MÉMOIRES GÉOLOGIQUES
DE L'UNIVERSITÉ DE DIJON 9

VUE SUR LE CRÉTACÉ BASCO-CANTABRIQUE ET NORD-IBÉRIQUE

Une marge et son arrière-pays
Ses environnements sédimentaires

1983

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE - ÉDITEUR

1

LES REGIONS BASCO-CANTABRIQUES ET NORD-IBERIQUES

PRESENTATION, PROBLEMES POSES

par Pierre RAT

SITUATION (fig. 1)

Pour qui vient du centre de la France, la région que nous allons parcourir paraît être au-delà des Pyrénées. En fait, les Pyrénées s'y continuent. Il faut la connaître pour comprendre la Chaîne pyrénéenne.

Pour qui vient de Madrid, elle fait partie du «Nord» (El Norte), bourrelet montagneux qui contribue à isoler l'Espagne centrale des pluies océaniques.

Pour qui arrive de la mer - à la suite des «americanos», fils du pays qui revenaient après avoir tenté fortune outre Atlantique - elle est tout au fond du Golfe de Gascogne par lequel l'Océan pénètre en coin dans le continent européen.

Elle occupe ainsi une position clé à la jonction de l'Europe continentale (la France), de l'Europe péninsulaire occidentale (l'Espagne) et de l'Océan (le Golfe de Gascogne).

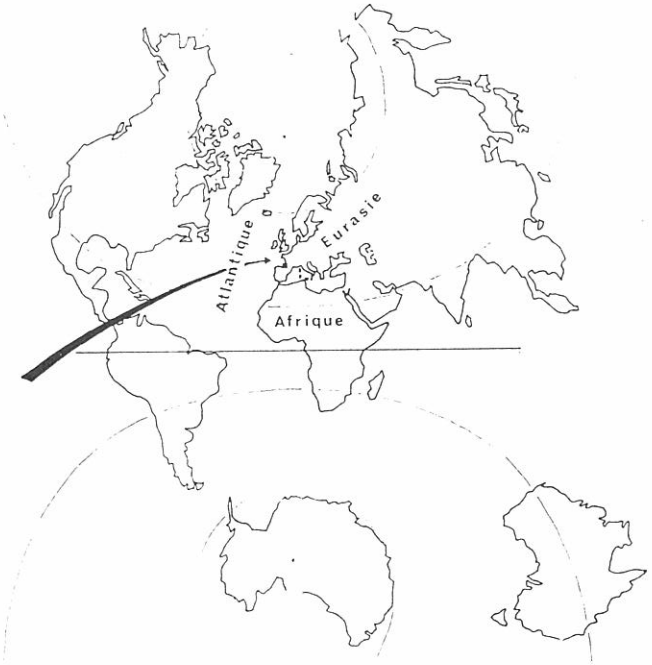

Fig. 1 — A l'échelle du globe.

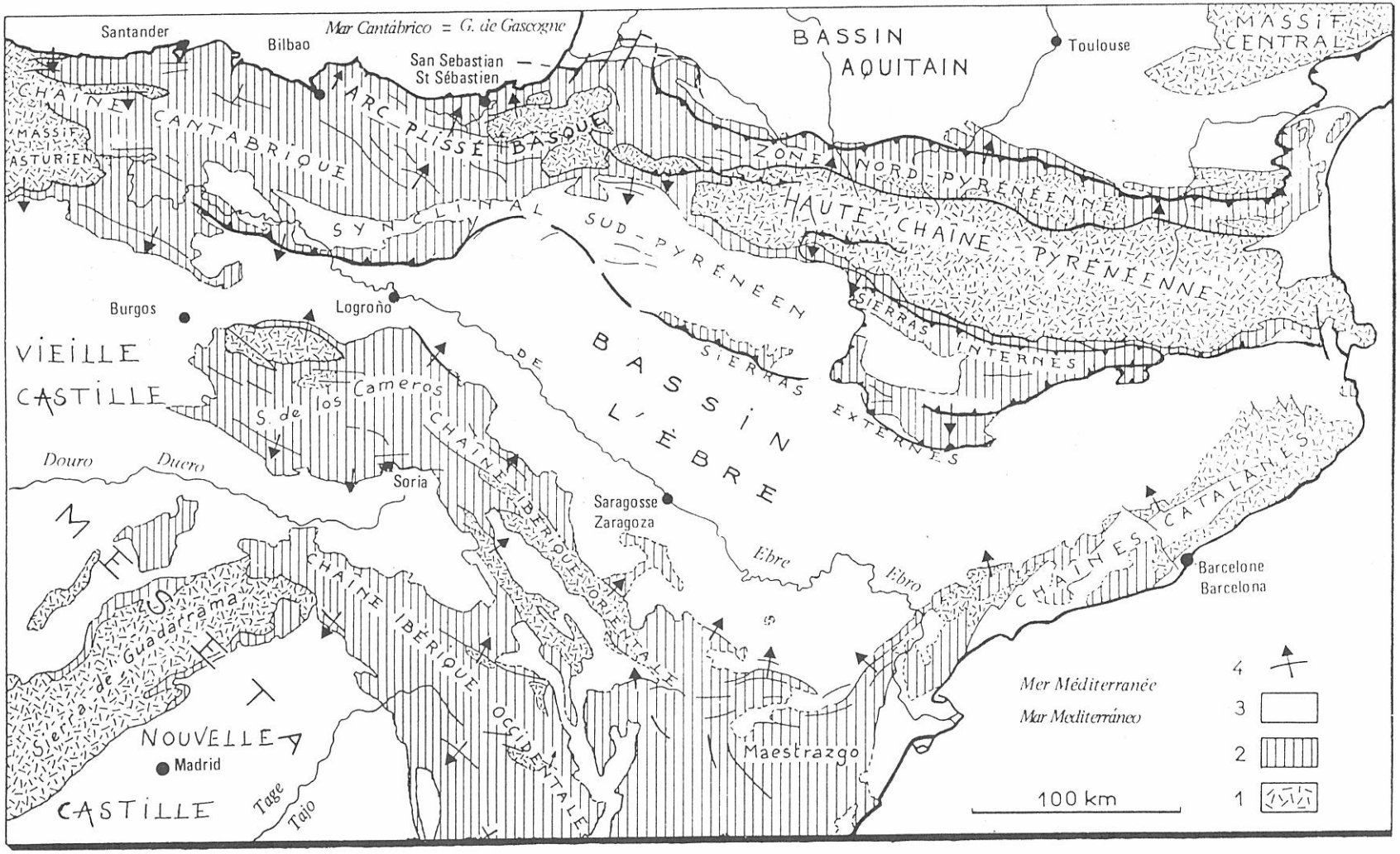

Fig. 2 — Principales unités et environnement morpho-structural de la région présentée.
1 : Principaux massifs de Paléozoïque, - 2 : Régions plissées à dominante de Mésozoïque (Trias, Jurassique et surtout Crétacé en affleurement),
3 : Grands bassins à remplissage de Tertiaire, - 4 : Principaux sens de chevauchement.

LES GRANDES UNITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES (fig. 2 et 3)

En fonction des reliefs, des terrains et des structures, on peut y distinguer :

Au N, une partie du système montagneux qui borde de façon continue la Péninsule ibérique et que l'on connaît sous le nom de *Pyrénées* (Pirineos) entre la France et l'Espagne, de *Chaîne cantabrique* (Cordillera cantábrica) plus à l'Ouest lorsqu'il a en face de lui le Golfe de Gascogne (El Mar cantábrico). La nomenclature géographique hésite, autant que la géologie, pour placer une limite entre Pyrénées et Chaîne cantabrique, de sorte que nous parlerons de *Chaîne pyrénéo-cantabrique* pour bien souligner l'unité du système. En Espagne l'altitude maximale, 2672 m, est atteinte aux Picos de Europa dans le Massif paléozoïque asturien.

Au S W, une partie de la *Meseta espagnole* (Meseta española, Meseta castellana) dans laquelle le horst cristallin complexe de la Chaîne centrale (Cordillera central), qui culmine à 2592 m, sépare deux grands bassins tertiaires : Bassin du Douro (Cuenca del Duero) ou de Vieille Castille dont l'altitude moyenne est de 850 m, Bassin du Tage (Cuenca del Tajo) ou de Nouvelle Castille qui, dans sa partie orientale, est à des hauteurs de 800 à 1000 m.

Au S E, une troisième dépression à remplissage tertiaire, le *Bassin de l'Ebre* (Cuenca del Ebro), un peu plus basse que les précédentes : 200 à 800 m. Par rapport aux Pyrénées, le Bassin de l'Ebre fait, en Espagne, le pendant du Bassin d'Aquitaine en France.

Entre la Meseta et la dépression de l'Ebre, la *Chaîne ibérique*, d'orientation NW-SE, qui se greffe sur la Chaîne pyrénéo-cantabrique en prolongeant la branche sud du Massif asturien et se continue jusqu'à la Méditerranée qu'elle atteint au S du delta de l'Ebre. Elle culmine à 2313 m au Moncayo.

Pour achever cette description, il faut aller au N sous les eaux du golfe de Gascogne et ajouter la *plate-forme continentale cantabrique (ou ibérique)*, assez étroite (une vingtaine de km au large de Bilbao), dont la géologie est connue actuellement, au moins dans ses grandes lignes. Il faut ajouter ensuite le talus continental puis la partie profonde, la plaine abyssale du Golfe de Gascogne (au-dessous de 4000 m). Sous prétexte qu'elles sont recouvertes par la mer et parce que notre connaissance en est plus récente, on ne peut séparer ces régions des volumes montagneux émergés contigus : de sorte que nous intégrerons les uns et les autres sous le même vocable de *Système pyrénéo-cantabrique.*

EN TERMES DE TECTONIQUE DES PLAQUES (fig. 3 et 4)

Pour mieux cerner les problèmes posés, que nous allons focaliser sur la période crétacée, il nous paraît meilleur de nous placer d'emblée dans la problématique actuelle, plutôt que de dégager les questions à partir de la progression historique des recherches avec ses tâtonnements et ses controverses. Nous aurons l'occasion d'effleurer ce déroulement historique ; mais voyons d'abord comment interroger le pays en termes de tectonique des plaques.

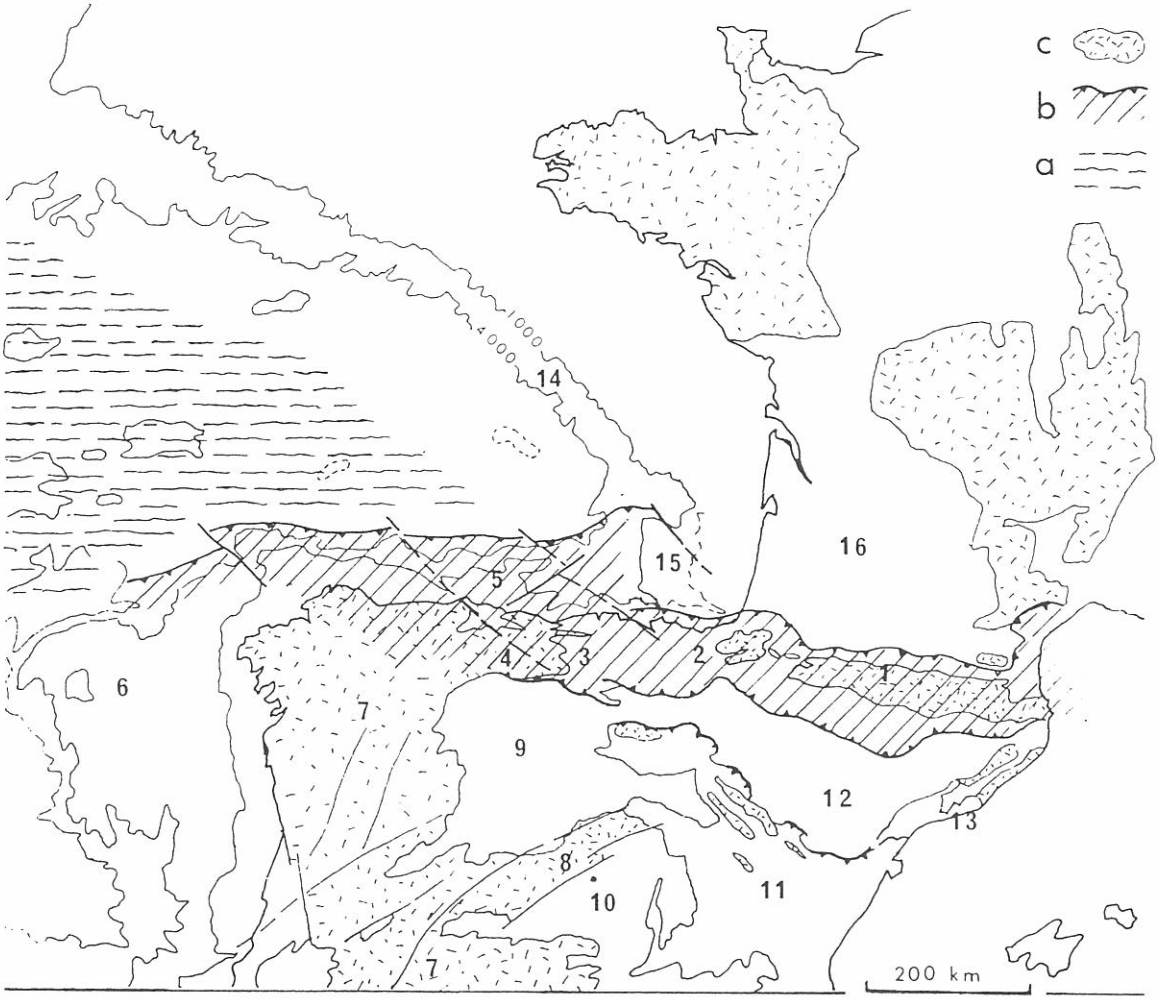

Fig. 3 — Le contexte structural

Figurés . a : croûte océanique (d'après Deregnaucourt, 1981) b : système pyrénéo-cantabrique et ses chevauchements frontaux nord et sud. c : principaux affleurements de socle hercynien.

Le système pyrénéo-cantabrique. 1 : Pyrénées, 2 : Arc basque, 3 :Ennoyage asturien, 4 : Massif asturien, 5 : Marge nord-espagnole selon Deregnaucourt , 1981.

La plaque ibérique (contours géologiques et structures d'après Alvarado et al., 1980). 6 : Banc de Galice, 7 : Hercynien du Massif ibérique (8 : Horst de la Cordillère centrale), 9 : Bassin de Vieille Castille, 10 : Bassin de Nouvelle Castille, 11 : Chaîne ibérique, 12 : Bassin de l'Ebre, 13 : Chaînes catalanes.

La marge européenne . 14 : Marge armoricaine,15 : Plateau landais, 16 : Bassin aquitain.

POINTS ACQUIS

Pour ces régions, géologues et géophysiciens semblent bien s'accorder aujourd'hui sur un certain nombre de points :

A la fin du Paléozoïque la masse continentale ibérique, affectée par l'orogenèse hercynienne, appartenait à la Pangée. Elle faisait corps avec l'Europe occidentale. Et même s'il reste un certain degré d'approximation dans la façon de raccorder les structures hercyniennes d'Espagne et de France, il est sûr que la position relative de la France et de l'Ibérie n'était pas celle que nous voyons aujourd'hui.

Au cours du Mésozoïque une *Plaque ibérique* s'est individualisée. Elle comprenait (fig. 4) : a) une partie continentale constituée elle-même par presque toute la Péninsule ibérique d'aujourd'hui (sauf l'adjonction récente des Chaînes bétiques et probablement une partie du Pays basque) et aussi les Baléares, la Corse et la Sardaigne qui n'étaient pas encore séparées de l'Ibérie par la fosse de la Méditerrannée occidentale. b) Une partie océanique en accroissement qui appartenait, au N au Golfe de Gascogne, à l'W à l'Atlantique, au S à la Téthys. c) Entre les deux, une part de croûte continentale amincie dont l'existence, nous le verrons,est importante pour comprendre la région étudiée.

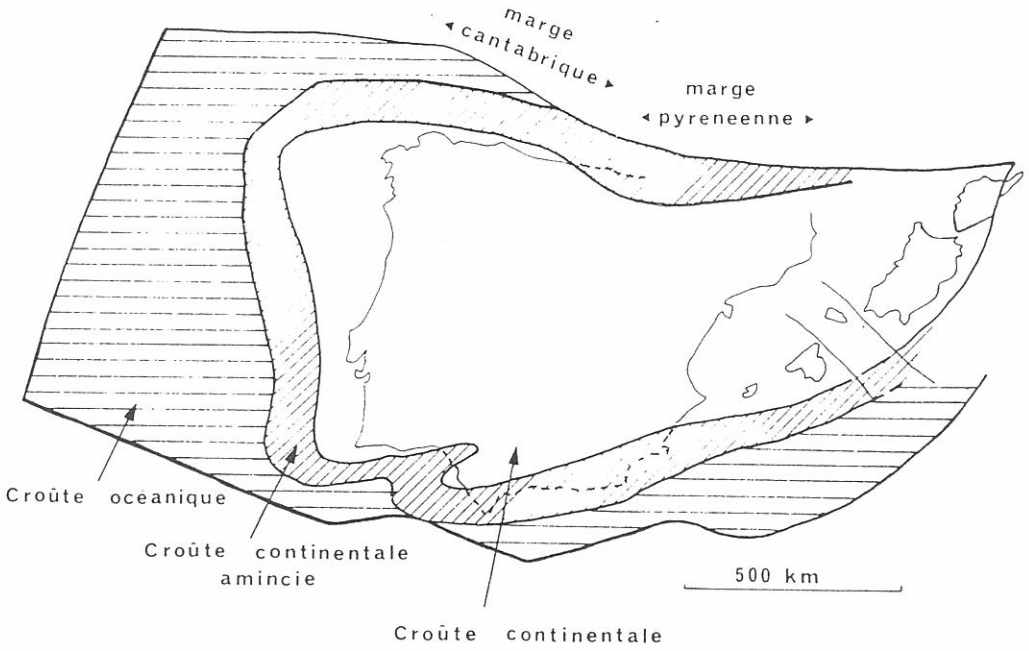

Fig. 4 — La Plaque ibérique au Crétacé supérieur (d'après Malod, 1982, complété).

Cette Plaque ibérique s'est individualisée en plusieurs temps (fig. 5) : au S par l'ouverture de la Téthys occidentale, entre Europe et Afrique, assez tôt au début du Mésozoïque ; à l'W par l'ouverture plus tardive de l'Atlantique nord ; au N par la rupture avec l'Europe occidentale selon un alignement passant dans le Golfe de Gascogne, les Pyrénées, puis quelque part dans l'actuel Golfe du Lion : le phénomène résultant le plus clair a été «l'ouverture» du Golfe de Gascogne au Crétacé.

Au cours du Mésozoïque, la Plaque ibérique et la Superplaque africaine ont effectué un mouvement de translation vers l'E par rapport à la Superplaque Eurasie, la Plaque Afrique dépassant dans ce déplacement la Plaque ibérique.

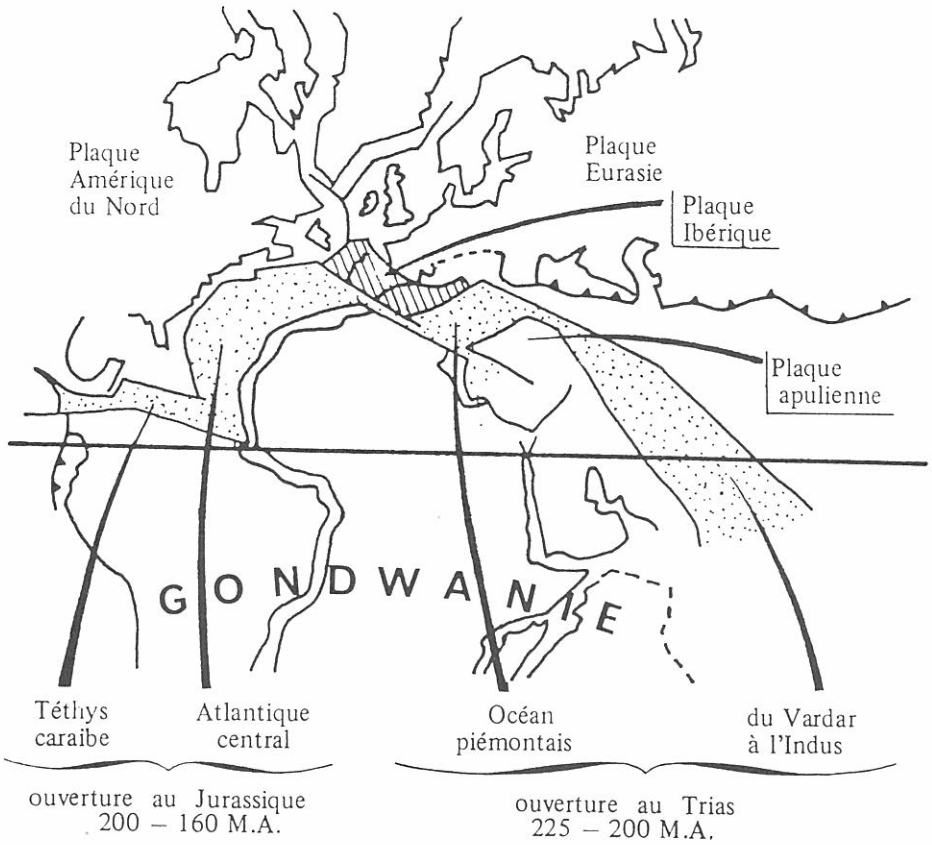

Fig. 5 — Place et indididualisation de la Plaque ibérique (adapté d'après Bernouilli et Lemoine, 1980).

Au Tertiaire (peut-être en certains points, déjà au Crétacé supérieur) un serrage a eu lieu entre la Plaque Europe et la Plaque ibérique. Les modalités et les mécanismes n'en sont pas encore éclaircis mais le résultat est tangible ; il a soudé à nouveau l'Ibérie à l'Europe, en laissant ouvert le Golfe de Gascogne mais en écrasant toute la marge nord de la Plaque ibérique, ce qui a donné le système pyrénéo-cantabrique. Cette soudure, représentée dans le domaine continental par les Pyrénées, s'est faite dans une position différente de celle du Paléozoïque. Vue d'Europe, l'Espagne se trouve ainsi déplacée vers l'E. La marge continentale cantabrique actuelle exprime une structure et une morphologie postérieures à l'orogenèse pyrénéenne.

QUESTIONS

D'autres points sont cernés avec un degré d'approximation plus lâche. L'incertitude tient essentiellement aux déformations dûes au serrage d'où est sortie la Chaîne pyrénéo-cantabrique : plissements, chevauchements, coulissages, rotations. . .

Comment la séparation de la Plaque ibérique et de la Plaque Europe s'est-elle faite ? Il semble que l'on s'accorde pour penser qu'il y a eu distension, étirement, amincissement crustal (la nature du volcanisme du Pays basque au Crétacé supérieur en est un témoignage). Qu'il y a eu, pour le Golfe de Gascogne, un processus de rifting, puis genèse d'une croûte océanique. Mais peut-être que pour la partie pyrénéenne la distension n'a jamais dépassé le stade de la croûte continentale amincie.

Quelles ont été les modalités de la translation de l'Ibérie par rapport à l'Europe ? L'un des résultats d'ensemble est un décrochement senestre. Comment s'est-il réalisé ?
a) Faut-il invoquer un coulissage selon une ligne unique qui aurait été la limite nette entre les deux plaques ? La déformation ultérieure rend difficile la lecture de ce qu'aurait pu être en chaque point cette limite au Crétacé. Toutefois les faits d'observation s'accordent mal avec cette première interprétation (qui aurait le mérite de la simplicité), ce qui explique que d'autres hypothèses aient été avancées.

b) Cisaillement selon une zone disloquée ayant une largeur non négligeable (100 km ou plus) dans laquelle se seraient découpés des blocs et bassins losangiques en fonction des différences dans la valeur du déplacement latéral ? (hypothèse Choukroune et Mattauer, 1978).

c) Le coulissage serait réparti sur une largeur encore plus grande, ce qui pourrait faire intervenir la Chaîne ibérique avec éventuellement, une très hypothétique faille de l'Ebre (suggestion Malod, 1982).

d) Le déplacement d'ampleur réduite, s'expliquerait par des failles SW-NE, obliques par rapport à l'allongement des Pyrénées (hypothèse Souquet et al., 1977).

Quoiqu'il en soit, il faut sans doute envisager les choses différemment pour la région pyrénéenne qui s'est retrouvée en face de l'Aquitaine continentale et n'a peut-être jamais connu le stade de croûte océanique.

Où se situait la limite entre les deux plaques, ibérique et européenne ? Cette troisième question n'est évidemment pas indépendante de la précédente. Cependant on peut l'aborder d'une autre manière en la décomposant ainsi :

a) Où la marge continentale nord de la Plaque ibérique se situait-elle à l'époque où elle a été le mieux individualisée, c'est-à-dire au Crétacé supérieur ? En effet la marge, et non la limite de la plaque, correspond à une morphologie décelable dans la sédimentation. Nous répondrons en partie à cette question dans l'étude du Crétacé supérieur.

b) Où placer la morphologie sud de la Plaque européenne à cette même époque ? La perturbation par l'orogenèse pyrénéenne est plus forte de ce côté, la réponse à la question est moins évidente.

c) Et cette réponse est d'autant moins facile qu'il n'y a peut-être pas eu deux marges symétriques et bien typiques se faisant vis à vis de part et d'autre d'un fossé simple ou d'une «Mer Rouge» débutante. Peut-être y a-t-il eu des blocs plus ou moins hauts en situation intermédiaire. Ce qui correspondrait très bien à l'hypothèse d'une zone de dislocation cisaillante entre les parties solides des deux plaques avec des bassins subsidents circonscrits et aussi des compartiments qui s'enfoncent moins (Mathey, voir plus loin). A laquelle des deux plaques attacher alors tel ou tel morceau ? Ne serait-ce pas là un des problèmes des massifs paléozoïques basques ?

DES PYRÉNÉES VERS L'OUEST

UN PEU D'HISTOIRE : PROGRES DES CONNAISSANCES, ÉVOLUTION DES IDÉES

L'histoire d'une recherche peut se lire de bien des manières. Aucune de ces lectures n'a de valeur absolue. Aucune n'est la seule vraie. Il en va ainsi de celle qui suit, vue plutôt de l'W.

Bien que l'on doive considérer l'ensemble Pyrénées et Chaîne cantabrique comme la même entité géologique (à laquelle la Provence aussi se rattache), il est certain que, dans le développement des recherches et de la pensée géologique, la question du prolongement des Pyrénées vers l'W, en Espagne, s'est longtemps posée. Où et comment les Pyrénées se terminent-elles à l'W ?

Pour Lamare (1936, 1950) l'ennoyage vers l'W du Massif des Cinco-Villas, le dernier des massifs basques (le dernier lorsqu'on vient de France), marquait la fin des Pyrénées. Au delà du rio Oria qui contourne à l'W le Massif des Cinco Villas, ce n'étaient plus que structures et morphologie «jurassiennes». Un tout autre pays !

Et c'est dans cet esprit que l'on a discuté au 1er Congrès International d'études pyrénéennes à St Sébastien en 1950. Le titre de l'article d'Olagüe (1951) ; «Acaban los Pirincos en el rio Oria ? » résumait bien la discussion dans laquelle étaient intervenus non seulement géologues et géomorphologues, mais aussi des géographes et les historiens. Ciry avait diplomatiquement suggéré de bien distinguer deux notions : celle de Pyrénées au sens strict, géographique et historique, d'une part, celle de «domaine pyrénéen» d'autre part. Sans doute ne voyait-il pas encore toute l'extension que prendrait cette dernière lorsque la géologie aura franchi l'écran longtemps opaque de la surface de la mer.

C'était déjà à la recherche de la terminaison occidentale des Pyrénées que Ciry lui-même était parti en 1926. Du côté français les structures pyrénéennes sont chevauchantes vers le Nord. Inversement, en Espagne elles sont dans l'ensemble poussées vers le S. Quel pouvait être le destin de ces structures vers l'W ? Perdues en mer sous les eaux du Golfe de Gascogne ? Mais pourquoi ne se raccorderaient-elles pas, dessinant en continuité une charnière ? Et alors où ? Charnière basque (rodilla vasca) ? Charnière asturienne (rodilla asturiana) ? Ces deux termes ont été employés encore plus tard (Llopis LLado). Ciry alla la chercher au S de Santander, près des sources de l'Ebre, mais finalement la charnière pyrénéenne n'était pas au rendez-vous.

Ni charnière, ni changement brutal de structure. Des formations caractéristiques des Pyrénées comme l'Urgonien et son emballage terrigène, ou comme les flyschs du Crétacé supérieur, se continuent bien au-delà de l'ennoyage des Massifs pyrénéens basques. Les plis et chevauchements de Biscaye continuent sans hiatus, en les modifiant progressivement, les structures des Pyrénées basques (Rat, 1959). Au S les chevauchements de type sud-pyrénéen vont rejoindre vers l'W le chevauchement méridional du Massif asturien sur le Bassin du Douro (Ciry et al., 1967).

La 5ème édition de la carte géologique de France à 1/1000 000 (1968) exprimait bien cette façon de voir. La légende installée jusque là dans l'angle SW de la carte en masquant tout ce qui était à l'W d'Hendaye, point où la frontière franco-espagnole atteint la côte, était déplacée vers le N. La nouvelle édition donnait ainsi une image de la Chaîne pyrénéo-cantabrique jusqu'au Massif asturien.

Ce n'était pas encore suffisant. A l'W de Bilbao le rivage actuel coupe les structures basques. Il faut suivre plus loin encore sous la mer la continuité des structures. A ce moment sont intervenus les travaux en mer sur le plateau continental (cf. Colloque sur l'Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 1970). Et l'on voit une partie des progrès réalisés dans ces sens en comparant la 5ème édition de la carte de France dont il vient d'être question, avec la «Carte du plateau continental du Golfe de Gascogne» à 1/1000 000 , parue en 1976 ou avec la carte géologique de la «France et de la marge continentale» à 1/1500 000 parue en 1980. La légende a migré une fois encore et a quitté le Golfe de Gascogne dont la marge méridionale est bien intégrée à la géologie du continent.

Ainsi en deux temps, en fonction des progrès des connaissances, les concepts sur la Chaîne pyrénéenne ont intégré d'abord la Cordillère cantabrique (el Pirineo cantábrico) puis la marge continentale ibérique. Et maintenant, tenant compte des faits connus, du stade actuel de la pensée géologique internationale (et sans doute un peu aussi de la mode) l'explication des Pyrénées est recherchée dans la confrontation de deux plaques de la croûte terrestre.

LE DEVENIR DES STRUCTURES PYRÉNÉENNES VERS L'OUEST

En même temps que s'étendait vers l'W le domaine d'investigation pyrénéen, les questions se sont modifiées et de nouvelles se sont posées. L'une d'entre elles, apparue dès les travaux de Lamare (1936, 1950), est sans doute la suivante : que deviennent les unités pyrénéennes bien définies dans les Pyrénées orientales et centrales ? En particulier, dans les structures actuelles reconnues : le Front nord-pyrénéen, la zone nord-pyrénéenne et ses massifs paléozoïques, la zone métamorphique (zone interne de Souquet et al., 1977), la faille nord-pyrénéenne et la zone axiale ou Haute chaîne paléozoïque, la zone sud-pyrénéenne...

Ce n'est pas une critique que de constater que les schémas qui tentent de prolonger vers l'W les structures pyrénéennes sont tous plus ou moins hésitants. C'est peut-être tout simplement que, tout en continuant les Pyrénées et appartenant au même édifice, le segment pyrénéo-cantabrique a son originalité et qu'il introduit, ou fait disparaître, certains éléments. Peut-être faut-il chercher des relais (sans que cela implique nécessairement des décrochements) plutôt que des continuités ?

Pour éclairer un peu cette question du devenir des structures pyrénéennes vers l'W - non la résoudre - essayons de rassembler quelques données et quelques fragments d'interprétation sur cette partie des Pyrénées basco-cantabriques que l'on a aussi parfois appelée Arc basque.

QUELQUES ÉLÉMENTS D'ANALYSE DE L'ARC BASQUE

Par ce nom descriptif et à priori non interprétatif d'Arc plissé basque, on désigne ici l'ensemble formé par les massifs paléozoïques occidentaux du Pays basque et les plis qui les prolongent dans la couverture secondaire et tertiaire, en affleurement jusqu'à la ria de Bilbao, puis sous la mer jusqu'à la coupure faite par le talus continental à une cinquantaine de km plus loin au NW.

Il mérite de retenir un instant l'attention car :

a) Il est la partie la plus pyrénéenne de notre région. On peut donc espérer y trouver des éléments pour mieux comprendre la Chaîne pyrénéenne.

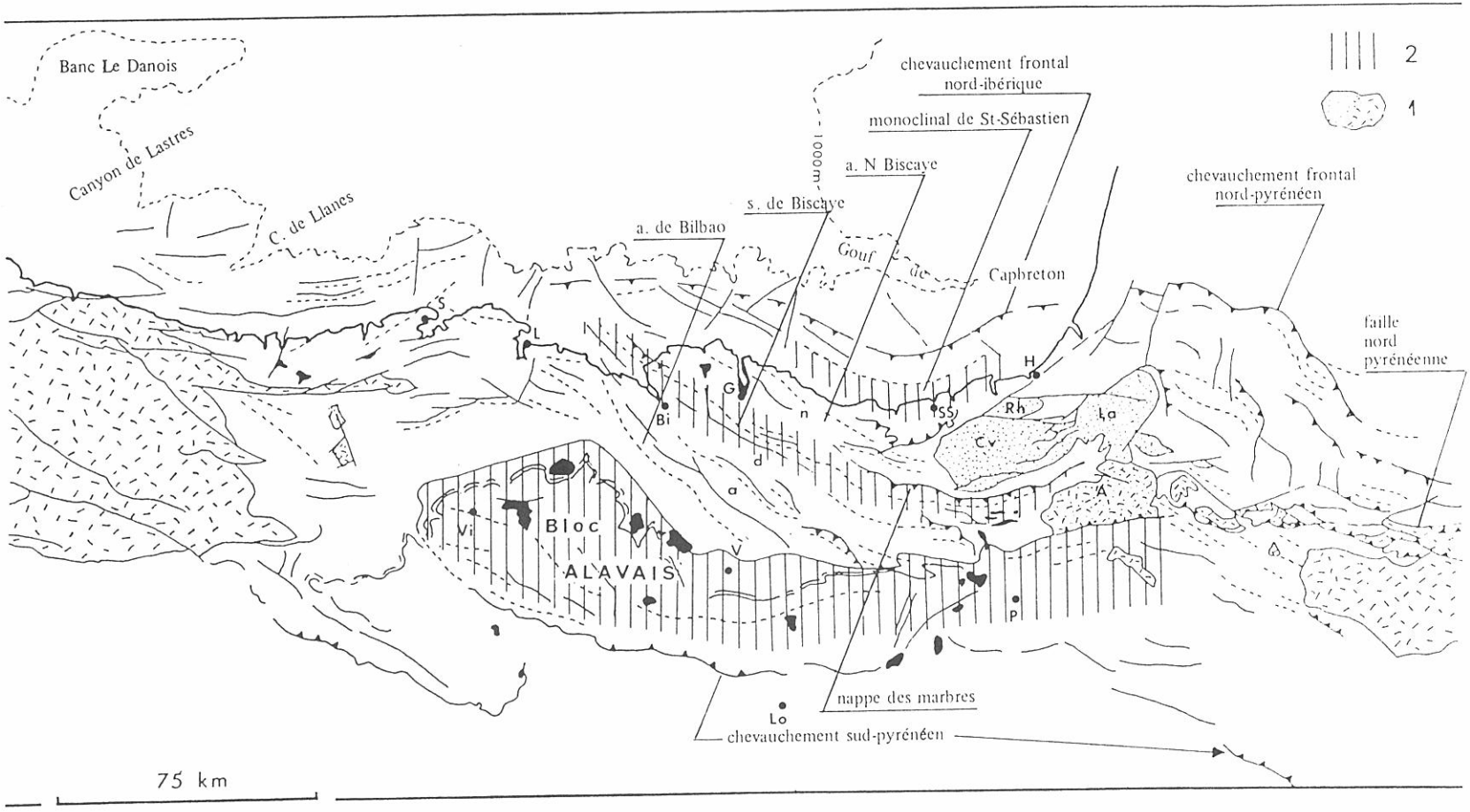

Fig. 6 — Principaux éléments des Pyrénées basco-cantabriques (à l'E d'Hendaye, d'après Souquet et al., 1982).
1 : Massifs paléozoïques (Massifs basques occidentaux : a : Aldudes, - Cv : Cinco Villas, - La : Labourd, - Rh : La Rhune), - 2 : Grands ensembles de Crétacé supérieur et de Tertiaire dans l'Arc basque et sur sa bordure méridionale. Pour les autres figurés, voir fig. 7.
Localités. Bi : Bilbao, - G : Guernica, - H : Hendaye, - L : Laredo, - L : Logroño, - P : Pampelune (Pamplona), - S : Santander, - SS : St-Sébastien (San Sebastian), - V : Vitoria, - Vi : Villarcayo.

b) Cependant la continuité des structures n'y est pas évidente. En particulier l'extrémité orientale de l'arc semble venir se coincer obliquement contre les structures pyrénéennes WNW - ESE.

c) A l'intérieur même de l'arc, a dû se faire la soudure post-crétacée entre deux éléments, l'un de la Plaque Europe, l'autre de la Plaque ibérique. Soudure sans l'interposition, comme à l'E de la Haute Chaîne paléozoïque et moyennant un serrage peut-être moins destructeur que dans la zone nord-pyrénéenne. D'où un espoir de mieux retrouver le dispositif anté-tectonique, c'est-à-dire celui du Crétacé.

ORGANISATION GÉNÉRALE

La partie moyenne de l'arc à l'W de St-Sébastien, sur une transversale N-S qui irait de la côte à la région de Vitoria, offre un dessin en apparence assez clair de structures chevauchante ou déversées vers le N dans lequel on peut distinguer :

Le monoclinal de St.-Sébastien à plongement N. C'est la bande de flysch Crétacé supérieur (dans laquelle a été creusé le *couloir Deva - Irun* dominé par le *Chaînon littoral* des grès éocènes). Elle suit le littoral depuis la frontière franco-espagnole. Elle est le bord sud d'un ensemble synclinal de Tertiaire mis en évidence sur le plateau continental.

L'anticlinal (ou anticlinorium) nord de Biscaye : Arc anticlinal complexe formé par le Massif hercynien des Cinco Villas (N 80) et la ride de fond qui le prolonge (N 120) en s'abaissant de façon continue jusqu'à l'W de Guernica. La couverture mésozoïque y est fortement disloquée, plus ou moins décollée, avec des chevauchements et même des charriages à l'horizontale.

Le synclinorium (ou synclinal) de Biscaye, N 110 - 115, dans lequel sont impliqués le Crétacé supérieur, avec ses puissantes accumulations volcaniques, et l'Eocène. Le matériel flysch (Crétacé et Eocène) y domine. Le synclinorium est dissymétrique. Son flanc sud est vertical ou légèrement renversé vers le N, étiré et plus ou moins brisé (Rat, 1959). Etant donné la rigidité de son alignement il doit correspondre à un accident profond du socle (faille de Durango *in* Soler et al., 1981). Son flanc nord est apparemment calme, dans ses grands traits : calme un peu trompeur car il est parfois écaillé et montre des signes d'une compression importante bien enregistrée dans un matériel souple (Cuevas et al., 1982). Au NW le Synclinal de Biscaye se ferme sous la mer. Vers le SE, réduit aux termes de base du Crétacé supérieur, il s'insinue entre les massifs paléozoïques des Cinco Villas et des Aldudes en arrière de la *Nappe des Marbres* (Lamare, 1936) donnant l'ensemble appelé aussi synclinal de la Nappe des Marbres.

L'anticlinorium de Bilbao, partie externe, méridionale de l'Arc basque, est plus perturbé. En simplifiant, trois éléments anticlinaux accolés en échelon se relaient du NW au SE, l'orientation se modifiant de l'un à l'autre :

a) Anticlinal de Bilbao (et de la vallée d'Arratia), N 130, brisé et à tendance chevauchante sur son flanc nord qui disparaît pratiquement au SE de Bilbao selon une grande fracture apparemment verticale.

b) Système du Duranguesado et de l'Aitzgorri, N 120, dans lequel le Crétacé inférieur (Wealdien et Urgonien) semble complétement désolidarisé de son soubassement et écaillé vers le N.

c) Sierra d'Aralar, autour de N 90, dont le comportement est analogue (Floquet et Rat, 1975). Ces trois éléments s'ennoient obliquement vers le SE sous le Crétacé supérieur dans lequel les structures deviennent plus calmes. D'W en E aussi leur orientation se modifie progressivement selon la courbure de l'arc.

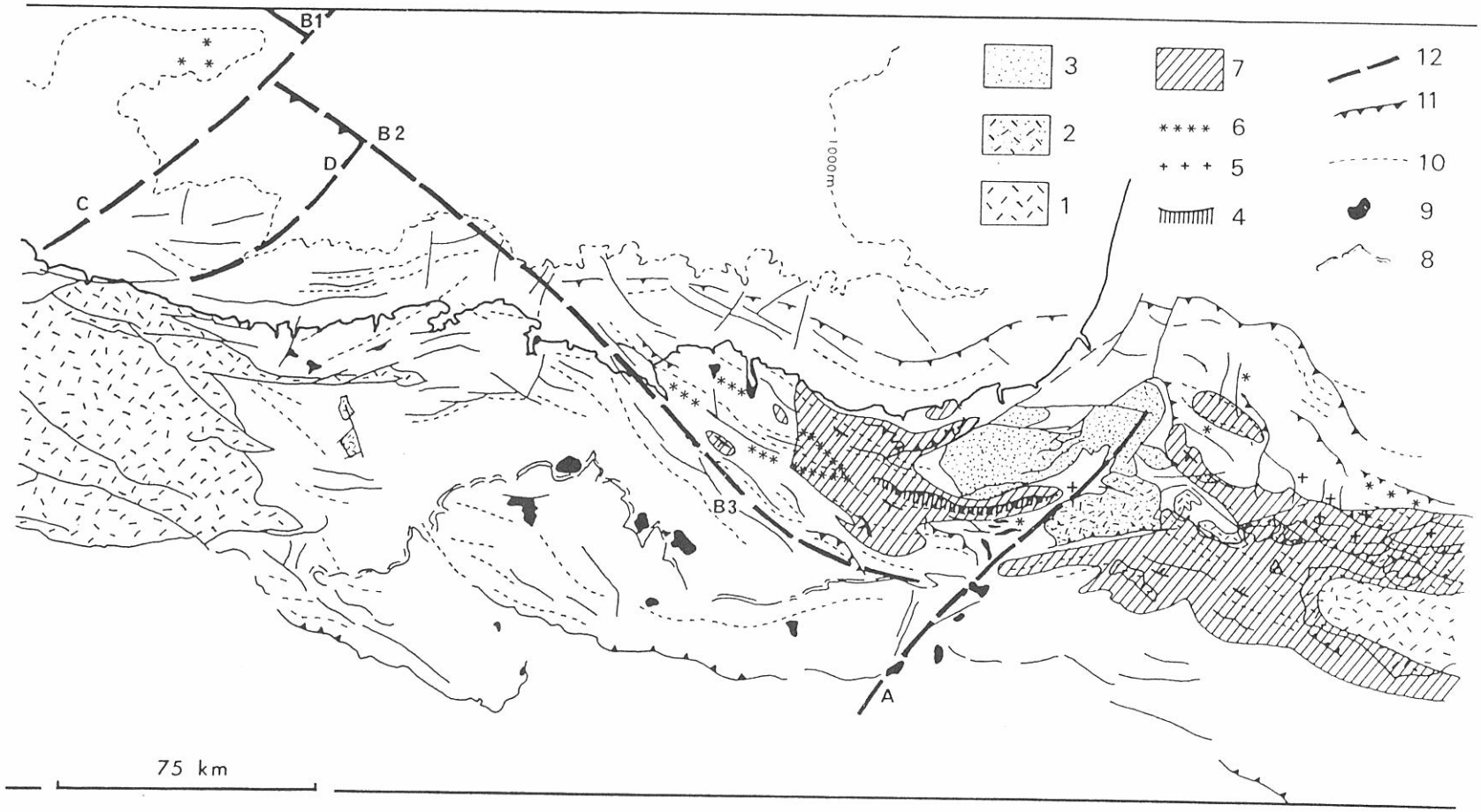

Fig. 7 — Pour une interprétation de la continuité des Pyrénées vers l'Ouest (voir aussi fig. 6).

Socle. 1 : Socle ibérique (d'après Souquet et al.,1982, pour les Pyrénées s.s.), 2 : Socle européen, 3 : Socle des Aldudes de signification discutée.
Magmatisme et métamorphisme. 4 : Métamorphisme de la Nappe des Marbres, 5 : Lherzolites, 6 : Epanchements volcaniques du Crétacé supérieur, 7 : Schistosité (d'après Choukroune et Séguret).
Structure et morphologie. 8 : Cuesta (Crétacé supérieur et Tertiaire) enveloppant le «synclinal» sud-pyrénéen, 9 : Diapirs de Keuper, 10 : axes des principaux plis, 11 : Principaux chevauchements, 12 : Localisation approchée d'accidents profonds importants (A : Ligne des diapirs navarrais, B : Faille de Bilbao – B^1. Au droit du Banc le Danois, B^2. Sur le plateau continental, d'après Deregnaucourt, B^3. Sur l'anticlinorium de Bilbao – C : Canyon de Lastres, D : Canyon de Llanes).

A ces trois éléments on est tenté d'en ajouter un quatrième plus à l'E, le Massif des Aldudes, qui continue le dispositif des trois précédents mais, chevauchant vers le S, situé au-delà de ce que nous appellerons plus loin la ligne des diapirs navarrais, sa signification est peut être très différente.

DYSHARMONIE, VOIRE DIVORCE, ENTRE COUVERTURE ET SOUBASSEMENT HERCYNIEN

En fait cette organisation générale d'apparence assez simple est peut-être trompeuse. Des forages réalisés dans l'Arc basque ont réservé quelques surprises et décelé une structure profonde plus complexe que celle que l'on attendait. On a pu démontrer sur certains cas que des structures actuelles (orogenèse tertiaire) étaient complètement indépendantes des structures (d'âge Crétacé) qui avaient contrôlé le dispositif sédimentaire.

Parmi les causes possibles de cette complexité, l'épaisseur (plusieurs km) de la couverture sédimentaire mésozoïque conservée, l'existence dans cette couverture de plusieurs niveaux de décollement (notamment celui, classique, des argiles gypsifères du Keuper, mais aussi celui des argiles infra-urgoniennes), les variations rapides et importantes d'épaisseur liées à la structure et la dynamique du bassin de sédimentation. Parmi les conséquences, le divorce entre les structures superficielles et les structures profondes. Autant de faits dont il faut tenir compte dans la reconstitution du dispositif crétacé et dans l'affrontement des plaques.

EXISTENCE, DANS L'ARC BASQUE, D'UNE ZONE D'INTENSITÉ TECTONOMAGMATIQUE MAXIMALE QUI VA EN S'ATTÉNUANT VERS L'OUEST (fig. 7)

Incontestablement il existe une zone de manifestations tectoniques et magmatiques maximale qui correspond à l'axe de l'Arc basque (Nappe des Marbres et Synclinorium de Biscaye) et dans laquelle se superposent :

a) les épanchements volcaniques et les filons intrusifs du Crétacé supérieur ;
b) le métamorphisme «chaud» de la Nappe des Marbres ;
c) la schistosité tectonique tertiaire, maximale à l'E, qui s'atténue et disparaît dans la partie W du synclinorium de Biscaye.

Dans les Pyrénées proprement dite cette association est caractéristique de la zone nord-pyrénéenne. D'où une hypothèse qui vient immédiatement à l'esprit : Nappe des Marbres et Synclinorium de Biscaye sont l'équivalent et donc le prolongement vers l'W de la zone nord-pyrénéenne. C'est interprétation retenue, par exemple, par Souquet et al. (1977) en considérant que cet alignement représente la zone interne de la Chaîne pyrénéenne. Mais la continuité même de la zone nord-pyrénéenne déjà a été mise en cause (Canérot et al., 1978).

Il faut en effet bien voir à quoi peuvent correspondre ces trois phénomènes qui se superposent dans la structure actuelle, mais qui sont d'âges différents : Albien supérieur à Coniacien - Santonien pour les épanchements volcaniques sous-marins du Pays basque d'Espagne (Lamolda et al., sous presse), fin ou post-Eocène pour la schistosité de Biscaye dans lequel le Lutétien est impliqué, plus incertain pour le métamorphisme de la Nappe des Marbres. Le métamorphisme a été estimé pouvoir être Albien - Cénomanien par analogie avec les datations obtenues en France dans la zone nord-pyrénéenne (Albarede et Michaud-Vitrac, 1978), plus récent selon une datation unique très discutée (id.).

Volcanisme et métamorphisme peuvent être liés à des causes communes s'ils sont effectivement proches l'un de l'autre dans le temps malgré un léger décalage géographique des affleurements. Selon Albarede et Michaud-Vitrac (1978) la source de chaleur, cause du métamorphisme nord-pyrénéen, doit être une bande à la fois étroite et peu profonde ; la durée de la période de métamorphisme n'a pu être très longue. A moins de compliquer l'interprétation, il faut donc intégrer géographiquement et chronologiquement le métamorphisme de la Nappe des Marbres dans le métamorphisme nord-pyrénéen, en liaison avec les montées ultra-basiques traduites par les lherzolites.

Les observations de Robert (1971) sur la diagenèse de la matière organique (évaluée d'après le P.R. (pouvoir réflecteur de la matière organique insoluble) vont dans le même sens. Des P.R. anormaux sur des échantillons crétacés obtenus en forage conduisent aux deux conclusions suivantes :

a) La forte diagenèse implique une action métamorphique dont l'intensité et la distribution paraissent nettement en relation avec les plis de Biscaye. L'intensité est maximale dans cette région (forage près de Bilbao dans le Crétacé inférieur). L'effet de métamorphisme s'atténue et disparaît rapidement vers le S. Il semble difficile d'y voir des manifestations isolées de phénomènes hydrothermaux, mais plutôt les effets d'un métamorphisme régional profond.

b) L'âge des séries affectées par le métamorphisme vient à l'appui de cette thèse. En effet «l'extinction de ce métamorphisme se fait brutalement au sommet de l'Albien ou la base du Cénomanien pratiquement dans tous les sondages ayant traversé le Crétacé supérieur». Ainsi, malgré le nombre encore limité de points d'observation, on est donc conduit à associer ce métamorphisme révélé par l'étude de la matière organique à celui de la Nappe des Marbres (localisation, âge).

Le volcanisme alcalin (Azambre et Rossy, 1976) est en relation avec un amincissement et une fracturation de la croûte continentale. La schistosité tectonique s'est ajoutée plus tard. Bien sûr, l'héritage des phénomènes structuraux auxquels le volcanisme et le métamorphisme ont été associés a dû jouer un rôle lors de la compression tertiaire. Mais il faut, dans la recherche de l'explication, bien séparer ces deux types d'événements.

DISCONTINUITÉS VERS L'EST

Si à l'W du méridien d'Hendaye, l'Arc basque ne pose pas de problème majeur pour la lecture de ses grandes lignes (le détail posant encore bien des question), il n'en est pas de même à l'E. Deux traits vont être évoqués : la ligne des diapirs navarrais et le regroupement des massifs basques.

La première description de l'Arc basque (Rat, in Mangin et Rat, 1962) intégrait le Massif des Aldudes. Cependant on a évoqué (Feuillée et Rat, 1971) la possibilité d'un accident transverse NE-SW qui pourrait avoir une signification importante, paléogéographique et structurale, et qui séparerait les Aldudes de l'Arc basque proprement dit : *ligne Elizondo - Estella* que l'on peut appeler plus commodément *ligne des diapirs navarrais* car il se manifeste en surface par tout un alignement de diapirs ou de cicatrices de Keuper. Cette ligne semble avoir longtemps, au Crétacé inférieur et moyen, bloqué l'extension du Golfe basco-cantabrique vers le SE. Et toujours joué un rôle paléogéographique de limite au Crétacé supérieur (voir la partie Crétacé supérieur).

Actuellement elle correspond à un décalage du chevauchement frontal sud-pyrénéen et sépare une région (côté E) où les chevauchements sont dirigés vers le S, d'une région (côté W, Arc basque) où ils le sont vers le N ou NE . Elle coïncide aussi avec un décalage dans la disposition des aires affectées par la schistosité (fig. 7).

Le massifs paléozoïques basques occidentaux (Labourd, La Rhune et Cinco Villas, Aldudes) ont longtemps été considérés comme formant bien un même ensemble géologique, dans lequel on a recherché l'équivalent des massifs paléozoïques nord-pyrénéens ou celui de la zone axiale pyrénéenne. Or bon nombre d'arguments vont à l'encontre de cette conception. Par exemple :

a) La cartographie de ces massifs montre des différences notables dans le matériel comme dans les structures hercyniennes et l'absence des continuités que l'on pourrait attendre

b) Entre Cinco Villas et Aldudes, l'interposition de la zone de schistosité et de métamorphisme démontre que ces deux massifs aujourd'hui proches ont été séparés par une structure profonde importante (la limite entre Plaque Europe et Plaque ibérique ? Ou bien la limite entre deux éléments d'une de ces plaques ?).

c) Alors que le Massif des Cinco Villas semble bien inséré en continuité dans la structure anticlinale nord-Biscaye, la continuation des Aldudes dans le Mésozoïque vers l'W n'est pas évidente. Et c'est précisément là que passerait l'accident transverse des diapirs navarrais.

On peut donc se poser beaucoup de questions, que des études précises devraient aider à résoudre, sur la signification de ces massifs basques occidentaux aujourd'hui rassemblés sur un petit espace (60 x 50 km) dans des positions relatives qui n'étaient probablement pas les leurs pour la période qui nous occupe, le Crétacé. Sont-ils vraiment enracinés ou certains plus ou moins éjectés ? Certains n'ont-ils pas subi des rotations non négligeables qu'il ne faudrait pas oublier dans les études de paléomagnétisme ?

Quoiqu'il en soit il conviendrait de retenir, pour l'interprétation paléogéographique et structurale, que dans cette région la croûte continentale a été très disloquée, très compartimentée, puis sans doute très déformée.

A LA RECHERCHE DES STRUCTURES PROFONDES A PARTIR DU DISPOSITIF ACTUEL (fig. 8)

Pour accéder aux structures profondes (celles qui ont affecté le soubassement hercynien pendant la sédimentation post-hercynienne et l'orogenèse pyrénéenne) et pour détecter quelle a pu être leur place dans l'histoire structurale et paléogéographique, deux voies nous sont offertes, qui peuvent être complémentaires pour un même accident : l'analyse des structures actuelles et l'interprétation de la géométrie sédimentaire.

Plusieurs grands accidents se voient à l'affleurement et sur carte. Quelle est leur importance pour notre propos ?

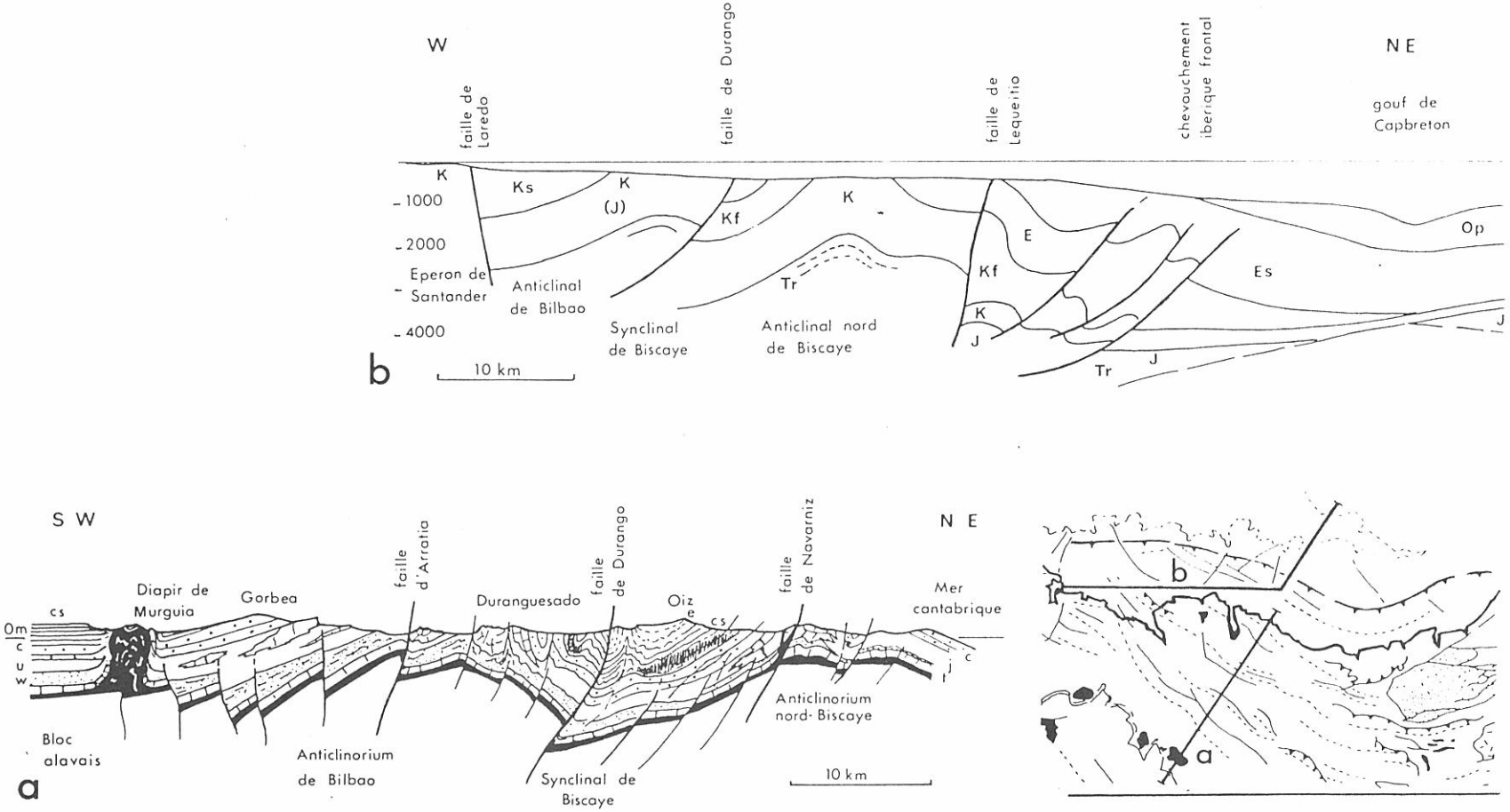

Fig. 8 — Coupes interprétatives à travers l'Arc basque.
a. D'après nos observations. – T : Trias, J : Jurassique, C : Détritique albien, Cs : Crétacé supérieur, E : Eocène (flysch).
b. D'après Soller et al. (1981). – Tr : Trias, J : Jurassique, K : Crétacé inférieur, Ks : Crétacé supérieur, E : Eocène, Es : Eocène supérieur, Op : Oligocène - Pliocène.

CHEVAUCHEMENT FRONTAL NORD–PYRÉNÉEN ET CHEVAUCHEMENT FRONTAL NORD–IBÉRIQUE

Le chevauchement frontal nord-pyrénéen est une structure bien connue tout le long des Pyrénées : une série d'accidents inverses vers le N, plus ou moins chevauchants, qui se relaient depuis le Languedoc jusqu'à la côte atlantique.

Dans les Pyrénées atlantiques (Zolnai, 1971) «il convient plutôt de parler d'une famille d'accidents orientés E-W, plus ou moins discontinus, disposés en coulisse et se relayant entre eux... Le tracé de l'accident frontal correspond ainsi à une enveloppe qui suit le plus septentrional des accidents... Il se situe approximativement à la limite des affleurements mésozoïques et tertiaires de la Chaîne pyrénéenne d'une part et le bassin molassique d'autre part. Les dépôts molassiques le masquent d'ailleurs partiellement». Le déplacement horizontal peut être de l'ordre de 25 km.

En mer, dans le prolongement du chevauchement nord-pyrénéen on note :

a) Une morphologie, la pente continentale .

b) Une structure, «un chevauchement majeur associé à un prisme d'accrétion tectonique et à un axe gravimétrique négatif» que l'on peut suivre jusqu'au NW de Bilbao (Deregnaucourt, 1980). Il est logique de considérer que cette structure (elle-même complexe et faite sans doute de relais) est la continuation du front de chevauchement nord-pyrénéen (Boillot et al., 1973 ; Boillot et al., 1974). D'autant plus qu'elle occupe la même position frontale par rapport au plis des Pyrénées basco-cantabriques.

ACCIDENT FRONTAL DE LA NAPPE DES MARBRES

Quoiqu'encore très incomplètes, toutes les données recueillies à son sujet attestent qu'il s'agit d'un accident profond comparable aux divers éléments rassemblés sous le nom de Faille nord-pyrénéenne (Choukroune, 1976). Faille profonde sub-verticale à inverse vers le N, il correspond à une discontinuité individualisée avant la compression pyrénéenne. En effet : a) dans sa partie orientale il sépare une série mésozoïque complète au S d'un domaine où le Crétacé supérieur peut reposer directement sur le Paléozoïque ; b) la zone métamorphique est localisée au S de la ligne de contact anormal.

Par la suite cet accident a joué un rôle dans la tectonique tertiaire. Il se trouve à peu près dans l'axe de la zone de plissement maximal et de la zone de schistosité. C'est sur son tracé que s'est faite la rupture de la couverture ayant donné naissance au contact anormal chevauchant de la Nappe des Marbres. Enfin (Choukroune, 1976) au S, les terrains mésozoïques touchés par le métamorphisme «sont plissés isoclinalement, les plongements axiaux dans les plans de schistosité et les plans axiaux de ces plis sont localement faiblement pentés vers le S ; au N de l'accident, le plissement synschisteux n'est plus isoclinal et le déversement des structures est très peu accentué».

L'accident frontal de la Nappe des Marbres se suit très clairement des environs d'Elizondo à l'E jusqu'au S de Tolosa, sur une cinquantaine de km. Au-delà, on peut retrouver son tracé jusqu'au environ d'Elgoibar, à une trentaine de km plus loin au NW. Plus loin encore, les cassures de l'anticlinal de Navarniz se situent dans le prolongement jusqu'à la ria de Guernica, mais de toute façon, le phénomène est extrêmement atténué.

ACCIDENT SUD DU SYNCLINAL DE BISCAYE (FAILLE DE DURANGO)

La rigidité même du Synclinal de Biscaye et particulièrement de son flanc sud (sur plus de 75 km de Zumarraga à la ria de Bilbao, et plus loin encore sur le plateau continental) implique l'existence d'un accident cassant du socle. La verticalité, l'étirement ou l'absence de certaines couches le long du contact Crétacé / Eocène ou dans le Crétacé supérieur lui-même, vont vers cette même conclusion. Cependant, à l'affleurement il ne s'agit pas d'un accident unique.

L'ampleur du jeu vertical de l'accident profond peut être apprécié par le fait que, dans ces séries qui totalisent plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, on retrouve à la même altitude, à très courtes distances l'Aptien d'un côté, le Lutétien de l'autre (fig. 8).

FAILLE DE BILBAO

Ce nom désigne un accident identifié en mer sur le bord continental et que l'on prolonge, un peu schématiquement peut-être, sur les terres émergées en le faisant passer au S du Synclinal de Biscaye. Prenons la présentation qu'en donne Deregnaucourt (1980). Sur la marge nord-ibérique, trois structures d'orientation N 130 - 140 ont été identifiées et interprétées comme des décrochements car elles correspondent à des décalages du chevauchement frontal nord-ibérique : faille et canyon de la Corogne, faille cantabrique (ou de Ventaniella) et canyon d'Avilés, faille et ria de Bilbao.

La plus orientale, dite faille de Bilbao, a été recoupée par les enregistrements sismiques à l'extrémité du Banc le Danois. Elle est en continuité avec les directions NW-SE qui apparaissent clairement sur le plateau continental. Plus loin on voit son prolongement sur le bord SW du Synclinal de Biscaye. C'est évidemment l'hypothèse la plus simple, mais nous venons de constater que ce flanc SW du synclinal (faille de Durango) n'est pas le seul accident de même orientation dans cette région. La faille d'Arratia n'est-elle pas à prendre en compte aussi ? Et, qui sait, l'accident profond que traduit en surface la «Nappe des Marbres» Au lieu d'un accident unique, on retrouve peut-être une fois de plus, un dispositif en coulisse ? Pour compléter notre information, examinons maintenant, non plus l'accident en lui-même, mais les régions en contact de part et d'autre de l'anticlinorium de Bilbao.

A L'OUEST DE L'ARC BASQUE

Les rapports entre l'Arc basque et les éléments plus occidentaux de la Chaîne pyréno-cantabrique sont plus clairs que ne l'est sa terminaison orientale. De ce côté, l'arc tangente une structure beaucoup plus calme qui fait corps avec le Massif asturien.

A l'W de l'Anticlinal de Bilbao, en effet, les structures changent nettement de caractère. Les directions W-E prennent une place importante. Les plis s'atténuent, se simplifient et s'alourdissent. Et surtout l'influence du socle est nettement plus directe et plus proche (fractures rigides, «coin» de Ramales, enveloppement du Massif asturien). On reconnaît en divers points la concordance entre les structures actuelles et celles du soubassement sur lesquelles s'est organisé le dispositif sédimentaire crétacé (structure de Ramales par exemple).

On est donc conduit à l'interprétation suivante. A l'W de l'Arc basque on a affaire à une région plus stable, moins disloquée, *et ce que l'on peut appeler «faille de Bilbao» est la zone de raccordement entre ce pays relativement stable et la région qui au NE a connu le métamorphisme et le volcanisme crétacé, le maximum de tectonique tertiaire.* Le jeu ne s'est sans doute pas fait suivant un accident unique, et peut-être pas aux mêmes points à toutes les époques.

Ajoutons, et ce n'est certainement pas un hasard, que cette zone a représenté à partir du Crétacé moyen la limite SW des flyschs basques (Rat 1959b, Feuillée et Rat, 1971,«Accident profond de Bilbao» in Amiot, Floquet et Mathey, 1982). Elle a donc été, au Crétacé supérieur et à l'Eocène, la structure exprimée morphologiquement par la pente continentale.

RELATIONS ENTRE LES DOMAINES CANTABRIQUE ET NORD-OUEST IBÉRIQUE

par Jean SALOMON et Pierre RAT

L'un des premiers traits qui ressort de la cartographie (fig. 9) est l'importance et la continuité des directions structurales NW-SE entre, d'une part, la partie cantabrique qui s'étend au SW de l'Arc basque et, d'autre part, la partie NW des chaînes ibériques qui nous intéresse plus particulièrement.

Les deux régions, cantabrique et NW ibérique. sont séparées actuellement par le fossé tertiaire de Burgos - Briviesca - Logroño, large d'une trentaine de kilomètres, qui relie le Bassin de Vieille Castille à celui de l'Ebre. Les bordures de ces différents bassins oligo-miocènes s'appuient sur un réseau de fractures soit NW-SE, soit W-E. Ces dernières peuvent s'interpréter comme le résultat d'un jeu cisaillant senestre le long des accidents NW-SE qui apparaissent ainsi plus anciens. La paléogéographie Crétacé confirme ce point de vue (cf. parties 2 et 4). Lors des compressions Tertiaire s'est manifestée une tendance au déversement, voire des chevauchements de toutes les bordures (Montes Obarenes, Sierra de Cantabria) vers l'intérieur du Bassin. Le Bassin de l'Ebre en particulier est cerné de tous côtés par de tels chevauchements. Si nous faisons abstraction de ce qui semble revenir à des structures nées seulement au Tertiaire, nous pouvons distinguer dans les deux domaines, cantabrique et NW ibérique, un certain nombre d'unités structurales orientées sur la direction NW-SE

RÉGION CANTABRIQUE

On y distingue les traits structuraux suivants (fig. 10).

Un ensemble lourdement plissé (A) – constitué par une épaisse couverture où dominent le Crétacé supérieur et le Tertiaire. Il s'étend sur la Province d'Alava, débordant cependant à l'W sur la Castille et à l'E sur la Navarre. Les synclinaux y tiennent une grande place. Du NE au SW se succèdent :

1 - Les larges synclinaux à coeurs oligocène-miocène de Villarcayo, de Miranda de Ebro, de la Sierra de Urbasa. C'est dans cette partie que se manifestent les grands diapirs de la région.

2 - Une série de plis serrés dont les axes présentent de nombreuses virgations.

3 - Un large plateau dont l'apparence synclinale calme (Synclinal de Sedano) est donnée par le Crétacé supérieur. En réalité, une série de structures relativement rigides apparaissent dans le Crétacé inférieur sous-jacent.

Vers le NW ce vaste ensemble est comme coupé par une flexure SW-NE (flexure d'Espinosa) au delà de laquelle affleurent le Crétacé inférieur, le Jurassique et même le socle paléozoïque.

Un ensemble plus étroit (B) – composé de plis serrés, nombreux, écaillés ou chevauchant, donnés par une couverture peu épaisse, désolidarisée de son substratum.

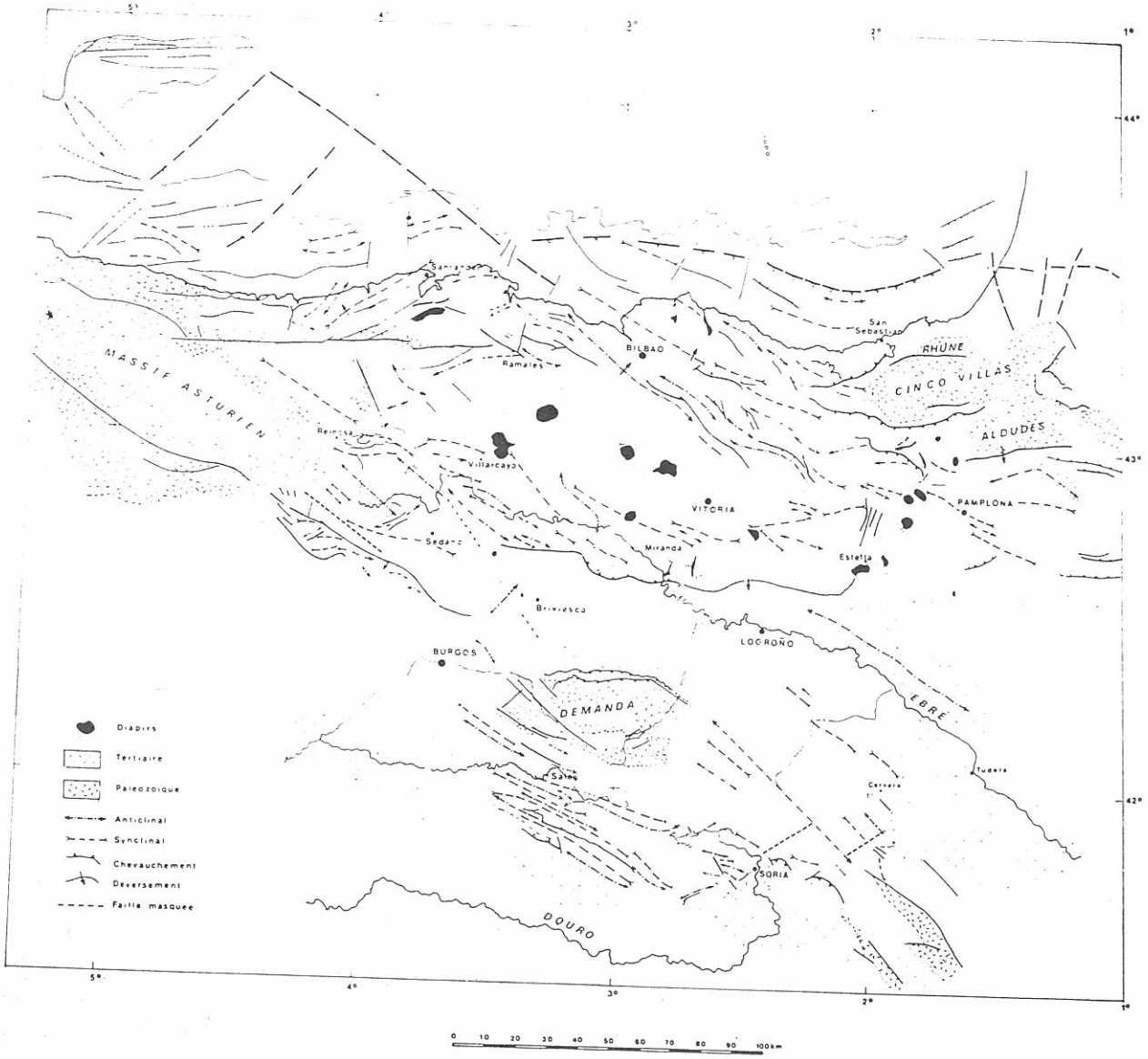

Fig. 9 — Les grandes lignes structurales des régions basco-cantabriques et NW ibériques.

De grandes lignes structurales —ressortent 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 coeur 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.

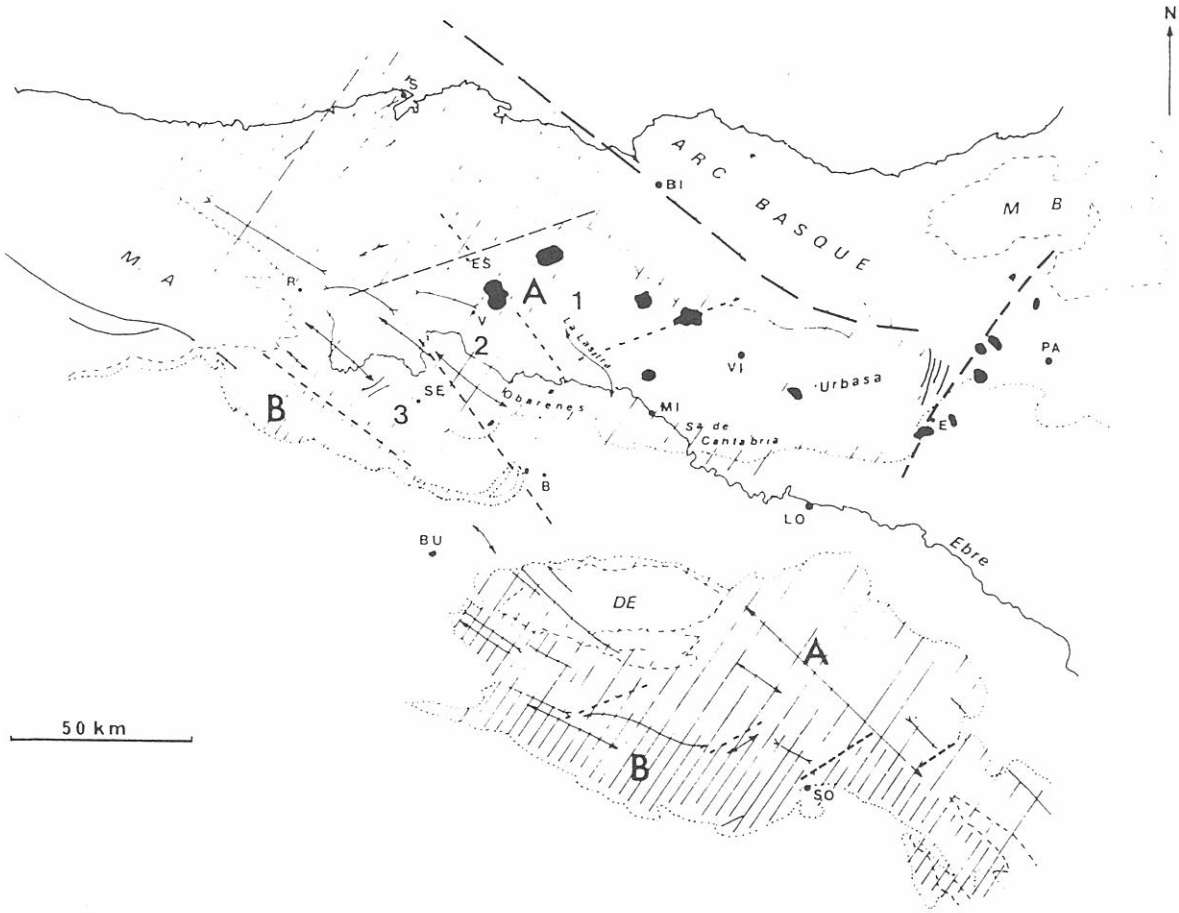

Fig. 10 — Expression des structures dites ibériques (NW - SE et SW - NE) dans la structure actuelle pour les régions SW cantabrique et NW ibérique.
Explication dans le texte. Les tiretés localisent les failles ou flexures cachées ou interprétées ainsi que certains linéaments. Localités repères - B: Briviesca, 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: Vitoria - *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 baste 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).

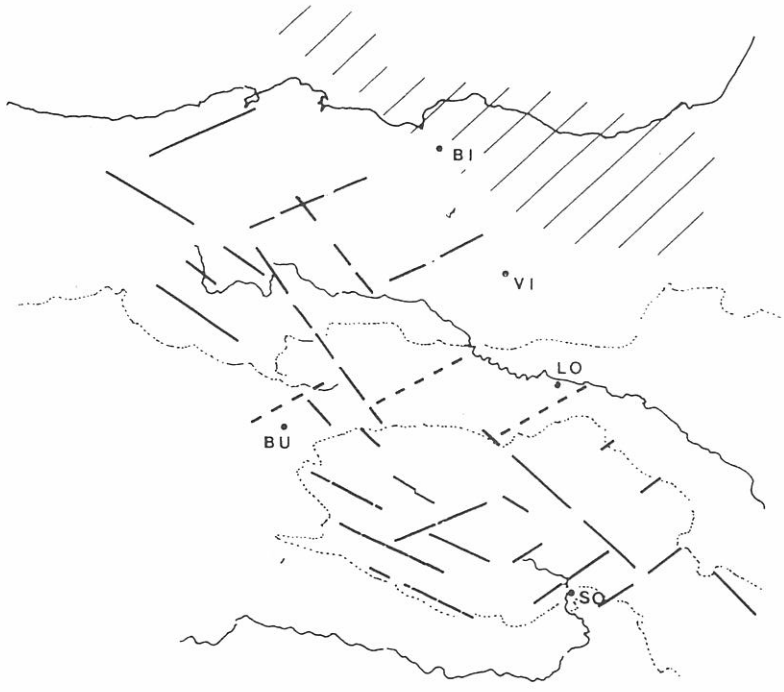

Fig. 11 — Répartition des principales lignes structurales ayant contrôlé les paléogéographies successives au cours du Crétacé dans les domaines SW cantabrique et NW ibérique. BI : Bilbao, BU : Burgos, LO : Logroño, SO,: Soria, VI : Vitoria.

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 ÉVENEMENTS DU CRÉTACÉ DANS L'HISTOIRE POST–HERCYNIENNE

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, Alvaredo 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 évènement 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) :

a) Fracturation : les fossés «wealdiens» (Kimméridgien à Valanginien, et peut-être Hauterivien). Seconde partie de ce mémoire.

b) Fléchissement distensif de la bordure externe : le golfe urgonien basco-cantabrique (Barrémien - Vraconien). Troisième partie de ce mémoire.

c) 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 circalittoral (Albien supérieur - Maastrichtien moyen). Quatrième partie de ce mémoire.

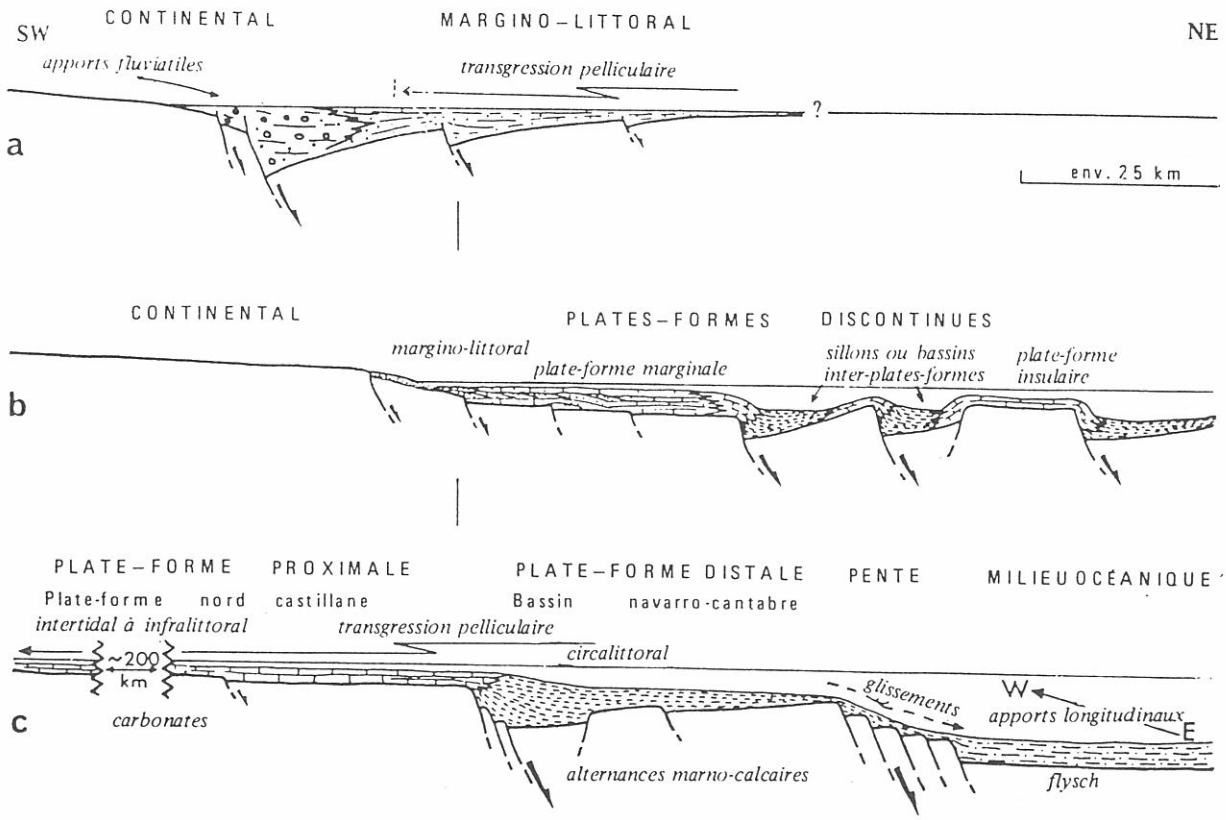

Fig.12- Les trois principaux stades de l'évolution du dispositif morphostructural et sédimentaire, individualisation de la marge cantabrique au Crétacé.
a : Jurassique terminal - Crétacé basal (début de manifestation du rifting), b : Aptien - Albien (rifting, jeu rotationnel de blocs, golfe urgonien), c : Crétacé supérieur (marge avec le bassin navarro-cantabre en positon 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 *Choffatella 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	Faciès et motifs sédimentaires caractéristiques	Evènements majeurs, situation dans la tectonique distensive
Vraconien Albien sup. 4ème Système biosédim.	épais prismes deltaïques dans couloirs et épandage détritique généralisé sur les anciennes plates-formes. Rares calcaires à rudistes de 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 lanières NW-SE. Mouvement rotationel de grande envergure. Affaissement ralenti dans la partie W et SW, reporté distalement vers le NE : rejeu du "dépôt-axe" de Bilbao.
discordance Albien moy. Albien inf. Clansayésien 3ème Système biosédim.	érosion, non dépôt, karstification, ankéritisation 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 intertratifiés 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 tréfonds donnant un compartimentage en damier de blocs basculés.
Gargasien sup. Gargasien inf. 2ème Système biosédim.	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 calc. à rudistes sur les plates-formes subsistantes. petits prismes deltaïques et étalement détritique.	Pause dans l'effondrement, tendance à l'émersion 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 ? 1er Système biosédim.	indices d'émersion calcaires à rudistes et Iraqia en bancs réguliers de plates-formes homoclines 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 évènementielle 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

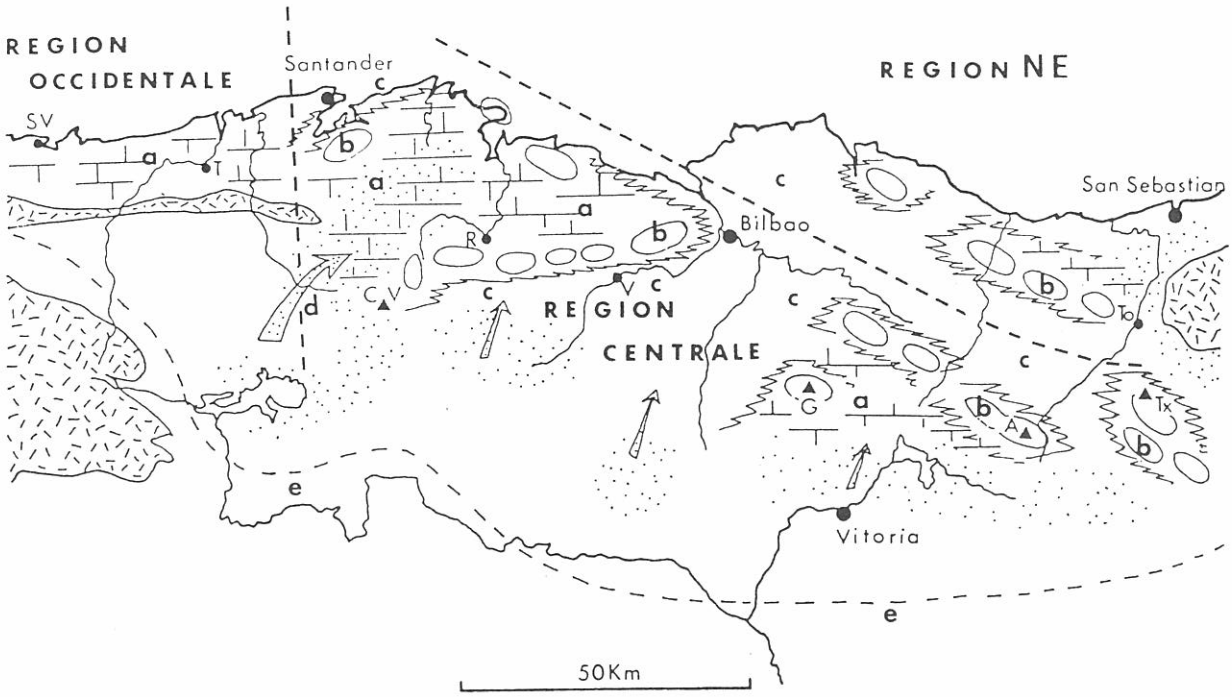

Fig. 30 — Individualisation des 3 grandes régions à comportement tectono-sédimentaire particulier pendant l'Urgonien.
La paléogéographie prise au cours du 3ème Système (par exemple à l'Albien inférieur) oppose les plates-formes calcaires marginales ou insulaires à dépôts stratifiés (a) aux masses carbonatées 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 homocline 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 afaissés. 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

du mouvement d'affaissement de chaque bloc sur leur mouvement de bascule. L'effet de bascule semble s'acquérir dès le départ et se manifeste ensuite dans les mêmes conditions pendant des périodes assez longues (de l'ordre du Système biosédimentaire).

La différenciation avec la région à l'W de Santander paraît avoir été précoce mais elle devait être très sensible à partir du Gargasien et au cours de l'Albien quand les 2 domaines s'individualisent par leurs comportements tectono-sédimentaires. C'est peut-être la grande puissance des séries urgoniennes qui atténue les phénomènes halocinétiques intra-urgoniens dans la région centrale.

Une telle hiérarchisation des fonds, associée à des phases géodynamiques de plus ou moins grande amplitude ont conduit à des dispositifs biosédimentaires variés selon les époques. A l'Aptien ce sont des plates-formes carbonatées peu profondes marginales et insulaires qui passent latéralement à des gouttières à pentes modérées, sortes de pièges à détritiques pour les décharges deltaïques. A l'Albien inférieur et moyen les pentes s'accentuent (provoquées par une accélération de la tectonique) et permettent la création de plates-formes bordées par des masses lenticulaires caractéristiques métriques à hectométriques de type mud-mounds, de talus pentus à éléments resédimentés et couches glissées, biseautées, contournées et décollées, à nodules phosphatés et silicifications, de bassins plus profonds (bathymétrie de l'ordre de 100 à 200 m)à fonds argilo-silteux carbonatés surconcentrés en métaux-traces ou majeurs (Pascal, 1979) et probablement déficitaires en oxygène.

Localement, les dispositifs calcaires se poursuivent sans discontinuité dans l'Albien supérieur alors que dans la plus grande partie de la région ils sont remplacés par des formations gréseuses et silto-argileuses deltaïques sous-marines qui peuvent être très épaisses (Formation de Valmaseda) et discordantes..

Vers le Sud (zone des diapirs et de Vitoria), cet ensemble passe latéralement à une zone moins subsidente et moins compartimentée, épisodiquement envahie par les mers aptiennes et albiennes. Les dépôts y sont de type fluvio-marin toujours régulièrement stratifiés et peu épais (diapir de Medina de Pomar, sondages de Sopeñano, environs de Nograro et Pipaón). Les intercalations marines s'amenuisent rapidement vers le Sud et sont comparables aux formations fluvio-marines du Pantano de Ebro et du río Engaña du S du domaine plus stable ouest-santanderin. Il semble donc qu'à l'Aptien - Albien il y ait une bordure continentale également stable vers l'W et vers le S qui aurait limité les incursions marines vers l'intérieur.

RÉGION NORD–ORIENTALE, ENTRE BILBAO ET TOLOSA

Elle est séparée de la région centrale par la grande dépression NW-SE de Bilbao - Beasain, sorte de couloir encore plus large (x 1/3 ?) à l'Aptien - Albien qui a reçu en permanence le même type de dépôts détritiques fins (siltites et marnes noires) du Bédoulien inférieur à l'Albien supérieur (+ 2000 m). C'est un domaine à taux de subsidence et de sédimentation moyens, probablement très compartimenté (passages latéraux de faciès très rapides de calcaires à rudistes à des marnes hémipélagiques), ayant malheureusement subi une forte tectonisation au Tertiaire qui a déchiqueté et oblitéré les séries. Dans ces conditions il est délicat de découper la région en blocs bien délimités par des bordures précises car les lignes structurales urgoniennes ont été bouleversées. Seuls les faciès, comparés à ceux de la région-clef de Valnera - Ramales, permettent de reconstituer partiellement les environnements sédimentaires de l'Aptien - Albien : paléogéographie de petites plates-formes insulaires séparées par des petits bassins peu profonds avec comme spécificité de toujours présenter des caractères marqués d'ouverture. Ces faciès sont du même type que leurs homologues situés de l'autre côté du couloir de Bilbao dans les Sierras d'Aramotz, d'Aitzgorri et d'Aralar.

L'Aptien est semblable à celui connu dans les Pyrénées toutes proches : marnes et siltites aujourd'hui schisteuses à *Deshayesites*, *Choffatella* et *Palorbitolina* passant à des calcaires de plates-formes à rudistes et Orbitolinidés ou bien à des marnes sombres hémipélagiques. En certains points (Beizama), les pentes des gouttières aptiennes étaient suffisamment fortes et actives pour avoir provoqué des biseautages et des glissements accompagnés de silicifications. L'Albien inférieur et moyen est représenté par des marnes sombres de bassin circalittoral et par des calcaires de plates-formes insulaires disséminées, de dimensions relativement réduites, dont certaines ont pu subir une émersion prolongée (lignites d'Aizarna). Vers l'E (Leiza, Tolosa), divers calcaires aptiens et albiens reposent directement sur différents niveaux du Jurassique et peut-être même sur le Trias et le Paléozoïque (Soler y Jose, 1972), ce qui indique l'existence de formations importantes anté et intra-urgoniennes (structures anticlinales et hauts-fonds)dans la partie la plus orientale de l'étude, au voisinage des Massifs basques des Cinco Villas et des Aldudes. L'Albien supérieur est sous faciès gréseux en de nombreux points, du type supra-urgonien de la Formation de Valmaseda. Il renferme toutefois des passées conglomératiques vers le NE (Oyarzun) et présente dans la gouttière de Bilbao un faciès plus fin marneux et silteux sombre, avec ammonites et oursins, continuant celui des marnes noires inférieures. Le fait primordial est le développement dès l'Albien supérieur au niveau du littoral actuel à l'W de Zumaya, d'une formation de flysch (Flysch noir de Deva) à alternances irrégulières de marnes noires silteuses et de bancs de grès micacés et charbonneux dont certains sont chargés de nodules roux ferrugineux carbonatés. Ce flysch (Feuillée, 1967) montre des couches décollées glissées en masse, ainsi que des resédimentations de matériel conglomératique qui témoignent encore de l'existence de pentes relativement fortes.

La région nord-orientale doit sa particularité également aux nombreux témoignages de manifestations placologiques qui l'affectent dès l'Albien supérieur : métamorphisme à biotite dans la Nappe des Marbres, schistosité d'anchizone et même d'épizone des illites dans les marnes de l'axe Bilbao - Beasain, recristallisation de calcaires avec déformation des bioclastes vers Leiza, Lemona, Aizarna, Marquina, début du magmatisme (Elgoibar), fort pouvoir réflecteur des matièresorganiques (Robert, 1971). Ces phénomènes, associés aux fortes anomalies gravimétriques (Boillot, 1973) et à la formation d'un flysch basque albien supérieur sont certainement liés à la séparation des plaques Ibérie et Europe (accidents multiples affectant toute la région ?).

SUCCESSION DES ÉVÈNEMENTS : DIFFÉRENCIATION DE 4 SYSTÈMES BIOSÉDIMENTAIRES INTÉRESSANT LA TOTALITÉ DU GOLFE URGONIEN (fig. 28)

Chaque Système est défini par un style sédimentaire et biotique qui constitue principalement la réponse à la sollicitation tectonique. Les 4 Systèmes urgoniens correspondent à 4 modes suffisamment distincts de la dynamique régionale du tréfonds, en tenant compte secondairement des interférences avec les conditions plus générales de contrôle comme les variations climatiques ou l'eustatisme.

1er SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (BÉDOULIEN) (fig. 31)

En période de faible activité tectonique, ses dépôts marquent l'avancée progressive de la mer du N vers le S, et du NE vers le SW dans le cas de la région centrale : développement de dispositifs carbonatés au détriment des terrigènes. Dans un premier temps (Bédoulien inférieur) et dans la région la plus septentrionale, s'individualise une séquence d'ouverture avec d'abord des faciès de faible profondeur et forte énergie (grainstones, oolites, ciment précoce)

à bryozoaires, palorbitolines, Dasycladacées, puis des faciès plus profonds, marneux à ammonites (Collignon, Pascal et al., 1979). Pendant le 2ème temps (Bédoulien supérieur à Gargasien basal), le Système a son ampleur maximale et ses dispositifs sont plus typiques. Il évolue en

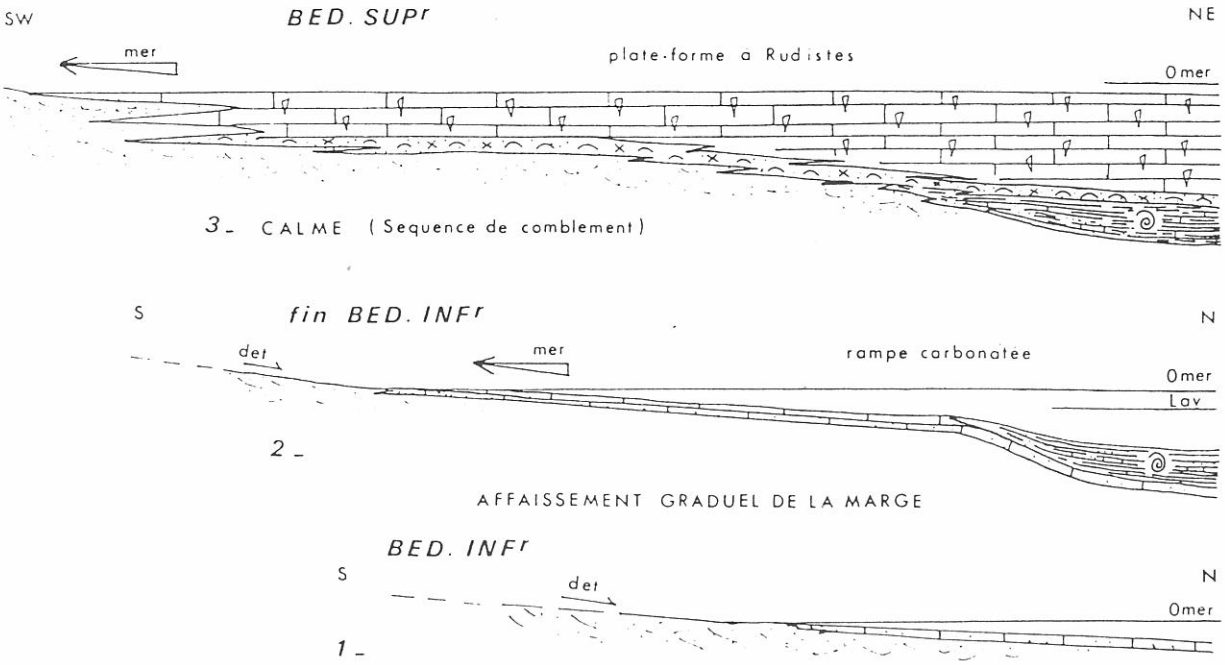

Fig. 31 — 1er Système urgonien : ingression de la mer bédoulienne ; développement d'une rampe carbonatée homocline évoluant en séquence de fermeture vers une vaste plate-forme calcaire à *Toucasia* et *Iraqia*.

séquence principale de fermeture : marnes à ammonites - calcaires noduleux à madréporaires et palorbitolines- calcaires micritiques à rudistes *Toucasia*, à *Iraqia* et Miliolidés. Cette succession est interprétée comme le passage de milieux marins ouverts à des milieux de plates-formes protégés par leur étendue, développés sur de grandes superficies, acquérant rapidement un état d'équilibre (maturité) et tendant finalement au comblement et à l'émersion temporaire (structures oeillées, dissolutions totales de bioclastes ordinairement recristallisés, stromatolites).

Dans ce Système, le contraste entre les trois régions est peu accentué, l'ensemble est bien stratifié et obéit pour ses épaisseurs et ses faciès à la même loi géométrique du «distal-proximal». Seules quelques zones bien localisées échappent à la règle générale et tendent à se comporter en gouttières.

2ème SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (GARGASIEN) (fig. 33)

Au cours du Gargasien inférieur, le style tectonique change (accélération des mouvements, hétérogénéité des comportements du tréfonds, accentuation du morcellement de celui-ci),

et, accocié à un certain eustatisme (constaté à l'échelle périméditerranéenne), il est à l'origine d'une réduction importante de l'extension des plates-formes calcaires (fig. 32) au profit de bassins étendus un peu plus profonds (circalittoraux). Simultanément, la région centrale reçoit de nombreuses décharges détritiques qui s'étalent su SW en puissantes séries gréseuses deltaïques concentrées dans des sillons structuraux. A cette époque les pentes sont peu accentuées et encore peu actives, et on observe le passage progressif des marnes bleues peu profondes à exogyres, plicatules et hedbergelles, aux talus à silicifications, aux calcaires de bordures de plates-formes à madréporaires, orbitolines et algues, jusqu'aux milieux protégés à rudistes.

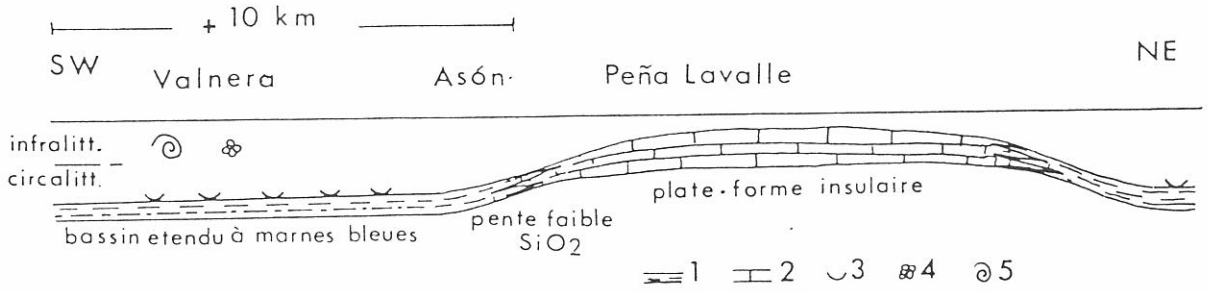

Fig. 32 — 2ème Système urgonien (Gargasien) : développement de bassins étendus à marnes bleues circalittorales et subsistence de plates-formes sur des aires limitées (exemple de la Peña Lavalle).
Légende. 1 : marnes, 2 : calcaires à rudistes, 3 : exogyres et plicatules, 4 : hedbergelles, 5 : ammonites.

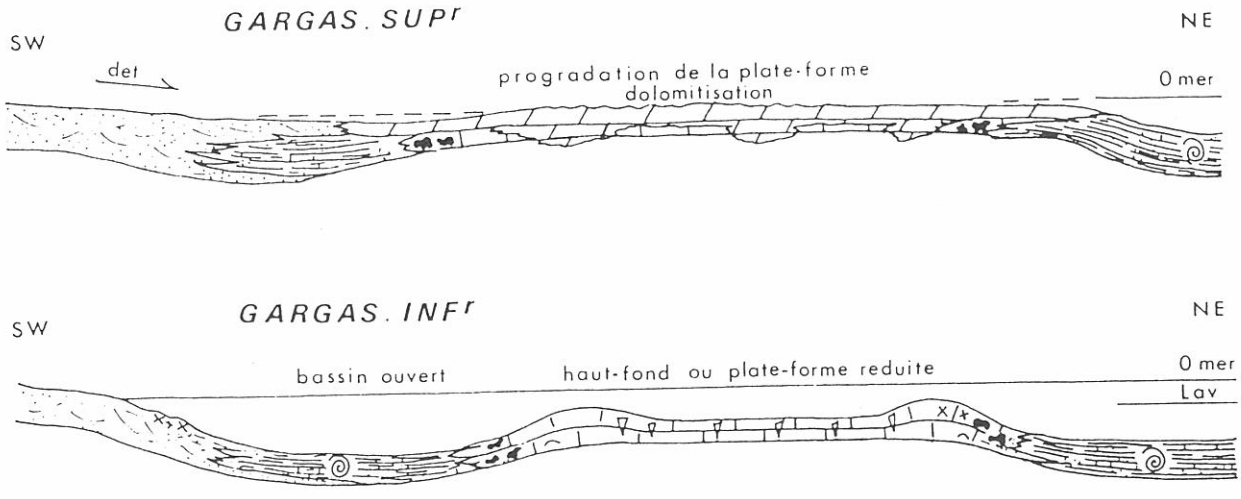

Fig. 33 — 2ème Système urgonien.Evolution du dispositif contrasté à marnes bleues de bassin ouvert, détritiques grossiers deltaïques et calcaires à rudistes de plate -forme réduite vers un dispositif de plate-forme sub-émergente (mouvements positifs accentués).

Au Gargasien supérieur, les dispositifs de plates-formes calcaires progradent sur les marnes. Il semble y avoir une diminution générale de la bathymétrie (subsidence ralentie et comblement) et surtout d'importants mouvements positifs dans les régions occidentale et centrale, qui se traduisent par une réactivation des structures anciennes aidées par l'halocinèse. Les signes d'émersion ou de hauts-fonds influencés par les eaux douces y sont fréquents, depuis l'intense dolomitisation et ankéritisation jusqu'aux structures karstiques à poches minéralisées. Seules les gouttières structurales, ébauchées au Bédoulien, de Bilbao - Beasain ou de Soba - Valmaseda, prennent un comportement de bassin (dépôt-axes) qu'elles garderont jusqu'à l'Albien supérieur.

3ème SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (APTIEN TERMINAL A ALBIEN MOYEN) (fig. 34)

A la fin de l'Aptien (Clansayésien) et pendant une grande partie de l'Albien, s'instaure et se développe un nouveau régime tectonique d'affaissement rotationnel caractérisé par son intensité et sa persistance pendant toute cette longue période. Le principal effet consiste en un

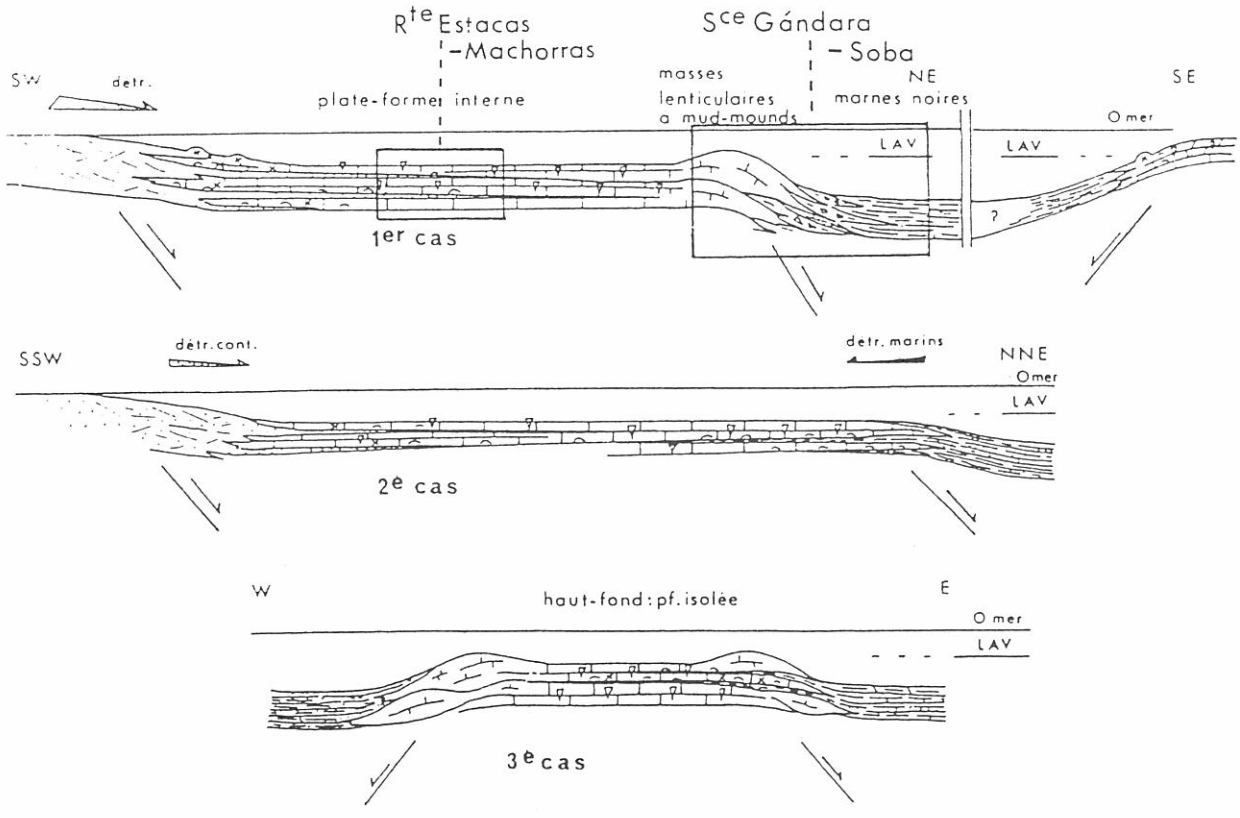

Fig. 34 — 3ème Système urgonien (Clansayésien à Albien moyen). Complexification maximale des motifs sédimentaires. 1er cas : plate-forme marginale bordée par des masses calcaires à mud-mounds passant à des marnes noires de bassin (exemples de la route d'Estacas - Machorras et Gandára - Soba). 2ème cas : plate-forme marginale sans bordure à mud-mounds (avec une pente modérée). 3ème cas : plate-forme insulaire limitée par des mud-mounds (exemple d'Aralar).

maximum de fractionnement du tréfonds en compartiments bien limités géométriquement (Pascal, 1976) et dans des dispositifs biosédimentaires actifs mais conservant les mêmes caractères pendant tout leSystème (sans évolution séquentielle principale).

La mer envahit à nouveau l'ensemble du golfe et laisse des dépôts assez loin vers le S (fig. 30) ; les apports détritiques continuent mais sont étalés sur de grandes distances dans des aires moins restreintes que précédemment, les épandages sont plus discontinus et souvent intriqués avec des formations calcaires.

Dans ce contexte d'intense activité tectonique, les zones de contact entre les blocs basculés sont jalonnées et fossilisées par de puissantes masses calcaires lenticulaires composées de mud-mounds superposés localement sur plusieurs centainres de mètres (constance de l'emplacement et du mouvement) (fig. 46). C'est l'époque des dispositifs biosédimentaires les plus contrastés. On trouve en effet au même moment (fig. 35) :

a) des plates-formes marginales à épandages de plaine et front deltaïques entremêlés de baies, lagunes et chenaux à rudistes, brachiopodes, madréporaires et Orbitolinidés ;

b) des plates-formes insulaires (bancs offshore), peu profondes à rudistes, gastropodes pouvant aller jusqu'à l'émersion (îles) ;

c) des bordures de plates-formes (des 2 types) avec des dépôts de forte énergie (rudstones, grainstones, quelques oolites) accompagnant les mud-mounds (en position de capping-beds, dans dessillons inter -mud-mounds, ou à la place des mud-mounds) ;

d) des talus à pente forte (pendage moulé par les mud-mounds dans leur partie supérieure) avec de nombreux éléments glissés de toutes tailles provenant des plates-formes, des couches décollées et biseautées et un étagement très rapide depuis des milieux marno-silteux azoïques ou à rares pélagiques, *Tritaxia* et spicules d'éponges (Magniez et Rat, 1972) à des milieux plus calcaires à crinoïdes ou à encroûtements et éponges variées ;

e) des fonds de gouttières ou de bassins allongés (circa-littoraux, hémipélagiques), à détritiques fins (surtout siltites et marnes noires) le plus souvent azoïques, sinon à microfaune benthique peu profonde et pélagiques (hedbergelles, coccolithes, radiolaires).

4ème SYSTÈME BIOSÉDIMENTAIRE (ALBIEN SUPÉRIEUR – VRACONIEN)

Son caractère déterminant est la prédominance des dépôts siliciclastiques sur les calcaires. On assiste à cette époque à un ennoyage généralisé sous les détritiques de presque toutes les régions basco-cantabriques. Une énorme quantité de terrigènes a été mobilisée, a transité et s'est déposée pendant une période relativement longue. Dans les trois régions, se sont accumulées d'épaisses séries gréseuses (Grès supra-urgoniens, Formation de Valmaseda) et marno-silteuses sombres dont la répartition est encore contrôlée par la structure : axes de dépôts de Soba - Valmaseda, Bilbao - Beasain, auxquels il faut ajouter un nouvel axe plus NE concrétisé par le flysch noir de Deva. Dans le domaine géographique concerné, tous ces dépôts sont marins et ouverts, constitués d'épandages deltaïques (plaines, fronts et prodeltas) jusqu'à des marnes hémipélagiques de bassin circalittoral ou un peu plus profond ? (flysch). Ils peuvent être interprétés comme l'effet d'un nouveau style tectonique ayant provoqué à terre une réactivation des zones pourvoyeuses de matériel et en mer un ample mouvement d'affaissement, qui a affecté la totalité du golfe, compensé proximalement par la sédimentation et accentué dans la partie la plus distale (flysch de Deva).

Les dispositifs calcaires subsistent en certains points (motifs biosédimentaires urgoniens à rudistes, algues, madréporaires, orbitolines), mais ce ne sont plus que des dépôts limités en épaisseur et en extension : plates-formes insulaires et marginales. Leur localisation persistante dans des zones hautes des époques précédentes indique une continuation ou une réactivation, mais toujours

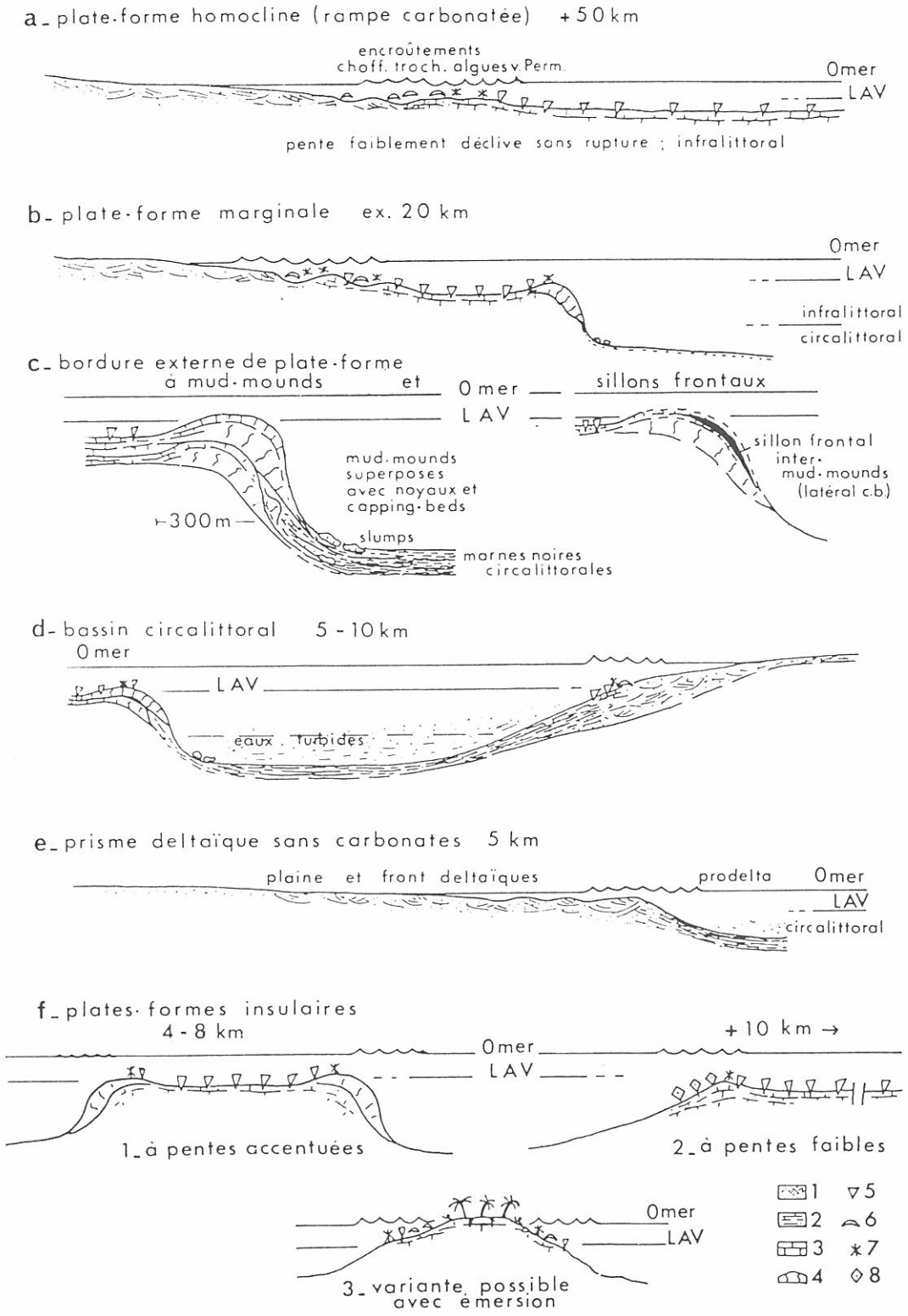

Fig. 35 — Principaux motifs sédimentaires urgoniens. Légende. 1 : détritiques moyens et grossiers, 2 : marnes et siltites, 3 : calcaires, 4 : mud-mounds, 5 : rudistes, 6 : orbitolines, 7 : madréporaires, 8 : crinoïdes, choff. : choffatelles, troch. : trocholines, algues v. : algues vertes, Perm. : *Permocalculus*, LAV : limite inférieure d'action des vagues, c.b. : capping-beds.

brèves, de certains secteurs continuellement à tendance positive. Ces «exceptions» tectono-sédimentaires au cours de ce système d'affaissement généralisé peuvent être attribuées, comme pendant le 2ème Système, à des raisons ou des amplifications d'ordre halocinétique. A cette époque, en effet, ont été constatées des percées diapiriques : au S brèches à éléments triasiques dans les calcaires albiens supérieurs à rudistes du diapir de Caniego ; au NW discordances et émersions locales accompagnées de rejets de saumures pouvant être à l'origine des minéralisations sulfurées de la région de Torrelavega - Florida (Vadala et al., 1981).

LES LIMITES DES SYSTÈMES SONT DES DISCONTINUITÉS

Le 1er Système est séparé du Complexe wealdien par une limite relativement tranchée, qui malgré la variabilité des premiers dépôts fluvio-deltaïques à marins, la place au rang des discontinuités cartographiques. Les concordances sont fréquentes mais des discordances ont été observées au SW (Pujalte, 1976, 1981 ; Garcia-Mondejar, 1979; Salomon, 1980).

La limite entre le 1er et le 2ème Système est bien marquée car elle correspond à la fin d'une séquence principale et annonce le début d'une autre (fig. 36). Elle correspond au toit des calcaires à *Iraqia* qui terminent la grande séquence de fermeture du 1er Système et renferme des signes d'exondation temporaire. Les dépôts sus-jacents sont très différents : grès fluvio-marins et marnes bleues plus profondes circalittorales.

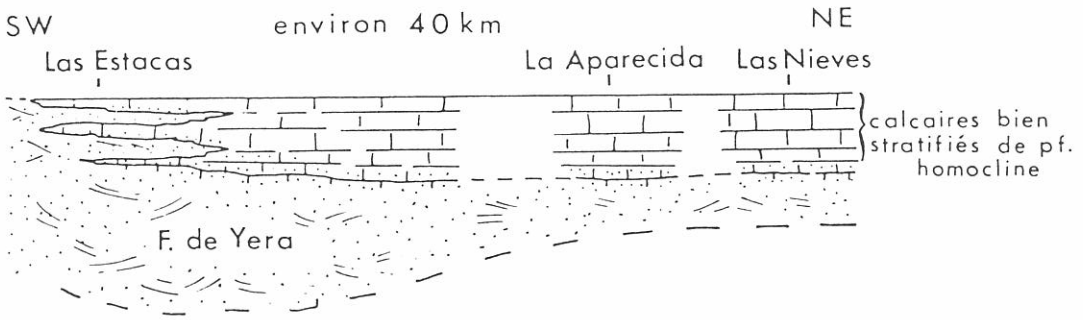

Fig. 36 — 1er Système urgonien. Développement horizontal et vertical des calcaires bien stratifiés de plateforme étendue : situation de Las Nieves et La Aparecida au Nord de Ramales. Indentation des calcaires dans le dispositif continental au Sud-Ouest vers Las Estacas (passage brutal contrôlé par la tectonique). La mégaséquence complète comprend les détritiques de la formation de río Yera (200 à 500 m) surmontés par les calcaires gréseux à organismes pionniers (madréporaires, palorbitolines, choffatelles) puis les calcaires à *Toucasia*.

La limite entre le 2ème et le 3ème Système se traduit par une discontinuité importante et complexe, hétérotypique et couvrant une période prolongée. Le 2ème Système se termine plus ou moins tôt ; la discontinuité peut se manifester par des émersions avec lacunes (région de Torrelavega), des petites discordances à valeur locale (Valnera, Punta Calderon), des petits approfondissements (San Vicente de la Barquera, Aralar) ou bien par de puissants dépôts deltaïques (Lunada) et des faciès calcarénitiques de milieux agités très peu profonds (Suances, Lunada, Asón).

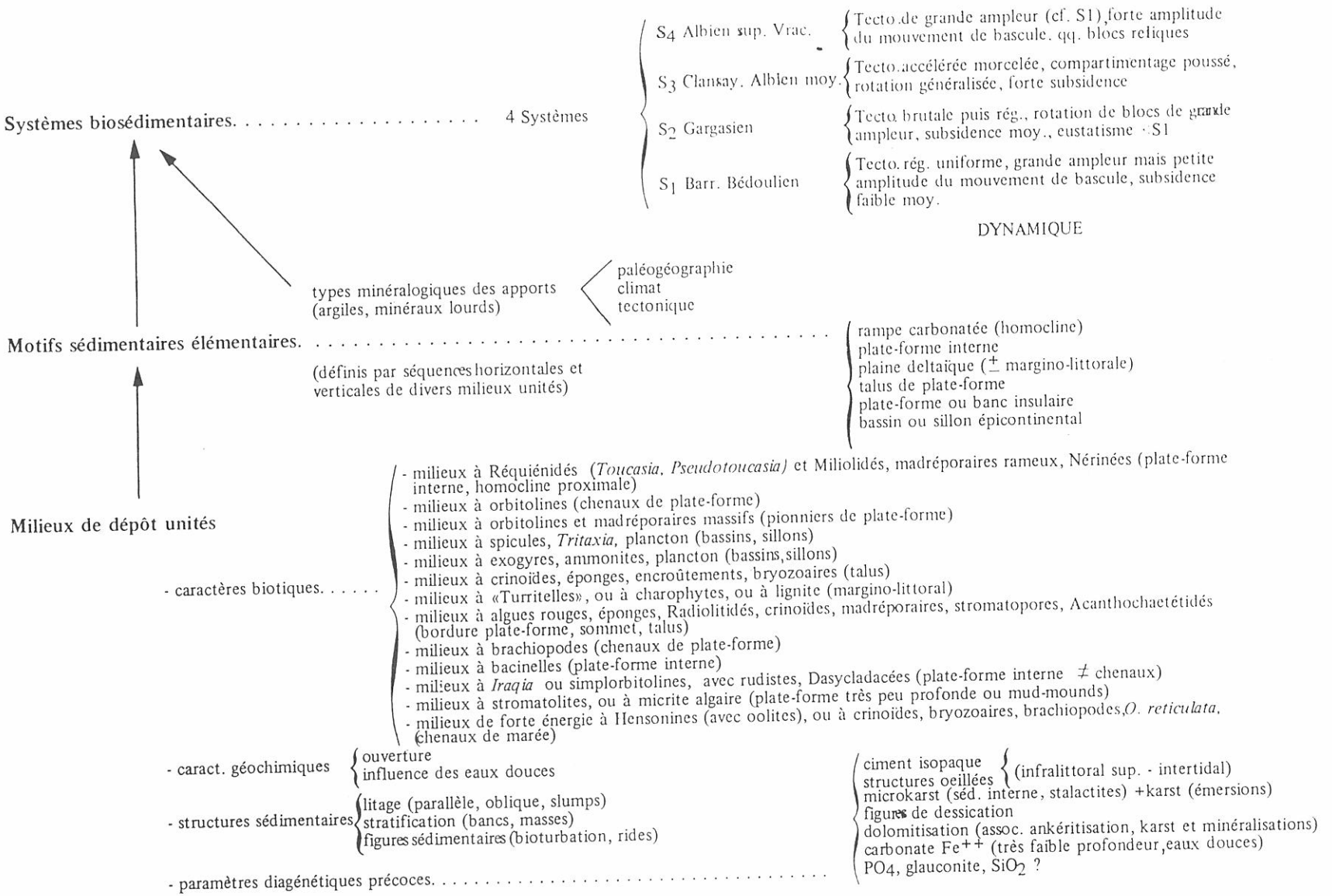

Fig. 37 — Tableau synoptique des différentes relations entre la sédimentologie, les environnements biotiques, la reconstitution des motifs sédimentaires et l'interprétation dynamique en Systèmes biosédimentaires urgoniens.

La discontinuité n'est donc pas ici une simple surface de séparation mais correspond à une tranche d'évènements sédimentaires inhabituels. Le style tectonique du 2ème Système, relativement ample et modéré après son effet de départ, paraît se terminer ou être interrompu par une nouvelle accélération des mouvements tendant à individualiser structuralement des petits secteurs : mouvements positifs prépondérants intervenant logiquement dans l'évolution séquentielle principale du Système (probablement un temps fort de l'halocinèse). De plus, le 3ème Système qui débute pratiquement partout au même moment, acquiert tout de suite son individualité (mouvements négatifs généralisés), ce qui l'oppose au Système précédent et justifie la coupure.

La limite entre le 3ème et le 4ème Système est dans la majorité des cas particulièrement accusée. Elle marque, sauf exceptions, la fin de la sédimentation carbonatée avec les dispositifs très différenciés, peu évolutifs et bien réalisés du 3ème Système (conditions optimales réunies pour le régime urgonien) et le début de la sédimentation terrigène de grande envergure du 4ème Système (Grès supra-urgoniens, Formation de Valmaseda). Le changement radical de faciès entre les 2 Systèmes s'accompagne souvent d'une discordance cartographique importante (Valnera - Machorras, région occidentale, Aitzgorri, Gorbea ?). Les datations (ammonites, Orbitolinidés, pollens) démontrent une hétérochronie importante de la partie inférieure gréseuse du 4ème Système. D'autre part, il est également certain qu'ont subsisté localement des dispositifs calcaires de plates-formes contemporains des Grès supra-urgoniens, dispositifs calcaires dont certains sont en continuité apparente (faciès identiques et concordants mais peut-être lacune stratigraphique ?) avec les dispositifs calcaires du 3ème Système (Machorras, Engaña, Alisas, Solorzano) et dont les autres sont séparés par des détritiques tranchés (Albeniz, Villareal, Lazagutia, Echarri). La discontinuité n'est pas non plus dans ce cas une rupture unique brutale dans le temps, elle est composée d'une série de changements dont les effets principaux et déterminants (ennoyages détritiques ne se produisent pas partout au même moment mais qui sont à rattacher à 1 nouveau et même grand phénomène tectonique. Le 4ème Système urgonien se termine avec les derniers édifices carbonatés (Système biosédimentaire) mais il serait logique du point de vue sédimentaire ou tectono-sédimentaire de poursuivre cette étape à prédominance terrigène jusque dans le Cénomanien.

MOTIFS SÉDIMENTAIRES TYPIQUES

Chaque motif est composé de l'assemblage de plusieurs milieux unités (fig. 38) qui sont liés par une logique séquentielle, aussi bien verticalement qu'horizontalement : séquences plurimétriques à pluridécamétriques. Les motifs sédimentaires sont eux-mêmes les éléments dont la répartition géographique et la fréquence servent à caractériser les 4 Systèmes urgoniens. Seuls les principaux motifs qui paraissent déterminants sont analysés (fig. 32, 35 et 36).

PLATES–FORMES CALCAIRES A RUDISTES

Bien développées à l'écart des zones d'épandages terrigènes ou pendant les périodes à apports détritiques réduits ou absents. Elles peuvent être classées en 2 grandes catégories.

Les rampes carbonatées homoclines, correspondent à l'aboutissement de séquences décamétriques à hectométriques de fermeture (au sens de Masse, 1979). Les milieux à rudistes sont installés sur un fond plat de grande extension latérale, à inclinaison légère et régulière vers le large (fig. 31). Ces conditions sont bien réalisées dans le premier Système urgonien et la région de Valnera - Ramales peut être prise comme modèle (fig. 36) avec les coupes de Las

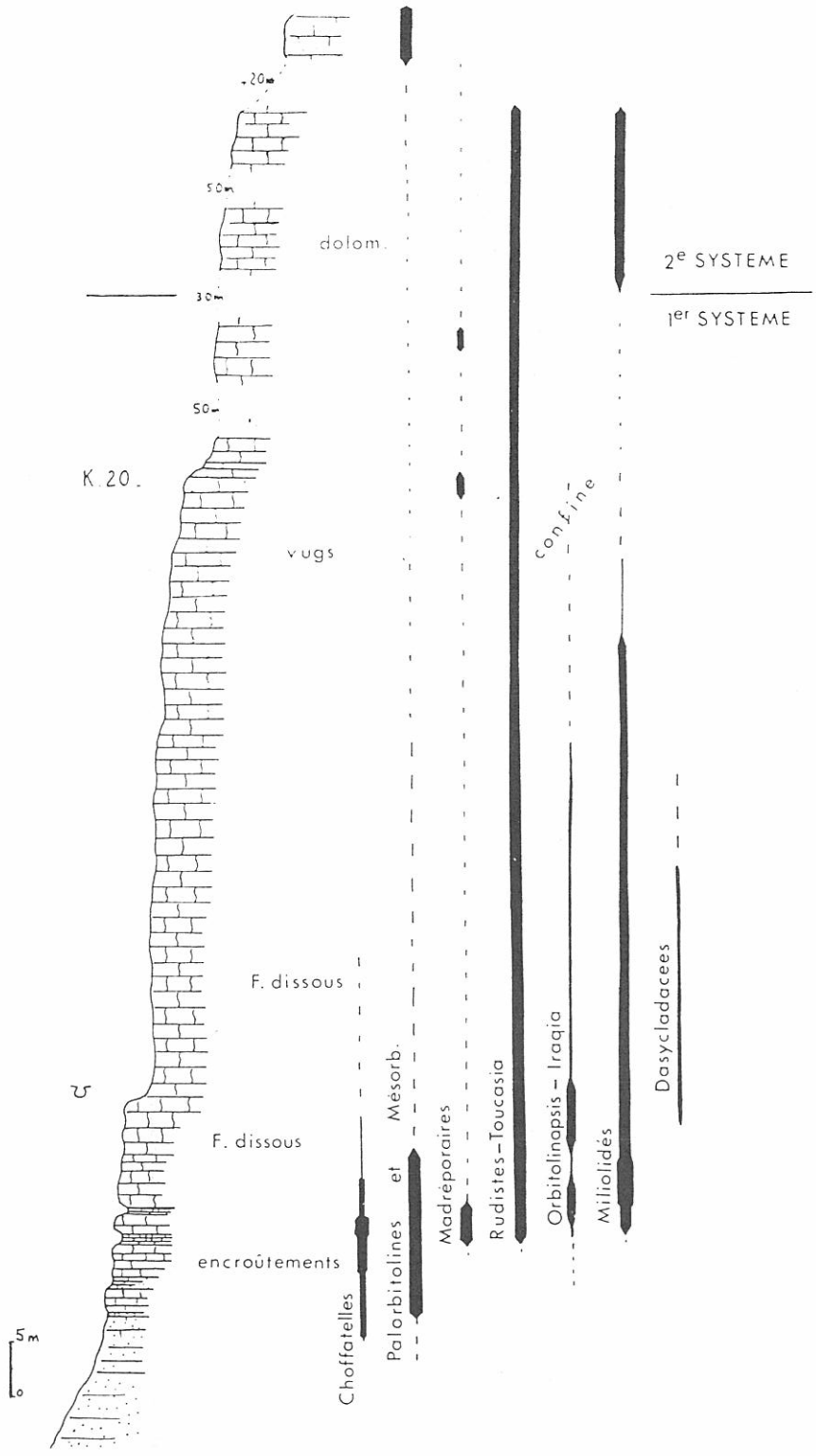

Fig. 38— Coupe de Las Nieves (route Guriezo - Ampuero, km 19 - 20). Exemple d'installation de la sédimentation carbonatée et maintien pendant une longue période des conditions favorables au stade mature des calcaires à *Toucasia*. 1er Système urgonien bédoulien inférieur et supérieur (à Gargasien basal ?).

Nieves et Las Estacas. La coupe de Las Nieves, localisée en position geographique moyenne, illustre le mieux la succession séquentielle conduisant aux termes développés à rudistes. La coupe de Las Estacas, plus proximale, comporte des épandages deltaïques qui perturbent l'ordonnance verticale des faciès en les redoublant. A l'opposé, une coupe, très distale comme celle de Cuchia (Collignon, Pascal et al., 1979), montre une séquence plus contrastée avec des termes séquentiels nettement plus ouverts et profonds (marnes à ammonites) à la partie inférieure.

COUPE DE LAS NIEVES (fig. 38)

Les dépôts homogènes calcaires à rudistes (micrites à *Toucasia*, Pascal, 1974) sont les termes les mieux développés de la séquence biosédimentaire. Ils traduisent une permanence des caractères contrôlant les dépôts (taux de sédimentation, de subsidence, facteurs biotiques) qui ne ne peuvent être dus qu'à des conditions particulières de stabilité du tréfonds rapportées à l'échelle du Système. Le grand développement latéral des barres à *Toucasia* correspond à une grande plate-forme ininterrompue et suffisamment profonde ou plutôt suffisamment vaste pour que la plupart de ses milieux soient à l'abri d'une forte énergie de l'eau. Dans ces conditions, les environnements à rudistes marquent une sorte d'acmé des plates-formes.

Les premiers termes d'installation du régime carbonaté ont une épaisseur réduite et présentent une lithologie mixte depuis des grès et siltites à rares lamellibranches et orbitolines à des calcaires gréseux et silteux à madréporaires. Du bas vers le haut la séquence biotique est constituée de :

— *niveaux gréseux à palorbitolines et choffatelles* : organismes pionniers capables de supporter des conditions peu favorables à la vie benthique, pouvant former de véritables lumachelles d'orbitolines, et souvent associés à de nombreux encroûtements (cortex incomplets de micrite d'origine cyanobactérienne, girvanelles).

— *niveaux calcaires gréseux à madréporaires coloniaux (colonies décimétriques), palorbitolines et rudistes avec de plus en plus de milioles.* Ils présentent le degré le plus fort d'hydrodynamisme : milieu de mode battu, probablement peu profond, en situation avancée (littorale ?) de la mer ingressive.

— *niveaux carbonatés francs à rudistes, orbitolines, nombreuses milioles et Orbitolinidés coniques (Orbitolinopsis, Iraqia)* : environnement en mode calme, sous la limite d'action des vagues, probablement infralittoral (avec de plus en plus de Dasycladacées .

— *niveaux calcaires à Toucasia, Iraqia, milioles et Dasycladacées*, développés en conditions salines «normales» (extension encore modérée de la rampe carbonatée, nombreux échanges avec la mer ouverte).

— *niveaux épais à Toucasia et milioles seules*, stratifiés en bancs compacts, que les stylolites rendent noduleux. La présence de structures oeillées disséminées vers le sommet, de coquilles dissoutes précocement, la prolifération et la non diversification des organismes indiquent des conditions anormales d'environnement que les analyses géochimiques (Pascal, 1979) confirment dans le sens de la sous-salure. Le milieu à *Toucasia* peut être assimilé à une vasière qui, tout en restant en conditions de faible énergie, pouvait subir des exondations temporaires par comblement (conditions eurytopes des *Toucasia* pouvant supporter des variations de l'environnement).

COUPE DE LAS ESTACAS (fig. 39)

Equivalent latéral proximal de la coupe de Las Nieves (fig. 36), elle est nettement plus terrigène que celle-ci (épandages deltaïques) et comprend corrélativement une épaisseur réduite de calcaires à rudistes en 2 barres (T1 et T2) séparées par une arrivée terrigène. La succession

séquentielle est analogue à celle de Las Nieves mais les termes ont une puissance relative différente. Ici l'importance des détritiques (grès, lutites) est cause du grand développement des niveaux à choffatelles et palorbitolines. Les niveaux à madréporaires sont plus disséminés dans le temps : fond plus irrégulier se rapprochant de la zone d'action des vagues, pentes à slumping dues aux épandages deltaïques. Les calcaires à *Toucasia*, associés aux *Iraqia*, Miliolidés et Dasycladacées, sont du type des premiers termes peu évolués des calcaires à rudistes de Las Nieves.

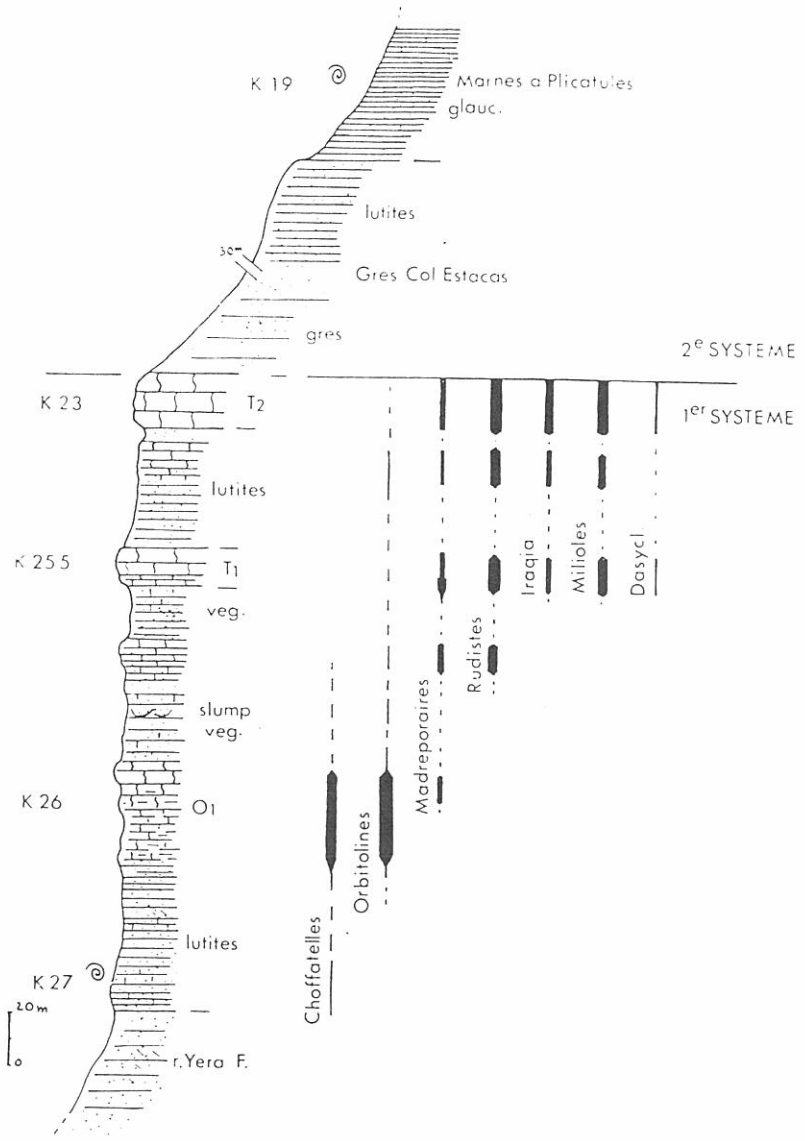

Fig. 39 — Coupe de Las Estacas (versant Nord puis versant Sud du col), *1er Système* (km 27 au km 23) : ingression de la mer aptienne dans un contexte détritique deltaïque. Division de la mégaséquence habituelle en plusieurs séquences de fermeture conduisant notamment aux calcaires à *Toucasia* et *Iraqia* des barres T 1 et T 2. *2ème Système* (col et km 19) : nouvel ennoyage détritique deltaïque et approfondissement conduisant aux marnes bleues circalittorales de bassin (à plicatules, hedbergelles et ammonites).

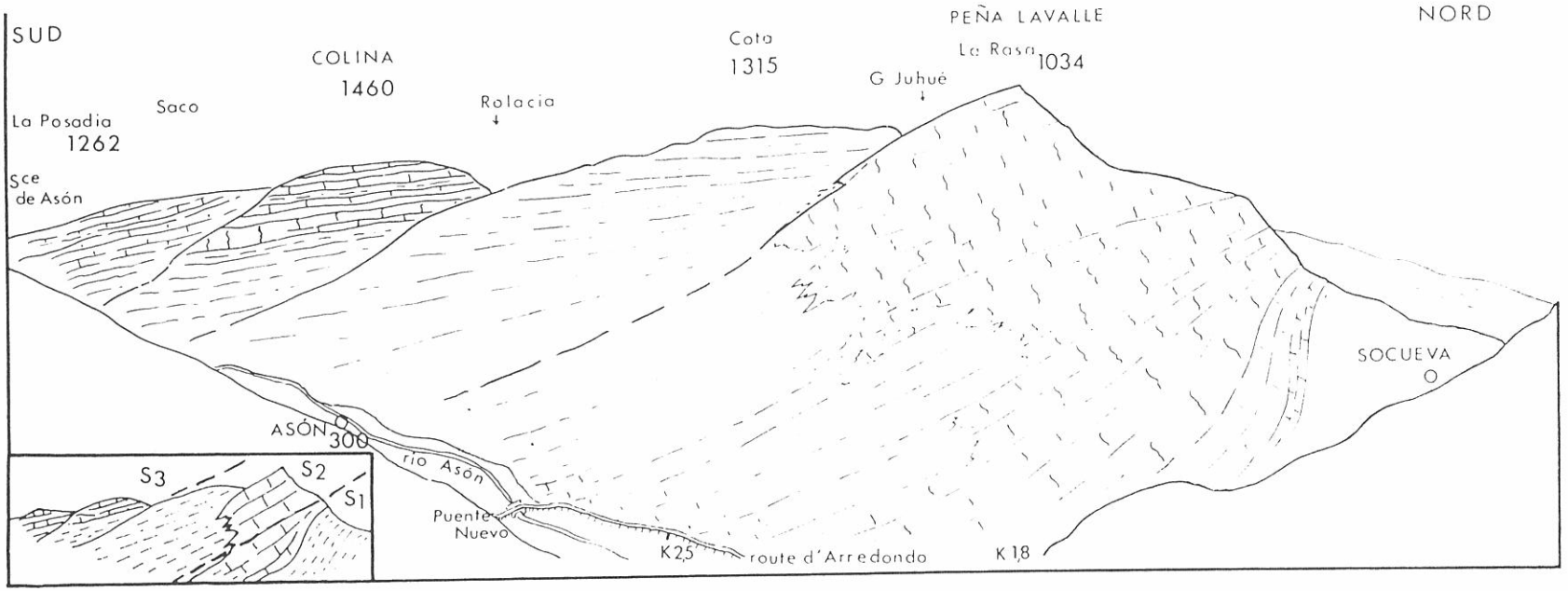

Fig. 40 — Vue panoramique sur le Val de Asón, entre Arredondo au Nord et le col de Asón (faisant communiquer avec la vallée de Soba - Gandára) au Sud. Passage latéral rapide dans le 2ème Système (S2) entre les calcaires à rudistes de la peña Lavalle et les grès et marnes sombres du village d'Asón : exemple de plate-forme insulaire. Le 3ème Système (S3), bien stratifié, est composé de petites séquences du même type que celles de La Lunada : plate-forme marginale soumise à des épandages fronto-deltaïques.

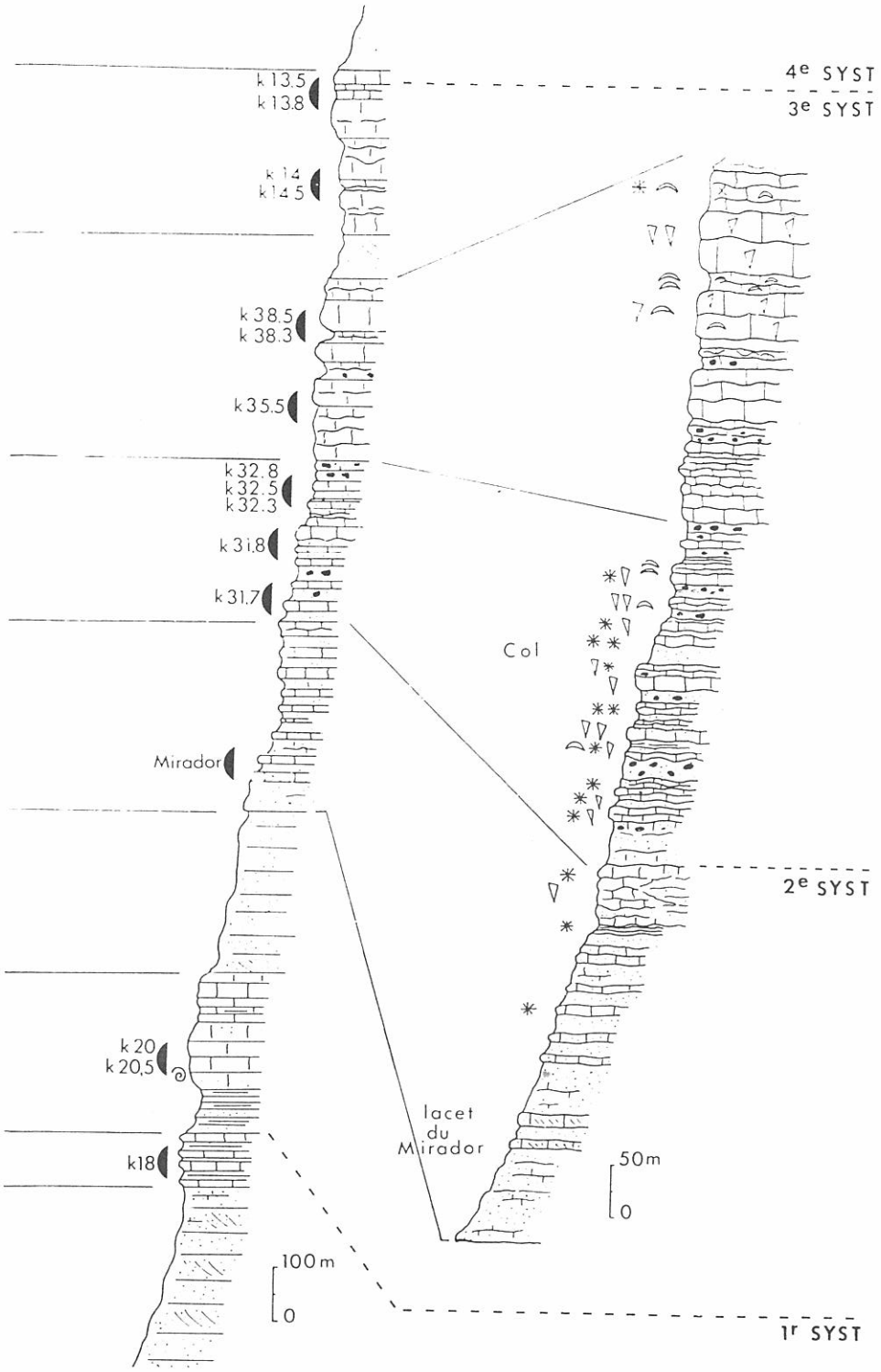

Fig. 41 — Coupe de La Lunada du Nord vers le Sud, à gauche entre San Roque de Río Miera (km 18) et Las Machorras (km 13,5), à droite détaillée depuis le mirador jusqu'au col (km 32), puis sur le versant sud (jusqu'au km 38,5). Le 2ème Système comprend les marnes bleues habituelles (300 - 350 m) mais surmontées par un exceptionnel et puissant prisme deltaïque (650 m). Le 3ème Système montre de nombreuses séquences plurimétriques à décamétriques traduisant des épandages deltaïques successifs sur une plate-forme carbonatée à rudistes: stade mature prolongé d'une plate-forme marginale en position proximale interrompu mais non détruit par les arrivées terrigènes.

Les plates-formes insulaires, développées sur des hauts-fonds (bancs) et encerclées par des milieux relativement plus profonds de bassins. Au cours du 3ème Système, elles sont nombreuses et bien limitées par des bordures lenticulaires à mud-mounds (fig. 35) : sierras de Aralar, Aitzgorri, région de Marquina. Elles se réduisent pendant le 4ème Système à quelques zones privilégiées jalonnant quelques hauts-fonds subsistants du 3ème Système : Albeniz, Olazagutia, Villareal, Echarri. De même pendant le 2ème Système (fig. 32) certaines régions à tendance positive (structure anticlinale de Las Caldas) ont permi la formation de ce type de plate-forme isolée des venues continentales. Ainsi peut être expliquée la masse calcaire de la Peña Lavalle (Vallée du río Asón, fig. 40) qui passe latéralement à des marnes sombres et des grès de bassin. Dans ce cas, les pentes relativement faibles (tectonique moins active que pendant le 3ème Système) permettent d'observer le passage graduel des détritiques carbonatés aux calcaires à rudistes par l'intermédiaire de calcaires de transition silteux et gréseux à madréporaires, orbitolines et de calcaires grenus (packstones, grainstones). Ces derniers faciès d'énergie élevée ont fait office de barrière pour les dépôts de faible énergie de la Peña.

PLATES–FORMES MARGINALES

Elles sont à épandages détritiques deltaïques intriqués dans les calcaires organogènes de plate-forme. La région la plus représentative est celle qui s'étend du SW vers le NE depuis le Pantano de Ebro (et la vallée du río Engaña) jusqu'aux cols de Las Alisas et Las Varas et comprenant la puissante série de La Lunada (fig. 41). Elle correspond à une vaste plate-forme (+ 30 km) accrochée proximalement au continent par des dépôts siliciclastiques peu épais (Engaña) intercalés de quelques lèches marines, dépôts mis en correspondance (Garcia Mondejar, 1981, ce volume) avec les formations fluviatiles méridionales de Quintanilla de An. Distalement, les corps deltaïques présentent un maximum d'épaisseur à La Lunada (subsidence très forte), puis se réduisent et s'intriquent avec des formations calcaires de plus en plus importantes vers le N et le NE.

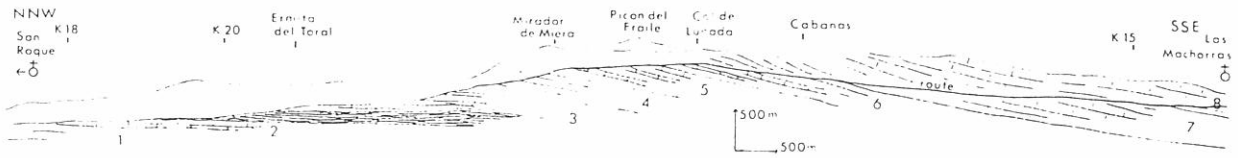

Fig. 42 — Coupe entre San Roque et Las Machorras, par le col de La Lunada, montrant le développement relatif des diverses formations. 1 : formation de Río Yera (500 m), 2 : calcaires de San Roque et de río Miera (100 m), 3 : Grès, marnes et calcaires bleus du Toral (300 - 350 m) ; 4 : grès du mirador de Miera (300 m), 5 : grès calcaires, grès et calcaires bioclastiques de Cavada (350 m), 6 : calcaires et grès du col de La Lunada (300 m), 7 : calcaires stratifiés de Picón del Fraile (400 m), 8 : calcaires massifs de Las Machorras (300 m). 1 et 2 correspondent au 1er Système urgonien, 3, 4 et 5 au 2ème ; 6 et 7 au 3ème ; 8 pour parties au 3ème et au 4ème.

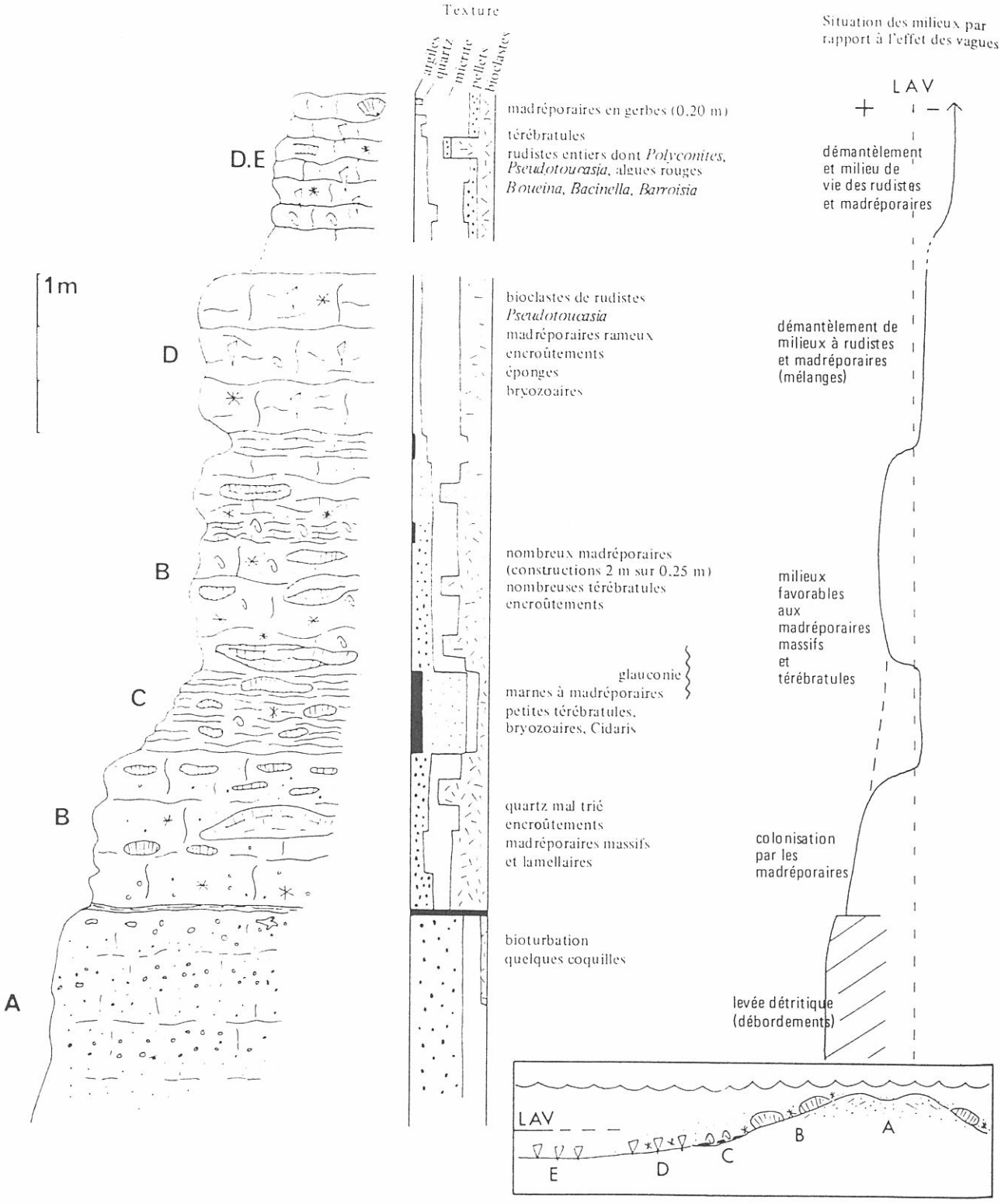

Fig. 43 — Série de La Lunada : coupe du km 31,7 (N du col), 3ème Système urgonien (Clansayésien - Albien inférieur). Séquence transgressive détritiques - carbonates, développée à partir d'une levée deltaïque distributaire.

A La Lunada, les calcaires du col appartenant au 3ème Système (fig. 41 et 42), qui présentent des tranches modérées de dépôts détritiques par rapport à celles du 2ème Système, permettent d'analyser les effets des décharges deltaïques dans le contexte carbonaté et la reconquête de ce dernier lorsque les terrigènes cassent. Les coupes des km 31,7 et km 31,8 (fig. 43 et 44) mettent ainsi en évidence sous l'aspect de séquences plurimétriques des dépôts alternativement siliciclastiques et calcaires à organismes.

— *Les détritiques (terme A) sont des grès moyens et grossiers à matrice légèrement carbonatée ou siliceuse à passées conglomératiques*, restes végétaux et éventuellement des débris de lamellibranches et d'orbitolines ou des bioturbations (terriers thalassinoïdes). Ils forment des bancs métriques compacts à litage horizontal ou oblique. Le terme A est interprété comme un dépôt de levée de chenal distributaire en environnement de front deltaïque, levée en relief par rapport aux fonds environnants, probablement étalée en «patte d'oiseau». Les grès qui ont souvent une extension latérale limitée (hectométrique ?) sont assimilables à des épandages de type crevasse, adventifs aux distributaires principaux.

— *Le terme B, à dominante calcaire et à quartz grossier mal trié* est caractérisé par de nombreuses grosses colonies massives de madréporaires lamellaires et rameux (dont certaines ont un développement de 0,50 m à 2 m), accompagnés de térébratules, d'orbitolines à test quartzeux et de bioclastes abondants. Le contexte était favorable aux encroûtements (fond mal stabilisé ?) et aux resédimentations : présence de galets mous calcaires. Le milieu était certainement soumis à une forte agitation et à des influences marines prépondérantes et pouvait être situé un peu en contrebas des levées distributaires (soit immédiatement au-dessus dans la séquence transgressive).

— *Le terme C (fig. 43) marno-silteux à madréporaires, térébratules, oursins et bryozoaires*, glauconieux, paraît être une étape facultative dans la séquence et serait un faciès local de petite étendue : petite baie protégée de l'action des vagues avec dépôt des particules fines ? mais à proximité des environnements battus à madréporaires et des détritiques.

— *Le terme D*, très bien développé dans les séquences de La Lunada, représente *l'environnement carbonaté gréseux à rudistes.* Les rudistes sont de types divers : *Pseudotoucasia, Polyconites, Himeraelites, Horiopleura*, Radiolitidés, et sont associés à des madréporaires non massifs, des encroûtements (algues rouges, girvanelles, bacinelles parfois en oncolites, bryozoaires, éponges), des algues *Boueina, Cayeuxia*, des *Barroisia* et des térébratules. L'activité biologique intense se traduit par les habituelles micritisations et caries de coquilles, mais aussi par de nombreux pellets. L'environnement à rudistes de La Lunada est différent de celui de Las Nieves ou Estacas (fig. 38 et 39) probablement en raison du contexte détritique et du caractère non fermé du milieu. Il n'y a pas ici monospécificité des *Toucasia* (avec milioles), mais au contraire diversification des types de rudistes et mélange avec d'autres groupes d'organismes. On constate toutefois dans les termes D - E une tendance très nette à la prolifération unique des *Toucasia* en fin de séquence en même temps que le taux de détritiques diminue. On aurait donc à faire à un environnement où la croissance des organismes et le démantèlement (peut-être biologique) sont intimement mêlés, du domaine infralittoral (algues vertes), certainement d'une certaine étendue (fond relativement plat) avec une gradation dans les organismes indiquant un passage progressif entre les milieux précédents (terme B surtout) et les milieux caractérisés à rudistes monospéfifiques (terme D). Cet environnement devait rassembler aux baies ou lagunes interdistributaires actuelles à huîtres. Si le mouvement transgressif se poursuit (profondeur plus grande, extension des baies), les milieux vont se stabiliser et les *Toucasia* vont prendre la place principale qu'elles occupent normalement dans les zones plus distales de la plate-forme.

A La Lunada, les séquences sont d'abord simples (A - B - C - D - E),puis se complexifient entre les formations du col et Las Machorras avec non seulement interventions d'épandages de distributaires interrompant localement le dispositif carbonaté mais également arrivées di-

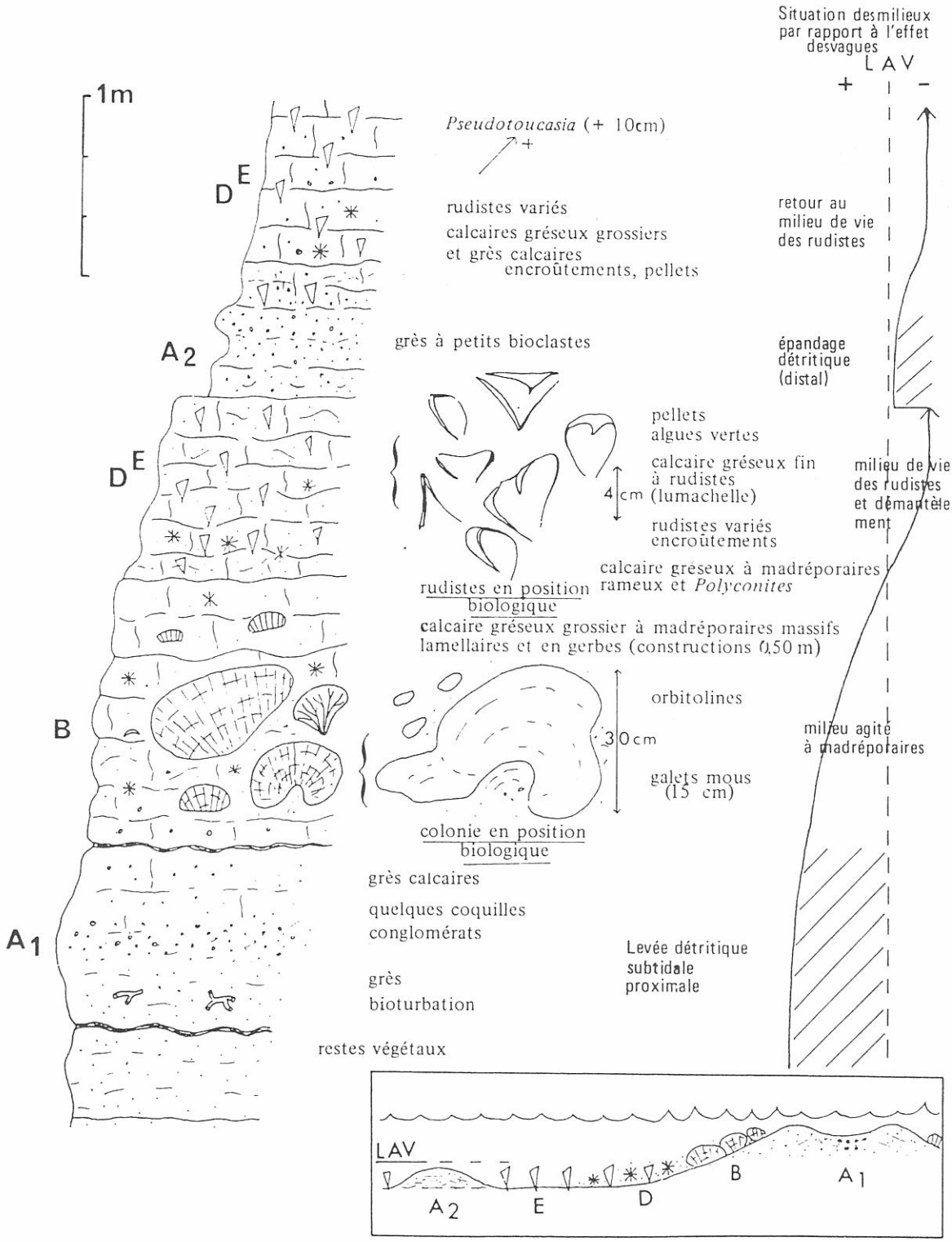

Fig. 44 — Série de La Lunada : coupe du km 31,8 (N du col), 3ème Système urgonien (Clansayésien Albien inférieur). Double séquence transgressive détritiques - carbonates en situation proximale et distale par rapport aux levées deltaïques distributaires.

luées de terrigènes (à l'origine des calcaires noduleux à orbitolines et rudistes), ou encore formation de larges chenaux non distributaires sillonnant la plate-forme à rudistes en correspondance avec le large (chenaux à fortes accumulations d'orbitolines dans l'axe et à algueraies de Dasycladacées, nérinées et simplorbitolines sur les bords). La même complexification se retrouve dans le sens proximal-distal entre La Lunada et Las Alisas sur une vingtaine de kilomètres, ce qui doit faire envisager une plate-forme marginale à pente très faible.

MASSES CALCAIRES LENTICULAIRES (MUD–MOUNDS)

Elles sont typiques du 3ème Système et jalonnent structuralement les failles actives au contact des plates-formes et des bassins (fig. 30). Leur épaisseur varie entre 1 m et plus de 50 m (La Gándara), mais leur importance vient surtout du fait qu'elles sont le plus souvent regroupées et empilées (fig. 46) et impriment aux paysages leur aspect lenticulaire multiplié (fig. 45). Elles se développent à la partie supérieure des pentes (fig. 35), en bordure aussi bien des plates-formes marginales comme à La Gándara, que des plates-formes insulaires (Irañeta, Dos hermanas dans la sierra de Aralar, Aranzazu dans l'Aitzgorri).

Ce sont des constructions à mélange de micrites (de densités différentes) et de bioclastes divers disséminés : madréporaires rameux et massifs toujours en petites colonies infradécimétriques, Acanthochaetétidés, rudistes *Pseudotoucasia* et Radiolitidés, oursins Cidaridés, algues rouges, orbitolines, crinoïdes, éponges calcaires et siliceuses. La matrice micritique tient la place essentielle et les squelettes n'ont manifestement pas eu de rôle direct dans la construction des masses. Par contre les intrications compliquées réticulées des zones micritiques de compacités différentes (texture bréchoïde), associées avec des structures stromatolitiques rubanées et en dômes millimétriques, rappelant les constructions cyanobactériennes de Maurin, Philip et Brunel (1981), donnent à ces monticules micritiques une valeur de construction facilitée ou élaborée fondamentalement par des organismes microbiens. La présence de figures (mais toujours petites, millimétriques à centimétriques) de type stromatactis, à remplissages internes, confirme l'analogie avec les mud-mounds du Paléozoïque (Lees, 1964) dans lesquels ont disparu des organismes à tissus non fossilisables mais qui ont pu être à l'origine d'une partie de la micrite (par précipitation ou agglutination dans le cas des cyanobactéries et par intégration dans les tissus dans l'hypothèse d'éponges).

Chaque monticule est constitué en fait de 2 parties (fig. 35) : un noyau très important qui est la construction proprement dite et une écorce (capping-beds) peu épaisse, constituée de calcaire grenu bioclastique et intraclastique à litage normal, avec une forte proportion d'organismes supportant les fortes énergies comme les *Acanthochaetetes*, stromatopores, Radiolitidés, hensonines, orbitolines, algues *Boueina*, associés ou non à des indices de très faibles profondeur (stromatolites, figures oeillées) jusqu'à du microkarst. Ces couches de recouvrement des mud-mounds peuvent passer latéralement (fig. 44) à des sortes de sillons frontaux comparables à ceux décrits à Tuléar (Weyderț, 1974).

L'environnement des mud-mounds nécessite une pente importante (voir les pendages synsédimentaires de La Gándara (fig. 44), les figures de décollement et de slumping), une ouverture sur une mer plus profonde (exemple : marnes noires de Soba) et une profondeur compatible avec l'intense activité biologique carbonatée, un certain calme hydrodynamique mais pouvant passer rapidement à une énergie élevée (capping-beds). Ces conditions sont réalisées en bordure distale de plate-forme, immédiatement sous la limite d'action des vagues (L.A.V.), au droit de milieux plus profonds et ouverts où devait exister une grande turbidité de l'eau (situation pro-deltaïque).

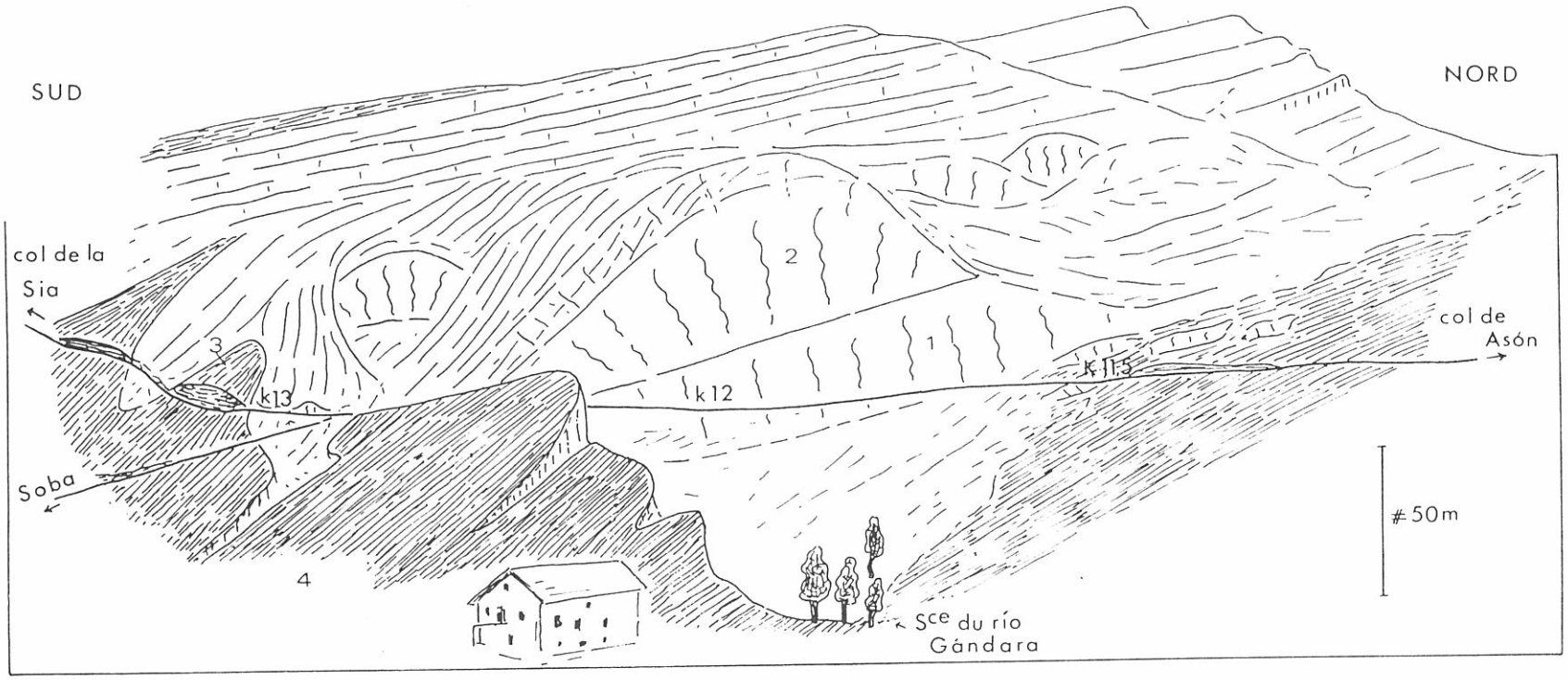

Fig. 45 — Vue panoramique sur les masses lenticulaires à mud-mounds de La Gándara (3ème Système albien inférieur à moyen). Au 1er plan affleurent les marnes noires de Soba (bassin circalittoral), au 2ème plan les monticules micritiques recoupés frontalement par l'érosion et au 3ème plan les couches bien stratifiées plus internes à alternances de calcaires à rudistes et madréporaires et de détritiques deltaïques du type des séquences de La Lunada. 1 et 2 : masses lenticulaires principales du km 12. On distingue les capping-beds de la lentille 2 et les fortes pentes synsédimentaires sur lesquelles s'édifient les mud-mounds. 3 : sillon frontal du km 13, à remplissage final de marnes noires, ayant mis en correspondance le bassin du 1er plan (4) et la plate-forme marginale derrière la bordure à mud-mounds.

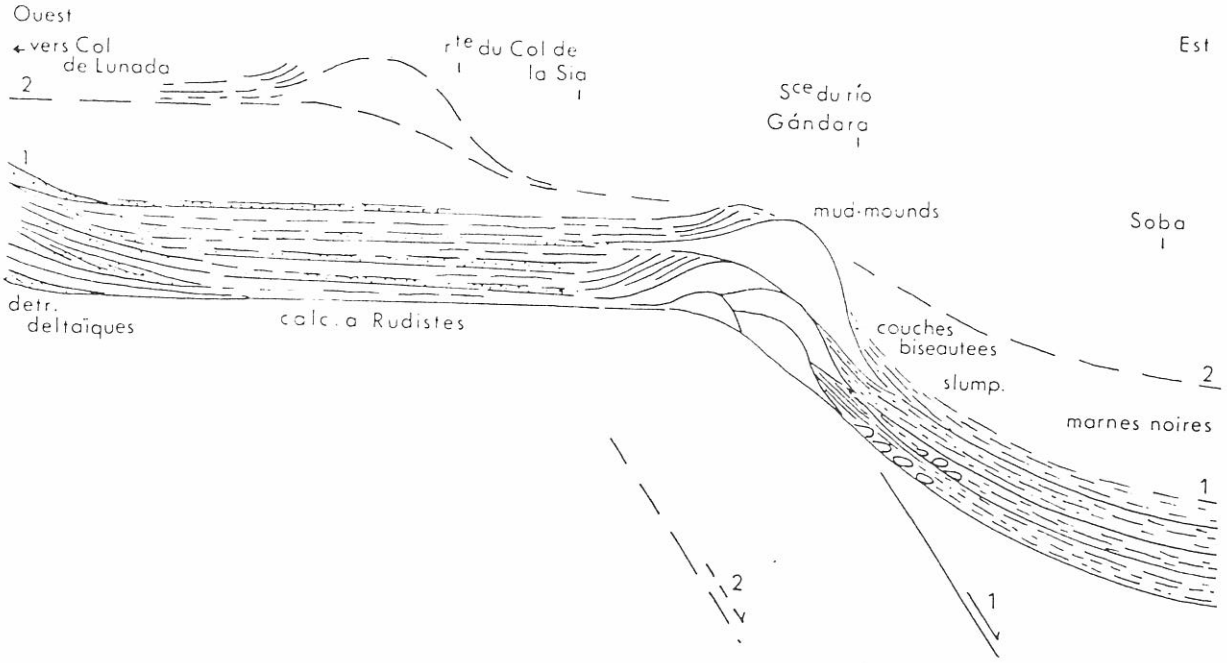

Fig. 46 — Disposition schématique des différentes masses lenticulaires empilées de La Gándara et de la région plus amont en direction de La Sia. Rapports entre les mud-mounds localisés sur la pente (les 2 positions 1 et 2 indiquent un léger gauchissement de la bordure active), les couches régulièrement stratifiées de la plate-forme marginale entre La Gándara et La Lunada et les marnes noires de Soba. La dénivelée entre la plate-forme et le fond du bassin était de l'ordre de 200 m.

BASSINS CIRCALITTORAUX A MARNES BLEUES OU NOIRES (fig.32 et 35)

Ils constituent les motifs sédimentaires les plus profonds du complexe urgonien basco-cantabrique qui ont retenu les particules les plus fines (argiles, silts, matière organique). On les trouve dans tous les Systèmes mais ils sont particulièrement développés dans le 2ème et 3ème. Dans le 2ème Système (Gargasien) s'observent de larges bassins à pentes atténuées avec de la glauconie et des silifications, qui correspondent à une transgression généralisée sur la plus grande partie de la région. On y retrouve des ammonites et des hedbergelles mais aussi une macrofaune benthique d'exogyres (*Aetostreon*), de plicatules et d'éponges siliceuses (Estacas, fig. 39). Au cours du 3ème Système (Clansayésien, Albien moyen), ces milieux renferment des faciès de marnes noires et sont restreints à des gouttières bien délimitées par les plates-formes à mud-mounds (fig. 35). La faune de type hémipélagique, comprend des éponges siliceuses, des foraminifères benthiques (*Tritaxia*) et pélagiques (hedbergelles, *Favusella)*, quelques coccolithes. Les plicatules et les exogyres sont très rares, quelques algues rouges *(Archaeolithothamnium)* confirment le domaine circalittoral au moins pour la partie supérieure des bassins. Par rapport aux marnes bleues à lamellibranches, l'environnement sous-marin devait être le plus souvent défavorable au benthos (peu de bioturbation), laissant envisager de mauvaises conditions d'oxygénation au voisinage du fond, accompagnées de sursalures (Pascal, 1979) peut-être dues au piégeage d'un excès de fines particules organiques et à leur destruction par des bactéries consommatrices d'oxygène. De telles marnes noires peuvent être observées à Soba en avant des masses lenticulaires de La Gandara

(fig. 46) et dans tout le couloir entre Bilbao et Beasain où elles sont bien développées (+ 1000m) et continuent un dispositif ébauché pendant les Systèmes précédents. Des glissements de blocs décimétriques à plurimétriques provenant de la plate-forme parsèment le bord pentu des bassins (Soba, Trucios, Irañeta), associés ou non à des coulées de matériel bioclastique resédimenté anarchiquement.

EQUIVALENT CONTINENTAL DE L'URGONIEN – EXEMPLE DE QUINTANILLA DE AN

par Joaquin GARCIA MONDEJAR – Université de BILBAO
d'après le livret-guide de l'excursion du Grupo español del Mesozoico, septembre 1981) - traduction André PASCAL

Le contrôle stratigraphique des unités urgoniennes a conduit à considérer qu'une partie importante des sédiments continentaux du secteur de l'Ebre est équivalente aux grandes masses carbonatées du Nord. Les dépôts de Quintanilla (S de l'Ebre, à 3 km de Polientes) peuvent correspondre aux unités U_1 et U_3, et peut-être aussi une partie de U_2. La série levée est décrite sur la fig 47, avec les Grès de Cilleruelo de Bezana à la partie inférieure et les conglomérats de Quintanilla de An au sommet.

LES GRÈS DE CILLERUELO

Ils montrent une alternance de grès et lutites (approximativement de 50 %). Les lutites, rouges et vertes, ne présentent aucun caractère interne qui permettrait de les attribuer à des milieux spécifiques de sédimentation. Les grès, de grain fin à grossier, montrent, au contraire, une grande richesse en structures sédimentaires primaires, parmi lesquelles se détache la stratification entrecroisée ; celle-ci provient de la migration de formes du lit ou bien de l'accrétion latérale de «point-bars». En conséquence, la description qui suit est basée sur les morphologies de crêtes des grès, dessinées dans les schémas (fig.48).

Niveau (tramo) 1 — caractérisé par une lamination parallèle et croisée de petit angle,des déformations hydroplastiques, des remplissages de chenal et des grès passant à des lutites.

Niveau 3 — consiste en un paléochenal d'une cinquantaine de mètres de largeur, avec un remplissage rapporté à la dynamique de chenaux plus petits. Il présente des restes de plantes et des terriers à son toit.

Niveau 5 — présente de fréquentes entailles de chenaux et une extraordinaire accrétion latérale à la base. Il renferme également des restes végétaux, des lutites tapissant les chenaux abandonnés, des déformations hydroplastiques et des laminations entrecroisées de sillon provoquées par la migration de *rides* au toit.

Niveau 7 — bien caractérisé par des stratifications entrecroisées planes de migration de barres à la base, et par des remplissages de sillons au-dessus. Son toit montre des interdigitations gréso-lutitiques, ce qui démontre que le faciès de chenal s'est déplacé latéralement dans le temps, laissant un corps diachronique. Les langues de grès du schéma représentent des dépôts d'inondation *(overbank)*.

Niveau 9 — Se biseaute au bord de la route et montre d'extraordinaires paléochenaux, parfois à remplissage hétérogène. Le paléochenal supérieur de la gauche montre une nette prolongation des faciès jusqu'à la droite, interprétable de dépôts d'inondation *(overbank)* se perdant entre les lutites.