

Fig. 9 — Les grandes lignes structurales des régions basco-cantabriques et NW ibériques.

De grandes lignes structurales — ressortant dans le SW cantabrique. Elles méritent d'être soulignées car elles correspondent vraisemblablement à des accidents profonds.

— Une structure proche de N 120 semble séparer le secteur des synclinaux à cœur tertiaire (1) du secteur aux plis serrés (2). Elles se situeraient à l'aplomb d'un accident profond dont on ressent les effets au Crétacé inférieur (Pascal, Salomon 1978), au Crétacé supérieur (Amiot, Floquet, Mathey, 1982).

— Un linéament N 145, bien visible en photo satellite, sépare très nettement le secteur 2 du secteur 3. Autour de lui s'alignent un certain nombre de petits diapirs dont celui de Poza de la Sal ; des virgations d'axes de plis se produisent à son voisinage.

— Une faille N 120, masquée par le Crétacé supérieur, mais mise en évidence dans le Crétacé inférieur (Salomon, 1980) sépare les ensembles A et B. Elle joue un rôle au Crétacé inférieur (cf. partie 2) comme faille bordière de fossé. Il faut remarquer que toutes les structures rigides du secteur 3 sont orientées sur N 120. Cette direction se retrouve encore au niveau du flanc SW du système de la Hermida qui prolonge vers le NW le secteur 3.

Rappelons que les plis occidentaux de l'arc basque, appuyés souvent sur des structures rigides comme l'accident d'Arratia sont parallèles à ces directions NW-SE. Faisant donc partie d'un même faisceau, on ne peut les séparer, quant à leur genèse, des structures SW cantabriques.

— La flexure SW-NE d'Espinosa s'oriente sur N 75. A son voisinage, on assiste à la virgation de nombreux axes de plis (fig. 10), comme celui du synclinal de Villarcayo. Ceci laisse supposer qu'elle pourrait correspondre à un accident profond. Cette direction SW-NE est bien représentée dans la Province de Santander. Des structures de ce type contrôlent la paléogéographie urgonienne (cf. partie 3). Elle se retrouve ensuite dans le secteur des synclinaux à coeur Tertiaire (A 1). En effet, la virgation de l'axe de l'anticlinal de La Lastra qui sépare les synclinaux de Villarcayo et de Miranda peut s'expliquer par le jeu décrochant d'une structure profonde SW-NE. D'autre part, si les axes des synclinaux de Villarcayo et pour partie de Miranda sont bien NW-SE, l'axe du Synclinal de Urbasa devient nettement SW-NE (fig. 10). Ainsi, un certain nombre de structures SW-NE viennent segmenter certaines unités structurales cantabriques.

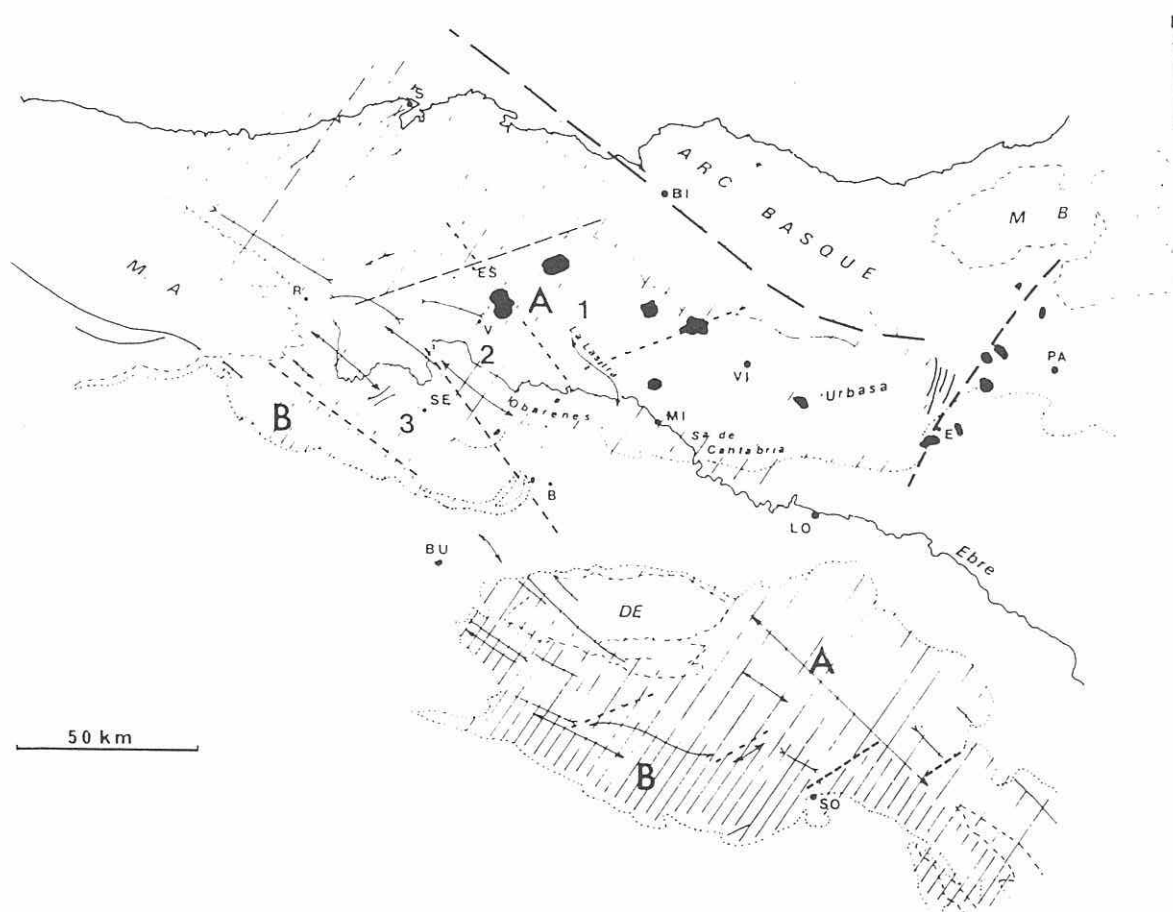


Fig. 10 — Expression des structures dites ibériques (NW - SE et SW - NE) dans la structure actuelle pour les régions SW cantabrique et NW ibérique.

Explication dans le texte. Les tiretés localisent les failles ou flexures cachées ou interprétées ainsi que certains linéaments. Localités repères - B: Briviesca, BI: Bilbao, Bu: Burgos, E: Estella, ES: Espinosa de los Monteros, LO: Logroño, MI: Miranda de Ebro, PA: Pamplona, S: Santander, SE: Sedano, SO: Soria, V: Villarcayo, VI: Vitória - DE: Massif de la Demanda, M.A.: Massif Asturien, M.B.: Massifs basques.

RÉGION NORD-OUEST IBERIQUE

Représentée par la Sierra de los Cameros et le Massif primaire de la Demanda, cette région se partage, elle aussi, en deux ensembles (fig. 10).

Un ensemble lourdement plissé (A) — déformé par un vaste bombement (anticlinal d'Oncala) dont l'axe NW-SE est parfaitement rectiligne. Dans sa partie SE cet ensemble est segmenté par une série de failles ou flexures SW-NE.

Un ensemble plus étroit (B) — constitué par des plis nombreux, serrés, parfois chevauchant, dont les axes souvent rectilignes s'appuient sur la direction NW-SE. Cependant, certaines virgations de plis laissent supposer l'existence d'accidents profonds orientés SW-NE.

Les lignes structurales principales — s'ordonnent sur les directions suivantes :

- La direction N 135 est fréquente dans l'ensemble A ; c'est la direction de l'axe anticlinal d'Oncala.
- La direction N 115 - 120 est dominante dans l'ensemble B, elle se retrouve dans un certain nombre de fractures du socle de la Demanda.
- Les directions SW-NE segmentent le domaine NW ibérique. Orientées plutôt sur N 60 dans l'ensemble A, elles passent à N 75 dans l'ensemble B.

Ces lignes exprimées dans la structure actuelle correspondent à des accidents profonds dont le jeu a contrôlé les paléogéographies successives des formations continentales du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur qui constituent presque l'essentiel de cette région (cf. partie 2).

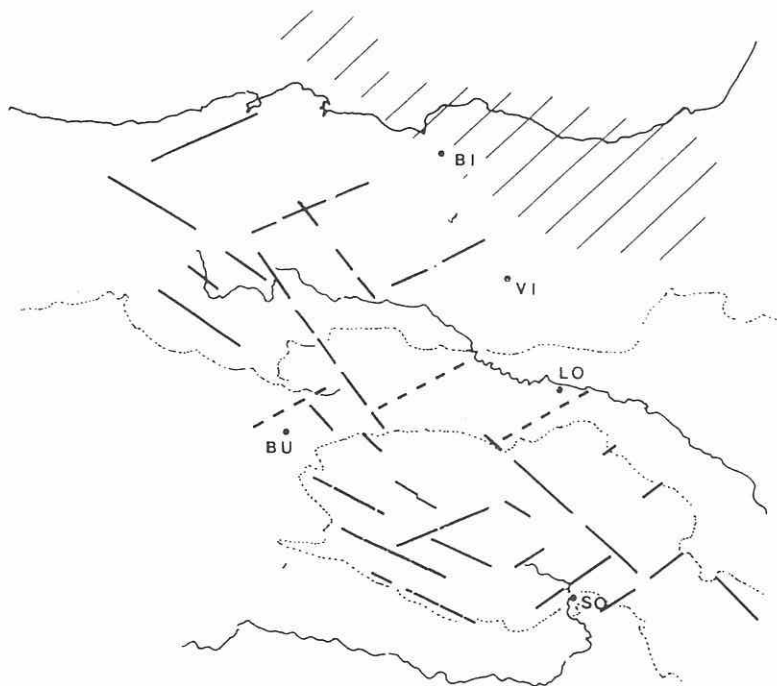


Fig. 11 — Répartition des principales lignes structurales ayant contrôlé les paléogéographies successives au cours du Crétacé dans les domaines SW cantabrique et NW ibérique. BI : Bilbao, BU : Burgos, LO : Logroño, SO : Soria, VI : Vitoria.

CONCLUSION

Ainsi, dans les deux régions s'expriment remarquablement bien dans la structure actuelle les directions NW-SE et SW-NE. Les premières s'ordonnent entre N 145 et N 135, puis N 120 à N 115, les secondes entre N 75 et N 60 (fig. 11). La plupart des lignes structurales correspondent à des accidents profonds, mobilisés au Crétacé et contrôlant la structuration des différents domaines sédimentaires qui se succèdent dans le temps. Cependant, actuellement, il n'y a pas de continuité totale entre les deux régions au niveau des grands ensembles décrits auparavant. C'est ainsi que l'ensemble «A» cantabrique est de type synclinorium, tandis que le «A» ibérique est de type anticlinorium - que l'ensemble «B» ibérique est décalé vers le SW par rapport à l'ensemble «B» cantabrique. Cette situation, née lors des plissements, peut s'expliquer par l'existence d'accidents profonds entre les deux régions, accidents masqués par les dépôts et structurations du Bassin tertiaire de Burgos - Briviesca - Logroño. De tels accidents, vraisemblablement SW-NE (fig. 11) se justifient au Crétacé inférieur (cf. parties 2 et 3) ; ils sont estompés au Crétacé supérieur.

SITUATION DES ÉVÉNEMENTS DU CRÉTACÉ DANS L'HISTOIRE POST-HERCYNIE

LE CYCLE TRANSGRESSIF TRIAS - JURASSIQUE

Les premiers documents de l'histoire post-hercynienne sont ceux de la sédimentation triasique. Détritiques, localement calcaires, évaporitiques, les dépôts du Trias s'étalent sur les structures hercyniennes en voie d'aplanissement. Tout cela dans un contexte distensif et progressivement subsident : la fréquence des épanchements ophitiques témoigne de la fracturation de socle ; l'aire subsidente est grossièrement axée sur le système pyrénéo-cantabrique entre, au NE l'ensemble formé par le Massif armoricain et le Massif central français, au SW le Massif asturien et la Meseta espagnole. L'importance du Keuper gypsifère et salifère se manifeste aujourd'hui par les beaux diapirs du Pays basque et de la province de Burgos dont certains au moins ont joué dès le Crétacé.

Toute l'aire pyrénéo-cantabrique, toute la zone des Chaînes ibériques sont conquises par le Trias épicontinental de type germanique par lequel débute le premier cycle transgressif du Mésozoïque, comme en France sur le Bassin d'Aquitaine et le Bassin parisien.

Le régime marin s'affirme au Lias : marnes, calcaires argileux, calcaires, avec ammonites (Lias, Dogger). L'organisation paléogéographique semble alors la suivante (voir notamment Bulard, 1972, Alvarado et al. 1980). La mer «cantabrique» au Nord est en relation avec la mer «méditerranéenne» au SE par un large bras de mer très ouvert, d'orientation NW-SE, situé sur l'emplacement des Chaînes ibériques. Il était limité au SW par la Meseta restée émergée et au NE par un probable bloc de l'Ebre. Ainsi certaines grandes orientations structurales semblent se manifester dès le Jurassique.

L'INDIVIDUALISATION DE LA MARGE CANTABRIQUE AU CRÉTACÉ

Un événement fondamental est enregistré par le changement de la sédimentation (nature, milieux, distribution) au cours du Jurassique supérieur. Dans le N (Santander, Burgos) les faciès «wealdiens» ou «purbecko-wealdiens» se superposent directement, souvent sans transition, au Callovien marno-calcaire à ammonites. Dans le NE (Pays basque, Sierra d'Aralar) c'est un changement régressif (Callovien - Jurassique terminal) qui ne se traduit pas par une coupure radicale, mais avec malgré tout une discontinuité post-kimméridgien (Floquet et Rat, 1975) ; l'Oxfordien est encore marno-calcaire à ammonites près de Guernica. Pour le N des Chaînes ibériques cf. partie 2.

Le même phénomène a été enregistré en France (Bassin de Parentis, Bassin de l'Adour). La nouvelle géographie n'est plus celle d'une vaste plate-forme épicontinentale. Elle s'organise en fonction de bassins subsidents de type fossé (cf. partie 2). A partir de là, on assiste à la naissance progressive de la marge cantabrique selon un déroulement dans lequel on peut distinguer trois étapes majeures (Rat et al., 1982) qui vont donner le plan de la suite de ce mémoire (fig. 12) :

- Fracturation : les fossés « wealdiens » (Kimméridgien à Valanginien, et peut-être Hauterivien). Seconde partie de ce mémoire.
- Fléchissement distensif de la bordure externe : le golfe urgonien basco-cantabrique (Barémien - Vraconien). Troisième partie de ce mémoire.
- Affaissement généralisé : individualisation nette d'une marge continentale passive avec une zone de flysch au Nord, une vaste plate-forme épicontinentale au S et, en position intermédiaire, un bassin subsident en domaine circo-littoral (Albien supérieur - Maastrichtien moyen). Quatrième partie de ce mémoire.

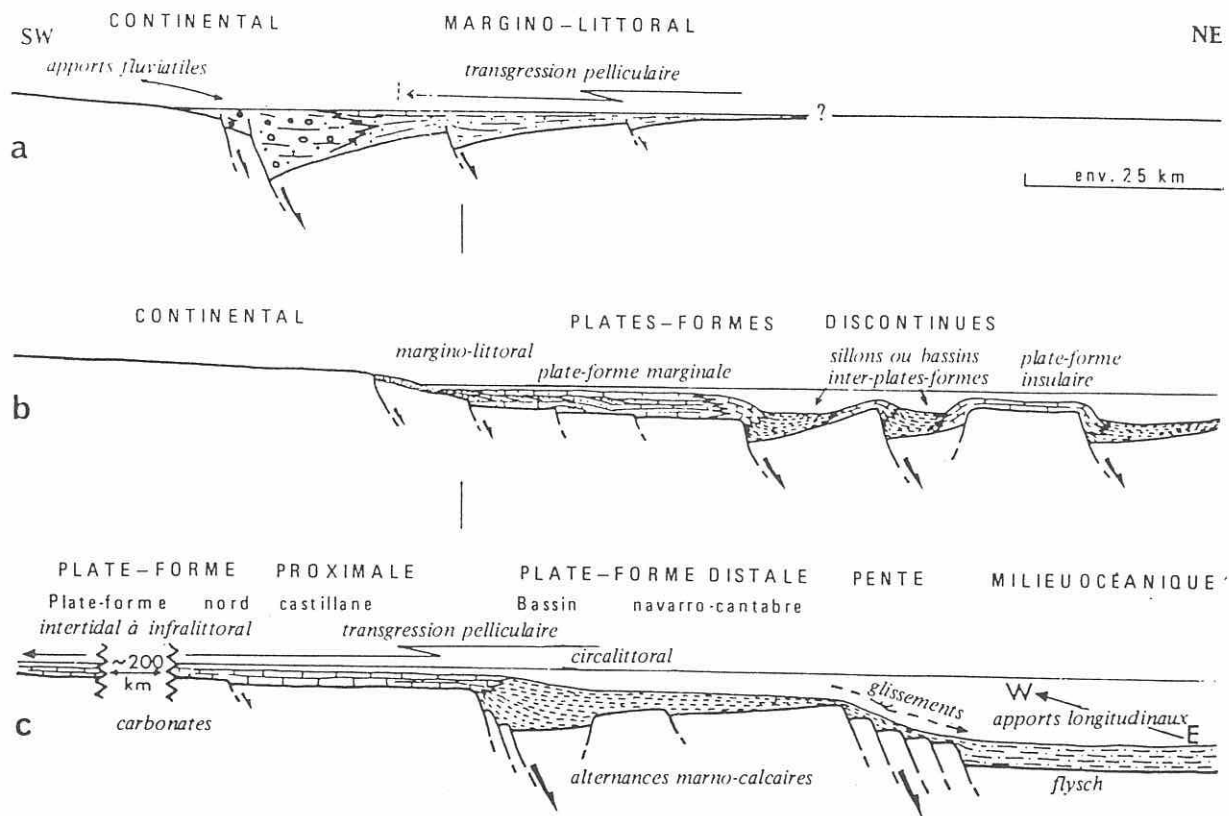


Fig. 12- Les trois principaux stades de l'évolution du dispositif morphostructural et sédimentaire, individualisation de la marge cantabrique au Crétacé.
 a : Jurassique terminal - Crétacé basal (début de manifestation du rifting), b : Aptien - Albien (rifting, jeu rotationnel de blocs, golfe urgonien), c : Crétacé supérieur (marge avec le bassin navarro-cantabre en position distale), d'après Rat et al., 1982.

3

L'URGONIEN

SYSTÈMES BIOSÉDIMENTAIRES ET TECTONOGENÈSE

par André PASCAL

CARACTÉRISATION – AGE (fig. 28)

Identifié par ses séries carbonatées, qui contrastent avec les détritiques sous-jacents, sus-jacents et latéraux, l'urgonien constitue une entité sédimentologique puissante, de rang équivalent au complexe Crétacé supérieur ou au complexe continental «Wealdien». C'est un ensemble original, à composante principale calcaire, qui se rattache sans contestation au phénomène urgonien sud-européen. Sa constitution (sédimentogenèse, diagenèse) est en effet à l'origine des falaises compactes, des crêtes karstifiées et des fronts de cuestas qui sont les traits marquants de toute la région basco-cantabrique et rappellent la morphologie urgonienne de Provence. Bien que les calcaires en soient le constituant majeur et cardinal, on constate qu'ils sont associés à d'épaisses séries gréseuses et marneuses qui les mettent encore en relief et font ressortir leur caractère géomorphologique discontinu.

La simultanéité et la juxtaposition de sédiments carbonatés et terrigènes sur 2000 à plus de 3000 mètres de sédiments témoignent, d'une part de la situation particulière de la région au Crétacé inférieur en bordure d'une zone continentale émergée pourvoyeuse de matériaux, et d'autre part d'une mobilité intense mais irrégulière (différentielle) du tréfonds fractionné en blocs inducteurs de milieux sédimentaires variés.

Les premiers dépôts rattachés au Complexe urgonien sont siliciclastiques à influences marines à l'W et au centre, marnocalcaires et grésosilteux à l'E. Leur âge ne peut pas être déterminé avec certitude. La flore pollinique de La Paloma (dét. Médus, in Salomon, 1980), les ostracodes et Characées de Baraibar (Brenner, 1976), les Dasycladacées d'Iribas (Conrad et Gräbner, 1975) plaident en faveur du Barrémien pour leur base, tandis que la partie immédiatement supérieure, à ammonites (dét. Collignon, Busnardo) à *Chof-fatella decipiens* et *Palorbitolina lenticularis* est indiscutablement Bédoulien inférieur (non basal). Ces niveaux urgoniens les plus anciens se trouvent toujours sous les grands ensembles calcaires, qui de ce fait n'ont débuté en Espagne du Nord que pendant le Bédoulien. On peut les rapprocher des Marnes bédouliennes à *Deshayesites* des Pyrénées, mais déposées ici dans un contexte détritique plus grossier.

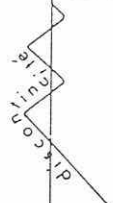
Subdivisions et âge du complexe urgonien	Facès et motifs sédimentaires caractéristiques	Evènements majeurs, situation dans la tectonique distensive
Vraconien Albien sup. 	épais prismes deltaïques dans couloirs et épandage détritique généralisé sur les anciennes plates-formes. Rares calcaires à rudistes et petites plates-formes insulaires ou marginales. Développement d'une fosse à flysch noir.	fin de l'entité du golfe: atténuation du compartimentage bidirectionnel au profit d'un dispositif en lamères NW-SE. Mouvement rotationnel de grande envergure. Affaissement ralenti dans la partie W et SW, reporté distalement vers le NE; rejet du dépôt-axe de Bilbao.
Albien moy. Albien inf. Clansayésien	érosion, non dépôt, karstification, ankrérisation discordances dans la partie NW au cours de l'Albien. diversité maximale des dépôts juxtaposés (nature, morphologie): prismes deltaïques, marnes noires de bassins, mud-mounds de sommet de talus emboîtés en grosses masses calcaires, calcaires à rudistes inter-traités ou non avec des épandages détritiques de plates-formes marginales ou insulaires.	Comportement à part de la partie NW: mouvements positifs et négatifs. Affaissement important de la marge: intensité accrue de la subsidence et persistance dans le temps. Accentuation du morcellement du trefonds donnant un compartimentage en damier de blocs basculés.
Gargasien sup. Gargasien inf.	dolomitisation, karstification, lignites. épais prismes deltaïques localisés et calcaires de plates-formes en bancs réguliers progradants. marnes bleues à ammonites dans les couloirs élargis et cale. à rudistes sur les plates-formes subsistantes. petits prismes deltaïques et étalement détritique.	Pause dans l'effondrement, tendance à l'émergence des parties distales des blocs basculés. - effets diapiriques? Subsidence moyenne, inférieure à la sédimentation: progradation des plates-formes. Ingression générale de la mer (tectonique + eustatisme?). effondrement brutal avec basculement des blocs; réactivation des couloirs dépôts - axes.
Gargasien basal Bédoulien sup. Bédoulien inf. Barrémien?	indices d'émergence calcaires à rudistes et fraïga en bancs réguliers de plates-formes homoclinales et en masses de plates-formes insulaires. marnes et schistes à ammonites, suivis de calcaires à orbitolines, madréporaires et rudistes, localisés dans les couloirs précédents. épais prismes deltaïques répartis dans des couloirs.	Affaissement régulier de l'ensemble de la marge. Subsidence moyenne à faible - extension des plates-formes compensée puis dépassée par la sédimentation biogène. Ingression de la mer - comblement et rétrécissement des couloirs. début de l'effondrement: création des "dépôts - axes" Valnera - Bilbao, Bilbao-Pamplona dans la partie proximale des blocs basculés.

Fig. 28 — Interprétation événementielle du complexe urgonien: évolution tectono-sédimentaire du golfe basco-cantabrique.

Les derniers niveaux urgoniens, calcaires ou terrigènes latéraux et superposés sont d'âge Albien supérieur et Vraconien, d'après les associations d'Orbitolinidés, les rudistes et les ammonites.



Fig. 29 — Carte de localisation des affleurements et des ensembles géographiques cités dans le texte.

En conséquence, l'essentiel des formations calcaires à cachet typiquement urgonien est Aptien - Albien, et correspond plus particulièrement à l'intervalle Bédoulien supérieur à Albien moyen. Le Bédoulien inférieur et l'Albien supérieur sont essentiellement détritiques, liés par les enchaînements sédimentaires aux carbonates.

DISTINCTION DE TROIS DOMAINES PALÉOGÉOGRAPHIQUES (fig. 30)

RÉGION OCCIDENTALE A L'OUEST DE SANTANDER : RÉGION DE TORRELAVEGA – CUCHIA – SAN VICENTE DE LA BARQUERA, LA FLORIDA, LA FRANCA, LLANES – LUANÇO .

Cette région est limitée à terre vers l'E par la flexure de río Miera (Rat, 1959) et se poursuit en offshore par l'éperon de Santander (Santander spur) et le Banc Le Danois. L'ensemble du domaine est manifestement à rattacher au grand bloc des Asturies, affaissé vers le N au Crétacé inférieur. Au cours de l'Urgonien cette zone a été relativement peu subsidente (bloc stable, à tendance positive), avec un taux de sédimentation moyen à faible et un compartimentage peu contrasté. Les mers urgoniennes semblent avoir occupé assez marginalement la région actuellement à terre, selon une série de golfes épicontinentaux relativement peu profonds à polarité méridienne, ouverts vers le N, ayant laissé des dépôts de plates-formes homoclines. L'avancée et le retrait des golfes ont été fortement contrôlés par les rejeux des structures tectoniques anciennes du type de l'anticlinal de Las Caldas. Ces structures W-E (failles, plis) ont joué à diverses

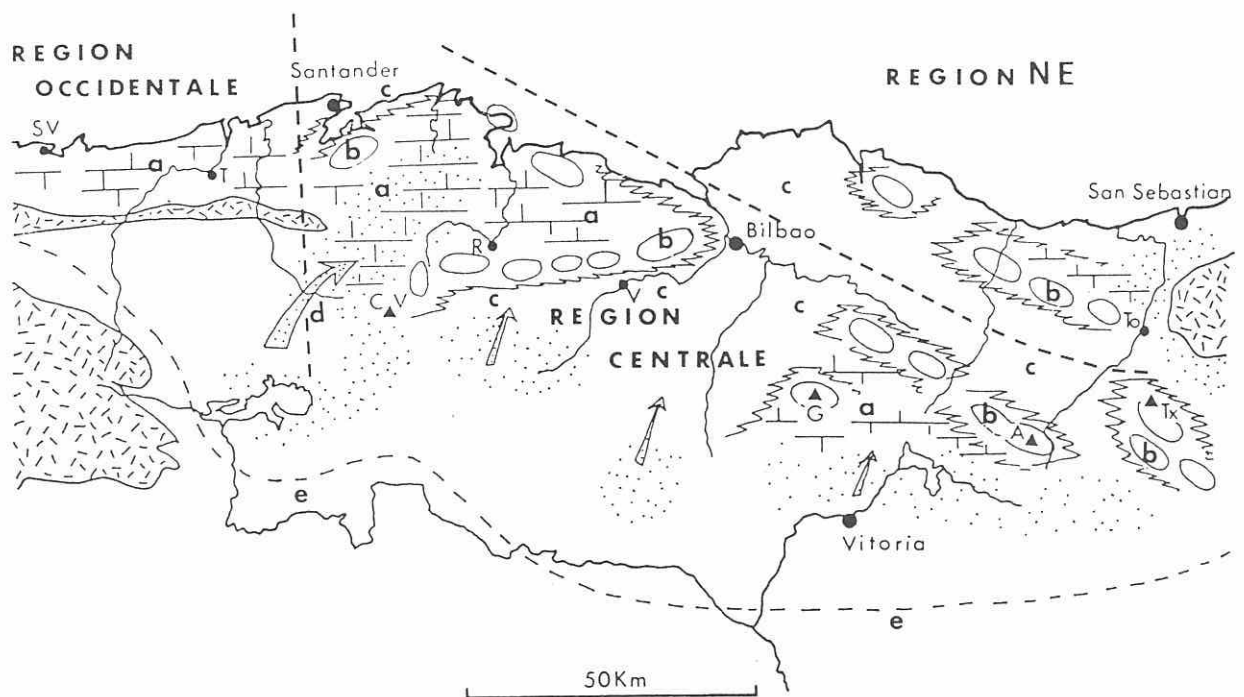


Fig. 30 — Individualisation des 3 grandes régions à comportement tectono-sédimentaire particulier pendant l'Urgonien.

La paléogéographie prise au cours du 3ème Système (par exemple à l'Albien inférieur) oppose les plates-formes calcaires marginales ou insulaires à dépôts stratifiés (a) aux masses carbonatées lenticulaires (à mud-mounds) (b) et aux bassins à marnes noires (c). Les flèches indiquent les principaux apports terrigènes et notamment le dispositif deltaïque de Valnera - Lunada - Alisas (d). Le tireté f marque l'extension maximale des dépôts marins du golfe urgonien.

reprises et ont créé des disparités dans les épaisseurs et les types de sédiments, disparités contribuant elles-mêmes à accentuer l'effet de la structuration au cours de l'Urgonien. On constate également que dans cette région le diapirisme a été particulièrement actif à partir du Gargasien, comme en témoignent divers hauts-fonds accompagnés d'émersions avec karstification, les importantes dolomitisations (dolomite et ankérite), et probablement les concentrations minérales (zinc, plomb) intervenues à partir de cassures profondes. Certaines discordances localisées peuvent également lui être attribuées (Punta de Calderon).

En raison de cette histoire particulière, les sédiments bédouliens sont très régulièrement disposés (stratifiés en barres), mais les sédiments gargasiens montrent des variations latérales (marnes bleues, calcaires discontinus de plates-formes, dolomies épaisses et irrégulières). Les sédiments albiens inférieurs et moyens sont soit calcaires, soit détritiques (Système supra-urgonien détritique précoce en certains points) et les sédiments albiens supérieurs et vraconiens comprennent des calcaires oolitiques à orbitolines, rudistes et algues qui s'opposent à un complexe fortement terrigène à ammonites.

RÉGION CENTRALE DE VALNERA, RAMALES, CASTRO-URDIALES, DURANGO, AITZGORRI, ARALAR

Les deux premiers sites servent de modèle sédimentaire de référence (Pascal, 1982) parce qu'ils comprennent la quasi-totalité des dispositifs biosédimentaires catalogués en Espagne du N. L'ensemble constitue un domaine particulièrement mobile avec une forte tendance au compartimentage, il est interprété comme une zone de charnière, ou plutôt comme une zone d'amortissement des mouvements latéraux principaux du tréfonds (rotation, bascule des blocs, translation des axes de dépôts). Le taux de sédimentation et de subsidence y est maximal, selon des axes de dépôt dont les directions restent relativement constantes (lanières structurales WSW-ENE et NW-SE) et des centres de dépôt qui migrent au cours de l'Aptien-Albien.

Du point de vue paléogéographique, ce domaine ne forme pas une succession de fonds homoclinaux mais il est précocement découpé et différencié en secteurs peu profonds et secteurs plus profonds disposés en damier : plates-formes marginales et plates-formes insulaires séparées par des gouttières circalittorales. Dans cette région se retrouve encore l'influence des anciennes structures induisant le découpage W-E, en particulier le prolongement de l'anticlinal paléozoïque de Las Caldas au NW de Ramales qui continue de se comporter en zone positive peu profonde au cours de l'Urgonien et s'oppose aux zones périphériques plus profondes.

La structuration résulte en fait de la réactivation d'axes W-E interférant avec les importants mouvements distensifs qui ont produit un jeu complexe de failles listriques et de blocs basculés et affaissés. Dans cet ensemble, les accidents principaux (failles, flexures) ont profité des zones de faiblesse dues aux hétérogénéités dans la composition et l'épaisseur des terrains sous-jacents (Paléozoïque calcaire, schisteux ou cristallin, Trias évaporitique avec son comportement halocinétique, Jurassique terminal à anhydrite, Wealdien gréseux ou argileux très irrégulièrement réparti). De manière générale, on peut dire que dans l'essentiel du domaine central, les mouvements de blocs (bascule, affaissement) ont été facilités et amplifiés par les structures anciennes et la couverture sédimentaire sous-jacente.

Le taux de subsidence et de sédimentation compensatrice sont élevés, de l'ordre de 200 à 300 m par million d'années, comparables à ceux de l'Aptien - Albien de la région de Lacq (350 m par million d'années d'après Perrodon, 1972) ou des États-Unis (150 m par million d'années pour Whitten, 1977). Il est important de noter que ces taux au cours de l'Aptien et de l'Albien inférieur à moyen sont respectivement du même ordre entre dépôts de plates-formes (calcaires, grès) et dépôts de bassins ou gouttières (marnes, siltites), ce qui implique la prépondérance