

**Zeitschrift:** Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société  
**Herausgeber:** Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève  
**Band:** 38 (1985)  
**Heft:** 1

**Artikel:** La chaîne alpine des Ibérides (Espagne) : un exemple d'évolution sédimentaire et tectonique intraplaque  
**Autor:** Canerot, Joseph  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-740465>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 06.02.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# LA CHAÎNE ALPINE DES IBÉRIDES (ESPAGNE): UN EXEMPLE D'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET TECTONIQUE INTRAPLAQUE

PAR

**Joseph CANEROT**<sup>1</sup>

**MOTS CLÉS:** Cycle alpin — Sédimentation et tectonique — Orogène intraplaque — Ibérie — Ibérides — Espagne.

## RÉSUMÉ

L'évolution sédimentaire et tectonique des Ibérides (Chaîne ibérique et Chaîne catalane) est étroitement liée aux déformations de la plaque ibérique (ou Ibérie) dans son ensemble. Ces déformations ont été commandées par les mouvements rotationnels relatifs des plaques ouest européenne et africaine. Elles se sont traduites par des coulissemements le long des cassures fondamentales N 140 et N 60 qui, probablement depuis la fin du cycle hercynien, découpent l'Ibérie en blocs amygdalaires de dimensions variables. C'est ainsi que les déplacements de la plaque africaine, successivement vers le SE, l'Est, le NE et le Nord, ont déterminé la création du rift ibérique au Trias et au Jurassique, sa conversion en un sillon complexe, de type aulacogène, au Crétacé inférieur et sa fermeture au Crétacé supérieur (période anté-orogénique). De même la collision fini-crétacée et tertiaire des plaques africaine, ouest-européenne et ibérique s'est accompagnée de l'écrasement de cette dernière, entraînant la surrection des Ibérides et leur plissement par réactivation des coulissemements sur les anciennes cassures N 140 et N 60, puis l'ouverture probable du Golfe de Valence (périodes syn et post-orogéniques).

L'évolution géodynamique des Ibérides implique néanmoins des mouvements de faible amplitude qui confèrent à la chaîne les caractères d'un orogène intraplaque.

## ABSTRACT

The sedimentary and tectonic evolution of the Iberides (Iberian and Catalanian Ranges) is closely linked to the deformations of the entire Iberian plate. These deformations have been controlled by the relative rotational movements of the African and West-European plates. They have generated N 140 and N 60 strike slip faults which cut up Iberia into amygdaloid, different-sized blocks. For this reason, the movements of the African plate, successively towards the SE, the East, the NE and the North, induced the creation of the Iberian rift during the Triassic and the Jurassic times, then its conversion into a complex aulacogenic-type trough during the lower Cretaceous times and its upper Cretaceous closure (ante-orogenic period). In the same way, the late Cretaceous and tertiary collision between Africa, Western Europe and Iberia induced first the crushing of the last plate, then the raising of the Iberides and their folding along the reactivated N 140 and N 60 strike slip faults (tectonogenic period), and at last, the opening of the Valencia rift (post-orogenic period).

Nevertheless, the geodynamic evolution of the Iberides implies small movements of continental adjoining blocks characterizing an intraplate orogen.

<sup>1</sup> Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, 39, Allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex.

## RESUMEN

La evolución sedimentaria y tectónica de los Iberides (Cordilleras ibérica y catalana de los autores) fue estrechamente ligada a las deformaciones de la placa ibérica (o Iberia) en su conjunto. Estas deformaciones fueron ordenadas por los movimientos rotacionales relativos de las placas oeste-europea y africana. Se traducen por desplazamientos laterales a lo largo de las fallas tardi-hercínicas N 140 y N 60, cortando Iberia en bloques de tamaño muy variable. Así, los movimientos de África, sucesivamente hacia el SE, el Este, el NE y el Norte, determinaron la creación del rift ibérico en el Triásico y el Jurásico, su evolución en una fosa compleja, de tipo aulacogénico, en el Cretácico inferior y su cierre definitivo en el Cretácico superior (período ante-orogénico). De la misma manera, la colisión fini-cretácica y terciaria entre África, oeste-Europa y Iberia produjo el aplastamiento de esta última, levantándose y plegándose los Iberides, con remobilizaciones de las antiguas fracturas de desgarre N 140 y N 60 (período tectorogénico), y, por último, la probable apertura del Golfo de Valencia (período post-orogénico).

La evolución geodinámica de los Iberides induce sin embargo desplazamientos de baja amplitud, confiriendo a la cadena los caracteres de un orogénio intraplaca.

## I. INTRODUCTION

*(Ibérídes et domaine ibérique)*

La Chaîne des Ibérídes, ici considérée, comprend [J. Canérot, 1979; P. Viallard, 1980] l'ensemble des orogènes ibérique et catalan des auteurs, ensemble qui s'allonge sur 500 km environ, avec une direction NW-SE, entre les bassins du Taje et du Douro au SW et celui de l'Ebre au NE. Son unité lui est essentiellement conférée par une évolution sédimentaire et tectonique propre, liée à son caractère d'orogène intraplaca.

11 — Soc. physique - art. Canerot - pp. 2 ss.

Ainsi définies, les Ibérídes ne correspondent qu'à une partie du domaine ibérique. Ce dernier intéresse en effet (fig. 1) la vaste zone d'orientation approximative W-E qui s'appuie à l'Ouest sur la Meseta Ibérique et s'allonge entre les complexes orogéniques pyrénéen au Nord et bétique au Sud, englobant à l'Est, au-delà de la Chaîne catalane, Minorque (C) et une grande partie de l'ensemble insulaire corso-sarde (C') et s'articulant avec les domaines pyrénéen au NW et bétique au Sud, respectivement par l'intermédiaire des zones de transition celtibérique (A) et prébétique (B). Tous ces secteurs présentent une histoire sédimentaire et tectonique commune au Mésozoïque, durant la période d'individualisation et d'évolution, au sein de la plaque «macro-ibérique», de la marge passive ouest-téthysienne. Ils ont ensuite, au cours du Tertiaire, connu des fortunes diverses en liaison, d'une part avec l'ouverture du bassin baléaro-provençal qui a éloigné de la plaque ibérique s. st. nouvellement individualisée, successivement, la Corse et la Sardaigne, puis les Baléares [M. Durand-Delga, 1981; M. Lemoine, 1984; O. Riba, 1981] et d'autre part avec les tectogénèses pyrénéenne

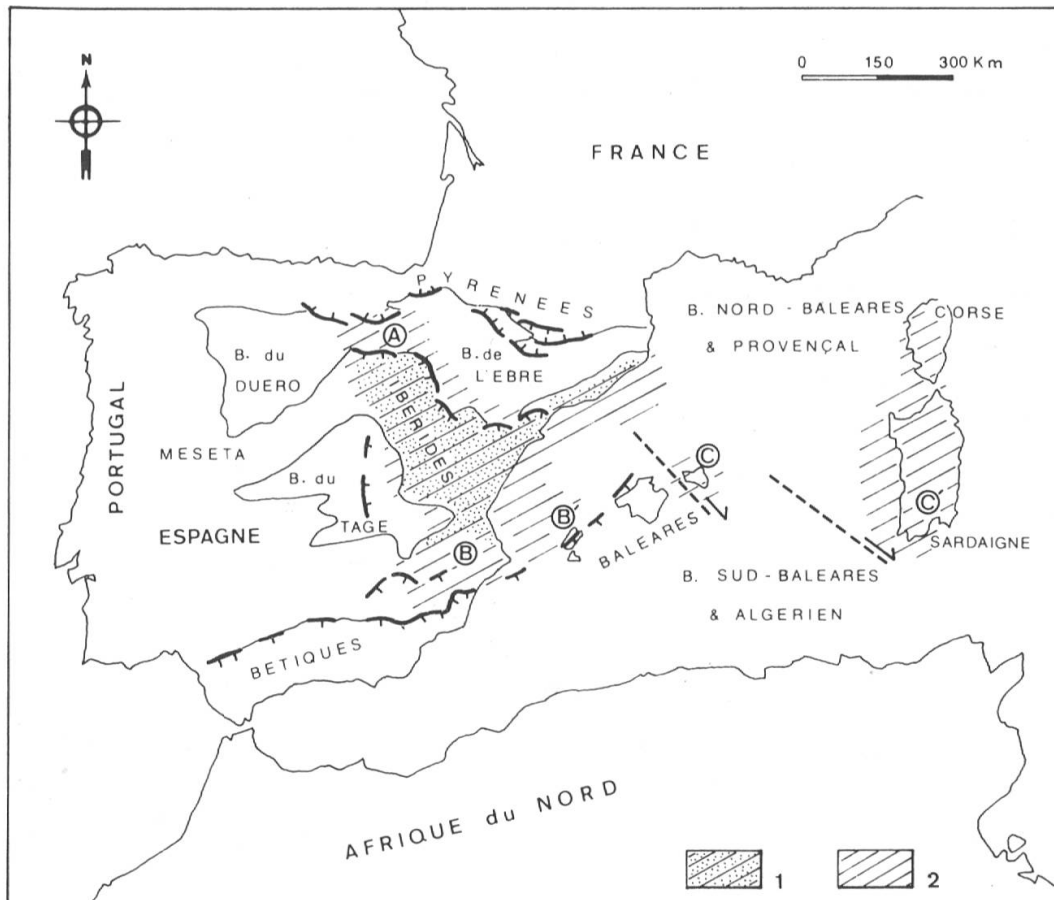


FIG. 1.

Localisation de la Chaîne des Ibérides (1) et extension du Domaine Ibérique (2). Remarquer la position:  
 — des zones de transition entre Ibérides et Pyrénées (zone celtibérique A) et entre Ibérides et Bétiques (zone prébétique B);  
 — de Minorque C et du bloc corso-sarde C', séparés de la Péninsule ibérique (et des Ibérides) à la suite de l'ouverture, au Paléogène, du Bassin Nord-Baléaire et Provençal.

et bétique qui ont affecté respectivement les zones celtibérique (chevauchement sud-pyrénéen de P. Rat, 1983) et subbétique (chevauchement d'Alicante-Ibiza et Majorque in E. Fourcade *et al.*, 1982).

La présente note n'intéressera donc que la partie péninsulaire, intraplaque s. st. du domaine ibérique, qui porte la chaîne des Ibérides. Faisant suite à un exposé au 27<sup>e</sup> Congrès Géologique International de Moscou [J. Canérot, 1984], elle a pour objet:  
 — de préciser les principales étapes du cycle alpin de cette chaîne;  
 — de rechercher le rôle et l'influence des processus géodynamiques majeurs: eustatisme et tectonique, durant cette période;  
 — enfin de montrer dans quelle mesure le cycle des Ibérides peut s'inscrire dans le cadre de l'évolution de la plaque ibérique dans son ensemble.

## II. LES ÉTAPES DU CYCLE ALPIN DES IBÉRIDES

L'évolution tecto-sédimentaire des Ibérides comporte, à partir de la fin du Paléozoïque (Stephano-Permien), trois périodes successives [J. Canérot, 1983].

### A. PÉRIODE ANTÉ-OROGÉNIQUE (Permien-Sénonien)

*(Création et évolution, en domaine ibérique, de la marge passive ouest-téthysienne)*

Elle peut à son tour être divisée en quatre stades évolutifs successifs, correspondant à autant de séquences (mégaséquences) de dépôt, séparées les unes des autres par des discontinuités sédimentaires d'extension régionale \*.

#### 1. Stade I. Séquence JT1 (Permien-Carixien)

*(Rifting précoce)*

Cette première séquence s'apparente à un cycle sédimentaire comportant (fig. 2 et 3), en discordance sur le socle hercynien (discontinuité D1 de type 1), des molasses conglomératiques et gréseuses, puis des carbonates et enfin des évaporites. Ces dépôts, auxquels sont localement associées des volcanites, s'effectuent dans des bassins losangiques en extension (ou transtension), dissymétriques, parfois assimilés à des demi-graben et limités par des zones de failles d'orientation N 140 et N 60 dominante, héritées de la période hercynienne tardive. Ils s'organisent en séquences secondaires de comblement, caractérisant des environnements continentaux (molasses disposées en cônes de piedmont ou plaines alluviales), lagunaires (playas évaporitiques, sebkha côtières) ou marins internes (rampes carbonatées biogènes). Les prismes sédimentaires occupent tout d'abord (Permien-Anisien) des fossés intramontagneux [A. Gandin *et al.*, 1982; C. Virgili *et al.*, 1983], puis s'étalent progressivement, tant vers l'Ouest et le NW que vers le SE, par «onlapping» bordier, lors des transgressions anisienne et sinémurienne. La polarité sédimentaire est téthysienne (SE) au Trias et atlantique (NW) au début du Lias.

Des déplacements synsédimentaires d'origine halocinétique indiquent, au moins localement [J. Canérot *et al.*, 1984a], des pentes vers le SE, traduisant le jeu probable en failles normales des accidents N 60.

\* 5 types principaux de discontinuités peuvent être distingués dans la série post-hercynienne des Ibérides, en fonction de leurs effets sur la sédimentation:

- type 1: discordance angulaire, émerision, changement lithologique, lacune, encroûtements;
- type 2: discordance cartographique, émerision, changement lithologique, lacune, encroûtements;
- type 3: discordance cartographique, changement lithologique, lacune, encroûtements;
- type 4: changement lithologique, lacune, encroûtements;
- type 5: changement lithologique, lacune.

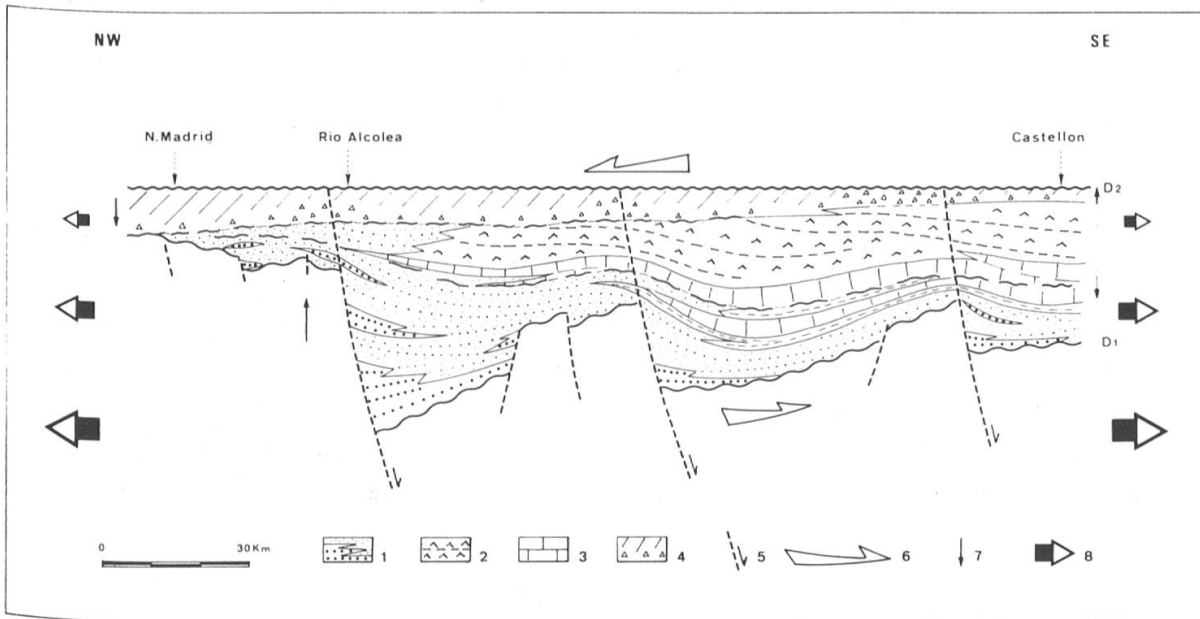


FIG. 2.

La séquence de dépôt TJI (Permien-Carixien p. p. (D'après C. Virgili *et al.*, 1983, complété).

Coupe montrant le mouvement distensif, à la faveur des failles listriques N 60.

1. Molasses intramontagneuses (Permien-Norien); 2. Evaporites (Anisien-Sinemurien);
3. Plate-forme carbonatée du Trias (Anisien-Carnien); 4. Plate-forme carbonatée (a. calcaires ou dolomies; b. brèches de dissolution) du début du Lias (Hettangien-Carixien p. p.)
5. Failles listriques syn-sédimentaires; 6. Polarité sédimentaire;
7. Mouvements verticaux relatifs (la longueur de la flèche est proportionnelle à l'intensité du mouvement);
8. Distension probable (la longueur de la flèche est proportionnelle à la valeur du déplacement horizontal).

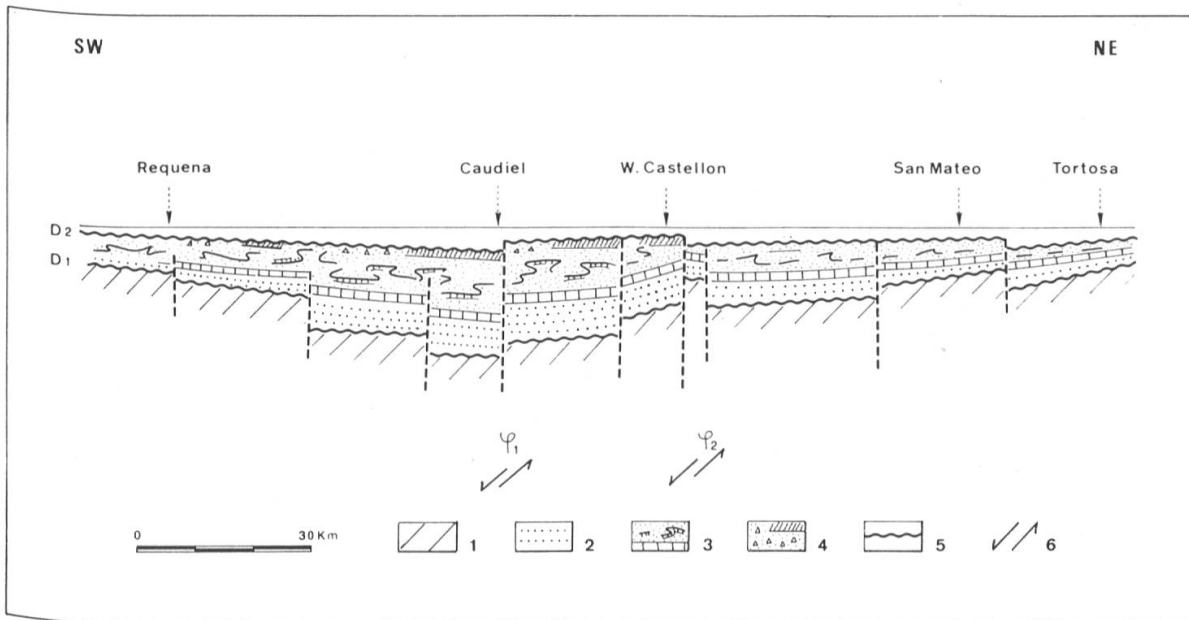


FIG. 3.

La séquence de dépôt TJI (Permien-Carixien p. p.).

Coupe montrant la transtension sénestre majeure suivant les failles N 140.

1. Substrat hercynien; 2. Permien-Anisien: molasses; 3. Anisien-Norien: carbonates et évaporites;
4. Hettangien-Carixien p. p.: carbonates et brèches de dissolution; 5. Transgression carixienne;
6. Décrochements sénestres syn-sédimentaires N 140;  $\varphi_1$ : faille de Caudiel;  $\varphi_2$ : faille d'Ateca-Castellon.

## 2. Stade II. Séquences J2-J3 (Carixien-Valanginien)

*(Rifting jurassique. Marge passive ouest-téthysienne.  
Décrochements sénestres N 140 probables. Failles N 60 normales)*

Au-dessus de la discontinuité intra-carixienne D2 (type 2), la sédimentation du Lias moyen et supérieur et du Dogger (mégaséquence J2), devenue franchement marine, carbonatée, s'organise en séquences de comblement (marno-calcaire → calcaire) séparées les unes des autres par des discontinuités secondaires (type 4), notamment dans le Pliensbachien, le Toarcien, le Bajocien et le Callovien [H. Mensink und P. Mertmann, 1984]. Ces séquences traduisent la création, probablement par transtension, avec décrochement sénestre dominant suivant la direction N 140 et effondrement le long des failles listriques N 60 [J. Canérot, 1983], de la marge passive ouest-téthysienne des Ibérides (fig. 4 et 5). La transtension s'accompagne localement (Caudiel) d'un volcanisme basique [F. Orti Cabo y R. Vaquer Navarro, 1980] et de mouvements halocinétiques synsédimentaires [J. Canérot *et al.*, 1984b].

Durant le Lias, la polarité est nettement atlantique à l'Ouest, dans le bassin nord-ibérique et téthysienne à l'Est, dans le bassin sud-catalan (fig. 14). Elle apparaît mixte, puis téthysienne au Dogger, la plate-forme carbonatée nouvellement individualisée se trouvant alors bordée par un talus turbiditique à la hauteur de Majorque [M. Alvaro *y al.*, 1983].

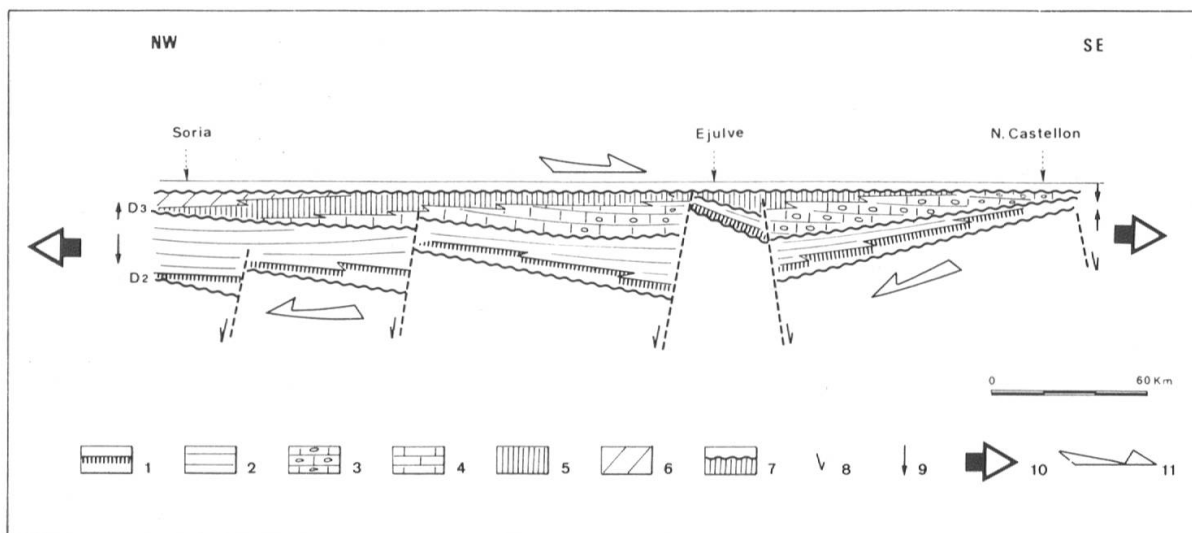


FIG. 4.

La séquence de dépôt J2 (Carixien-Callovien). Coupe montrant le mouvement distensif, à la faveur des failles N 60.

1. Lias moyen-supérieur calcaire: plate-forme externe;
2. Lias moyen-supérieur marneux: bassin;
3. Dogger: plate-forme externe-calcaires à silex;
4. Dogger: plate-forme externe-calcaires à filaments;
5. Dogger: plate-forme moyenne-calcaires bioclastiques et oolithiques;
6. Dogger: plate-forme carbonatée interne;
7. Transgression oxfordienne;
8. Failles listriques syn-sédimentaires;
9. Mouvements verticaux relatifs;
10. Distension probable;
11. Polarité sédimentaire.

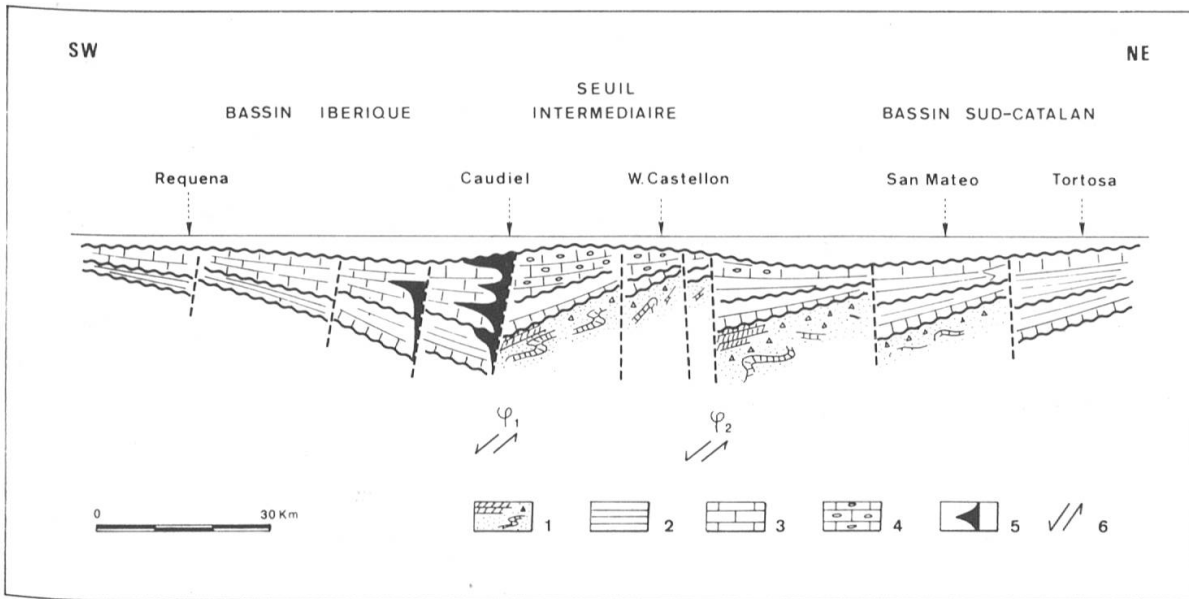


FIG. 5.

La séquence de dépôt J2 (Carixien-Callovien). Coupe montrant la transtension sénestre majeure suivant les failles N 140.

1. Hettangien-Carixien p. p.: carbonates et brèches de dissolution;
  2. Carixien p. p.-Bajocien: bassin marneux; 3. Carixien p. p.-Callovien: plate-forme carbonatée externe;
  4. Dogger: calcaires à rognons siliceux; 5. Volcanisme de Caudiel; 6. Décrochements syn-sédimentaires sénestres N 140; X: discontinuité secondaire intra-toarcienne;
- $\varphi_1$ : faille de Caudiel;  $\varphi_2$ : faille d'Ateca-Castellon.

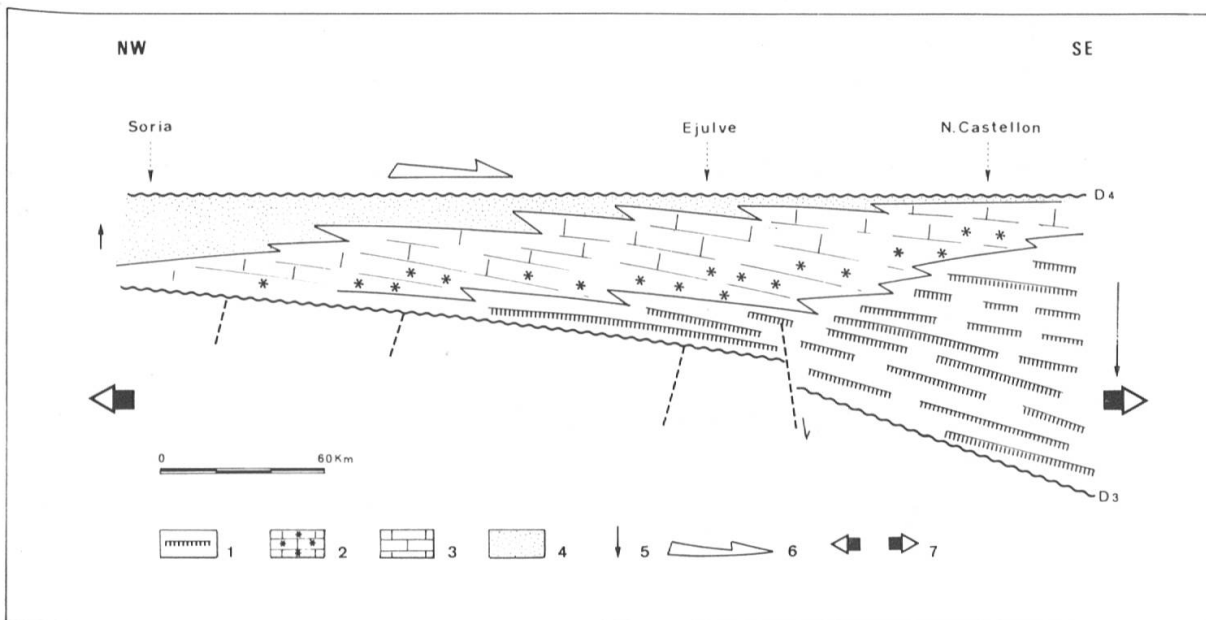


FIG. 6.

La séquence de dépôt J3 (Oxfordien inf.-Valanginien sup.). Coupe montrant l'évolution des faciès sur la rampe carbonatée de la marge ouest-tethysienne des Ibérides.

1. Plate-forme externe carbonatée; 2. Plate-forme moyenne sub-récifale; 3. Plate-forme interne carbonatée;
4. Carbonates margino-littoraux; 5. Mouvements verticaux relatifs; 6. Polarité sédimentaire; 7. Distension.



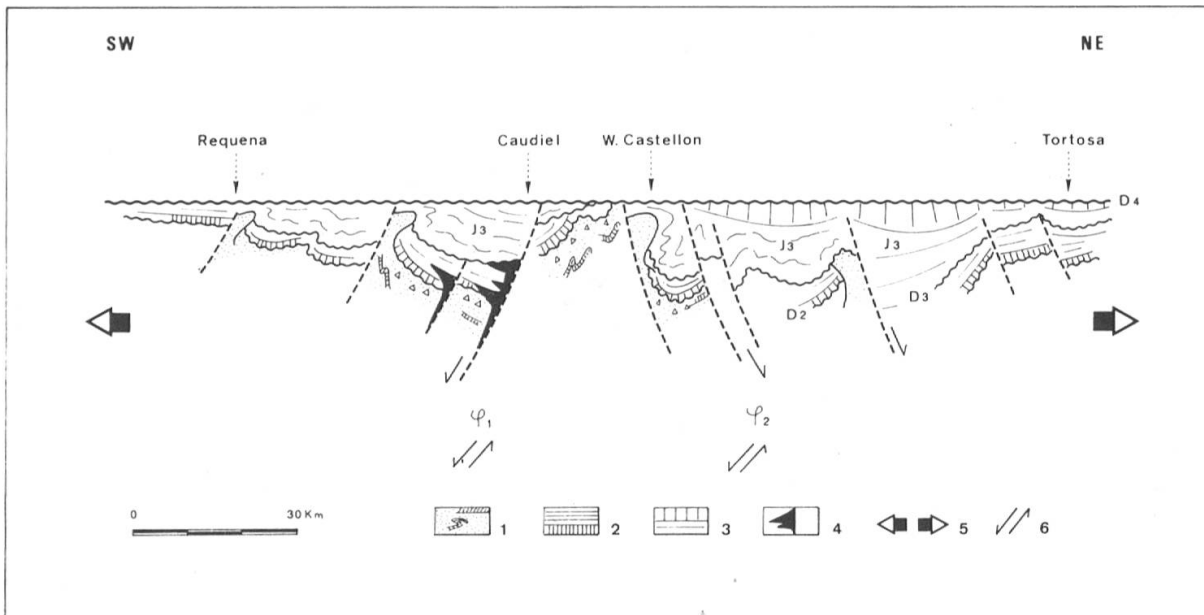


FIG. 7.

La séquence de dépôt J3 (Oxfordien inf.-Valanginien sup.). Coupe montrant la distension, jointe au décrochement sénestre N 140 majeur, dans la partie orientale des Ibérides.

1. Séquence JT1 (Trias-Carixien p. p.); 2. Séquence J2 (Carixien p. p.-Callovien); Séquence J3 (Oxfordien-Valanginien) couronnée par la puissante formation des calcaires du Crétacé basal, au Nord de Castellon; 4. Volcanisme du Lias et du Dogger; 5. Distension probable; 6. Décrochements syn-sédimentaires sénestres N 140;  $\varphi_1$ : faille de Caudiel;  $\varphi_2$ : faille d'Ateca-Castellon.

La sédimentation, interrompue vers la fin du Callovien (discontinuité D3 de type 2), reprend dès l'Oxfordien inférieur ou moyen [K. Benke, 1981], sur une vaste rampe carbonatée à polarité tethysienne constante. Les dépôts s'ordonnent en une mégaséquence de comblement intéressant le Kimmeridgien, le Portlandien, le Berriasien et le Valanginien inférieur et intégrant des prismes qui progradent du NW au SE (fig. 6), avec substitution progressive des terrigènes margino-littoraux aux carbonates de plate-forme interne, puis moyenne et enfin externe. Des manifestations de la tectonique halocinétique sont encore perçues, notamment dans la partie orientale du territoire d'étude (fig. 7), où des mouvements distensifs suivant les failles N 60 semblent accompagner les décrochements sénestres N 140, toujours dominants.

### 3. Stade III. Séquences C1-C2 (Valanginien-Albien)

*(Sillon de type «aulacogène» éocrétacé. Décrochements dextres N 60 majeurs. Failles listriques N 140)*

La discontinuité D4 (type 2) qui sépare régionalement les mégaséquences J3 et C1, est essentiellement liée aux mouvements néocimmériens [C. Arias, 1978; J. Canérot, 1983; A. Garcia, 1977; R. Mas, 1981]. Ces derniers conduisent au morcellement,

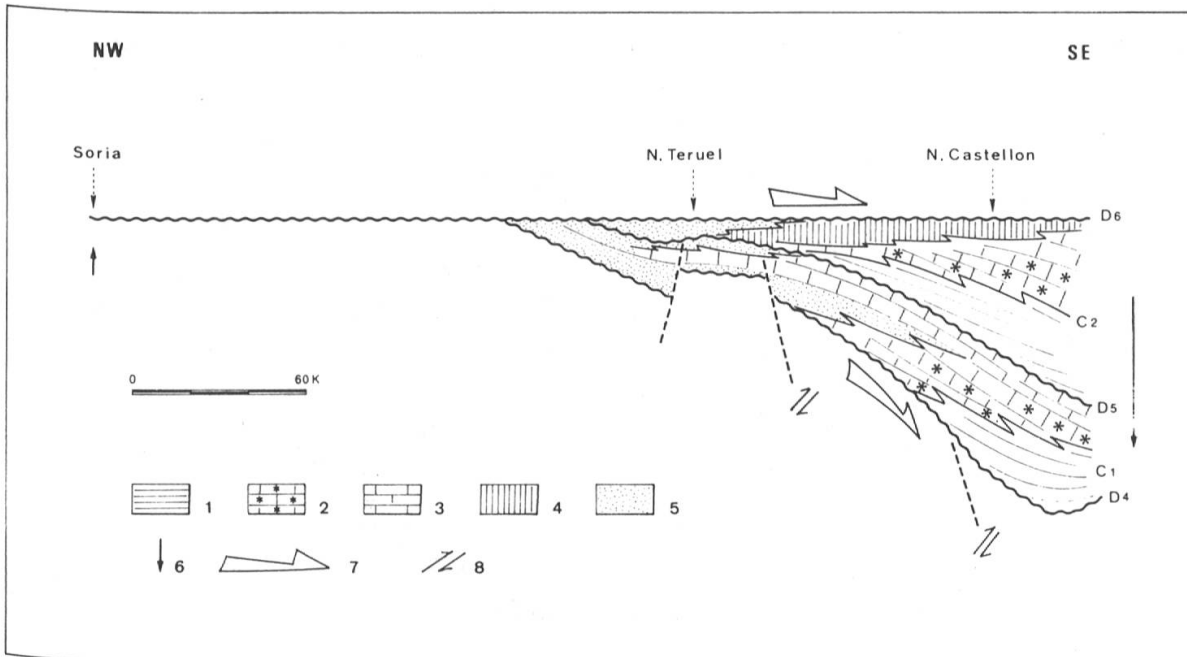


FIG. 8.

Les séquences de dépôt C1 (Valanginien sup.-Bédoulien inf.) et C2 (Bédoulien sup.-Albien moyen).  
 1. Bassin marneux; 2. Plate-forme carbonatée sub-récifale; 3. Plate-forme carbonatée; 4. Domaine margino-littoral; 5. Terrigènes; 6. Mouvements verticaux relatifs; 7. Polarité sédimentaire; 8. Décrochements dextres N 60 probables.

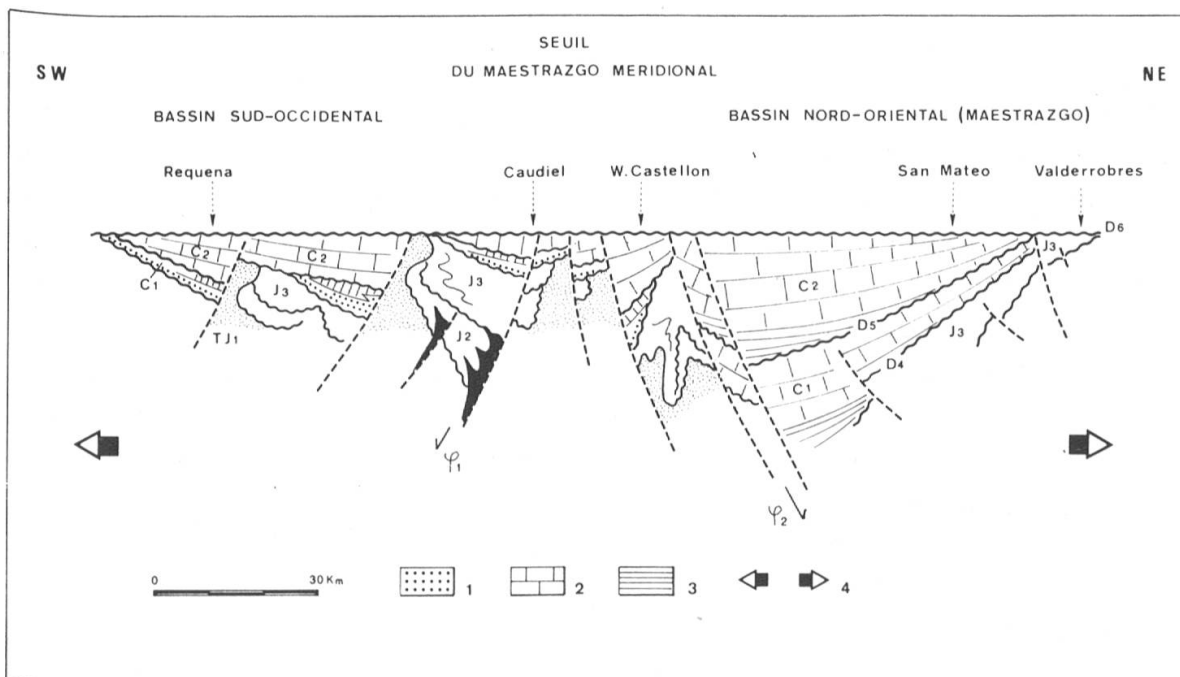


FIG. 9.

Les séquences de dépôt C1 (Valanginien sup.-Bédoulien inf.) et C2 (Bédoulien sup.-Albien moyen).  
 Coupe montrant la distension SW-NE.  
 1. Terrigènes (faciès wealdien); 2. Plate-forme carbonatée (faciès urgonien); 3. Bassin marneux; 4. Distension;  $\varphi_1$ : faille de Caudiel;  $\varphi_2$ : faille d'Ateca-Castellon.

par fracturation, de la rampe néojurassique et se traduisent par une accélération du taux de sédimentation. Les bassins nouvellement formés fonctionnent comme des «pull apart basins» (décrochements dextres N 60, majeurs à l'échelle des cuvettes sédimentaires) de dimension réduite (fig. 15). Deux mégaséquences C1 (Valanginien supérieur-Bédoulien inférieur) et C2 (Bédoulien moyen-Albien moyen), séparées par la discontinuité D5, intra-bédoulienne (type 3), caractérisent l'évolution sédimentaire. Elles englobent des terrigènes (faciès wealdien) et des carbonates (faciès urgonien) et traduisent (fig. 8) l'extension centrifuge de l'aire de dépôt (onlap côtier), puis son comblement progressif. La polarité demeure, comme au cours du Jurassique supérieur, constamment tethysienne. La sédimentation, parfois très active (3000 m dans le bassin du Maestrazgo d'après R. Salas, 1984), a été, semble-t-il, favorisée par le jeu distensif des failles N 140, telles les failles d'Ateca-Castellon (fig. 9), devenues listriques.

L'aire de dépôt correspond ainsi à une gouttière complexe qui a été assimilée à un sillon de type «aulacogène» [M. Alvaro *y al.*, 1979], notamment en raison de sa position oblique par rapport au rift adjacent est-baléare, particulièrement actif durant le Mésozoïque.

#### 4. Stade IV. Séquences C3 et C4 (Albien-Sénonien)

##### *(Rampes stables du Crétacé supérieur)*

Deux grandes unités de dépôt caractérisent le Crétacé supérieur ibérique. La première (séquence C3 de l'Albien supérieur-Cénomaniens supérieur), marque l'installation généralisée de la plate-forme carbonatée qui accompagne la «transgression cénomaniennne». Elle comporte tout d'abord, au-dessus de l'importante discontinuité D6 (type 1), diverses séquences (mésoséquences) de tendance transgressive, englobant des terrigènes et des carbonates. Cette tendance se trouve soulignée par un onlap vers le NW des sables et grès continentaux ou margino-littoraux de l'Utrillas sur un substrat de plus en plus ancien (Albien à Paléozoïque). Vient ensuite [A. Garcia *y al.*, 1984] une séquence de comblement, composée essentiellement de calcaires infralittoraux et de dolomies infra à supratidales.

Ces dépôts recouvrent une rampe stable, à polarité tethysienne permanente (fig. 10).

La deuxième unité (C4: Turonien-Maastrichtien) est séparée de la précédente par la discontinuité D7, de type 3. Elle correspond à une mégaséquence de comblement, formée de prismes sédimentaires qui migrent cette fois du SE au NW, conférant ainsi à la plate-forme fini-crétacée une polarité atlantique nette. La nature des dépôts (carbonates de plate-forme externe, moyenne, interne ou margino-littoraux, puis continentaux) et leur organisation portent la marque des fluctuations eustatiques des nappes

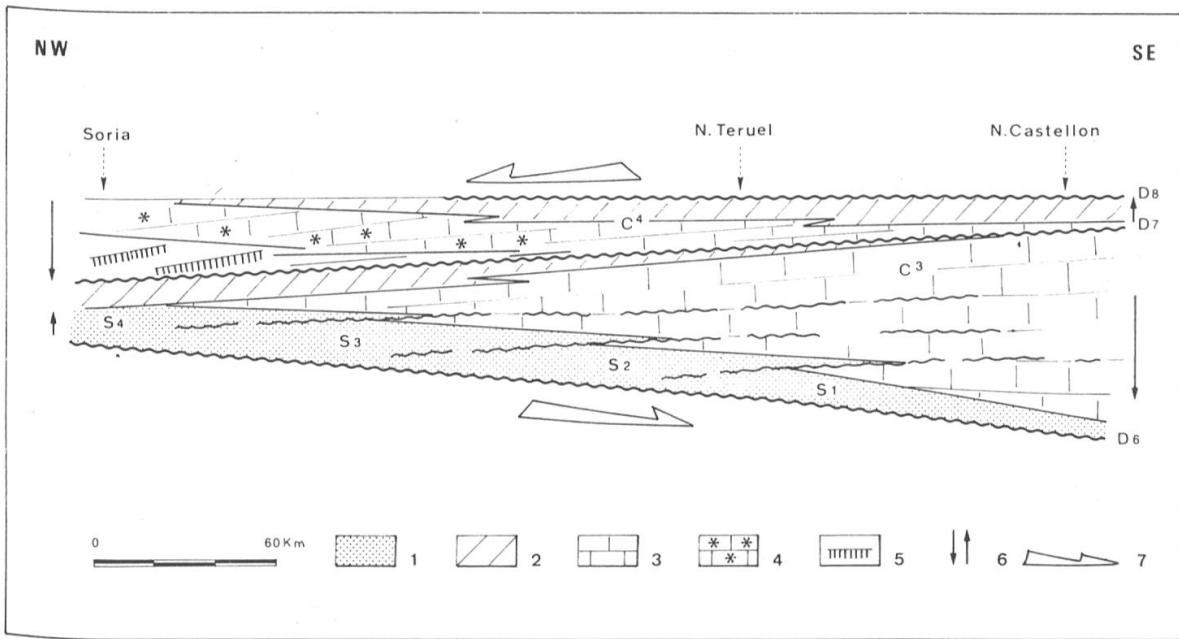


FIG. 10.

Les séquences de dépôt C3 (Albien sup.-Cénomanién sup.) et C4 (Turonien-Maastrichtien).

Noter l'inversion de polarité sédimentaire au Turonien.

1. Terrigènes continentaux (Utrillas) et margino-littoraux (grès du Maestrazgo);
2. Carbonates (calcaires et dolomies) margino-littoraux;
3. Plate-forme carbonatée interne;
4. Plate-forme carbonatée moyenne, sub-récifale;
5. Plate-forme carbonatée ou marneuse, externe;
6. Mouvements verticaux relatifs;
7. Polarité sédimentaire. s1, s2, s3, s4, méso-séquences au sein de la mégaséquence C3.

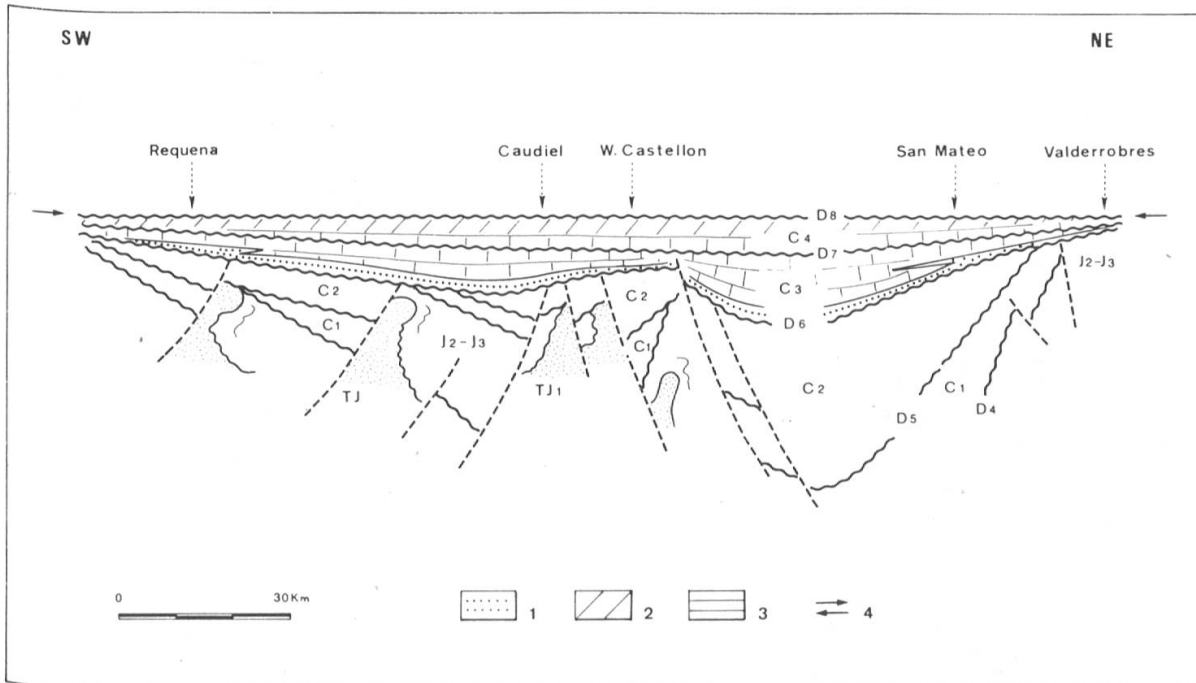


FIG. 11.

Les séquences de dépôt C3 (Albien sup.-Cénomanién sup.) et C4 (Turonien-Maastrichtien). La coupe montre le ralentissement de la subsidence puis, à la fin du Crétacé, le passage du régime distensif mésozoïque au régime compressif cénozoïque (compression N-S).

1. Terrigènes continentaux (Utrillas) et margino-littoraux;
2. Carbonates (calcaires et dolomies) margino-littoraux;
3. Plate-forme carbonatée;
4. Mouvements horizontaux relatifs (compression N-S).

d'eau. Néanmoins l'inversion turonienne de polarité est probablement dépendante des serrages N-S qui se manifestent, comme nous le verrons plus loin, d'abord au SE, puis au NW, portant peu à peu la totalité du territoire d'étude à l'émergence (fig. 11 et 16).

## B. PÉRIODE TECTOROGÉNIQUE (Eocène-Oligocène-Miocène inférieur)

### *(Elaboration à sec et évolution de la chaîne plissée des Ibérides)*

Deux stades évolutifs majeurs peuvent être distingués :

#### 1. **Stade I. Serrages précoces NW-SE (Eocène)**

Au début du Tertiaire la compression, amorcée au cours du Sénonien, s'affirme, entraînant la surrection du domaine ibérique central Valence-Teruel-Soria (fig. 12). Ce dernier est alors le siège d'une importante ablation avec élaboration d'une topographie karstique. La sédimentation, continentale, ne s'effectue que sur les bordures septentrionale et méridionale du nouvel édifice structural, sous forme de prismes centrifuges, englobant des matériaux terrigènes généralement fins (plaines d'inondation), excepté en Catalogne, où s'individualisent d'imposants cônes de piedmont [P. Anadon *et al.*, 1979].

Les serrages présentent une composante régionale NW-SE dominante [J. Guimera, 1983; J. L. Simon, 1984], pouvant s'accompagner de plis NE-SW et de faibles décrochements N 140 dextres et N 60 sénestres.

#### 2. **Stade II. Compression paroxysmale N-S (Oligocène-Miocène inférieur)**

Au cours de l'Oligocène et du Miocène inférieur probable [J. L. Simon, 1984], la compression s'accroît tandis que se manifeste une composante dominante N-S à N 20 [J. Guimera, 1983]. Les anciennes fractures transtensives mésozoïques rejouent, cette fois en transpression, avec développement croissant des cisaillements N 60 (majeurs) sénestres et N 140 (mineurs) dextres. La composante compressive entraîne la formation des larges structures plissées N 130 à N 150 (plis ibériques), répartis sur l'ensemble du domaine orogénique (fig. 12). Cependant, dans les zones de bordure à couverture mésozoïque amincie (fig. 3, 5, 7, 9, 11) et largement décollée, s'individualisent des plis plus serrés. Au Nord du Maestrazgo, autrement dit sur la bordure septentrionale de l'orogène, ces plis, d'orientation W-E, en échelon, soulignent les déplacements dextres N 140 et sénestres N 60 qui accompagnent le paroxysme tectonique [J. Canérot, 1981; J. Guimera, 1983; J. L. Simon, 1981].

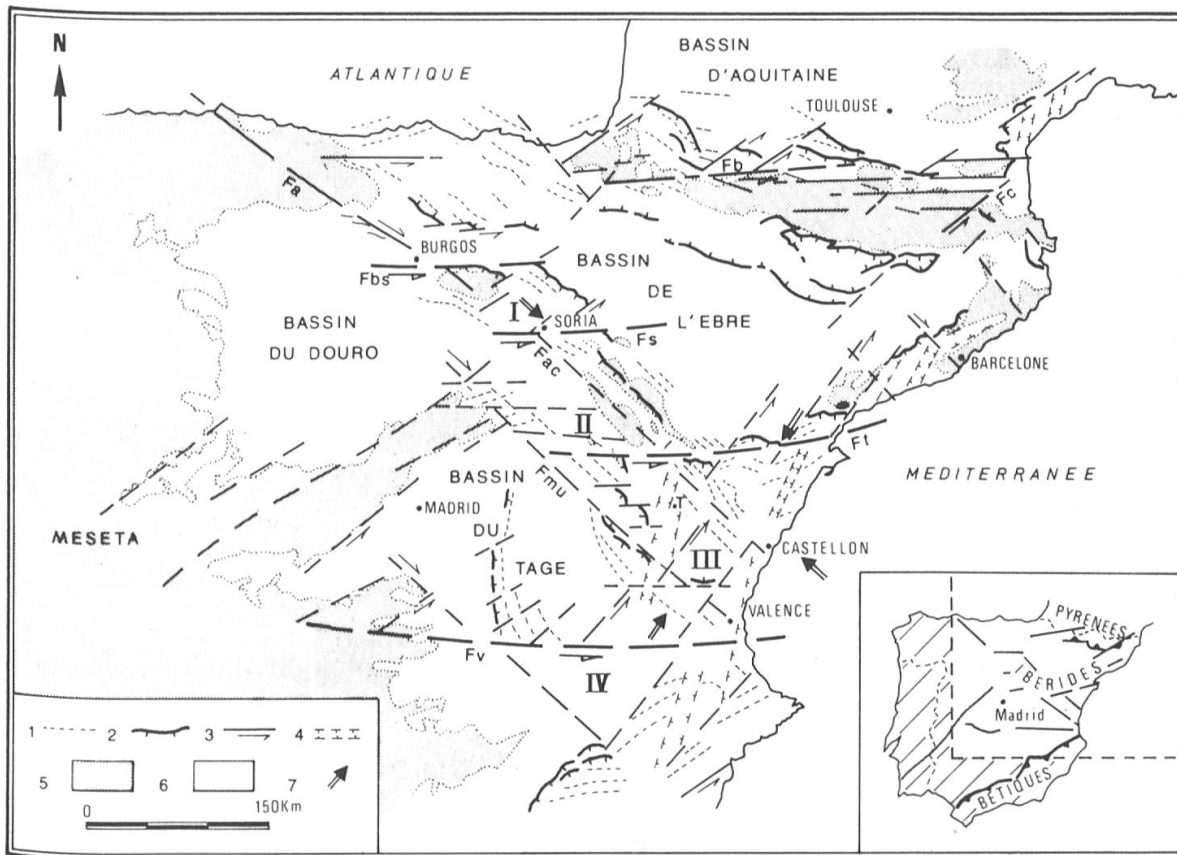


FIG. 12.

Carte structurale du NE de la Péninsule ibérique (d'après J. Canérot, P. Souquet et E. J. Debros, 1982). I. Ibérides nord-occidentales; II. Ibérides centrales; III. Ibérides sud-orientales; IV. Confins ibéro-bétiques.

1. Plis majeurs; 2. Chevauchements; 3. Décrochements; 4. Fossés littoraux; 5. Socle hercynien;

6. Couverture post-hercynienne; 7. Localisation des coupes tecto-sédimentaires (fig. 2 à 11).

Fa: failles des Asturies; Fac: faille d'Ateca-Castellon; Fb: faille de Bigorre; Fbs: faille de Burgos; Fc: faille de Catalogne; Fmu: faille des Montes Universales; Fs: faille de Soria; Ft: faille de Tarragone; Fv: faille de Valence; T: Teruel.

Les dépôts syntectoniques s'effectuent dans des bassins mobiles, «périphériques» (Bassins de l'Ebre et du Taje notamment), devenus triangulaires en raison de l'individualisation de bordures W-E où la transpression est devenue particulièrement active [J. Villena *et al.*, 1984]. Les prismes tecto-sédimentaires englobent des matériaux clastiques (cônes de piedmont, de plaines d'inondation) et carbonatés ou évaporitiques (dépressions lacustres) pouvant prograder à partir des angles d'ouverture des bassins [J. Canérot, 1983].

### C. PÉRIODE POST-OROGÉNIQUE (Miocène supérieur-Quaternaire)

#### *(Relaxation. Création du Golfe de Valence)*

Au cours du Miocène s'opère le passage progressif [J. Guimera, 1983] de la compression tectorogénique à la distension post-orogénique. Les deux régimes compressif

et distensif pourraient même être contemporains durant une longue période de «transition» [J. L. Simon, 1984].

La relaxation se traduit par l'individualisation d'un système de fossés dissymétriques, en demi-graben, sensiblement parallèles à l'actuel littoral méditerranéen, en relation probable avec le jeu sénestre des failles N 60, préexistantes. Dans le détail ont pû être distinguées [J. L. Simon, 1984] trois phases distensives, soulignées par l'élaboration de trois unités sédimentaires majeures, celles du Néogène inférieur, du Néogène supérieur et du Plio-Quaternaire.

Ces fossés se remplissent de sédiments continentaux (cônes de piedmont, vasières lacustres ligniteuses ou carbonatées) d'épaisseur extrêmement variable. Ils constituent les manifestations à terre de l'ouverture du golfe de Valence, appendice méridional tardif du bassin provençal [B. Biju-Duval *et al.*, 1978; B. Biju-Duval, 1984], qui sépare aujourd'hui l'archipel des Baléares de la Péninsule ibérique.

### III. LES FACTEURS ESSENTIELS DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Le cycle alpin des Ibérides s'est déroulé sous l'action simultanée ou successive de divers facteurs, tels l'eustatisme, la tectonique locale ou régionale, le climat et le flux de sédimentation. Dans le cadre de la présente étude, seuls les deux premiers, considérés comme facteurs dominants, seront examinés.

#### A. L'EUSTATISME

*(Bonne corrélation avec les cycles eustatiques universels, pendant la période anté-orogénique)*

Les effets des fluctuations eustatiques du niveau de la mer se font essentiellement sentir durant les temps mésozoïques (fig. 13).

C'est ainsi qu'une bonne corrélation d'ensemble entre les séquences de dépôt ibériques du Trias, du Jurassique et du Crétacé et les cycles universels, définis par P. L. Vail *et al.* [1977], à partir des données de la stratigraphie sismique, a pû être établie. On note en particulier, ici et là :

- une baisse des eaux marines au Sinémurien, au Callovien ou au Valanginien, soulignée par des lacunes couronnant des séries de tendance générale régressive,
- une élévation graduelle au Lias moyen, à l'Hauterivien-Barrémien, à l'Albien supérieur-Cénomaniens, avec disposition en onlap côtier des dépôts, au-dessus d'une surface d'érosion couvrant un intervalle diachrone, de plus en plus important à l'approche des zones de bordure,

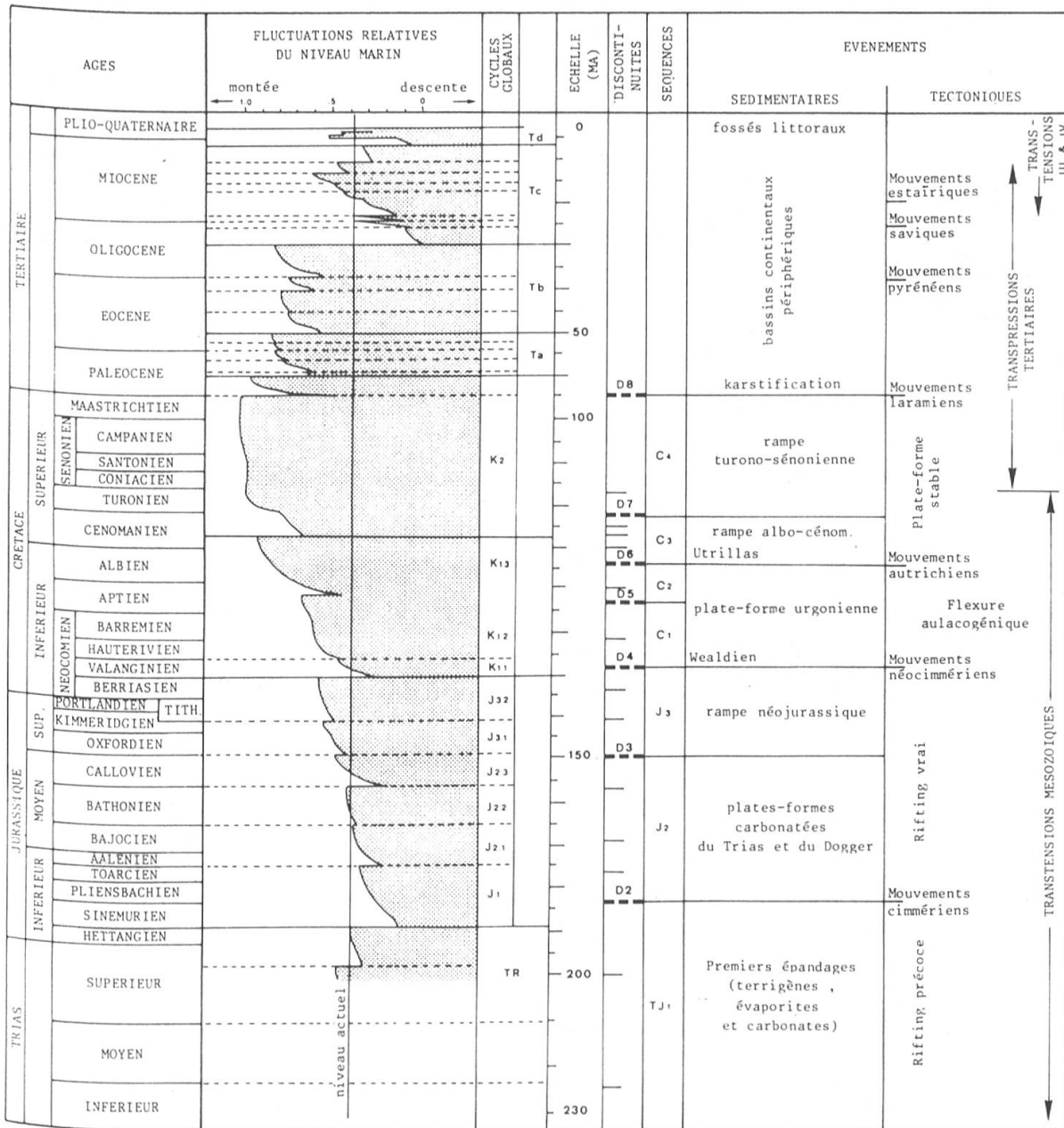


FIG. 13.

Evolution géodynamique des Ibérides au cours du cycle alpin. On remarquera:

- l'influence prédominante de l'Eustatisme durant le Mésozoïque (période anté-orogénique), soulignée par une bonne corrélation d'ensemble entre les séquences de dépôt et les oscillations générales du niveau de la mer;
- le rôle privilégié de la tectonique durant le tertiaire (période tectorogénique notamment).



— une stabilité des eaux durant le Jurassique supérieur ou le début du Sénonien, révélée par l'établissement de rampes sédimentaires recouvertes de prismes à progradation régulière vers le large.

Néanmoins quelques différences méritent d'être relevées. C'est ainsi que les discontinuités de l'Aptien supérieur et du Cénomaniens moyen, marquées sur la courbe de Vail *et al.* par un net mouvement négatif du niveau marin, n'ont pas été mises en évidence. En revanche, les ruptures sédimentaires du Valanginien supérieur, du Bédoulien moyen et de l'Albien, peu visibles dans la courbe générale, correspondent à des coupures fondamentales dans les séries ibériques. On peut voir là, semble-t-il, des adaptations locales à l'eustatisme, en relation probable avec la tectonique.

## B. LA TECTONIQUE

### *(Influence quasi permanente durant les trois périodes du cycle)*

Le cycle alpin des Ibérides porte incontestablement la marque de déformations d'origine tectonique, caractéristiques de chacune des étapes qui le constituent. Ces déformations déterminent en effet dans une large mesure la nature, la géométrie, la répartition et l'organisation interne des ensembles sédimentaires reconnus. Elles relèvent essentiellement de la distension anté et post-orogénique et de la compression synorogénique.

### 1. La distension anté-orogénique

Au cours du Trias et du Jurassique, les décrochements sénestres N 140 et les failles normales N 60 permettent le rifting précoce (stade I), puis le rifting vrai (stade II) conduisant à l'individualisation de la marge passive ouest-téthysienne. Sur l'ensemble

FIG. 14.

Esquisse de la paléogéographie du Lias moyen, dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'un déplacement sénestre de l'Ibérie vers le SE, par rapport à la plaque ouest-européenne, entraînant une distension régionale N-S.

1. Zones probablement émergées en permanence; 2. Zones temporairement émergées;
3. Plates-formes internes; 4. Plates-formes externes; 5. Mouvements décrochants;
6. Transgressions marines.

B. Barcelone; M. Madrid; T. Toulouse.

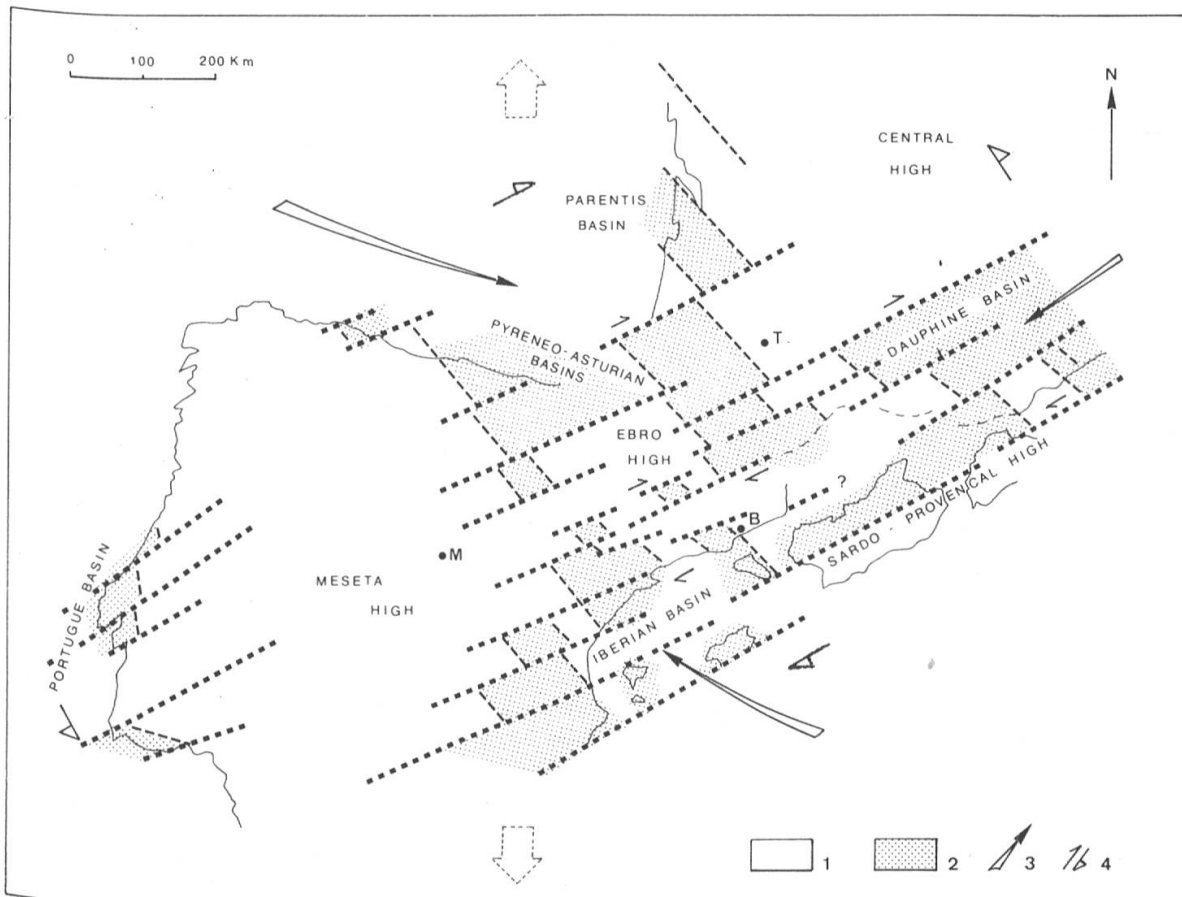
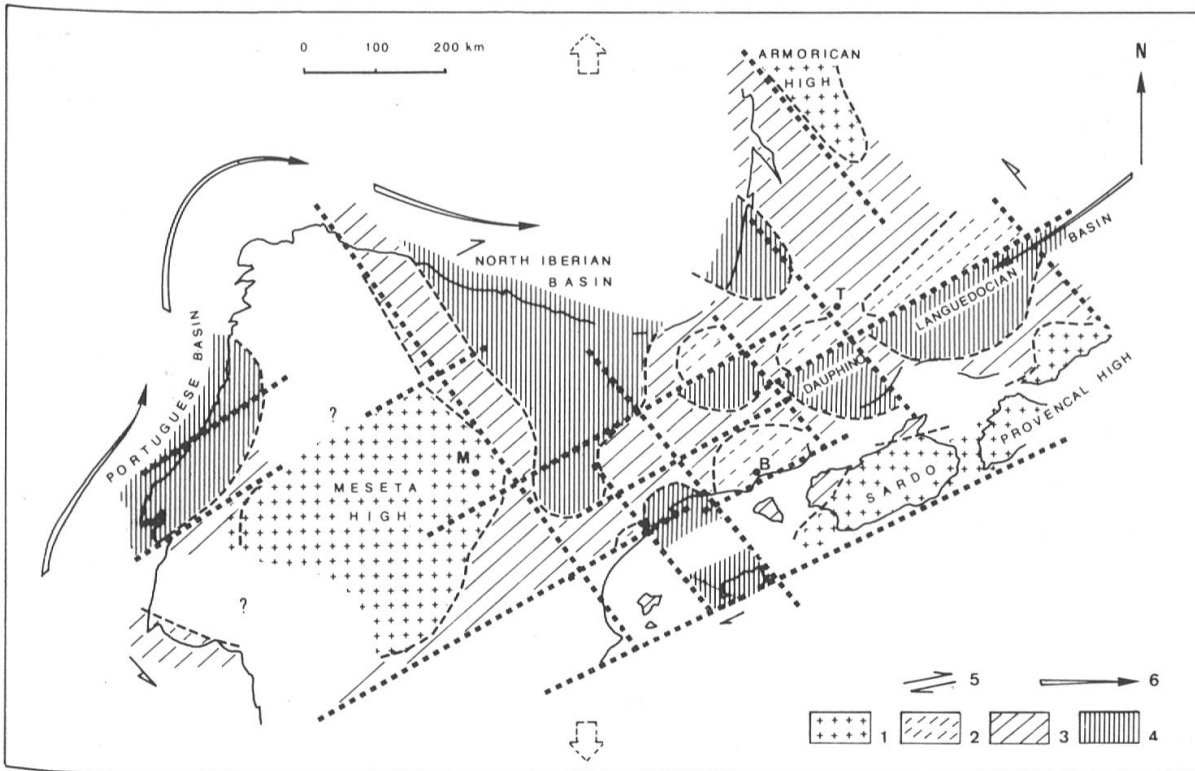
Documents consultés: Ph. Fauré (1982); J. J. Gomez (1978); J. J. Gomez y A. Goy (1979).

FIG. 15.

Esquisse de la paléogéographie de l'Aptien dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'un déplacement général sénestre de l'Ibérie vers le SE, par rapport à la plaque ouest-européenne, entraînant une distension régionale N-S. Remarquer les décrochements dextres N 60, perceptibles à l'échelle des cuvettes sédimentaires élémentaires.

1. Zones émergées; 2. Cuvettes sédimentaires; 3. Transgressions marines; 4. Mouvements décrochants.
- B. Barcelone; M. Madrid; T. Toulouse.

Documents consultés: A. Arnaud-Vanneau *et al.* (1979); B. Biju-Duval (1984); A. Garcia *y al.* (1982); J. P. Masse et J. Alleman (1982); B. Peybernès et P. Souquet (1984); P. Rat (1983); J. Rey (1982); J. Salomon (1982); L. Vilas *y col.* (1982).



du domaine ibérique, la distension résultante N-S (fig. 14) s'accompagne du basculement des blocs amygdalaires nouvellement définis, de l'émission de laves volcaniques et de la création de pentes accélérant la dissolution des évaporites et favorisant leur migration. Cette tectonique halocinétique se trouve soulignée, notamment dans la partie orientale des Ibérides [A. F. Maurin, 1984; J. Canérot *et al.*, 1984], par le décollement, le glissement et le plissement disharmonique local, synsédimentaires de la couverture jurassique sur son substrat triasique.

Dès le Crétacé inférieur, les anciens décrochements sénestres N 140 et les failles normales N 60 jouent respectivement en cassures listriques et en décrochements dextres, entraînant la création du profond sillon de type aulacogénique (fig. 15). Ce

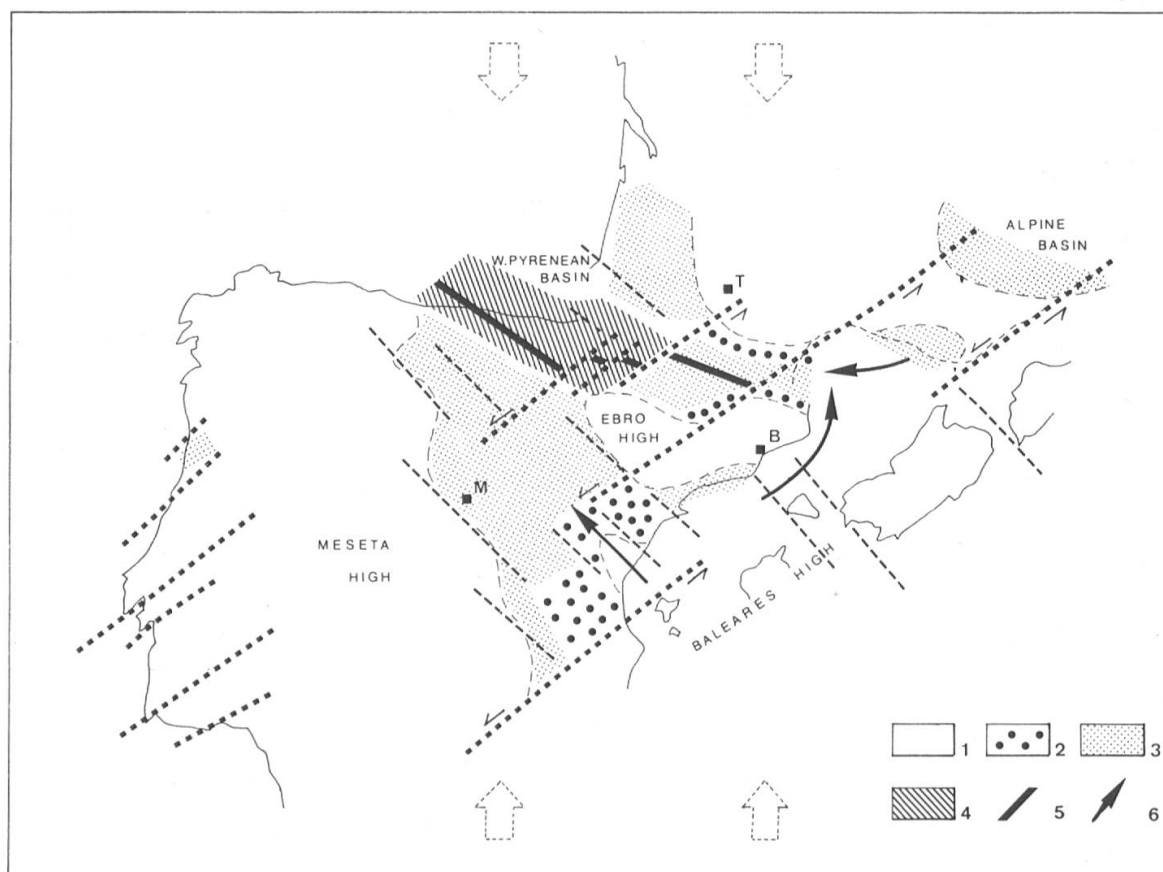


FIG. 16.

Esquisse de la paléogéographie du Sénonien supérieur dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'une compression N-S, liée à la collision fini-crétacée entre les plaques africaine, ibérique et ouest-européenne.

1. Zones émergées; 2. Sédimentation continentale dominante; 3. Plates-formes; 4. Bassins; 5. Ancien rift pyrénéen méso-crétacé; 6. Régressions marines.

Documents consultés: M. Amiot *et al.* (1983); B. Biju-Duval *et al.* (1977); M. Bilotte (1984); A. Garcia *y al.* (1982); J. Lauerjat (1982); P. Souquet *et al.* (1977).

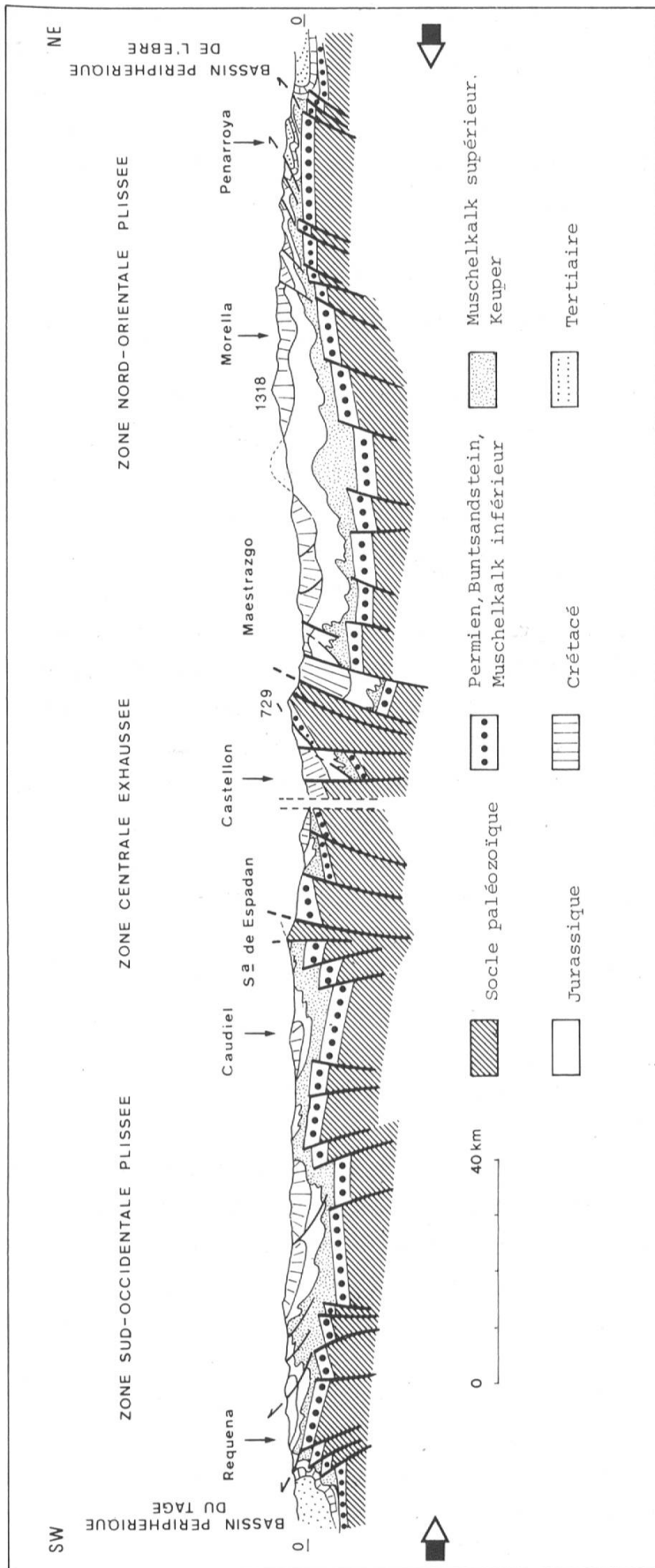


FIG. 17.

Coupe structurale schématique des Ibérides orientales. Remarquer la structure d'ensemble en éventail de la chaîne et la disposition «périphérique» des bassins du Taje et de l'Ebre, en relation avec le serrage régional N-S. Le décollement général de la couverture jurassique et crétacée est considéré comme relevant essentiellement de la tectonique distensive mésozoïque (voir fig. 3, 5, 7, 9).

dernier, d'extension réduite par rapport aux aires sédimentaires jurassiques, est nettement plus mobile, comme en témoignent les variations d'épaisseur et les modifications de faciès observées.

La tectonique synsédimentaire s'atténue au Crétacé moyen. Ainsi se prépare, en domaine provisoirement stable, la transition néocrétacée du régime distensif mésozoïque au régime compressif cénozoïque (fig. 16).

## 2. La compression synorogénique

A partir du Crétacé terminal, l'évolution géodynamique se trouve étroitement liée à la compression régionale N-S dominante. Cette dernière doit en effet être tenue pour responsable de l'émersion progressive des anciennes plates-formes secondaires et du plissement des Ibérides lors des phases éocène et oligo-miocène à composante majeure respective NW-SE et N-S à NE-SW.

Les contraintes s'exercent à la fois sur le bâti hercynien découpé par le réseau de cassures N 140 et N 60 et sur sa couverture post-hercynienne, souvent désolidarisée de son substrat par halocinèse, à la suite des distensions mésozoïques. Elles conduisent à des mouvements décrochants selon les deux directions fondamentales de fracturation. Dans la partie centrale, exhaussée, de la chaîne en cours d'élaboration, les décrochements peuvent se traduire (région de Castellon par exemple) par l'écaillage de la couverture et son débit en lamères tectoniques soulignant les déplacements sénestres le long des failles N 60. Mais à l'approche des zones bordières, le plissement devient de plus en plus intense. Les structures souples, groupées en faisceaux serrés, forment des reliefs qui fournissent par érosion graduelle les matériaux nécessaires au remplissage syntectonique des bassins périphériques du Taje et de l'Ebre (fig. 17).

## 3. La distension post-orogénique

Les contraintes régionales compressives N-S semblent encore à l'origine de l'ouverture post-orogénique des fossés néogènes et quaternaires sub-méridiens à NE-SW qui accompagnent, dans les Ibérides orientales, l'ouverture du Golfe de Valence. Rappelons que J. Guimera [1983] et J. L. Simon [1984] ont montré que le passage de la compression paroxysmale oligo-miocène à la distension néogène procédait d'un «continuum tectonique».

La distension post-orogénique a été généralement considérée comme responsable des «montées diapiriques» observées à l'approche du littoral méditerranéen des Ibérides. En réalité, ces venues évaporitiques de surface doivent, selon nous, traduire plutôt des remobilisations syntectoniques des sels triasiques accumulés à l'approche des zones de fractures distensives, pendant le Mésozoïque.

#### IV. LA PLACE DES IBÉRIDES DANS L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DE L'IBÉRIE

Durant le cycle alpin, la plaque ibérique a été le théâtre d'une évolution structurale complexe, liée d'une part à l'ouverture des océans nord-atlantique et ouest-téthysien au cours du Secondaire et d'autre part à la «poussée» vers le Nord de la plaque africaine à partir du Crétacé terminal. L'histoire sédimentaire et tectonique des Ibérides témoigne fidèlement de l'enregistrement de ces deux événements successifs majeurs.

##### 1. LES OUVERTURES OCÉANIQUES MÉSOZOÏQUES

*(Mouvement relatif vers le SE, puis vers l'Est et le NE de la plaque africaine)*

Du Permo-Trias au Crétacé moyen ou supérieur, les manifestations de rifting, puis d'ouverture océanique dans les zones ouest-téthysienne à l'Est et nord-atlantique à l'Ouest se sont traduites par des mouvements de décrochement importants aux limites nord et sud de la plaque «macro-ibérique», autrement dit dans les domaines pyrénéen et bétique [B. Biju-Duval *et al.*; J. L. Olivet, 1978; M. Lemoine, 1984], en relation probable avec un déplacement global relatif vers l'Est de la plaque africaine par rapport à son homologue ouest-européenne. L'étude de la chaîne alpine des Ibérides montre que ces mouvements ont également affecté l'Ibérie dans son ensemble, notamment le long des cassures tardi-hercyniennes N 140 et N 60, déterminant ainsi la création et l'évolution des seuils et bassins intraplaques.

Cette évolution ferait, rappelons-le, intervenir des décrochements majeurs N 140 sénestres avec, toutefois, manifestation d'une composante locale dextre N 60 au Crétacé inférieur. Elle s'accompagnerait d'une extension régionale N-S, compatible avec l'ouverture des océans occidental (atlantique) et oriental (téthysien), puis avec celle du Golfe de Gascogne [D. Deregneucourt et G. Boillot, 1982; G. Boillot, 1984].

Cependant, si les mouvements latéraux intraplaques semblent incontestables, ils n'en demeurent pas moins limités comme l'indiquent les faibles modifications des paléogéographies mésozoïques (fig. 14, 15 et 16).

Il convient par ailleurs de noter que les déplacements deviennent pratiquement nuls au Crétacé moyen (Albien), période au cours de laquelle s'effectue l'ouverture véritable du sillon pyrénéen [P. Souquet *et al.* 1977]. On constate alors une différence fondamentale dans le comportement des deux domaines pourtant voisins qui témoigne de la migration des zones de décrochement à travers la plaque ibérique, migration liée à la position de l'Ibérie à l'articulation des plaques ouest-européenne et africaine, animées elles-mêmes d'un mouvement relatif général W-E sénestre.

## 2. LES COMPRESSIONS CÉNOZOÏQUES

*(Mouvement relatif vers le Nord de la plaque africaine)*

A partir du Crétacé supérieur-terminal, l'évolution géodynamique régionale est dépendante du régime compressif N-S, imposé par la poussée de la plaque africaine. Cette contrainte nouvelle est responsable de l'émersion progressive, d'abord au SE, puis au NW, des anciennes plates-formes mésozoïques et du plissement «à sec» des Ibérides, avec serrages successifs suivant les directions NW-SE à l'Eocène et N-S à N 20 à l'Oligocène-Miocène inférieur. Elle s'exerce sur le réseau des vieilles cassures N 140 et N 60, conduisant à des mouvements cisailants diachrones et parfois à de faibles chevauchements suivant des deux directions fondamentales.

Cette fois encore les déplacements, répartis sur l'ensemble des Ibérides, demeurent limités, notamment au début de la période de compression. Ainsi l'hypothèse d'une «faille transformante de l'Ebre» dont le jeu décrochant dextre durant le Paléocène et l'Eocène aurait permis un coulissage de l'Ibérie par rapport au bloc triangulaire de l'Ebre, de nature à compenser vers l'Est les effets de la subduction connus dans le Golfe de Gascogne [J. A. Malod, 1982], ne nous paraît pas fondée. Aucune modification notable n'est en effet perceptible dans les paléogéographies mésozoïques au Sud de la Catalogne, autrement dit dans le secteur où la faille transformante recouperait les Ibérides [P. Anadon *et al.*, 1979].

D'ampleur limitée, les serrages observés dans la chaîne ici considérée n'en trouvent pas moins leur place dans un schéma évolutif faisant intervenir, en relation avec la collision entre les plaques ouest-européenne, ibérique et africaine, une migration du Nord au Sud de la zone de compression maximale. Cette dernière aurait ainsi intéressé successivement les Pyrénées à l'Eocène et à l'Oligocène, les Ibérides à l'Oligocène et au Miocène inférieur, enfin les Bétiques au Néogène.

## 3. LES DISTENSIONS RÉCENTES

*(Poursuite de la poussée vers le Nord de la plaque africaine)*

Les relaxations post-orogéniques sont surtout importantes dans la partie orientale du domaine ibérique où elles ont essentiellement conduit à l'ouverture du bassin baléaro-provençal à partir de l'Oligocène, puis à celle du Golfe de Valence dès le Miocène [B. Biju-Duval *et al.*, 1977; M. Durand Delga, 1981; O. Riba, 1981]. La distension régionale a conduit au jeu parfois très important des fractures N 140 et N 60, animées respectivement de déplacements dextres et sénestres. Elle est généralement considérée comme résultant de la cinématique des plaques africaine et macro-ibérique. La collision de ces dernières à la fin du Crétacé, aurait été suivie, au Néogène, de l'individuali-

sation d'une zone de subduction continentale au Sud et à l'Est de l'archipel des Baléares. Dans ce schéma évolutif, le bassin baléaro-provençal et son appendice valencien, localisés sur la plaque macro-ibérique chevauchante, pourraient avoir valeur de bassins marginaux [B. Biju-Duval, 1984].

## V. CONCLUSION

### *(Les Ibérides: un exemple d'orogène intraplaque)*

La chaîne alpine des Ibérides témoigne des événements qui ont, depuis le début du Secondaire, affecté la plaque ibérique dans son ensemble. Sa création et son évolution sont étroitement dépendantes de deux facteurs principaux:

- *découpage du bâti hercynien en blocs amygdalaires* séparés les uns des autres par des accidents d'orientation N 140 et N 60 dominante;
- *localisation de l'Ibérie à l'articulation de deux grandes plaques animées de mouvements relatifs rotationnels*: les plaques ouest-européenne et africaine.

Le déplacement vers le SE, puis vers l'Est et enfin vers le NE de la plaque africaine a permis l'ouverture du rift ibérique triasico-liasique, son intégration jurassique à la marge passive ouest-téthysienne, l'individualisation du sillon de type aulacogène éocétacé et sa fermeture définitive au Crétacé supérieur.

La poussée africaine en direction du Nord a, par la suite, au Tertiaire, permis la surrection de l'orogène et son plissement avant de conduire à l'ouverture récente des fossés et bassins orientaux. Compressions et distensions résultantes remobilisent les anciennes fractures, avec prédominance de mouvements décrochants N 140 dextres et N 60 sénestres.

Par les mécanismes mis en jeu au cours de son déroulement, le cycle alpin des Ibérides offre de réelles analogies avec ses homologues pyrénéen et bétique. Il s'en distingue néanmoins par l'ampleur réduite des décrochements qui ont permis l'ouverture des bassins mésozoïques, puis le développement des serrages tertiaires et par l'absence de venues magmatiques soulignant le jeu distensif de cassures crustales. Cette évolution géodynamique permet de considérer que la chaîne des Ibérides constitue un bon exemple d'orogène intraplaque.

## REMERCIEMENTS

L'auteur adresse ses remerciements à Mme P. EICHENE (C.N.R.S.) qui a mis au net les diverses figures incluses dans la présente publication.



## RÉFÉRENCES CITÉES

- ALVARO, M., R. CAPOTE y R. VEGAS (1979). Un modelo de evolucion geotectonica para la Cadena Celtiberica. *Acta geol. hispanica*. Homenage a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p. 172-177.
- ALVARADO, M., A. BARNOLAS, P. del OLMO y A. SIMO (1983). Depositos de talud carbonatico en el Dogger de la Sierra de Arta, Mallorca. X Congr. nacional de Sedim., Menorca' 83, p. 4.10-4.12.
- AMIOT, M., M. FLOQUET et B. MATHEY (1983). Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé supérieur. In «Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires». *Mem. Géol. Univ. Dijon*, vol. 9, p. 169-175.
- ANADON, P., F. COLOMBO, M. ESTEBAN, M. MARZO, S. ROBLES, P. SANTANACH y LI. SOLE SUGRANES (1979). Evolucion tectonoestratigrafica de los Catalanides. *Acta geol. hispanica*. Homenage a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p. 242-270.
- ARIAS, C. (1978). Estratigrafia y Paleogeografia del Jurasico superior y Cretacico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete. Tesis Doct. Madrid, Seminarios de Estratig. n° 3, 299 p.
- ARNAUD-VANNEAU, A., H. ARNAUD, J. CHAROLLAIS, M. A. CONRAD, P. COTILLON, S. FERRY, J. P. MASSE et B. PEYBERNES (1979). Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France. *Geobios*, Mem. sp. n° 3, p. 363-383.
- BENKE, K. (1981). Die Dogger/Malm wende im den NW — Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten. *Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie. Facies*, n° 4, s. 95-164.
- BIJU-DUVAL, B. (1984). Les marges continentales françaises de la Méditerranée. In «Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France» (G. Boillot coord.), Masson Ed. Paris, p. 249-334.
- BIJU-DUVAL, B., J. LETOUZEY and L. MONTADERT (1978). Variety of Margins and Deep Basins in the Mediterranean. *A.A.P.G. Memoir* 29, p. 293-317.
- BIJU-DUVAL, B., J. DERCOURT et X. Le PICHON (1977). From the Tethys ocean to the mediterranean seas. In «Structural history of the mediterranean basins», Split (1976), Biju-Duval et Montadert Ed. Paris, p. 143-164.
- BILOTTE, M. (1984). Le détroit des Aspres: nouvel élément de la Paléogéographie est-pyrénéenne à la fin du Crétacé. *Strata*, série 1, vol. 1, p. 23-31.
- BOILLLOT, G. (1984). Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In «Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France» (G. Boillot coord.), Masson Ed. Paris, p. 5-81.
- CANEROT, J. (1979). Les Ibérides. Essai de synthèse structurale. *Acta geol. hispanica*. Homenage a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p. 167-171.
- (1981). Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne). Recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sc. Genève*, vol. 32, fasc. 3, p. 417-422.
- (1983). Le cycle alpin des Ibérides (Espagne): relations tectonique — sédimentation, place dans l'évolution géodynamique de l'Ibérie. *Arch. Sc. Genève*, vol. 36, fasc. 3, p. 425-436.
- (1984). Tectonique et sédimentation durant le cycle alpin des Ibérides. *Géochronique*, suppl. au n° 10, résumés 27e C. G. Int. Moscou, n° 2, p. 8-9.
- CANEROT, J., P. SOUQUET et E. J. DEBROAS (1982). Directions rhexmatiques et décrochements dans le domaine ibérique et pyrénéen. 9<sup>e</sup> R. A. S. T., Paris, p. 115.
- CANEROT, J., Ph. FAURE et M. RAHAL (1984a). Les brèches liasiques du massif du Desierto de Las Palmas (Chaîne ibérique orientale, Espagne). Organisation, origine, place dans l'évolution de l'aulacogène ibérique. 5<sup>e</sup> Congr. Européen de Sédim. Marseille, p. 88-89.
- CANEROT, J., C. NEUMANN et M. RAHAL (1984b). Eustatisme et tectonique locale sur le seuil du Maestrazgo méridional (prov. de Castellon, Espagne). *Strata*, série 1, vol. 1, p. 6-22.
- COUTELLE, A. et G. DUEE (1984). Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, vol. 8, n° 1, p. 1-13.
- DEREGNEAUCOURT, D. et G. BOILLLOT (1982). Carte structurale du Golfe de Gascogne. *Bull. B. R. G. M.*, (2), 1, n° 3, p. 149-178.
- DURAND DELGA, M. (1981). Ouvertures océaniques de Méditerranée occidentale et dislocation des chaînes alpines. *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. F. C. Wezel Ed., p. 417-431.

- FAURE, Ph. (1982). Le Lias de la marge européenne sud-ouest tethysienne. Rapport D. E. A. Toulouse, 52 p. (inédit).
- FOURCADE, E., CHAUVE et G. CHABRIER (1982). Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 75/2, p. 415-436.
- GANDRIN, A., M. TONGIORGI, A. RAU and C. VIRGILI (1982). Some examples of the Middle Triassic marine transgression in South Western Mediterranean Europe. *Geologische Rundschau*, Stuttgart (71), 3, p. 881-884.
- GARCIA, A., (1975). Jurasico terminal y Cretacico inferior en la region central de la provincia de Valencia y NE de la provincia de Albacete. Tesis Doct. Madrid, Seminarios de Estratig. n° 1, 334 p.
- GARCIA, A. y Col. div. (1982). Recapitulacion. In «El Cretacico de España». Univ. Complutense Madrid, p. 655-680.
- GARCIA, A., M. SEGURA y B. CARENAS (1984). El Cenomaniense en la transversal Valdecabras (Serrania de Cuenca) — Cañada Vellila (Maestrazgo noroccidental). I Congr. Esp. de Geol. Segovia, T. I, p. 43-52.
- GOMEZ, J. J. (1978). El Jurasico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera iberica. Tesis Doct. Madrid, 686 p.
- GOMEZ, J. J. y A. GOY (1979). Evolucion lateral de las unidades litoestratigraficas del Jurasico en facies carbonatadas de la Cordillera iberica. Cuad. Geol. Granada, n° 10, p. 83-93.
- GUIMERA, J. (1983). Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne ibérique et dans la Chaîne côtière catalane. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 297, p. 425-430.
- LAUVERJAT, J. (1982). Le Crétacé supérieur dans le Nord du bassin occidental portugais. Thèse Sc. Paris, 717 p.
- LEMOINE, M. (1984). La marge occidentale de la Tethys ligure et les Alpes occidentales. In «Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France» (G. Boillot coord.), Masson Ed. Paris, p. 155-248.
- MALOD, J. A. (1982). Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Péninsule ibérique. Thèse Sc. Paris, 235 p.
- MASSE, J. P. et J. ALLEMAN (1982). Relation entre les séries carbonatées de plateforme provençale et sarde au Crétacé inférieur. *Cretaceous Research*, (3), p. 19-33.
- MENSINK, H. und D. MERTMANN (1984). Diskontinuitäten im Unter- Callovium der nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, (167), 2, s. 189-223.
- OLIVET, J. L. (1978). Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Sc. Paris, 234 p.
- ORTI CABO, F. y R. VAQUER NAVARRO (1980). Volcanismo jurasico del sector valenciano de la Cordillera iberica. Distribucion y trama estructural. *Acta geol. hispanica*, n° 5, t. 15, p. 127-130.
- PEYBERNES, B. et P. SOUQUET (1984). Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Magazine*, vol. 121, n° 4, p. 397-405.
- RAT, P. (1983). Les régions basco-cantabriques et nord-ibériques. In «Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires». *Mem. Geol. Univ. Dijon*, vol. 9, p. 1-19.
- REY, J. (1982). Dynamique et Paléoenvironnements du Bassin Mésozoïque d'Estrémadura (Portugal) au Crétacé inférieur. *Cretaceous Research*, vol. 3, p. 103-111.
- RIBA, O. (1981). Aspectes de la Geologia marina de la Conca mediterrania balear durant el Neogen. *Mem. real Ac. Ci. Artes de Barcelona*, vol. XLV, n° 1, p. 1-115.
- SALAS, R. (1984). Las construcciones arrecifales de Corales y Rudistas del Cretacico inferior de la Cordillera iberica oriental. I Congr. Esp. de Geol. Segovia, (20 p. ronéot.).
- SALOMON, J. (1982). Les formations continentales du Jurassique supérieur — Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaîne cantabrique et NW ibérique). Stratigraphie, Sédimentologie, Cartographie, relations entre tectonique et sédimentation. Thèse Sc. Dijon, 227 p.
- SIMON, J. L. (1981). Reactivacion alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Iberica, Teruel, n° 65, p. 195-209.
- (1984a). Compression y distension alpinas en la Cadena iberica oriental. Tesis Doct. Zaragoza. Inst. Est. turolenses Ed., 269 p.

- (1984b). Evolucion de las depresiones interiores de la Cadena iberica oriental en el marco compresivo — distensivo del Neogeno. I Cong. Esp. de Geol. Segovia, tomo III, p. 91-103.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM *and al.* (1977). Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Eleven parts. In «Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration». A. A. P. G. Mem. 26, p. 49-212.
- VIALARD, P. (1980). Les Ibérides (Chaînes Ibérique et Catalane): interprétation de la fracturation majeure fini-oligocène. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 291, p. 873-876.
- VILAS, L. y *Col. div.* (1982). El Cretacico inferior de la Cordillera iberica suroccidental. II Coloquio de Estratigrafia y Paleogeografia del Cretacico de España. Excursión post-Coloquio, 135 p.
- VILLENA, J., G. PARDO, A. GONZALES y A. PEREZ (1984). Sedimentation in oblique slip paleogen basins in the Iberian Chain. 5th European reg. meeting of Sedimentology, Marseille, p. 448-449.
- VIRGILI, C., A. SOPENA, A. ARCHE, A. RAMOS and S. HERNANDO (1983). Some observations on the Triassic of the Iberian Peninsula. In «New Contributions to the Biostratigraphy of the Tethyan Triassic». Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Bd 5, s. 287-294.

Contribution au P.I.C.G. (UNESCO) 183  
et aux R.C.P. (CNRS) 614 et 663.