constituyen la Sierra de Bastets, cuyas capas están volcadas hacia el Sur, formando como una muralla puntiaguda cortada por la erosión. Estos se levantaron en la fase de plegamiento del Ludiense. Después están los conglomerados del Santuario de Lord, que se encuentran inclinados y se depositaron en el Sannoisiense y finalmente los de la Creu del Codó, que están horizontales, pues ya no hubo empuje durante el Estampiense.