

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 : Larcdo, - L : Larcdo, - 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 Chaine 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 monoclinale 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 *Chañon 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'anticlinale (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 synclinal (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 synclinal 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 complètement 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.

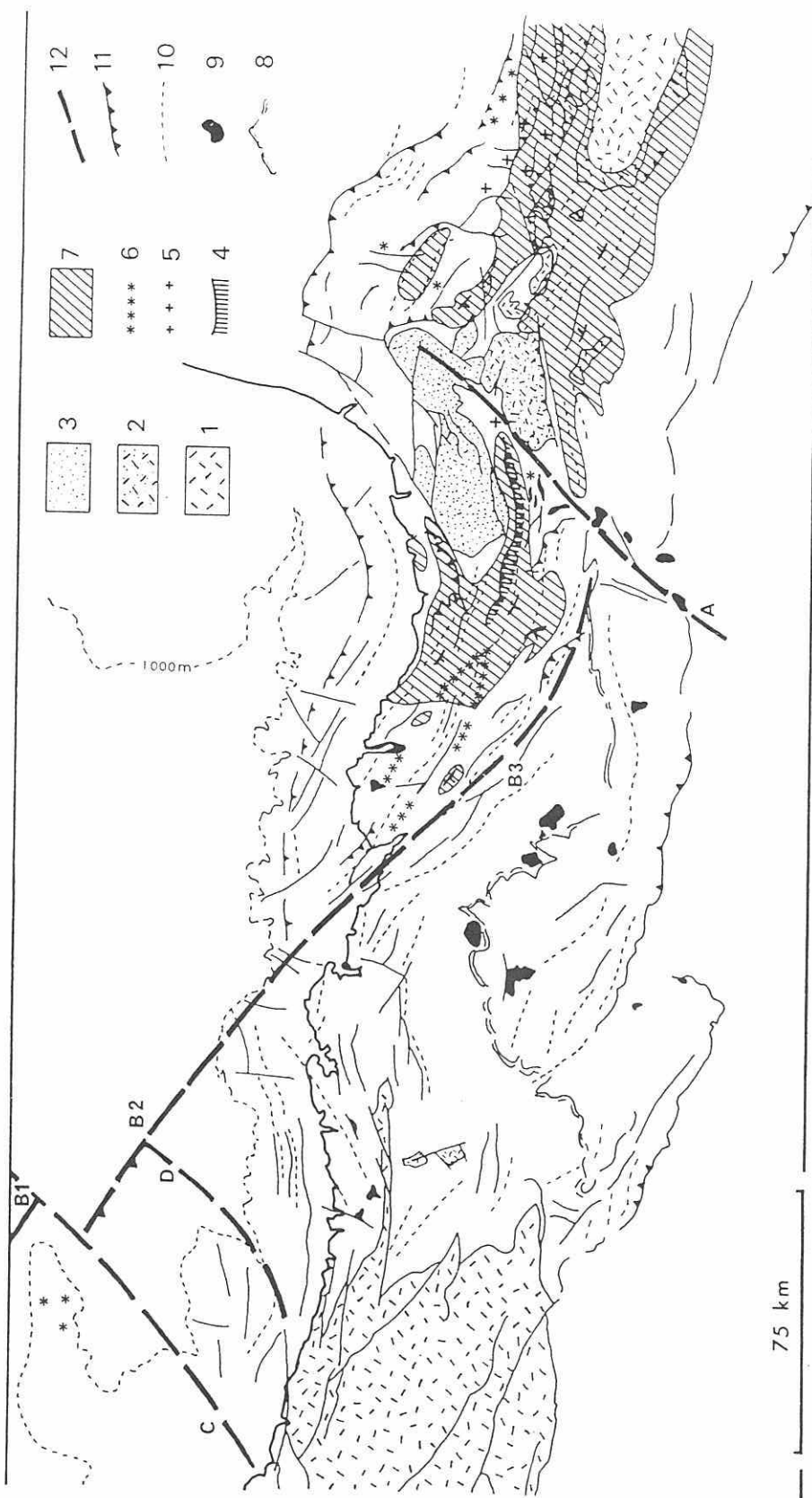


Fig. 7 — Pour une interprétation de la continuité des Pyrénées vers l'Ouest (voir aussi fig. 6).  
 Socle. 1 : Socle ibérique (d'après Souquet et al., 1982, pour les Pyrénées s.s.), 2 : Socle européen, 3 : Socle des Aldudes de signification discutée.  
 Magmatisme et métamorphisme. 4 : Métamorphisme 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<sup>1</sup>. Au droit du Banc le Danois, B<sup>2</sup>. Sur le plateau continental, d'après Derognaucourt, B<sup>3</sup>. Sur l'anticlinorium de Bilbao — C : Canvon de I.astres. D : Canvon de I.lanee).

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 (orogénèse 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 - Cénomaniens 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 Cénomaniens 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 questions), 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'orogénèse 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 ?

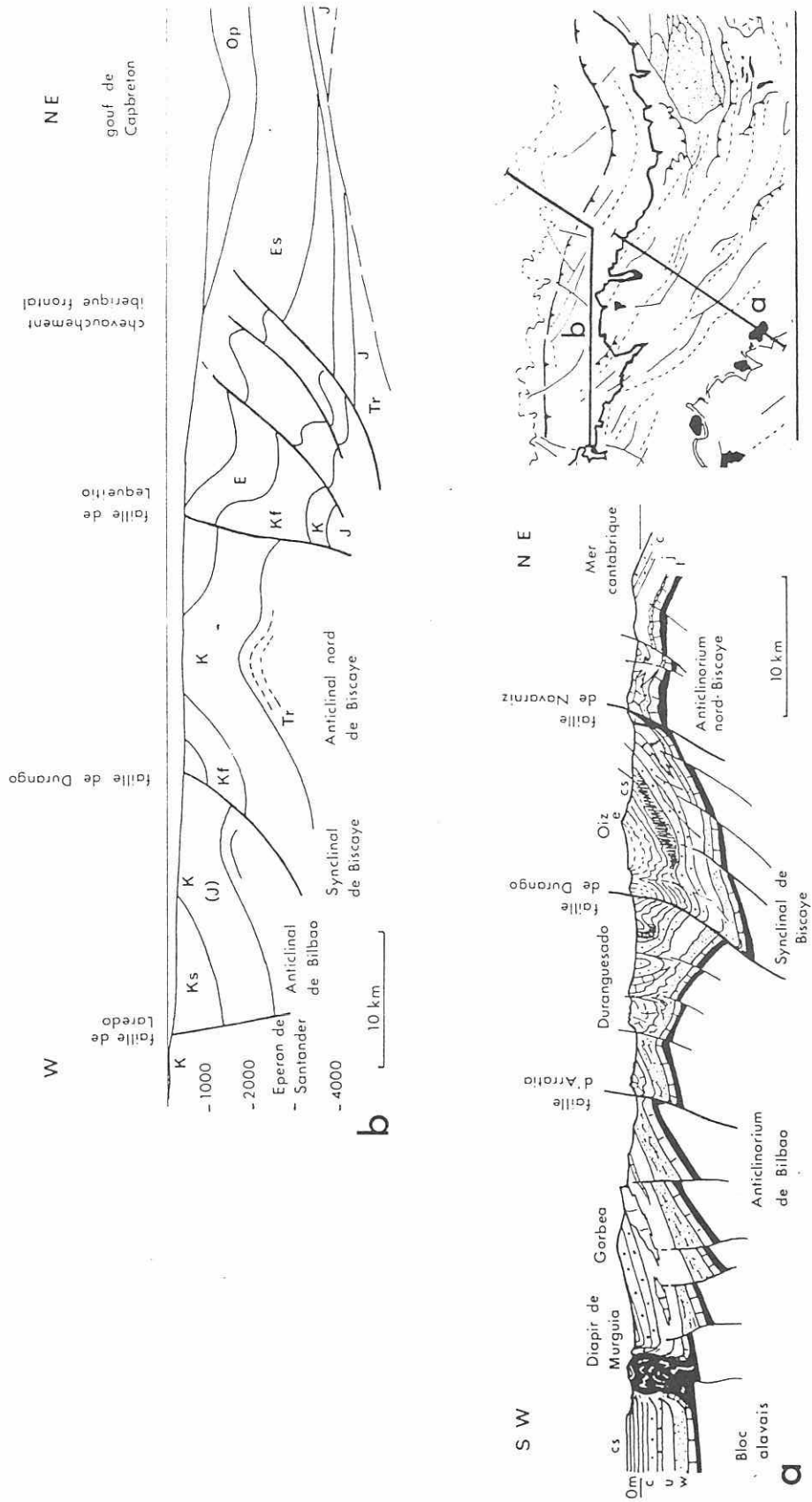


Fig. 8 — Coupes interprétatives à travers l'Arc basque.

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 Deregnacourt (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 pyrénéo-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 IBERIQUE

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 WE. Ces dernières peuvent s'interpréter comme le résultat d'un jeu cisailant 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.