

18. Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas

Oriol Riba Arderiu

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia

Facultat de Geologia, Ciutat Universitària

08028 Barcelona

1. Introducción

Las discordancias definidas antiguamente por J. Hutton (1795) pueden ser consideradas como grandes estructuras sedimentarias condicionadas por factores tectónicos. Quizás por interesar tanto a tectonicistas como a estratígrafos haya sido una materia poco tratada durante años.

La sedimentología, durante los últimos cuarenta años, ha dado varios pasos adelante que se pueden sintetizar en distintas etapas. En la última, la atención de los sedimentólogos se orienta hacia el *análisis de cuenca*, o si se quiere, los estratígrafos, paleontólogos, tectonicistas y geofísicos centran su atención en el desarrollo de las cuencas sedimentarias, especialmente de aquellas que forman el antepaís de las grandes cordilleras; de aquellas otras que se desarrollan en los márgenes activos o pasivos de los grandes continentes; las que constituyen cuencas continentales en zonas de plataforma, o en los *rifts*. Los métodos de análisis han progresado enormemente: las campañas de sondeos en el mar (DSDP), y en tierra firme cada vez más profundos y más numerosos el perfeccionamiento de los métodos de sísmica, acompañado del nacimiento de la estratigrafía sísmica; el perfeccionamiento de los métodos de perfilaje (diagrafías) de pozo; de la magnetostratigrafía; de datación absoluta, etc., etc., han aportado un volumen de conocimientos inalcanzables hace pocos lustros (v. Miall, 1984). Por las razones antedichas, el autor ha revisado y ampliado los conceptos, publicados hace más de una década (Riba, 1973, 1976a, 1976b), con una puesta al día. El presente ensayo constituye una pieza del análisis de cuencas sedimentarias, especialmente en lo que se refiere a los distintos modelos que se ofrecen sobre el desarrollo de las discontinuidades y discordancias relacionadas con los factores diastróficos.

Las discordancias angulares tradicionalmente conocidas se han formado entre dos series: una inferior deformada durante una fase tectónica, seguida de denudación y truncación y, recubierta luego, por una serie superior que no ha sufrido aquellas deformaciones y guarda con respecto a la inferior una disposición transgresiva o mejor de *translapamiento* o *bisel de agradación* («*onlap*», «*overlap*»). El desarrollo de las mismas implica una importante *discontinuidad*, *hiato* o *laguna estratigráfica*. Asimismo existen discordancias cuyos estratos se han depositado durante los movimientos tectónicos, son las llamadas *discordancias sintectónicas* (o *sintectonogénicas*, por Séguret, 1970). En ellas los estratos se disponen en enormes abanicos o *discordancias progresivas* (Biro, 1937), relacionadas íntimamente con el desarrollo de *discordancias angulares* (Riba, 1973, 1976a, 1976b).

Sorprende que, hasta hace poco, algunos conceptos básicos en geología, como *concordancia* y *discordancia* pudieran ser definidos de modo tan dispar según los autores y escuelas geológicas. En ellos se involucran los de *continuidad* y *discontinuidad estratigráficas*, algo que encierra connotaciones cronostratigráficas. Se trata de un defecto que se ha notado especialmente en la literatura geológica inglesa.

El uso e historia recuerdan que las discordancias angulares fueron reconocidas por N. Steno (1669) y descritas genética y geoméricamente por J. Hutton en 1795, en la isla escocesa de Arran y en Siccar Point (véanse detalles en Tomkeieff, 1950, 1953, 1962; Friend *et al.*, 1970). Más tarde, Ch. Lyell (1838) definió el concepto de *angular unconformity*, derivado de la *abweichende Lagerung* de Werner, como sigue: «Se dice que los estratos están discordantes (“unconformables”) cuando una serie se coloca sobre otra de modo que los planos de la serie superior descansan sobre los bordes (“on the edge”) de la inferior.» Naturalmente, el término opuesto, *concordancia* (in., «conformity»; al., «konkordanz»; fr., «concordance»; it., «concordanza») lo definían Conybeare & Phillips (1822) como «... el paralelismo en general entre varias formaciones»; o, según Jukes-Browne (1884), «... cuando en dos conjuntos de capas, la base del superior descansa llanamente (“evenly”) sobre la superficie inferior, siendo esta superficie siempre la del depósito original». Esa definición también la mantiene Roberts (1839). Pero ya a partir de Geike (1882), y sobre todo de Grabau (1913), el concepto de «unconformity» va más ligado al de discontinuidad estratigráfica que al de falta de paralelismo de dos series contiguas, y el de «conformity» al de continuidad estratigráfica. Este parecer se ha consolidado, en América, en los diccionarios de Rice (1955); Dennis (1967), en las tres ediciones del «Glossary of Geology» (AGI, 1972, 1980, 1987) y en el vocabulario de Mitchum (1977). Para el concepto puramente geométrico, los autores ingleses modernos mencionados aceptan los términos de «discordance» y «concordance» aunque, por el momento, con no demasiado éxito.

En Europa continental los términos de concordancia y discordancia (y sus equivalentes franceses, italianos, alemanes, rusos, etc.) han mantenido el uso original definido por los fundadores de la geología. Sin embargo son numerosos los autores que, una vez definidos ambos conceptos, introducen en discordancia el de discontinuidad estratigráfica (citemos, p. ej., a Moret, 1967; Azzaroli & Cita, 1963). El error viene de antiguo, pues fue Dollfus (1880) quien vio la necesidad de distinguir dos tipos de discordancias: la «discordance par ravinement», o «semi-discordance», de la «discordance par soulèvement» o «discordance vraie». A las primeras también se las ha denominado «discordance érosive», «simple» o «plate» y que corresponden a las «disconformities» de Grabau (1913) o *disconformidades*, en la adaptación castellana admitida en nuestro país. Dicho en pocas palabras: una disconformidad es una discontinuidad erosiva (paleorrelevo) entre dos sucesiones concordantes. El mismo autor Grabau reserva el término de «paraconformity» (español *paraconformidad*) en la que existe un hiato, entre dos sucesiones, marcado por una superficie deposición o, tal vez, de ablación de plano paralelo a la estratificación. Recordemos de paso que existe el término de *no-conformidad* (in., «non-conformity») reservado para aquellos casos en que una sucesión estratificada descansa sobre rocas que no lo son, o que han perdido la estratificación.

El término de *discordancia progresiva* fue introducido indudablemente por

Biot (1937) en su monografía sobre los Pirineos catalanes. De modo informal, habla de «discordance progressive» o «semi-concordance» (el segundo término lo olvida) para explicar una disposición en abanico de las capas de una serie conglomerática cuyo muro es concordante con la serie infrayacente, pero su techo, o conjunto superior de capas acusa, de modo gradual, una discordancia de ángulo cada vez más abierto. Riba (1973) describe que el abanico de capas está formado por cuñas sedimentarias apiladas convergentes de modo que las aristas coinciden aproximadamente con un eje de rotación, o con una superficie, asimilable a una evoluta. Obsérvese que hay discordancia, en el sentido de falta de paralelismo, pero a la vez hay continuidad estratigráfica. Un geólogo anglosajón llamaría a esta disposición un «cumulative wedging system» (Bishop, 1960; Weller, 1960; Riba, 1976a). Como precedente, es preciso decir que este fenómeno fue ya descrito, sin aplicarle ningún término nuevo, por Ashauer (1934) en Sant Llorenç de Morunys (Pirineo catalán, en la cuenca alta del Cardener); lugar que podría ser considerada como la «localidad tipo» de la discordancia progresiva. Ashauer y Teichmüller (1935, figs. 10 y 11) también describieron una disposición semejante en el Terciario del Ebro en su contacto con los Catalánides y la Ibérica. Se trata, pues, de una megaestructura sedimentaria y de una serie sintectónica. El término ha sido muy usado y divulgado por L. Solé Sabarís, J. M. Ríos (1943), Riba y Ríos (1963) y asimismo recogido por los autores franceses que han trabajado en España, como B. Bomer (tesis, 1969, inéd.), Séguret (1970), Reille (1971), Moissenet, Canérot y Pailhé (1972).

Parece recomendable, pues: a) Usar *concordancia* y *discordancia*, en sentido geométrico descriptivo, como paralelismo y no paralelismo entre conjuntos de capas directamente superpuestos. b) Usar los términos de *continuidad* y *discontinuidad estratigráficas* (1) en el sentido que haya habido o no interrupción del depósito en el transcurso del tiempo. c) Rechazar el término de «discordancia de erosión» y sus equivalentes: «discordancia simple», «discordancia plana», «discordancia por abarrancamiento» («ravinement») y utilizar los términos de *disconformidad* y *paraconformidad* (Reguant, Riba, Maldonado, 1972). d) Usar *conformidad* como término que significa a la vez concordancia y continuidad.

	Continuidad sedimentaria	Paralelismo de capas
Discordancia angular	NO	NO
Disconformidad	NO	SI
Discordancia progresiva	SI	NO

(1) En inglés: «concordance» y «discordance»; «conformity» y «unconformity», respectivamente. Se usa aquí el término de *conformidad* en el sentido de «superficie que separa un estrato moderno de otro más antiguo, en la que no hay evidencia física alguna de erosión o no deposición ni ningún hiato significativo», Mitchum (1977). Es decir, un contacto concordante y a la vez con continuidad sedimentaria.

2. Las discordancias en general

Las discordancias angulares sintectónicas, como se ha dicho anteriormente, pueden ser consideradas como megaestructuras sedimentarias, a gran escala, a escala de cuenca, si se quiere. Por esta razón podrían ser orientadas de manera similar a como lo hacían Potter & Pettijohn (1963), Allen (1968) con las estructuras sedimentarias a pequeña escala, de acuerdo con los elementos geométricos de las mismas, con las direcciones de aporte y con el sentido de los empujes tectónicos, etcétera.

Las discordancias angulares, en general, están constituidas por dos unidades superpuestas, separadas por una *superficie de discordancia*. La *unidad inferior* suele estar más deformada que la *superior*. En general, suelen ser unidades cronostratigráficas, y también litológicas, de naturaleza distinta, ya que entre ambas el «salto» o *laguna estratigráfica* es considerable. Aunque hay casos en que las facies son iguales; por esta razón son llamadas discordancias *intraformacionales* o *internas*, términos usados por los autores franceses (p. ej.: Guérin-Desjardins *et al.*, 1961; Moissenet *et al.*, 1971).

La *superficie de discordancia* («unconformity surface») puede estar relacionada con un sedimento residual (un interestrato, según Lombard, 1972), un paleosuelo, un «hardground», una brecha de pendiente, un «lag deposit», cortezas (de Fe. Si. de carbonatos), etc., o también por una *serie condensada*, colocada en algunos casos en diques neptúnicos (ver Vail *et al.*, 1984; Vera, 1984).

En relación con la serie inferior, la superficie de discordancia puede ser una superficie de no-deposición, de depósito muy débil (series condensadas) o de erosión y *truncación*. El relieve de la misma puede ser plana, como ocurre en las *paraconformidades*, o presentar un relieve más o menos enérgico: paleocuestas, paleorrelieves («buried hills»), arrecifes enterrados, canalizaciones, etc. Por esta razón L. Solé Sabaris (com. oral) proponía clasificar las discordancias como *finerosivas*, en el primer caso, y como *intraerosivas*, en el segundo. En algunas existen también paleorrelieves por corrosión y disolución (karst en evaporitas y rocas carbonáticas). Las series inferiores, pueden terminar también mediante un *toplap*, *bisel superior*, o «cislamiento progradante», típico de las series progradantes de deltas, playas, etc., o en un *offlap* o *cislamiento retractivo* (2).

Con respecto a la serie superior, el contacto materializado en la superficie de discordancia, o techo de discordancia, puede ser, a escala del afloramiento, un *onlap total*, es decir, mediante una capa única paralela a la superficie (fig. 4B), aunque lo más corriente es el *onlap* común, *bisel de agradación*, o *translape expansivo*. El *onlap*, con respecto a la superficie de discordancia, suele ser de ángulo pequeño, cosa normal en los márgenes continentales poco afectados por la tectónica, o ligeramente basculados por efecto de la subsidencia. Así se generan las discordancias de ángulo muy agudo que se manifiestan sólo mediante cartografía geológica (*discordancias cartográficas*) o en perfiles sísmicos marinos o terrestres. Sin embargo existen casos en que la superficie de discordancia está fuertemente inclinada (paleo-

(2) Es de señalar que los autores anglosajones modernos (Vail *et al.*, 1984) utilizan casi exclusivamente *toplap*, en vez de *offlap*.

rrelieve, flanco de surco sedimentario, etc.). En estos casos se generan *discordancias escalantes*, con un *onlap* de gran ángulo, como los observados en los conglomerados de la Poble de Segur (Rosell y Riba, 1966). El *onlap* común se perfila siempre a contrapendiente (*updip*), en sentido de avance hacia el borde de cuenca (es el *coastal onlap*, u *onlap proximal*), según Mitchum (1977). Hay sin embargo cuerpos sedimentarios que solapan en sentido de llegada de sedimentos y en sentido descendente hacia el centro de cuenca, es el *downlap* o *bisel inferior* de los autores anglófonos modernos y que Grabau (1913) llamó *progressive overlap*. Un dispositivo geométrico con este tipo de recubrimiento se produce en los conos aluviales en régimen netamente continental, con un *onlap* dirigido a montaña y un *downlap* hacia cuenca. Algo parecido ocurre en los conos de mar profundo («deep sea fans») y, en general, en las progradaciones.

Había autores que valoraban las discordancias según el *ángulo de discordancia* (Bogdanov, 1949, y Stille, 1924) y con ello apreciaban la «intensidad de plegamiento» y la categoría de las fases orogénicas. Esto era un criterio muy subjetivo por el hecho de existir mucha variabilidad local y, por lo general, en Europa central los afloramientos, en donde se han definido las fases orogénicas, son de poca extensión.

Ahora bien, N. Llopis Lladó (manusc. inéd., 1965), desde el punto de vista geométrico, estableció dos tipos de discordancia que merecen ser retenidos: las *bidiscordancias*, o discordancias dobles de rumbo y buzamiento, y las *monodiscordancias* o discordancias simples, sólo de buzamiento. Las primeras suelen tener los términos limitantes cronostratigráficamente muy alejados; en las segundas los términos están mucho más emparentados y la laguna sedimentaria es breve. Las discordancias progresivas y, en general, las sintectónicas son monodiscordantes.

Existen numerosos ejemplos de *discordancias deformadas*, cuyas superficies pueden haber sido plegadas en fases tectónicas posteriores. Un ejemplo notorio es el de la discordancia intrasantonense, estudiada por Garrido (1972), Garrido y Ríos (1973), en el congosto de la Noguera Ribagorzana al atravesar la Sierra de Sant Gervàs (Lérida), en la que dicho contacto doblado llega a invertirse y está recubierto por una capa considerable de brechas. Hacia poniente, en el Cinca, dicha superficie aparece menos deformada y allí soportan las llamadas Brechas de Campo, muy potentes, de deslizamiento submarino: Preciso es decir que en el río Ribagorzana el contacto había sido interpretado como una falla cabalgante. Errores de este tipo, por desgracia, son muy frecuentes entre geólogos inexpertos o que abusan de la fotogeología. Por otro lado, no son raros los recubrimientos tectónicos que aparentan discordancias, por esta razón Goguel (1952) llegó a hablar de «discordances tectoniques», término a proscribir.

La deformación de las discordancias por efectos de laminación esquistosa y aplanamiento (*flattening*) puede alcanzar un punto en el que el ángulo de discordancia disminuye sobremanera y resulta poco visible, lo cual constituye una *acordancia* (según la definición que le da Mattauer, 1973, aunque la definición no coincida con otras de procedencia anglosajona). Tal es el caso de la discordancia precardociense del Pirineo catalán (Santanach, 1972).

Se denomina *discordancia compuesta* a una superposición de discordancias de pequeño ángulo o disconformidades en un breve espacio estratigráfico.

3. Las discordancias sintectónicas: estudio de diversos modelos evolutivos y geométricos

Llopis Lladó (doc. inéd., 1965) quiso establecer una clasificación genética de las discordancias, llamando *eudiscordancias* a las discordancias «verdaderas», causadas por una fase de plegamiento, con acortamiento horizontal. Con el término de *paradiscordancia* designaba aquellas otras provocadas por movimientos no orogénicos, como el diapirismo, el vulcanismo, epirogénesis, subsidencia, etc., y, con el de *metadiscordancia*, aquellas que aparecen por superposición de unidades muy alejadas cronostratigráficamente (ej.: un Terciario sobre un Paleozoico). No parece siempre fácil la separación entre el primero y segundo tipos. No creemos que la propuesta sea retenida, aunque la idea es aceptable. Al último tipo también se le ha llamado *discordancia post-tectónica*, término más descriptivo. Con el nombre de *discordancias sintectónicas*, o también *sinsedimentarias* (cosa que depende del punto de vista estratigráfico o tectónico) se agrupan todos los modelos que podemos reunir sobre discordancias en que sedimentación y deformación se producen simultáneamente, aunque sea a cierta distancia en donde exista un lugar en que la sedimentación ha sido continua.

3.1. Modelo de discordancia atenuada o simple

La edad de las discordancias se determina acotando el intervalo en tiempo comprendido entre la edad del estrato más moderno de la serie inferior y la del más antiguo de la serie superior, usando los prefijos *post-* y *pre-* a los términos que designan una edad. Esa datación es tanto más precisa cuanto más breve es el intervalo de tiempo, o laguna estratigráfica. (Recuérdese que la laguna se descompone según Krumbein y Sloss (1963) en «vacío erosional», por truncación o erosión de la serie inferior y en «hiato» del *onlap* de la serie superior). Son muchas las discordancias

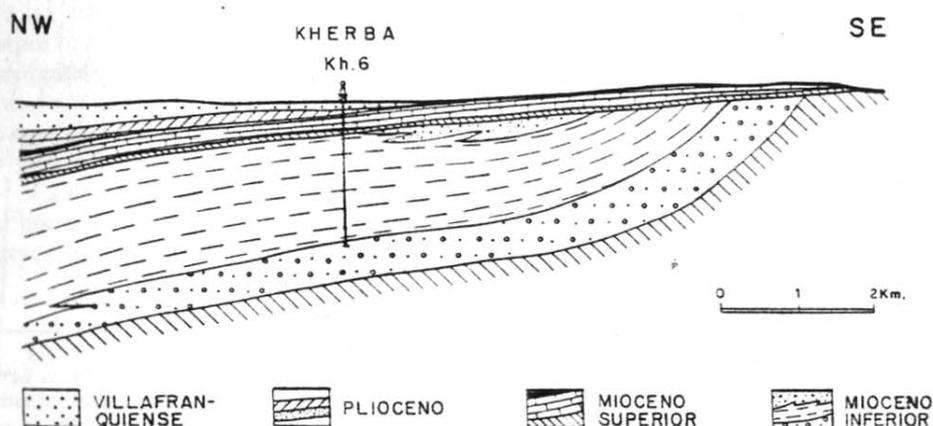


Fig. 1. Modelo de discordancia atenuada. Paso radial de discordancia angular, por truncación y onlap a conformidad hacia el centro de cuenca. El ejemplo procede de la cuenca sublitoral neógena del Chelif, Argelia, según Perrodon (1957). El sondeo atestigua la continuidad estratigráfica.

o periféricas de una cuenca que «cierran» o se amortiguan radialmente hacia el centro. Es decir, que se verifica un *paso radial de discordancia*: discordancia angular - disconformidad - paraconformidad - concordancia/continuidad estratigráfica. Esta evolución lateral es el dispositivo más sencillo que se puede dar, producido por el mecanismo de *offlap/onlap*, y en régimen marino, por regresión/transgresión. Una truncación muy oblicua por descenso relativo del nivel del mar, por subsidencia o elevación continental produce la discordancia, al sobrevenir el *onlap* o transgresión. Este dispositivo constituye el primer modelo de discordancia sintectónica, el más sencillo, al cual se le puede dar el nombre de *discordancia atenuada*, y se caracteriza por el hecho de que en algún lugar de la misma hay continuidad sedimentaria. Véase, en un ejemplo dado hace ya unos años, la discordancia publicada por Perrodon (1957) en la cuenca neógena sublitoral del Chelif (Argelia). Observe el lector que la edad de este modelo de discordancia se define nombrando el nivel en que se produce el paso a concordancia/continuidad sedimentarias, o conformidad. Por esta razón no parece muy acertada la datación que propone Vail *et al.* (1984, p. 139a) «nombrando la discordancia según el nivel más antiguo encima de la misma», por la imprecisión que introduce.

El método estratigráfico empleado actualmente y que da muy buenos resultados, consiste en dividir la estratigrafía de una región en *secuencias deposicionales* (también llamadas *sinemas*, *unidades alostratigráficas*, *unidades tectosedimentarias*, *intertemas*, etc.), limitadas por discontinuidades/discordancias como la del modelo acabado de definir. Dos discordancias de este tipo limitan a techo y muro un cuerpo de estratos ligados genéticamente (Mitchum, 1977) en el que cabe un ciclo sedimentario completo; un sistema deposicional, etc. Desde luego, las isócronas no cortan las discordancias. El *secron*, o intervalo máximo de tiempo geológico, se mide en aquellas zonas de la secuencia sedimentaria en las que los límites pasan lateralmente de discontinuidad a continuidad (o conformidad), o donde, en efecto, ya no existe hiato perceptible alguno. El principal defecto de este método estratigráfico reside en el amortiguamiento de las discordancias y en la frecuente imposibilidad de correlacionar las discordancias marginales con algún nivel concordante de centro de cuenca.

3.2. Modelo de discordancias de margen continental estable (✱)

El análisis de la estratigrafía sísmica de los márgenes continentales estables ha revelado nuevos mecanismos en la formación de discordancias. Estos mecanismos se realizan a gran escala, por lo que se requieren perfiles sísmicos muy extensos y que alcancen grandes profundidades, los cuales tienen que ir avalados con resultados lito- y cro-nostratigráficos de sondeos.

Años atrás, Curray (1964) definía las transgresiones y regresiones como resultado de los movimientos eustáticos de ascenso y descenso del nivel del mar en función de un factor local como es la erosión/sedimentación. Ahora, Vail *et al.* (1984, 1987) introducen el factor diástrófico de subsidencia/levantamiento del margen continental, cosa que complica el esquema dado precedentemente. El objetivo que tienen los estudios de Vail y colaboradores es la fijación de los criterios interpretativos necesarios para el establecimiento, a escala mundial, de la llamada *curva eustática*, despojada de los factores locales acabados de mencionar. Las críticas que han recibido (ver

Watts, 1982; Miall, 1986) no afectan, parece, al esquema sismostratigráfico propuesto por ellos. Véanse las aclaraciones recientes en Haq *et al.* (1987) y en Vail *et al.* (1987) y el nuevo esquema (fig. 3).

En el mencionado esquema (Vail *et al.*, 1984, 1987, modificando las publicaciones precedentes, ver la Memoria 26 de la AAPG, 1977, Haq *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1987) existen unos procesos de formación de discordancias angulares que complican mucho el modelo anterior de discordancia atenuada o simple. Los mencionados autores definen las secuencias deposicionales basándose en las discordancias o disconformidades a techo y muro de las mismas (fig. 2). El mecanismo de transgresión (*onlap*) / regresión (*offlap*) está presente en cada una de las tres secuencias deposicionales representadas en la figura esquemática. Las discordancias limitantes (1 y 2) se reconocen por estar subrayadas por sendos hiatos subaéreos en un mar en regresión que, incluso localmente, pueden ser erosivos y estar señalados por una truncación.

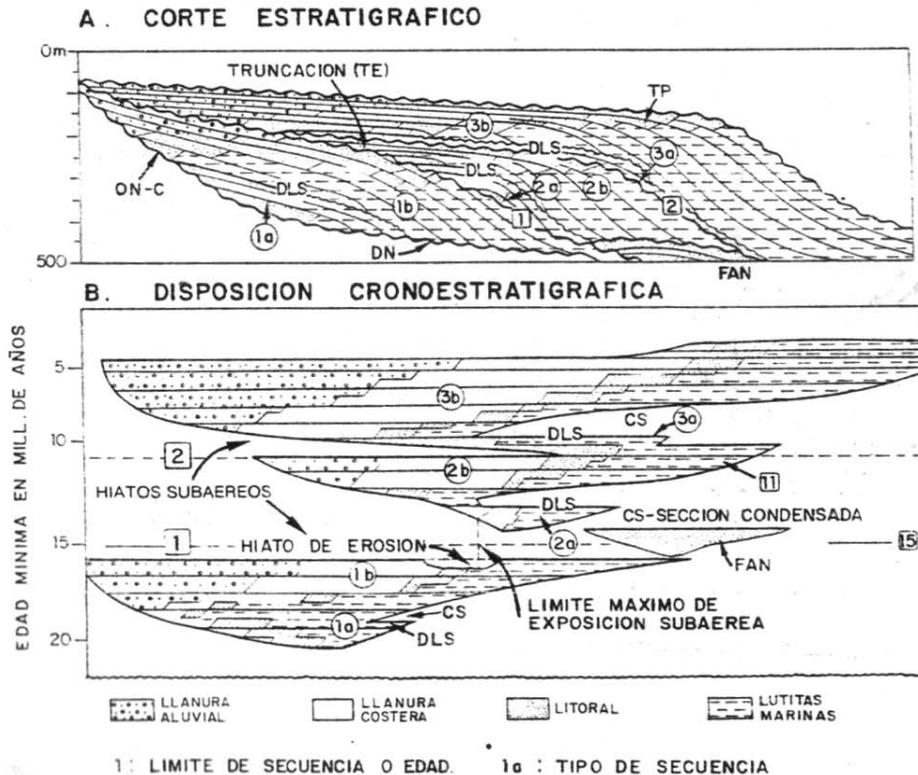


Fig. 2. Corte esquemático de tres secuencias deposicionales y sus relaciones mutuas según Vail, Hardenbol y Todd (1984). En A las tres secuencias están separadas por dos discontinuidades de tipo 1 y tipo 2. Cada secuencia se subdivide en un término *a* transgresivo y otro *b* regresivo y progradante, de acuerdo con las facies representadas. Las ordenadas están en metros. En B, las ordenadas en tiempo geológico, las superficies de capa se han llevado a la horizontal coincidiendo con las isócronas. Explicación: DLS: superficie de downlap. CS: sección condensada. DN: Downlap. ON-C: Onlap costero. FAN: Abanico marino profundo. TE: Truncación. TP: Toplap.

De acuerdo con la evolución de las facies representadas, los autores dividen la secuencia en dos términos: un término transgresivo *1a*, seguido de otro término regresivo *1b*. (En las unidades suprayacentes existen los mismos equivalentes *2a* y *2b*; *3a* y *3b*.) Cada una de estas unidades al evolucionar produce una discordancia de *onlap costero* («coastal onlap») sobre la unidad infrayacente y un *downlap* progradante distal, dirigido mar adentro. A techo, el clinotema progradante termina en *toplap* (TP). Cuando el mar está en su posición eustática máxima (*highstand*), en la superficie *m.f.s.* (fig. 3), llamada *superficie de máxima inundación* (*maximum flooding surface*), se deposita entre, *1a* y *1b*, una *sección condensada* (*condensed section*) (CS) (3), que aparenta estar recubierta en discordancia/discontinuidad por un *downlap* marino. A continuación se discute el valor de dicho contacto. La superficie de máxima inundación (*m.f.s.*) es muy importante para la datación del nivel en el cual el agua alcanza el máximo de profundidad, cosa que se señala en la tabla de los tiempos geológicos de los autores mencionados. La parte progradante de *1b* puede rebasar por recubrimiento discordante la *1a*. Así pues, en cada secuencia sedimentaria hay discordancias/discontinuidades a muro y techo y otra, de valor discutible, que coincide con el máximo transgresivo, que separa los términos *1a* y *1b*. Haq, Hardenbol y Vail (1987) repiten, con algunas modificaciones, el esquema anterior (fig. 3).

Obsérvese que el mecanismo anotado más arriba se verifica por ejemplo en el desarrollo de los deltas actuales durante la transgresión versiliana: *onlap*, por ascenso eustático del nivel del mar, desde una cota de unos -120 m., hace 16 a 18 mil años, al nivel actual estabilizado, hace 3 ó 4 mil años, momento en que empieza la regresión progradante de los deltas. Los *foresets* de prodelta descansan sobre el término transgresivo en un *downlap* aparentemente discordante.

Vail (*et al.*, 1984, 1987) definen dos tipos de discordancias/discontinuidades («unconformities»): La discordancia de *Tipo 1*, producida por un descenso del nivel del mar por debajo del borde de la plataforma continental (*shelf edge*), con excavación subaérea y submarina en la plataforma y talud, cosa que representa una truncación de las unidades más antiguas. En ella se produce un recubrimiento parcial por depósitos continentales (a veces evaporíticos) y formación de abanicos submarinos profundos. En este caso el descenso eustático es mayor que la subsidencia. Dichos autores prevén, en este tipo de discordancia, que pueda existir actividad tectónica, o subsidencia, durante el descenso eustático, lo cual determina una truncación más o menos importante, según los casos (fig. 4).

La discordancia de *Tipo 2* se origina con una caída del nivel del mar sin rebasar el borde de la plataforma y un descenso eustático menor que la subsidencia. Hay exposición subaérea en la parte de la plataforma no afectada por el depósito

(3) Las series condensadas tienen una tasa de sedimentación inferior a 1 cm/1.000 años, según Vail *et al.* (1984). Ahora bien, existen en las Béticas velocidades de sedimentación que se alejan mucho de este límite. Por ejemplo, el «Ammonítico Rosso» tiene 0,02 a 0,04 cm/1.000 a. (Delgado *et al.* (1981); la Formación Zegrí, de 0,14 a 0,19 cm/1.000 a.; la Formación Veleta 0,13 cm/1.000 a. (Molina Cámara, 1987). Las secciones condensadas suelen estar formadas por capas delgadas hemipelágicas o pelágicas. En las Béticas están relacionadas con niveles de *hard-grounds*, superficies de omisión, *burrows*, estilolitos, laminitas, fenómenos de disolución, biomicritas de filamentos y de radiolarios, nódulos, faunas condensadas, etc. (Delgado *et al.*, 1981)

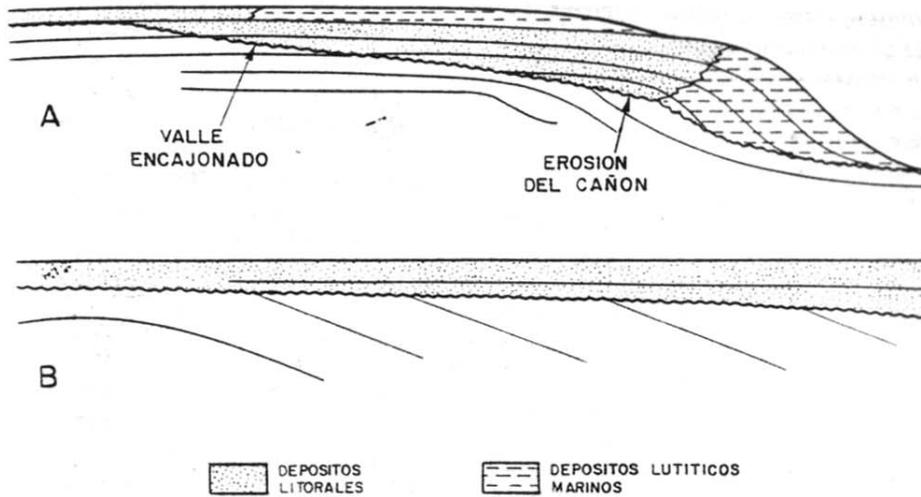


Fig. 4. Disposición estratigráfica de los depósitos marginales asociados a discordancias, según Vail *et al.* (1984). *Corte A.* Erosión producida por una caída del nivel marino con subsidencia, se forma una discordancia de tipo I. *Corte B.* El mismo tipo de discordancia de tipo I formada durante un periodo de levantamiento tectónico, plegamiento y truncación.

progradante que descansa en forma de *downlap* marino sobre el substrato, afectando asimismo el talud.

Ambas «unconformities» (de tipo 1 y 2) se distinguen entre sí por criterios paleogeográficos, deducidos de los perfiles sísmicos. Dichos límites son correlacionables a escala global terrestre, pues se producen en el punto de inflexión de las caídas de la curva eustática del nivel marino, eso es, cuando son más rápidas. A veces no son fáciles de identificar, ya que se encuentran dentro de las unidades regresivas. En cambio, las superficies basales de progradación (*downlap*) se reconocen fácilmente en sísmica, merced a los biseles de progradación y al hecho, tanto en diagrfias como en afloramiento, de que están subrayadas por el término condensado (CS) pelítico.

Como ya se ha dicho, la superficie basal de progradación, el *downlap* (DLS, fig. 2) del prisma de alto nivel (HST, fig. 3: 1b, 2b, 3b, fig. 2) aparenta las características de una discordancia angular que se percibe encima de la sección condensada (CS). A la escala de un perfil sísmico esto puede ser interpretado de esta forma, pues existe un ángulo formado por los *foresets*, o *parasecuencias* (4) sobre la serie condensada y, a la vez también existe un hiato estratigráfico cuya extensión crece progresivamente en dirección a alta mar. Esto sería cierto si la sección condensada no existiera. Sin embargo hay que considerar que cada *foreset* o *parasecuencia* del perfil sísmico enlaza, según el esquema deltaico de Gilbert (1985, *in* Reading, 1978, fig. 6.1), con un *bottomset*, de muy baja tasa de sedimentación. El apilamiento de

(4) Parasecuencia: serie relativamente concordante de capas relacionadas genéticamente, limitada por superficies de inundación (*marine flooding surfaces*) marinas y sus correlativas. Las parasecuencias son progradacionales y en consecuencia las capas de las mismas son somerizantes hacia arriba.

bottomsets forma la sección condensada, tan delgada que puede ser inferior al poder de resolución de la sísmica de reflexión. Pero ella no puede ser menospreciada en absoluto y además crece a mar abierto. Es muy probable además que en el seno de la misma se produzcan numerosos hiatos causados por falta de sedimentación, por efecto de la «acomodación» de sedimentos (*basin accommodation*) y otras causas paleogeográficas.

Téngase presente que la mencionada superficie de *downlap* (DLS) de aparente discordancia, se produce, dentro de la secuencia sedimentaria, en el momento de máxima transgresividad, en condiciones netamente marinas. La geometría es muy parecida a la que presentan las discordancias/disconformidades de tipo 1 y 2 que separan los ciclos sedimentarios: *toplap* - *topset* - *downlap*. En dichos casos, sin embargo, aparece la erosión subaérea o submarina, propia de los momentos eustáticos bajos (*lowstand*). El *topset* de Gilbert puede desaparecer total o parcialmente por erosión, o no haberse sedimentado. Entonces la evolución vertical en cualquiera de las superficies limitantes, de tipo 1 ó 2, es: *toplap* - *topset* (?) erosión - *downlap*.

Los razonamientos expuestos han llevado consigo a la redefinición restrictiva del concepto de *unconformity*. Así en Mitchum (1977) y en el «Glossary of Geology» (1980 y 1987), «*unconformity*» es una superficie de erosión o no sedimentación que separa una serie moderna de estratos de otra más antigua y que representa un hiato (laguna) significativo. Vail *et al.* (1987), añaden a la definición anterior la frase siguiente: «Las superficies submarinas que presentan hiatos de sedimentación pero sin evidencias de erosión no son reconocidas aquí como superficies de discordancia (*unconformities*).

3.3. Modelo de discordancia progresiva de frente activo

El modelo propuesto se basa en observaciones de Ashauer (1934), Birot (1937), Riba (1973, 1976a, 1976b), Anadón *et al.* (1986). La «localidad tipo» se sitúa en las sierras de Bastets y de Busa, al sur de Sant Llorenç de Morunys, en el Valle del Cardener (Solsonès, Cataluña). Se trata de depósitos de conos aluviales (Formación conglomerados de Berga), predominantemente conglomeráticos, depositados concordantemente encima de las margas de transición marina-continental, de San Llorenç. El conjunto está levantado e invertido, buzando unos 60-80° al norte por efecto del cabalgamiento frontal de la unidad alóctona del Pedraforca y Port del Comte, empujada hacia el sur. La alimentación sedimentaria clástica era de procedencia pirenaica, arrancada en una cuenca torrencial, posiblemente de gran extensión (figura 6). Uno o varios cursos torrenciales debían cortar normalmente el frente de cabalgamiento activo.

Adosado al frente activo mencionado, se coloca un sistema de abanicos aluviales superpuestos que se desarrolla progradando en *offlap* a medida que las capas, en forma de cuña, se van levantando por efecto de un basculamiento tectónico. Dicho de otra manera, se apila una asociación de cuñas detríticas, todas ellas abiertas hacia el interior de cuenca, en la cual las aristas se colocan, teóricamente, sobre una superficie evoluta cóncava inclinada hacia el interior de la cuenca. El ángulo de abertura de las cuñas se va abriendo de muro a techo. Debido al levantamiento o basculamiento acelerado del frente activo, se origina un *offlap rotatorio* y por

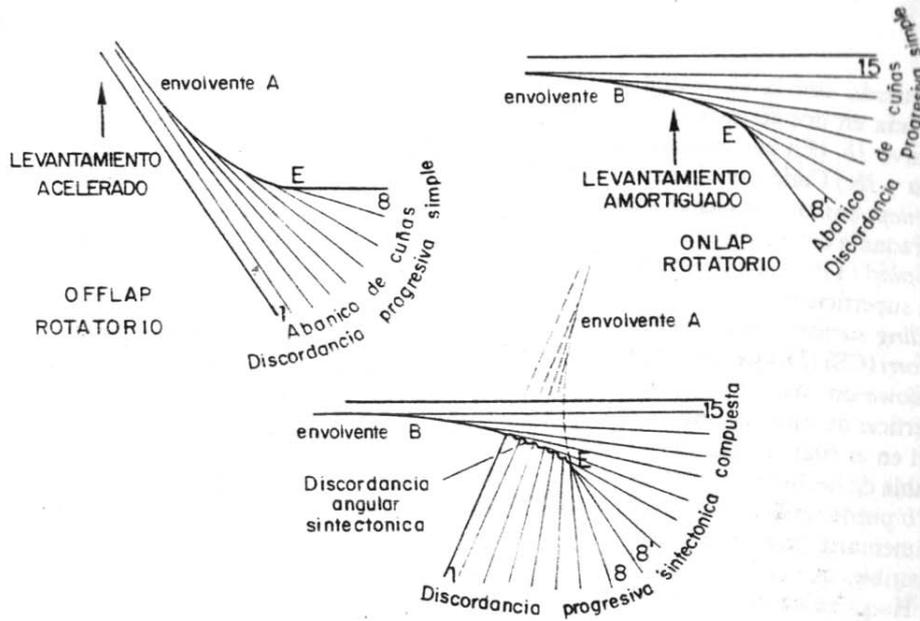


Fig. 5. Geometría de las discordancias progresivas (ver el texto).

consiguiente una *discordancia progresiva simple* (Riba, 1976a). La arista de cada cuña sedimentaria representa el límite entre el área de depósito de la de no depósito, o erosión. La erosión muy fuerte de este frente trunca una gran parte del sistema de cuñas conglomerático. En la fase desacelerada subsiguiente y en concordancia con la cuña más alta y distal del *offlap* rotatorio, se coloca un sistema de cuñas en un *onlap rotatorio* que tiende a recubrir al sistema en *offlap*. En esta segunda discordancia progresiva simple, las cuñas disminuyen de ángulo y las aristas, cada una de ellas en posición más avanzada que su anterior, se colocan sobre una envolvente convexa que, de hecho, es una superficie de truncamiento. Ambas envolventes se articulan en un eje E que corresponde con el momento de máxima actividad tectónica y con el punto en que la truncación erosiva cesa hacia el centro de la cuenca. La superficie de truncación queda fosilizada por el *onlap* rotatorio, con lo cual queda conformada una *discordancia angular sinéctica* abierta hacia el borde de la cuenca. Es una discordancia intraformacional (y monodiscordancia en el sentido de N. Llopis) que tiene una penetración breve, de orden hectométrico. El conjunto de *offlap* y *onlap* rotatorios constituye una *discordancia progresiva compuesta*, con un abanico de capas que, en el caso de Sant Llorenç de Morunys, rebasa los 110 grados de abertura. Es preciso añadir que, en este caso concreto, existen dos discordancias angulares superpuestas y que el conjunto es observable gracias a que el corte natural tiene más de 700 m. de desnivel (fig. 7).

Al modelo teórico de discordancia progresiva *offlap-onlap* rotatorios es preciso añadir algunos pormenores. En lo que se refiere a las envolventes, esas pueden ser muy extensas o, por el contrario, reducirse o incluso anularse. La geometría de la discordancia progresiva varía sustancialmente; incluso, en el caso extremo que se



Fig. 6. Mapa esquemático fotogeológico del alto Cardener, al Sur de Sant Llorenç de Morunys. 1: Eoceno sup. marino y en facies de transición. 2: Conglomerados terciarios continentales, Priabonense-Estampiense. 3: Cuaternario indif. 4: Abrupto morfológico. 5: Discordancias angulares 1, 2, y 3. 6: Niveles guía fotogeológicos A, B, C, D, E y F.

anulen, *E* se convierte en un eje de rotación. Por otra parte, hacia el interior de la cuenca, o surco sedimentario, puede no producirse el *downlap* de posición parecida al modelo de margen continental (3.2) por el hecho de que la superficie de acreción por relleno de la cuenca crece con el sistema de cuñas del margen. Así pues, la discordancia progresiva podría ser llamada en estratigrafía sísmica como una *secuencia divergente* a centro de cuenca (Mitchum *et al.*, 1977, parte 6). Sin embargo, en los conglomerados de la Poble de Segur se han observado progradaciones en *downlap* muy claros (Rosell y Riba, 1966).

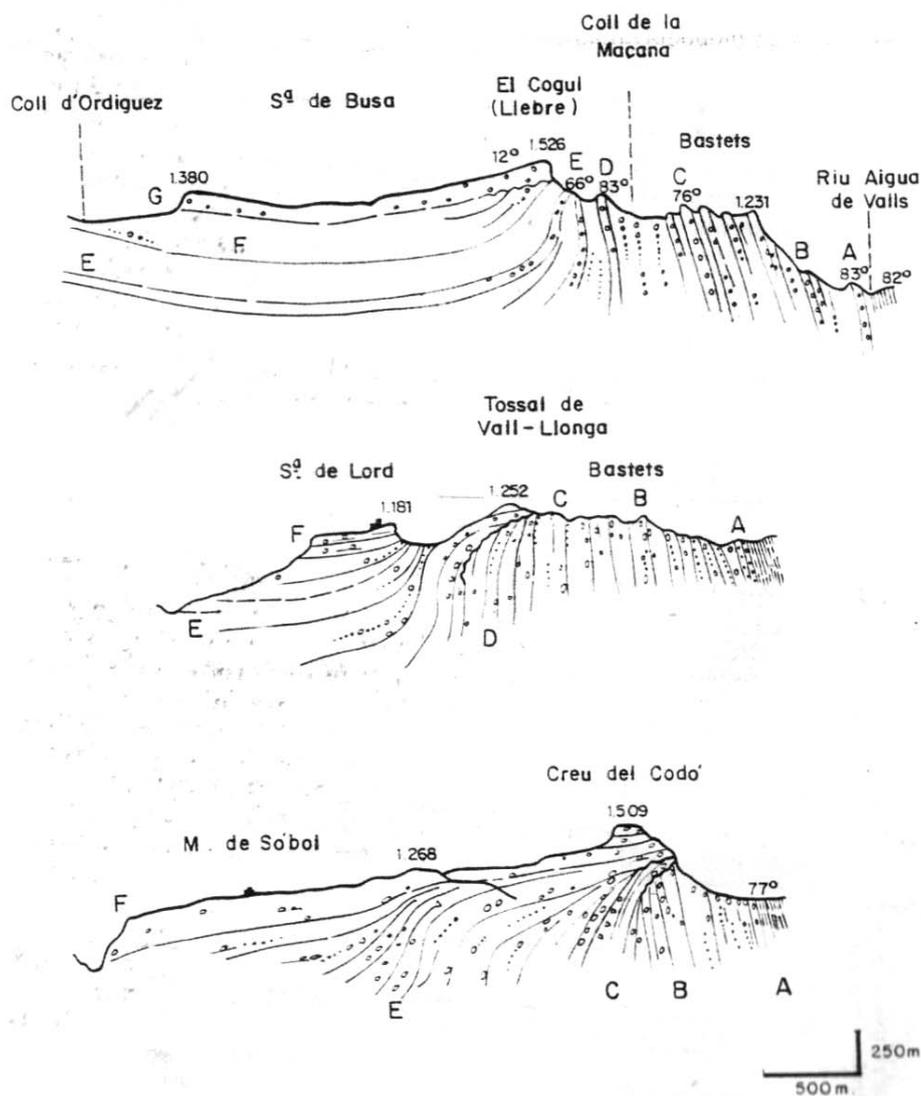


Fig. 7. Cortes seriados del alto Cardener, indicados en la figura 6. La posición de los mismos está señalada en el mapa. Los niveles guía A a G y los números corresponden con el mapa.

Las discordancias progresivas cuando se dan en un surco-sinclinal, como en el caso de la Pobleta de Bellvei (Biro, 1937; Riba, 1976b), el flanco activo puede enfrentarse a un flanco pasivo, poco móvil. Las capas detríticas que rellenan el surco forman sobre dicho flanco pasivo una discordancia angular muy notoria, fosilizando paleorrelieves, de tipo *onlap* escalante, y salvando un desnivel estratigráfico superior a los dos mil metros (figs. 8 y 9).

En lo que se refiere a asociaciones de discordancias, puede suceder que en un surco sinclinal existan discordancias progresivas simétricas, como sucede en los sinclinales de las Sierras Exteriores pirenaicas de Arguís y Belsué (Puigdefábregas, 1975, figs. 5 y 7). En anticlinales vergentes, las discordancias progresivas se desarrollan preferentemente en los flancos más inclinados o cobijantes, por ejemplo en el anticlinal de Boltaña (Puigdefábregas, 1975, fig. 12); o en los flancos encarados al NE. del Aptiense de Utrillas-Escucha con el abanico lignitífero. Las discordancias progresivas, como sucede en los ejemplos mencionados, producen pliegues supra-atenuados, tanto en los sinclinales como en los anticlinales. La asimetría de desarrollo

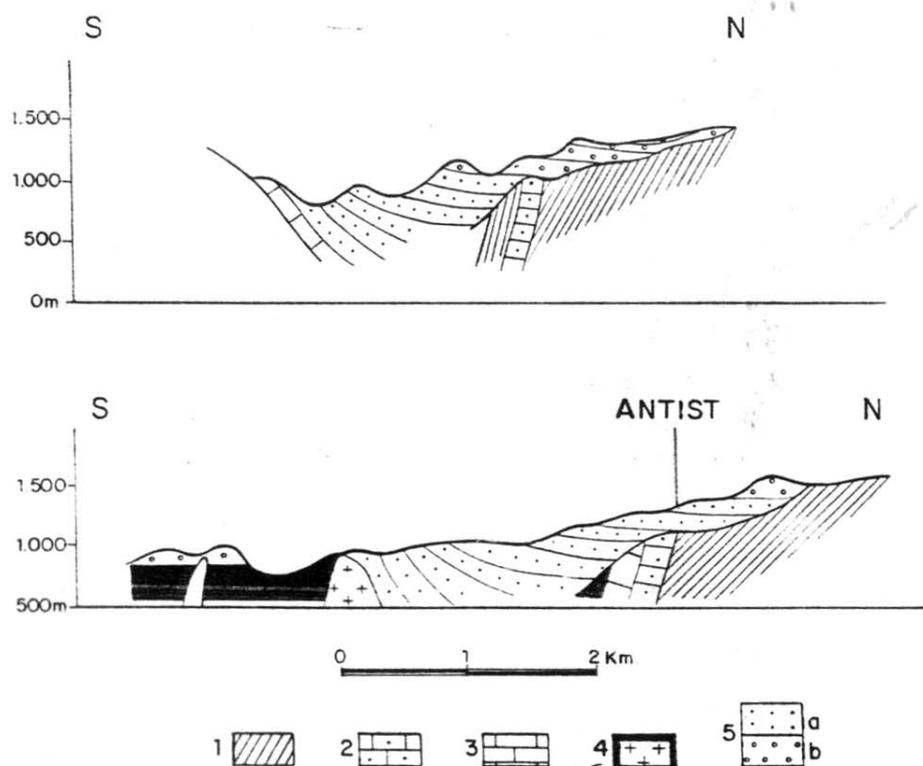


Fig. 8. Cortes esquemáticos del surco sinclinal terciario de la Pobleta de Bellvei (Pallars Jussà: prov. de Lleida), según Biro (1937). Obsérvese el gran desarrollo de la serie en *onlap* escalante de flanco pasivo, en la vertiente norte de la cubeta sinclinal, la cual fosiliza un paleorrelieve. Leyenda: 1: Zócalo antiguo. 2: Permotrias. 3: Muschelkalk. 4: Keuper con ofitas. 5: Conglomerados oligocenos: a. bien cementados; b. id. mal cementados.

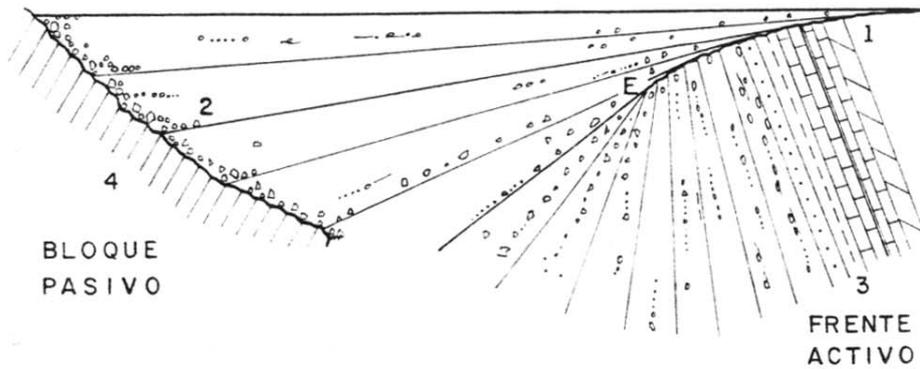


Fig. 9. Modelo de discordancia progresiva de frente activo (véase explicación en el texto). El desarrollo del flanco pasivo no es esencial en este modelo. 1: Discordancia angular sintectónica de frente activo. 2: Discordancia angular sintectónica de frente pasivo, por onlap escalante. 3: Serie preorogénica. 4: Substrato indiferenciado y relieve fosilizado por la serie sintectónica.

acarrea además traslaciones notorias de ejes sinclinales. Véanse otros ejemplos notorios en Kind (1967), De Jong (1971), García-Ramos *et al.* (1982), Alonso (1982).

Como hacía notar Riba (1976a y b) existen en el dominio de las discordancias progresivas verdaderos *pasos laterales de discordancia* (discordancia angular-discordancia progresiva - concordancia), cosa visible en la cartografía y fotografía aérea, siguiendo longitudinalmente los niveles-guía.

3.4. Modelo de discordancia progresiva en fallas transcurrentes

En el Atlas Medio, región de Buleman (Marruecos), existe una depresión alargada, orientada NE.-SW. que constituye una cuenca «pull-apart» con un sistema de fallas transcurrentes sinsedimentarias que afectan a la cobertera meso-cenozoica. Ha sido estudiada por Duée *et al.* (1977) y Fedan (1980). La falla de dirección («décollement», «strike-slip fault») tiene una componente vertical, y contra la misma se ha sedimentado la cobertera, originando varias discordancias progresivas superpuestas con abanicos al estilo del Pirineo catalán. Lo que tiene de notable es que, a causa del movimiento siniestro del accidente, a partir del Bathoniense, las cuñas detríticas se doblaron hacia arriba, un doblar como si fuera una terminación periclinal de un sinclinal (ellos hablan de «crochons» o ganchos sinclinales). Es decir que después de la torsión sinclinal, las capas se verticalizaron progresivamente contra el accidente y paralelamente a éste. La torsión de las capas, en hemicyclo, da cuenta del sentido de desplazamiento del compartimiento adyacente (fig. 13). Un ejemplo parecido se encuentra en California (Howell *et al.*, 1980).