

LE DÉPARTEMENT DE LA SEINE-SAINT-DENIS
B.P. 22 42 71 902 340 430
Département de la Seine-Saint-Denis
FRANCE

N° d'enregistrement au CNRS :

Thèse
de doctorat d'état
ès Sciences Naturelles

présentée à l'Université de PARIS VII
par Mr. Jean Marie AUZENDE
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

HISTOIRE TERTIAIRE
DE LA
MEDITERRANEE OCCIDENTALE

Soutenue le 7 AVRIL 1978
devant le jury composé de Messieurs

- | | |
|-------------|-------------|
| C. ALLEGRE | Y. LANCELOT |
| J. ANDRIEUX | M. MATTAUER |
| J. AUBOUIN | G. PAUTOT |

REMERCIEMENTS

Ce mémoire se présente comme un des trois volets d'un travail collectif résultant de l'étroite collaboration entre J. BONNIN, J.L. OLIVET et moi-même. Il est aussi le résultat de nombreuses coopérations avec nos collègues Universitaires avec lesquels depuis notre "passage" dans le laboratoire de géologie dynamique de la Faculté des Sciences de Paris, sous la direction de L. GLANGEAUD, nous avons gardé de fructueux contacts. Essayer de les remercier tous nous conduirait inévitablement à en oublier, nous le faisons donc en "bloc". Cependant parmi eux, nos "copains de Promo", A. MAUFFRET et J.P. REHAULT méritent une mention particulière, c'est avec eux que nous avons découvert notre métier.

Notre venue au Centre Océanologique de Bretagne pratiquement dès sa création nous a permis de connaître l'expérience enthousiasmante de la naissance d'un laboratoire de recherche. Les moyens importants mis à notre disposition nous ont permis d'élargir considérablement le champ de nos investigations et par là le cadre de notre travail. Dans ce sens nous sommes redevables à l'ensemble du personnel du CNEXO, du Centre Océanologique de Bretagne et aussi aux officiers et marins des navires océanographiques. Parmi eux nous remercions tout particulièrement Messieurs L. LAUBIER, X. LE PICHON et G. PAUTOT qui nous ont accueilli ainsi que tous nos collègues du département scientifique. Mmes B. BERTHE, M. FEREC, N. GUILLO, G. LE GRAND, Y. POTARD et MM. D. CARRE, S. MONTI ont pris une part active dans la réalisation pratique de ce travail. Nous leur en sommes très reconnaissants.

Nous remercions enfin Messieurs ALLEGRE, ANDRIEUX, AUBOUIN, LANCELOT, MATTAUER et PAUTOT qui ont bien voulu juger notre travail.

A V A N T - P R O P O S

Le travail présenté ici est un des volets du tryptique qui comprend en outre les mémoires de J. BONNIN consacré à l'étude géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar et de J.L. OLIVET correspondant à l'étude de l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Cet ensemble ayant été découpé à postériori et un peu arbitrairement, il est bien évident que l'on va trouver dans chacune des parties résultant de ce découpage, des éléments appartenant à l'une ou à l'autre des autres parts.

/ C'est ainsi que dans ce mémoire, consacré plus particulièrement à l'histoire tertiaire de la Méditerranée Occidentale, on trouvera, compte-tenu du fait que la plupart des évènements méditerranéens sont conditionnés par l'interaction entre le mouvement des grandes plaques Europe et Afrique et celui de microplaques/(Apulie, Bloc corso-sarde...) intermédiaires des conclusions empruntées à J. L. OLIVET. De même, la frontière principale entre Europe et Afrique étant la ligne Açores-Gibraltar, l'observation des divers processus qui l'affectent depuis les stades précoces de l'ouverture Atlantique jusqu'à nos jours (voir J. BONNIN), constituera un guide et une contrainte à la fois pour la cinématique de l'Atlantique Nord et Central et pour les implications sur le domaine méditerranéen.

Notre travail prend place dans la série des études menées sur le domaine marin de la Méditerranée Occidentale par les laboratoires universitaires et les organismes de recherche pétrolière. Il bénéficie des importantes améliorations apportées depuis les années 1970 aux techniques d'investigation ; en particulier, l'apparition des procédés de sismique réflexion lourde (Flexotir, canon à air) qui a reculé considérablement les limites du champ d'exploration.

Le but de notre étude est, partant d'une connaissance approfondie de la structure du bassin de la Méditerranée Occidentale, de proposer une histoire tertiaire cohérente de celui-ci. Notre souci est en outre de veiller à ce que cette histoire s'intègre à la fois dans le cadre cinématique des plaques Europe et Afrique et dans l'évolution des domaines alpins émergés.

I. INTRODUCTION

A. Cadre géographique

De Gibraltar à La Mer Noire, le bassin Méditerranéen est constitué par une succession de bassins (fig. 1 et 2) Méditerranée Occidentale, Tyrrhenienne, Méditerranée Orientale et Mer Noire. Ces bassins principaux sont eux mêmes subdivisés en bassins secondaires essentiellement à partir de critères physiographiques.

En Méditerranée Occidentale, on distinguera : la Mer d'Alboran, le bassin Nord Africain, le bassin Provençal, le Golfe de Valence et la Mer Ligure. En Méditerranée Orientale : la mer Adriatique, le bassin Jonien, le bassin d'Herodote et le bassin Levantin. Une caractéristique commune à tous ces bassins est leur faible profondeur maximale comparée aux océans voisins. En effet, les zones profondes des bassins méditerranéens ont une profondeur moyenne comprise entre 2500 et 3000 mètres.

Une autre caractéristique du domaine méditerranéen est son isolement par rapport à l'océan mondial. La seule communication naturelle se fait par le détroit de Gibraltar large d'une trentaine de kilomètres et profond de 3 à 400 mètres de moyenne. Il faut noter d'autre part que les 4 bassins principaux de la Méditerranée ne communiquent entre eux que par des détroits de faible largeur et de faible profondeur. Ces considérations mettent en évidence la fragilité du système méditerranéen tel qu'il existe. Un évènement tectonique mineur, agissant sur l'un ou l'autre des détroits peut détruire l'équilibre hydrologique et avoir comme conséquence immédiate l'assèchement d'une partie ou de la totalité du bassin. Par exemple l'épisode Messinien peut probablement être rattaché à ce genre de phénomène.

Enfin une dernière caractéristique du domaine méditerranéen est son étroite dépendance avec le système alpin. En effet, les bassins méditerranéens se trouvent soit en position "interne" : Bassin Occidental, Bassin Tyrrhénien, Mer Egée, Mer Noire soit en position externe :

.../...

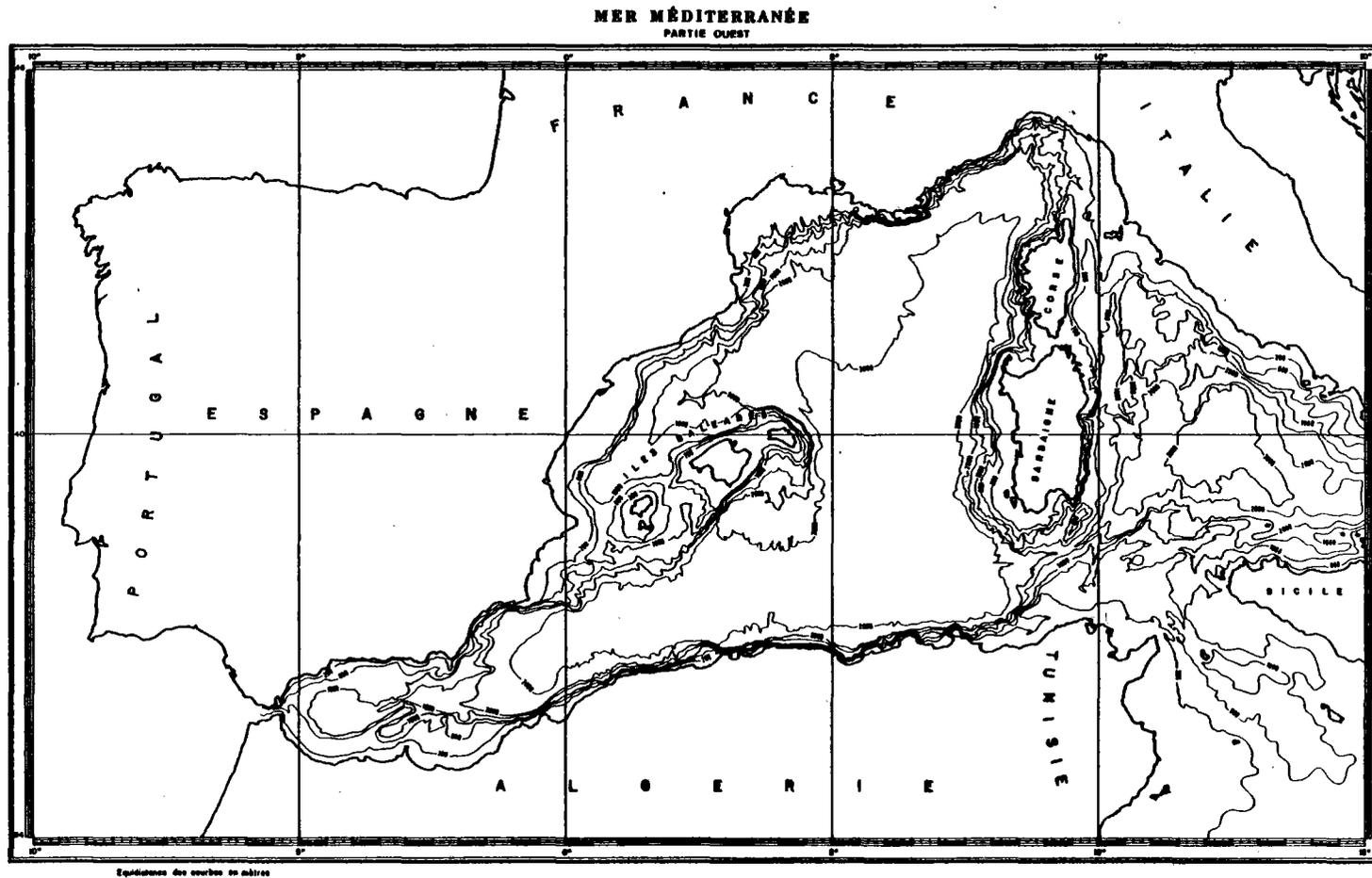


Figure 1 : Bathymétrie de la Méditerranée Occidentale d'après Ryan (1969).

Bassin oriental, par rapport aux structures alpines. Nous reviendrons plus en détail dans le chapitre suivant (cadre géologique) sur la position de la Méditerranée Occidentale dans le système Alpin.

B. Historique

De par sa position dans le système alpin, la Méditerranée et en particulier la Méditerranée Occidentale a suscité l'intérêt des géologues alpins. Suess 1911, Stille 1937, Termier 1911, Argand 1926, Kober 1914, Glangeaud 1932, Fallot 1932, Aubouin 1961 sont parmi ceux qui avant que des données sur le domaine marin ne soient acquises ont élaboré des modèles qui intégraient la Méditerranée dans le système alpin.

C'est à partir des années cinquante que des études systématiques, en particulier des relevés bathymétriques ont été entreprises en Méditerranée Occidentale. A partir de ces données les premières hypothèses d'évolution du bassin ont été proposées. Dans un premier temps ce sont surtout les mouvements verticaux qui ont intéressé les chercheurs. J. Bourcart et son équipe ont ainsi réuni les éléments susceptibles d'étayer la théorie de la flexure continentale (Bourcart, 1952), de mettre en évidence le rôle de la phase plio quaternaire dans l'évolution verticale du bassin (Bourcart, 1962) et de discuter le mode de creusement des canyons aujourd'hui immergés. A partir des années soixante, le développement des techniques permet d'acquérir des données sur la structure profonde du bassin et sur son remplissage. En sismique réfraction ce sont les travaux de Fahlquist (1963) repris par la suite par Berry et Knopoff (1967) et ceux de Muraour et al (1965 a, b, c) qui donnent des renseignements encore très fragmentaires sur la structure profonde du bassin. En sismique réflexion légère, les premières reconnaissances aboutissent aux travaux de Hersey (1965) de Menard et al. (1965), de Glangeaud et de son équipe (Glangeaud et al, 1966, Glangeaud 1966, Glangeaud 1968, Mauffret, 1968, Mascle 1968, Rehault 1968, Pautot 1969, Bellaiche 1969, Auzende 1969) et de Ryan (1969) sur le remplissage sédimentaire du bassin, sur l'existence de structures diapiriques interprétées comme dômes de sel, sur l'âge et le mode de création du bassin.

Avec la mise au point vers 1970 des procédés de sismique lourde (Flexotir, Flexichoc, canon à air ...) qui permettent de saisir en totalité la couverture sédimentaire du bassin, et de mettre en évidence les structures essentielles du substratum, un grand nombre de laboratoires et d'institutions y compris les institutions pétrolières, vont entreprendre des relevés systématiques en Méditerranée Occidentale. Ce sont entre autres le laboratoire de géologie dynamique - Paris, le Centre Océanologique de Bretagne, l'Institut Français du Pétrole et l'Osservatorio di Geofisica teorica ed applicata de Trieste. Nous n'énumérerons pas ici la grande quantité de travaux résultant de ces investigations qui donnent aujourd'hui une idée relativement bonne de la structure du bassin et de son remplissage (voir dans les chapitres suivants les références à ces travaux).

C. Moyens d'étude utilisés.

Parmi l'énorme quantité de données existantes sur le bassin Méditerranéen occidental, nous distinguerons celles dont nous avons pu disposer au cours des travaux en collaboration, celles que nous avons compilées à partir de travaux publiés et celles pour lesquelles nous sommes directement intervenus par l'acquisition au cours de campagnes du Centre Océanologique de Bretagne et par leur exploitation.

1. Bathymétrie

Les cartes bathymétriques existantes qui recouvrent la totalité du bassin méditerranéen occidental ont été dressées à partir d'un maillage relativement large et de ce fait présentent de nombreuses imprécisions. Dans l'ordre chronologique, ce sont les cartes de Bourcart (1960) Carter et al (1971) et Finetti et Morelli (1973) Au cours de nos travaux sur des secteurs localisés du bassin nous avons pu compléter ces cartes. Il est ainsi en Mer Ligure (Rehault et al. 1974), autour des Baléares (Mauffret et al. 1973) et en mer d'Alboran (Auzende, 1976 rapport non publié). La carte d'ensemble (PL. I) que nous présentons ici est constituée par l'assemblage des cartes de base et des cartes corrigées par nos soins.

2. Seismicité

La distribution de la sismicité constitue un excellent marqueur pour reconnaître le tracé des frontières de plaques actuelles. C'est dans cette optique que nous avons été amenés à utiliser les données existantes dans ce domaine. Mac Kenzie (1972) a publié une étude de la distribution des séismes sur l'ensemble de la Méditerranée. Cette étude a été complétée au Centre Océanologique de Bretagne par P. Beuzart (1972) et c'est surtout sur cette dernière étude que nous nous sommes appuyés. Par ailleurs d'autres travaux ont été faits mais n'intéressent qu'une partie du bassin Occidental : Grinda (1975) pour la Mer Ligure, Hatzfeld et al. (1976) pour la région de Gibraltar et l'Algérie du Nord. D'autre part, lorsque la détermination des séismes est suffisamment précise, des études de mécanisme au foyer ont été faites. Elles intéressent toute la zone frontière entre les plaques Europe et Afrique depuis les Açores jusqu'en Méditerranée Orientale (Mac Kenzie 1970, 1972, Fukao 1973, Ritsema 1969, Hatzfeld et al., 1976, Udias et al. 1976). Les résultats essentiels de l'étude de la sismicité dans le domaine méditerranéen occidental sont que : les séismes à quelques exceptions près, sont superficiels. Ils sont plus ou moins alignés de l'Ouest vers l'Est en arrière des Massifs internes Kabyles sauf en mer d'Alboran où ils sont beaucoup plus dispersés. Les mécanismes au foyer mettent en évidence un rapprochement Europe-Afrique de faible taux dont l'essentiel est absorbé dans la remobilisation d'accidents sur le continent (voir chapitre néotectonique).

3. Sismique réflexion.

Les données de sismique réflexion sont les plus nombreuses et constituent un des éléments les plus importants de notre travail (fig. 3). Elles sont d'origine et de qualité diverses. En effet, les organismes ayant utilisé cette méthode d'investigations sont nombreux : laboratoires Universitaires Français et étrangers, Institut Français du Pétrole, compagnies Pétrolières, Instituts de recherche étrangers, Centre Océanologique de Bretagne... D'autre part, il existe une grande diversité dans la nature des sources utilisées. On peut distinguer la sismique réflexion légère avec des sources d'énergie inférieure à 10 000 joules

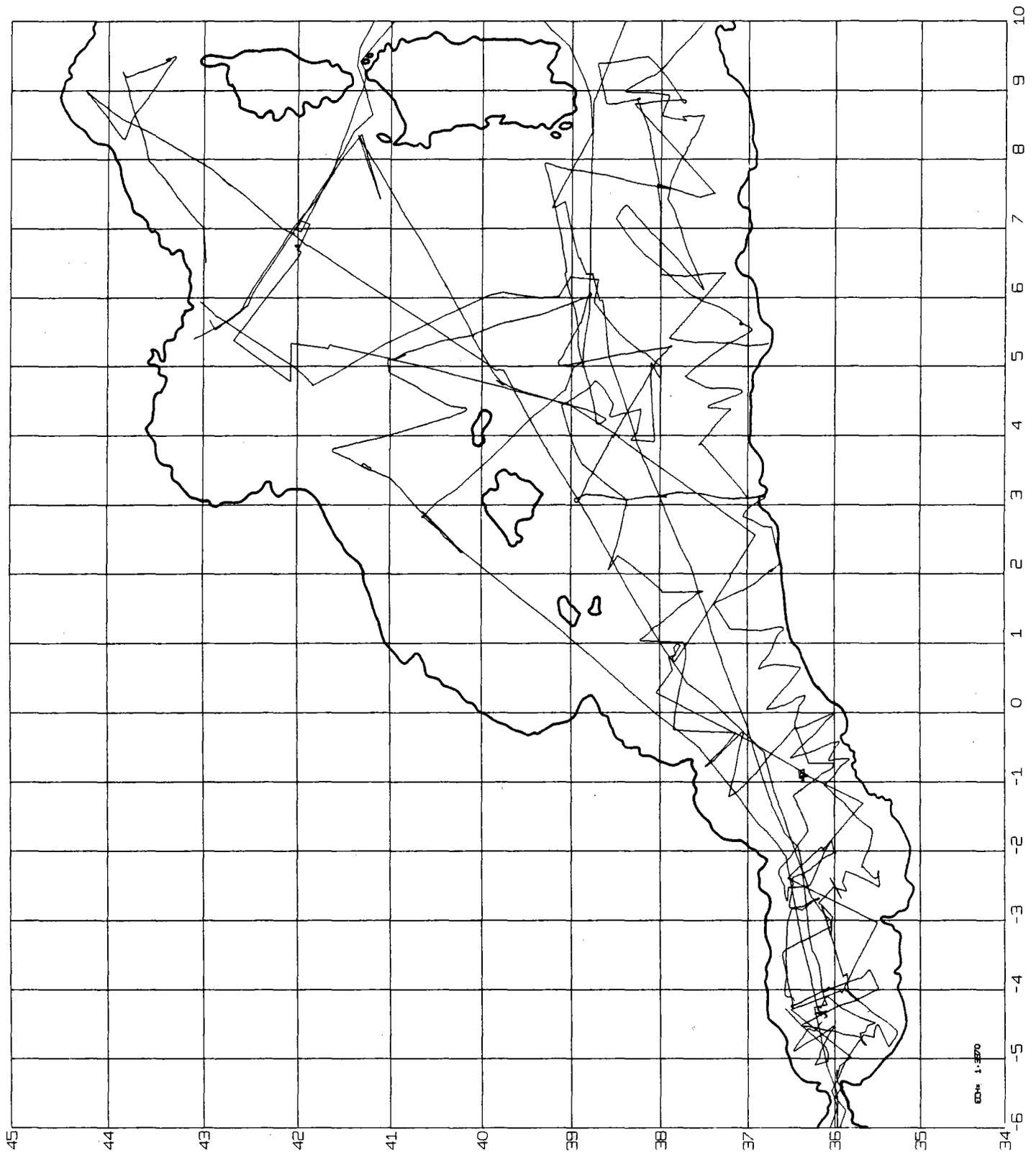


Figure 3. Plan de position des profils sismiques provenant des campagnes Polymède I (1970), Polymède II (1972), Conrad (1965) et Glomar Challenger (1970).

- - 5 -

(Sparker, Boomer, Canon à Air) et la sismique réflexion lourde avec des sources d'énergie allant jusque 15-20 000 joules (Flexotir - Flexichoc - Canon à Air Sodera) avec enregistrement monotraces ou multitraces, ce dernier procédé permettant après traitement l'obtention de vitesses sismiques dans les couches sédimentaires. Chronologiquement, c'est la sismique réflexion légère qui, d'abord, a été utilisée dans le bassin Méditerranéen occidental. Ce sont les travaux du laboratoire de géologie dynamique de la Faculté des Sciences de Paris et du Musée Océanographique de Monaco à l'aide du sparker 9000 joules et du Canon à air, campagne Geomede I 1966. Gibraltar 1967. Au cours de ces campagnes sont reconnues les structures diapiriques salifères. Parallèlement à ces campagnes qui intéressent l'ensemble du bassin occidental, un grand nombre d'études de détail sont menées par ces organismes dans des secteurs précis. - Mer Ligure (Rehault 1968) Golfe du Lion, Bassin de Valence (Mauffret 1968) Bordure Nord Africaine (Auzende 1969) etc...

Ce n'est qu'à partir de 1970 que la mise en oeuvre des procédés de sismique lourde permet de mieux définir la structure profonde du bassin et l'épaisseur de son remplissage. Campagnes Polymede I du COB (1970), Geomede III du laboratoire de Géologie dynamique (1970) Augusta et Berthe de l'IFP (1970) suivies par un grand nombre de campagnes utilisant le flexotir, le flexichoc ou des canons à air plus puissants (Polymède II (1972) - Odyssée II (1971) Campagnes de l'OGS de Trieste...)

4. Sismique Réfraction

Malgré le grand intérêt qu'elles présentent pour la connaissance de la structure profonde du bassin méditerranéen, les données de sismique réfraction sont peu nombreuses et celles existantes n'ont dans la plupart des cas donné que des résultats médiocres. Ceci provient du fait que : soit la source utilisée avait une puissance insuffisante pour pénétrer à travers l'important remplissage sédimentaire du bassin ; c'est le cas par exemple de certains profils de Fahlquist (1963) et de la totalité des profils effectués au cours des campagnes Polymède I et II du Centre Océanologique de Bretagne à l'aide du flexotir (2 charges de 50 g. de TNT par tir).

.../...

: soit il n'a pas été tenu compte des données existantes sur la structure du bassin, lors de l'implantation des profils, et les résultats obtenus sont difficilement exploitables en raison de problèmes de pendage, de problème de contraste de vitesse négatifs dans la séquence sédimentaire. Il en est ainsi pour certains profils passant à travers des structures anormales tels les hauts fonds des seuils d'Alboran (Hatzfeld et al. 1976), où ceux du Sud Baléares Hinz (1972), ou d'autres profils dans la partie profonde du bassin dans l'exploitation desquels il n'est pas tenu compte de l'existence d'une importante série salifère à vitesse élevée (environ 2 km avec des vitesses variant de 3,7 à 5 km/s).

Parmi les quelques travaux concernant l'étude par sismique réfraction du bassin méditerranéen occidental nous citerons ceux de Fahlquist (1963), Fahlquist et Hersey (1969) de Muraour (1965) en mer Ligure, de Moskalenko et Shimkus (1971), de Hinz (1972) autour des Baléares puis plus récemment ceux de Hirn et al. (1975) dans le bassin provençal qui n'apportent des données que sur la croûte profonde et ceux de Hatzfeld et al. (1976) en mer d'Alboran. J.Y. Collot (1977) a fait récemment une compilation des données de réfraction en Méditerranée Occidentale avec pour objectif l'intégration de ces données à celles de flux thermique.

Il faut noter d'autre part que l'IFP (Rapport non publié) et l'OGS Trieste (Finetti et Morelli, 1972, 1973) ont fait des calculs de vitesse de propagation sismique à partir du traitement de leurs profils de sismique réflexion lourde. La dispersion des résultats obtenus à partir de données et de méthodes de calcul équivalents nous engage à être très prudents dans l'utilisation de ces données.

5. La gravimétrie.

Les données gravimétriques que nous avons utilisées existent tout d'abord sous forme de profils réalisés en continu lors des campagnes Polymède I et II du J. Charcot à l'aide d'un gravimètre Askania. Malheureusement le maillage dont nous disposons est trop lâche pour que nous puissions établir des cartes de l'anomalie à l'air libre.

De telles cartes ont été réalisées en Méditerranée par l'OGS - Trieste (Gantar et al., 1968, Finetti et Morelli, 1973, Morelli et al. 1975) sous forme de cartes de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie à l'air libre.

A partir de ces profils et cartes, nous avons pu calculer des modèles gravimétriques (Beckey, 1973, rapport de stage non publié) en particulier sur le bassin nord africain. Bonini et al. (1973) ont calculé un modèle gravimétrique de la mer d'Alboran à partir des cartes d'anomalies de Bouguer en mer et de leur prolongement sur terre. Il faut noter que l'établissement de tels modèles est complexe et souvent sujet à discussion.

6. Magnétisme

Comme pour la gravité, les données magnétiques existent sous forme de profils relativement espacés qui ne peuvent être exploités que pour des observations ponctuelles.

A partir d'un maillage plus serré Morelli et al. (1975) ont publié des cartes du champ total difficilement exploitables directement.

Par contre il existe des levés aéromagnétiques plus précis et plus récents qui apportent d'excellentes informations.

Les premiers levés sont dûs à l'U.S. Oceanographic Office (Vogt et al. 1971) avec un maillage assez large et des vols à une altitude de 300 mètres. De ce fait leur précision et la qualité des contours laissent à désirer. D'autres levés ont été faits par le CNRS et l'IPG et couvrent la totalité du bassin provençal et du bassin Nord Africain. Ces levés sont très précis, les données ont été corrigées pour les variations diurnes, les croisements se font avec une variation dans la mesure qui ne dépasse pas 5 γ (gammas). La partie nord du bassin provençal a été levée à 2000 mètres d'altitude mais recalculée pour une altitude de 600 mètres. Toute la partie sud a été levée à 600 mètres d'altitude.

Ces données ont été exploitées et ont donné lieu à des calculs de dérivées secondes, de réduites aux pôles (Le Borgne et al., 1971, Bayer et al. 1973, Galdeano et al., 1974).

Enfin dans le secteur du golfe de Valence qui n'était pas couvert par le levé précédent, la Compagnie Générale de Géophysique a réalisé une couverture aéromagnétique analogue qui a récemment été exploitée par Galdéano et Rossignol (1976).

7. Prélèvement de roches

Nous ne reprendrons pas ici une énumération des prélèvements de roches effectués en Méditerranée Occidentale, celle-ci ayant été faite par Mauffret (1976) pour le pourtour des Baléares. A cette liste nous pouvons ajouter les prélèvements effectués en Mer Ligure et dans le golfe d'Asinara (Voir Pautot 1969 - Rehault et al. 1974, Bellaiche et al. 1974) et quelques prélèvements en mer d'Alboran étudiés pour la plupart par Desforges (1973).

Enfin, il faut ajouter aussi les forages des Legs 13 et 42 du Glomar Challenger en Méditerranée Occidentale.

- Leg 13 : forage 121 en Mer d'Alboran
forages 122 - 123 - 124 autour des Baléares
forages 133 - 134 au SW de la Sardaigne

- Leg 42 : forage 372 à l'Est de Minorque
forage 371 dans le bassin nord africain

II. BUT DE NOTRE ETUDE

En raison de leur extrême localisation géographique ou du fait de l'insuffisance des moyens techniques utilisés, les travaux existants jusqu'à ce jour, sur la Méditerranée Occidentale, ne donnaient qu'une idée imprécise et incomplète de la structure du bassin.

Bénéficiant de moyens d'études plus appropriés et d'une couverture plus étendue, notre souci a donc été d'apporter un soin particulier à l'étude de la structure du bassin. Pour ce faire la Méditerranée Occidentale a été subdivisée en 6 secteurs distincts : 5 d'entre eux sont des zones de localisation géographique et de physiographie particulières, le sixième correspondant aux parties profondes du bassin.

Dans chacun de ces secteurs, nous nous sommes attachés à donner une représentation de la morphologie du socle acoustique et des accidents qui l'affectent. Ces accidents sont représentés par des cassures, des décalages verticaux et des alignements de massifs volcaniques ou non. D'autre part nous avons ajouté à cette étude du substratum une description précise de la couverture sédimentaire avec les divers ensembles qui la constituent et en particulier les niveaux qui nous serviront de marqueurs stratigraphiques sur toute l'étendue du bassin. C'est le cas par exemple de la série évaporitique et salifère messinienne.

Chaque fois que cela est possible nous essayerons de relier les structures et les phénomènes observés en milieu marin aux structures et aux événements tectoniques connus à terre sur le pourtour méditerranéen.

Partant de l'étude des "données" marines nous proposerons un modèle de création du bassin méditerranéen occidental. Dans l'établissement de ce modèle il sera évidemment tenu compte de l'importance des mouvements relatifs Europe - Afrique dans l'évolution du domaine méditerranéen. Le mécanisme de création du bassin (bassin marginal - relation compression - distension), son âge et les implications de cette création sur les domaines émergés environnants sont envisagés.

Nous traiterons des évaporites messiniennes méditerranéennes qui s'insèrent dans la série de remplissage du bassin. Sans entrer dans le détail , nous discuterons les différentes hypothèses concernant la profondeur du bassin méditerranéen et l'épaisseur de la tranche d'eau lors du dépôt de ces séries salifères et évaporitiques.

Enfin dans un dernier chapitre, nous aborderons le problème de l'évolution néotectonique du bassin méditerranéen occidental compris dans un système de plaques dont le processus de rapprochement se poursuit encore aujourd'hui.

III. LE CADRE GEOLOGIQUE

Comme nous le verrons plus loin, nous avons été amenés, en ce qui concerne l'âge et la structure du bassin à distinguer deux domaines essentiels dans la Méditerranée Occidentale. Un domaine nord-oriental que nous avons appelé bassin provençal et un domaine méridional que nous nommons bassin nord-africain. De la même façon, l'étude du cadre géologique permet de distinguer schématiquement un domaine de chaînes hercyniennes et un domaine des chaînes alpines. Au premier correspond le bassin provençal et au second correspond le bassin nord-africain. Dans le détail, nous pourrions constater l'imbrication des deux chaînes dans la structuration des bassins.

1. Le pourtour du bassin provençal.

Il s'agit du domaine où dominant les éléments structurés à l'hercynien et plus ou moins repris au cours des événements tertiaires (fig.4).

Le golfe de Valence est bordé au sud par l'archipel des Baléares dont Majorque et Ibiza sont constituées par le prébétique. En ce qui concerne Minorque, la tendance actuelle est de la considérer non pas comme un élément des Bétiques (Fallot, 1945) mais plutôt comme un avant-pays ibérique affecté par la tectonique hercynienne qui a donné des plis E-W puis par la tectonique tertiaire qui a donné des directions NE-SW. (Bourrouilh, 1973).

La bordure nord du golfe de Valence est occupée par les chaînes ibériques et les chaînes catalanes formées de cambrien, de primaire et de granites paléozoïques recouverts d'une série sédimentaire très incomplète avec des hiatus, des épisodes continentaux et évaporitiques (Viollard, 1973 ; Virgili, 1962 ; Canerot 1974). La tectonique hercynienne est cause des plissements d'orientation NW-SE alors que la tectonique alpine (Eocène et Miocène) se manifeste par des légers chevauchements dirigés vers le NW. Dans ces secteurs, les séries sédimentaires posttectoniques sont très souvent continentales sauf dans les zones littorales (delta de l'Ebre ; Canerot, 1974) ou sur les îles Baléares.

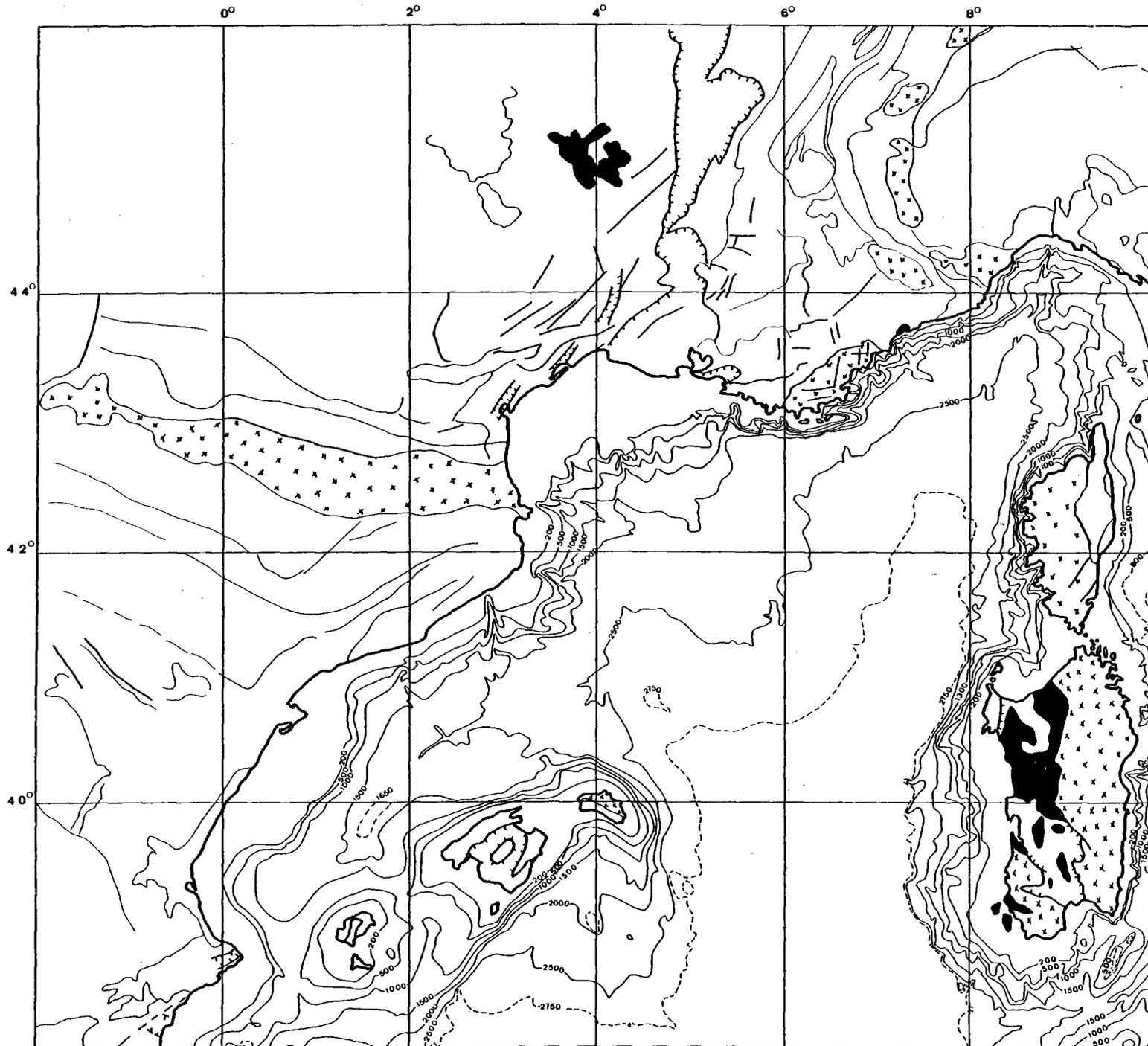


Figure 4 : Géologie schématique du pourtour du Bassin Provençal.

Au Nord du golfe de Valence, le golfe du Lion constitue un autre diverticule du bassin provençal compris entre la chaîne pyrénéenne, le Languedoc et la Provence calcaire. Ces trois ensembles appartiennent à une chaîne unique de direction approximativement E-W et affectée par une tectonique d'âge fini crétacé et fini éocène (Mattauer et Proust, 1963). Les Pyrénées proprement dites sont constituées par une zone axiale hercynienne bordée de terrains secondaires et tertiaires et de massifs paléozoïques. A la fin du Crétacé, les Pyrénées enregistrent une phase de déformation assez localisée dans les Pyrénées orientales, ce n'est qu'à la fin de l'Eocène que la déformation compressive se généralise à l'ensemble pyrénéen. Ces phases de déformation sont connues dans le domaine languedocien (Mattauer et Proust, 1963) qui constitue le passage du domaine pyrénéen au domaine provençal. Les sondages pétroliers et la gravimétrie (Beaufort et al., 1954 ; Bonnet, 1962) ont mis en évidence dans le Bas-Rhône un profond fossé d'âge Oligocène et Néogène qui se prolonge sous le golfe du Lion et interrompt les structures pyrénéennes vers l'est et les structures provençales à l'ouest.

Entre la Vallée du Rhône et les Alpes Maritimes, on distingue la Provence calcaire au NW et la Provence cristalline au SE. La Provence calcaire correspond à la couverture essentiellement mésozoïque du socle cristallin, décollée au niveau du Trias et écaillée dans l'ensemble vers le nord. Mais les accidents du socle semblent jouer un rôle majeur et être responsables des grands traits tectoniques. Dans l'ensemble, il s'agit de plissements EW recoupés par un système d'accidents transversaux NE - SW et NW - SE soulignés en particulier par des "voûtes trisiques" (Cornet, 1969). Dans le détail, les relations entre les diverses unités tectoniques qui résultent de plusieurs phases sont très complexes. Schématiquement, on observe une série de bassins EW (du SE au NW : bassins de Bandol, du Beausset, de Marseille et d'Aix) séparés par autant de massifs qui en chevauchent les bords méridionaux.

.../...

La Provence cristalline est constituée d'un socle cristallophyllien essentiellement hercynien revêtu d'un tégument permo-triasique. Le socle profondément plissé, faillé et érodé affleure dans trois groupes de massifs alignés du SW au NE suivant un axe anticlinal : massifs de la région Toulonnaise, des Maures et du Tanneron, séparés par deux inflexions axiales de direction NW-SE. Comme en Provence calcaire, ces orientations sont obliques par rapport aux structures principales EW.

A l'ouest du fossé du Var, le front de chevauchement des chaînes subalpines s'arrête au nord du Tanneron (arc de Castellane) mais à l'est le front de l'arc de Nice forme la côte jusqu'à Monaco. Geze (1962) considère néanmoins que le revêtement secondaire et tertiaire des Maures se poursuit en continuité de Vence à Menton. En effet, la couverture paraît simplement refoulée sur son front où elle serait subautochtone. Les lignes structurales dans l'ensemble NS à NNW - SSE, résultent de plusieurs phases tectoniques. Le socle cristallin est totalement inconnu.

La Provence offre la superposition de plusieurs directions structurales (AUBOUIN et MENNESSIER, 1962) : les mouvements tectoniques hercyniens et antéhercyniens tout d'abord ont produit des fractures de direction NS. La direction EW, caractéristique de la Provence, apparaît pour la première fois à la fin du Crétacé inférieur avec la formation de l'Isthme Durancien, bombement dû à des mouvements essentiellement verticaux qui se sont poursuivis durant le Crétacé supérieur. A la fin du Crétacé supérieur a lieu une première phase de tectonique tangentielle au cours de laquelle l'ensemble du domaine provençal est émergé, plissé et faillé selon cette direction EW. Toute son évolution ultérieure se fera à l'air libre.

Durant l'Eocène, la mer nummulitique, progressant à partir du domaine alpin, recouvre à l'est le futur domaine des chaînons subalpins. Mais à l'ouest, la sédimentation reste lacustre ou continentale (Corroy, 1962). Entre l'Eocène moyen et supérieur a lieu, toujours suivant la direction EW, la principale phase tectonique provençale avec décollement de couverture et translation d'ensemble vers le nord. En Provence cristalline, une série d'accidents de socle sont à rapporter à cette phase : ce sont, du sud au nord, les accidents de la Mole, de Pierrefeu-Collobrières, de Carnoules-les-Mayons et de Vidauban-Roquebrune, auxquels s'ajoutent de nombreux autres moins importants. On peut noter que ces failles ont joué en décrochement senestre.

.../...

Il est possible que certains accidents transversaux (NE - SW et NW - SE) aient été amorcés à cette époque (Mennessier, 1967).

Ces deux phases, Crétacé et Eocène, correspondent à celles qui ont modelé pour l'essentiel les Pyrénées et le Languedoc (Mattauer et Proust, 1963). A l'est les déformations se marquent encore dans la région de Vence mais elles n'ont pas affecté, au-delà du Var, le domaine du futur arc de Nice qui est resté calme jusqu'à la fin de l'Oligocène (Geze, 1960).

En Provence par contre, l'Oligocène est marqué par des mouvements tectoniques mais leur signification est controversée. Il s'agit essentiellement de soulèvements et d'affaissements "sans lien génétique avec la phase tangentielle Eocène" (Aubouin et Mennessier, 1962). Les faits principaux sont la création de fossés de distension en Provence occidentale (fossé de Marseille et fossés nord-varois), la mise en place avant l'Aquitainien d'un "méga-massif des Maures" suivant un bombement NE-SW du socle hercynien et l'apparition de voûtes triasiques au NW (Cornet, 1969 ; Aubouin et Mennessier, 1962). Toutes ces structures recoupent les structures EW antérieures. Pour Mennessier (1967), les plissements transversaux se sont installés "dans un deuxième stade de la phase provençale entre la mise en place du système EW au Bartonien et le Sannoisien". Les fossés résultent de la "première phase alpine" (Sannoisien) et ont peut-être été amorcés dès le Crétacé supérieur. A partir du Sannoisien, une surface d'arasionse développe qui est disséquée vers le début du Miocène. Pour Aubouin (in Aubouin et Mennessier, 1962) et Cornet (1969), la principale phase de mouvements verticaux a lieu durant le Sannoisien et le Stampien. Les bandes triasiques correspondent à des bombements de socle du même âge. La surface d'arasion est développée durant le Miocène. Dans cette interprétation, la mise en place des structures transversales de Provence est contemporaine de l'affaissement du golfe du Lion, des fossés du Bas-Rhône et du Languedoc ainsi que de leur prolongement vers le nord : fossé de Bresse, des Limagnes et du Rhin.

.../...

A l'est de Cannes, la mer Ligure jusqu'au Golfe de Gênes est bordée par la chaîne des Alpes franco-italiennes. Il s'agit d'une chaîne en forme d'arc depuis la côte jusqu'au lac Léman. Elle est formée par de vieux massifs hercyniens et plus anciens repris par l'orogénèse alpine et par la chaîne alpine proprement dite composée de couverture tectonisée. Interprétée comme une chaîne de type géosynclinal (Aubouin, 1965 ; Debelmas et Lemoine, 1970 ; Debelmas, 1974) on y distingue pour ce qui est de la chaîne récente une zone externe ou dauphinoise et une zone interne, chacune d'elles comprenant des massifs cristallins anciens et leur couverture tectonisée. Pour la zone externe sans entrer dans le détail, elle est subdivisée en trois domaines : massifs cristallins externes, chaînes subalpines et zone ultradauphinoise. La zone interne est elle-même subdivisée en deux grands domaines : zone axiale alpine (Valais, Subbriançonnais, Briançonnais, Piemontais) et zone des nappes de glissement. Dans ce dernier domaine, un ensemble nous intéresse particulièrement puisqu'il forme le rivage de Menton à Gênes. Il s'agit d'une séquence de grès, de calcaires et de schistes noirs qui forme les flyschs à "Helmintoides".

L'évolution structurale de la chaîne alpine peut être schématisée ainsi (Debelmas, 1971) : du trias au crétacé moyen, la tectonique en distension va être dominante alors que du crétacé moyen au miocène, c'est la tectonique de compression qui sera essentielle. On peut distinguer dans cette période trois grandes étapes :

- du crétacé moyen (Grandjacquet et al... 1972) ou supérieur (Debelmas, 1972) à l'Eocène, on assiste à de nombreux événements de type compressif essentiellement localisés dans les zones internes avec début du métamorphisme et glissement vers l'ouest des flyschs néocrétacés. A l'éocène moyen la sédimentation marine cesse dans le Briançonnais et le Subbriançonnais, soit en raison d'une émergence due à la phase pyrénéo-provençale soit par le comblement du bassin par les flyschs. La mer alpine envahit alors les zones externes à l'ouest.

.../...

- à l'oligocène et au début du miocène, c'est le paroxysme du plissement alpin dans les zones internes. On assiste au déversement des schistes piémontais sur le Briançonnais accompagné de métamorphisme. Pendant l'oligocène s'effectue la mise en place des grandes structures des zones internes. Pendant le Miocène les manifestations tangentiels seront relayées par des mouvements verticaux avec le soulèvement des massifs cristallins externes qui entraîne le glissement de nappes (Embrunnais Préalpes) et l'individualisation des bassins molassiques (bassins de Digne, du Pô, du plateau suisse).
- à la fin du miocène et pendant le pliocène la totalité de la chaîne est affectée par des mouvements compressifs mais ceux-ci sont particulièrement nets dans les zones externes où ils représentent souvent la seule phase de plissement.

La bordure orientale du bassin provençal est formée par l'ensemble corso-sarde. Cet ensemble est pour une grande part constitué de granitoïdes hercyniens qui occupent toute la Corse ancienne hercynienne sur lesquels on trouve cependant d'autres terrains sédimentaires ou volcaniques anciens (Durand-Delga, 1972 ; Coccozza et al., 1974). Ils occupent aussi une grande partie du horst oriental de la Sardaigne. Ce dernier est séparé d'un horst occidental discontinu représenté par les régions de la Nurra et de l'Asinara au N et de l'Iglesiente-Sulcis au S (Arthaud, 1970), par un sillon d'origine tectonique (Deriu, 1962 ; Vardabasso ; 1962). Ce sillon est le siège d'un volcanisme intense qui s'échelonne de l'oligocène au pleistocène (Deriu, 1964 ; Coulon, Demant et Bobier, 1972). La Corse granitique et les horsts paléozoïques sardes ont été affectés par la tectonique hercynienne sur laquelle nous ne nous étendrons pas. Ils ont été relativement peu affectés par la tectonique alpine (Chabrier, 1970). La partie NE de la Corse, appelée Corse alpine, présente de nombreuses analogies avec les Alpes franco-italiennes. Elle montre une structure complexe avec une couverture autochtone tectonisée, des écaillés de socle ancien et des nappes à matériel ophiolitique et de schistes lustrés analogues aux schistes lustres piémontais.

.../...

C'est au cours de l'éocène que la tectonisation de cette partie de la Corse semble la plus intense et que l'on assiste à la mise en place de nappes (Durand-Delga, 1974). Ultérieurement la tectonique de l'Oligocène au Quaternaire aura essentiellement des manifestations verticales avec création de fossé (en Sardaigne, fossé du Campidano), jeux de failles et émissions volcaniques (Deriu, 1962 ; Durand-Delga, 1971).

2. Le pourtour du bassin nord africain (fig. 5).

Alors que le bassin provençal est bordé essentiellement par des massifs anciens relativement peu affectés par l'orogénie alpine, la totalité du pourtour du bassin nord-africain est constituée par des chaînes résultant de l'orogénie tertiaire (éocène et miocène). Ces chaînes forment deux segments grossièrement parallèles enserrant le bassin nord-africain : au nord, il s'agit des chaînes alpines d'Afrique du Nord qui se prolongent jusqu'en Sicile. Ces deux segments nord et sud se rejoignent au niveau de l'"arc de Gibraltar", ils se distinguent l'un comme l'autre des plateformes stables des mesetas ibérique et africaine (Durand-Delga, 1967 ; 1969) dont le matériel paléozoïque, la couverture et l'histoire tectonique sont tout-à-fait différents (Durand-Delga, 1969 ; Andrieux, 1970 ; Andrieux et al., 1971).

Schématiquement les chaînes alpines bétiques et d'Afrique du Nord peuvent être divisées en deux grandes zones :

- les zones internes : géographiquement, ce sont les Bétiques s.s., le Rif, les Kabylies et les Calabrides. Géologiquement, la structure de chacun de ces ensembles présente des variantes. Dans les Bétiques on distinguera de bas en haut : - les Nevado-filabrides formées par du paléozoïque surmonté de Trias métamorphique. - Les Alpujarrides qui montrent un socle cristallophyllien ancien avec une couverture permotriasique. Les Malaguides composées de Paléozoïque recouvert d'une faible épaisseur de sédiments allant jusqu'à l'Eocène. Enfin, un domaine qui sépare les zones internes des zones externes, il s'agit de la dorsale calcaire à matériel mésozoïque et nummulitique (Durand-Delga, 1969).

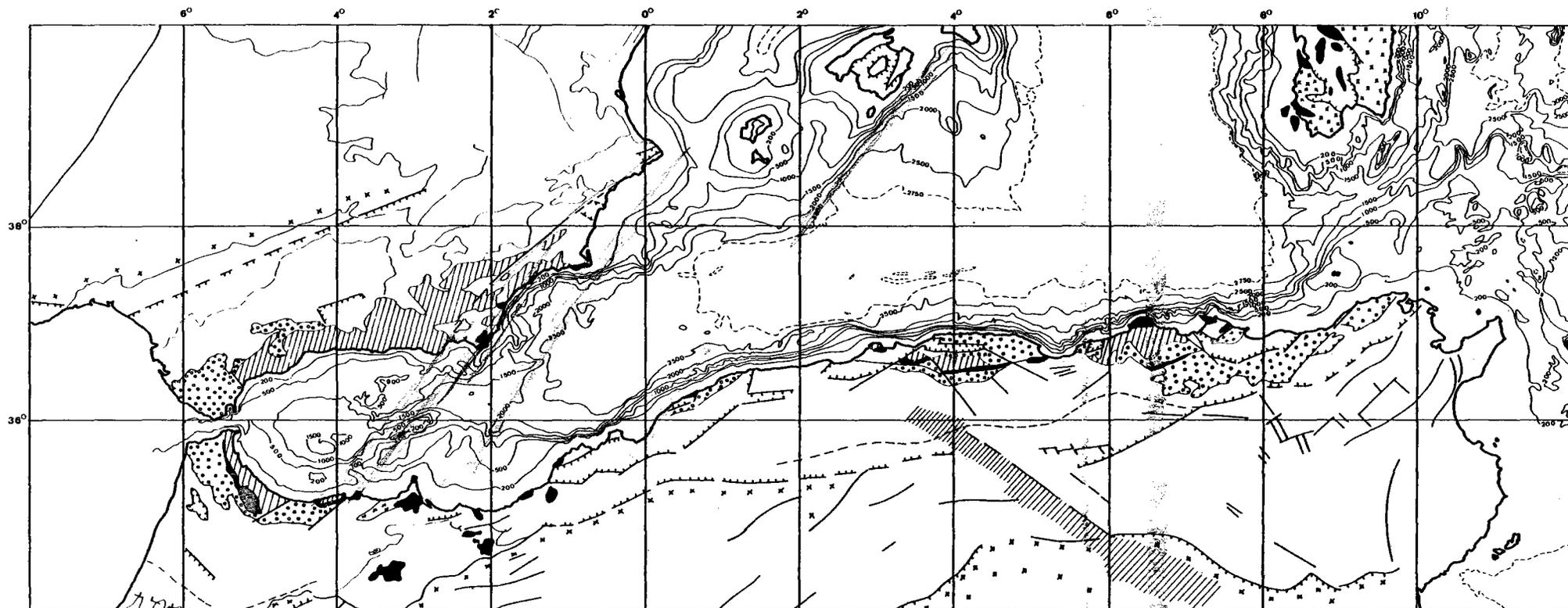


Figure 5 : Géologie schématique du pourtour du Bassin nord africain.

AU Maroc, nous retrouvons certains de ces éléments (Andrieux, 1970). Ce sont les Sebtides, équivalant aux Alpujarrides et les Ghomarides équivalant aux Malaguides. D'autre part, la dorsale bétique est devenue dorsale rifaine (Haouz, Dorsale de Chaouen, Bokoyas). Dans les Kabilyes, il n'existe qu'une seule unité formée de cristallophyllien ancien comparable aux Alpujarrides et de paléozoïque supérieur correspondant aux Malaguides. Au sud des domaines paléozoïques, la chaîne calcaire est très tectonisée et écaillée. Beaucoup plus à l'est, dans les unités calabrides, on retrouve les ensembles paléozoïques sous forme de nappe et la chaîne calcaire présente une grande complexité (Duée, 1969 ; Dubois, 1976).

- Les zones externes : si les zones internes présentaient une certaine homogénéité des Bétiques jusqu'en Sicile-Calabre, il n'en est pas de même pour les zones externes dont la composition et l'importance varient tout au long de la chaîne. Elles sont formées essentiellement de terrains secondaires et tertiaires très épais plissés, schistosés, parfois métamorphisés et parfois éjectés sous forme de nappes au cours de l'orogénie alpine.

En Espagne, les zones externes sont représentées par le subbétique avec son matériel mésozoïque et nummulitique expulsé de son sillon primitif. Vers l'est, ce domaine est relayé par le prébétique qui est la couverture de socle de la Meseta Ibérique. Le prébétique s'élargit vers l'est et donne les divers éléments des Baléares (Bourrouilh, 1973). A l'extrémité ouest des Bétiques apparaissent les flyschs alloctones (Colmenar, Campo de Gibraltar) comparables au numidien d'Afrique du nord.

Au Maroc, le domaine externe des auteurs (Andrieux, 1970) est formé par des unités autochtones et para-autochtones (unité de Ketema zone des Fenêtres) et par des nappes de glissement externes (nappes rifaines inférieures, nappes rifaines moyennes et supérieures et nappes périfaines). Un schéma très voisin est proposé pour l'Algérie (Kieken, 1962) où les nappes externes (telliennes) surmontent l'autochtone présaharien.

En Tunisie, le domaine tellien est très réduit par rapport à celui des flyschs allochtones.

- Plusieurs auteurs (Mattaue, 1958 ; Caire, 1957 ; Kieken, 1962 ; Mattauer, 1963, Guardia, 1975, Delteil et al., 1975) travaillant surtout dans le secteur nord-africain font apparaître, en plus des zones internes et externes, une zone "ultra" de laquelle ont été éjectées les nappes de glissement internes ou ultra. En Espagne, ce sont les nappes de Colmenar et du Campo de Gibraltar (Didon et al., 1973). Au Maroc, ce sont les nappes des Beni Ider, du Djebel Tisirene, du Djebel Chouamat et la nappe numidienne (Durand-Delga et Mattauer, 1959 ; Andrieux et Mattauer, 1963). En Algérie-Tunisie, ce sont les nappes du flysch (Glangeaud, 1973) du Guerrouch (Durand-Delga, 1955) et la nappe Numidienne (Caire, 1957 ; Mattauer, 1958). Ces nappes "ultras" comprennent tous les termes de la série stratigraphique depuis le jurassique moyen jusqu'à l'aquitaniien. Pour les partisans de l'hypothèse "ultra" (Mattaue, 1963 ; Andrieux, 1970 ; Delteil et al., 1975), ces ensembles de nappes déposés dans un sillon situé sur l'emplacement du bassin nord-africain actuel, ont été déversés au cours d'un bombement fini-oligocène de ce sillon et se seraient mis en place par glissement par gravité.

Pour d'autres auteurs (Durand-Delga, 1966, 1969, Wezel 1970, Raymond, 1976) il n'existe pas de sillon ultra. La patrie des nappes se trouve en arrière de la chaîne calcaire en position externe. Leur mise en place au début du Miocène résulte d'une éjection à partir d'une zone de "suction" située au contact des zones internes et des zones externes.

D'autres (Raoult, 1975 ; Caire, 1973) envisagent une origine mixte pour les flyschs allochtones. Certains auraient été éjectés d'un sillon en position externe (Sutra) et d'autres auraient glissé à partir d'un sillon ultra.

Ce problème de l'origine des nappes est d'une grande importance pour l'élaboration de modèles de création du bassin méditerranéen occidental. Nous y reviendrons plus loin.

En ce qui concerne l'histoire tectonique de ces chaînes bétiques et d'Afrique du Nord, les auteurs s'accordent pour distinguer deux phases essentielles :

- une phase de l'Eocène moyen (Lutétien) qui intéresse l'Afrique du Nord, mais affecte surtout les domaines bétiques ;
- une phase du Miocène inférieur à moyen ressentie au niveau des bétiques mais paroxysmale pour l'Afrique du Nord.

IV. LES DIFFERENTS DOMAINES DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.

STRUCTURE DU BASSIN

En raison de leur physiographie ou de leur structure particulières nous avons été amenés à distinguer différentes zones dans le bassin méditerranéen occidental. Ce sont : le golfe de Valence, la mer Ligure et le golfe du Lion, la mer d'Alboran, le bassin nord-africain et le détroit sardano-tunisien. A ces zones marginales, il faut ajouter un domaine de structure particulière constitué par les parties profondes des bassins provençaux et nord-africain.

Chacune de ces zones a fait l'objet d'études de détail parues sous forme de monographies régionales. Nous ne reviendrons pas ici sur la totalité des observations faites dans ces monographies, mais nous en donnerons un résumé et en tirerons les conclusions essentielles.

1. Le golfe de Valence : voir Mauffret et al. (1972), Pautot et al. (1972), Auzende et al., (1972), Auzende et Olivet (1974). D'autre part, une étude exhaustive de ce domaine nord-baléaire a été faite par Mauffret (1976), nous y ferons constamment référence.

Sur la carte bathymétrique (fig. 6), le golfe de valence se présente comme une dépression d'orientation générale NE-SW qui prolonge le bassin provençal. Elle est en position surélevée par rapport au bassin provençal proprement dit puisqu'à l'ouest du méridien 4° E, les fonds de 2 500 mètres n'existent plus. Sur la carte bathymétrique, une direction domine dans la configuration du bassin, il s'agit de la direction NE-SW qui est celle de l'axe de la dépression. Elle apparaît dans l'orientation de la marge au nord des îles Baléares, de la marge espagnole entre Tarragone et le canyon de Palamos et dans le tracé du canyon central qui entaille la dépression nord-baléaire entre 2° et 4° E (Mauffret et Sancho, 1970). Une autre direction importante pour la configuration du bassin est la direction NW-SE perpendiculaire à la précédente que l'on retrouve sur la marge NE de Minorque, dans le tracé des canyons qui entaillent la marge espagnole avant de se jeter dans la vallée centrale et sur la marge du fond du golfe de Valence.

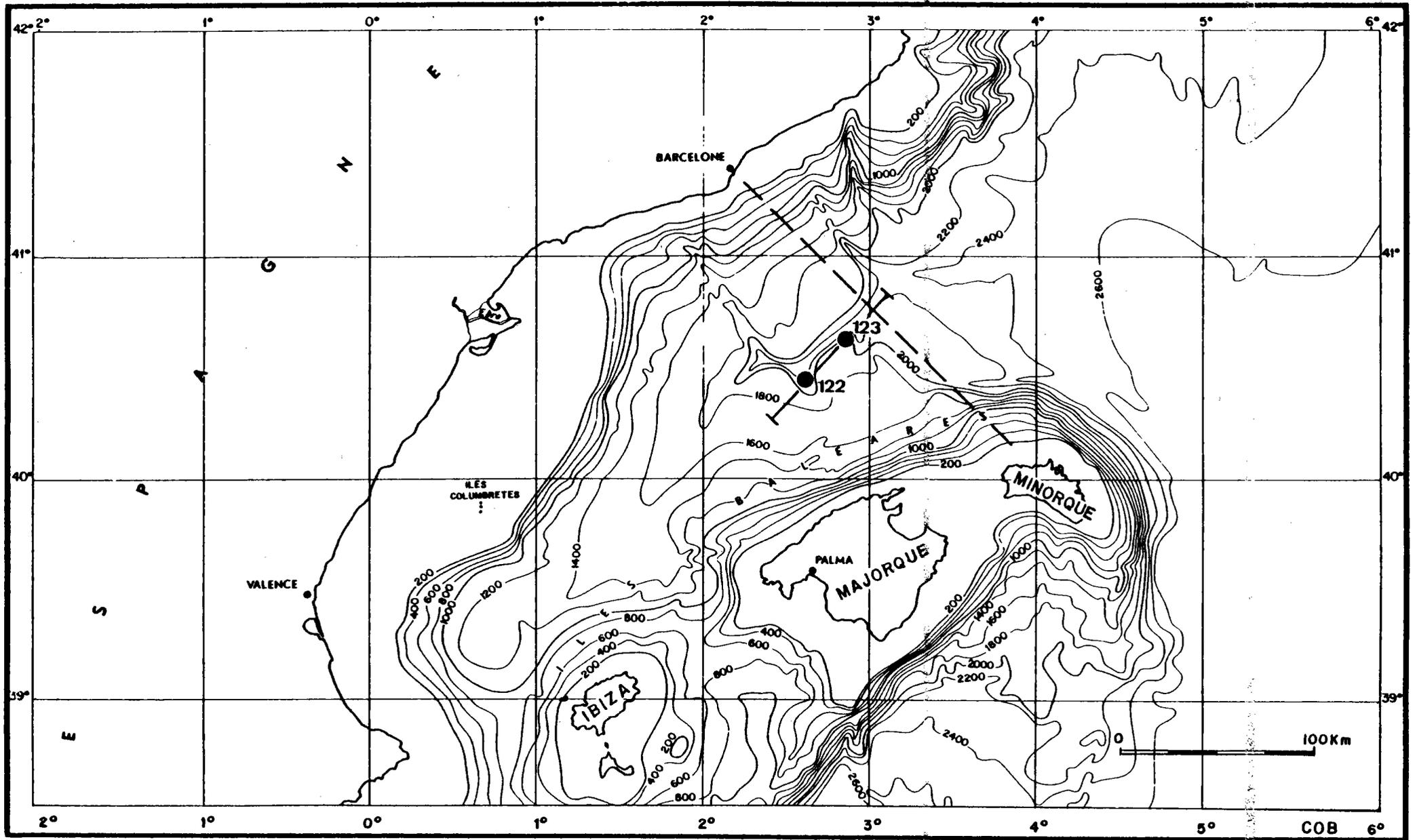


Figure 6 : Carte bathymétrique du golfe de Valence.

Nous verrons plus loin que ces deux directions sont d'origine structurale.

L'étude des profils de sismique réflexion continue permet de tracer une carte du socle acoustique (Auzende et al., 1972 ; Mauffret, 1976). Nous appellerons socle acoustique le réflecteur au-delà duquel les ondes sismiques ne pénètrent plus. Ceci ne préjuge donc pas de sa nature qui peut être selon les zones très variée : volcanique, cristalline, sédimentaire, océanique ... On peut sur cette carte (fig. 7) distinguer deux grands domaines :

. Un domaine occidental dans lequel on peut suivre en continu le socle acoustique sur les profils de sismique lourde. Il est caractérisé par une morphologie très prononcée des marges et des parties profondes (socle à plus de 4 s.) d'extension très réduite. La partie orientale de ce premier domaine est occupée par ce que nous avons appelé (Auzende et al., 1972) les "massifs médians". Il s'agit de pointements de socle d'orientation NW-SE prolongeant Minorque vers le NW interrompus par la dépression axiale du golfe de Valence installée sur un système de cassures NE-SW et relayés vers le Nord par un système de horst et grabens NE-SW parallèles aux catalanides adjacentes. Ces mêmes systèmes de cassures se retrouvent à un degré moins au fond du golfe de Valence.

La nature du socle dans ce domaine est probablement de type continentale comme l'indique le profil réfraction Anna II (Hinz, 1972). Il faut cependant noter l'importance du volcanisme dans la constitution du substratum de la dépression nord-baléare. A l'ouest le système volcanique des îles Columbretes se poursuit vers le SE sous forme de petits massifs marqués par une forte anomalie magnétique positive (Vogt et al., 1971). On sait d'autre part (Winnock, 1973) qu'un forage pétrolier a traversé 600 m de séries volcano-sédimentaires infratortoniennes sur le plateau continental au large de Valence. A l'est dans les massifs médians le forage Joides 122 (Ryan, Hsü et al., 1973) a ramené des granules de basalte et le forage 123 a traversé une couche de cendres et de verres volcaniques (21 M.A.). De même le forage 372 (Hsü, Montadert et al., 1976) a traversé des verres de même âge sur la marge de Minorque.

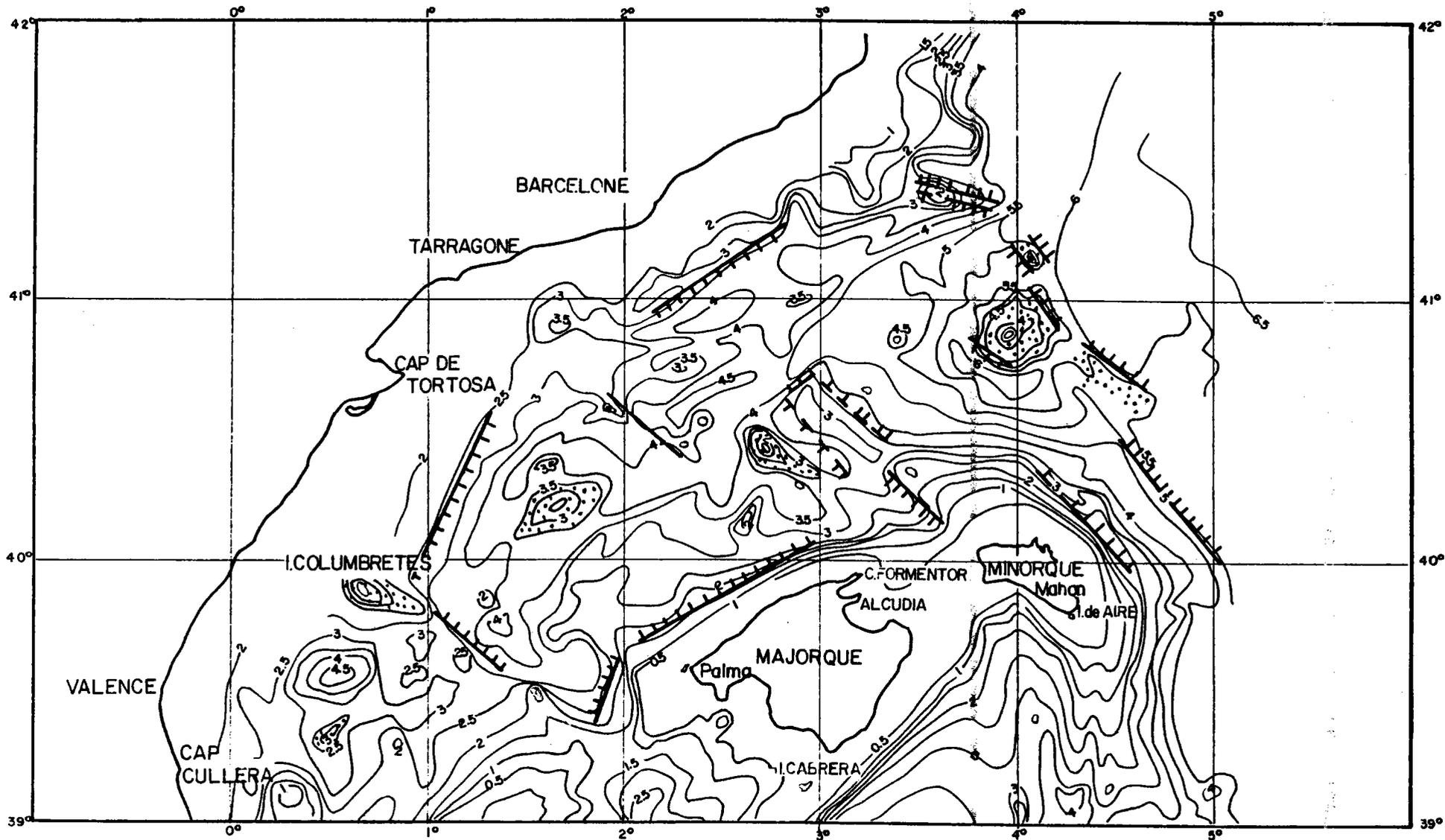
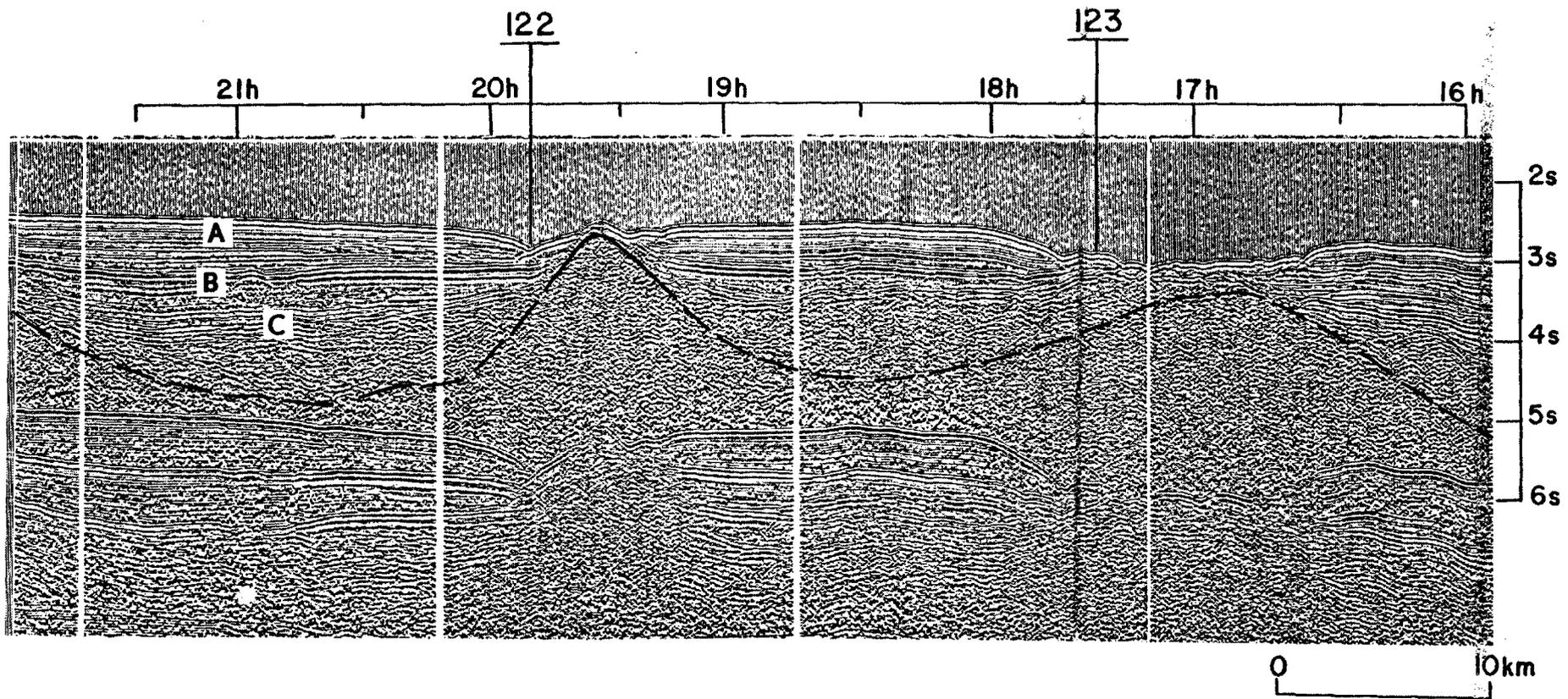


Figure 7. Carte des Isochrones du substratum et structures du golfe de Valence (en partie d'après Mauffret (1976)). Les pointillés représentent les édifices volcaniques.

Le domaine oriental du golfe de Valence à l'est du Méridien 3° E représente l'ouverture de ce golfe sur le bassin provençal. Le socle de la dépression axiale s'ennoie régulièrement vers le NE suivant un réseau de failles NE-SW et SW-NE. Centrés sur le méridien 4° E, apparaissent les pointements volcaniques de l'accident nord-baléares (Bourrouilh, 1970 ; Mauffret et al., 1973). Cet accident correspondant à une forte anomalie magnétique positive (Le Borgne et al., 1971) est constitué par un alignement volcanique d'orientation NW-SE. Il a vraisemblablement eu un rôle important dans l'histoire du bassin provençal (cf. plus loin). Des prélèvements de roches basaltiques effectués sur cet accident (Bellaïche et al., 1974) ont été datés d'environ 3 M.A. (Mauffret, 1976). Cependant, la disposition des sédiments de part et d'autre de celle-ci permet d'affirmer que les premières manifestations de cette fracture sont beaucoup plus anciennes (Oligocène ?).

La séquence sédimentaire du remplissage de la dépression nord-baléaire présente de nombreuses analogies avec celle du bassin provençal. Elle a fait l'objet de descriptions précises dans la dépression nord-baléaire par Mauffret et Sancho (1970), Pautot et al., (1972, Mauffret (1976). On y trouve 4 ensembles principaux (fig. 8) : un ensemble supérieur A dont la partie supérieure est bien litée et dont la partie inférieure apparaît sur les enregistrements de Sparker et de canon à air comme un niveau homogène sans réflecteurs nets. Cet ensemble interprété comme horizons d'âge plio-quadernaire, est partout présent dans la dépression nord-baléaire sur une épaisseur variant de 500 à 1 200 ms. L'ensemble B est interprété comme la couche évaporitique messinienne. Dans le domaine oriental, il est formé par une couche homogène (sel fluant) présentant parfois des gonflements diapiriques surmontées par une série de forts réflecteurs (évaporites). Dans le domaine occidental, la couche homogène disparaît et la couche salifère est réduite aux évaporites représentées par un réflecteur de très forte intensité au toit duquel on note de nombreuses figures d'érosion. Le toit de ces évaporites est surélevé d'environ 1 s par rapport au domaine oriental. Le forage 122 du leg 13 du Joides a atteint le gypse messinien sous 162 m de sédiments plio-quadernaires. L'ensemble inférieur C, formé de sédiments anté-messiniens, est absent au niveau des massifs médians mais se retrouve de part et d'autre de ceux-ci.



Dans le secteur oriental son épaisseur peut atteindre plus de 2 s ; dans le secteur occidental cette série se localise dans des bassins axiaux et son épaisseur est réduite.

Certains éléments permettent de dater cet ensemble inférieur C. Il existe des brèches continentales oligocènes sous les séries miocènes du fond du golfe de Valence (Mulder, 1973). Les verres volcaniques aquitaniens du forage 123 (Ryan, Hsü et al., 1973) reposent sur des séries semble-t-il marines plus anciennes. Enfin, le forage Joides 372 à l'est de Minorque (Hsü, Montadert et al., 1976) a atteint des couches aquitaniennes qui reposent elles aussi sur une importante série plus ancienne. Il est donc probable que le golfe de Valence a été dès l'oligocène moyen ou supérieur envahi par une transgression marine.

2. La Mer Ligure et le Golfe du Lion. Voir Olivet et al. (1971), Rehault et al. (1974).

Sur la carte bathymétrique (fig. 9) (Bourcart, 1960 ; Segre, 1960 ; Rehault et al., 1974) la mer Ligure se présente comme une cuvette disymétrique d'allongement NE-SW dont les fonds dans sa partie nord-orientale (au nord de 43 ° N) sont inférieurs à 2 600 m. A l'est d'une ligne NS, Portofino-Saint-Florent, un large domaine de faible profondeur (inférieure à 800 m) s'étend jusqu'aux côtes Toscannes. A l'ouest de cette ligne, la pente garde une direction NS mais s'accroît et montre une succession de gradins jusqu'à la plaine centrale. La bordure des Alpes maritimes est caractérisée par une pente de morphologie prononcée (- 8°) d'orientation NE-SW. Au pied de la pente le contact avec la plaine abyssale se fait par un système en "marches d'escalier" dont l'abrupt peut atteindre 400 mètres. Toute cette pente est entaillée par des vallées sous-marines (Bourcart, 1960 ; 1963) dont la direction générale est NW-SE. Dans la partie nord du golfe de Gênes, les "rivières de Gênes" montrent une direction proche de la direction méridienne.

Vers l'ouest, la bordure des Alpes maritimes est décalée vers le sud par une inflexion NE-SW de la marge et est relayée par le système provençal plus nettement E-W au sud des Maures et de l'Estérel. Dans ce domaine provençal, les pentes sont très fortes (20° et plus) et les vallées sous-marines présentent deux directions essentielles :

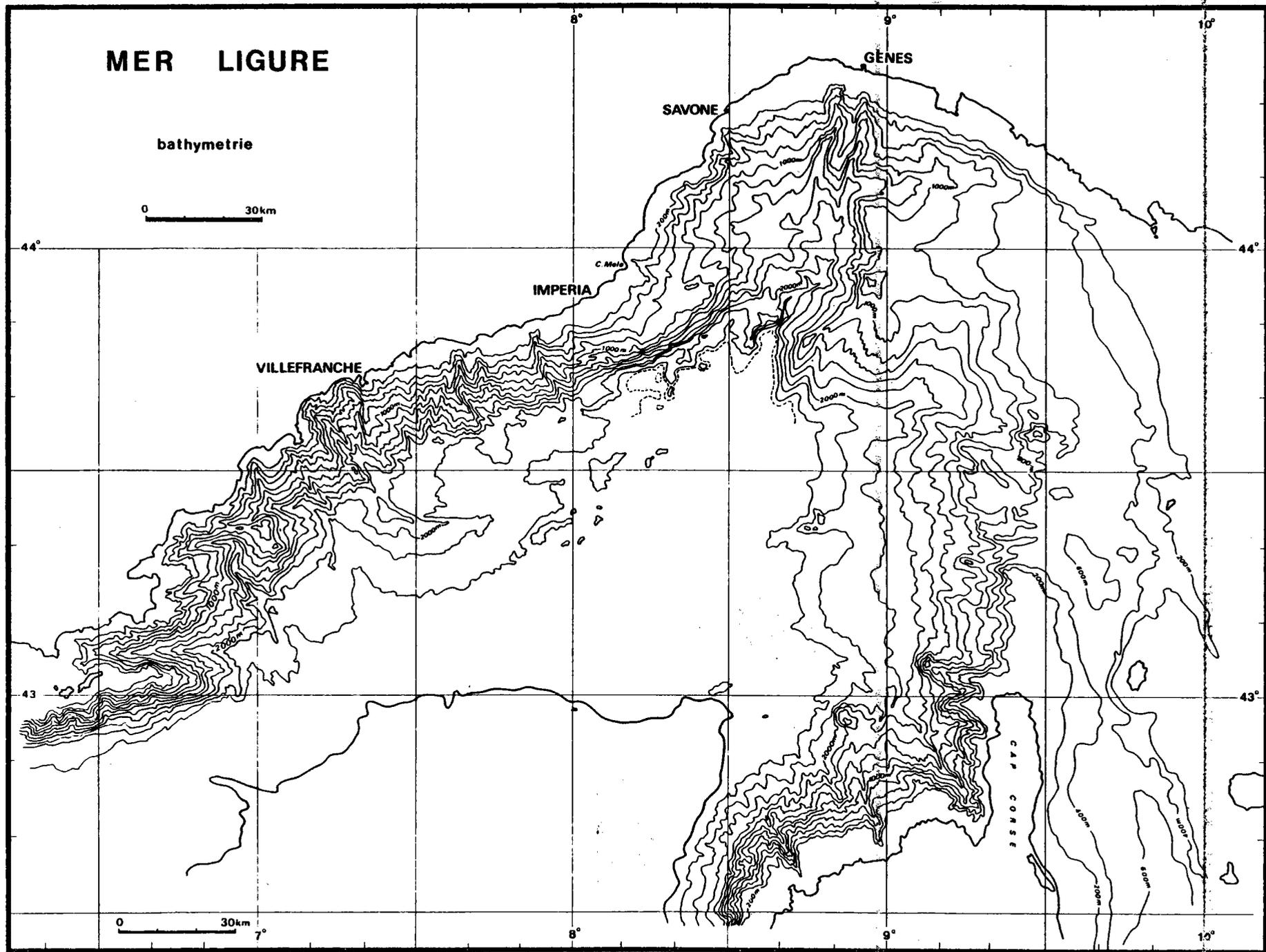


Figure 9. Carte bathymétrique de la mer Ligure d'après Rehault et al. 1974

- une direction NS perpendiculaire à la marge (canyon de Toulon, vallées au sud des Stoeckades)
- une direction EW (canyon des Stoeckades, de Saint-Tropez).

La partie centrale de la cuvette Ligure est relativement plane avec cependant une légère pente vers le sud. Sur le bord nord de cette cuvette, on note la présence de petites collines sous-marines de 100 à 200 m de haut et de quelques kilomètres de diamètre alignées suivant la direction NNE-SSW. Dans la partie E de la cuvette et sur la pente entre Saint-Florent et Portofino, on observe plusieurs hauts fonds dont le plus élevé culmine à 900 m.

La marge corse nord-occidentale qui borde au sud la cuvette ligure est caractérisée par une pente relativement forte et des entailles de canyons NW-SE.

La carte structurale (fig. 10) nous permet de retrouver les éléments caractéristiques majeurs de la cuvette **disymétrique décrite** précédemment à partir de sa morphologie actuelle avec en plus, une accentuation très prononcée de l'allongement du bassin profond vers le NE. La bordure septentrionale est de pente moyenne forte, très faiblement recouverte par la sédimentation néogène. Cette marge est de type faillé. DE grands abrupts succèdent à des replats, certains rejets de failles dépassant 500 m. Les lignes de fracture qui ont permis l'effondrement s'orientent, surtout dans le secteur occidental, selon les grandes directions structurales reconnues à terre. On peut noter aussi que cette forte pente d'effondrement, en gradins, reste sensiblement parallèle à la côte. On suit ainsi le socle acoustique jusqu'au-delà de 5 sec. T.D., ce qui, nous conduit à près de 8 km de profondeur. De nombreux accidents transverses sont également visibles sur cette marge. Ces accidents transverses sont également connus à terre bien que d'ampleur moindre (Aubouin et Mennessier, 1962). Certains sont soulignés par les canyons sous-marins dont l'essentiel du creusement à ce niveau doit être attribué à la grande période d'érosion fini-Miocène. La découverte au sud des Maures de lambeaux de la grande surface d'érosion miocène (Lutaud, 1924 ; Cornet, 1969), permet d'évaluer avec une bonne précision l'ampleur de l'effondrement post-miocène.

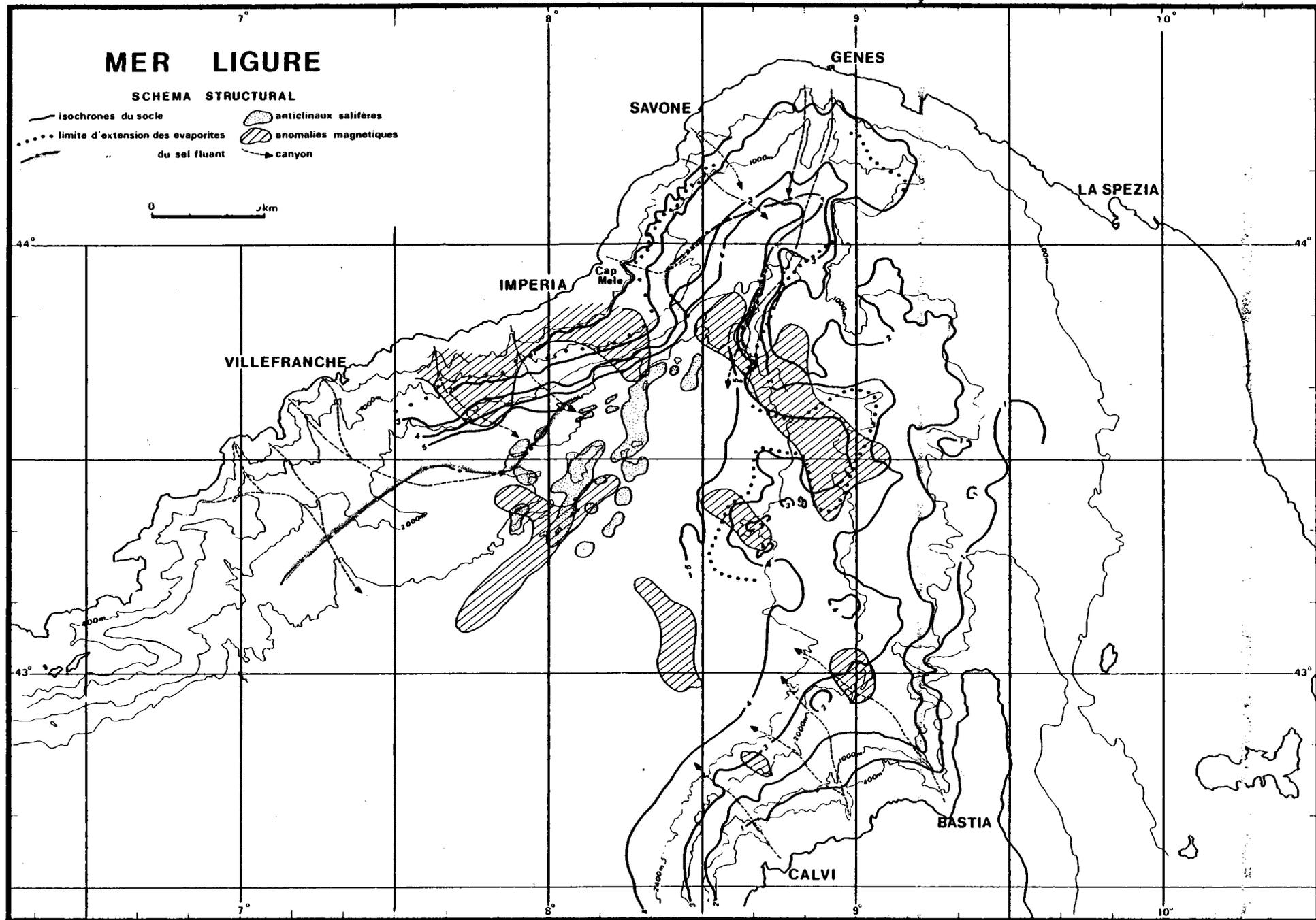


Fig. 10 : Schéma structural d'après Rehault et al., 1974

Les échantillons de socle prélevés à ce jour confirment l'extension des unités terrestres sur cette marge effondrée. Ainsi, l'érosion a dégagé dans le canyon de Toulon, phyllades et granito-gneiss (Masclé, 1968). Gneiss et Schistes métamorphiques affleurent au sud des îles du Levant et de leur prolongement du Banc du Magaud (Bellaïche, 1969). Du gneiss a été prélevé sur le haut-fond du Méjean (Pautot, 1969).

Vers l'est, au-delà du Var, la couverture sédimentaire plus importante n'a pas permis de semblables prélèvements sauf sur le prolongement sous-marin du Cap Mele où l'on retrouve divers termes gréseux et calcaires du flysch à Helminthoïdes.

Au niveau du Cap Mele on rencontre un accident transverse sensiblement perpendiculaire à la côte qui atteint une très grande ampleur. Son rejet directement mesurable dépasse 1 000 m, abaissant les éléments de son flanc oriental. Son importance est grande car au-delà de cet accident la marge septentrionale du golfe de Gênes change d'aspect. Elle garde son style de pente faillée et effondrée mais subit un découplage. Le socle s'effondre très rapidement à proximité des côtes au large d'une ligne Cap Mele-Savone, il marque un vaste replat vers 1 500 - 2 000 m qui favorise l'établissement d'un bassin sédimentaire très important. On note ensuite très au large une reprise de pente accentuée gardant la direction de l'allongement du bassin. Au sud de Gênes le bassin se ferme et la pente moyenne de la marge est relativement douce sauf à proximité des côtes. Elle suit assez bien la forme générale du golfe et porte la trace du prolongement de vallées terrestres.

Contrastant avec ce qui précède, la morphologie du socle de la bordure orientale du golfe de Gênes et de la mer Ligure est plus complexe et tourmentée. La pente moyenne, assez faible (la dénivellation de 1 à 5 sec. s'effectue sur une trentaine de milles en moyenne) garde une direction générale méridienne centrée sur le 9°. En fait, cette morphologie est très tourmentée localement et ses éléments constitutifs sont de nature très différente comme nous permettent d'en juger de nombreux prélèvements.

Du N au S nous distinguons ainsi plusieurs ensembles :

Un grand promontoire débute au sud de Portofino. Son orientation NE-SW correspond à la fois à celle de l'allongement du bassin qu'il borde et à la bordure septentrionale de la mer Ligure. Sa pente nord seule est abrupte et de type faillé. A son contact, on retrouve la "rivière orientale de Gênes" qui se prolonge jusqu'au bassin central. Deux appendices latéraux bordent ce promontoire et offrent des pentes particulièrement vives. Le plus septentrional a révélé des schistes sériciteux permien, tout à fait analogues à ceux connus dans le Briançonnais ligure. Ce promontoire, très élargi vers le sud, s'interrompt selon une direction NW-SE. On retrouve la direction de l'accident du Cap Mele situé dans son prolongement exact. Le socle rencontré le long de cette direction est faillé et effondré vers le sud. Il détermine ainsi le flanc d'un golfe, assez étendu, qui le sépare d'un autre groupe de hauts-fonds. Ces derniers, également de nature volcanique, sont peu affectés par la sédimentation mais abondamment recouverts de formations coralliennes. On y a prélevé des roches basiques (Bellaiche et al., 1974) à texture fluidale, avec verre abondant surtout à la périphérie, altérées, devant correspondre à des andésites. Elles ne sont certainement pas d'âge récent, leur position structurale les montre anté-messiniennes. Ces hauts-fonds coalescents à la base sont également limités vers le sud par une ligne semblable et parallèle à la précédente. Cette orientation correspond à celle des canyons, très fortement encaissés, qui entaillent la marge nord-occidentale de la Corse. Ce grand décrochement se prolonge dans la direction du golfe de Saint-Florent.

En bordure du canyon de Saint-Florent, vers la base, s'individualise un haut-fond d'extension réduite, aux pentes très abruptes, formant piton. Là encore, il a été prélevé des éléments volcaniques (Réhault, communication personnelle).

Le Cap Corse semble se prolonger assez loin au nord et garde son orientation N-S (sur le banc de Santa Lucia ont été dragués des micaschistes (Bellaiche et al., 1974)).

La marge corse est de type faillé, en gradins et de pente très vive. Les dragages ont montré l'extension des granites corses. On retiendra donc que l'on retrouve sur la bordure orientale du golfe et de la mer Ligure les deux directions transverses rencontrées sur la bordure précédente : une direction NE-SW correspondant à l'allongement du bassin central et une direction transverse, comme pour le Cap Mele, NW-SE. Les manifestations volcaniques et les décalages des divers hauts-fonds sont rencontrés selon cette dernière. Les décrochements résultants sont importants.

On rencontre dans ce secteur et surtout dans la zone centrale de la mer Ligure des séries sédimentaires semblables à celles rencontrées dans l'ensemble du bassin de la Méditerranée occidentale. Nous en rappellerons les grands traits :

- la série infra-salifère est épaisse et peu déformée, avec quelques puissants horizons réflecteurs, subhorizontaux. Elle est contenue exclusivement dans le bassin central (fig. 11 coupe 1).
- la série salifère d'une épaisseur de 400 ms en moyenne et dont la base, horizontale, est située généralement à 1,5 sec. sous la surface topographique actuelle. Elle alimente toute une série de structures salifères (dômes au sens strict à divers stades d'évolution et surtout de nombreux diapirs comme au sud d'Imperia) (fig. 11). En mer Ligure elle est également contenue dans le bassin central mais déborde de ces limites dans le golfe de Gênes. Sa base est fortement remontée vers le nord (figure 11 coupe 3), de même que latéralement, au niveau du bassin situé au sud de Savone. On assiste alors soit à des "bourrages" de sel importants, soit à un amincissement de la série.
- La série évaporitique supérieure se présente toujours comme une série de réflecteurs intenses, d'une puissance de l'ordre de 200 à 400 m, avec des ondulations à grand rayon de courbure et des déformations plus brutales au niveau des structures salifères qui la traversent souvent. Sa surface supérieure est très nette et commode à identifier du fait d'une part du fort contraste d'intensité des réflecteurs avec la série plio-quadernaire et d'autre part de la surface de discordance très générale qui les sépare.

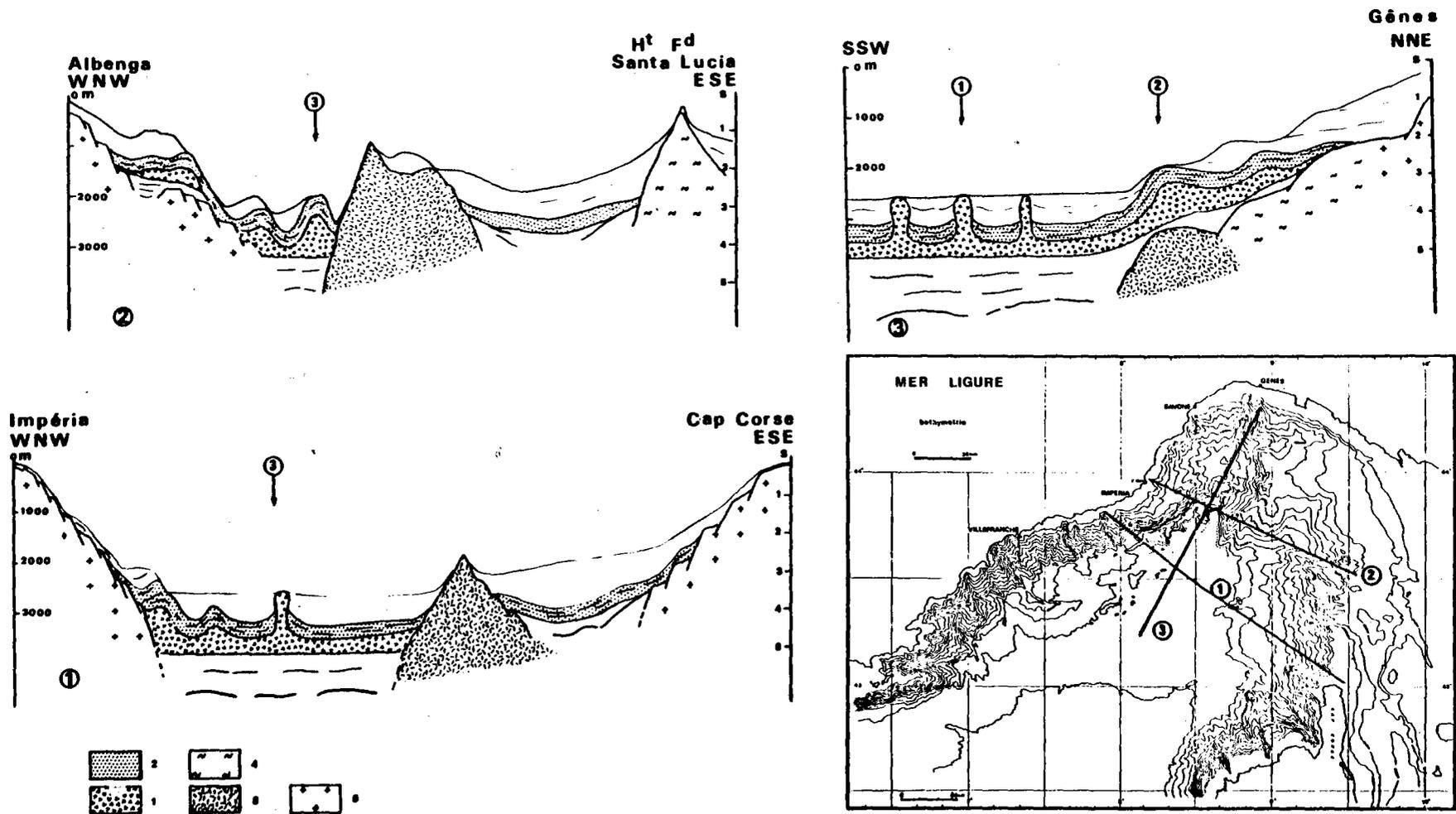


Figure 11 : Coupes synthétiques à travers la Mer Ligure.

- 1 : sel fluant ; 2 : évaporites ; 3 : formations volcaniques ;
 4 : séries métamorphiques ; 5 : socle acoustique.

Ces séries évaporitiques, attribuées également au Miocène terminal, Messinien (Ryan, Hsü et al., 1973) débordent largement du bassin central (Rehault et al., 1974).

Latéralement, sur la bordure septentrionale, ou au niveau des hauts-fonds, les séries évaporitiques supérieures sont nettement transgressives et discordantes sur les éléments sous-jacents. Elles sont toujours présentes dans les "golfs" identifiés dans le socle acoustique cité précédemment. On les retrouve sur la bordure du bassin sédimentaire situé au sud de Savone où elles affleurent et ont été prélevées. Elles sont alors constituées de vases marines à faune pélagique. Un seul prélèvement contenait du gypse maclé abondant associé à ces vases (Glaçon et Rehault, 1973). Dans le secteur oriental, à proximité du banc de Santa Lucia où ce réflecteur est également suivi, ont été prélevés des sédiments rubéfiés et teinte ocre rouge, fortement micacés et renfermant des moules internes de Foraminifères non déterminables. Ces sédiments sont très analogues à des paléosols ou peuvent représenter le remaniement de paléosols contemporains de l'épisode d'assèchement messinien (Bellaiche et al., 1974). A ce niveau et dans le nord du golfe de Gênes notamment la surface supérieure de cet horizon présente très nettement des traces d'érosion et de nombreuses coupes donnent l'image des chenaux. Il est tout à fait probable que, latéralement, la série messinienne évaporitique du bassin central, fait place à ses équivalents latéraux peut-être détritiques sur les bordures, ou pouvant représenter des remaniements de paléosols voisins.

- La série plio-quaternaire est également mieux définie dans le bassin central où elle atteint une puissance de 600 à 900 ms. Elle montre des réflecteurs nombreux, bien stratifiés dont un ensemble plus marqué autour de 300 à 350 ms généralement légèrement discordant sur la base de la série dont les caractéristiques doivent être plus homogènes. Cette discordance intra-pliocène est toutefois très générale bien que peu accentuée (Rehault, 1968).

Sur la figure 10 sont schématisées les données structurales de la mer Ligure et de ses bordures. Nous y avons porté avec des figurés différents les diverses familles d'accidents reconnus à terre et sur les marges.

Le grisé clair indique la forme et l'extension présumée des marges continentales. Nous avons souligné par une trame gris foncé les fortes anomalies magnétiques positives qui caractérisent les bordures continentales du bassin (Bayer, 1973). L'anomalie interprétée comme étant l'anomalie axiale du bassin est représentée avec un alignement de croix.

Il apparaît clairement que le bassin Ligure est contrôlé par des directions tectoniques de même famille que celles existant sur les continents adjacents.

a) Les directions E-W à ENE-WSW. C'est la direction pyrénéo-provençale, manifeste en Provence calcaire comme en Provence cristalline. Dans cette dernière, on lui rapporte une série de failles légèrement décrochantes (Aubouin et Mennessier, 1962) qu'on peut rapprocher du réseau de failles tardi-hercyniennes ENE-WSW de Corse et du Gerrei en Sardaigne (Arthaud et Matte, 1975). Sur les marges provençales et corses, de nombreux canyons soulignent indubitablement le prolongement de ces accidents. D'autre part, les failles normales qui dénivellent la marge provençale, la marge Ligure (entre Nice et le Cap Mele) (Rehault, 1968) et la marge corse sont à rattacher à cette même famille.

b) Les directions voisines de N-S. Ces directions sont connues à l'ouest de la Provence (Olivet et al., 1971) où elles jouent un rôle dans l'effondrement du fossé du Rhône. Elles sont également bien connues en Provence cristalline (Aubouin et Mennessier, 1962) et à l'ouest dans le domaine subalpin (Gèze, 1962). Ces accidents jouent un rôle dans l'effondrement de la marge entre Nice et les Maures. On peut aussi noter l'alignement des deux fortes anomalies magnétiques de la bordure des Maures selon cette direction. Plus à l'est, la ligne de Sestri-Voltaggio a sans doute un prolongement sous-marin souligné par le tracé des canyons de Gênes pour la première portion de leur cours. Le prolongement effondré vers le N de la marge corse est également d'orientation NS. Enfin, en Corse Malusky et al., (1973,) ont récemment donné une description de l'accident qui sépare la Corse Ligure de la Corse hercynienne, accident dont l'orientation varie de N-S à NW-SE. Les canyons du N de la Corse (canyons de Saint-Florent et d'île Rousse) sont vraisemblablement installés sur des accidents de cette famille.

Le rapport entre ces trois derniers accidents (Corse, prolongement du Cap Corse et Sestri-Voltaggio) n'est pas encore établi. Pour l'accident situé entre Corse alpine et Corse hercynienne, selon notre schéma, il a pu rejouer en décrochement senestre (Malusky et al., 1973) à ses extrémités avec une composante compressive dans sa partie centrale lors de l'ouverture du bassin.

c) Les directions NE-SW. Un accident de cette orientation limite au NW la Provence cristalline : sa signification est controversée (Goguel, 1964). C. Cornet (1969) a particulièrement insisté sur le rejeu de failles de cette orientation à l'Oligocène : l'alignement anticlinal Maures-Tanneron et celui des voûtes triasiques de l'Huveaune-Barjol en seraient les manifestations principales. On peut noter la parenté de direction de ces structures avec celles de la flexure cévenole qui rejoue à la même époque. Dans l'est de la mer Ligure des accidents de cette orientation ont localement dirigé la subsidence de la marge (Rehault, 1968) (est de Saint-Tropez et ouest du Cap Mele). D'une façon générale, cette direction est celle de l'allongement du bassin Ligure. Son prolongement vers le SW est important où elle marque toujours la limite septentrionale du bassin. Au sud de cet accident majeur affectant l'ensemble de la marge Ligure, on atteint la partie abyssale du bassin à croûte océanique, ou du moins de type intermédiaire (Fahlquist et Hersey, 1969) (Le Borgne et al., 1971).

d) Les directions NW-SE. Ces directions, perpendiculaires aux précédentes, sont peu reconnues à terre sinon dans la faille d'Arles (Bonnet, 1962). Elles jouent cependant un rôle dans la structuration oligocène de la Provence (cf. C. Cornet, 1969, fig. 2, p. 106). Sur les marges provençale et ligure, c'est la direction dominante des canyons dont le contrôle structural est très probable. Sur la marge corse, on la retrouve dans les canyons du NW et sur le flanc N des golfes de Sagone, Porto et Valinco. Les plus fortes anomalies magnétiques positives leur correspondent étroitement.

Une étude récente (Genesseaux et al., 1974) a mis en évidence, correspondant aux anomalies magnétiques du sud de la Corse, des alignements d'origine volcanique probable. L'anomalie magnétique du Cap Mele est du même type. Les structures et les prélèvements décrits plus haut confirment cette analogie. Sa correspondance avec la faille du Cap Mele est significative.

Le golfe du Lion, entre la dépression nord-baléare et la mer Ligure, constitue un appendice du bassin provençal dont les caractères sont très particuliers. Nous ne possédons que très peu de données dans ce secteur. Il nous sera donc difficile d'en donner une description précise. Cependant, nous pouvons schématiser ainsi les problèmes posés par l'existence de ce golfe.

En bathymétrie, une particularité du golfe du Lion est qu'au nord d'une ligne Marseille-Port Vendres, les fonds sont inférieurs à 200 m et forment un large plateau. Au sud de cette ligne, la pente continentale est faible. On y note l'importance de l'apport sédimentaire du Rhône dans sa configuration et aussi les très nombreuses entailles de canyons. Ces canyons résultent d'un creusement récent dans les séries sédimentaires meubles.

Pour certains auteurs, le golfe du Lion est le domaine sous lequel se fait la liaison entre chaîne pyrénéenne et provençale. En réalité, les données existantes sur le substratum du golfe (Buroillet et Dufaure, 1972) mettent en évidence un système complexe de horsts et de grabens dans lesquels domine la direction NE-SW qui est la direction languedocienne (Olivet et al., 1971). Des forages pétroliers (Siroco, Tramontane, Mistral, Autan) placés sur des rides de socle ont permis de prélever du matériel de nature continentale (Buroillet et Dufaure, 1972). La nature continentale du socle du golfe du Lion est aussi suggérée par l'aspect des anomalies magnétiques (Le Borgne et al., 1971) dans ce domaine.

En ce qui concerne la série sédimentaire, sous une épaisse série plio-quadernaire (plus de 1 000 m par endroit) alimentée par le delta du Rhône, une surface d'érosion pontienne qui est l'équivalent latéral des dépôts évaporitiques messiniens. Sous cette surface, une importante série de sédiments infra-messiniens dont l'âge de la série la plus ancienne qui ait été prélevée est aquitanien (Buroillet et Dufaure, 1972).

3. Le détroit sardano-tunisien (voir Auzende, 1971 ; Auzende et al., 1972 ; Auzende et al., 1974).

.../...

Le détroit sardano-tunisien est la zone dans laquelle les deux bassins profonds de Méditerranée occidentale (bassin provençal et bassin nord-africain) se trouvent confondus, c'est aussi la zone dans laquelle le bloc corso-sarde appartenant à la bordure du bassin provençal vient en contact avec la marge continentale tunisienne. Il est cependant relativement simple sur la carte bathymétrique (fig. 12 d'après Allan et Morelli, 1971) de distinguer le domaine sarde et le domaine tunisien.

La marge méridionale de la Sardaigne est caractérisée par un plateau à moins de 400 m de profondeur, large d'une quarantaine de kilomètres. Il est prolongé vers le SW par une pente d'inclinaison moyenne faible (-5°) de direction NW-SE. Vers le SE, ce domaine sarde s'interrompt dans un chenal qui constitue le détroit sardano-tunisien ce qui montre une orientation grossièrement NE-SW. Au sud du chenal apparaît le domaine tunisien caractérisé par un très large plateau à moins de 1 000 m sur lequel se situent des alignements anticlinaux (Gastany, 1959) WSW-ENE. Alignements de la Galite, du banc de l'Estafette et du banc des Esquerquis.

La pente continentale tunisienne, dirigée vers le bassin de Méditerranée occidentale, a une direction NE-SW et une déclivité moyenne de 3° environ.

L'aspect du socle acoustique dans le domaine sardano-tunisien (fig. 13) reflète bien l'aspect bathymétrique. On y distingue un domaine sarde au nord, un domaine tunisien au sud et entre les deux, un domaine d'extension plus réduite présentant des caractéristiques structurales propres. Il s'agit de ce que nous avons appelé "la zone de fracture nord tunisienne" (Auzende et al., 1974 (fig. 14).

Le domaine sarde est caractérisé par un plateau continental large d'une quarantaine de kilomètres sur lequel le socle acoustique est recouvert d'une couche plus ou moins épaisse de sédiments meubles. La pente continentale débute entre 1 et 2 secondes de profondeur et est formée par trois gradins séparés par des replats. Sur nos enregistrements, le socle disparaît sous la plaine abyssale aux environs de 5 s.

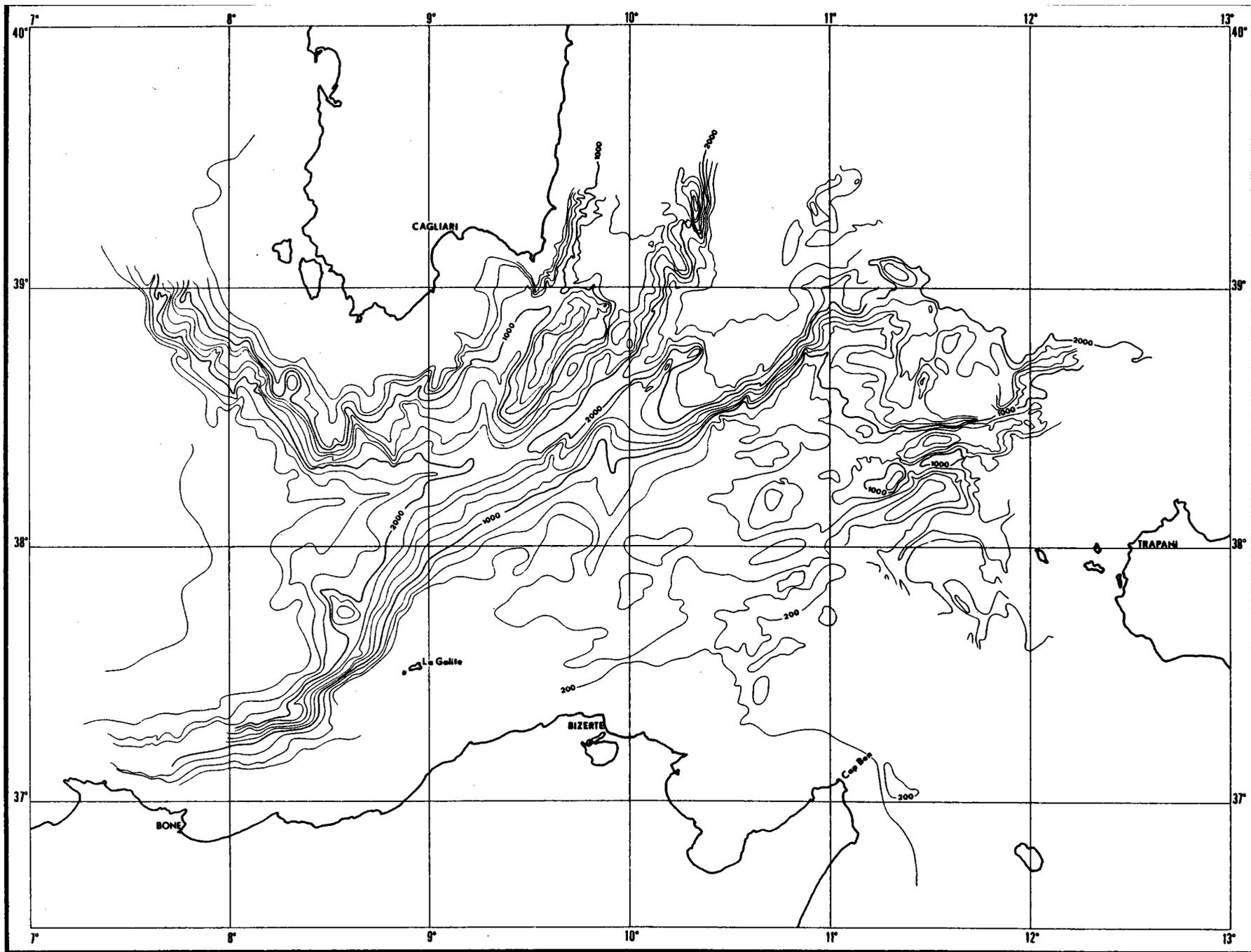


Figure 12. Carte bathymétrique du détroit Sardano-Tunisien.

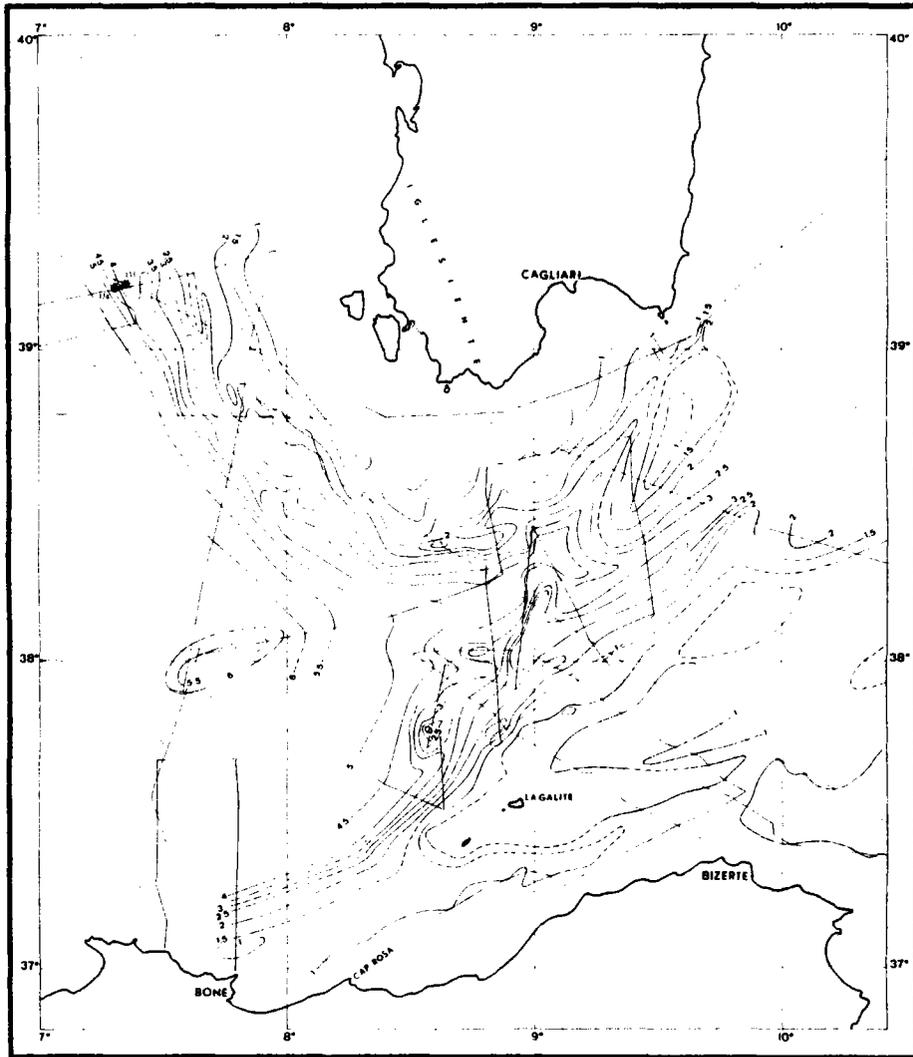


Figure 13. Isochrones du socle acoustique dans le détroit Sardano-Tunisien.

Figure 14.

Schéma structural : Nous y avons figuré les isochrones 1,3 et 5 sec (t.d.) du socle acoustique. A l'est de 10°E, ce schéma est complété par les données bathymétriques (en mètres).

1 = socle Paléozoïque; 2 = nappe numidienne ; 3 = avant-pays autochtone ; 4 = volcanisme lié à la Sardaigne ; 5 = volcanisme lié à la zone de fracture nord-tunisienne ; 6 = limite orientale de la série salifère messinienne ; 7 = limites des effondrements récents ; 8 = extension présumée de matériel numidien sur le plateau nord-tunisien ; 9 = alignements anticlinaux ; 10 = prolongement présumé de ces alignements anticlinaux vers l'est à partir des données bathymétriques.

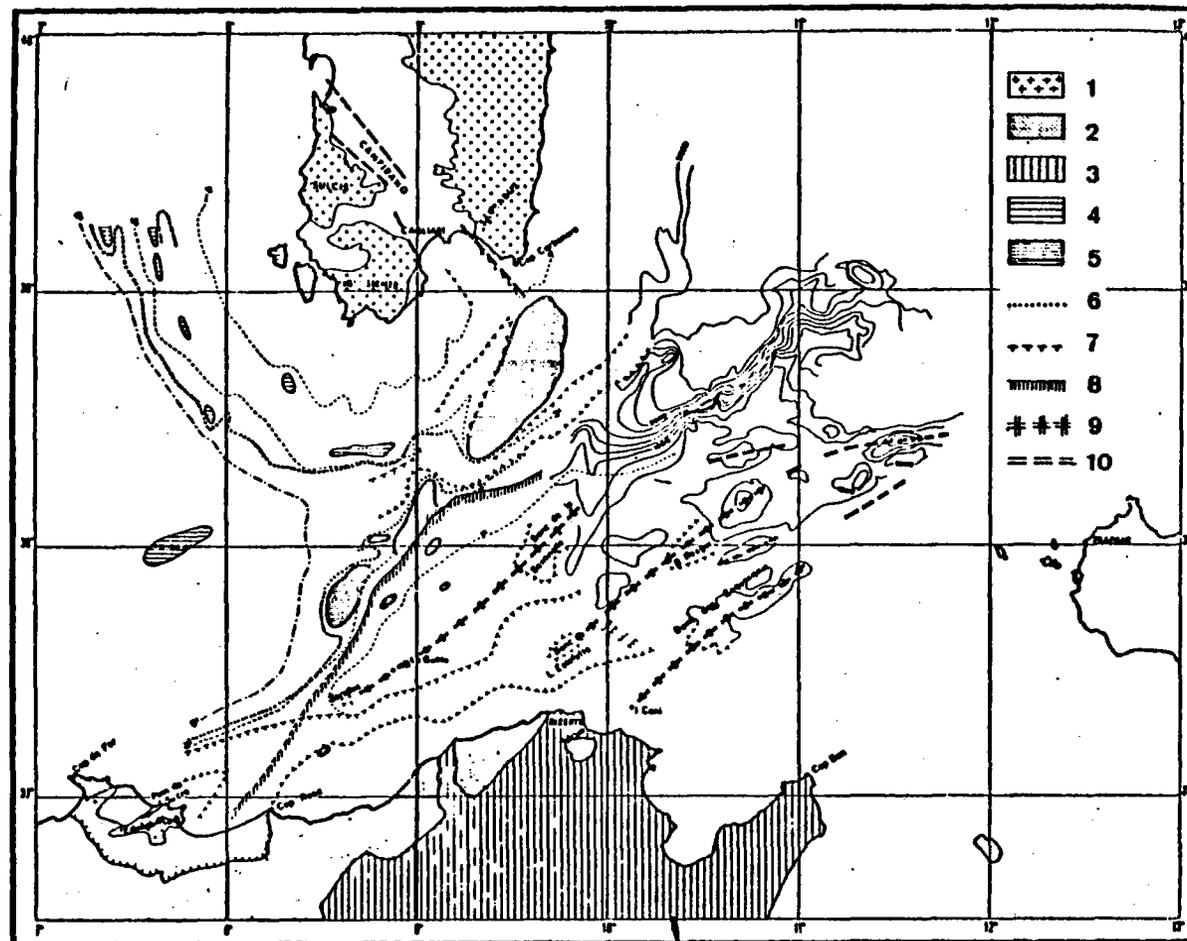


Figure 14. Schéma structural : Nous y avons figuré les isochrones 1,3 et 5 sec (t.d.) du socle acoustique. A l'est de 10°E, ce schéma est complété par les données bathymétriques (en mètres).

1 = socle Paléozoïque; 2 = nappe numidienne ; 3 = avant-pays autochtone ; 4 = volcanisme lié à la Sardaigne ; 5 = volcanisme lié à la zone de fracture nord-tunisienne ; 6 = limite orientale de la série salifère messinienne ; 7 = limites des effondrements récents ; 8 = extension présumée de matériel numidien sur le plateau nord-tunisien ; 9 = alignements anticlinaux ; 10 = prolongement présumé de ces alignements anticlinaux vers l'est à partir des données bathymétriques.

Sur la carte magnétique de Le Borgne et al. (1972), il apparaît nettement que le plateau et la pente sarde sont de nature continentale. D'autre part, les forages 133 et 134 du leg XIII du Glomar Challenger ont prélevé du matériel paléozoïque (Ryan, Hsü et al., 1973) au bas de la pente. Comme le soulignent les anomalies magnétiques NS de la pente occidentale de la Sardaigne est accidentée par d'importants édifices volcaniques. Schématiquement, la bordure sarde est structurée par des accidents parallèles au rivage. Ils sont NS à l'ouest de la Sardaigne, puis à partir de $8^{\circ} 30' E$ ils prennent une orientation NW-SE. Cette famille d'accidents s'interrompt contre le système NE-SW de la fracture tunisienne.

A partir de la longitude du massif de l'Edough, en se dirigeant vers l'est, on observe l'infléchissement vers le NE des structures nord-africaines. De ce fait, le plateau continental (s.l.) s'élargit considérablement. Un vaste domaine situé à moins de 1 sec. de profondeur relie la Tunisie nord-orientale à la Sicile. Ce vaste plateau est accidenté par les trois alignements anticlinaux reconnus en bathymétrie (voir plus haut) et par des dépressions remplies de sédiments récents parallèles à ces structures. Une de ces dépressions s'étend sur plus de 200 km de long depuis la plaine de Bône jusqu'au nord de Bizerte (Auzende, 1971). La pente continentale tunisienne d'orientation générale NE-SW présente une déclivité moyenne faible de 3° à 4° . D'une manière générale, la couverture meuble de la marge nord-tunisienne est formée par des sédiments plio-quadernaires sur une épaisseur faible.

A partir des caractères sismiques et aussi d'arguments géologiques, nous avons pu proposer une interprétation de la nature du socle acoustique dans le domaine tunisien (Auzende et al. 1974) (fig. 15). Deux ensembles apparaissent : le premier qui occupe la partie moyenne et inférieure de la pente et qui se place dans le prolongement vers le NE du massif de l'Edough (Vila, 1970) est interprété comme paléozoïque. Le deuxième qui occupe la partie supérieure de la pente et la totalité du plateau tunisien, dans lequel on distingue par endroit des stratifications est interprété comme matériel numidien. Il s'étend en regard des vastes affleurements de la Tunisie septentrionale.

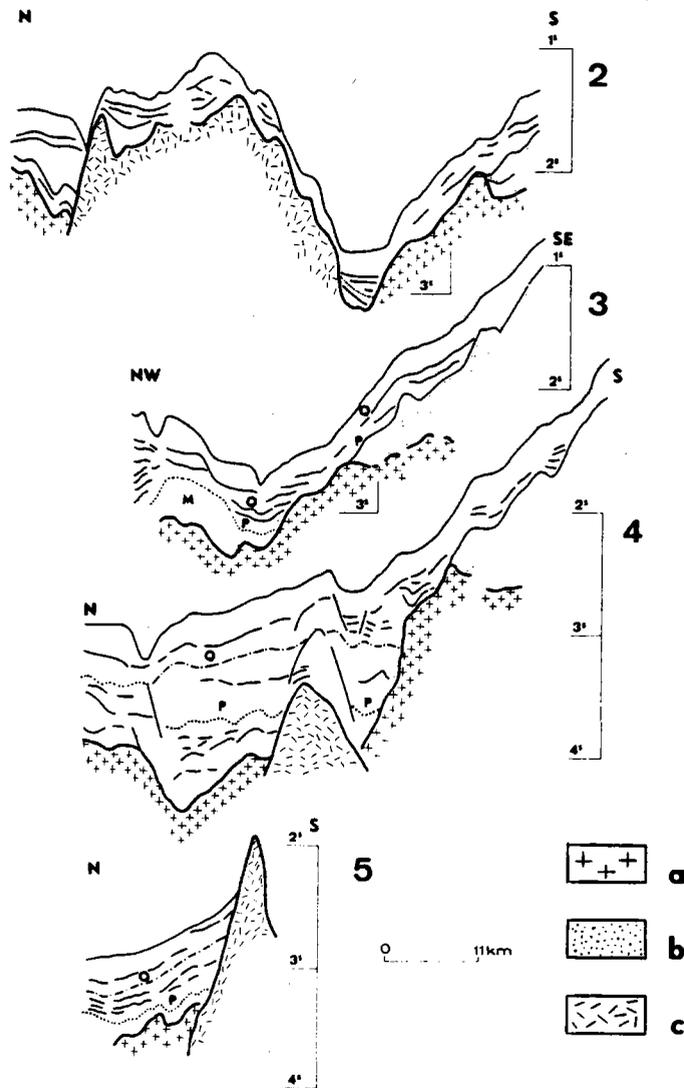


Figure 15.

Profils interprétés entre la pente sarde et la pente tunisienne
). a = Paléozoïque ; b = matériel numidien présumé ; c = édifice volcanique ; Q = Quaternaire ; P = Pliocène ; ... = toit des évaporites messiniennes.

On peut noter aussi bien sur la marge sarde que sur la marge tunisienne l'absence des niveaux évaporitiques connus par ailleurs. Ceux-ci sont cantonnés à la partie profonde du chenal qui sépare les deux marges et sont d'épaisseur réduites (quelques centaines de mètres).

La zone de fracture nord-tunisienne se présente comme un alignement de reliefs de socle, encadré par des chenaux, suivant une orientation NE-SW (N 40° E). L'ensemble s'étend sur 270 - 300 km entre le sud-est de la Sardaigne, au large du Cap Carbonara (fig.14) et la marge algérienne au niveau du cap Rose. Elle est formée par trois massifs principaux auxquels s'ajoute une série de pointements secondaires ; l'ensemble occupant une largeur d'environ 40 km. Le massif le plus important apparaît bien sur la carte bathymétrique (fig. 13). Il s'étend sur 100 km de long vers le SW à partir de cap Carbonara. Sa largeur est d'environ 30 km et il est encadré par deux chenaux qui le séparent des marges sarde et tunisienne. La fig. 15 montre qu'il est essentiellement de nature rocheuse et qu'il n'est recouvert que par une faible couche de sédiments. Un chenal profond interrompt ce massif vers 38° 20 N et le sépare d'un second massif situé dans son prolongement, long de 35 à 40 km, large d'une dizaine de km. Il est en grande partie sur la pente continentale tunisienne est relié à un massif adjacent situé en contrebas sur la pente. Enfin, toujours dans le même alignement, on trouve, à une vingtaine de km vers le SW, un autre gros massif également à mi-pente. Ce dernier est marqué sur un de nos profils et sur la carte du champ total (Allan et Morelli, 1971) par une forte anomalie magnétique. En ce qui concerne les deux massifs précédents, nous n'avons pas de données magnétiques pour pouvoir affirmer qu'ils sont de nature volcanique. Cependant, leur morphologie et leur orientation sont comparables à la ride de l'Emile Baudot (voir plus loin) et au seuil d'Alboran (Olivet et al., 1973) qui sont en grande partie constitués d'édifices volcaniques.

A proximité des trois massifs de grandes dimensions précédemment décrits, on trouve une série de pointements d'importance secondaire qui semblent cependant appartenir au même système. Ils s'ajoutent aux premiers pour former la zone de fracture nord-tunisienne.

.../...

Cet alignement d'édifices volcaniques se prolonge vers le SW par la pente continentale tunisienne (sur laquelle nous avons peu de profils) et à terre par le complexe volcanique Miocène du cap de Fer et du Pain de Sucre (Hilly, 1962 ; Vila, 1970).

4. Le bassin nord-africain.

Nous n'aborderons dans ce paragraphe que l'étude des parties marginales du bassin nord-africain entre la mer d'Alboran à l'ouest et le domaine sardano-tunisien à l'est. Nous étudierons donc deux domaines : la marge nord-algérienne et la marge sud-baléare (voir Auzende et Pautot, 1970 ; Mauffret et al., 1972 ; Auzende et al., 1972 ; Mauffret et al., 1973 ; pour une étude très détaillée de la marge sud-baléare, (voir aussi Mauffret, 1976).

Au sud du bassin nord-africain à fond plat à 2 700 m de profondeur moyenne, la marge nord-algérienne apparaît sur la carte bathymétrique (Pl.1) comme une structure de morphologie générale relativement simple mais très complexe dans le détail. Ses caractéristiques générales sont :

- un plateau continental très étroit (moins de 10 km en moyenne) à l'exception de golfes bordant des dépressions comme la baie de Castiglione, la plaine de Bône où le plateau s'élargit considérablement.
- à ce plateau continental étroit fait suite une pente continentale de déclivité moyenne très forte (plus de 10° en moyenne avec des régions où elle atteint 20° et plus) (Leclaire, 1968). Cette pente continentale présente une orientation générale E-W avec cependant des indentations NE-SW (large d'Oran, large de la Galite) et NW-SE qui sont à l'origine de l'aspect des golfes connus sur le rivage algérien.

Cette pente est entaillée par un grand nombre de canyons sous-marins dont certains ont un tracé d'origine structurale et utilisent le réseau des décrochements NE-SW et NW-SE (Rosfelder, 1955 ; Leclaire, 1968).

.../...

Au nord du bassin nord-africain, la marge sud-baléare présente une morphologie beaucoup plus complexe. On y distingue trois grands domaines : un domaine sud Ibiza, un domaine sud Majorque et un domaine sud Minorque (Mauffret, 1976).

Le domaine sud Ibiza est caractérisé par une morphologie complexe, avec à l'ouest l'escarpement de Mazaron dont la pente est supérieure à 15° et à l'est, un large domaine en position haute qui se raccorde à la plaine abyssale par une pente faible de l'ordre de 3 à 4° orientée sensiblement E-W.

Le domaine sud Majorque est essentiellement formé par le système de l'Emile Baudot. Il s'agit d'abord du banc de l'Emile Baudot qui se poursuit vers le SW par des hauts-fonds. Ces bancs surélevés sont bordés à l'est par un très important escarpement (plus de 200 km de long) dont la pente moyenne est supérieure à 15° , c'est l'escarpement de l'Emile Baudot de direction NE-SW.

Au sud de Minorque, le tracé des isobathes fait apparaître un large domaine limité à l'est par le méridien 5° E et au sud par le parallèle 38° N, surélevé par rapport aux plaines abyssales provençale et nord-africaine. Ce panneau dans lequel apparaissent les directions N-S, E-W et NE-SW s'ennoie très progressivement vers le domaine profond.

Les données bathymétriques reflètent bien les caractères structuraux des deux bordures du bassin nord-africain, en particulier en ce qui concerne la marge algérienne.

En effet, les données que nous possédons sur le socle acoustique (fig. 16) mettent en évidence une marge continentale généralement étroite caractérisée par un plateau d'extension réduite et une pente de forte déclivité découpée en gradins. Du fait de cette forte déclivité, le substratum est très souvent à l'affleurement sur la pente. La direction générale de la marge en bordure de l'Algérie est grossièrement E-W. Cependant, au large d'Alger, on observe un décrochement de la marge qui se manifeste par une ride de socle qui limite vers le nord un bassin sédimentaire de la pente.

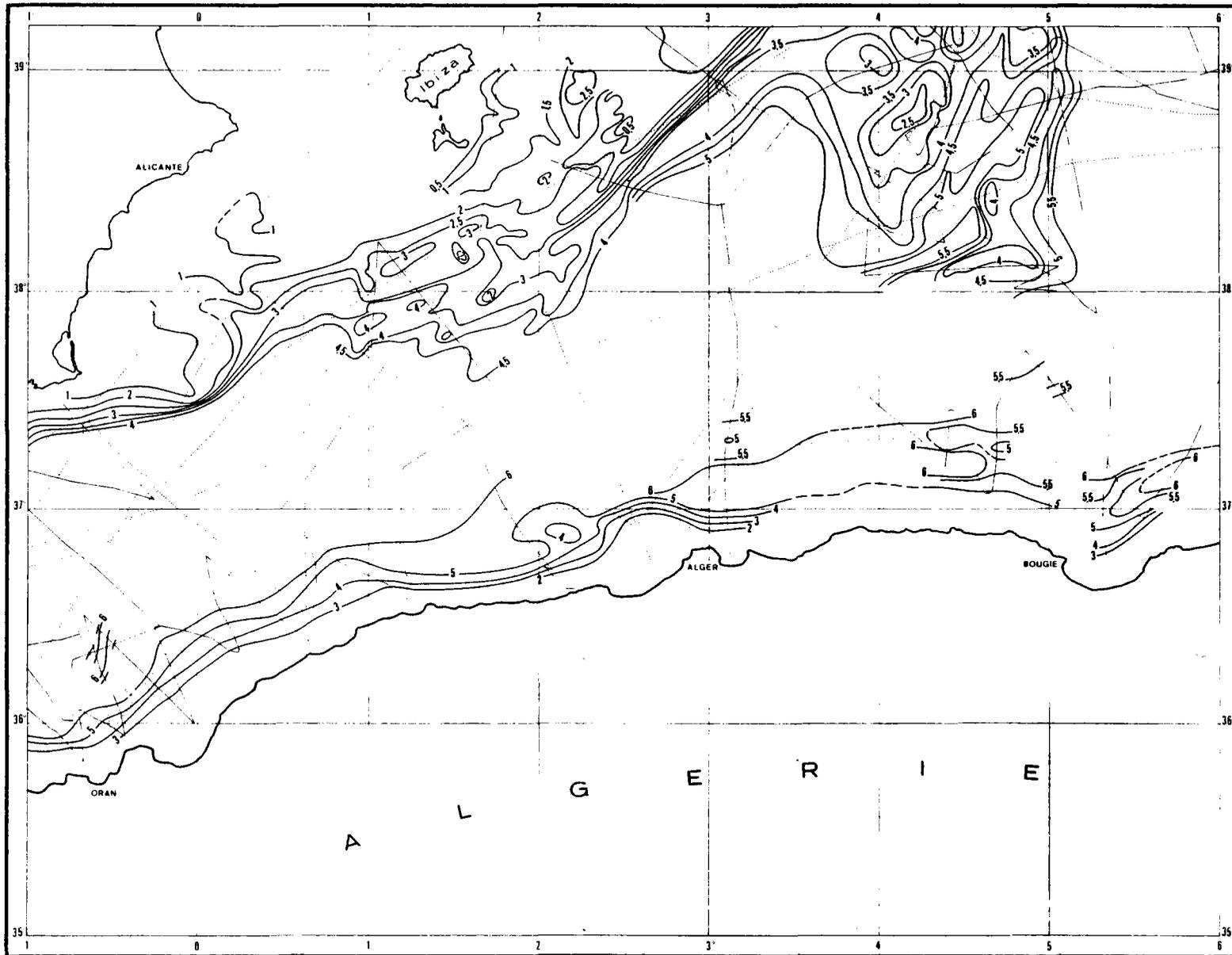


Figure 16. Isochrones du socle acoustique du bassin nord-africain.

Une autre particularité de cette marge est le décrochement dont il est difficile de préciser la direction en raison d'un manque de données, qui se manifeste sur le méridien 5° E par un rentrant correspondant au golfe de Bougie.

Enfin, aux confins algéro-tunisiens, on observe une inflexion nette de la marge vers le NE avec élargissement du plateau continental et de la pente. Nous avons vu plus haut le rôle attribué à ce décrochement de la marge.

Un autre accident NE-SW se manifestant par un décrochement de la marge est celui qui, au large d'Oran, décale la marge continentale de la mer d'Alboran et la marge algérienne.

D'autre part, en ce qui concerne les directions de cassures suivant lesquelles est modelée la marge, nous avons vu plus haut que le tracé des canyons sous-marins établis sur ces cassures faisait apparaître un double réseau d'orientation NE-SW et SW-NE.

Du fait de la forte pente, la couverture sédimentaire est d'épaisseur nulle ou très réduite sur la marge algérienne. Cependant, dans les zones situées en regard des bassins terrestres comme la baie de Castiglione, le golfe de Bougie-Djidjelli et le golfe de Skikda, la couverture sédimentaire s'épaissit considérablement et présente une séquence complète avec les ensembles infra-salifères, salifères messiniens et plio-quadernaires (Auzende, 1969).

Comme la carte bathymétrique, la carte du socle acoustique (fig. 16) met en évidence 3 secteurs dans le domaine sud baléaire.

- Un secteur sud Ibiza, qui montre sur le large plateau immergé, une succession d'anticlinaux et de synclinaux de direction EW, c'est-à-dire de direction Bétiques. Il est en effet probable que ce secteur constitue le prolongement immergé des zones internes et des zones externes bétiques.

.../...

Il n'existe malheureusement pas de prélèvements pour confirmer cette interprétation. Vers l'est, ces plissements E-W sont rebroussés vers le NE et viennent se mouler sur l'accident de l'Emile Baudot.

- L'accident de l'Emile Baudot, ou zone de fracture de l'Emile Baudot (Mauffret et al., 1972) se manifeste sous trois formes (fig. 17 et 18a et b). Au nord, il s'agit d'un escarpement très abrupt, qui sépare au sud Majorque du promontoir sud-baléares. Au centre, il s'agit d'un système de bancs très élevés avec des pentes très prononcées.

Au sud, il s'agit d'une succession de pointements plus ou moins alignés vers le SW.

La morphologie, la carte aéromagnétique (Galdéano et al., 1974) et un prélèvement de basalte effectué sur l'escarpement suggèrent que, au moins pro-parte cette zone de fracture de l'Emile Baudot est de nature volcanique.

- Le dernier secteur sud baléare est formé par le promontoire sud-minorquain ou sud-baléare qui s'étend jusqu'à 38° N. Ce promontoire est constitué par un large panneau de matériel continental comme cela apparaît sur la carte aéromagnétique (Bayer et al., 1973) sans que l'on puisse préciser la nature précise de ce matériel, (paléozoïque minorquain, sarde ou matériel bétique ?).

La morphologie du substratum est ici tourmentée avec en particulier au sud de Minorque un horst NS, puis plus au sud, s'ouvrant sur la plaine abyssale nord-africaine un graben NE-SW (Mauffret et al., 1972).

On note aussi dans la structure du promontoire sud baléare, l'existence des directions NW-SE avec entre autres la cassure qui limite le promontoire à l'ouest.

.../...

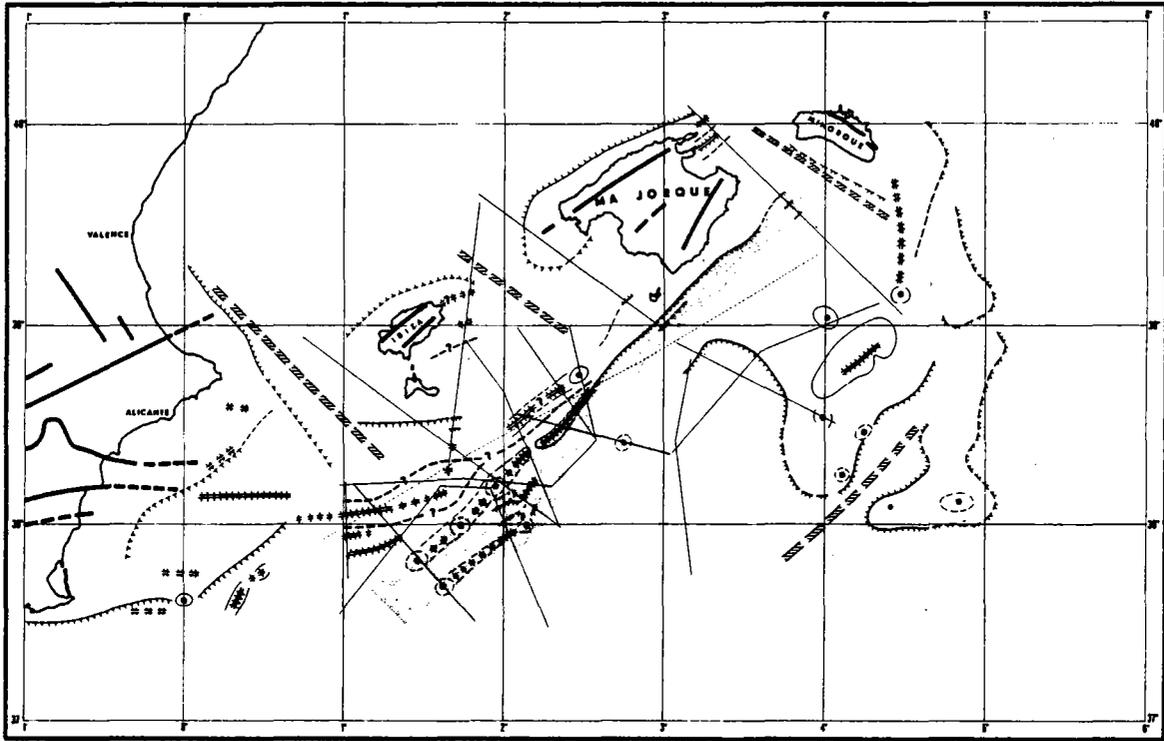


Figure 17. Schéma structural de l'accident de l'Emile Baudot.

Sur la marge au sud d'Ibiza, comme sur le promontoire sud-baléare, la couverture sédimentaire est d'épaisseur très variable. On y retrouve cependant par endroit une séquence complète mais d'épaisseur réduite (NW des bancs de l'Emile Baudot - graben NE-SW du promontoire sud-baléare). On note en particulier que, de part et d'autre de l'Emile Baudot, la série salifère varie en épaisseur (200 ms sur la marge et 600 ms au sud de l'accident) (fig. 18) et que son toit est décalé d'environ 1 000 mètres, ce qui a été interprété (Mauffret, 1976) comme la marque d'un jeu de l'accident.

5. La mer d'Alboran (voir Olivet et al., 1972 ; Olivet et al., 1973 ; Auzende et al., 1975 ; Pastouret et al., 1976a; Pastouret et al., 1976 b).

La mer d'Alboran se différencie topographiquement du bassin nord-africain qui la prolonge vers l'est. Elle est moins profonde et ses parties basses sont étroites et enserrées dans des zones de forts reliefs (fig. 19). Dans son ensemble, c'est une mer étroite (200 km de largeur moyenne) fermée à l'ouest par le détroit de Gibraltar.

Le domaine marin de la mer d'Alboran peut être divisé schématiquement en trois provinces distinctes :

- Un province occidentale formée pour l'essentiel par le bassin occidental d'Alboran : les pentes continentales y sont très peu accentuées (les gradients maximum de pente observés sont de l'ordre de 3%). Les parties profondes sont d'extension très réduite et la profondeur maximale connue est d'environ 1 500 mètres. On note la présence dans la partie sud du bassin occidental et Alboran d'un massif qui culmine à 700 m, d'orientation E-W.

- Une province centrale de morphologie beaucoup plus complexe avec de nombreux hauts fonds formant les plateaux septentrionaux et méridionaux d'Alboran. Le plateau septentrional d'Alboran est constituée par une série de hauts fonds souvent très aigus alignés suivant les directions NW-SE et NE-SW. Il est séparé du plateau méridional d'Alboran par un détroit dont la profondeur est d'environ 1 500 m. Le plateau méridional d'Alboran

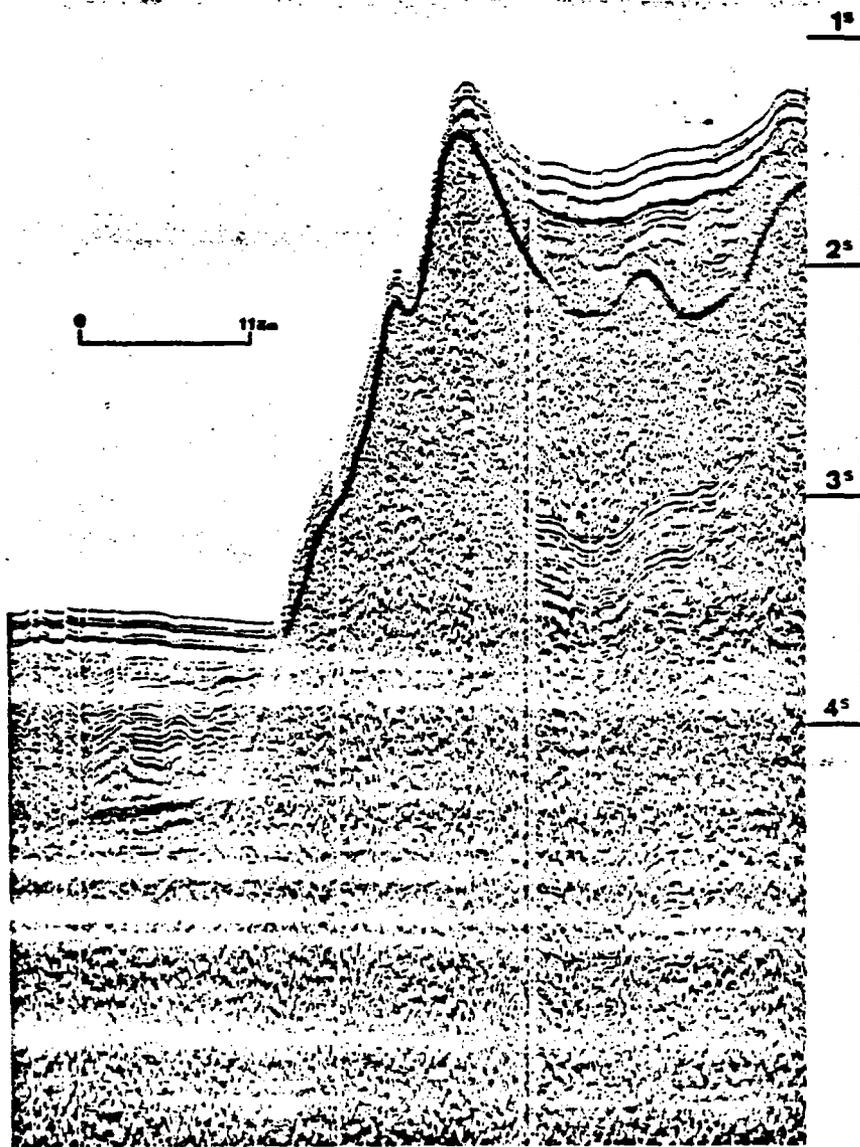
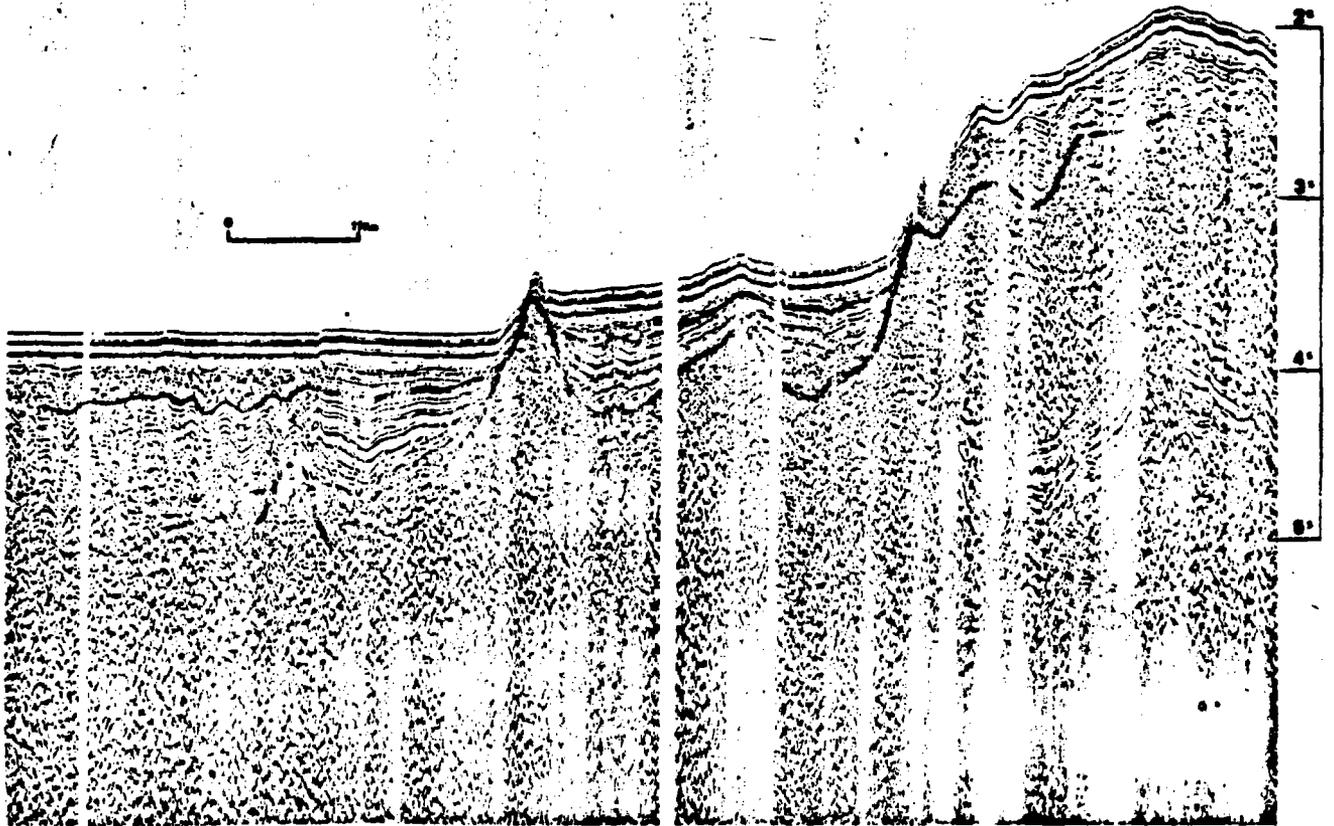


Figure 18 a et b. Coupes sismiques à travers l'accident de l'Emile Baudot.



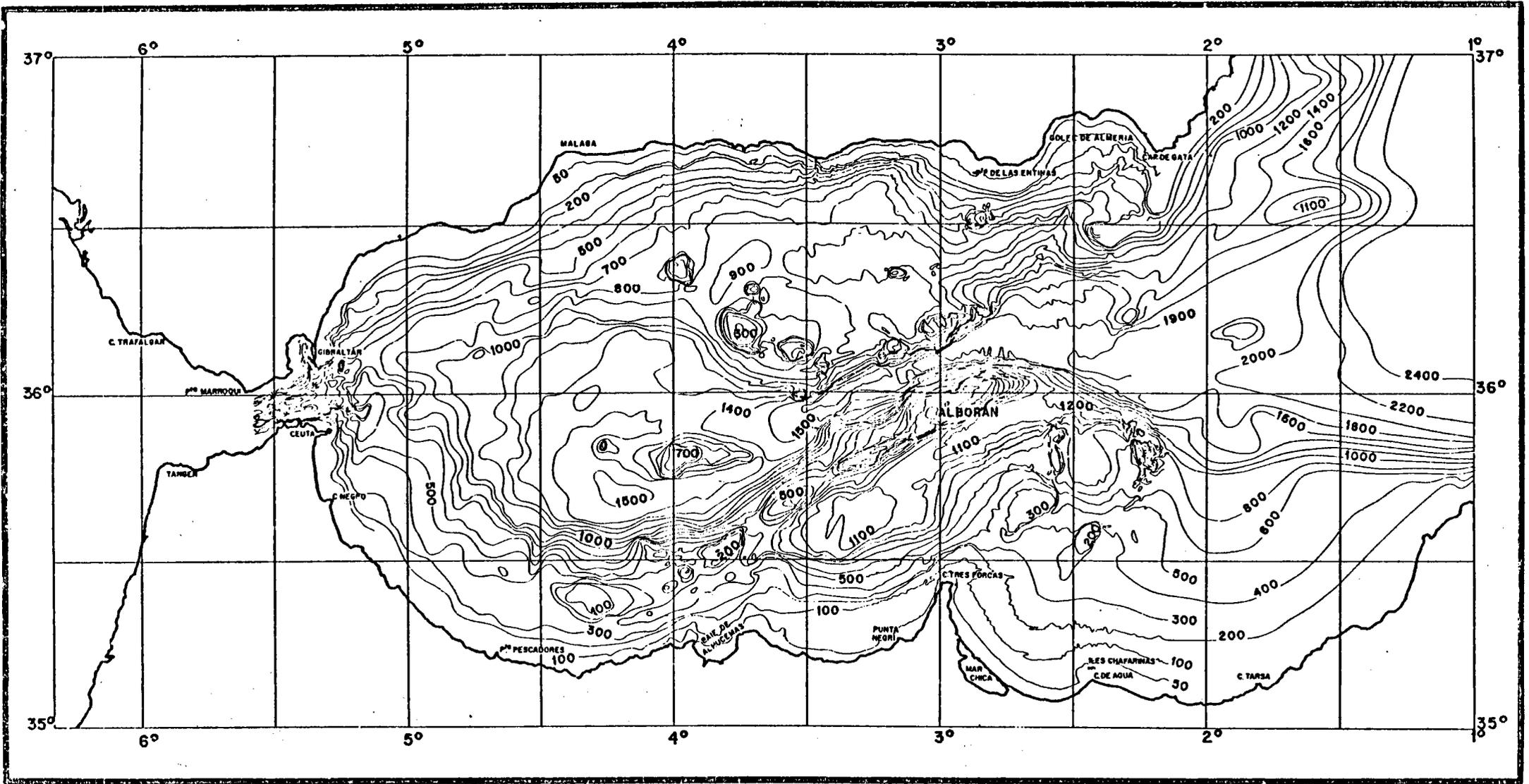


Figure 19.

Carte bathymétrique de la Mer d'Alboran d'après Auzende et al. (1975).

est lui aussi constitué par un système de hauts fonds dont le plus connu est le seuil d'Alboran. Il s'agit d'un alignement de pointements dont un est émergé, l'île d'Alboran. La direction de cet alignement est NE-SW. Au sud du seuil d'Alboran, un large plateau accidentée par le massif de la Caldeira qui, comme son nom l'indique, présente une morphologie circulaire avec des hauts latéraux et un bassin central (Gierman et al., 1968). Le plateau surélevé est limité au nord par une pente WNW-ESE de déclivité moyenne (environ 5°).

- Une province orientale formée par le bassin oriental d'Alboran et ses marges. Il s'agit de la terminaison vers l'ouest du bassin nord-africain. La profondeur augmente de l'ouest (1 900 m environ) vers l'est (2 500 m). La partie centrale du bassin est accidentée par un massif qui culmine à 1 200 mètres et présente un allongement vers le NE. Sur les bordures du bassin les pentes observées sont d'environ 4 à 5°. Au sud, elles limitent le plateau méridional d'Alboran, au nord, le système du Chella formé au moins en partie par la prolongation du seuil NE-SW d'Alboran.

Les données géophysiques permettent de définir un cadre structural de la mer d'Alboran dans lequel on retrouve les trois domaines vus précédemment.

Le bassin occidental d'Alboran est caractérisé par un substratum très profond et une couverture sédimentaire épaisse (fig. 20). Son aspect morphologique est en grande partie le résultat de construction sédimentaire. Par exemple, l'avancée topographique formant la pente marocaine est constituée par un talus de sédiments récents. Il est difficile d'après la sismique d'établir avec précision la profondeur du substratum du bassin. Cependant, avec la gravimétrie (Allan et Morelli, 1971), on peut estimer celle-ci à plus de 6 km. L'aspect gravimétrique et magnétique (Galdéano et al., 1974) laisse penser qu'il n'existe pas dans ce bassin d'accident majeur du socle. D'autre part, des données de sismique réfraction lourde (Perrier et al., 1975) suggèrent que la partie profonde du bassin occidental d'Alboran est de nature océanique.

Figure 20.

Schéma structural de la Mer d'Alboran.

- 1 : volcans reconnus (en noir) ou supposés (en rayures) ;
2 : isochrones temps double du socle acoustique ; 3 : zones où la profondeur du socle est comprise entre 0 et 1 500 m ;
4 : zones où la profondeur du socle est comprise entre 1 500 et 3 500 m ; 5 : zones où la profondeur du socle est supérieure à 3 500 m ; 6 : zones où se sont déposées des évaporites. Nous avons laissé en blanc les bassins néogènes à terre, dans lesquels la série évaporitique n'a pas été décrite ; 7 : zones où s'est déposé le sel fluant (halite) ; 8 : dômes de sel ; 9 : position des profils sismiques montrés sur les figures 4,6,7 et 10 ;
10 : localisation du profil synthétique (fig. 8).
DJ : Seuil du Djibouti. AL : Seuil d'Alboran. CH : bassin du Chelif

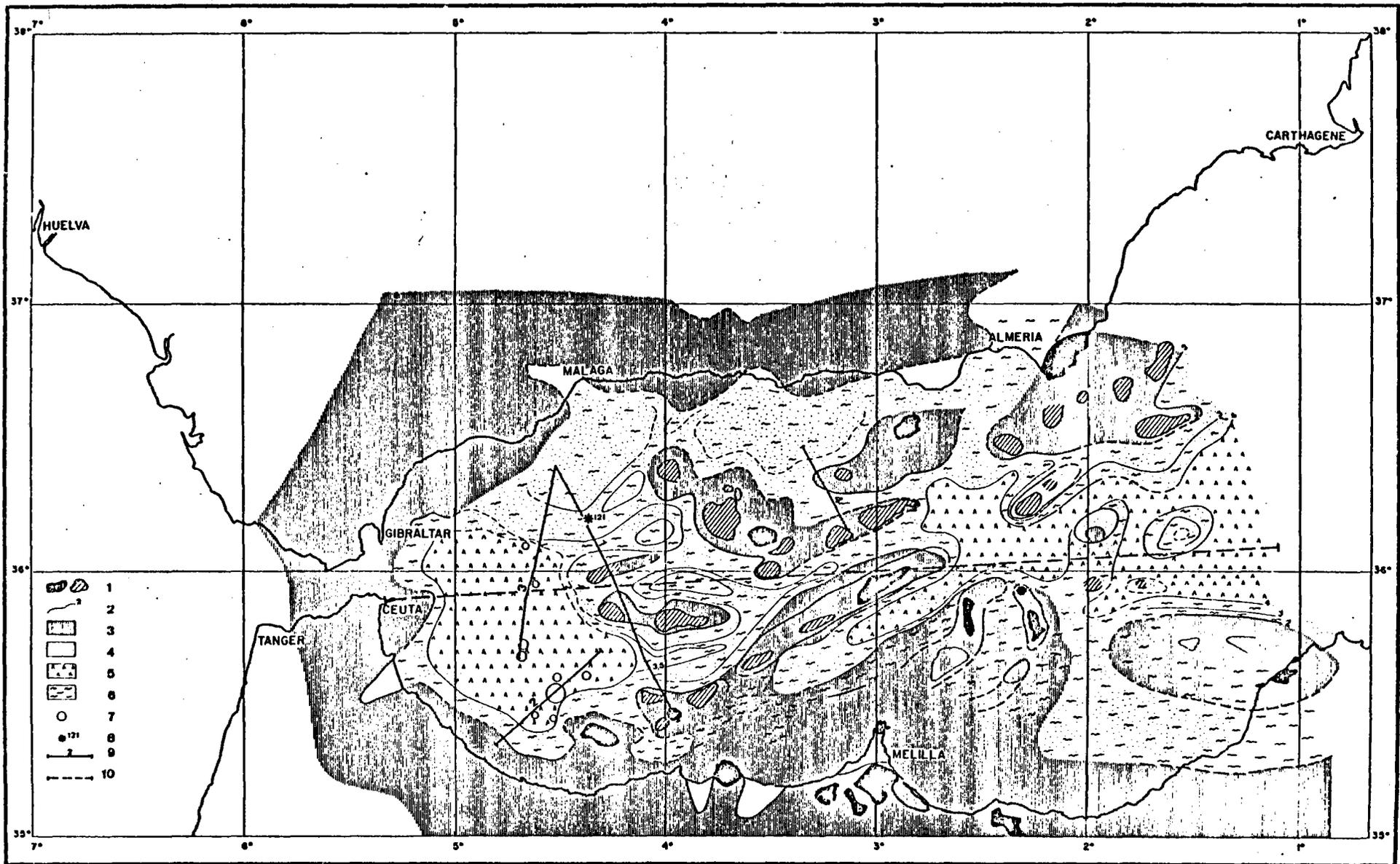


Figure 20.

Schéma structural de la Mer d'Alboran.

Ce bassin est bordé au nord par une ride de socle sur laquelle a été implanté le forage 121 du leg XIII du Glomar Challenger. Ce socle prélevé est formé d'éléments métamorphiques de composition voisine de celle du socle bétique et rifain. Cette ride structurée par les directions NE-SW et NW-SE limite au sud un bassin qui occupe la marge au large de Malaga et se prolonge vers l'est jusque vers Almeria en arrière des Bancs qui forment le plateau septentrional d'Alboran. Outre cette partie nord sédimentaire, le plateau septentrional d'Alboran est constitué par une série de massifs où le socle est à moins de 1 500 m de profondeur. Certains de ces massifs alignés suivant les directions NE-SW et NE-SE sont d'origine volcanique (Giermann et al., 1968) ou interprétés comme tels du fait de leur analogie morphologique avec les volcans reconnus et de leur signature magnétique (Galdéano et al., 1974).

Au sud du détroit d'Alboran, le seuil méridional d'Alboran est une structure très linéaire qui se présente comme une ride NE-SW d'environ 20 km de large et près de 200 km de long. Cette ride est accidentée de pointements volcaniques (banc de Xaouen, Tofino, île d'Alboran) qui suggère qu'une grande part de soubassement de la ride est de nature volcanique.

Les données que nous possédons sur le plateau nord-marocain sont insuffisantes pour déterminer avec précision la nature de son substratum, mais on peut penser que, comme pour le plateau septentrional d'Alboran, il s'agit d'un mélange de matériel continental et de hauts fonds volcaniques (Caldeira - banc de l'Alilade) sur lesquels des dragages ont effectivement prélevé des tufs (Pastouret et al., non publié). En arrière des zones hautes, on note l'existence d'un bassin relativement profond (entre 1 500 et 3 500 m) qui communique avec le bassin émergé du Chélif (Auzende et al., 1975).

Le bassin oriental d'Alboran présente un substratum dont les caractéristiques sont proches de celles du substratum du bassin nord-africain. Cependant, il est accidenté dans sa partie centrale par des massifs allongés NE-SW dont l'origine est probablement volcanique (Galdéano et al., 1974) et bordé au nord par le prolongement vers le nord-est du système volcanique du seuil d'Alboran.

A l'exception des zones hautes, on retrouve en mer d'Alboran une couverture sédimentaire comprenant les mêmes ensembles qu'ailleurs en Méditerranée occidentale. Un problème a été la reconnaissance de la série salifère dans le bassin occidental d'Alboran. Le forage 121 situé sur la ride de socle n'a pas traversé la série salifère typique. De ce fait, certains auteurs (Hsü, Ryan et al., 1972) ont pensé qu'en mer d'Alboran le niveau évaporitique et salifère était remplacé par une surface d'érosion. Ils expliquaient cela par l'hypothèse que la mer d'Alboran aurait été surélevée par rapport au bassin nord-africain lors du Messinien. Les implications de ce modèle étaient que le substratum de la mer d'Alboran aurait eu une histoire tectonique différente et sa nature serait aussi différente.

D'autres auteurs (Montenat et al., 1975) pensent au contraire que la mer d'Alboran au Messinien n'appartenait pas au domaine méditerranéen mais au domaine atlantique. Donc, tout le miocène terminal serait marin et n'aurait pas produit d'évaporites.

En réalité, nous avons montré (Auzende et al., 1975 ; Pastouret et al., 1975) que la série salifère est bien présente dans les bassins d'Alboran à un même niveau absolu que celle du bassin nord-africain (fig. 21). Le décalage topographique existant aujourd'hui entre bassins d'Alboran et bassin nord-africain s'explique en partie par l'importance des structures volcaniques dans la configuration des bassins et par l'importance des dépôts plio-quadernaires.

6. Les parties profondes des bassins provençal et nord-africain.

En ce qui concerne la morphologie (fig. 1 et 2), les parties profondes des bassins provençal et nord-africain ne présentent pas de caractéristiques particulières. Il s'agit de cuvettes à topographie monotone entre 2 500 et 2 800 mètres de profondeur. Les seuls accidents topographiques remarquables sont de légers pointements très localisés (exemple : sud de Toulon, sud de Nice) ou en forme de ride (bassin nord-algérien) d'altitude peu élevée (1 à 200 m) qui sont dus à des montées de diapirs salifères. La sismique réflexion seule ne permet pas, en raison du manque de puissance des sources et du maillage relativement peu serré, de définir avec précision la structure profonde de ces cuvettes. Certains profils Flexotir (Polymède I et II, COB et OGS Trieste, Finetti et Morelli, 1972, 1973 ; Morelli et al., 1975) apportent cependant des renseignements sur la morphologie du socle (fig. 22 a et b.)

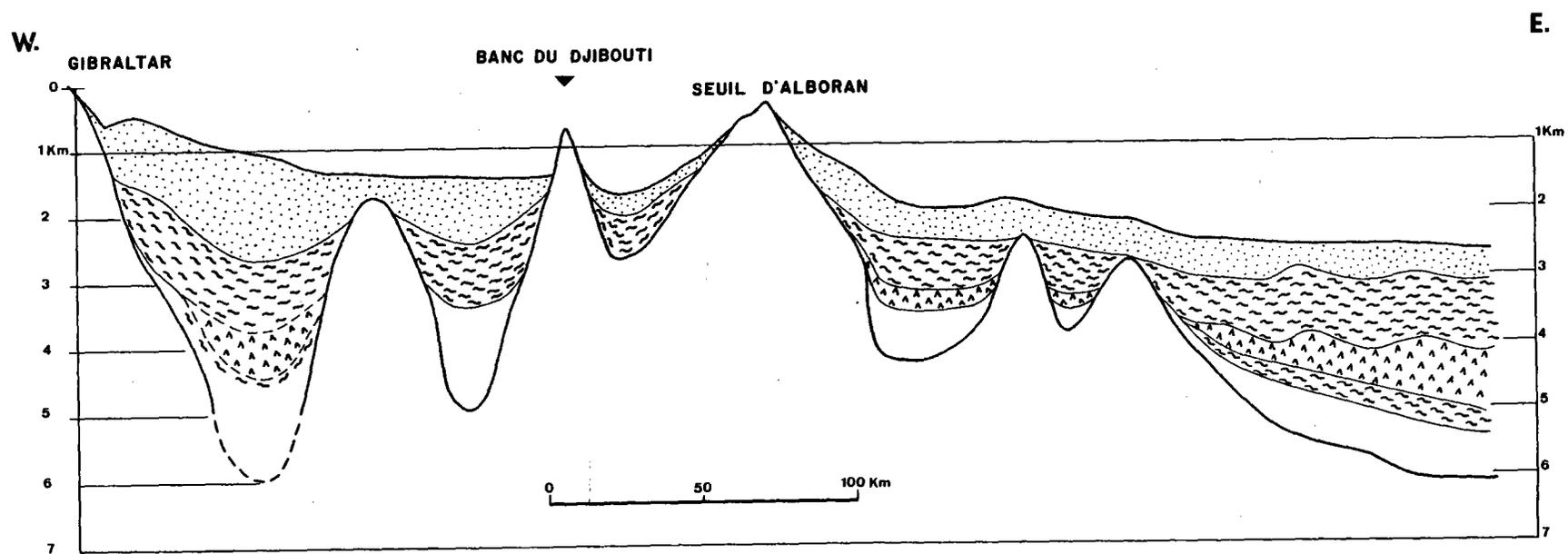


Figure 21. Profil synthétique Ouest-Est (position sur figure 20) à travers la mer d'Alboran.

P.Q. : Plio-quadernaire (vitesse : 2 km/s) ; E.M.S. : évaporites messiniennes supérieures (vitesse : 3,7 km/s) ; S.F. : sel fluant (vitesse : 4,2 km/s) ; E.M.I. : évaporites messiniennes inférieures (vitesse : 3,7 km/s). I.F. : Infra-salifère (vitesse 3,5 km/s).

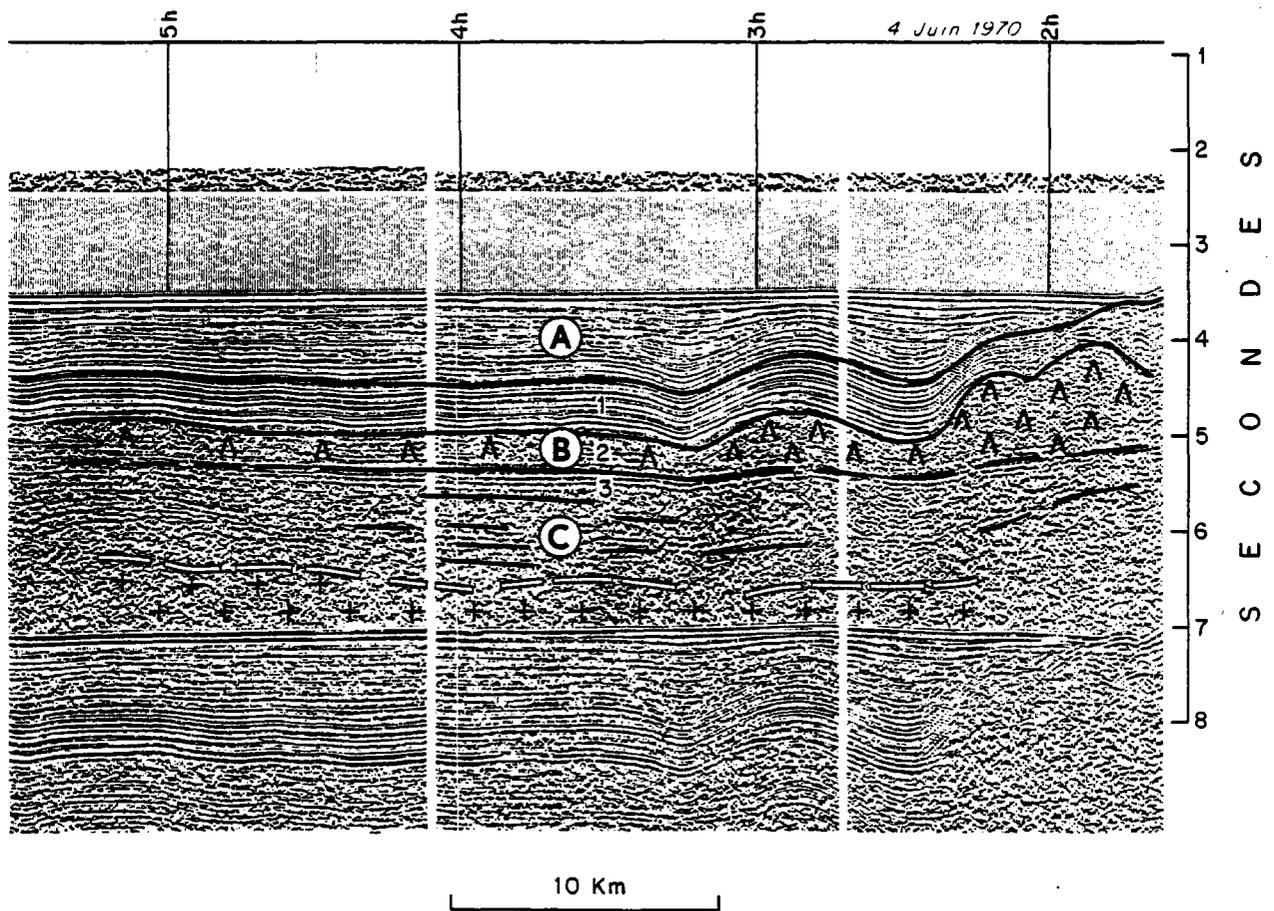
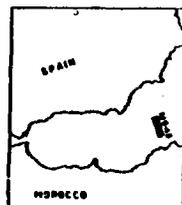
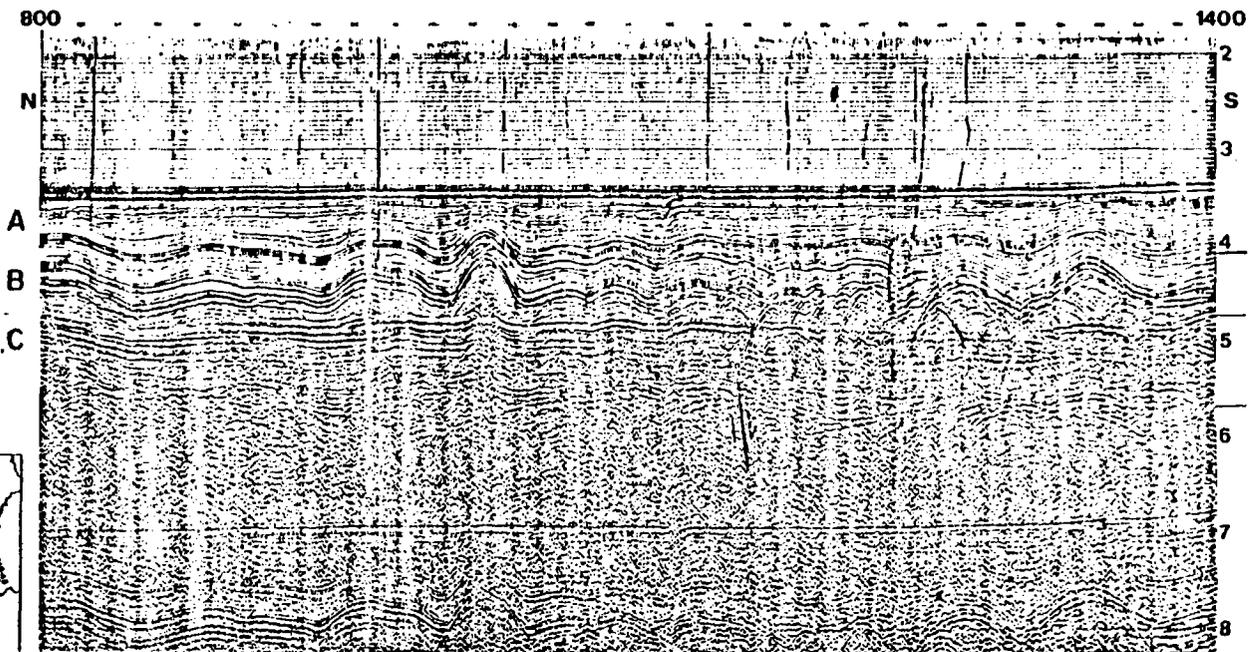


Fig. 22 a et b : Profils sismiques - voir texte

MS-45



Dans les deux bassins, le substratum présente une morphologie calme affectée de quelques ondulations à large rayon de courbure. On y observe parfois quelques failles verticales dont le rejet est de quelques centaines de mètres. La profondeur du socle dans le bassin provençal est en moyenne de 6.6 secondes et les quelques données que nous possédons suggèrent que l'approfondissement maximum est observé dans la partie axiale du bassin. Dans le bassin nord-africain, la profondeur moyenne du socle est d'environ 6 secondes.

Les données de la sismique réfraction sont malheureusement trop peu nombreuses en Méditerranée occidentale. Cependant, celles dont nous disposons (Fahlquist et Hersey, 1969 ; Hinz, 1973 ; Morelli et al., 1975) confirment les données de la réflexion. Dans le bassin provençal, le socle de type océanique (vitesses 6,7 - 6,9 km/sec) repose sur un manteau dont la vitesse est normale (8 km/sec) en certains points et faible en d'autres (7.7 km/sec)(Morelli et al., 1975). Sa profondeur moyenne est de 11 km. Il est recouvert par une séquence sédimentaire comprenant 3 niveaux : un niveau superficiel plio-quadernaire (2 km/s en moyenne), un niveau évaporitique et salifère (vitesses variant entre 3.7 et 4.5 km/s) (messinien) et un niveau infrasalifère de vitesse moins bien déterminée (3.5 à 5.5 km/s selon les auteurs). Dans le bassin nord-africain, on retrouve un socle de même nature supportant la même séquence sédimentaire mais surélevée d'environ 500 à 1 000 mètres par rapport au bassin provençal, le passage de l'un à l'autre se faisant de part et d'autre d'une ligne Bougie-Promontoire sud minorquain.

La sismique réfraction (Berry et Knopoff, 1967 ; Fahlquist et Hersey, 1969 ; Hinz, 1973 ; Morelli et al., 1975) permet d'autre part de situer le Moho normal ou anormal entre 8 à 10 km (bassin nord-africain) et 11 à 16 km (bassin provençal) de profondeur.

A ces données sismiques s'ajoutent celles du magnétisme et de la gravimétrie.

Les levés magnétiques (Allan et Morelli, 1971 ; Vogt et al., 1971 ; le Mouel et Le Borgne, 1970 ; Bayer et al., 1973 ; Galdeano et al., 1974) montrent tout d'abord une différence d'aspect, nette entre les marges et les parties profondes de Méditerranée occidentale (fig. 23). Ceci semble aller dans le sens d'une différence de nature des socles (continental sur les marges, océanique dans les bassins profonds).

La profondeur du socle magnétique calculée à partir de ces levés (Bayer et al., 1973) s'harmonise bien avec les résultats obtenus à partir d'autres méthodes (10 à 12 km pour le bassin provençal par exemple).

Enfin, il apparaît sur ces levés magnétiques des linéations plus ou moins bien ordonnées que certains auteurs ont comparées aux anomalies du type Vine et Matthews (Bayer et al., 1973). Pour nous, cette comparaison semble difficile à faire et ne peut en tout cas pas être généralisée à l'ensemble du bassin méditerranéen occidental.

Les données gravimétriques montrent une structure relativement homogène des bassins profonds (Morelli et al., 1975) avec prédominance des anomalies à l'air libre positives (fig. 24). Les seules exceptions à ce schéma sont rencontrées en bordure du continent sous forme de fortes anomalies négatives qui persistent après correction de l'effet de bord (Beckey, 1973). En particulier, il existe sur la bordure nord-africaine un alignement EW de ces négatifs que nous avons liés à l'évolution récente du bassin (Auzende et al., 1972 ; 1975).

Un dernier type de données vient s'ajouter depuis peu aux précédentes. Il s'agit des mesures de flux géothermique. Il en existait un certain nombre (Erickson, 1970) qui déjà, montraient des valeurs anormalement élevées dans les bassins profonds. Cependant, il était difficile vu leur rareté et leur dispersion de conclure quoi que ce soit. Un profil de mesures réalisé entre Villefranche et Calvi (Foucher et al., 1976) confirme l'existence de deux domaines de nature différente (l'un continental, l'autre de type océanique) en mer Ligure et par extension en Méditerranée occidentale.

.../...

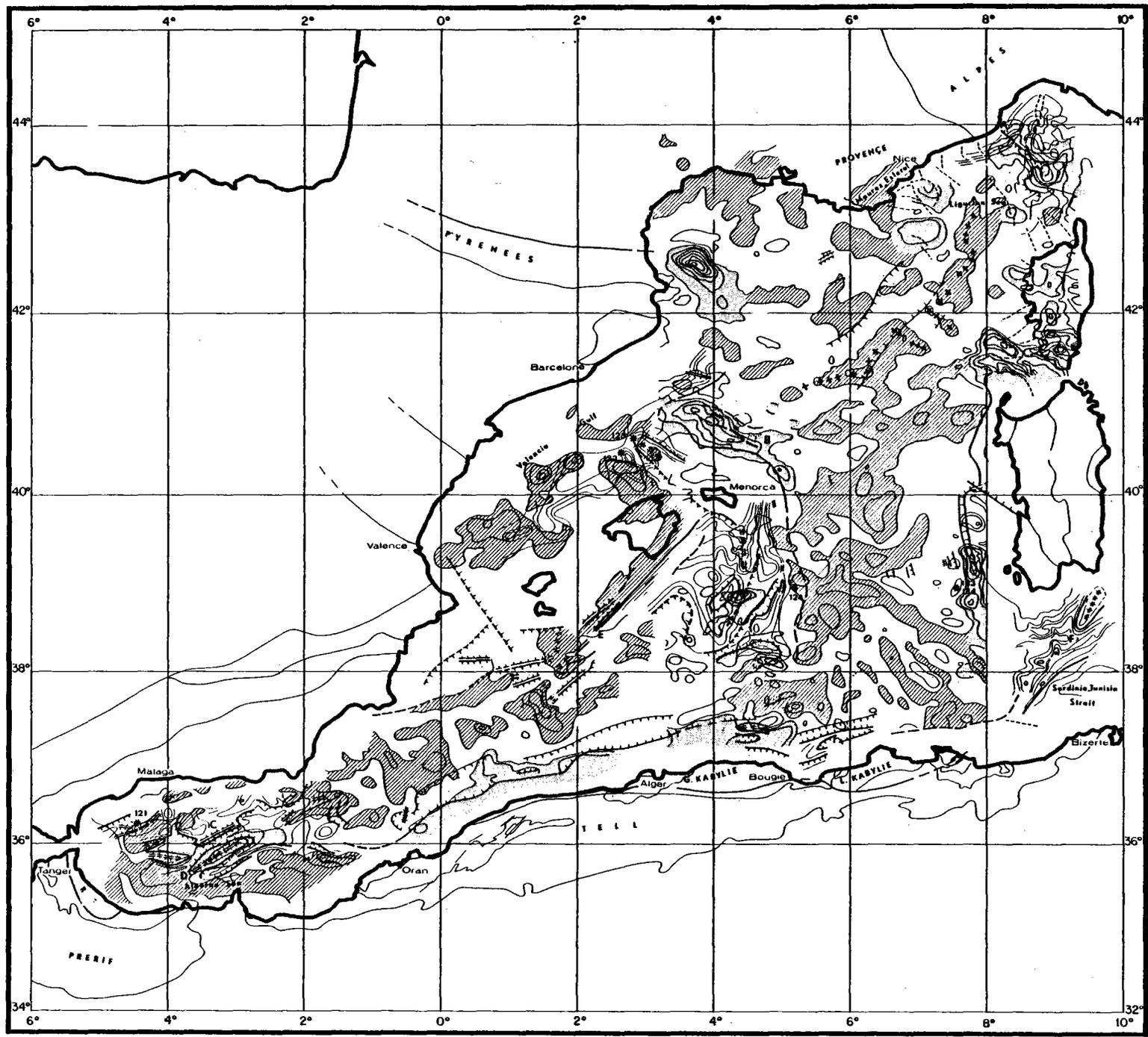


Fig. 23 : Carte magnétique

Plate IV

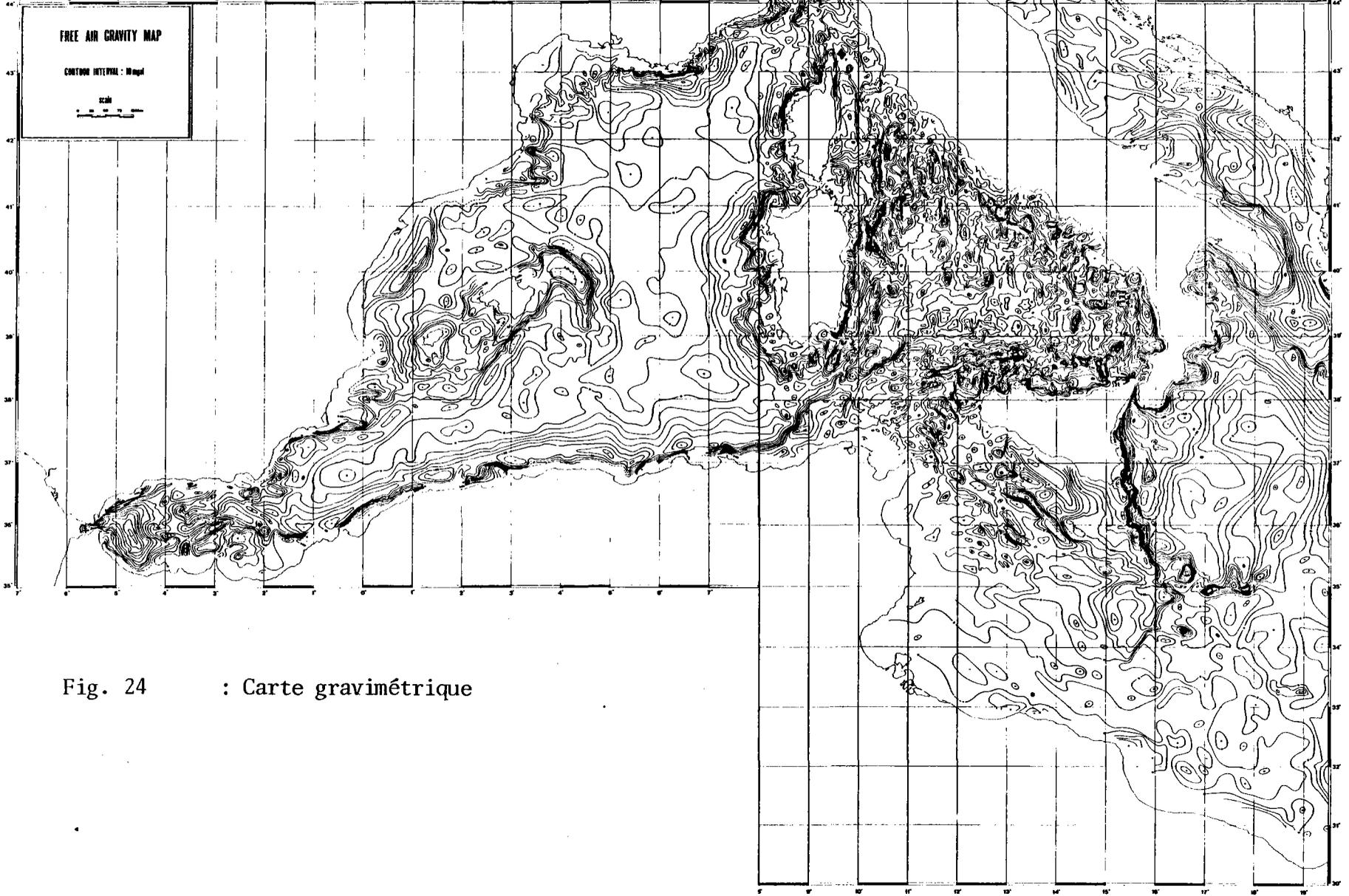


Fig. 24 : Carte gravimétrique

De plus, les valeurs très élevées (2.3 HFU en moyenne) dans le domaine à croûte océanique, peuvent être comparées à celles connues dans les bassins marginaux du Pacifique (Sigimura et Uyeda, 1973) (voir plus loin).

V. DIFFERENTES HYPOTHESES CONCERNANT L'HISTOIRE DU BASSIN MEDITERRANEEN

OCCIDENTAL

De nombreuses hypothèses concernant la formation, l'âge et l'évolution du bassin méditerranéen ont été proposées jusqu'à ce jour. Certaines considèrent l'histoire de l'ensemble méditerranéen et alpin (Argand, 1924 ; Van Bemmelen, 1969 ; Glangeaud, 1968 ; Dercourt, 1970 ; Smith, 1971 ; Burollet, 1973 ; Dewey et al., 1973) tandis que d'autres sont plus particulièrement axées sur l'histoire du bassin méditerranéen occidental (Westphal, 1967 ; Boccaletti et Guazzone, 1970, 1971 ; Le Pichon et al. 1971 ; Alvarez, 1972 ; Auzende et al., 1973 ; Ryan et al., 1973 ; Alvarez et al., 1974 ; Arthaud et Matte, 1975 ; Westphal, 1976 ; Auzende et al., 1976). A l'intérieur même du bassin occidental, l'évolution du bassin provençal a plus particulièrement été étudiée.

Parmi ces nombreux travaux nous pouvons distinguer trois grands types d'hypothèses : 1. Les hypothèses statiques. 2. Les hypothèses mixtes. 3. Les hypothèses mobilistes.

1. Les hypothèses statiques.

Les auteurs qui défendent ces hypothèses, tout en ne niant pas la théorie de la tectonique des plaques, estiment qu'elle est inadéquate pour expliquer les phénomènes observés dans le domaine méditerranéen et dans le domaine alpin.

Pour Van Bemmelen (1969, 1973) ces deux domaines ont pour origine une vaste mer peu profonde, la Téthys, qui existe au Permo-Trias, c'est à partir de cette "terre immergée" que vont se différencier les divers éléments constituant le système méditerranéen et alpin. Les processus invoqués pour cette différenciation sont essentiellement des mouvements verticaux que l'auteur appelle "Megaondations". Ces mégaondations, lorsqu'elles seront de grande amplitude, vont avoir pour effet des mouvements de dérive des micro-blocs contenus dans l'ensemble méditerranéen.

.../...

Des mégaondations de plus petite échelle seront cause des déversements de nappes observés dans le domaine alpin.

Les éléments de croûte mobilisés lors de ces mouvements verticaux subissent en profondeur une "corrosion crustale" qui aboutit à une océanisation des zones profondes des bassins.

Comme Van Bemmelen, Burollet (1973) considère l'ensemble méditerranéen et alpin comme une mosaïque de blocs et de plateformes plus ou moins stables provenant de la Téthys primitive. Tout en ne niant pas l'existence de mouvements tangentiels en ce qui concerne la structuration du domaine alpin en particulier, il leur attribue un rôle réduit alors qu'il accorde un rôle prépondérant aux mouvements verticaux. En effet pour lui ce sont surtout les mouvements verticaux qui affectent cette mosaïque de zones instables qui seraient le moteur de l'orogénie alpine et de la structuration du domaine méditerranéen.

Nous ne nous étendrons pas sur la critique de ce type d'hypothèses : il est actuellement prouvé et admis que les mouvements de dérive des plaques Europe et Afrique au cours de l'ouverture atlantique ont eu un effet primordial sur l'évolution des domaines méditerranéen et alpin. Il est d'autre part prouvé l'importance des mouvements de microblocs (Corse-Sardaigne-Apulie-Zones internes d'Afrique du Nord...) dans la structuration de détail de ces deux domaines.

Enfin, la plupart des auteurs s'accordent pour penser que le bassin méditerranéen occidental est un bassin néoformé au cours de l'oligocène-miocène par dérive de microblocs qui n'a plus aucun rapport avec la Téthys initiale.

2. Les hypothèses mixtes.

Nous rangerons sous cette appellation les hypothèses qui décrivent l'évolution de la Méditerranée comme une succession de phases qui font intervenir tour à tour des déplacements horizontaux de blocs et des mouvements verticaux. Parmi les auteurs dont les hypothèses se rapprochent de celle-ci, Glangeaud (1968) est celui qui les a le plus clairement développées.

Au Permien, la Méditerranée occidentale est une région probablement émergée bordée à l'est par le Paléocéan Téthysien, ce n'est qu'à partir du Trias qu'on assiste à un phénomène de distension qui affecte l'Atlantique central et se manifeste en Méditerranée occidentale par la formation d'un graben ou zone A (Glangeaud 1966). Ce graben est créé par la séparation des bourrelets Européens (Bétiques) et Africains (Rif Kabylies) en ce qui concerne le bassin nord Africain., et par la dérive du bloc corso sarde en ce qui concerne le bassin provençal. Au cours de cette même phase se différencient les divers sillons alpins. Postérieurement à cette distension Triasico-liasique et jusqu'au début de l'Oligocène le rapprochement de l'Europe et de l'Afrique va avoir pour résultat la fermeture des sillons alpins, l'éjection de leur contenu et par endroits des chevauchements de croûte. Glangeaud (1968) distingue ainsi une succession de phases : phase tithonique Crétacé Inférieur dans les hellénides - Phases Crétacé dans les Alpes orientales - Phase crétacé - éocène généralisée des Carpates jusqu'aux Pyrénées. Paroxysme Eocène Supérieur - Oligocène Inférieur ressenti dans tout l'ensemble alpin.

Après cette série de phases dites "géotectoniques", le système étant bloqué en ce qui concerne les déplacements horizontaux, vont apparaître les phases tardi et néo tectoniques qui se manifestent uniquement par des mouvements verticaux. Glangeaud (1968) voit à l'oligocène supérieur et à l'aquitainien une surrection de la Tethys qui a pour effet le glissement épidermique des séries éocènes et numidiennes. Après une phase de relaxation pendant le miocène, la fin du Miocène est marquée par l'émersion d'une grande partie de la Méditerranée occidentale. C'est la mega ondation pontienne avec ses effets : érosion des marges - creusement des canyons - dépôts continentaux. Cette phase est suivie au cours du plio-Quaternaire par l'effondrement catastrophique du bassin méditerranéen et le retour des eaux (Bourcart 1962).

Pour expliquer le mécanisme de ces manifestations, Glangeaud (1968) fait intervenir une déformation du manteau qui entraîne le jeu différentiel de blocs cratoniques de nature et d'épaisseur différentes.

.../...

En particulier, la phase pontienne serait due à une dilatation du manteau dû à un afflux de matière qui se propagerait sous forme de megaondation de la dorsale medio-Atlantique au domaine méditerranéen depuis la fin du Tortonien jusqu'au Pontien.

Deux types d'arguments viennent s'opposer à cette hypothèse : le premier concerne l'âge du bassin Méditerranéen occidental. Pour Glangeaud (1966 - 1968) les structures salifères reconnues en Méditerranée Occidentale se seraient déposées dans un graben médian créé lors de la distension Triasico-liasique. Par analogie avec des formations rencontrées à terre (NE de l'Espagne - Alpes Maritimes) ces séries salifères avaient été datées du Trias. Or, il a été établi depuis par des moyens indirects (sismique réflexion) (Montadert et al. 1970 ; Auzende et al. 1971) et des moyens directs (forages du Glomar Challenger, leg XIII) que les séries salifères étaient d'âge messinien. D'autre part, un bassin de type océanique d'âge triasique devrait avoir son substratum beaucoup plus profond que ne l'est celui du bassin occidental (8 à 10 km, Bayer et al. 1973) - (voir plus loin) - et comprendre une couverture sédimentaire beaucoup plus épaisse.

Le deuxième type d'argument est apporté par la cinématique. Il est admis que depuis 48 MA au moins (Biju Duval et al. 1977) et probablement depuis 80 MA (Olivet et al. 1976) le mouvement entre les plaques Europe et Afrique est un mouvement de rapprochement. Celui-ci se poursuit encore actuellement. C'est donc dans cette optique qu'il faut interpréter les phénomènes ayant affecté le bassin méditerranéen (éjection de flyschs, orogénie, volcanisme...) sans faire intervenir de surrection du fond de la Téthys par un mécanisme aussi peu explicité que la mega-ondation.

3. Hypothèses nobilistes

Après l'important développement de la théorie de la tectonique des plaques et surtout en raison de l'amélioration des techniques d'investigation géophysique (sismique lourde, magnétisme, flux de chaleur), un grand nombre de modèles concernant l'évolution de la Méditerranée occidentale vont être proposés entre 1969 et aujourd'hui, d'abord par des géophysiciens puis aussi par des géologues.

Ryan (1969) parmi d'autres propose une ouverture du bassin provençal par dérive du bloc Corso-Sarde au cours du tertiaire. En ce qui concerne le mécanisme de cette ouverture, Ryan pense qu'à l'Eocène une dorsale s'établit entre la Provence et le bloc Corso-Sarde.

Le Pichon et al. (1971) sur la base de données magnétiques (Le Borgne et al. 1971) et de sismique réfraction (Fahlquist et Hersey 1969 Berry et Knopoff, 1967) suggèrent que la partie profonde du bassin méditerranéen est de nature océanique. On sait d'autre part que, jusqu'au tertiaire ce domaine, aujourd'hui océanique, devait être occupé par un domaine continental émergé, ceci pour rendre compte d'observations sédimentologiques et tectoniques (Flandrin, 1948, Kuenen, 1959, Stanley et Mutti, 1968). A l'Oligocène moyen une phase de distension se marque par la création des fossés d'Alès, de Narbonne, du Rhône qui se prolongent vers le nord par le couloir Rhodanien, la Limagne et le fossé du Rhin. C'est au cours de cette phase de l'Oligocène moyen qu'aurait débuté la distension entre Provence et bloc corso-sarde.

Le modèle de Bayer et al. (1973) repose en grande part sur les données aéromagnétiques (Le Borgne et al. 1971, Le Borgne et al. 1972) concernant la totalité du bassin provençal et la partie orientale du bassin nord africain.

Dans le bassin provençal, Bayer et al., (1973) délimitent sur la carte aéromagnétique l'extension des domaines continentaux et mettent en évidence un certain nombre de zones de fracture qui décalent les anomalies magnétiques. A l'aide de ces éléments, ils définissent un pôle de rotation du bloc corso-sarde. Pour obtenir une meilleure reconstruction, ils envisagent un décrochement d'environ 100 km entre Corse et Sardaigne (fig. 25).

Pour la partie orientale du bassin nord africain, Bayer et al. (1973) proposent, à partir des mêmes données magnétiques un modèle cinématique beaucoup plus complexe.

.../...

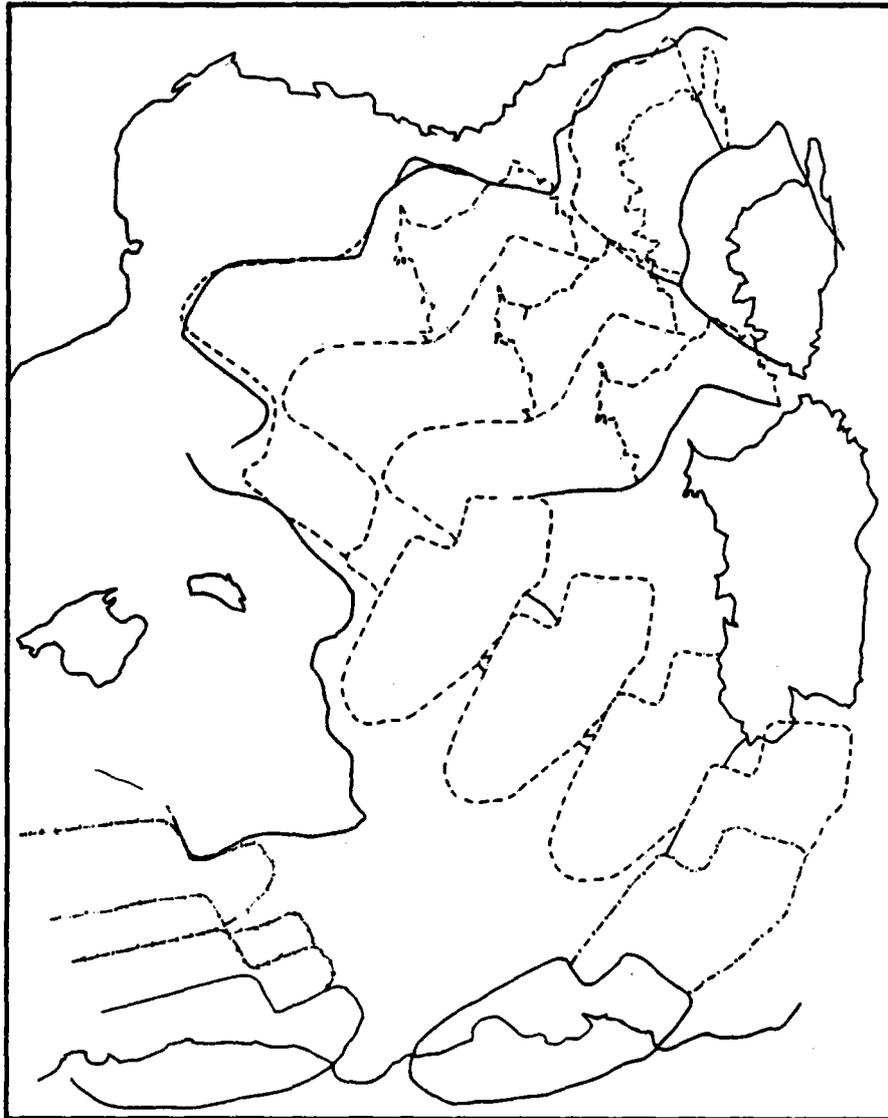


Figure 25. Modèle d'ouverture du bassin Provençal et de la partie Est du bassin Nord-africain d'après Boyer et al. (1973). Voir texte pour commentaires.

Dans un premier temps, la petite Kabylie accolée au SE de la Sardaigne subit la même rotation que celle-ci et dans un deuxième temps elle subit une rotation de direction NE-SW qui l'amène dans sa position actuelle. De son côté, la Grande Kabylie primitivement accolée au bloc Sud Baléate subit une dérive NW-SE qui l'amène dans le prolongement de la petite Kabylie.

Une conclusion importante de Bayer et al. (1973) est que les anomalies reconnues dans le bassin provençal (en particulier dans le coin SE) sont de type Vine et Matthews. Cependant cette conclusion n'est pas admise par tous les auteurs. Un certain nombre de problèmes sont posés par cette hypothèse : d'abord en ce qui concerne le bassin provençal, un décrochement de plus de 100 km entre Corse et Sardaigne est difficile à envisager. Certains auteurs admettent quelques dizaines de kilomètres de décrochement entre les 2 blocs (Auzende et al 1973, Genesseeux et al. 1974), d'autres (Alvarez, 1974, Westphal, 1976) penchent plutôt pour une ouverture sphérochasmique entre les 2 îles, tandis qu'un troisième groupe (Arthaud et Matte, 1975, Mattauer, 1973) nie tout déplacement relatif de la Corse et de la Sardaigne.

Pour ce qui est du sud du bassin provençal et du bassin nord africain (voir figure 25) le déplacement des Kabylies laisse une large zone non affectée par ce déplacement. Il faut donc admettre que cette zone est une relique de la Tenys initiale. Or, c'est précisément dans cette zone que les linéations magnétiques sont les plus nettes. Du fait de la dérive vers le SE de la grande Kabylie, un problème de même type que le précédent va se poser à l'ouest de celle-ci jusqu'à la mer d'Alboran (voir figure).

Enfin, la mise en concordance des 2 Kabylies, après qu'elles aient suivi des trajets aussi différents semble être une coïncidence vraiment troublante

En ce qui concerne l'âge de création des bassins provençal et nord-africain, Bayer et al., (1973) reprennent les conclusions de Le Picéon et al. (1971).

Un autre type d'hypothèse, est celui proposé à partir des données paléomagnétiques (Westphal 1967, Nairn et Westphal, 1968) Alvarez et al., 1974, Westphal, 1976). Les mesures effectuées sur des échantillons primaires en Corse et Sardaigne et Tertiaire en Sardaigne conduisent les auteurs à proposer une rotation de 30 à 40° pour la Corse et de 60° pour la Sardaigne depuis le Permien. Partant de ces données, ils envisagent le meilleur emboîtement possible des continents Europe, et Corse-Sardaigne. Ceci conduit Alvarez et al. (1974) et Westphal (1976) à accoler la Provence et le bloc corso-sarde suivant l'isobathe 2 000 m (fig. 26). Cette reconstruction étant faite (Westphal et al. (1975) essaient d'établir des raccords géologiques entre la Provence et le bloc corso-sarde.

Nous n'entrerons pas ici dans une discussion concernant la validité de la méthode paléomagnétique (Problème de l'échantillonnage, fiabilité de certaines mesures...). Les critiques que nous pouvons émettre concerne le fait que les auteurs cités ne tiennent pas compte des données acquises en mer, telles que les directions structurales, les données aéromagnétiques et l'extension des blocs continentaux. En effet, il est certain que les marges continentales s'étendent beaucoup plus loin vers le large que la ligne 2 000 m (cf. par exemple forage 135 du Leg XIII du Glomar Challenger). (Hsü, Ryan et al., 1973).

D'autre part, la reconstruction proposée et les raccords géologiques établis ne font intervenir en aucun cas le déplacement au cours du Crétacé du bloc corso-sarde lié à l'Ibérie le long de la faille nord Pyrénéenne (Le Pichon et al. 1970).

Enfin, il faut noter l'apparition récente d'un grand nombre de modèles d'évolution du bassin méditerranéen occidental, provenant de modèles de géologues de terrains (Mattauer, 1973, Wezel, 1970 a,b,c, Bourrouilh, 1973, Arthaud et Matte, 1975 ... etc...). La plupart du temps ces modèles sont établis pour satisfaire à des impératifs géologiques (réseaux de fractures, affleurements...). Il en est ainsi dans le modèle d'Arthaud et Matte (1975) où la reconstruction proposée met en relation les zones hercyniennes du sud de la France, du bloc corso-sarde et du sud de l'Espagne avant la rotation de l'Ibérie et le bloc corso-sarde et la Provence après.

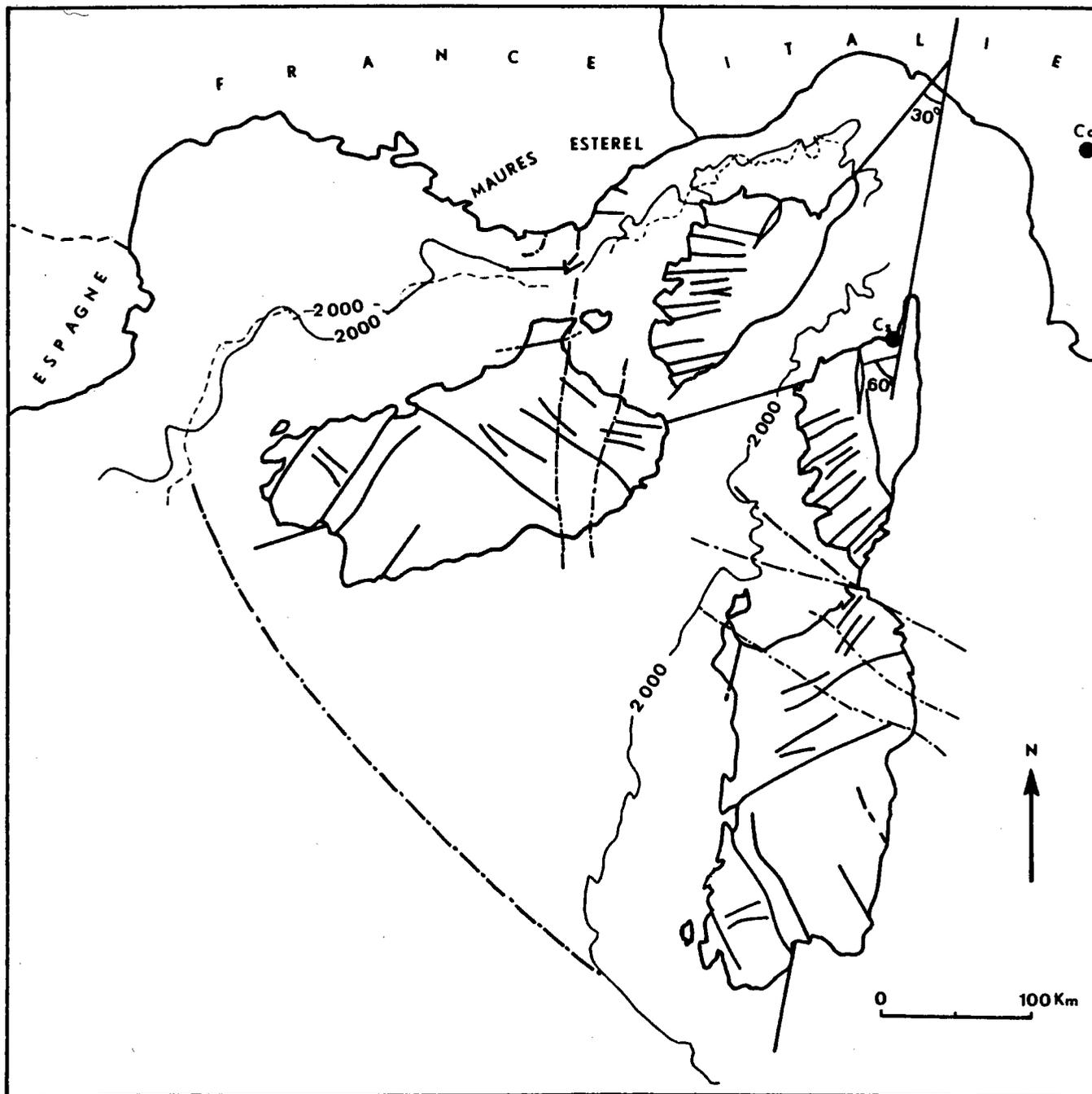


Figure 26. Modèle d'ouverture du bassin Provençal d'après les contraintes paléomagnétiques. Westphal (1976).

Les critiques que l'on peut faire à ces modèles et en particulier à celui d'Arthaud et Matte (1975) sont de deux types. D'abord, les reconstructions proposées sont le plus souvent réduites à de simples emboitements géométriques (voir figure 27). D'autre part, dans l'élaboration des modèles, il n'est tenu aucun compte des données structurales et magnétiques acquises en domaine marin (voir par exemple, la superposition importante du socle continental sarde et du socle continental du NE Baléare).

Nous citerons enfin pour mémoire d'autres types de modèles beaucoup plus ambitieux puisque leur objectif est de saisir l'évolution de la totalité de l'ensemble alpin et méditerranéen depuis la Tethys post permienne initiale (Dercourt, 1970, Hsü, 1971, Smith, 1971 et Dewey et al., 1973, Biju-Duval et al., 1977). Le reproche que nous pouvons faire à ce genre de publications, par ailleurs très intéressantes, c'est de se tenir souvent assez éloignées des faits. C'est en effet la constatation que nous avons pu faire en ce qui concerne au moins l'évolution tertiaire de la Méditerranée occidentale que nous avons plus particulièrement étudiée.

Dans un article récent, Tapponnier (1977) développe l'idée que si la tectonique des plaques fournit un guide indispensable à grande échelle (milliers de km) elle est inadaptée à plus petite échelle (centaines de km). Cela semble être le cas de la Méditerranée où n'existent que d'étroits bassins ensermés dans des orogènes. Partant de cette idée, Tapponnier essaie d'expliquer l'essentiel de la tectonique méditerranéenne par un comportement "plastique rigide" de la lithosphère continentale (phénomènes de poinçonnement, écrasement, fissuration ou distension secondaire). Dans cette hypothèse les mouvements de rapprochement se manifestent par la pénétration progressive (poinçonnement) de saillies continentales de l'Afrique dans le continent européen... Une fois le système bloqué, le rapprochement a pour effet l'écrasement et le coulissage latéral de masses continentales ayant pour effet secondaire l'ouverture de petits bassins océaniques par distension latérale. La généralisation excessive de ce modèle par Tapponnier, conduit à quelques impossibilités en particulier en ce qui concerne l'évolution tertiaire de la Méditerranée. Nous prendrons pour exemple le fait que dès l'Eocène (50 MA) le système étant bloqué par le poinçonnement de l'Italie-Afrique sur l'Europe (fig. 28), il semble difficile d'expliquer l'orogénie bétique au Lutétien, sinon par le coulissage vers l'ouest du bloc d'Alboran dont on n'a aucun indice.

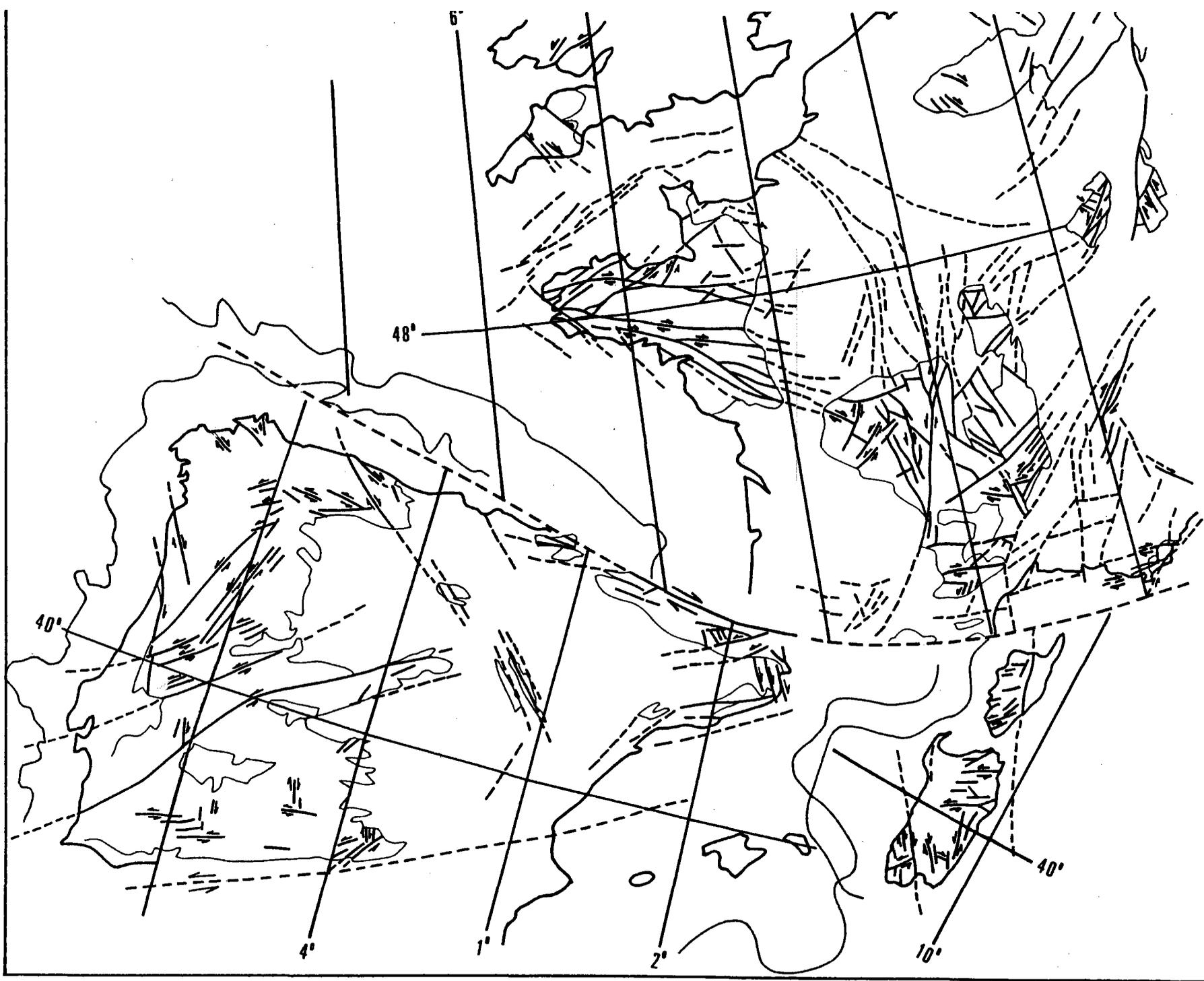


Figure 27. Reconstitution du domaine méditerranéen nord-occidental d'après Arthaud et Matte (1975).

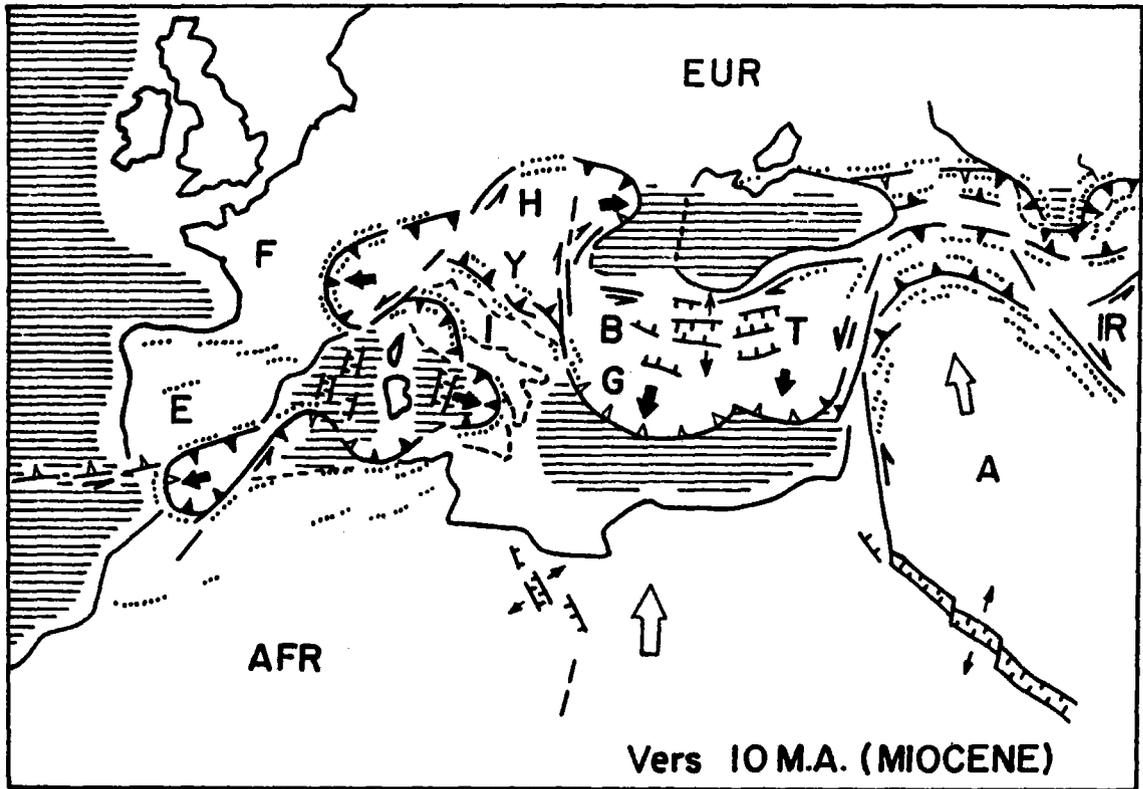
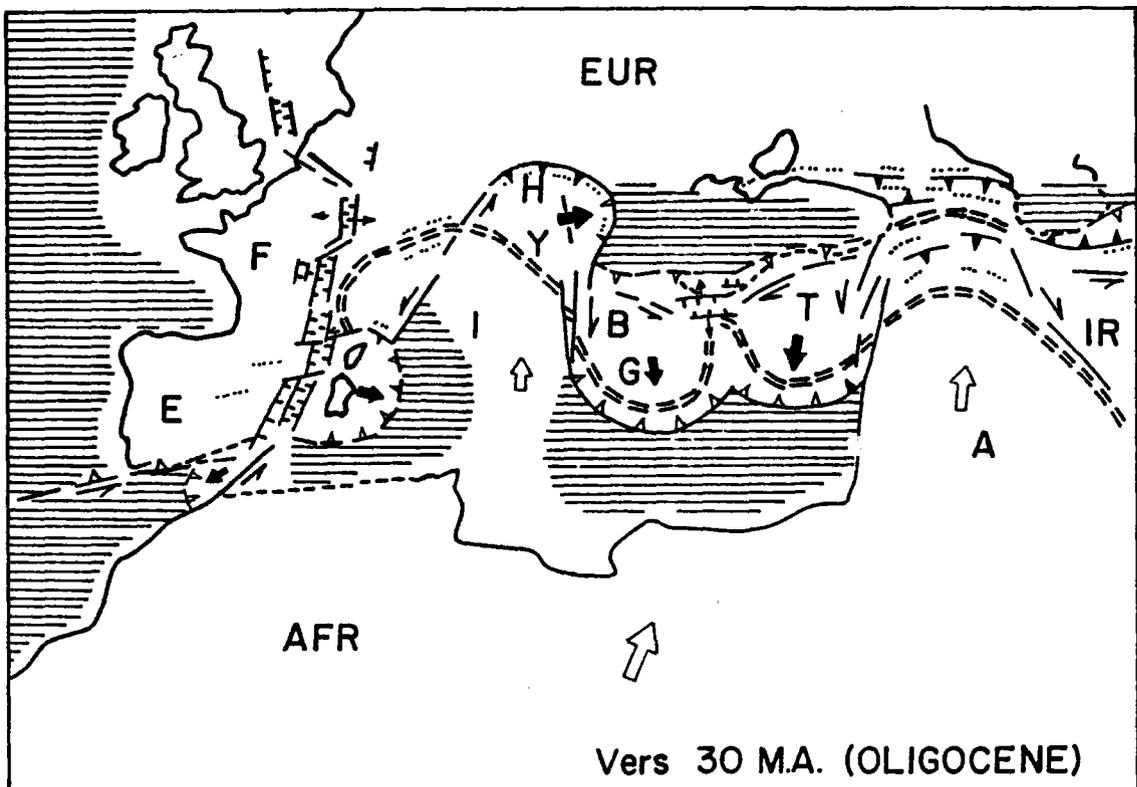


Figure 28. Schéma d'évolution du domaine méditerranéen et alpin à l'Oligo-miocène d'après Tapponnier (1977).



En effet, les séries sédimentaires de la plaine de Seine adjacente au bloc d'Alboran ne présentent aucune perturbation susceptible d'avoir absorbé un tel coulissage. Il est aussi très difficile dans ce schéma de placer l'orogénie alpine d'Afrique du Nord avec mise en place des nappes au Miocène inférieur à moyen, alors que le rapprochement invoqué à ce niveau est négligeable. Ce modèle conduit Tapponnier à interpréter comme faisant partie d'un même "arc latéral" des éléments de nature différente (cas de l'arc baléares) ou ayant subi une évolution tectonique différente (cas de l'arc de Gibraltar-Bétiques tectonisées à l'Eocène essentiellement et Rif tectonisé au Miocène). Enfin, en ce qui concerne le bassin Méditerranéen Occidental et son environnement alpin, le rôle joué par effet de la plaque Apulienne dans leur structuration (déchirement de l'Europe depuis la mer de Norvège jusqu'au bassin provençal-formation des Alpes franco-italiennes...) semble disproportionné. D'autre part, il est difficile d'imaginer que, soumis à un tel champ de contrainte, cet "éperon Apulien" ait pu rester soudé de façon rigide à l'Afrique.

VI - NOTRE MODELE

1. LES DONNEES STRUCTURALES ET MAGNETIQUES

a. Le bassin provençal

La figure (29 a et b) résume l'ensemble des observations d'ordre structural que nous avons pu faire sur le bassin méditerranéen occidental. Ces observations tirées en grande partie des études de profil de sismique réflexion sont très souvent étayées ou complétées par les levés aéromagnétiques du bassin méditerranéen occidental (Le Mouel et Le Borgne 1970, Bayer et al., 1973, Galdéano et al., 1974) (fig. 23).

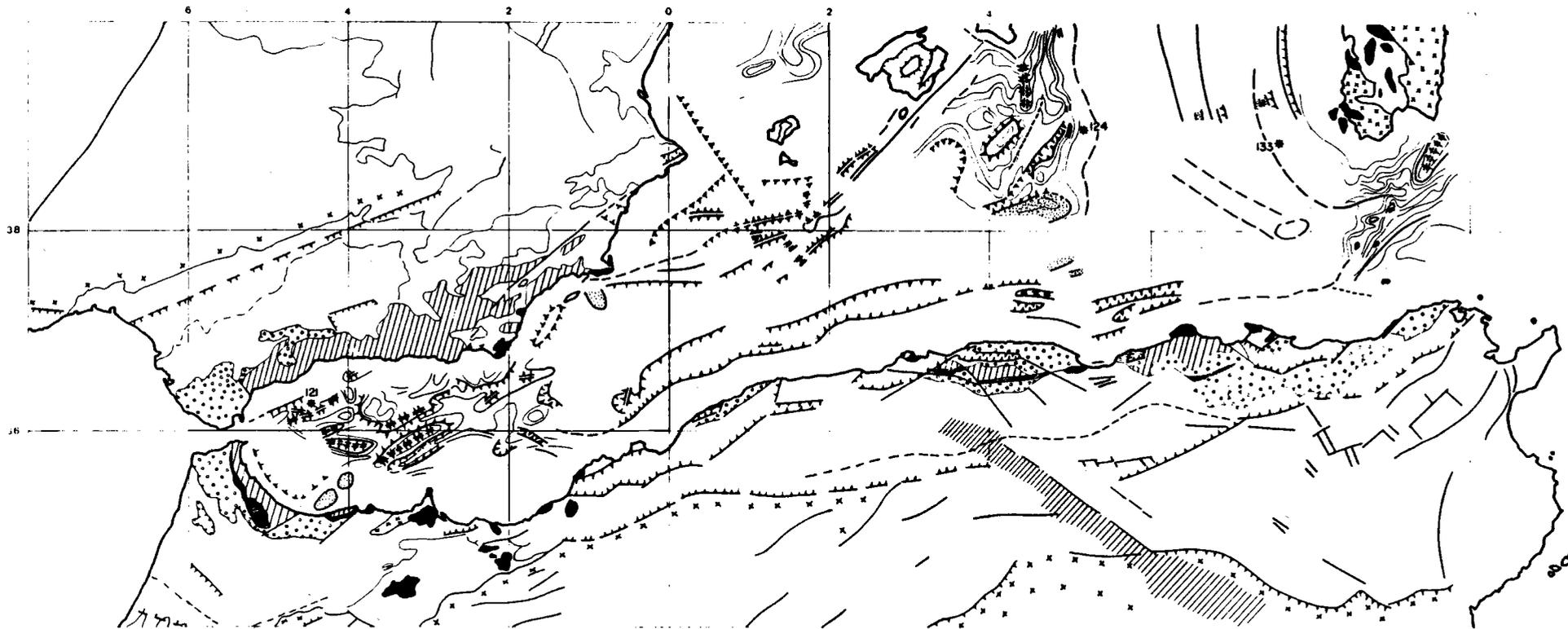
Dans le bassin provençal, la carte des anomalies magnétiques (Le Borgne et al. 1971) montre schématiquement deux grands domaines.

- Le premier correspond à la partie profonde du bassin et est grossièrement compris à l'intérieur de l'isobathe 2 500 mètres. Il est caractérisé en ce qui concerne la partie nord du bassin par une anomalie positive axiale bordée par deux alignements négatifs (l'amplitude crête à crête étant d'une centaine de) dont l'orientation est celle de l'axe du bassin Ligure c'est-à-dire NE-SW. Cet alignement est parfois interrompu, dans le domaine profond par des négatifs NW-SE. C'est ce domaine qui d'après certains auteurs (Auzende et al. 1973, Bayer et al. 1973, Bayer 1974) constituerait le domaine océanique du bassin provençal. Entre la Sardaigne et Minorque, en milieu océanique, le schéma précédent ne se retrouve pas et il est difficile de définir un agencement des anomalies. La seule structure magnétique nette est la forte anomalie positive d'orientation NW-SE reliant Minorque au SW de la Sardaigne. Nous l'interprétons comme limite du bassin provençal (voir plus loin).

- Le deuxième domaine, ou domaine marginal puisqu'il occupe toute la zone comprise entre le rivage et l'isobathe 2 500, est caractérisé par des anomalies de très faible amplitude (entre 0 et 20). Cependant, en bordure de ce domaine interprété comme continental où à l'intérieur de celui-ci existent des alignements magnétiques de fortes amplitude (jusqu'à 300 γ dans certains cas). Dans la plupart des cas, ces fortes anomalies sont superposées à des structures particulières du socle (alignements volcaniques par exemple). A l'intérieur du continent, on peut noter les fortes anomalies qui occupent tout le domaine corse émergé.



Fig. 29 a et b. Schéma structural des bassins Provençal (29a) et Nord-africain (29b) sur lequel sont figurés : les limites continent-océan supposées ; les alignements volcaniques ; les accidents remarquables et les isochrones du socle acoustique.



Ces anomalies posent un problème car on ne connaît pas à l'affleurement en Corse de complexe volcanique susceptible d'être leur cause. On peut cependant penser qu'il existe au-dessous de la Corse cristalline un tel complexe. Les données provenant de la campagne CYALIGURE (Octobre 1977) montrent l'existence dans la partie amont (\approx 1 000 m) du canyon des Moines d'affleurements volcaniques en cours d'étude. Un autre système d'anomalies positives remarquables (jusqu'à 150 γ) à l'intérieur de la marge continentale est l'alignement NS observé sur la bordure occidentale de la Sardaigne. Ici aussi la présence d'un substratum volcanique est probable. Enfin, en domaine continental dans le golfe du Lion existe une forte anomalie positive ($>$ à 300 γ) d'orientation NW-SE.

Cette même orientation NW-SE se retrouve avec l'anomalie qui délimite au Sud le bassin provençal, avec l'anomalie superposée à l'accident du Cap Mele qui sépare le bassin profond du domaine continental du golfe de Gênes. Ces deux accidents ont été décrits, le premier par Mauffret (1976) et le second par Rehault et al., (1974). Il s'agit d'alignements volcaniques sur lesquels des dragages ont permis de prélever du basalte (3 MA - NE Baléares) et des andésites non datables (accident du Cap Mele).

- Le levé aéromagnétique du golfe de Valence (Galdéano et Rossignol 1976) montre bien le caractère particulier de ce domaine. En effet, il apparaît sur ce levé une zone axiale d'extension relativement réduite caractérisée par de fortes anomalies positives encadrée par deux zones à très faibles anomalies. L'axe à fortes anomalies pourrait avoir un soubassement de nature volcanique comme semble l'indiquer le forage 123 du leg 43 du Glomar Challenger (Hsü, Ryan et al. 1973). Il est possible que ces venues volcaniques se soient mises en place lors d'une phase de distension d'amplitude réduite affectant le golfe de Valence (Pautot et al. 1973).

- Une dernière particularité magnétique du bassin provençal est l'importante anomalie située entre la Corse et la Sardaigne formée de 2 branches dont l'une (au Sud) se termine dans le golfe d'Asinara. Ici encore cette importante anomalie positive (jusqu'à 300 γ) se superpose à un alignement volcanique NW-SE (Genesiaux et al. 1974) sur lequel ont été draguées des andésites (Genesiaux, communication personnelle).

Lors de la campagne Cyaligure, un des massifs appartenant à cet alignement a été reconnu par la SP 3000 CYANA. Il a été observé à l'affleurement une grande falaise de matériel volcanique qui n'a malheureusement pas pu être prélevée.

En résumé, la carte magnétique du bassin provençal met en évidence la prédominance de deux directions privilégiées : une direction NE-SW qui est celle de l'axe du bassin provençal et aussi celle du golfe de Valence : une direction NW-SE reconnue sur de nombreux accidents de la marge. Ces directions magnétiques correspondent dans tous les cas à des accidents morphologiques (alignements volcaniques, canyons sous-marins...). C'est par exemple la direction NW-SE de la zone de fracture du Cap Melé (Rehault et al. 1974), de la zone de fracture Nord Baléare (Mauffret 1976) et de celle du golfe d'Asinara (Genneseaux et al. 1974). Cette même direction se retrouve dans le tracé des canyons provençaux et corse dont on peut penser qu'ils sont superposés à un système de cassures NW-SE. Sur tout le pourtour du bassin provençal, on note à terre la présence de ce double réseau de cassures (NE-SW et NW-SE) depuis le golfe de Valence jusqu'à la Sardaigne (Canerot, 1974, Aubouin et Mennessier 1962, Coccozza et al. 1974). Il correspond à des accidents anciens hercyniens repris en compression, distension ou cisaillement au cours des différents épisodes de la tectonique méditerranéenne. C'est ainsi que lors des mouvements hercyniens on note la prédominance des décrochements NE-SW, alors que les mouvements alpins ont plutôt réutilisé le système NW-SE.

b. Le bassin nord africain.

L'aspect magnétique du bassin nord-africain (Le Borgne et al., 1971, Bayer et al., 1973, Galdéano et al., 1974) (fig. 23) est beaucoup plus complexe que celui du bassin provençal. Cela provient sans doute du fait que cette partie du bassin méditerranéen comprise entre l'alignement magnétique Minorque - Sud-Sardaigne et Gibraltar présente une extension beaucoup plus réduite que la précédente.

.../...

En ce qui concerne le domaine profond ou axial on peut distinguer plusieurs secteurs à signature magnétique différente. D'abord à l'est du Méridien 5° E une zone où les anomalies sont bien exprimées (amplitude de pic à pic 150) et forment des alignements d'orientation NNW-SSE, c'est dans cette zone que Bayer et al. 1973 ont tenté d'établir un modèle magnétique de type Vine et Matthews (voir plus haut).

En allant vers l'ouest, on passe à un secteur correspondant au sud du promontoire sud Baléares, dans lequel on observe de fortes anomalies (pouvant atteindre 300 au nord de Bougie) sans agencement particulier. Cet aspect magnétique s'ajoutant à certaines particularités observées dans le substratum et la couverture sédimentaire nous laisse supposer que le volcanisme joue un rôle important dans cette zone.

Au sud des Baléares, à l'entrée orientale de la mer d'Alboran, l'aspect magnétique du bassin profond (au-dessous de 2 500) est caractérisé par des anomalies d'amplitude moyenne sans arrangement particulier. Ceci est probablement dû à l'étroitesse du bassin à ce niveau. Enfin, la mer d'Alboran montre une très grande complexité magnétique due au fait que les parties profondes sont ici d'extension extrêmement réduites, dans un domaine marginal développé où le volcanisme récent joue un grand rôle.

Dans le bassin nord africain, le domaine de la marge présente les mêmes caractères que dans le bassin provençal avec en général des anomalies de très faible amplitude auxquelles s'ajoutent de fortes anomalies alignées ou isolées. Ce domaine d'extension réduite sur la bordure nord africaine est par contre très développé au sud des Baléares (fig. 23). On remarque que l'alignement volcanique de l'Emile Baudot (Mauffret et al., 1972) qui borde sur 200 km ce domaine avec une orientation NE-SW est très faiblement marqué dans le magnétisme. Ceci peut être dû au fait que cet accident n'a pas été réinjecté de volcanisme récent (Messinien - Plio - quaternaire) comme c'est le cas pour la plupart des accidents de ce type. On retrouve la même direction NE-SW dans le magnétisme de la bordure continentale algérienne au large de Mostaganem.

.../...

La mer d'Alboran montre un domaine de marge particulièrement développé dans lequel des venues intrusives ont donné une configuration magnétique complexe. En particulier, une anomalie qui s'étend sur plus de 200 km du SW vers le NE et qui correspond à la ride volcanique d'Alboran dont l'Ile volcanique d'Alboran est un témoin. On peut noter d'une part l'existence d'anomalies isolées ou d'alignements comme celui qui borde avec une direction EW le plateau nord Marocain, qui tous sont dus aux venues volcaniques récentes.

En résumé, la complexité du magnétisme dans le bassin nord africain rend difficile son interprétation, on peut cependant noter l'existence de 3 grand alignements magnétiques présentant tous 3 la même direction NE-SW et correspondant à des alignements volcaniques. On sait que cette direction se retrouve dans l'accident (probablement volcanique) nord Tunisien (Auzende et al. 1974) non couvert par le levé aéromagnétique et dans des accidents à terre (fig. 29) (Devaux, 1969, Guiraud, 1967, 1973).

2. ASPECT ET PROFONDEUR DU SUBSTRATUM DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE

a. Le substratum des marges continentales.

Il serait illusoire dans ce paragraphe d'établir une classification rigide des aspects du substratum des marges continentales de la Méditerranée Occidentale. Nous avons précisé en effet que pour nous le "substratum" correspond à une limite acoustique à partir de laquelle les ondes sonores ne pénètrent plus. Ceci ne préjuge donc pas de la nature de ce socle acoustique qui peut être constitué de matériel cristallin, volcanique ou de séries sédimentaires consolidées. Nous avons vu d'autre part dans les chapitres précédents que le bassin méditerranéen occidental était formé par la juxtaposition de zones ayant leur morphologie et leur structure propre (ex : mer d'Alboran, golfe de Valence). Compte tenu des caractères particuliers de ces différents bassins, il est logique de penser que les marges de chacun d'eux auront aussi leur caractère. Nous renverrons donc à la description de ces différents bassins pour considérer les différents aspects de leur substratum.

b. Le substratum de nature volcanique sur la marge.

Au cours des descriptions des différents domaines de la Méditerranée Occidentale, nous avons mis en évidence sur certaines marges l'existence de massifs volcaniques ou d'alignements volcaniques. C'est effectivement sous ces deux aspects ,que se présente le substratum volcanique.

Sous la forme de massifs isolés ayant percé des panneaux continentaux. Ils sont caractérisés par une morphologie conique dont le sommet est parfois arrasé donnant ainsi un aspect de guyot (Giermann et al., 1968). Outre leur morphologie, leur signature magnétisme (anomalie positive), des prélèvements par dragages ou carottages sur leur flanc ont permis d'affirmer leur nature volcanique. Les exemples les plus caractéristiques de tels massifs se trouvent en mer d'Alboran sur le panneau continental qui borde au sud les Bétiques et aussi sur le promontoire sud Baléare. La figure 29 , a et b montre la localisation des massifs de ce type connus jusqu'à ce jour.

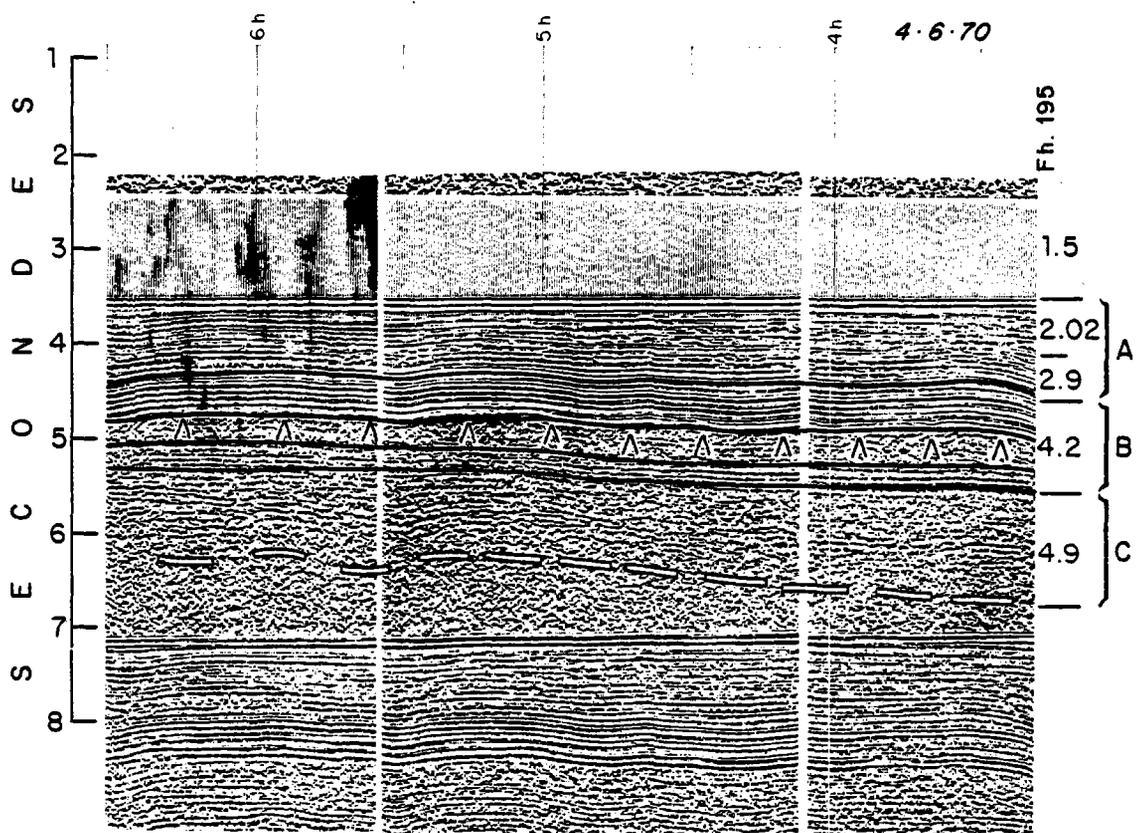


Fig. 30 : Profil sismique avec données réfraction dans le bassin Provençal

La deuxième forme volcanique rencontrée est celle des alignements qui présentent les mêmes critères, magnétiques et pétrographiques de reconnaissance que les précédents. La différence est qu'ici il ne s'agit plus de massifs isolés mais d'alignements dont certains peuvent atteindre une à plusieurs centaines de kilomètres. Les meilleurs exemples de tels alignements sont donnés par ceux que nous avons décrits comme zones de fracture (Seuil d'Alboran, Z.F. Emile Baudot, nord tunisienne, nord Baléare, du Cap Mele, du golfe d'Asinara). La figure 29 montre la situation de ces alignements.

c. Le substratum dans le bassin profond.

Il s'agit ici du substratum interprété comme substratum océanique correspondant aux zones de Méditerranée Occidentale situées au-dessous de l'isobathe 2 500 m. Les données sismiques existantes offrent pour la plupart une pénétration insuffisante pour pouvoir suivre en continu le substratum. Seuls quelques profils de sismique lourde permettent d'avoir une idée de l'aspect du socle profond. Le profil de la figure 30, donne une bonne représentation de celui-ci dans le bassin provençal. On y voit au-dessous de la couverture sédimentaire non perturbée un horizon légèrement ondulé opaque à la pénétration. Sa profondeur moyenne est de 6,5 - 7 secondes. Dans ce domaine, les données de réfraction exploitables (voir localisation sur la fig. 31 d'après Collot 1977) nous permettent de comparer cette profondeur avec celle obtenue après restitution des vitesses dans les divers ensembles sédimentaires. Le profil 195 de Fahlquist (1963) tiré à proximité du profil de sismique réflexion précédent donne la succession suivante :

| | | | | | | |
|---------------------|---|------------------|-------------------|-----------|-------|---------|
| eau | - | Vitesse 1,5 km/s | épaisseur en sec. | TD 3,36 s | en m. | 2 450 m |
| ensemble 1 | - | " | 2,02 | 0,6 s | en m | 590 |
| " | 2 | " | 2,91 | 0,48 s | en m | 710 |
| " | 3 | " | 4,2 | 1,030 | en m | 2 180 |
| " | 4 | " | 4,92 | 1,6 | en m | 3 980 |
| soit au total | | | | 6,97 | | 9 910 m |

.../...

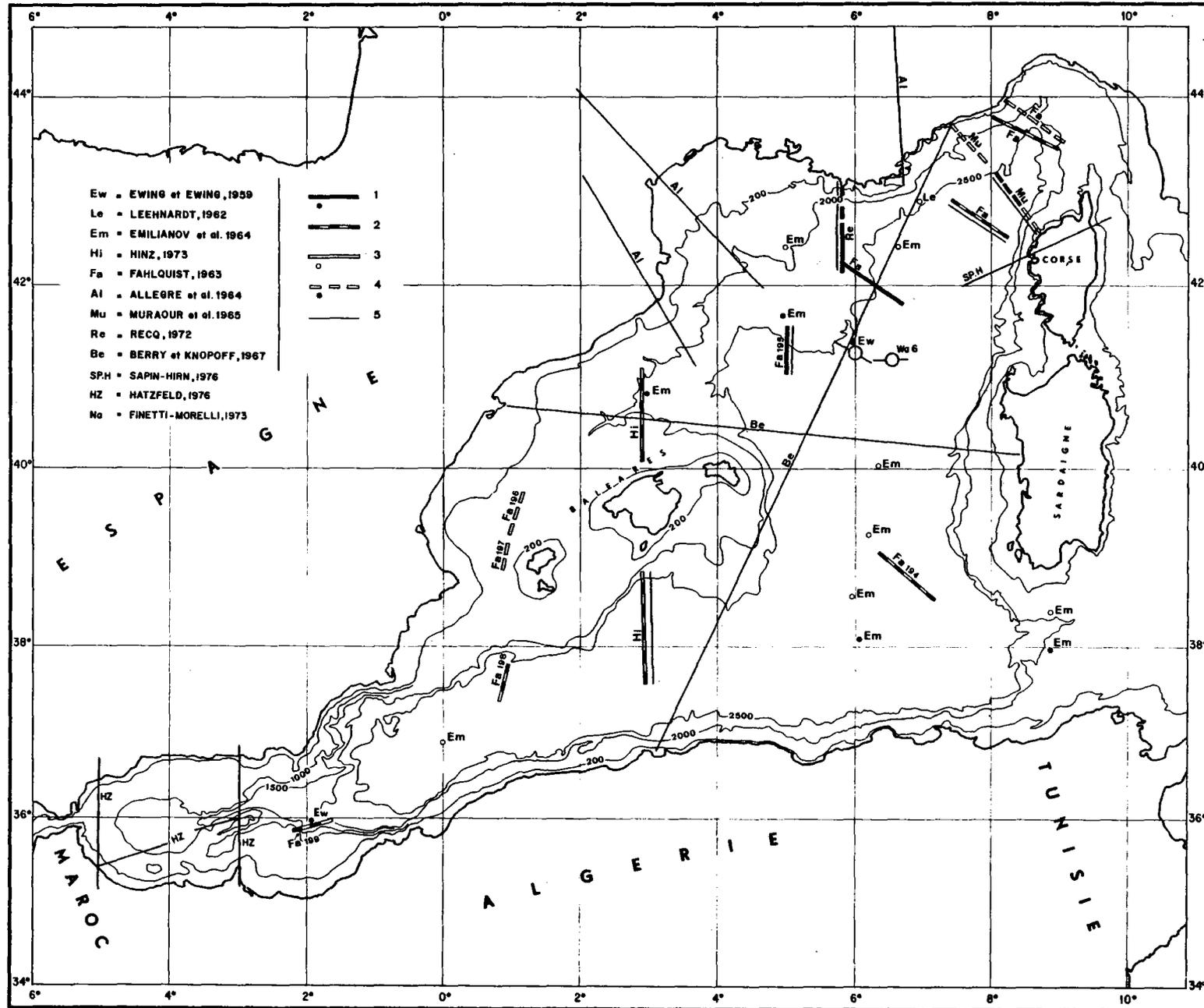


Figure 31. Carte de localisation des profils de sismique réfraction tirés en Méditerranée Occidentale d'après Collot (1977).

Ces épaisseurs correspondent aux épaisseurs mesurées sur la sismique réflexion et données par les calculs de profondeur du socle magnétique c'est-à-dire 8 à 10 km (Bayer et al., 1973). Ceci nous amène donc à considérer la couche à vitesse 6,65 km/s comme représentant déjà la couche 2. Dans le cas contraire, cette couche intégrée à la couche 1 nous donnerait un substratum à $6,97 + 0,63 = 7,60$ secondes (12 000 mètres) ne concordant pas avec les observations précédentes.

Les autres données de sismique réfraction existant dans le bassin provençal vont dans le sens d'un substratum compris entre 6,5 et 7 secondes (soit 8 500 à 9 900 m) (Collot 1977).

Une particularité du bassin provençal est l'existence d'une zone axiale légèrement plus profonde, d'orientation NE-SW de la mer Ligure au large du golfe du Lion et NS entre Baléares et Sardaigne (fig. 29). On peut noter aussi que le bord Nord de cette zone axiale dans sa portion NE-SW, correspond au passage dans la couverture sédimentaire d'un domaine à série salifère non perturbée à un domaine à diapirs. Le passage entre les deux se manifeste par l'apparition de gros dômes ou de véritables murs de sel (Mer Ligure, Rehault et al. 1974). Il semble donc que l'approfondissement vers la zone axiale se fasse par un système de failles dont le rejeu aurait favorisé la tectonique salifère.

Dans le bassin nord-africain, on retrouve un substratum d'aspect identique à celui du bassin Provençal (fig. 32) à une profondeur moyenne de 6 secondes. Dans ce bassin les données de la réfraction (Fahlquist 1963, Hinz 1973, Collot 1977), ne sont pas très satisfaisantes en raison de la mauvaise localisation des profils, le plus souvent au passage d'une domaine de marge au domaine profond (fig. 31). La synthèse des profils 198 de Fahlquist (1963) et Anna III de Hinz (1973) permet de mettre en évidence le passage couche 1 - couche 2 à une profondeur de 6,1 à 6,5 sec soit entre 7 100 et 8 500 mètres.

Deux zones font exception à ces observations :

- le bassin occidental d'Alboran où le socle n'est pas visible en sismique réflexion. Il semble en effet que dans ce bassin, sa profondeur soit supérieure à 10 km (Van Den Bosh 1971, Perrier et al. 1976) d'après les données de la gravimétrie et de la sismique réfraction.

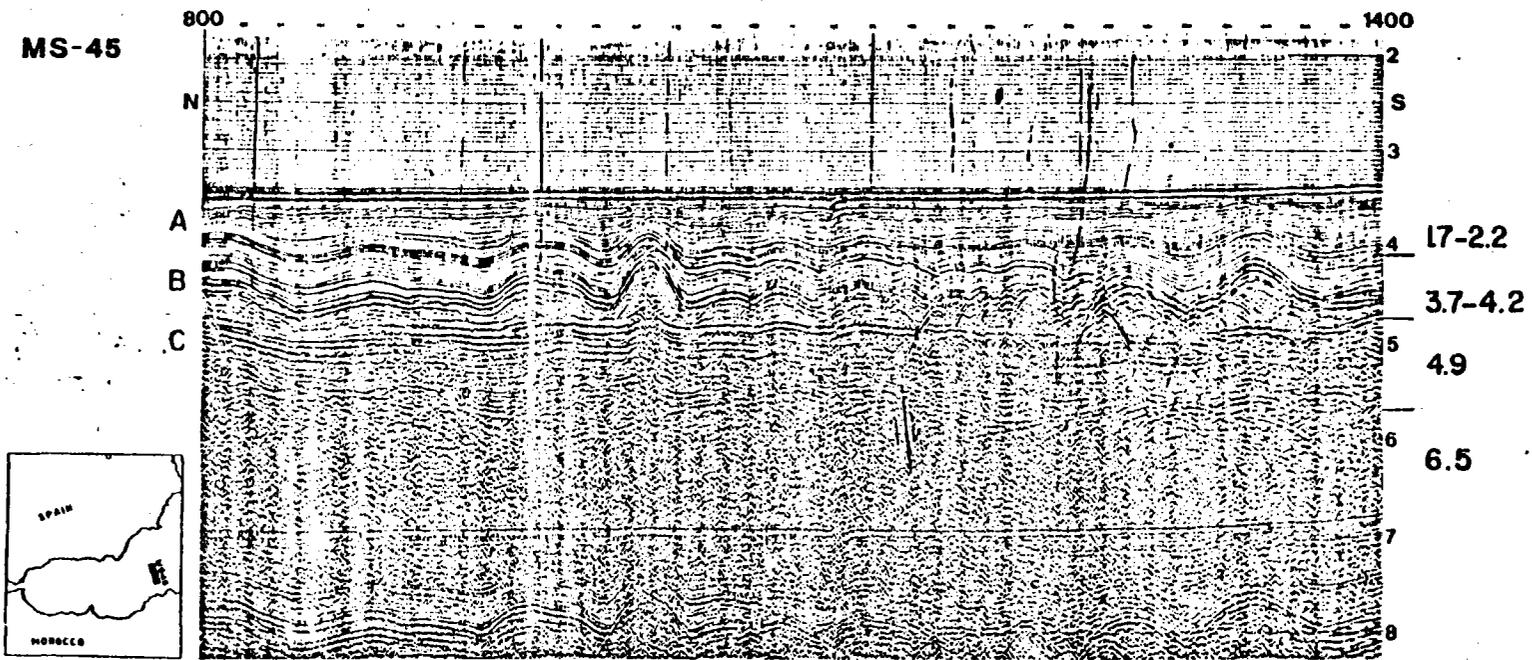


Fig. 32 : Profil sismique avec données réfraction dans le bassin nord africain

- entre le promontoire sud Baléare et l'Algérie, on observe au contraire une zone haute du substratum. Celui-ci remonte aux environs de 5,5 secondes (soit environ 6 km) probablement en raison de l'existence d'un volcanisme intense dans cette zone comme cela est suggéré par la carte magnétique.
- une autre particularité du substratum dans le bassin nord africain est la présence d'un approfondissement constamment observé sur la bordure nord africaine (fig. 29) lié comme nous le verrons dans le chapitre néotectonique de la Méditerranée occidentale à l'évolution récente du bassin (Auzende et al. 1972, 1974).

3. NATURE DU SUBSTRATUM

a). Le substratum des marges continentales : c'est celui sur la nature duquel on dispose de données directes provenant de forages, de dragages, de carottages ou d'observations visuelles et photographiques. Comme on peut l'imaginer, dans tout les cas, le matériel prélevé en mer sur la marge correspond au matériel existant sur le rivage adjacent (socle cristallin, couverture consolidée ...). C'est ainsi que les forages 133 et 134 du Glomar Challenger ont prélevé des grauwakes paléozoïques Sardes, que le forage 121 a prélevé du matériel comparable au primaire des Bétiques. De tels exemples peuvent être multipliés en ce qui concerne les dragages et les carottages.

La figure 33 montre la localisation des prélèvements du substratum et le tableau indique schématiquement la nature du matériel prélevé (voir tableau).

b). Le substratum volcanique. Comme pour le substratum continental, on possède sur le substratum volcanique un certain nombre de données directes. Cependant, compte tenu de la distribution des affleurements, elles sont moins nombreuses. D'autre part, il faut considérer que le prélèvement par dragage sur de telles structures est considérablement gêné par la présence sur ces roches d'une couverture de coraux morts. La figure et le tableau donne la localisation et la nature du matériel volcanique prélevé.

.../...

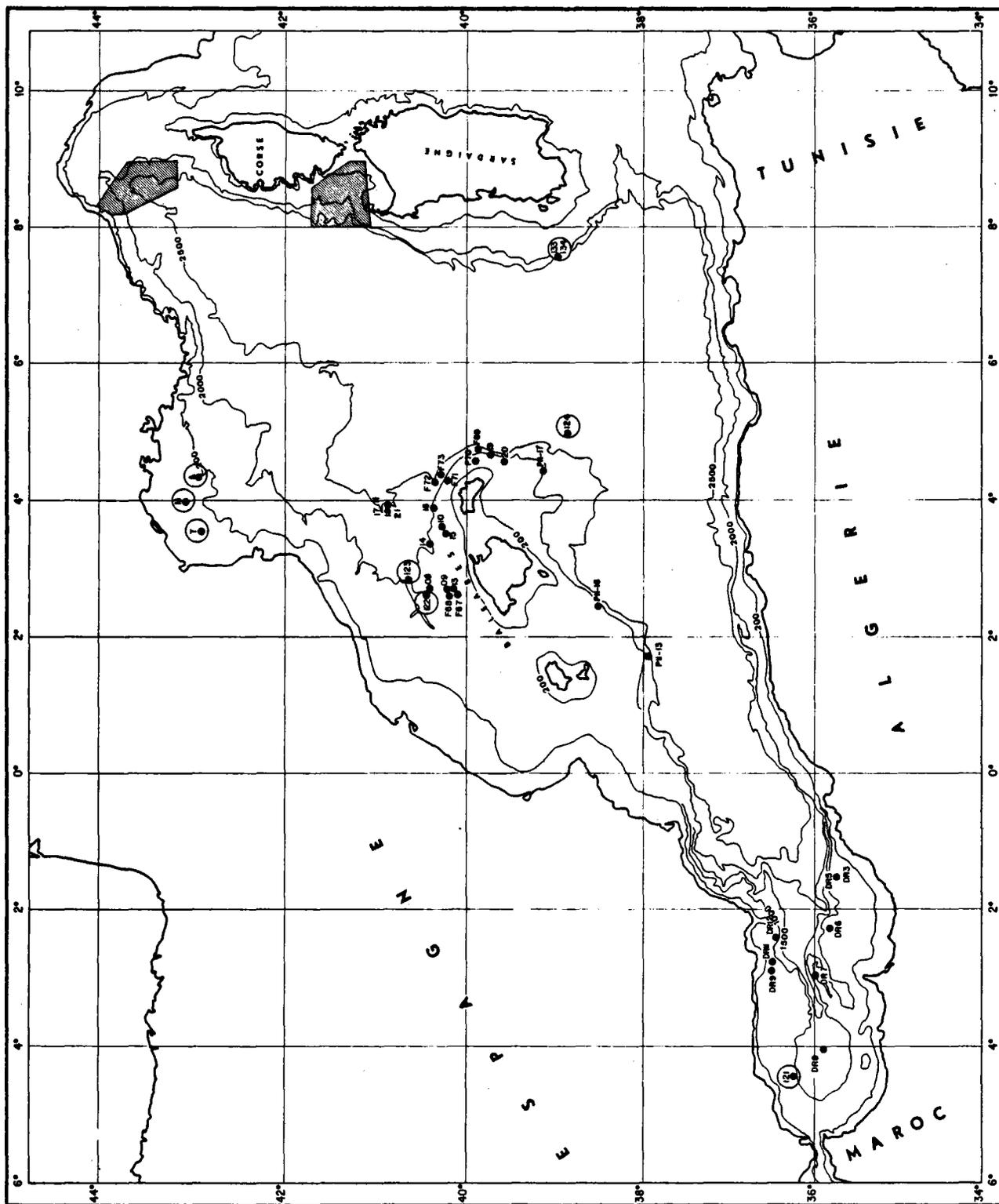


Figure 33. Carte des prélèvements en Méditerranée Occidentale.
 - en hachures : zones où la densité des prélèvements est très forte correspondant à des "terrains de thèse" ((Mauffret-1976, Rehaut(en cours), Genesseaux (en cours))):

| CAMPAGNE | ANNEE | PRELEVEMENTS | PRINCIPAUX RESULTATS |
|-------------------------------|---|--------------|---|
| CATHERINE- LAURENCE | 1969 | F.O.M.P. 67 | Lit d'argile rouge contenant des galets de roches primaires. |
| | | F-68 | Quaternaire |
| | | F-69 | Niveaux évaporitiques d'âge Messinien. |
| | | F-70 | Pliocène |
| | | F-71 | Quaternaire |
| | | F-72 | Quaternaire |
| | | F-73 | Débris de schistes sériciteux et galets de composition diverse. |
| GEOMEDE III | 1970 | G III 01 | Quaternaire (sommet d'un volcan) |
| POLYMEDE I | 1970 | P I 01 (DS) | Galets et blocs triasiques et jurassiques, granite. |
| | | P I 01 | Néant |
| POLYMEDE II | 1972 | DR 03 | Fragments de granite |
| | | DR 05 | Tufs volcaniques |
| | | DR 06 | Tufs volcaniques |
| | | DR 07 | Tufs volcaniques |
| | | DR 08 | Coraux |
| | | DR 09 | |
| | | DR 11 | Coraux |
| | | DR 12 | Brèches calcaires |
| | | DR 13 | Coraux et calcaires quaternaires |
| | | DR 16 | Galets de ponce volcanique |
| | | DR 17 | Coraux et galets quaternaires |
| | | GEOMEDE IV | |
| KS 09 | Lit d'argile rouge | | |
| DR 13 | Blocs de roches altérées se délitant en plaquettes (Primaire ?) + photos s/marines. | | |
| DR 14,15,16,17,18 et 19 KS 10 | Coraux, vases quaternaires lithifiés, calcaires quaternaires. | | |
| DR 17 | Quaternaire | | |
| KS 11 | Quaternaire | | |
| DR 20 | Quaternaire | | |
| DR 21 | Plaquettes de vases quaternaires lithifiées et galets volcaniques. | | |

| CAMPAGNE | ANNEE | PRELEVEMENTS | PRINCIPAUX RESULTATS |
|-----------------------------------|-------|--|---|
| BORSETTI et al. | 1974 | 1 | Péridotites, pyroxénite à olivine. |
| | | 2 | Calcarénites du Miocène inférieur |
| | | 3 et 4 | Pliocène inférieur et moyen |
| J.O.I.D.E.S. D.S.D.P. N° 13 | 1970 | 122 ; | Plio-quadernaire Graviers de basalte et de gypse - Marne dolomitique messinienne. |
| | | 123 | Plio-Quadernaire Verres andésitiques de 21 ± 2 MA |
| | | 124 | Plio-Quadernaire Gypse, dolomie et anhydrite du Messinien |
| J.O.I.D.E.S. D.S.D.P. N° 42 | 1974 | 371 (Sud Minorque plaine abyssale) | Plio-Quadernaire Evaporites messiniennes. |
| | | 372 (Est Minorque situé à proximi- té du carottage F 69) | Plio-Quadernaire Evaporites messiniennes. Tortonien inférieur à Burdigalien supérieur : marnes pélagiques. Burdigalien inf. à Aquitanien (?) : argiles, grès et verres volcaniques. |
| FORAGES PETROLIERS | | Castellon Amposta | Plio-Quadernaire Tortonien, Mésozoïque et Paléozoïque. |
| | | Sagunto | Plio-Quadernaire Tortonien - Cendres volcaniques interstratifiées (600 mètres - Langhien Substratum crétaqué. |

D'autres prélèvements ont été effectués au cours de diverses campagnes du Laboratoire de Géologie Dynamique de la Faculté des Sciences de PARIS, (Pauto' 1969, Bellaiche 1969), en particulier en Mer Ligure et dans le Golfe d'Asinara (Rehault, Gennesseaux). Voir Bellaiche et al. (197) pour une première exploitation.

D'autre part, la campagne "CYALIGURE" dans le canyon des Moines et pour l'accident d'Asinara a rapporté un certain nombre d'échantillons sédimentaires et volcaniques en cours d'études.

Une partie de ce tableau est tirée de Mauffret (1976).

Un autre critère de reconnaissance du substratum volcanique est celui du magnétisme. En effet, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents de fortes anomalies magnétiques positives sont associés aux massifs volcaniques : c'est le cas des "zones de fractures", aussi le cas de massifs isolés comme celui du promontoire sud Baléare ou celui décrit par Hersey en mer Ligure, et aussi le cas de l'alignement nord sud de la marge SW de la Sardaigne.

On peut supposer aussi que l'aspect magnétique particulier du golfe de Valence ou de la zone comprise entre le promontoire Sud Baléare et la région de Bougie est dû pour sa plus grande part à l'existence d'intrusions volcaniques dans ces domaines, à travers soit un socle continental (golfe de Valence) soit un socle océanique (Sud Baléare).

c). Le substratum océanique. Compte-tenu de sa localisation dans les parties profondes du bassin, nous n'avons sur sa nature aucune donnée directe. Ce ne sont que les données géophysiques indirectes qui nous permettront d'avoir quelques idées sur celle-ci. Parmi ces données, la plus importante est le magnétisme. Nous avons vu précédemment sur les levés aéromagnétiques que le bassin méditerranéen occidental pouvait être divisé en deux domaines magnétiques. Le premier est caractérisé par des anomalies de faibles amplitudes et correspond à la zone de marges continentales. Ce figuré magnétique met ainsi en évidence une large extension vers l'ouest du domaine sarde, vers le sud du domaine baléare et la complexité de la mer d'Alboran. En raison de sa localisation on peut raisonnablement penser que ce premier type correspond bien au socle de nature continentale.

Par contre, les levés aéromagnétiques font apparaître un deuxième domaine cantonné aux parties profondes des bassins. Il est caractérisé par des anomalies de plus fortes amplitudes présentant un certain arrangement (cas du SW de la Sardaigne, cas de la mer Ligure^o). C'est ce deuxième type qui pour nous correspond à la partie océanique du substratum des bassins. Cependant, il est net que l'aspect magnétique de ce substratum ne présente que peu d'analogies avec celui du domaine océanique des grands océans. Par contre, on peut noter qu'un aspect

voisin se retrouve dans de petits bassins comme le Golfe de Gascogne ou la mer du Japon (fig. 23 bis)- (Isekaki et Uyeda, 1973). Bayer et al. (1973) ont essayé de retrouver, sans que le résultat soit très convaincant, des anomalies de type Vine et Matthews (1965) dans le secteur SW de la Sardaigne. En effet, le secteur étudié est cantonné au coin SE de la Méditerranée occidentale et en aucun autre lieu, on ne retrouve un tel arrangement d'anomalies.

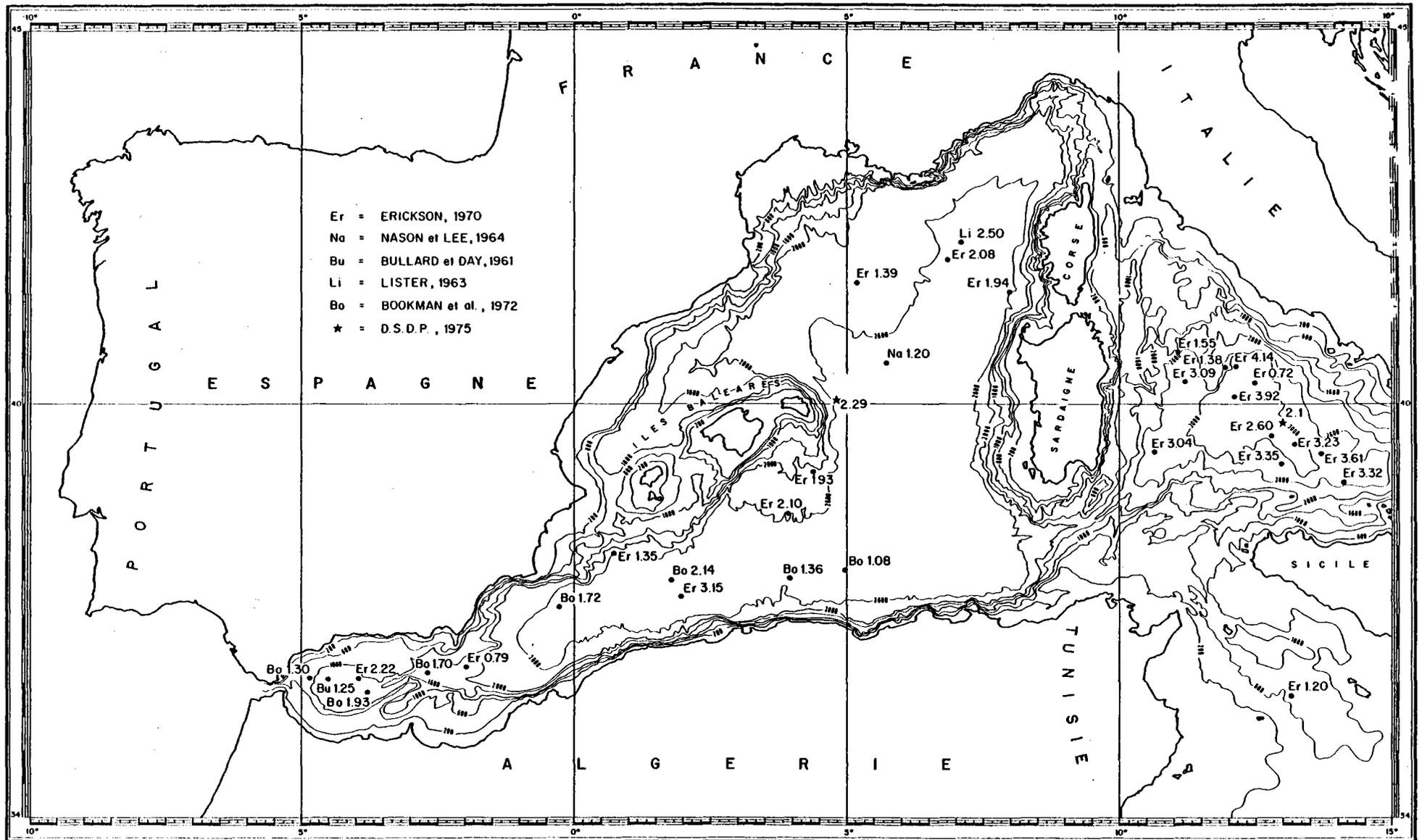
Une deuxième catégorie de données permet de formuler l'hypothèse de la nature océanique des parties profondes des bassins. Il s'agit des quelques mesures de sismique réfraction. Nous avons vu, en effet, aussi bien dans le bassin provençal que dans le bassin Nord-Africain qu'une séquence d'horizons de vitesses variables entre 2 et 5 km/s repose sur une couche de vitesse 6,5 à 6,7 km/s qui très vraisemblablement représente la partie supérieure d'une croûte de type océanique.

Les données de flux de chaleur bien qu'insuffisantes constituent le troisième type des données susceptibles de nous renseigner sur la nature du substratum des bassins profonds de la Méditerranée Occidentale.

Sur la figure 34 sont placées toutes les mesures de flux géothermique faites jusqu'à ce jour en Méditerranée Occidentale. Les valeurs brutes obtenues font apparaître une très grande dispersion qui pourrait avoir de multiples causes telles que la nature et l'épaisseur des sédiments, l'effet topographique ainsi que la nature du substratum selon la localisation des mesures.

Une fois ces différentes corrections faites, il apparaît que la valeur moyenne du flux en Méditerranée Occidentale (Erickson 1970, Foucher et al., 1976, Collot 1977) est supérieure aux valeurs théoriques et observées en domaine océanique typique (Sclater et Francheteau 1970, Sclater et al., 1976) ou même dans les bassins du type marginal (Karig, 1970). Nous reviendrons plus loin sur la signification qu'il faut donner à ces différences, cependant on peut dès maintenant suggérer que les valeurs de flux élevées obtenues en particulier dans les parties profondes des bassins Nord Africain et provençal sont probablement liées à un substratum de nature océanique. En particulier, le profil de mesure réalisé entre Villefranche-sur-Mer et Calvi (Foucher et al. 1975) permet de définir deux provinces géothermiques distinctes :

MER MÉDITERRANÉE
PARTIE OUEST



Echelle 1/2 647 000 Equidistance des courbes en mètres

Fig. 34 : Carte des mesures de flux géothermique

une province nord correspondant à la marge ligure avec un flux moyen calculé de 1,7 HFU et une province sud correspondant à la partie profonde du bassin avec un flux moyen calculé de 2,3 HFU associé fort probablement à une croûte océanique.

4. AGE DE CREATION DES BASSINS PROVENÇAL ET NORD-AFRICAÏN

Comme nous l'avons constaté plus haut, l'âge de création des bassins de Méditerranée Occidentale est controversé. En effet, la fourchette d'âge dans laquelle les auteurs situent cette création va du Trias au Pliocène.

Glangeaud (1968) est un de ceux pour qui la Méditerranée Occidentale est le reste d'une ancienne Téthys beaucoup plus développée résultant de la phase de distension triasico-liasique. Outre les arguments tirés de la géologie terrestre et mettant en évidence les manifestations de cette phase distensive (création de bassins, jeu de failles), Glangeaud s'appuie en ce qui concerne le domaine marin sur l'existence en Méditerranée Occidentale d'une série salifère interprétée comme série de base du remplissage. Nous avons vu qu'une série d'arguments s'opposent à cette hypothèse d'un âge triasico-liasique du bassin : tout d'abord, la profondeur de son substratum est trop faible, dans la mesure où il est de nature océanique, pour être triasique. Ensuite, la totalité de la couverture sédimentaire est non perturbée. Il est dans ce cas difficile d'imaginer comment la Méditerranée Occidentale, enserrée dans le système alpin, ait pu subir les événements compressifs tertiaires sans que son remplissage en soit affecté.

Enfin, la série salifère dite triasique s'est révélée être Messinienne et s'insère dans une série de remplissage montrant que lors de son dépôt le bassin avait déjà évolué verticalement. D'autres auteurs, pour rendre compte d'observations sédimentologiques ou tectoniques, ont envisagé la nécessité de la présence d'un domaine émergé jusqu'au tertiaire à la place du domaine abyssal provençal actuel (Kuenen, 1959 ; Stanley et Mutti, 1968 ; Ryan, 1969).

.../...

Il envisagent donc la création du bassin provençal au cours d'une phase de dérive continentale Eocène ou Miocène.

Enfin, plusieurs auteurs (Boccaletti et Guazzone, 1974 ; Alvarez, 1972) envisagent une création plus récente, Miocène supérieur-début du Pliocène, de la Méditerranée Occidentale prenant pour argument la paléomagnétisme et la présence de la série salifère messinienne interprétée comme série de base du remplissage. Ils rejoignent ainsi certains géologues (Bourcart, 1962 ; Aubouin, 1965) qui pensent que le bassin méditerranéen se superpose à un domaine alpin effondré lors d'une phase tarditectonique.

Pour notre part, un certain nombre d'arguments nous font exclure toute ouverture ante-tertiaire des bassins de Méditerranée Occidentale.

Le premier argument est celui de la profondeur du substratum des bassins et du remplissage sédimentaire. Dans un chapitre précédent, (nature du substratum), nous avons vu que dans le bassin provençal, nous trouvons le socle de type océanique (vitesse 6,65 km/s) à une profondeur variant de 8 500 à 9 900 m, dans le bassin nord-africain à une profondeur variant de 7 000 à 8 500 mètres. Une fois corrigée de l'effet de surcharge sédimentaire (Collot, 1977) les profondeurs des bassins provençal et nord-africain sont respectivement de 5,7 et de 5 km, et ne sont pas compatibles avec la profondeur que devrait avoir un bassin de type océanique d'âge triasico-liasique (Sclater et al., 1976).

Nous avons noté aussi que sous le sel messinien existent plusieurs kilomètres (3 à 4 km dans le bassin Provençal) de série infra-messinienne non perturbée par des manifestations tectoniques. Dans cette série, il est difficile d'envisager la présence de sédiments mésozoïque sans admettre des taux de sédimentation extrêmement réduits ou l'existence de hiatus qui n'apparaissent pas sur les profils de sismique réflexion.

.../...

Un autre argument va dans le même sens, c'est celui de la rotation du bloc Ibérique. Si nous admettons l'hypothèse du déplacement au cours du Crétacé du bloc Ibérique, nous devons admettre que la création du bassin méditerranéen occidental lui est postérieure. Il n'existe en effet dans ce bassin aucune structure susceptible d'avoir absorbé un déplacement de cette importance. Le déplacement du bloc ibérique aurait été accompagné de celui du bloc corso-sarde et c'est au niveau des dinarides qu'il faut probablement rechercher le domaine où a été absorbé ce mouvement.

En résumé, il nous semble aujourd'hui difficile de soutenir une création anté-tertiaire de la Méditerranée Occidentale. Dans le tertiaire, un faisceau de constatations nous conduisent à penser que l'Oligo-miocène est la période la plus plausible pour placer l'essentiel de la création des bassins provençal et nord-africain.

En ce qui concerne le bassin provençal (Le Pichon et al., 1971), il existe à l'oligocène moyen, entre les Pyrénées et la Provence, une phase de distension qui se manifeste par la création de fossés (fossés d'Alès, de Narbonne, du Bas Rhône -Cogné et al., 1969) et par un affaissement probable du golfe du Lion. Vers l'est et le sud, une autre série de fossés se forme (fossé de Marseille, de Manosque et Graben en Sarde (Cocozza et al., 1974)). Une suite de fossés analogues s'alignent vers le Nord : couloir Rhodanien, Limagnes, Bresse, fossé du Rhin jusqu'à la Mer du Nord. L'essentiel de la subsidence dans ces fossés se produit au cours de l'Oligocène moyen pendant lequel se déposent plusieurs centaines de mètres de sédiments saumâtres et marins avec intercalation de niveaux évaporitiques. Il faut noter cependant que certains d'entre eux ont connu une phase de subsidence importante dès l'Eocène (fossé du Rhin par exemple) en même temps que la Mer du Nord et la Mer de Norvège.

Il nous paraît donc probable que le début de la création proprement dite (en dehors des phases de distension antérieures qui ont pu affecter et disloquer la zone sans aboutir à une ouverture océanique) ait eu lieu au cours de l'Oligocène moyen en même temps qu'à terre fonctionnaient les fossés. Compte tenu de la faible largeur du domaine néoformé (2 à 300 km) cette ouverture océanique a dû se faire au cours d'un épisode relativement bref.

Les données paléo-magnétiques (Bobier, 1971 ; Westphal, 1976) tirées d'études sur le bloc corso-sarde arrivent à la conclusion qu'au début du Miocène, le déplacement de celui-ci était terminé. Dans cette hypothèse de l'ouverture Oligocène (30 m.a.) du Bassin Provençal, le dépôt de 3 à 4 km de sédiments entre le début de l'ouverture et le messinien (5 m.a. niveau salifère) se fait avec des taux de sédimentation raisonnables (12 cm à 16 cm par millier d'années) compte tenu de la position du bassin à l'intérieur de zones affectées par l'orogénie alpine.

Pour ce qui est du bassin nord-africain, les contraintes géologiques relatives à son âge sont de divers ordres. Tout d'abord, il est probable que la distension oligocène, qui affecte le bassin provençal, a eu aussi certains effets sur le bassin nord-africain, cependant les transgressions connues en bordure de ce domaine datent du Miocène inférieur dans le sud-est de l'Espagne (Fontbote, 1971 ; Montenat, 1973 ; Bousquet et Montenat, 1974) et d'un Miocène post-orogénique (inférieur à moyen) en Afrique du Nord (Andrieux, 1971 ; Lepvrier et al., 197 ; Rouvier, 1977) avec, semble-t-il, un décalage dans le temps d'Est en Ouest, les transgressions à l'ouest (domaine rifain) étant plus récentes (Miocène moyen) qu'à l'est.

Comme pour le bassin provençal, la faible largeur du domaine crée laisse penser que cette ouverture a pu se faire dans un laps de temps très bref au cours du Miocène inférieur. La fin de celle-ci peut être cachetée par la phase tectonique paroxysmale des Alpes d'Afrique du Nord (voir plus loin).

Il semble donc plausible d'envisager une création oligo-miocène pour les bassins de Méditerranée Occidentale. L'hypothèse d'un âge légèrement plus jeune pour le bassin nord-africain demandera à être plus étayée, cependant un faisceau d'arguments joue en sa faveur. En effet, on peut attribuer à cette différence d'âge le décalage de 500 à 1 000 mètres supposé à partir des données de sismique réflexion et réfraction existant entre bassin Provençal et nord-africain. Il découle de ce décalage une différence d'épaisseur entre les séries infrasalifères des deux bassins.

Ce n'est qu'au cours du Messinien qu'un nivellement par le sel de la totalité de la Méditerranée Occidentale (et probablement de l'ensemble de la Méditerranée) se fera. Il faut cependant rester très prudent quant à ce décalage tant que des données de sismique réfraction plus fiables ne nous donneront pas plus de renseignements sur la profondeur et la nature du substratum de chacun des bassins.

Un autre type d'arguments va dans le sens d'une création oligo-miocène du bassin occidental, mais aussi dans le sens d'une légère désynchronisation entre bassins provençal et nord-africain. Il s'agit de celui de la distribution et de l'âge du volcanisme. La figure 35 qui est une combinaison des travaux de Wezel (1977) et de Bellon et Letouzey (1977) montre en effet un volcanisme d'âge en général compris entre 20 et 30 m.a. autour du bassin provençal et un volcanisme d'âge compris entre 13 et 20 m.a. autour du bassin nord-africain. Il est bien entendu que ces âges ne tiennent pas compte de venues volcaniques beaucoup plus récentes (messiniennes jusqu'à quaternaires) que l'on retrouve dans tout le domaine périméditerranéen. On peut noter que les échantillons sédimentaires les plus anciens et appartenant à la série de remplissage qui ont été prélevés soit par dragages, carottages, forages (pétroliers ou Glomar Challenger) soit par submersibles (Estocade, Cyaligure) sont datés de la limite Oligocène-Miocène (Aquitaniens) (Burolet et Dufaure 1972, groupe Estocade, 1977, Hsü, Ryan et al., 1973 ; Montadert et al., 1978).

Enfin, les résultats des mesures de flux de chaleur, bien qu'encore insuffisants, vont aussi dans le sens d'un âge oligo-miocène pour la Méditerranée Occidentale. Les modèles élaborés (Foucher et al., 1976 ; Collot, 1977) s'adaptent relativement bien à un âge de formation d'une croûte océanique compris entre 25 et 40 m.a. pour le bassin provençal et 15 à 20 m.a. pour le bassin nord-africain.

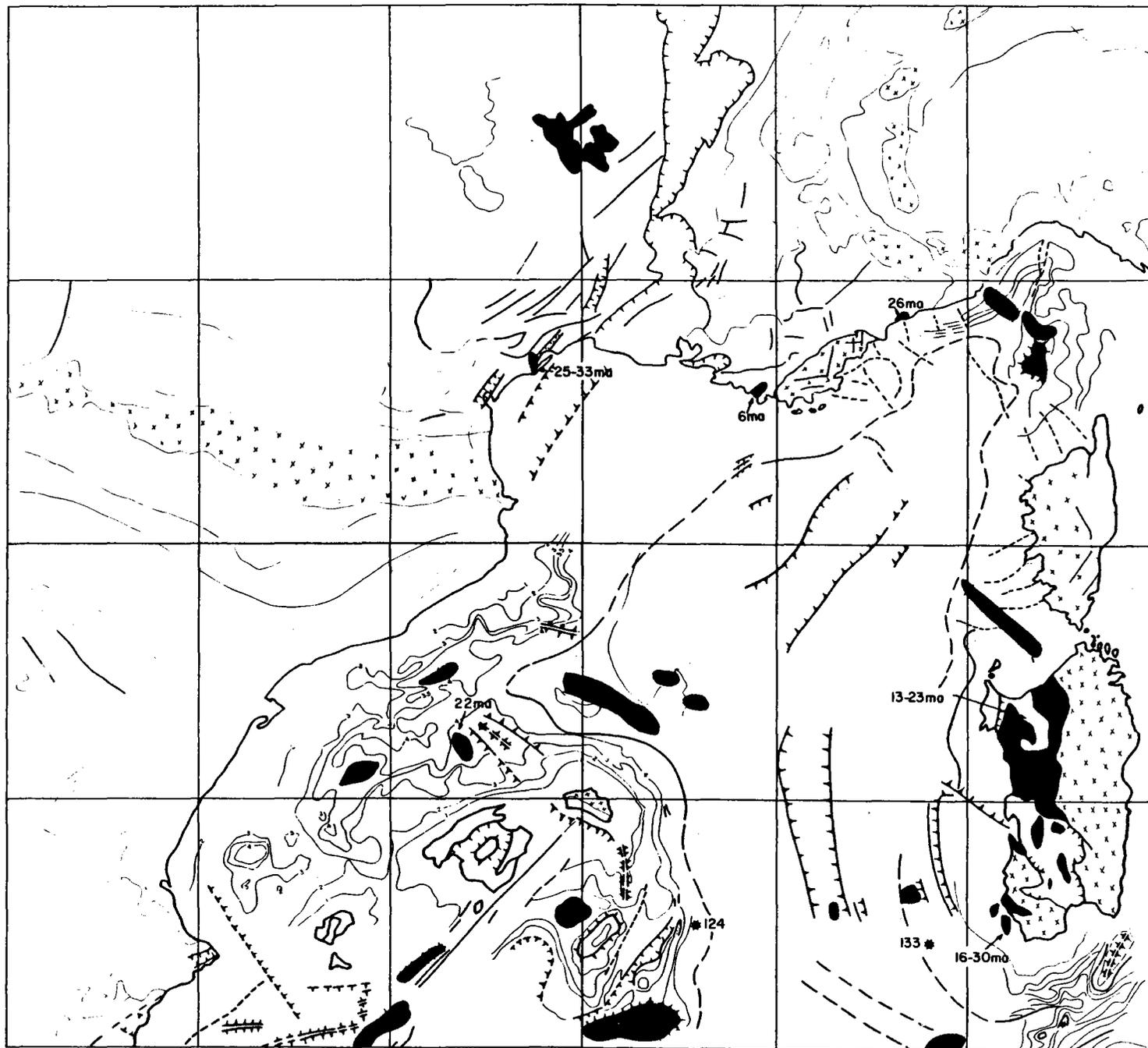
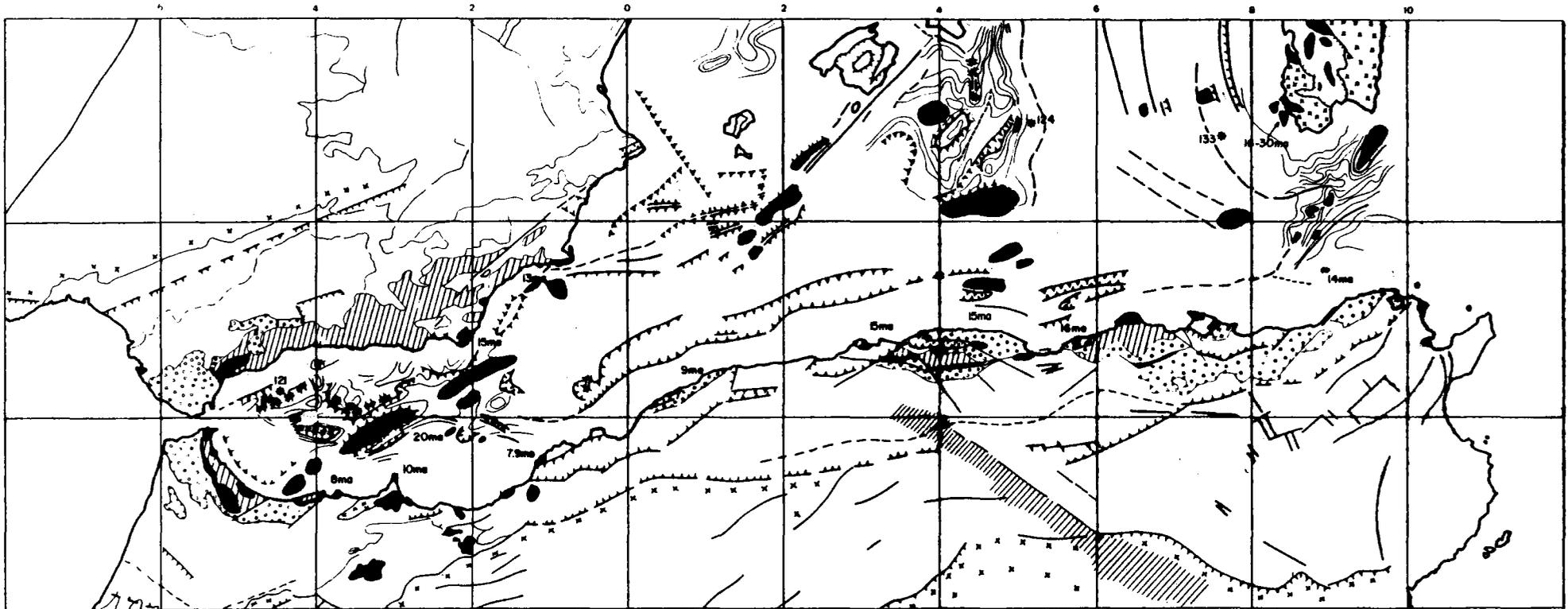


Fig.35a et b. Carte des édifices volcaniques à terre et en mer (supposés ou reconnus) dans les bassins Provençal (35a) et Nord-africain (35b).



5. LE MODE DE FORMATION

1. Liaison avec l'évolution atlantique.

Les divers stades de l'évolution du domaine atlantique sont décrits avec beaucoup plus de détails dans le mémoire de J L. Olivet. L'objet de ce paragraphe est donc d'envisager rapidement les implications sur le domaine de la Méditerranée Occidentale du mouvement relatif des plaques Europe - Afrique Ibérie - Corse - Sardaigne défini à partir des données atlantiques. La planche I résume les observations que l'on a pu faire. Elle montre la situation des différentes plaques à l'époque de l'anomalie 13, c'est-à-dire à la limite Eocène- Oligocène (37 m.a) Nous avons choisi cette époque là parce qu'il s agit de la dernière phase qui puisse être bien définie à partir des données atlantiques (anomalies magnétiques, zones de fractures ..) D'autre part, elle correspond en ce qui concerne le domaine méditerranéen occidental à une sorte de "fit initial". Le bassin de la Méditerranée Occidentale n existe pas encore et les micro-blocs (Corse - Sardaigne - Zones internes) qui aujourd'hui le bordent sont rassemblés autour de la plaque ibérique.

Dans la reconstitution à l'anomalie 13 que nous proposons, l'ensemble Ibérie - Corse - Sardaigne - zones internes est fixe. Nous avons pu ainsi représenter le mouvement des grandes plaques Europe et Afrique par rapport à cet ensemble fixe. On peut constater que depuis l'anomalie 33 (76 m.a. Campanien) le mouvement global des grandes plaques est un mouvement de rapprochement.

En ce qui concerne l'Europe, ce rapprochement est d'environ 100 - 150 km, il est de direction quasiment constante WNW-ESE depuis l'anomalie 33. Il est pour l'essentiel absorbé dans le domaine pyrénéen entre anomalie 24 et anomalie¹³; cependant on peut noter qu'entre l'anomalie 13 et l'actuel, il reste une quantité non négligeable de rapprochement à absorber (quelques dizaines de km) Cela se fera probablement au cours de phases oligo-miocènes.



En ce qui concerne l'Afrique, son mouvement, par rapport à l'ensemble lié à l'Ibérie, tout en étant de rapprochement est beaucoup plus complexe. Il se décompose en trois grandes périodes de l'anomalie 33 à l'anomalie 24 (53 m.a. - limite Paléocène - Eocène) le rapprochement est de direction ESE - WNW mais de faible quantité (inférieur à 100 km). En raison de la position du pôle qui régit le mouvement relatif Ibérie Afrique, on constate que le rapprochement est deux fois plus grand au niveau de la Tunisie qu'au niveau de Gibraltar

- de l'anomalie 24 à l'anomalie 13, une période de mouvement SW - NE d'amplitude moyenne (150 km environ entre Tunisie - Sardaigne).

- enfin de l'anomalie 13 à l'actuel, un mouvement SE - NW d'environ 100 km à Gibraltar et 200 km en Tunisie. En ce qui concerne cette dernière période, le manque de données précises en Atlantique nous empêche de préciser si ce rapprochement SE-NW est constant ou s'il se décompose en plusieurs mouvements de direction variant entre SE-NW et NE-SW.

En conclusion, il faudra tenir compte dans tout modèle concernant l'ensemble méditerranéen occidental, d'un mouvement de rapprochement global d'environ 150 km de l'Europe par rapport à l'ensemble lié à l'Ibérie et d'un mouvement de rapprochement global d'environ 200 km à l'ouest (Gibraltar) et 500 km à l'Est (Tunisie) de l'Afrique par rapport à ce même ensemble.

2. Les distensions tertiaires dans le domaine méditerranéen

Le bassin Provençal

Le processus de rapprochement amorcé pendant le Crétacé dans les domaines Pyrénéen et Alpin aboutit à l'Eocène moyen à une importante phase de compression NW-SE dans les Pyrénées et en Provence qui se manifeste par la surrection des chaînes pyrénéennes (Mattauer 1971) et le plissement suivant des axes sensiblement EW des chaînes provençales (Aubouin et Mennessier 1962). Pendant la même époque d'importantes manifestations compressives sont connues dans les Alpes essentiellement localisées dans les zones internes (Debelmas 1972). C'est à cette époque que se situe la mise en place de la "Corse Alpine". Parallèlement, on assiste à l'apparition des premiers fossés subsidents alignés du Nord vers le Sud depuis la mer de Norvège qui commence à s'ouvrir jusqu'au Rhône en passant par les fossés de la mer du Nord qui connaît une subsidence importante, du Rhin, des Limagnes dans lesquels se déposent les premiers sédiments marins. Cette zone subsidente se situe suivant la ligne des grabens qui connaîtront un plus grand développement au cours de l'Oligocène (Illies, 1970).

Tapponnier (1977) interprète cette phase de distension intracontinentale comme une phase de fissuration de la lithosphère liée aux contraintes engendrées par les collisions alpines. Cependant, il place l'essentiel de cette phase à l'Oligocène époque du paroxysme alpin. Nous avions (Le Pichon et al, 1971) proposé une interprétation analogue pour la création des grabens intracontinentaux et du Bassin Provençal au cours de l'Oligocène.

Compte tenu de leur apparition dès l'Eocène, on peut penser que la fissuration intracontinentale cause de la formation des grabens puisse être liée aux compressions pyrénéenne et alpine-éocènes. En effet, il suffit que les mouvements compressifs dans les Pyrénées et dans les Alpes soient légèrement divergents pour qu'entre les deux se place un domaine fissuré qui affecte une bonne part du craton européen.

Dans le domaine marin, c'est-à-dire dans le bassin provençal, la zone susceptible d'avoir subi une première distension d'âge Eocène est le golfe du Lion, zone de passage entre domaine pyrénéen et domaine provençal alpin. Il présente des caractères physiographiques et sédimentologiques qui vont dans ce sens. Il s'agit d'une zone basse prolongeant le graben rhodanien dont le substratum de nature continentale constitue de horsts et grabens NE-SW (de direction languedocienne) est couvert d'une épaisse série sédimentaire. Dans les grabens, la série antémessinienne peut atteindre plusieurs kilomètres. Les sédiments les plus anciens prélevés au cours de forages pétroliers (Burollet et Dufaure 1972) sur les horsts sont aquitaniens. On pourrait donc admettre que dans les grabens existent des séries plus anciennes dont certains termes seraient éocènes.

Malgré l'existence de manifestations distensives dès l'Eocène, l'essentiel de la distension intracontinentale dans la zone des grabens est oligocène moyen, alors que dans le domaine alpin le processus compressif est paroxysmal (Debelmas, 1972). Il est vraisemblable que la déchirure amorcée précédemment soit réutilisée et accentuée au cours de cette phase. Sur le pourtour du bassin Provençal c'est à l'Oligocène moyen que l'on a les meilleurs indices d'une ouverture franche du bassin : ouverture du graben sarde accompagnée de volcanisme (Coccozza et al, 1974) - inversion du réseau hydrographique en Provence : à l'Oligocène apparition de cours d'eau coulant vers le sud témoignant d'un basculement de la Provence (Geze, 1960) - création des fossés de Marseille, de Manosque (Aubouin et Mennessier, 1962).

C'est donc à cette période (Oligocène Moyen) que nous placerons l'ouverture essentielle du bassin provençal par dérive vers l'Est du bloc corso-sarde laissant sur son arrière un bassin à croûte océanique ou de type océanique. Les plus anciens sédiments marins prélevés jusqu'à ce jour dans le bassin provençal sont de l'Aquitaniens (dans le canyon des Stœchades - Groupe Estocade 1977 dans le forage 372 au NE de Minorque, Montadert et al. 1978). L'existence de conglomérats oligocène dans le golfe de Valence (Mulder, 1973) suggère que l'ouverture du bassin Provençal s'accompagne d'une phase de distension du golfe de Valence synchrone d'émissions volcaniques (forage 123, Ryan, Hsü et al. 1973) comme le montre le levé aéromagnétique (Galdéano et Rossignol 1976) sans aboutir à une ouverture océanique.

- Le bassin Nord-Africain

Sur le pourtour du bassin nord-africain, les manifestations distensives antéorogéniques sont peu connues au cours du Tertiaire. Par exemple, l'Eocène est marqué en Afrique du Nord et dans les Bétiques par des processus de type compressif intenses (Guardia 1975, Guiraud 1973). C'est au cours de l'Eocène moyen par exemple que se situe la phase paroxysmale dans les Bétiques avec tectonisation des domaines pré et subbétiques (Bourrouilh, 1973 ...).

Les seuls indices de distension anté-tectoniques ont été observés en Afrique du Nord (Guardia 1975) au cours de la période Oligocène terminal à Aquitanien. Les manifestations en sont le découpage en horsts et graben de la bordure nord du domaine tellien et le dépôt sur celle-ci de sédiments grésos micacés correspondant à l'Oligocène à faciès Kabyle des auteurs. La provenance de ces séries, leur mode de dépôt, la profondeur à laquelle se trouvaient les bassins sont encore l'objet de discussions entre géologues de terrain, aussi il nous est difficile d'interpréter ces séries comme témoignant d'une transgression liée à une première ouverture du bassin nord-africain.

Entre cette première période de distension et la mise en place des bassins post tectoniques qui jalonnent la bordure nord africaine se situe le paroxysme alpin d'Afrique du Nord du Miocène Inférieur à Moyen. Il se manifeste par une surrection généralisée du domaine tellien. Ce n'est que pendant ou après cette phase que d'importantes transgressions se produisent dans les bassins de part et d'autres des zones internes (Bassins du Cheliff, de la Mitidja, de Djidjelli, de Fetzara, du Hodna...). Nous verrons dans le paragraphe suivant que, comme l'ouverture du bassin provençal est synchrone de la phase paroxysmale de compression des Alpes franco-Italiennes, l'ouverture du bassin nord-africain peut être synchrone du paroxysme compressif d'Afrique du Nord. Les mêmes indices géologiques création des fossés de distension syn et post tectoniques (Perrodon, 1957), volcanisme (Robin et Auzende, 1970 : Robin, 1970 ; Hilly, 1962 ; Bellon et Brousse, 1971 ; Bellon et Letouzey, 1977) remplissage sédimentaire, témoignent d'une ouverture franche du bassin nord-africain au cours du Miocène Inférieur à Moyen.

C'est précisément sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale que va se poser le problème de l'existence d'une zone frontière qui aurait pu absorber un rapprochement variant, nous le répétons, de 200 km à l'ouest à 500 km à l'est.

Une partie du raccourcissement peut-être attribuée aux plissements atlasiques sur le bord nord de la plateforme africaine. Cependant, les auteurs s'accordent pour conclure que la tectonique atlasique est une tectonique de type intracontinental et les raccourcissements invoqués sont de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Effectivement, il est difficile d'envisager des raccourcissements importants sans admettre une disparition de croûte. De plus les contraintes mécaniques sont telles qu'il est impossible d'admettre une disparition de croûte continentale d'une amplitude hectokilométrique par les processus aujourd'hui classiques de la subduction ou de l'obduction (exception faite du domaine himalayen qui constitue le seul exemple connu d'une superposition de croûtes continentales de cette amplitude).

Il nous faudra donc rechercher sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale l'emplacement d'un domaine à croûte océanique, large de plusieurs centaines de kilomètres, aujourd'hui disparu.

Certains auteurs ont interprété le bassin méditerranéen occidental comme étant la relique d'un ancien océan téthysien progressivement disparu au cours des événements alpins, sans pour cela expliciter le mécanisme et les conséquences de cette disparition. Nous avons vu plus haut qu'un certain nombre d'arguments s'opposent à cette interprétation.

Tout d'abord, plusieurs éléments tels que la profondeur du substratum, l'aspect magnétique de celui-ci, les données que nous possédons sur le remplissage sédimentaire sont en faveur d'un bassin de création récente.

D'autre part, dans l'interprétation proposée, il faudrait admettre que l'orogénie alpine constitue la manifestation paroxysmale de cette fermeture de bassin et que le bassin que nous connaissons aujourd'hui se serait effondré lors d'un épisode tardif post-tectonique.

3. Le paradoxe compression-distension.

L'étude des distensions tertiaires en Méditerranée Occidentale ainsi que celle des diverses étapes de l'évolution du domaine Alpin-méditerranéen (Planche II) met en évidence un problème fondamental pour la compréhension de l'histoire de la Méditerranée Occidentale : c'est celui du paradoxe compression-distension.

En effet, nous venons de voir qu'un faisceau d'arguments militent en faveur d'une ouverture des bassins provençal et nord-africain synchrone des phases de compressions paroxysmales des Alpes Franco-Italiennes pour le premier et des Alpes d'Afrique du Nord pour le second. D'autre part, les diverses étapes de l'évolution atlantique depuis l'anomalie 33 (76 MA. Crétacé Supérieur-campanien) montrent que depuis cette époque environ le mouvement entre les plaques Europe et Afrique entre lesquelles se situe le domaine méditerranéen et Alpin est un mouvement de rapprochement. La quantité de rapprochement mesurée depuis cette époque jusqu'à aujourd'hui est d'environ 200 km à l'ouest au niveau de Gibraltar et d'environ 500 km à l'Est au niveau du détroit Sardo-Tunisien. Cette quantité va en s'amplifiant vers l'Est jusqu'à atteindre 1 000 km à l'extrémité de la Méditerranée orientale. Le problème est donc de déterminer quelles sont à l'Est comme à l'Ouest, les frontières susceptibles d'avoir absorbé de telles quantités de rapprochement depuis environ 76 MA.

A l'Ouest, il existe entre Europe et Afrique stables 4 zones frontières dont on sait qu'elles ont été tectonisées à diverses époques du tertiaire : du Nord au Sud, ce sont la frontière pyrénéenne et la frontière Nord-Baltiques affectées par une phase de plissement d'âge éocène moyen, puis la frontière sud-rifaine dont l'essentiel de la tectonisation est d'âge miocène moyen et enfin sur le bord nord de l'Afrique stable la frontière atlasique plissée au cours de l'Eocène.

A l'Est de la Sardaigne, le domaine alpin SL (comprenant les systèmes Héliéniques, Dinariques, Balkaniques,...) constituent la zone frontière susceptible d'absorber un tel rapprochement. On sait que depuis le Crétacé, les divers éléments de ce système alpin SL sont tour à tour ou de façon synchrone affectés par une tectonique de type compressif.

Or, un faisceau d'arguments nous a conduit à envisager la création des bassins provençal et nord africain lors d'épisodes syntectoniques, en particulier l'existence au fond de ces bassins de séries non tectonisées du même âge que les séries tectonisées du domaine émergé adjacent.

Le bassin méditerranéen occidental étant exclu, la zone frontière dans laquelle aurait disparu l'océan anté-tertiaire doit être recherché sur son pourtour. Pour le bassin provençal, c'est en arrière du bloc Corso-Sarde qu'il faut la chercher. Dans cette zone, les marqueurs d'une telle frontière sont peu nets cependant on sait qu'à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène, le massif Corso-Sarde vient se bloquer contre l'Apulie avec comme manifestation la tectonisation des séries du canal Corse (Gabin 1970, Boccaletti et Guazzone 1970) et des premières manifestations tectoniques compressives de l'Apennin (Grandjacquet et al. 1972). L'ouverture de la mer tyrhénienne au cours d'épisodes postérieurs accentue la complexité de la zone.

Pour le bassin nord-africain, la zone frontière la plus probable est celle située entre la plateforme africaine et les massifs des zones internes à l'emplacement de l'orogène tellien d'Afrique du Nord. La fermeture d'une zone océanique entre ces deux domaines aurait eu pour effet l'éjection des nappes déposées dans le sillon préexistant.

Si le processus de rapprochement donc compressif est continu depuis le Crétacé supérieur jusqu'à aujourd'hui comme l'indique la planche II, l'ouverture des bassins provençal et nord-africain par un processus distensif (dérive de micro-continent) ne peut s'envisager que dans un schéma du type de celui développé pour expliquer la création des bassins marginaux de type pacifique (Karig 1970 a et b, Sigimura et Uyeda, 1973) avec - Disparition d'un océan par subduction

- Création d'un bassin rétro arc avec substratum océanique jusqu'au stade de collision continent - arc (Dewey et Bird, 1970).

4. Le modèle de création de la Méditerranée Occidentale

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que la création des différents bassins de Méditerranée Occidentale était récente et se situait probablement au cours du Tertiaire entre l'Eocène et le Miocène. Cependant, l'évolution antetertiaire du domaine dont sont issus ces bassins est fondamentale pour la compréhension du mécanisme et de la géométrie de

Le bassin provençal : en ce qui concerne le bassin provençal, sa position entre le domaine pyrénéen à l'ouest et le domaine alpin à l'est implique une liaison évidente entre son histoire et celle des deux autres domaines. L'étude de l'évolution atlantique (paragraphe 1 de ce chapitre) nous fournit quelques éléments de discussion de cette histoire antétertiaire.

Le point essentiel est celui de la liaison entre bloc ibérique et bloc corso-sarde. Une majorité d'auteurs s'accordent pour placer l'essentiel de la rotation du bloc ibérique suivant la direction pyrénéenne dans une période comprise entre le Crétacé moyen (110 MA - anomalie J) et le Crétacé supérieur (76 MA - anomalie 33). La géométrie de l'accident pyrénéen (Le Pichon et al., 1970 ; Olivet et al., 1977) et donc la direction du déplacement de l'Ibérie ont des implications immédiates sur le domaine situé à l'est. Il faut trouver dans ce domaine entre 110 MA et 76 MA des structures susceptibles d'avoir absorbé une quantité de croûte équivalente au déplacement de l'Ibérie (soit 200 km environ). Effectivement, il existe dans le domaine alpin oriental SL (Argyriadis, 1972) de telles structures. On sait qu'entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur des manifestations compressives allant du plissement au charriage sont ressenties dans l'Appenin, les Dinarides, les Alpes Orientales SS et les Carpathes, vraisemblablement en relation avec le mouvement de l'Ibérie.

Les manifestations de cet épisode dans ce qui sera le bassin provençal sont dépendantes du tracé choisi pour la prolongation de la faille nord-pyrénéenne. C'est ici que les interprétations divergent selon les auteurs.

Dewey et al. (1973) situent le prolongement de la faille nord-pyrénéenne, entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur, au sud du bloc corso-sarde replacé dans sa position initiale. Dans cette hypothèse, le bloc corso-sarde étant fixé à l'Europe ne subit aucune rotation antétertiaire et n'est pas affecté par une tectonique de cet âge. Le modèle de Dewey et al. (1973) présente plusieurs difficultés : la première étant celle de la position initiale Ibérie-Europe : contact très serré des marges à l'isobathe 1 000 mètres. La seconde étant du même type en ce qui concerne la position initiale Europe-Corse-Sardaigne. La troisième étant qu'il faut attribuer à la seule phase tertiaire la totalité de la rotation de la Corse-Sardaigne par rapport à l'Europe.

Les données du paléomagnétisme impliquent des rotations qui vont de 30 à 40° pour la Corse et de 50 à 60° pour la Sardaigne (Westphal, 1976) depuis le Permien. Westphal (1976) se basant sur des correspondances de faciès anciens entre Corse, Sardaigne et Maures Estérel, présente deux hypothèses pour ce qui est du prolongement oriental de la faille pyrénéenne. Dans la première, il envisage l'existence entre l'Ibérie et le bloc corso-sarde d'une zone de subduction nord-sud qui absorberait le déplacement de l'Ibérie. Comme le souligne Westphal, une telle zone de subduction même d'amplitude réduite (quelques centaines de kilomètres) aurait dû laisser des "traces" (volcanisme, terrains tectonisés) que l'on devrait retrouver dans le bassin actuel, depuis le golfe du Lion, tout au long de la bordure orientale du promontoire sud-baléares.

L'alternative présentée par Westphal est celle du relai de la faille pyrénéenne par un système passant au nord des Maures et de l'Estérel pour rejoindre l'océan alpin. Cette deuxième hypothèse se heurte tout d'abord au fait qu'un tel accident n'est pas reconnu dans cette zone et ensuite au fait que le passage du système cisailant pyrénéen au système cisailant Maures-Estérel se fait forcément par un système distensif qui serait situé dans le golfe du Lion ou le Languedoc actuel et qui, là encore, n'a pas laissé de "traces". D'autre part, on peut opposer à Westphal en ce qui concerne la correspondance des faciès primaires entre Maures, Estérel et Corso-Sardaigne, la constatation que le domaine continental actuellement immergé est aussi large que la totalité de la Sardaigne par exemple (voir fig. 29) et qu'il est illusoire pour cela de vouloir faire correspondre différents faciès des blocs émergés.

Comme Bayer et al. (1973), Arthaud et Matte (1975), nous situons le prolongement oriental de la faille nord-pyrénéenne entre la Provence et la Corse au sud des Maures, jusqu'à sa jonction avec l'océan Alpin. Le problème posé par cette solution est celui de l'existence entre Corse et Maures d'un domaine identique au domaine pyrénéen de largeur voisine, c'est à dire de l'ordre d'une centaine de kilomètres (Mattauer, 1970). Dans cette Hypothèse Ibérie, Corse et Sardaigne se déplacent comme un bloc unique le long de l'accident nord-pyrénéen entre le Crétacé moyen et le Crétacé Supérieur.

C'est à l'est de ce bloc, dans les Alpes Orientales, les Dinarides et les Carpathes, que sont ressentis les effets de ce déplacement. Postérieurement au déplacement du bloc ibéro-corso-sarde vers l'est, l'ensemble des microplaques comprises entre les plaques Europe et Afrique vont subir le mouvement de rapprochement de celles-ci. Jusqu'à l'Eocène, le rapprochement global étant NE-SW (entre anomalie 24 et anomalie 13), l'Ibérie et de ce fait le bloc corso-sarde ainsi que l'Apulie, vont se trouver propulsés vers la marge Européenne dans une direction proche de celle du rapprochement Afrique-Europe.

Cet épisode se termine à l'Eocène moyen par la collision pyrénéenne et des manifestations compressives dans les Alpes. C'est donc à cette époque que se forme le domaine pyrénéen entre Corse et Provence. Les manifestations tectoniques connues en Provence à l'Eocène (Aubouin et Mennessier, 1962) en sont le témoin. Comme Dewey et al. (1973) et Biju-Duval et al. (1977), on peut envisager dès cette époque le début de fonctionnement d'une zone de subduction à l'est du bloc corso-sarde. Comme nous l'avons souligné plus haut, la combinaison des manifestations compressives (Tapponnier, 1977) avec les premiers effets de la subduction peut avoir pour résultat une première dislocation de l'ensemble Ibérie-Corse-Sardaigne ainsi que la fissuration de la lithosphère continentale européenne marquées par l'apparition de grabens de distension.

L'ouverture proprement dite du bassin provençal se fera au cours de la période qui va de l'Oligocène moyen au Miocène inférieur en reprenant un domaine disloqué et affaibli lors des phases pyrénéennes. Nous ne reviendrons pas sur la discussion qui nous a conduits à adopter cette hypothèse de l'ouverture depuis l'Oligocène moyen du bassin provençal. D'autre part, nous avons, au cours des paragraphes précédents, développé les arguments qui nous ont permis de comparer le bassin provençal aux bassins marginaux du Pacifique. Dans cette comparaison, l'océan disparu par subduction est l'océan alpin et son équivalent en arrière du bloc corso-sarde dont on a estimé la largeur à près de 500 km avant que les processus de rapprochement, qui se perpétuent du Crétacé supérieur (76 MA) au Miocène (15 MA), ne soient amorcés. Cette lithosphère océanique liée à la plaque africaine disparaît par subduction sous l'Europe avec une direction NNE-SSW de 76 à 38 MA puis NNW-SSE à partir de 38 MA.

En même temps que ce processus de fermeture aboutit à la collision de la microplaque apulienne contre l'Europe en formant les Alpes Occidentales à l'Oligocène moyen, un arc (le bloc corso-sarde) se détache de la plaque européenne en laissant sur son arrière un bassin océanique néoformé. On peut interpréter cette dérive du bloc corso-sarde comme résultant de l'effet combiné de la subduction (effet thermique admis pour les bassins marginaux pacifiques (Karig, 1970) et de la collision alpine (fissuration de la lithosphère, Tapponnier, 1977).

Le mouvement de dérive oligocène du bloc corso-sarde ne se fait pas selon des directions quelconques mais utilise un réseau de fractures anciennes d'âge hercynien (Arthaud et Matte, 1975), d'orientation NW-SE. L'étude structurale du bassin (fig. 29) montre en effet la prédominance de cette direction de fracturation dans le tracé des canyons, dans des accidents de la marge et aussi et surtout dans les alignements volcaniques soulignés par le magnétisme que nous avons interprétés comme de véritables zones de fractures (cap Mêle, Rehault et al., 1974 ; Asinara, Genesseeux et al., 1974 ; Nord Baléares, Mauffret et al., 1972 ; et l'alignement magnétique entre Minorque et le SW de la Sardaigne). Considérant que ces "zones de fractures" représentaient les cicatrices de la dérive corso-sarde, nous les avons utilisées pour déterminer le pôle de rotation du bloc corso-sarde par rapport à l'Europe. Ce pôle obtenu avec une excellente précision (déviatoin standard = 1 km) est situé à 54° N et 24° E.

La reconstruction que nous proposons (fig. 36) à partir de ces guides (zones de fractures et pôle) met en contact les bords continentaux définis par la sismique réflexion et le magnétisme. Contrairement à Alvarez et al. (1974), Westphal (1976) qui réalisent des reconstructions en accolant les isobathes 1 000 ou 2 000 mètres et ainsi peuvent obtenir des rotations tertiaires du bloc corso-sarde de plusieurs dizaines de degrés ; l'extension des blocs continentaux, les guides choisis pour le mouvement ainsi que la position du pôle de rotation nous contraignent à n'envisager que quelques degrés de rotation pour la Corse Sardaigne (5 à 10°) pendant le tertiaire.

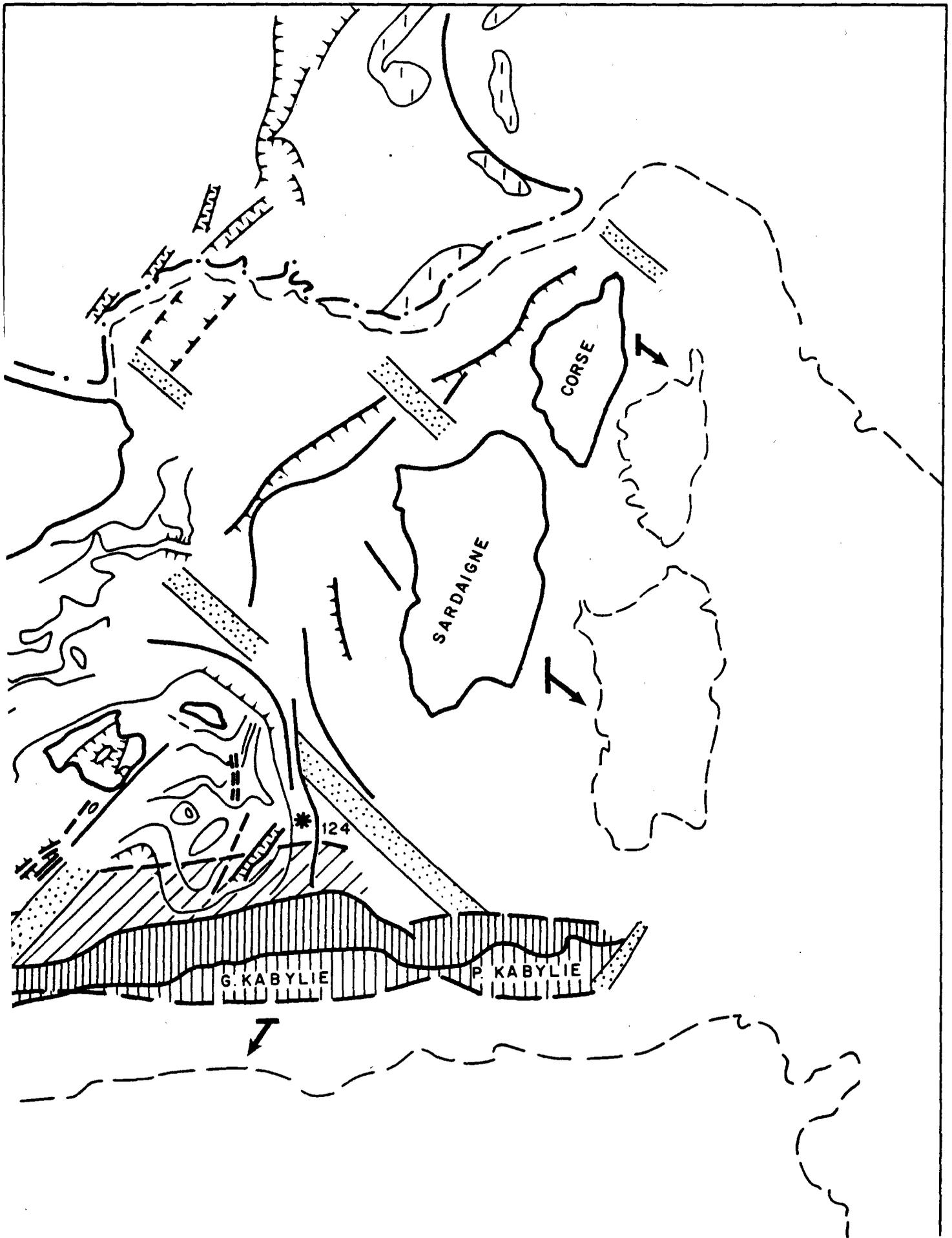


Figure 36

Modèle proposé pour la reconstitution à l'état initial (Ante tertiaire) du domaine du Bassin Provençal.

Notre reconstitution pose le problème du déplacement relatif de la Corse et de la Sardaigne. Nous avons proposé (Auzende et al. 1973) pour réaliser la meilleure reconstitution possible que la Corse et la Sardaigne avaient subi un déplacement différentiel au cours de leur dérive, le long d'une fracture aboutissant dans les bouches de Bonifacio ou dans le golfe d'Asinara (Genesseaux et al. 1974). Cette hypothèse a soulevé de nombreuses discussions chez les géologues de terrain (Mattauer 1976, Arthaud et Matte 1975) qui ne voient pas trace de cet accident à terre. Aujourd'hui, il nous est difficile d'apporter des faits nouveaux allant dans un ou l'autre des sens. L'accident volcanique de direction NW-SE du SW de la Corse existe. Il vient d'être observé à partir de l'engin submersible SP 3 000 au cours de la campagne CYALIGURE (Septembre 1977). Quant à son rôle, soit dans le mouvement relatif Corse-Sardaigne, soit en tant que limite du fossé de distension oligocène sarde (campidano), il ne nous est pas possible de le définir. On peut toutefois noter encore qu'un mouvement différentiel entre Corse et Sardaigne permet un meilleur accollement des marges continentales telles qu'elles sont définies à ce jour.

L'autre problème posé est celui de la divergence entre les angles de rotation tertiaire que nous proposons (5 à 10°) et ceux proposés par certains paléomagnéticiens (30 à 40°, Edel et Lörtscher 1976). Il est difficile de réconcilier ces deux points de vue sans faire abstraction totale des données structurales acquises dans le bassin provençal : zones de fracture limitant la dérive à l'extension des blocs continentaux.

Pour ce qui est de la rotation globale anté et post tertiaire du bloc corso-sarde, nous obtenons pour la Corse environ 30° en prenant pour le bloc Ibérique, une rotation globale de 24° avec un pôle de coordonnées 48°5' N et 1°2' W et pour la Corse, une rotation tertiaire de 6° avec le pôle 54°N et 24°E. Cette valeur rejoint tout à fait celle proposée par Westphal (1976) qui est de 30°. Par contre, la valeur obtenue pour la Sardaigne, 38° environ, reste très lointaine des 62° de Westphal (1976).

.../...

La position des paléomagnéticiens et celle des géologues structuralistes sont, semble-t-il difficilement réconciliables. Il ne s'agit pas de mettre en cause une ou l'autre des approches, cependant, les résultats du paléomagnétisme sont très dépendants de la méthode d'échantillonnage, des datations, des échantillons sur lesquels sont effectuées les mesures. De même, en ce qui concerne les structures, on s'aperçoit qu'une faible modification des directions choisies comme guides de l'ouverture suffit à rapprocher le pôle de rotation du bloc corso-sarde et envisager pour celui-ci un angle de rotation plus important.

Le bassin nord-africain : nous avons vu précédemment que l'histoire du bassin nord-africain est liée aux relations existant entre les plateformes stables ibérique et africaine (mesetas) et un domaine intermédiaire dit des "zones internes". Ce domaine interne montre une remarquable unité de l'ouest vers l'est depuis le Rif et les Bétiques jusqu'aux monts Peloritains de Sicile en passant par les Kabylies. Par son histoire pré-alpine et son métamorphisme, ces zones internes diffèrent radicalement des mesetas voisines (Durand Delga 1969). Cette unité de nature et de structure nous a conduit à la conclusion, comme Andrieux et al. (1971), que les zones internes formaient un bloc unique, sorte de micro-plaque entre Europe et Afrique, à l'intérieur duquel se situe le bassin nord-africain actuel.

Il va donc être très important de situer ce bloc intermédiaire au cours des différentes étapes de l'évolution des plaques Ibérie-Europe et Afrique. Lors des phases hercyniennes, nous n'avons que peu d'éléments pour le faire, sinon qu'on peut constater la similitude des réseaux de fractures qui affectent l'Europe et qui affectent les "zones internes" (accidents NE-SW et SW-NE, Aethaud et Matte (1975), Bousquet 1977 - Devaux 1969). On peut donc supposer dès cette époque la relative dépendance du bloc des zones internes vis-à-vis de l'Europe. Les stades ultérieurs de l'histoire Europe-Afrique vont aussi dans ce sens. Par exemple, la phase Laramienne (Crétacé supérieur) est peu ressentie sur la bordure nord de la plateforme africaine et pratiquement pas dans l'espace tellien compris entre plateforme et zones internes (Guiraud 1973). Par contre, elle est très bien marquée dans le domaine bétique externe entre "zones internes" et Europe, prouvant ainsi la proximité des deux blocs.

Une fois encore, la phase Lutétienne est paroxysmale dans les Bétiques où elle aboutit à la tectonisation des ensembles sub et prébéétiques (Paquet 1967, Didon et al. 1972) et à la soudure définitive des "zones internes" à l'Ibérie-Europe. Elle est aussi paroxysmale dans le domaine atlasique (Guiraud 1973) et bien que nettement marquée dans le domaine tellien où elle se manifeste par la tectonisation de la chaîne calcaire (D (Delteil et al. 1971) elle n'est que l'amorce du processus qui aboutira à l'orogénie alpine d'Afrique du Nord. Il est probable que c'est à ce moment, lorsque domaine bétique externe et domaine atlasique ont absorbé dans les plissements intra-continentaux l'essentiel du rapprochement Afrique-Europe amorcé depuis 76 MA que se met à fonctionner la subduction du Sud vers le Nord de la partie océanique de la plaque africaine sous l'Europe (fig. 37).

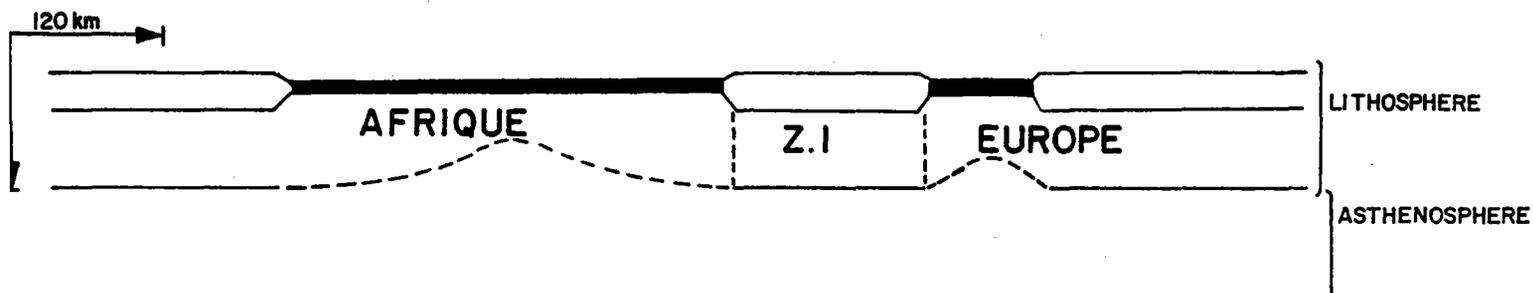
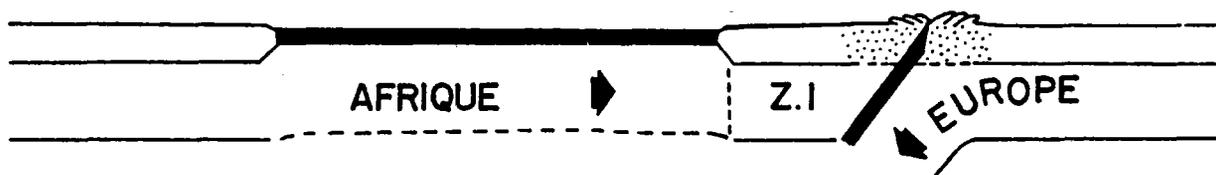
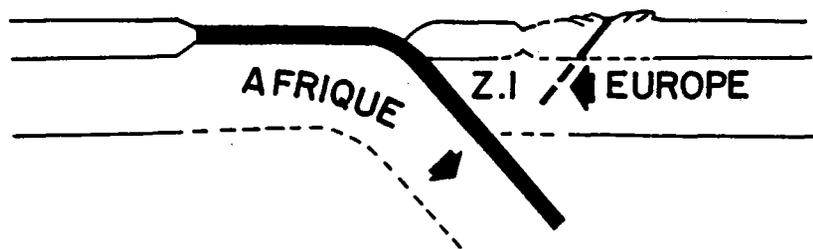
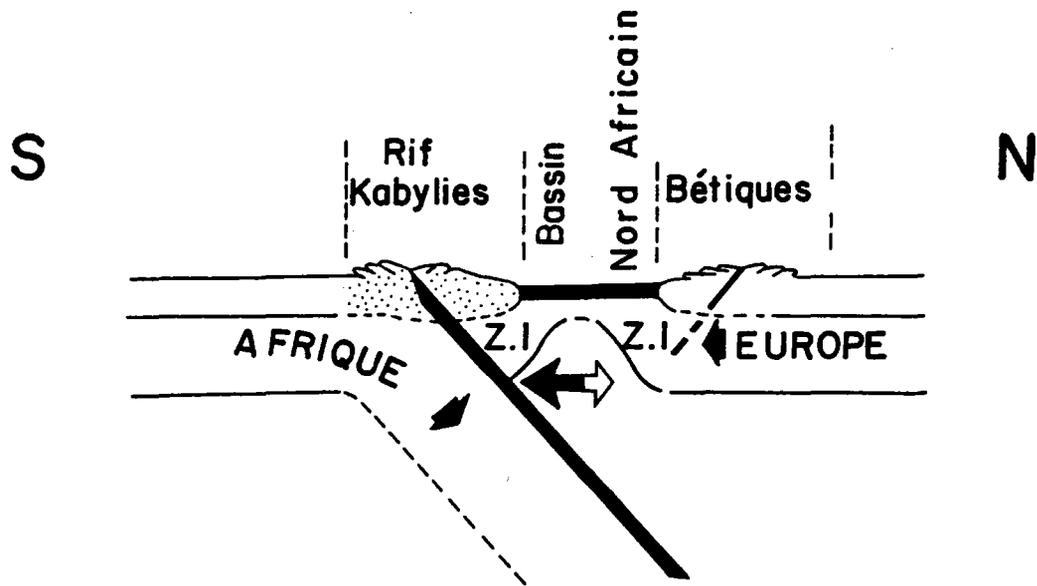
La bordure sud des zones internes est affectée à l'Oligocène Moyen et Supérieur par une phase compressive alpine qui se manifeste par la mise en place des nappes telliennes à l'exception de la nappe Numidienne (Raoult 1974). Cependant compte-tenu de sa position perpendiculaire à la compression dans les Alpes Occidentales, le bassin nord-africain ne subit pas le phénomène de fissuration de la lithosphère qui lui est lié. En effet, on ne connaît pas en Afrique du Nord des Kabyliés d'indices de transgression qui pourraient témoigner de la formation de grabens à cette époque. Par contre, les auteurs s'accordent pour penser qu'à l'Oligocène supérieur, le socle kabyle s'ennoie et est recouvert par les dépôts qui vont de l'Oligocène Supérieur à l'Aquitanién de l'Oligo-Miocène à Faciès Kabyle (Raoult 1974, Raymond 1976). Cependant, on ne peut pas encore parler à cette époque d'ouverture franche du bassin nord-africain. Avec Raymond (1976), nous pencherons vers l'interprétation du domaine de dépôt de l'Oligo-Miocène kabyle comme un bassin "intramontagneux" sans pour cela envisager forcément une ouverture océanique au nord des Kabyliés.

Ce n'est qu'à partir du Miocène inférieur (Aquitanién-Burdigalién) que l'on a les premiers indices de transgression au nord des massifs kabyles et sur la bordure sud des Bétiques. En même temps que la bordure méridionale des bassins internes et le Tell subissent une importante tectonique compressive correspondant à la fermeture par subduction de l'océan alpin d'Afrique du Nord, fermeture cachetée par le glissement vers le sud et vers le nord des flyshs numidiens, s'opère la dislocation de la microplaque des zones internes.

Figure 37

Schéma de rapprochement Europe Afrique et microplaque des zones internes - de bas en haut

- Stade ante Lutetien (Eocène Moyen)
- Stade Lutetien (Eocène Moyen)
- Stade anté-miocène
- Stade miocène inférieur à moyen



Nous renvoyons au paragraphe précédent pour la discussion des arguments en faveur d'une ouverture au miocène inférieur du bassin nord-africain (remplissage sédimentaire, volcanisme, contraintes géologiques) selon le schéma des bassins marginaux (fig. 37). D'autre part, nous aborderons dans le paragraphe suivant les implications de notre modèle sur le problème numidien.

Comme dans le cas du bassin provençal, la dislocation du bloc des zones internes ne se fait pas de façon quelconque mais utilise des directions privilégiées qui sont celles d'anciens accidents utilisés lors de précédentes phases soit en distension, soit en compression (Thomas, Devaux 1969). Le rapprochement global des plaques Europe et Afrique depuis 76 MA est tout d'abord SW-NE entre 76 MA (anomalie 33) et 38 MA (Anomalie 13), puis de 38 MA à aujourd'hui il devient SE-NW (voir chapitre J.L. Olivet). C'est donc ce double réseau de fractures qui va être privilégié dans la dislocation des zones internes. La carte structurale du bassin nord-africain (fig. 29b) met en évidence la prédominance du réseau NE-SW dans la structuration du bassin et de ses marges. En particulier, nous avons eu l'occasion de décrire trois accidents importants jalonnés de volcanisme que nous interprétons comme ayant guidé la dérive des divers éléments des zones internes disloquées. Ce sont : la fracture nord-tunisienne (Auzende et al. 1974), la ride de l'Emile Baudot (Mauffret et al. 1972) et la ride d'Alboran (Olivet et al. 1973). Comme dans le bassin provençal, la direction de ces cicatrices n'est pas quelconque et en les utilisant comme petits cercles, nous avons pu calculer un pôle de rotation des noyaux internes dont les coordonnées sont : 45° N et 13° 25 W avec une déviation standard de 1.5 km. La reconstitution que nous proposons (fig. 38) a été réalisée en utilisant ces contraintes (pôle et zones de fractures) ainsi que celles imposées par l'extension des marges continentales définies par la sismique réflexion et le magnétisme. On peut constater sur cette figure que nous interprétons le prolongement oriental immergé des Bétiques au sud d'Ibiza et au sud de Minorque comme l'équivalent des zones internes bétiques reste lui aussi soudé à l'Europe. Cependant, il est probable que cette ouverture de direction NE-SW ne représente que la phase finale de la création du bassin Nord-africain. Cette phase a dû être précédée par des processus distensifs de directions NW-SE analogues à ceux qui ont abouti à la création du bassin provençal et à la distension du Golfe de Valence.

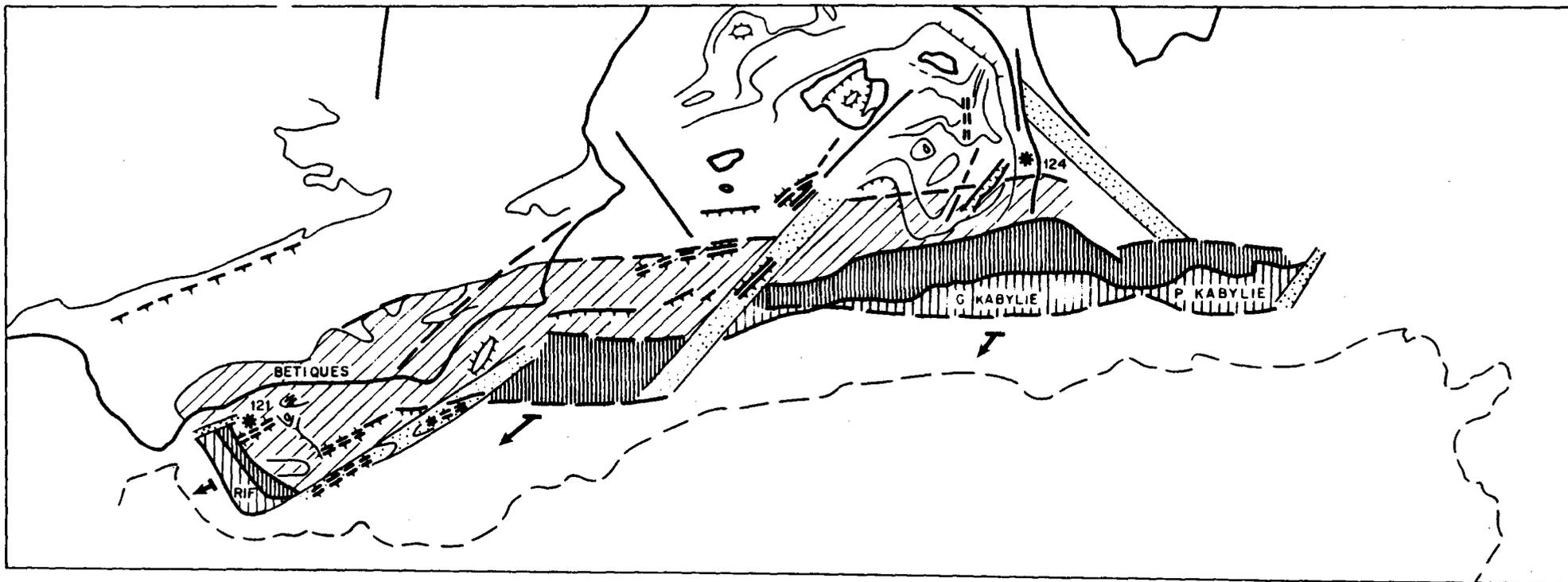


Figure 38

Modèle proposé pour la reconstruction anté tertiaire du domaine du bassin nord africain.

Il est difficile d'établir qu'elle a été l'importance et l'amplitude relative de cette phase de distension initiale NW-SE de l'Oligocène Moyen et de la phase d'ouverture NE-SW du Miocène Inférieur à Moyen.

Notre reconstitution diffère de celle de Bayer et al. (1973) (voir fig. 25) qui envisagent une dérive vers le SE de la grande Kabylie et une dérive complexe de la petite Kabylie. Dans cette hypothèse, Bayer et al. (1973) n'expliquent pas la néoformation du domaine compris au SW du promontoire Baléares, domaine sur lequel précisément ces auteurs pensent avoir reconnu des anomalies de type Vine et Matthews témoignant d'un âge oligocène de cette partie de bassin. De plus, la mise en coincidence des socles kabyles et des dorsales kabyles après des évolutions différentes des deux kabyliques nous paraissent être l'effet du "hasard qui fait bien les choses".

Notre reconstruction diffère aussi du modèle de Alvarez et al. (1974) voisin du modèle précédent mais qui ajoute en plus la méconnaissance des structures sous-marines en réalisant un accolement très étroit des Kabyliques aux Iles Baléares. Galdéano et al. (1974) se basant sur les données des levés aéromagnétiques proposent aussi un modèle dans lequel les Kabyliques subissent une dérive vers le SE alors que le Rif se déplace vers le SW. Ce modèle pose un problème du même type que celui de Bayer et al. (1973) pour la portion du bassin comprise entre la ride d'Alboran à l'ouest et le méridien 2°E. Il faut admettre que cette zone est une relique de l'océan nord-africain initial puisqu'elle est en dehors des trajectoires de dérive des kabyliques et du Rif. Cependant rien ne permet d'envisager une telle différence d'âge ou de nature de cette partie du bassin, que ce soit la profondeur du substratum, sa signature magnétique ou l'épaisseur et l'aspect de la couverture sédimentaire.

Notre modèle se heurte en ce qui concerne cette même zone à une difficulté due à l'absence des "zones internes" à terre entre le Rif et la grande Kabylie. Elle peut être contournée si l'on admet que l'ensemble du bassin nord-africain s'ouvre suivant des directions NE-SW et que le noyau interne ayant laissé sur son arrière cette partie néoformée du bassin se retrouve avec sa couverture dans le large domaine immergé compris entre la marge oranaise et la ride d'Alboran que nous appelons Plateau nord-marocain, (fig. 38).

L'autre difficulté à laquelle se heurte notre modèle est celle de la compréhension du mécanisme de dérive vers le SW du Rif, alors que comme nous l'avons vu le sens du rapprochement global Europe-Afrique depuis 38 MA est NW-SE perpendiculaire au mouvement du Rif. Cette orthogonalité fait que nous devrions avoir en arrière du Rif non pas un mouvement compressif associé à une subduction mais essentiellement un mouvement de cisaillement. Dans ce cas, il est impossible d'expliquer l'ouverture du bassin occidental d'Alboran par le processus de distension en arrière d'un arc associé à une subduction. Plusieurs solutions peuvent être apportées à ce problème : - La première est que dans le détail, le mouvement de rapprochement global NW-SE des grandes plaques peut être la résultante de plusieurs épisodes dont certains seraient de direction NE-SW. C'est au cours d'un de ces épisodes de rapprochement NE-SW que la dislocation du Rif se serait faite. Le domaine néoformé est d'extension suffisamment réduite (30 à 40 km) pour avoir été créé lors d'une phase très brève.

- La deuxième est que la configuration de la marge de la plaque Afrique vers l'ouest peut être telle que à la composante cisailante s'ajoute une composante compressive cause de la dislocation du système Bético-rifain.

Enfin, une dernière explication peut être en considérant que la dérive du Rif est déclenchée par un processus de poinçonnement (Tapponnier 1977) analogue à celui envisagé pour la fissuration dans le bassin provençal en liaison avec le poinçon Apulien. Ici, le poinçon serait l'avant pays africain que l'on trouve à terre à l'est de Melilla qui venant percuter les plaques des zones internes au niveau du bassin oriental d'Alboran aurait provoqué une distension latérale par dérive du Rif.

5. Les implications de notre modèle

a. Les flyschs ultras et le Numidien

Le modèle de création tertiaire du bassin méditerranéen occidental soulève le problème de l'origine des nappes des chaînes alpines d'Afrique du Nord. En effet, pendant que, disparaît l'océan alpin compris entre plateforme africaine et zones internes s'ouvre un bassin de type marginal (le bassin nord-africain) dans lequel commence à se déposer une série sédimentaire non tectonisée. Ceci a pour implication immédiate l'impossibilité d'envisager le dépôt au nord des zones internes kabyles d'un matériel éjecté sous forme de nappes qui iraient se surimposer à l'édifice alpin d'Afrique du Nord. En quelques mots, ce modèle nous conduit à adopter une patrie d'origine infra kabyle pour le matériel de nappes dites "ultra kabyles".

Il nous est difficile d'entrer dans le détail de la discussion des arguments qui font pencher les géologues de terrains pour l'hypothèse ultra ou infra kabyle de certains flyschs, cependant nous essaierons de situer les flyschs concernés et les hypothèses en présence.

Les interprétations paléogéographiques mettent en évidence (Kieken 1962, Raoult 1975, Raymond 1976...) dans le Tell en allant du sud vers le nord, une succession de domaines d'où sont sorties les nappes. Schématiquement, on considère un domaine externe d'où viennent les nappes infra, et sud telliennes séparé d'un domaine interne par un "môle néritique". Dans ce domaine se seraient déposées les séries des nappes épi et ultra-telliennes ainsi que, c'est là que les auteurs ont des opinions divergentes, pour certains (Durand Delga 1967, Raoult 1975, Raymond 1976), les séries massyliennes, mauretaniennes et numidiennes, alors que d'autres auteurs (Mattauer 1977, Delteil et al. 1975) envisagent un domaine ou sillon ultra, séparé du précédent par les zones internes kabyles, patrie des 3 derniers ensembles.

C'est ainsi que très schématiquement sont nées l'hypothèse infra ou citra kabyle et l'hypothèse ultra kabyle.

L'hypothèse citrakabyle : Dans cette hypothèse, l'ensemble des flyschs ultra et le numidien sont issus d'un même sillon comprimé au cours du rapprochement Afrique-zones internes.

Le flysch Massylien comprend une série qui va de l'Albo-aptien au Cénonien, le flysch Mauritanien en position plus interne comprend une série qui va du Malm à l'Eocène Supérieur montrant des affinités de faciès avec la partie externe de la chaîne calcaire. Le numidien comprend une série qui va du Stampien au Burdigalien Inférieur (Raymond, 1976) et structurellement, il couronne l'ensemble des flyschs précédents ainsi que le socle kabyle. Cependant, certains auteurs (Raoult 1975) l'interprètent comme un Néautochtone faisant suite aux dépôts autochtones de l'oligo-miocène à faciès kabyle. Il faut noter en défaveur de cette interprétation le fait que le sommet de l'oligo-miocène kabyle est Aquitanien donc plus jeune que la base stampienne du Numidien. Le Numidien semble donc bien allochtone, il pourrait être un équivalent de l'oligo-miocène manquant des flyschs massyliens (Raymond 1976) ou appartenir à une unité tellienne (Rouvier 1977).

La critique la plus importante que l'on peut faire à l'hypothèse citrakabyle est que l'on comprend mal comment, alors que toutes les nappes telliennes sont à vergence sud, le déplacement d'une partie du Numidien se fait vers le Nord.

Cette critique peut être évitée dans la mesure où l'on a vu que dès l'oligocène supérieur le socle kabyle s'enneige et est recouvert de l'oligo-miocène kabyle. La dépression ainsi créée peut avoir provoqué le cheminement vers le nord du numidien issu d'un sillon situé plus au sud.

L'hypothèse ultra-kabyle : Dans cette hypothèse, les flyschs Ultras et le numidien ou seulement le Numidien selon les auteurs, sont issus d'un sillon situé au nord des Kabylies sur l'emplacement de l'actuelle Méditerranée. Cette hypothèse a été proposée (Mattauer 1967) en particulier pour expliquer l'existence de copeaux appartenant à la chaîne calcaire à la base du Flysch mauritanien et aussi pour pouvoir attribuer au Numidien la même polarité du Nord vers le Sud que le reste des nappes d'Afrique du nord.

Les critiques que l'on peut faire à cette hypothèse ultra sont de plusieurs ordres. Tout d'abord d'ordre sédimentologique. Le matériel constituant la nappe numidienne ne peut provenir du domaine kabyle. Il faut donc envisager la présence au nord du sillon ultra présumé l'existence d'un continent nourricier à la place de la Méditerranée Occidentale (Flandrin, 1948). La disparition de ce continent (Tyrrenide) depuis le Miocène est inexplicable dans la mesure où l'on a vu que les bassins provençal et nord-africain avaient un socle de nature océanique.

De plus, un certain nombre de sédimentologues (Wezel 1970, Hoyez 1975) ont démontré que les quartz présents dans la nappe numidienne ont pour origine les grès continentaux de l'Atlas Saharien.

La deuxième critique est d'ordre structurale. Si l'on admet une origine ultra kabyle du numidien, il faut envisager entre l'Oligocène Supérieur et le Miocène Inférieur une succession rapide d'inversions du relief pour permettre par exemple, la mise en place vers le nord des olistostromes à l'Aquitainien (Raymond, 1976) puis du Numidien vers le Sud au Burdigalien et enfin l'effondrement au Nord du Bassin nord africain.

La dernière critique est apportée par la géologie marine. Le sillon ultra kabyle ne peut pas être le bassin nord-africain actuel puisqu'il renferme une série miocène non tectonisée. Il faut donc imaginer un sillon aujourd'hui disparu entre le bassin nord-africain et les Kabylies, sur la marge continentale par exemple. La faible largeur de cette marge (10 à 80 km) laisse peu de possibilités pour placer ce sillon.

- Une troisième hypothèse pour expliquer l'origine des flyschs ultras a été proposée par Glangeaud (1932) puis par Caire (1970) et Coutelle (1971). C'est l'hypothèse périkabyle. Une partie des flyschs proviennent d'un sillon en position citrakabyle alors qu'une partie présentant des caractéristiques différentes est déposée en position ultrakabyle. Cette hypothèse s'appuyant aussi sur l'existence d'un sillon ultra kabyle se heurte aux mêmes critiques que la précédente.

- En conclusion, notre modèle de création du bassin nord-africain ne peut être associé qu'à l'hypothèse de l'origine citrakabyle de toutes les nappes constituant les chaînes alpines et Afrique du Nord. Toutes les nappes se sont déposées dans un domaine océanique unique aujourd'hui disparu entre plateforme africaine et noyau des zones internes.

b. Age et nature du volcanisme

Le processus même de la création des bassins retro-arc (distension associée à une subduction) a pour conséquence l'apparition de phénomènes volcaniques bien particuliers. Les études menées sur les bassins marginaux pacifiques ou Caraïbes confirment le rôle important des événements volcaniques, (Sigimura et Uyeda 1973, Fox et Heezen 1975, Mitchell et Reading, 1971, Watts et Weissel 1975, Le Pichon et al. 1973),

.../...

en particulier l'importance du volcanisme calco alcalin souvent associé au fonctionnement d'une zone de subduction (Dickinson 1962) ou au processus de la distension rétro arc (Wezel 1977).

En Méditerranée Occidentale, les travaux sur le volcanisme envisagé sous un angle global sont récents, ce qui explique la relative rareté des sites volcaniques signalés et le petit nombre de datations absolues sur le matériel de ces sites.

La figure 35 a, établie à partir des données de Bellon et Brousse, (1971), Coulon et al, (1974), Dupuy et al (1974), Savelly (1975), Bellon et Letouzey (1977) et Wezel (1977) met en évidence sur le pourtour du bassin provençal une série de centres volcaniques sur l'arc Corso-Sarde ou en arrière de l'arc avec prédominance des émissions calco alcalines en particulier andésitiques (cap d'Ail, Sardaigne, NE Baléares). Les datations existantes sur ces séries donnent des âges dont la moyenne se situe entre 25 et 30 m.a. (Oligocène moyen à Supérieur).

La figure 35 b, pour le bassin nord-africain tracée à partir des travaux de Bellon (1976), Bellon et Letouzey (1977), Wezel (1977) montre dans la même situation que pour le bassin provençal un volcanisme calco-alcalin souvent associé à du plutonisme d'âge compris entre 9 m.a. et 16 m.a. (Miocène moyen). On connaît en plus de ces centres en position rétro-arc, des manifestations volcaniques de type effusif, d'âge oligo-miocène associées à des flyschs déposés dans le sillon océanique nord africain avant sa fermeture, dont les caractères sont ceux des fossés de subduction (Wezel 1977). Par exemple ces volcanoclastiques ont été décrits dans le Numidien de Sicile, dans les flyschs des Beni Idev au Maroc (Wezel, 1973).

En résumé malgré la relative nouveauté des études entreprises et les difficultés rencontrées en particulier dans le domaine marin pour récolter des échantillons, il existe en Méditerranée Occidentale un volcanisme d'âge oligo-miocène synchrone de l'âge présumé de formation des bassins dont la nature s'accorde bien de l'hypothèse d'une création selon un processus équivalent des bassins marginaux Pacifiques. Si le schéma de distribution de ce volcanisme n'est pas toujours très "typique"

cela peut s'expliquer par le fait que dans l'ensemble les zones néoformées sont d'extension très réduite (100 à 200 km), que dans certains cas la géométrie du rapprochement n'entraîne qu'une faible disparition de croûte par subduction (cas de la mer d'Alboran, cas de la mer Ligure) et aussi que le volcanisme plus récent plio-quaternaire se surimposant aux édifices initiaux les ont "pollués" ou totalement masqués.

.../...

VII. LES EVAPORITES DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE

A) Historique

Les niveaux salifères et évaporitiques que l'on trouve déposés sur la quasi-totalité des parties profondes de la Méditerranée et sur une partie des marges constituent un des phénomènes les plus importants dans l'histoire du remplissage sédimentaire des bassins méditerranéens.

Ces niveaux ont été mis en évidence par leurs manifestations sous forme de dômes dans la topographie du Bassin Baléare et de la mer Ligure. Ces structures anticlinales ont été décrites en Méditerranée par Alinat et Cousteau (1962), Nénard et al. (1965), Hersey (1965), Alinat et al. (1966), Glangeaud (1966), Glangeaud et al. (1966), Leenhardt (1968), Mauffret (1968) et Watson et Johnson (1969). Plusieurs hypothèses ont été d'abord proposées pour expliquer l'origine de ces structures diapiriques. Pour certains auteurs ces structures étaient d'origine volcanique et pour d'autres il s'agissait de dômes de boue ou de sel. Peu à peu; l'unanimité s'est faite pour cette dernière hypothèse.

Les moyens techniques (essentiellement en ce qui concerne la sismique réflexion) dont disposaient les chercheurs jusque vers 1969 offraient des possibilités de pénétration limitées. Dans la plupart des cas l'onde s'arrêtait sur le toit de cet horizon perturbé par le diapirisme. Cette limitation et certains arguments d'ordre paléogéographique (existence de Trias gypso salin dans les zones externes alpines) avaient amené L. GLANGEAUD et al. (1966) à donner un âge triasique aux séries salifères. La conséquence immédiate de cette interprétation était que la Méditerranée Occidentale résultait d'une phase de distension triasico-liasique. Cependant d'autres auteurs, W. RYAN (1969) par exemple, sur la base de considérations sur l'épaisseur du remplissage sédimentaire avaient proposé un âge oligocène pour le sel. Enfin, C. CORNET (1968) suggérait que le sel observé en Méditerranée Occidentale aurait pu s'être déposé dans un graben Pontien.

L'acquisition du procédé sismique Flexotir qui offre des possibilités de pénétration beaucoup plus grandes, par certains laboratoires (OGS Trieste, IFP, COB) et l'apport des forages du leg XIII du Glomar Challenger (1970) va nettement faire évoluer les interprétations proposées jusqu'alors, sur l'âge et l'épaisseur des dépôts salifères.

B) Les données récentes

Grâce à l'utilisation du Flexotir, Montadert et al. (1970) ont pu décrire la série évaporitique dans son ensemble, sur un profil effectué dans la plaine abyssale nord-Baléare. Parallèlement à partir des enregistrements obtenus au cours de la campagne Polymède I (mai-juillet 1970) du Centre Océanologique de Bretagne, nous avons pu étendre les conclusions faites, quand à l'âge et à l'aspect de la série salifère dans la plaine abyssale nord-Baléare, à l'ensemble de la Méditerranée Occidentale.

a) Position stratigraphique des évaporites. Leur âge.

Outre leur aspect morphologique particulier sur lequel nous reviendrons plus loin, les niveaux évaporitiques et salifères sont définis par un aspect sismique très caractéristique qui rend leur reconnaissance relativement aisée dans la série sédimentaire, dont elles constituent un excellent marqueur. Le morceau de profil de la figure 39 est bien représentatif de la série du remplissage sédimentaire observée en Méditerranée Occidentale. On y distingue 3 grands ensembles (Auzerde et al., 1971).

A : un ensemble supérieur qui apparaît comme une séquence de réflecteurs d'intensité moyenne qui donne à la série un aspect lité. Son épaisseur est sur la figure 39 comprise en 0.8 et 1 s (temps double). Ailleurs, dans le bassin, son épaisseur peut être très variable de 0, lorsque l'ensemble B ou le substratum affleurent, c'est le cas sur certaines marges, à 1,5 s, dans des zones à fort taux de sédimentation récente ; c'est le cas en mer d'Alboran et sur la bordure nord-africaine. En milieu profond, cet ensemble A semble très homogène et peu tourmenté, sauf lorsqu'il est affecté par les montées diapiriques.

B : un ensemble intermédiaire, Il s agit de la série évaporitique et salifère, nous verrons plus loin les différents aspects qu'elle peut présenter sur les profils sismiques selon les zones considérées. Sur ce profil situé au NE des Baléares, cette série est très nettement définie et on constate qu'elle peut être subdivisée en 3 niveaux :

- Au sommet : un niveau de forts réflecteurs B 1 présentent un aspect lité sur environ 0.6 seconde d'épaisseur.

Fig. 39, 40, 41, 42, 43 : Profils sismiques (voir texte)

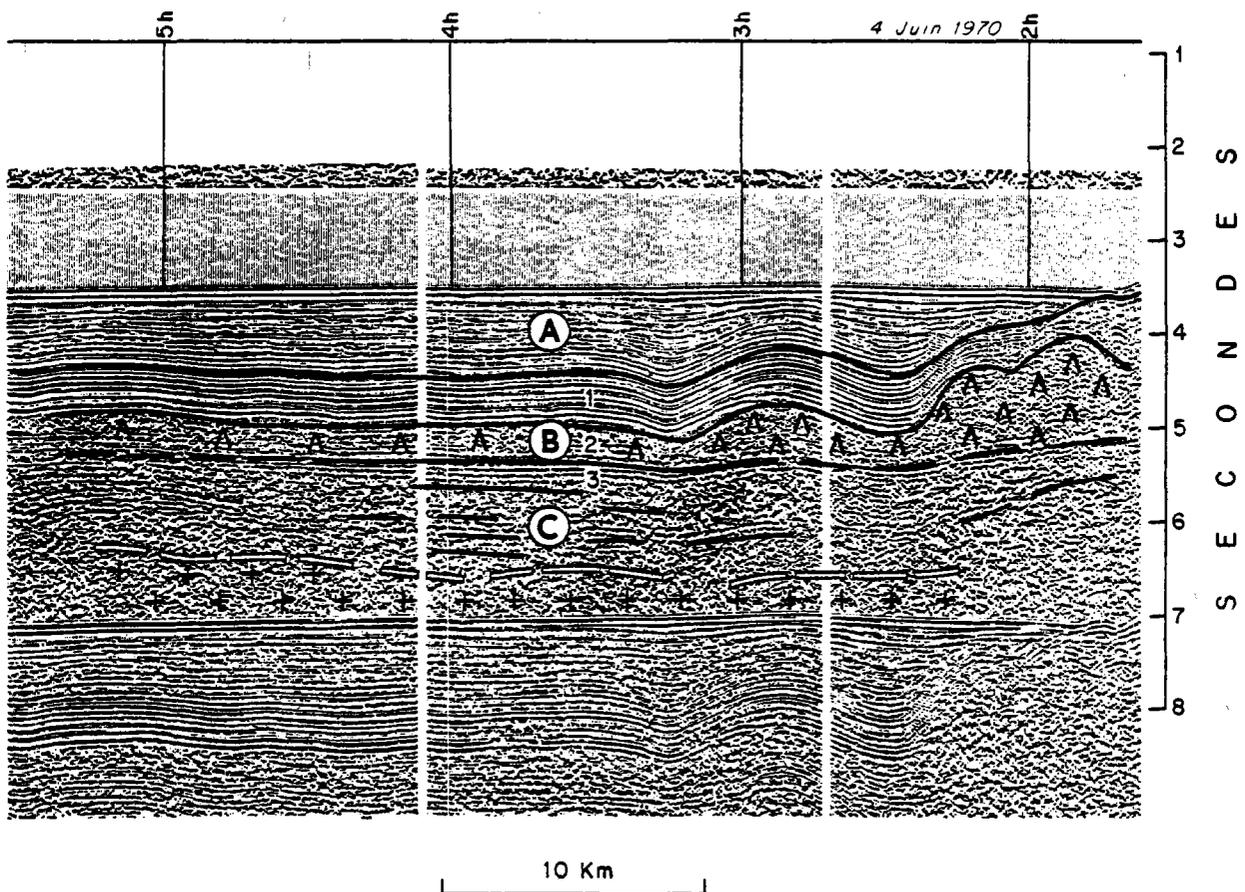


Figure 39

Profil situé dans le NE des Baléares montrant l'aspect typique du remplissage sédimentaire dans la partie profonde du bassin provençal (ex. vert. x 5)

- A = Plio-Quaternaire
- B = 1 - Evaporites messiniennes supérieures
- 2 - Sel Fluant
- 3 - Evaporites messiniennes inférieures
- C = Sédiments antémessiniens

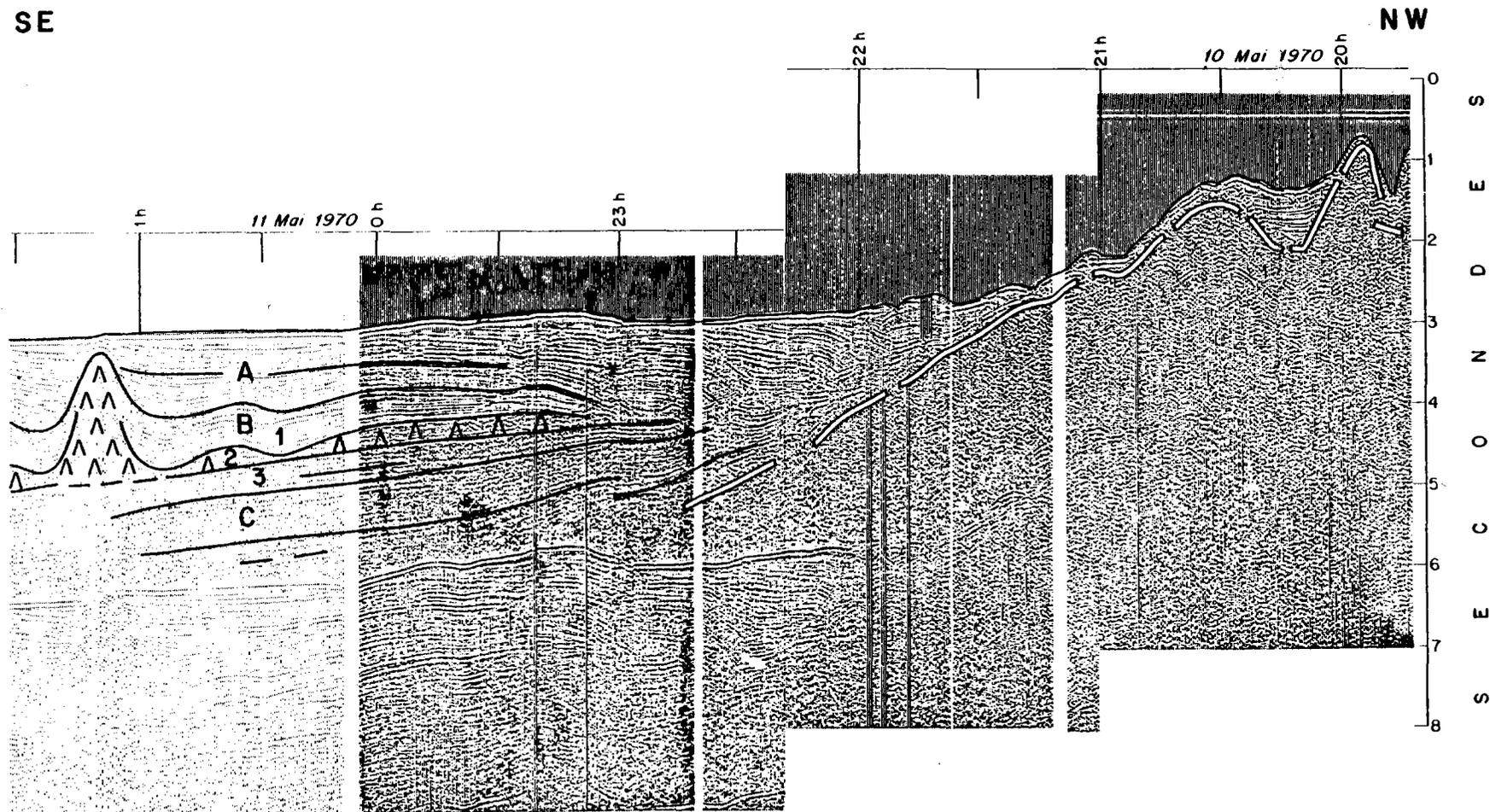


Figure 40

Profil situé au sud de Toulon - montrant les relations entre
marge continentale et remplissage sédimentaire.

La série C est ici très nette (Ex. Vert. x 5)

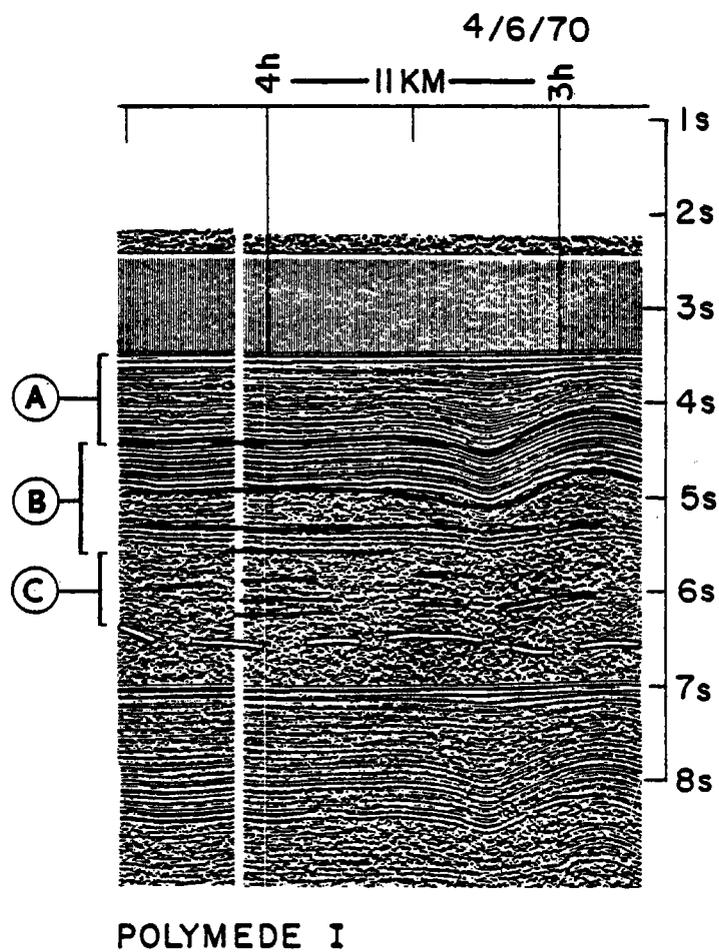


Figure 41 Profil NE des Baléares (voir texte)

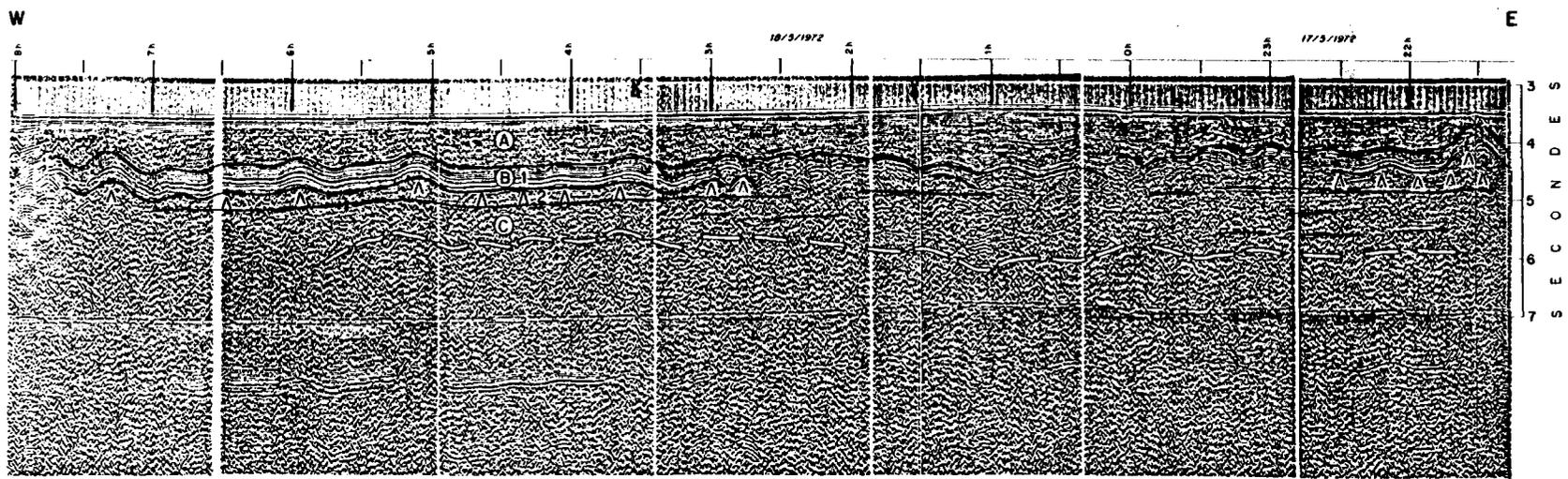


Figure 42 Profil Sud Baléare (ex. vert. x 5) (voir texte)

MS-39

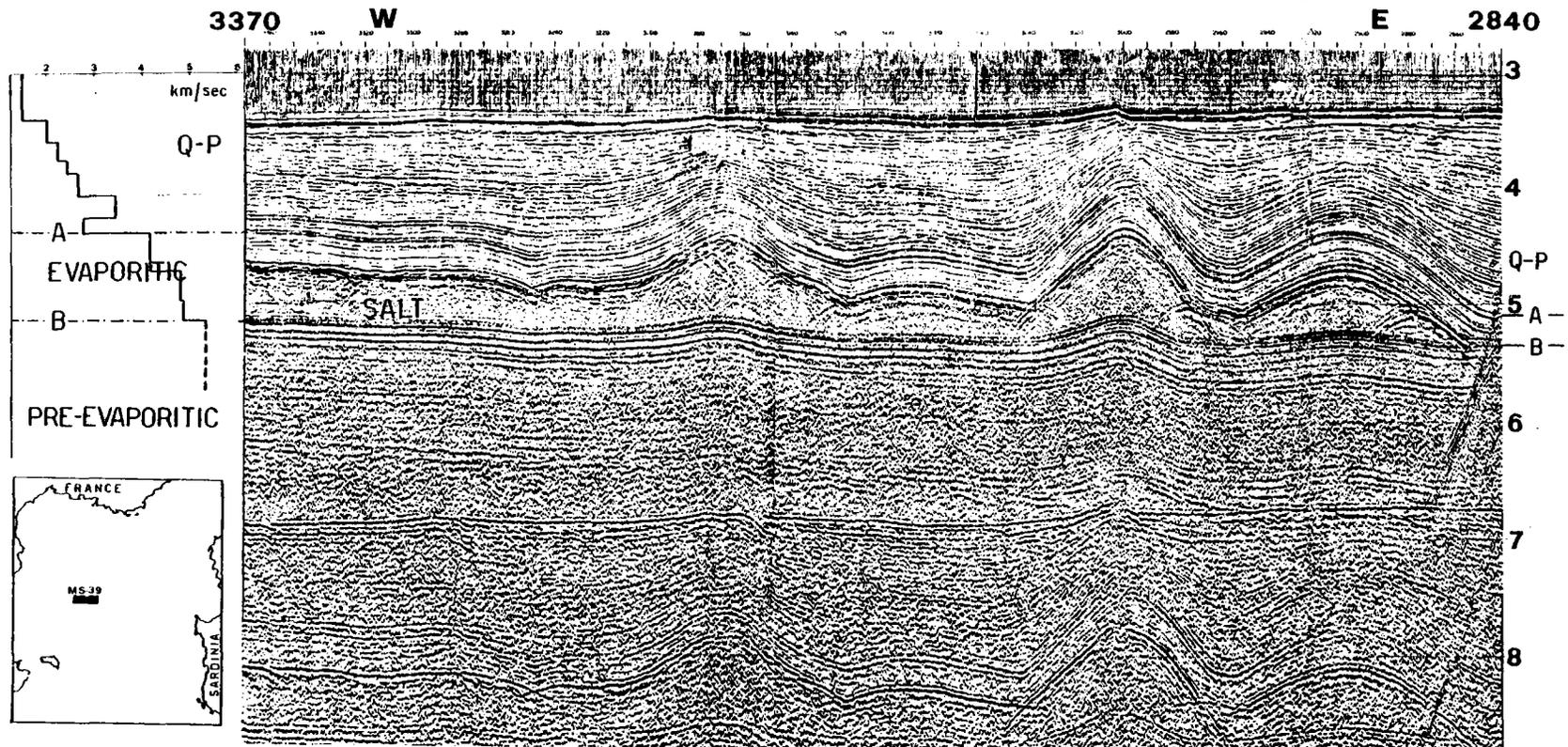


Figure 43

Profil NE Baléares avec diapir typique et différents stade d' évolution de la série salifère.

Les données de la sismique réfraction ou de la réflexion oblique (Hinz, 1972 ; I.F.P., 1972) montrent des vitesses de 3,5 à 3,7 km/s dans cette série. De ce fait, restituée en mètres, l'épaisseur de ce niveau est d'environ 1 000 mètres. On connaît sa nature à partir de la géologie terrestre et des forages du Glomar Challenger (Ryan, Hsü et al., 1972), il s'agit d'une alternance d'anhydrite, de gypse et de niveaux dolomitiques et marins.

- A la base, le niveau B 3 présente les mêmes caractéristiques mais son épaisseur est réduite à 0,3 seconde, soit environ 500 mètres. Nous l'interprétons comme une série évaporitique inférieure de même nature que la série évaporitique supérieure. Cependant sa présence n'est pas évidente dans tout le bassin méditerranéen. Elle peut-être masquée par la série sus-jacente perturbée ou bien on ne retrouve pas les forts réflecteurs horizontaux qui la caractérise.

- Entre les deux, un niveau dans lequel on ne distingue aucun réflecteur, dont l'épaisseur est d'environ 0,3 seconde. Les vitesses sismiques dans cet horizon sont de l'ordre de 4,2 à 4,5 km/s, ce qui lui donne une épaisseur moyenne de 7 à 800 mètres. Ce niveau est celui qui donne naissance en d'autres points du bassin aux structures diapiriques. Ses caractères sismiques suggèrent qu'il s'agit d'une couche de sel massif. Il a été atteint par le forage 134 du Glomar Challenger. Il est composé en partie de halite et de sel potassique.

C : un ensemble inférieur. Il s'agit de l'ensemble compris entre les niveaux évaporitiques et le substratum continental ou océanique. Sur la figure, son épaisseur est d'environ 1 seconde, soit 1 500 à 2 000 mètres selon les vitesses de propagation choisies dans cette couche. Cette épaisseur est très variable selon le secteur du bassin considéré et elle semble très liée à la morphologie du substratum sous-jacent. Cette série ante-évaporitique est la plus mal connue dans la séquence constituant le remplissage de la Méditerranée occidentale. Elle ne présente pas de caractères sismiques particuliers et elle est souvent masquée par la série salifère épaisse et perturbée par le diapirisme.

..../...

- Age des niveaux évaporitiques et salifères

Nous avons noté plus haut qu'il existait plusieurs hypothèses quant à l'âge des séries évaporitiques et salifères. Au cours de l'année 1970, en même temps que se déroulait le leg XIII du Glomar Challenger, les travaux menés parallèlement à l'I.F.P. et au C.O.B. apportaient la certitude que ces séries ne pouvaient pas être triasico-liasique. Les principaux arguments contre cette hypothèse étaient : - la série susjacente ne fait que 1 000 mètres d'épaisseur, ce qui paraît très insuffisant pour une couverture qui comprendrait tous les sédiments depuis le lias jusqu'au Quaternaire.

Il existe sous ces niveaux salifères une couche d'au moins 1 500 à 2 000 mètres de sédiments dont la compaction semble faible car ils sont pénétrés par les ondes sismiques (fig. 40). Si le sel était triasique, cela signifierait que le début du remplissage du bassin aurait débuté dans une phase encore bien antérieure.

On connaît par ailleurs tout autour de la Méditerranée des dépôts salifères dont l'âge est Miocène terminal. Il s'agit des séries gessoso - salffera de Sicile (Ogniben, 1957, Selli, 1960) des séries évaporitiques des bassins nord-africains (Perrodon, 1957). Dans d'autres régions, les dépôts évaporitiques n'existent pas mais sont remplacés par la surface d'érosion pontienne (Denizot, 1952 ; Bourcart, 1962 ; Glangeaud, Cornet 1968).

C'est donc à partir de ces arguments et des observations faites sur les profils que Montadert et al. (1970) et Auzende et al. (1971) ont proposé respectivement un âge tertiaire et miocène supérieur pour dater les niveaux évaporitiques.

Les forages 121, 122, 124 et 134 du leg XIII du Glomar Challenger (Hsü, Ryan et al. 1973) ont apporté une confirmation de ces interprétations en prélevant des niveaux de gypse et d'anhydrite dans lesquels s'intercalent des niveaux marneux ayant permis de les dater du messinien (5,5 - 7 M.A.).

.../...

Récemment, F. Wezel (1975) réexaminant les carottes du leg XIII, a mis en évidence que les niveaux reposant directement sur les évaporites variaient en âge selon les endroits. Cela pourrait être interprété comme la continuation des dépôts évaporitiques jusque dans le pliocène inférieur dans certains points du bassin méditerranéen.

b. Différents aspects des niveaux salifères

Nous avons signalé précédemment que la série salifère messinienne qui existe sur la quasi-totalité de la Méditerranée Occidentale pouvait présenter des aspects différents selon les secteurs considérés. Certains auteurs (Alla et al., 1971 ; Mauffret, 1968, 1976) ont essayé de cataloguer les aspects selon lesquels apparaissaient les séries salifères en mer Ligure, dans le Golfe du Lion et autour des Baléares. Il nous semble difficile de prolonger les observations faites par ces auteurs dans l'ensemble du bassin, cependant nous pouvons schématiquement distinguer 4 variantes dans la configuration de la série salifère : 1. la série évaporitique et salifère est complète et n'est que peu ou pas affectée par les phénomènes diapiriques. 2. La série est complète et affectée par le diapirisme. Ces deux premières catégories caractérisent les parties profondes du bassin. 3. La série est réduite aux évaporites. 4. Nous envisageons enfin le cas particulier de la mer d'Alboran.

1. Série salifère complète non affectée par le diapirisme.

La figure 41 est une illustration de ce premier aspect de la série salifère. Les trois termes de la série (B1, B2 et B3) sont présents avec des épaisseurs à peu près uniformes identiques à celles définies dans le paragraphe précédent (0,5 à 0,6 s pour B 1, 0,3 s pour B 2 et 0,3 s pour B 3). On constate que les déformations sont minimales et limitées à de petites ondulations qui n'atteignent pas le stade dôme. Ce type de série est observé dans la partie nord-occidentale du bassin provençal correspondant grossièrement à la zone où se fait sentir l'influence du delta immergé du Rhône. Il est probable que la surcharge sédimentaire joue un rôle important dans le déclenchement du diapirisme (Pautot et al., 1970). La combinaison des deux paramètres surcharge sédimentaire et puissance de la couche de sel fluant semble avoir une nette influence sur la vitesse de formation des dômes et sur leur extension.

Dans le cas qui nous intéresse des zones sans diapirisme, il se pourrait que le rapide accroissement de la couverture sédimentaire dû au fonctionnement du delta du Rhône ait empêché le développement de structures diapiriques.

Dans d'autres secteurs du bassin occidental, il existe une série salifère non affectée par des dômes, en particulier sur la bordure sud des Baléares (fig. 42) et entre le promontoire du sud de Minorque et la marge algérienne. Dans ce cas, ce n'est pas la trop grande épaisseur de la série post salifère qui est en cause mais la faible puissance de la couche de sel fluant (inférieure à 0,3 s soit inférieure à 600 mètres).

2. Série salifère complète affectée par le diapirisme.

C'est l'aspect le plus fréquent observé en Méditerranée Occidentale dans les parties profondes du bassin. La figure 43 d'après Finetti et Morelli (1973) montre le passage dans le bassin Baléaire de la série non perturbée à l'ouest à une série dans laquelle se manifestent des diapirs. Dans cette zone, les dômes sont assez espacés les uns des autres et on peut nettement distinguer la totalité de la série ainsi que des formes en "dos de tortue" intermédiaire entre le stade dôme et le stade couche salifère non perturbée.

Dans cette sorte de série salifère, il existe en dehors du cas typique trois domaines dans lesquels on observe certaines particularités : la Mer Ligure, le bassin provençal entre Baléares et Sardaigne, et le bassin nord Africain.

- La Mer Ligure : Outre les diapirs salifères isolés, il existe en Mer Ligure essentiellement sur la marge (voir fig. 44 d'après Rehault et al., 1974) des alignements de dômes formant de véritables murs de sel. On peut constater que ces murs de sel présentent des directions préférentielles NE-SW qui sont celles de l'axe du bassin et sont décrochés par endroits par des accidents perpendiculaires. Ceci suggère que ces murs de sel sont situés sur des fractures de la marge et que la montée du sel a été commandée par le jeu de ces fractures.

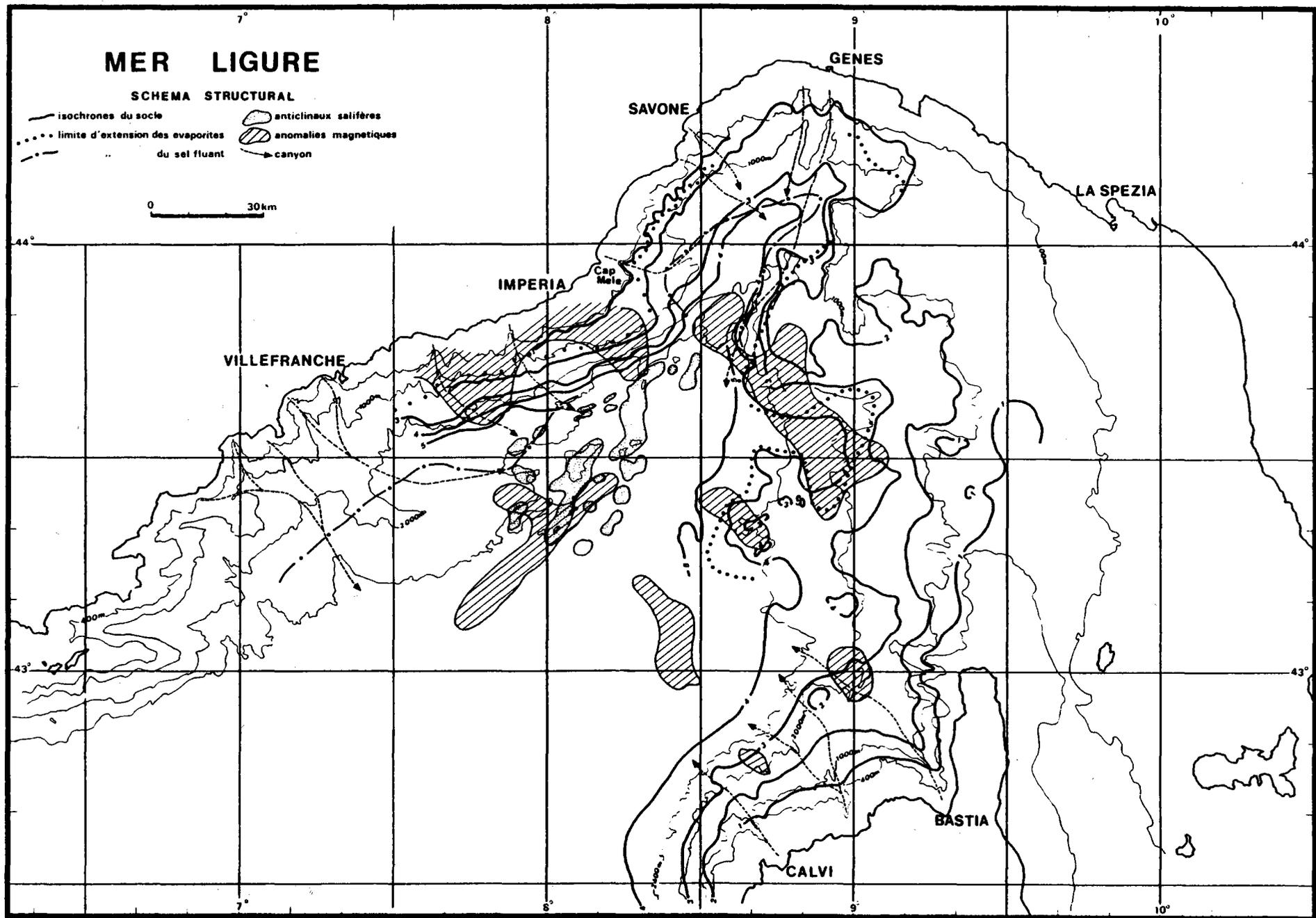


Figure 44

Schéma structural de la mer Ligure destiné à mettre en évidence les "murs de sel" probablement situés sur des zones de failles actives.

- Le bassin provençal entre Baléares et Sardaigne.

La partie profonde du bassin provençal entre les Baléares et la Sardaigne est caractérisée par une couverture superficielle très perturbée en raison de la manifestation de nombreux diapirs (fig. 45). Dans ce secteur, les dômes sont très proches les uns des autres et de petites dimensions. Ceci se traduit par l'existence sous une faible couche non perturbée d'une surface très diffractante qui stoppe en quasi totalité la pénétration de l'onde sonore. Il est en effet très difficile de distinguer dans ce domaine la base de la série salifère et les réflecteurs anté-salifères.

- Le bassin nord-africain.

Entre le méridien de Bougie et celui d'Oran, la marge algérienne est caractérisée par des gradients de pente assez élevés qui dépassent souvent 10°. Elle est bordée vers le large par une dépression d'environ 50 km de large d'orientation grossièrement W-E. Dans cette dépression dont l'origine est discutée par ailleurs (Auzende et al., 1972 et 1975), la série salifère messinienne s'approfondit (son niveau est décalé d'environ 800 mètres par rapport à son niveau moyen dans le reste du bassin) et s'épaissit pour donner naissance à de très gros dômes (fig. 46). Cet épaississement est interprété comme résultant de la combinaison du redressement de la marge africaine (Auzende et al., 1975) et de l'approfondissement des séries au nord de celle-ci qui aurait favorisé le glissement et l'accumulation du sel dans le fossé ainsi créé en bordure de la marge. La montée des gros dômes aurait donc pour cause l'existence d'une couche salifère anormalement épaisse affectée dans le sens vertical et horizontal par d'importants phénomènes tectoniques.

3. Série réduite aux évaporites.

La série salifère complète dont nous avons décrit les aspects dans les paragraphes précédents est presque exclusivement concentrée dans les parties profondes du bassin occidental. Il est rare de la retrouver sur les marges sans qu'elle n'ait subi une réduction d'épaisseur importante. De ce fait, sur les marges, la série salifère est le plus souvent réduite aux niveaux évaporitiques supérieurs B 1 décrits précédemment.

Fig. 45-46 : Profils sismiques (voir texte)

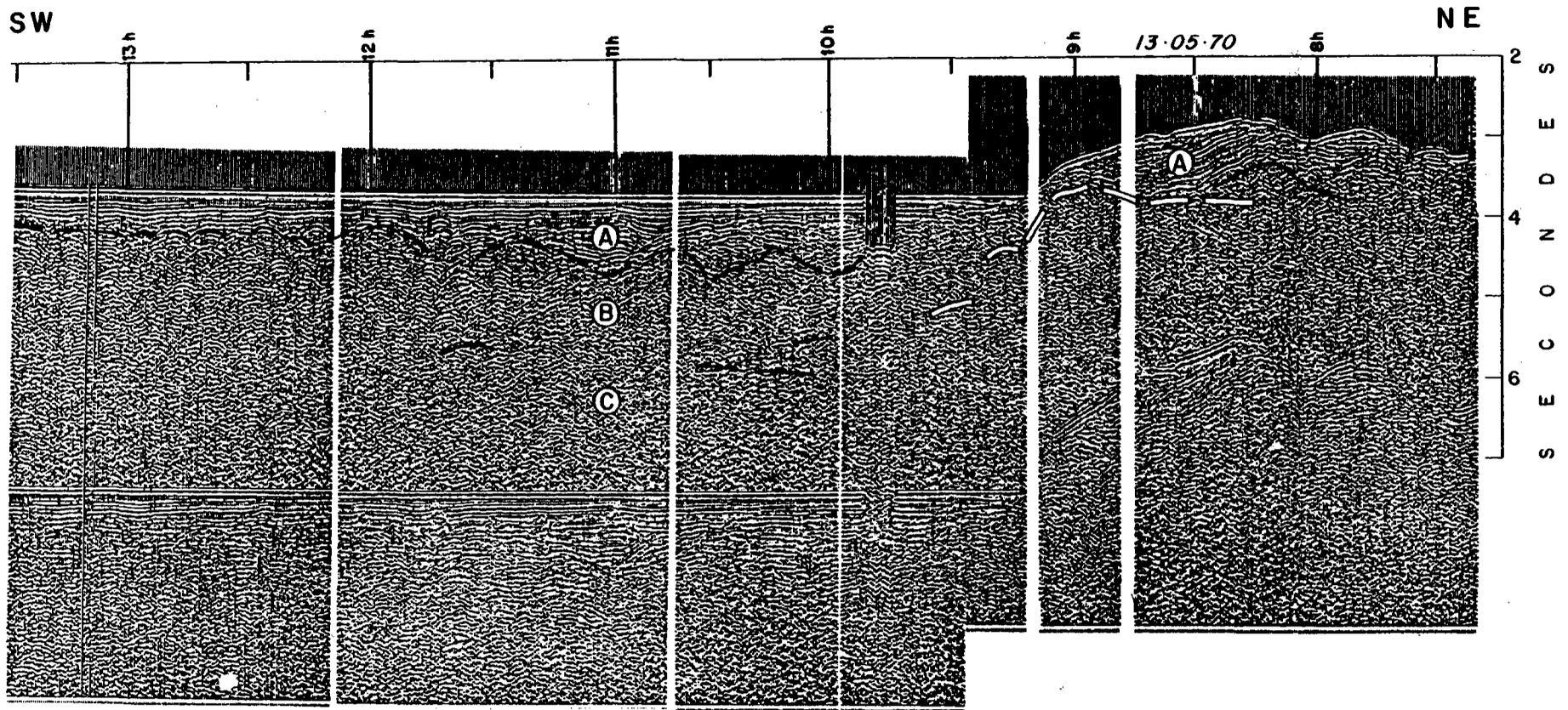


Figure 45

Profil à l'ouest de la Sardaigne montrant un remplissage sédimentaire perturbé (voir texte. ex. vert. x 5).

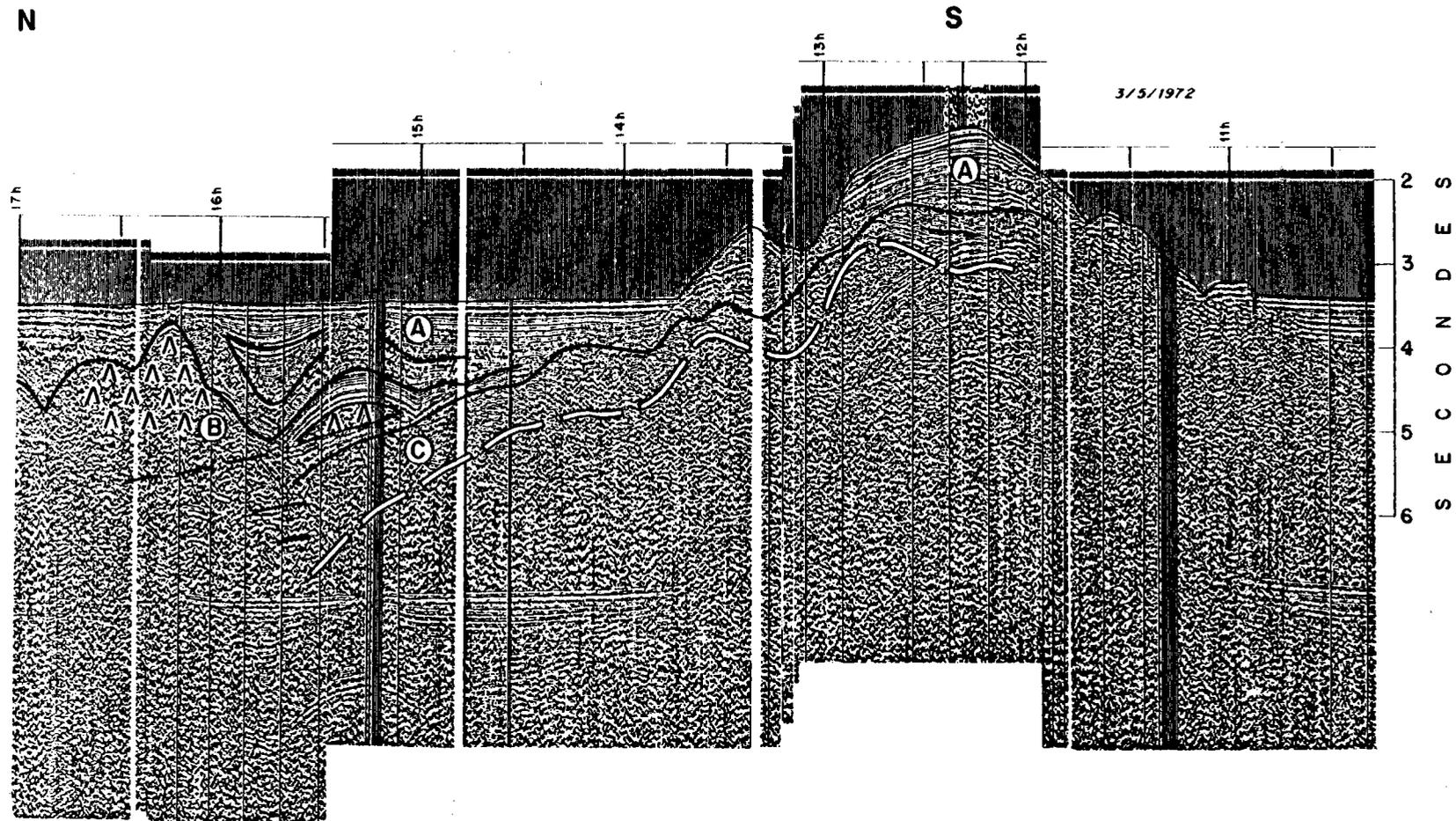


Figure 46 Profil au Nord d'Alger caractérisé par la présence d'énormes diapirs au pied de la pente (ex. vert. x 5).

Pour illustrer cela, nous choisirons deux exemples caractéristiques : celui du bassin de Valence et celui du détroit sardano-tunisien.

- Le bassin de Valence : il s'agit de la partie occidentale de la dépression nord-baléare (Auzende et al., 1972 ; Pautot et al., 1972). Dans ce bassin, le substratum est surélevé d'environ 1,5 s à 2 s (environ 4 500 m sur un profil restitué) par rapport aux parties profondes du bassin provençal. La couverture antesalifère est réduite à environ 800 mètres au lieu de 2 500 m dans le bassin profond. Enfin, la plus grande partie de la couche salifère est absente. Dans le bassin de Valence, il n'existe qu'une partie du niveau B 1 (série évaporitique supérieure) réduite à environ 150 millisecondes (soit près de 300 mètres) alors que la somme des ensembles B 1, B 2 et B 3 dans le bassin profond atteint et peut dépasser 2 000 mètres. La coupe schématique (fig;47) montre bien le décalage existant entre bassin de Valence et bassin provençal, en ce qui concerne l'évolution verticale du substratum et le remplissage sédimentaire. Les évaporites présentes dans le bassin de Valence ne représenteraient que les derniers termes de la série salifère et auraient transgressé dans le golfe de Valence une fois le comblement du bassin provençal terminé. Les évaporites dans la dépression nord-baléare ont été prélevées lors du forage 122 du leg XIII du Glomar Challenger (Hsü, Ryan et al., 1972).

- Le détroit sardano-tunisien. Le large domaine immergé situé entre la Sardaigne et la Tunisie est constitué dans sa totalité des socles continentaux tunisiens et sarde qui viennent en contact dans la partie centrale du détroit (Auzende, 1971 ; Auzende et al. 1974). Du fait même de leur nature continentale, les substratum ont eu une évolution verticale particulière. Il sont toujours restés en position haute par rapport au bassins de Méditerranée Occidentale et Tyrrhénien adjacents. La couverture miocène post orogénique est totalement absente sur les zones hautes et d'épaisseur réduite dans de petits bassins ou dans la partie axiale du détroit. Au cours de l'épisode messinien, le détroit sardano-tunisien a vraisemblablement été un seuil immergé soumis à l'érosion. Les chenaux visibles sur la figure 48 en sont des manifestations. Ce n'est qu'à un stade terminal qu'une faible couche évaporitique (d'environ 100 ms) s'est déposée dans la partie la plus profonde du détroit. Comme dans le cas du golfe de Valence, c'est probablement à la fin du comblement des bassins profonds par la série salifère que les évaporites supérieures ont transgressé par dessus le seuil sardano-tunisien.

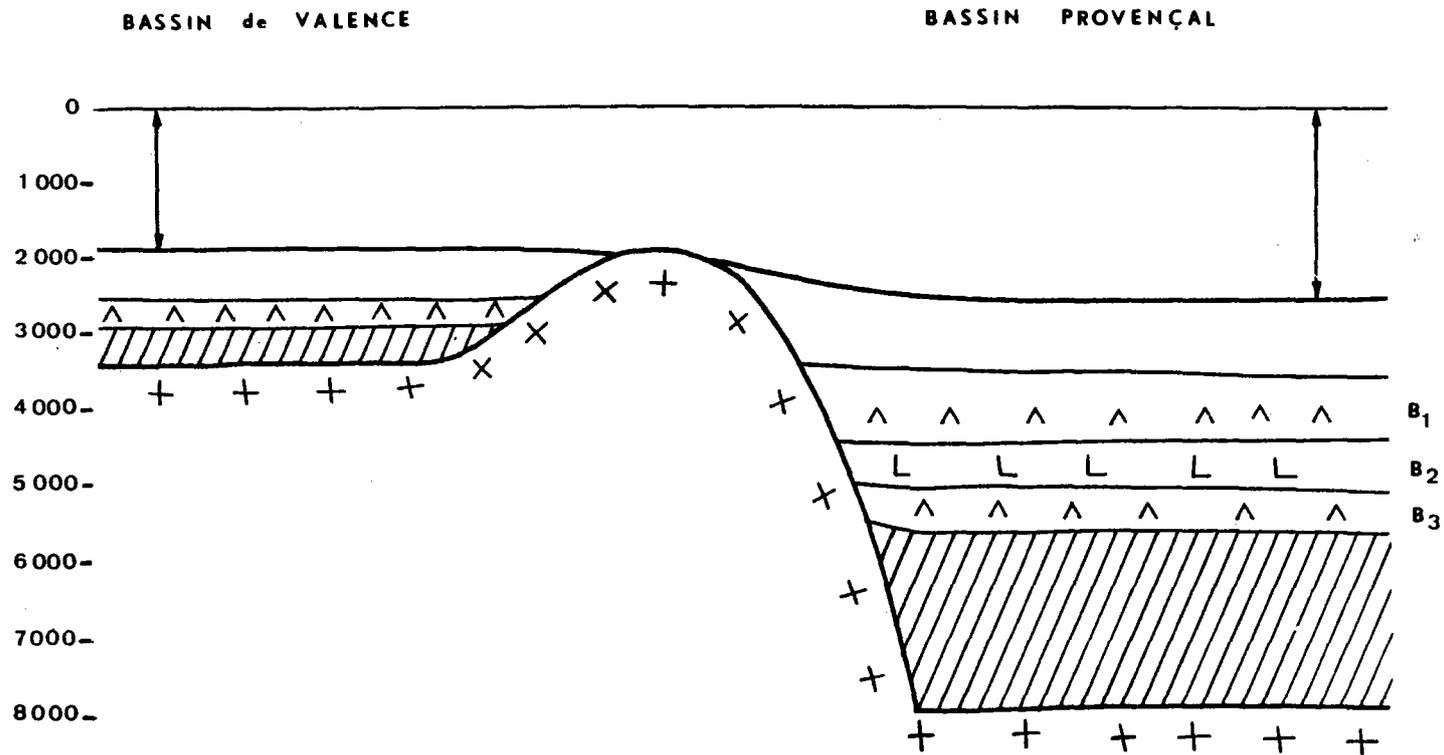


Figure 47

Coupe schématique montrant les relations entre le substratum et le remplissage sédimentaire du golfe de Valence et du Bassin Provençal.

Fig. 48, 49, 50 : Profils sismiques (voir texte)

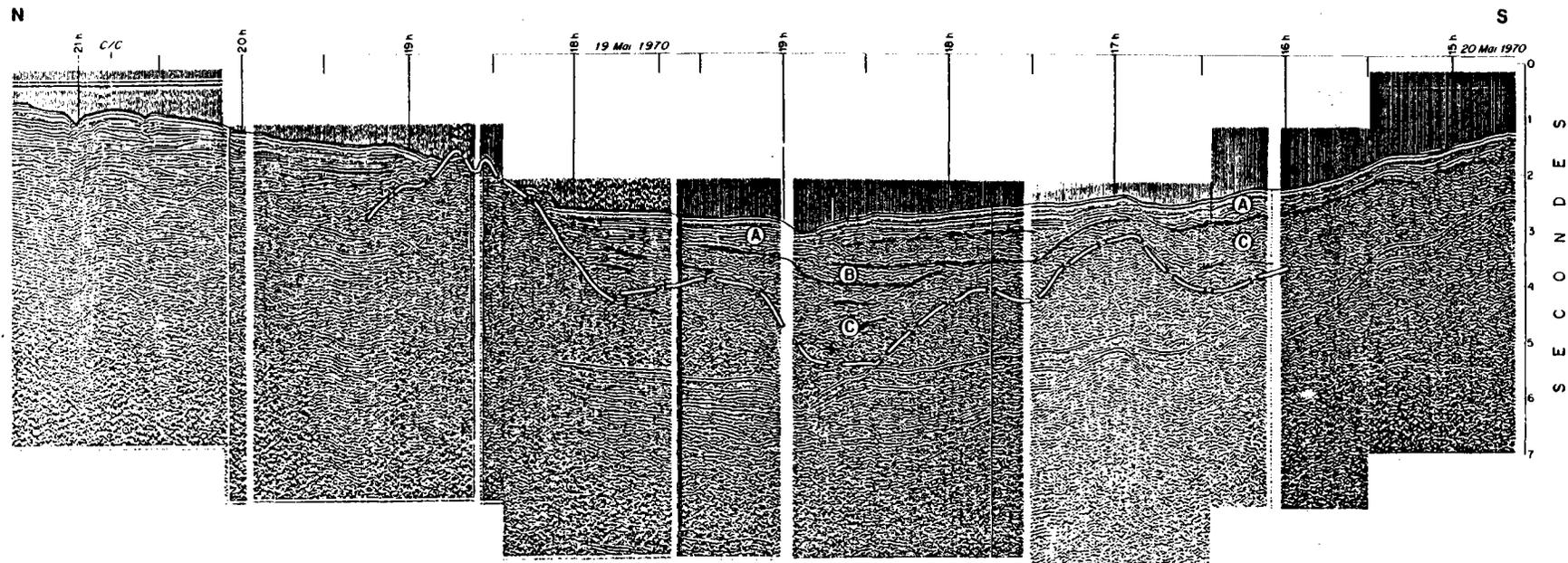


Figure 48 Profil dans le détroit sardano-tunisien avec chenaux et série évaporitique réduite (ex. vert. x 5).

A ce moment là seulement se sont rétablies les communications entre la Méditerranée Occidentale et la Tyrrhénienne.

4. Le problème de la mer d'Alboran.

Nous traiterons en particulier la mer d'Alboran car en ce qui concerne l'épisode messinien, elle a donné lieu à diverses interprétations contradictoires. Certaines de ces interprétations (Olivet et al., 1972 a et b) étaient fondées en partie sur les résultats du forage 121 du Glomar Challenger au cours duquel la série évaporitique n'avait pas été prélevée. Nous avons donc dans un premier temps adopté l'hypothèse de l'absence de dépôts messiniens dans la partie occidentale de la mer d'Alboran excepté pour un petit bassin à l'est de Gibraltar où la série évaporitique existait mais sous forme très réduite. L'épisode messinien se serait donc manifesté par une phase d'érosion sur la quasi-totalité du bassin occidental d'Alboran, et les sédiments pliocènes auraient reposé sur les sédiments tortoniens par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

Pour Montenat et al. (1975) qui se basent aussi sur les données du forage, le Messinien s.s. ne serait pas représenté et le pliocène inférieur reposerait en concordance sur une série marine complète attribuée au Miocène terminal. Parallèlement à Montenat et al. (1975), nous avons mis en évidence (Auzende et al., 1975) en considérant à la fois les données du forage 121 et des profils de sismique réflexion, l'existence dans le bassin occidental d'Alboran d'une série salifère. En plusieurs points du bassin (marge marocaine, centre du bassin), cette série donne naissance à des dômes (voir fig. 49), sur ce qui suggère que sa constitution est semblable à celle de la série salifère des bassins adjacents. La particularité du bassin d'Alboran est que sur la bordure septentrionale espagnole, la couche salifère est le plus souvent réduite aux évaporites et que ces évaporites ont subi elles-mêmes une importante érosion au cours du Pliocène inférieur (Wezel, 1974).

La figure 50 représente un profil ayant servi au choix du forage 121. Au-dessus du socle nous voyons les ensembles infra-salifères, évaporites supérieures et pliocène basal rabotés par une surface d'érosion. Il en résulte une discordance angulaire très nette sur le profil. Ceci explique aussi que le forage 121 n'ait pas rencontré de série évaporitique bien développé au-dessus du substratum. Seuls quelques cristaux de gypse et de dolomite peuvent être les indices de l'existence de cette série à proximité.

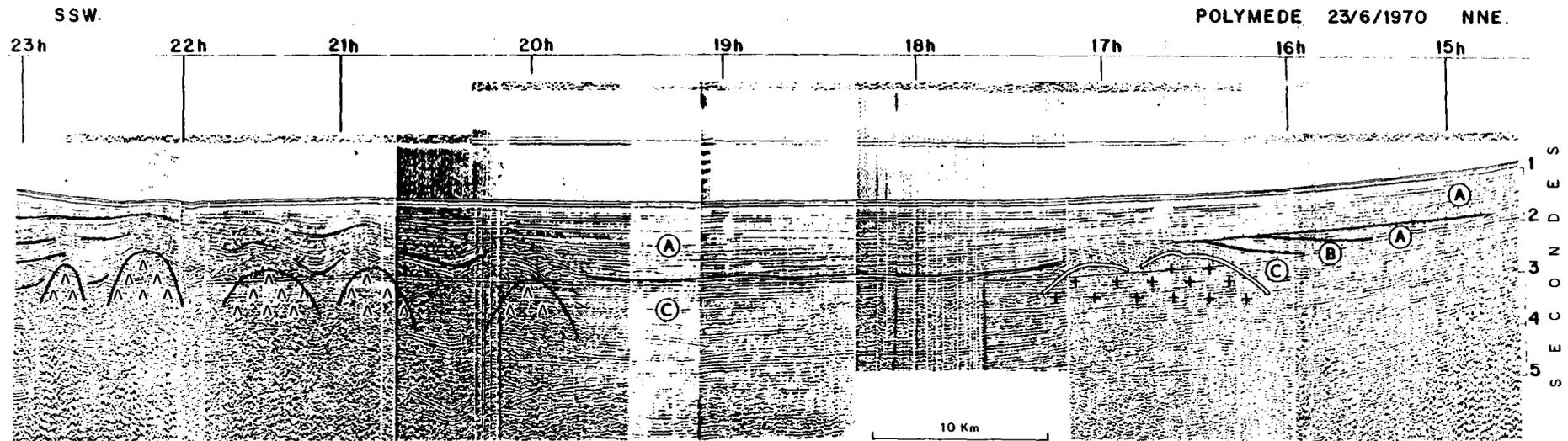


Figure 49 Exemple de diapirs salifères dans le bassin occidental d'Alboran.

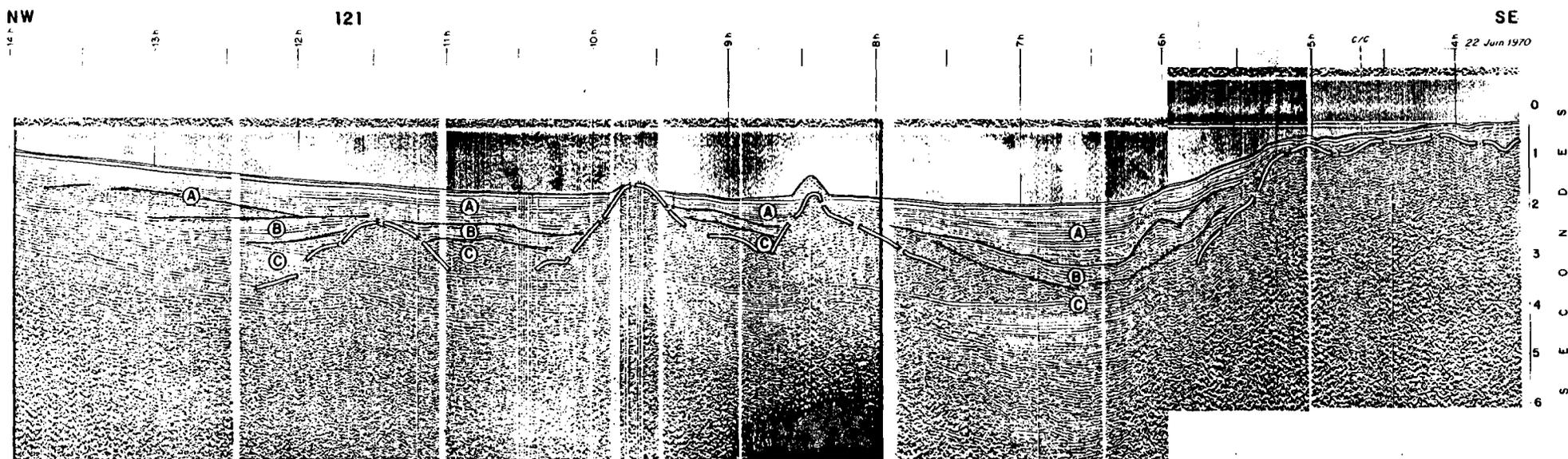


Figure 50 Profil dans le bassin occidental d'Alboran sur lequel a été placé le forage 121 du Glomar Challenger.

c. Extension des évaporites et du sel.

1. Le domaine marin.

Nous avons vu plus haut que la série salifère pouvait être subdivisée d'après son aspect sismique en trois ensembles B1, B2, B3. Nous essaierons dans ce paragraphe de localiser chacun de ces ensembles dans le bassin Méditerranée Occidental.

- L'ensemble B 3. Evaporites inférieures : en domaine marin, cet ensemble n'est pas reconnu de manière continue du fait des perturbations occasionnées par la tectonique salifère dans les ensembles sus-jacents. Là où il est reconnu, il se situe à une profondeur moyenne de 5 secondes au-dessous de la surface marine. Il est cantonné aux parties profondes du bassin et ne déborde pas sur les marges continentales.

- L'ensemble B 2. Sel fluant : la couche de sel fluant est-elle aussi cantonnée aux parties profondes du bassin (bathymétrie supérieure à 2 500 m) à une profondeur moyenne de 4,7 secondes sous le 0. Cet ensemble ne transgresse pratiquement pas sur les marges continentales. Le seul endroit du bassin où cet ensemble a été observé en position haute est situé dans la mer Ligure où il est à environ 3 secondes dans le golfe de Gênes (Rehault et al. 1974).

- L'ensemble B 1. Evaporites supérieures : c'est l'ensemble qui a la plus grande extension dans le bassin méditerranéen occidental. Comme nous l'avons vu pour le bassin de Valence, il s'étend dans les secteurs surélevés par rapport aux parties profondes. On le retrouve sur les marges en position très haute et il est parfois en continuité directe avec les séries évaporitiques des domaines émergés. En plaine abyssale, sa profondeur moyenne est d'environ 4,2 secondes exceptés dans des zones particulières comme le fossé nord-africain où il est à 4,6 - 4,8 secondes. Sur les marges, sa profondeur est très variable. On le trouve à moins de 2 s en mer Ligure, en mer d'Alboran, dans le golfe de Valence. De ce fait, sa configuration est tout-à-fait différente de celle des ensembles inférieurs B2 et B3. La figure 51 résume l'ensemble de ces observations.

.../...

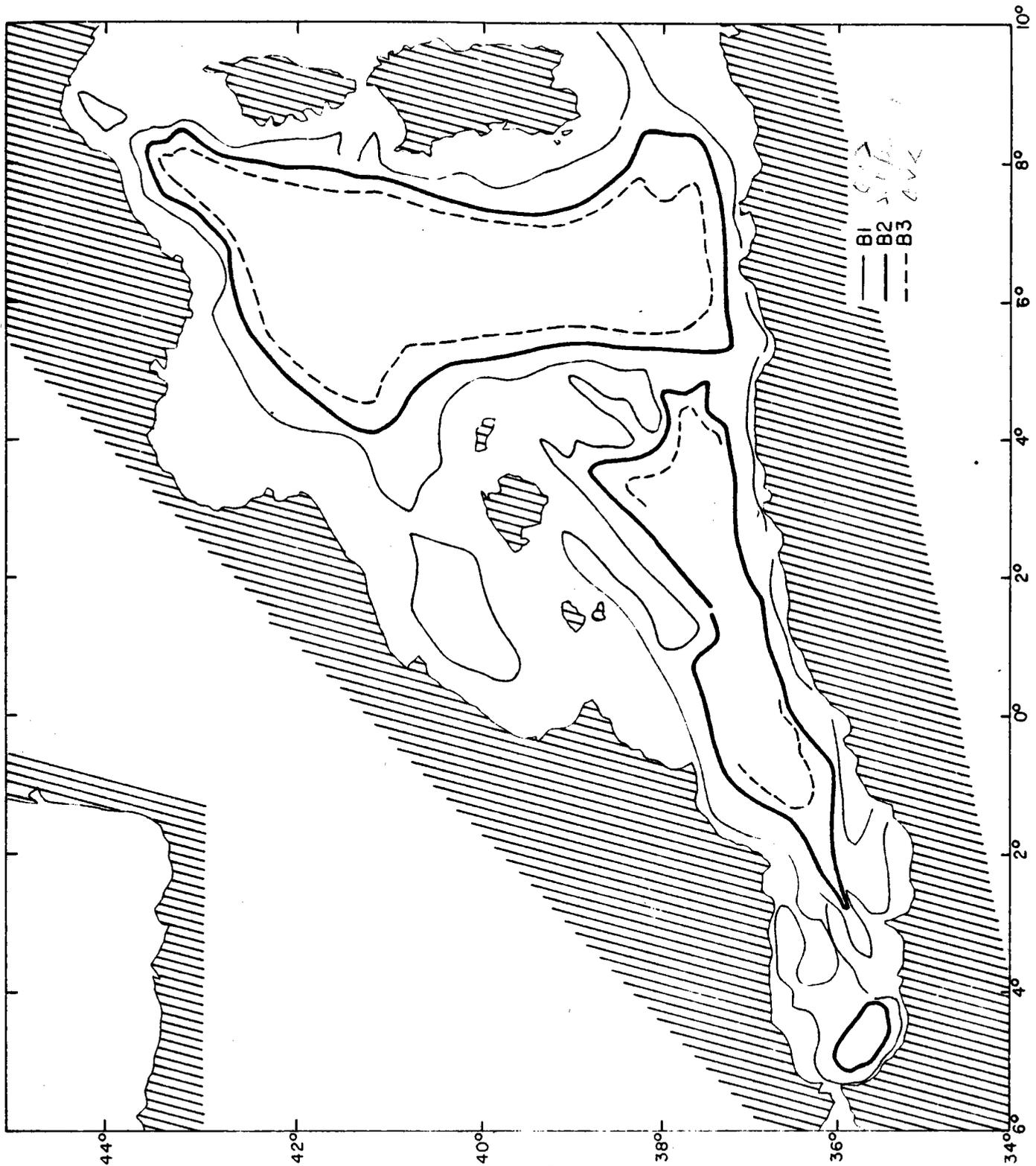


Figure 51 Schéma de répartition des ensembles B1 - B2 et B3 en Méditerranée Occidentale.

- Le domaine émergé.

Les séries évaporitiques messiniennes sont connues à terre sur le pourtour méditerranéen. Dans la plupart des cas, les séries évaporitiques se réduisent en épaisseur en direction des marges et sont souvent relayées par une surface d'érosion. C'est le cas du golfe du Lion, par exemple, où la série messinienne est absente (Burollet et Dufaure, 1972). Cependant, dans certains bassins, il existe une série évaporitique qui prolonge celle des domaines immergés. Dans le bassin d'Almeria, Iaccarino et al., (1975) ont décrit des niveaux évaporitiques messiniens d'épaisseur pouvant atteindre 75 mètres intercalés dans la série néogène. Dans la région de Murcie, Montenat (1973) décrit dans le bassin de San Miguel un niveau évaporitique de 250 mètres d'épaisseur reposant sur des marnes messiniennes. Il est donc probable que dans ce secteur le messinien peut être subdivisé en deux parties. Une partie supérieure évaporitique (Messinien s.s.) et une partie inférieure marneuse avec parfois des cristaux de gypse isolés, premiers indices du confinement du bassin (Sahélien (Pastouret et al. 1975 ; Mauffret, 1976)). Sur la bordure nord-africaine, il existe des séries évaporitiques dans le bassin du Chelif (Tavecchio et Marks, 1973) en continuité avec celles du bassin oriental d'Alboran (Pastouret et al., 1975) et dans le bassin de la Mitidja (Perrodon, 1957).

c. Les différents modèles de dépôt d'évaporites.

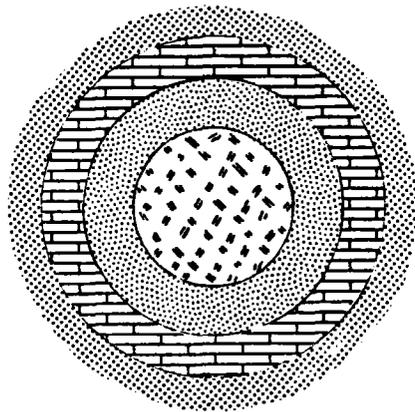
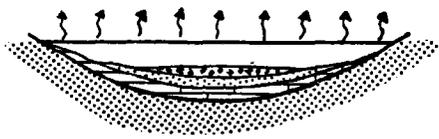
Depuis le leg XIII du Glomar Challenger pendant lequel ont été prélevés les niveaux salifères messiniens, un grand nombre de modèles ont été proposés pour expliquer le mode de dépôt de ces niveaux. Parmi ces modèles, trois rassemblent la majorité des auteurs. Le premier est celui du dépôt des évaporites dans un bassin profond sous une importante couche d'eau (Schmalz, 1969). Les deux autres modèles s'accordent sur le fait que les évaporites ont été formées sous une faible couche d'eau (dépôt de type sebkhas) mais sont en désaccord sur l'aspect topographique du bassin au Miocène supérieur. Pour Ryan, Hsü et al. (1973), la Méditerranée Occidentale avait acquis une morphologie très prononcée au moment du dépôt du sel. Au contraire pour Selli et Fabri (1971), Nesteroff (1973) et Mauffret (1976), l'épisode de dépôt des évaporites se situe à la fin du comblement d'une cuvette. Ce sont essentiellement des mouvements tectoniques postérieurs qui ont donné son aspect actuel au bassin.

1. Dépôt sous une épaisse couche d'eau. Ce modèle développé par Schmalz (1969) est purement hypothétique du fait qu'il n'existe pas dans la nature un bassin de dimension comparable à la Méditerranée Miocène dans lequel se déposent des évaporites sous une épaisse tranche d'eau. Ce modèle présente l'intérêt de ne pas avoir à envisager d'importants mouvements verticaux depuis le dépôt de sel. Il se heurte cependant à plusieurs impossibilités.

- La composition isotopique des évaporites prélevés au cours du leg XIII est très variable d'un point à un autre. Il est donc difficile d'admettre qu'elles proviennent d'un seul réservoir (Fontes, 1973).
- Le modèle de distribution des évaporites et du sel (fig. 52) tel qu'il est défini par Schmalz (1969) ne correspond pas à ce qui est observé sur les profils sismiques. Nous reviendrons plus tard sur cette distribution.
- La composition pétrographique des évaporites (G.M. Friedman, 1973) prélevés au cours du leg XIII est caractéristique des sebkhas.

Il nous paraît donc peu probable que le modèle d'un bassin couvert d'une tranche d'eau importante puisse s'appliquer à la Méditerranée messinienne.

2. Dépôt sous une faible couche d'eau dans un bassin dont la morphologie était déjà très prononcée (Hsü et al., 1973). Nous avons vu précédemment que plusieurs arguments s'opposaient au bassin profond et que certains étaient plutôt favorables à un mode de dépôt des évaporites voisin de celui des sebkhas. Nous ne développerons pas ici tous les arguments pétrographiques, sédimentologiques avancés par Hsü et al. (1973) en faveur de ce mode de dépôt. Nous envisagerons plutôt de discuter ce qui fait l'originalité du modèle de Hsü et al. (1973), c'est-à-dire à quelle profondeur au-dessous du niveau mondial des océans s'est fait ce dépôt. Pour Hsü et al., cette profondeur peut être estimée à environ 2 500 mètres pour la base des séries évaporitiques au dessous du niveau des océans messiniens. Pour ces auteurs, le domaine méditerranéen à la fin du Miocène a été affecté par des phénomènes tectoniques qui ont entraîné la surrection des détroits, en particulier celui de Gibraltar. L'apport d'eau étant inférieur à l'évaporation, il s'ensuit un dessèchement du bassin et concentration des dépôts salins, au fond d'une cuvette profonde d'environ 2 500 m. Dans ce type de concentration, on doit s'attendre à une zonation des dépôts. Les évaporites (anhydrite) se déposent dans des sebkhas et la halite dans des lacs de sel plus profonds (leur profondeur peut atteindre 500 m.).



 Carbonates  Gypse  Halite

Figure 52 "Bull. Eyes Pattern" - d'après Schmalz (1959)

Les intercalations marines observées dans la série salifère (par exemple en Sicile (Ogniben, 1957) doivent aussi s'être déposées dans ces lacs plus profonds. Grossièrement, cette zonation des dépôts peut être schématisée ainsi : les carbonates sont sur les parties les plus hautes de la cuvette, c'est-à-dire les plus proches des marges, ensuite en allant vers la partie centrale nous trouvons les anhydrites et enfin la halite (fig. 52). Une telle distribution est caractéristique d'un bassin totalement isolé dans lequel les sels les plus solubles (halite et sels potassiques) se déposent en dernier lieu. Elle a été observée dans les dépôts du Zechstein Supérieur (Schmalz, 1968).

Outre cet aspect de la distribution des différents termes de la série salifère, le modèle de Hsü et al. (1973) a d'autres implications.. Tout d'abord, cet épisode de confinement doit s'accompagner de la disparition des faunes miocènes et renouvellement de celles-ci lors du retour de la mer au début du Pliocène. Une autre conséquence du confinement du bassin est l'abaissement du niveau de base de l'érosion. C'est ce qui a été décrit en plusieurs points de la Méditerranée comme "la regression pontienne". Elle se manifeste sur les marges par des surfaces d'érosion et des dépôts continentaux (Lutaud, 1924 ; Bourcart, 1962; Glangeaud et al., 1965). Cette érosion pontienne est un phénomène observé sur tout le pourtour méditerranéen. Elle est particulièrement mise en évidence par le creusement de canyons. Dans de nombreux cas, ces canyons, sont entaillés directement dans le socle paléozoïque, comme au sud des Maures (Bourcart, 1962 ; Bellaiche, 1970) ou en Afrique du Nord (Leclaire, 1970 ; Auzende, 1969). Ceci suggère une érosion subaérienne. D'autre part, leur profil et leur linéarité et aussi le fait qu'ils se raccordent rarement au réseau fluviatile terrestre permettent de penser qu'ils ont été creusés sur des pentes très prononcées au cours d'une période très brève.

La dernière conséquence de l'isolement du bassin au cours du Messinien dans une position très basse par rapport au niveau moyen de l'océan mondial est que le retour des eaux au début du pliocène doit se faire de manière catastrophique et se manifester par une période d'intense érosion suivie immédiatement par le dépôt de sédiments de caractère "profond". Nous verrons au cours de la discussion dans le chapitre suivant que de tels phénomènes n'ont pour l'instant pas été constatés.

3. Dépôt sous une faible couche d'eau dans un bassin peu profond (Ogniben, 1957 ; Nesteroff, 1973 ; Mauffret, 1976). Les différents auteurs qui soutiennent ce modèle s'accordent avec les précédents sur la base des mêmes arguments pétrographiques pour admettre que les évaporites messiniennes se sont déposées sous une faible couche d'eau. Ils sont par contre en désaccord sur la détermination de la profondeur du bassin à cette époque. Alors que Hsü et al. (1973) estimaient celle-ci à environ 2 500 m, Nesteroff (1973) et Mauffret (1976) l'estiment comprise entre 500 et 1 000 mètres sur la base d'arguments de divers types.

Le premier de ces arguments est d'ordre tectonique. L'hypothèse de Hsü et al. (1973) n'accorde qu'une importance mineure aux mouvements verticaux plio-quadernaires. Le bassin à fond océanique créé il y a 30 M.A. environ (Le Pichon et al., 1971) aurait subsidé de façon continue jusqu'à aujourd'hui. Pour Nesteroff (1973) et Mauffret (1976), ce même bassin de même âge se serait maintenu en position haute jusqu'après le messinien où il serait effondré brutalement. La tectonique verticale plio-quadernaire observée sur le pourtour méditerranéen serait la manifestation de cette phase (Bourcart, 1962 ; Glangeaud, 1962 ; Burollet, 1971). En particulier, il existe des décalages dans la série évaporitique qui témoignent de cette évolution verticale (en Espagne, Montenat, 1973 ; Montenat et al., 1975 - en Afrique du Nord, Glaçon et Guiraud, 1970 ; Rouvier, 1971).

Le deuxième argument développé par les partisans de ce modèle concerne les communications de la Méditerranée avec les océans adjacents et des différents bassins méditerranéens entre eux. Nous savons que jusqu'à la fin du Messinien, la Méditerranée ne communique pas avec l'océan Indien. Ce n'est qu'au début du Pliocène que cette communication s'établira par l'intermédiaire de la mer Rouge. A l'ouest, il est difficile de connaître avec précision la façon dont se faisait la communication avec l'Atlantique. Il semble que ce soit par les détroits sud-rifain et nord-bétique (Choubert et Faure-Muret, 1962) mais il est difficile de déterminer si ces détroits ont fonctionné pendant tout le Miocène terminal.

.../...

Si l'on envisage une fermeture totale des détroits, l'évaporation de l'eau existante dans le bassin méditerranéen ne produirait que quelques dizaines de mètres de dépôts salifères alors qu'on en connaît par endroits plus de 2 000 mètres. D'autre part, l'intercalation de niveaux marins dans la série évaporitique suggère bien une réalimentation périodique du bassin. Une telle réalimentation par ouverture des détroits provoquerait le remplissage de la totalité du bassin en quelques milliers d'années. Si le bassin est dans une position telle que celle proposée par Hsü et al. (1973). Ce remplissage devrait chaque fois s'accompagner d'une érosion catastrophique et être suivi de phénomènes tectoniques qui entraînent un nouveau confinement du bassin pour permettre de nouveau l'évaporation totale de l'eau. Il est donc difficile d'expliquer le mécanisme de ces pulsations. En ce qui concerne les communications entre les divers bassins de Méditerranée, nous savons qu'elles se font par l'intermédiaire de seuils (Sardano-tunisien-sicilo-Tunisien) qui vraisemblablement du fait de leur nature continentale, ont toujours été en position haute par rapport aux parties profondes des bassins. Dans l'hypothèse de Hsü et al., 1973. Il est difficile de comprendre comment se faisait l'alimentation des divers bassins profonds situés de part et d'autre de ces seuils élevés. Pour Nesteroff (1971, 1973) et Mauffret (1973) un tel problème ne se pose pas, étant donné que les seuils et les bassins ne présentent qu'une faible dénivellation relative.

Enfin, un dernier type d'argument, celui de l'établissement de la surface d'érosion pontienne et du creusement des canyons peut s'appliquer également aux deux hypothèses bassin profond et bassin peu profond selon le rôle attribué à la flexuration des marges au plio-quaternaire.

D. Discussion - Notre modèle

Dans ce paragraphe, nous serons amenés à discuter les différents modèles présentés précédemment. En réalité, cette discussion se bornera aux deux derniers modèles : celui du dépôt des évaporites sous une faible tranche d'eau dans un bassin profond (Hsü et al., 1973) et celui du dépôt sous une faible tranche d'eau dans un bassin peu profond (Nesteroff, 1973 et Mauffret, 1976).

.../...

Nous ne reviendrons pas sur le modèle du dépôt sous une épaisse tranche d'eau (Schmalz, 1969) car nous l'avons vu, il existe plusieurs évidences montrant qu'il ne peut être retenu pour la Méditerranée.

Le dépôt d'évaporites quel que soit le modèle considéré à des implications sur la subsidence du bassin méditerranéen. C'est ce que nous montrerons dans un deuxième temps en discutant dans ce but les divers modèles proposés.

Nous essaierons aussi au cours de cette discussion de déterminer les causes du confinement du bassin au cours du Messinien.

Dans leur hypothèse, Hsü et al (1973) invoquent la nécessité du confinement de la totalité du bassin méditerranéen au début du Messinien. Les causes de ce confinement peuvent être de diverses origines. Tout d'abord d'origine tectonique. L'épisode messinien en Méditerranée fait suite à l'orogénie alpine d'Afrique du Nord du Miocène Inférieur à Moyen (Durand-Delga, 1969 ; Auzende et al., 1973). Il est probable que le processus de rapprochement des plaques européenne et africaine qui a eu son paroxysme à cette époque se soit continué pendant la fin du Miocène. On sait qu'au Tortonien, des mouvements verticaux dans la région de Gibraltar ont eu pour effet le glissement des nappes du Rharb (Housse et Levy, 1962) et du Guadalquivir (Chauve, 1967). Nous avons noté à l'ouest de Gibraltar (Bonnin et al., 1975) que ces mouvements verticaux pouvaient résulter de mouvements tangentiels nord-sud pour expliquer l'énorme masse allochtone qui occupe un très large domaine à l'ouest de Gibraltar. Il faut rechercher l'origine de ces mouvements dans les réarrangements qui se produisent au cours du Miocène terminal au niveau du rift. On peut donc effectivement penser que ces différents phénomènes tectoniques aient eu pour effet la fermeture des détroits par lesquels se faisaient l'alimentation du bassin méditerranéen. On sait d'autre part qu'à partir du Tortonien et pendant l'Andalousien (qui est un équivalent du messinien) une importante régression glacio-eustatique (Berggren et al., 1974) a été observée dans le Guadalquivir en particulier et dans d'autres régions du monde. Son amplitude dans le Guadalquivir est d'environ 300 mètres et pourrait à elle seule expliquer le confinement du bassin.

Cependant dans leur estimation, Berggren et al. (1974) ne précisent pas quelle est à ce niveau la part relative des phénomènes tectoniques et de l'eustatisme.

En tout état de cause, la combinaison des phénomènes tectoniques et glacio-eustatiques suffit à expliquer le confinement du bassin au Messinien. Le problème qui va donc se poser est celui de l'alimentation en eau du bassin pour pouvoir produire l'importante couche de sel observée. le simple confinement entrainerait un dépôt de sel de quelques dizaines de mètres seulement. Il faut donc, soit admettre un très grand nombre de pulsations au cours du Miocène terminal dans ces événements, soit admettre Hsü et al. (1973) l'existence d'une gigantesque chute d'eau dans la région de Gibraltar par laquelle le bassin serait alimenté. En ce qui concerne le premier, il est difficile de résoudre le problème tectonique posé par cette série de pulsations. Dans le deuxième cas le domaine voisin de la chute d'eau devrait être affecté par une intense érosion et il n'existe pas à notre connaissance dans la région de Gibraltar et même en mer d'Alboran un tel domaine.

Le deuxième problème posé par le modèle de Hsü et al. (1973) est celui de l'alimentation des divers bassins qui constituent la Méditerranée dans lesquels a été reconnue la série salifère. Ces divers bassins sont séparés par des seuils surélevés d'environ 500 à 1 000 m par rapport au bassin profond. Il est probable que pour la plupart d'entre eux, cet état existait déjà au cours du Messinien, en particulier le détroit sardano-tunisien (Auzende et al., 1974). Si le sel s'est déposé sous une faible tranche d'eau, il devient donc difficile d'expliquer comment se faisaient les communications entre les bassins, sans admettre que les seuils surélevés aujourd'hui l'ont été par des phénomènes tectoniques récents.

Un troisième problème soulevé par le modèle de Hsü et al. (1973) est celui de la distribution des différents termes de la série salifère. Sur la base des données des forages du Leg XIII du Glomar Challenger et de considérations sur la précipitation progressive des divers éléments de la série, Hsü et al. établissent une zonation latérale des divers termes de la série salifère suivant le "bull's eye pattern" défini par Schmalz (1969) (voir figure 52) qui se manifestent par des auréoles concentriques avec au centre la halite et les sels potassiques puis vers la périphérie l'anhydrite et enfin les carbonates.

En réalité, d'après les données sismiques que nous possédons sur l'ensemble du bassin occidental, nous voyons (fig. 39) qu'il existe une zonation verticale des dépôts avec des évaporites inférieures, une couche de sel fluant (sels potassiques et halite) au-dessus et couronnant le tout en transgressant largement sur les marges une série évaporitique supérieure. Nous reviendrons plus loin sur la signification à attribuer à cette distribution.

Enfin, dans l'hypothèse du bassin de morphologie très accentuée pendant le Messinien, le retour des eaux au début du Pliocène devait immédiatement être suivi par l'apparition de sédiments de caractère profond. Or, Ogniben (1957) et Hondie et Eugster (1971) notent qu'au contraire la série surmontant la couche gessoso-salifera sicilienne, qui présentent beaucoup d'analogie avec la couche de sel méditerranéenne, a des caractères d'eaux peu profondes. L'échantillonnage de la série surmontant les évaporites en Méditerranée est trop fragmentaire pour pouvoir actuellement être définitivement fixé sur le caractère profond ou pas des dépôts.

Malgré ces quelques observations qui semblent aller à l'encontre du modèle de Hsü et al. (1973), il existe un important argument en sa faveur. C'est celui de la courbe de subsidence très régulière du bassin de Méditerranée Occidentale depuis sa création jusqu'à l'époque actuelle. La figure 53 montre l'évolution de la Méditerranée Occidentale depuis 30 millions d'années. L'établissement de cette courbe repose sur deux hypothèses. (Le Pichon et al. 1971).

- La Méditerranée Occidentale est un bassin néoformé au cours de l'Oligocène moyen ;
- Les parties profondes du bassin ont une croûte de nature océanique.

En ce qui concerne le remplissage sédimentaire, nous avons défini d'après la sismique réflexion, la succession suivante :

- une série infrasalifère de 3 km (d = 2,3). Une série salifère messinienne de 2 km (d = 2,2). Une série plioquaternaire de 1 km (d = 2).

.../...

Nous avons tracé dans ce diagramme la courbe d'évolution de la croûte correction faite de l'effet de la surcharge sédimentaire : la correction est obtenue par la formule :

$$de \cdot he + ds \cdot hs = dm \cdot X + (he + hs - X) \cdot de$$

$$X = \frac{(ds - 1) \cdot hs}{dm - de}$$

ds = densité sédiment

hs = hauteur sédiment

dm = densité manteau

océanique = 3.1

de = densité de l'eau = 1

En ce qui concerne la période messinienne (5,5 - 7 MA), nous avons figuré la correction h due au retrait puis au retour de l'eau qui affecte la surface des sédiments et la croûte

$$h = \frac{de \cdot he}{dm}$$

Nous voyons donc que la courbe d'évolution de la croûte est une courbe très régulière dans l'hypothèse du bassin profond sous une faible tranche d'eau. Il n'est pas nécessaire d'envisager une phase particulière au messinien. L'approfondissement de la croûte au cours de cette phase s'explique seulement par l'effet de la surcharge du sel et n'affecte pas la courbe d'évolution corrigée de la croûte. Il apparaît que dans ce cas, le dépôt de la couche salifère se fait à une profondeur d'environ 2 500 mètres au début du messinien et supérieure à 1 500 mètres à la fin.

Le modèle du bassin peu profond sous une faible tranche d'eau qui s'oppose au précédent soulève lui aussi quelques problèmes :

. Le premier est posé par l'existence et le tracé des canyons qui entaillent les marges de Méditerranée Occidentale. Si certains d'entre eux sont d'âge récent (quaternaire) comme ceux du golfe du Lion, la plupart ont été creusés pendant le retrait des eaux du messinien (Bourcart, 1962). Les canyons récents des eaux du messinien (Bourcart, 1962). Les canyons récents sont souvent entaillés dans une couverture sédimentaire meuble, ce qui permet d'accepter l'hypothèse d'un creusement sous-marins.

Par contre, les canyons messiniens sont souvent creusés dans une couverture consolidée et aussi directement dans le socle granitique. C'est le cas des canyons provençaux au sud des Maures (Olivet et al., 197) et de certains canyons d'Afrique du Nord (Rosfelder et Leclair, 1968) (Auzende, 1969). Le matériel affecté et la profondeur de l'entaille (qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres) nous forcent à envisager une érosion subaérienne sur la totalité de leur tracé.

Si nous nous plaçons dans l'hypothèse d'un bassin peu profond (500 - 1 000 mètres) soutenue par Nesteroff (1973) et Mauffret (1976), le retrait des eaux au messinien va découvrir des pentes très faibles (inférieures à 1°). De ce fait, le processus érosif sur de telles pentes va être peu prononcé et le tracé des vallées devrait épouser les accidents morphologiques existants. En réalité, le tracé observé des canyons montre une rectilinearité quasi-parfaite qui suggère qu'ils ont été creusés sur de fortes pentes comme certains torrents alpins. D'autre part, le pouvoir érosif de ces torrents qui permet d'entailler sur plusieurs centaines de mètres un socle granitique va aussi dans ce sens.

Un autre problème relatif à l'hypothèse de Nesteroff (1973) et Mauffret (1976) est celui de l'évolution du bassin méditerranéen depuis sa création. La courbe de la figure 54 établie avec les mêmes paramètres que celle de la figure 53 montre deux phases d'évolution verticale du bassin. La première phase ante-messinienne est assez lente et la courbe de subsidence de la croûte présente une pente assez éloignée de celle de la courbe théorique tracée pour la croûte océanique par Sclater et Francheteau (1970). Il faudrait d'autre part admettre que l'apport sédimentaire est supérieur à la subsidence. On pourrait contourner cette difficulté en admettant que le mécanisme ayant entraîné la création de croûte océanique sous la Méditerranée Occidentale n'étant pas de même nature que celui de l'accrétion aux dorsales (Auzende et al., 1973), la croûte résultante n'aurait pas les mêmes réactions et ne suivait pas forcément les courbes de subsidence théoriques.

.../...

. La deuxième partie de la courbe, par contre, est très pentue, beaucoup plus que le modèle théorique et suggère une évolution messinienne et post-messinienne très rapide du bassin. Si l'on admet que le bassin de Méditerranée Occidentale a un substratum océanique et a été créé il y a environ 30 m.a., il est difficile d'expliquer cette subite accélération post-messinienne de la subsidence. D'autre part, s'il existe sur les marges des évidences de surrection récente importantes de celles-ci (exemple de la Sicile où la série messinienne est à + 1 000 m) dans le domaine marin, il n'existe pas d'évidence nettes d'une subsidence catastrophique. De part et d'autre, de l'accident nord-baléare, on observe un décalage d'environ 1 000 mètres du toit de la série évaporitique (Mauffret, 1976), de la même façon et d'autre de l'accident de l'Emile Baudot (Mauffret et al., 1972) le décalage est d'environ 1 300 mètres. Ces décalages montrent qu'il existe un découplage entre l'évolution des marges et du bassin profond mais ne sont pas forcément l'indice d'une phase particulière de subsidence post-messinienne.

Cependant, l'avantage important que présente ce modèle du bassin peu profond sous une faible tranche d'eau est celui que nous avons souligné précédemment de la possibilité de communication des divers bassins méditerranéens entre eux et avec l'océan Atlantique lors de la phase messinienne. On peut ainsi trouver un apport d'eau suffisant pour fournir les sels nécessaires à la formation d'une couche qui peut atteindre 2 000 mètres d'épaisseur.

_____ Nous avons vu au cours de cette discussion que chacun des deux modèles proposés, bien que permettant d'expliquer le dépôt des évaporites messiniennes, se heurtait sinon à des impossibilités mais à de sérieuses difficultés. Nous avons précédemment (Le Pichon et al. 1971) proposé un modèle de dépôt des évaporites et de subsidence de Méditerranée Occidentale qui se rapprochait de celui de Hsü et al. (1973). Il se heurte de ce fait aux mêmes difficultés d'alimentation en eau du bassin et de communications entre les différents bassins méditerranéens. D'autre part, il nous paraît indispensable de résoudre, au moins en partie, certains problèmes soulevés par le modèle de Nesteroff (1973) et Mauffret (1976),

.../...

Figures 53 à 55 Courbe d'évolution schématique du bassin provençal

- Fig. 53 Hypothèse Hsü et al. 1973
- Fig. 54 " Nesteroff. 1973 et Mauffret 1976
- Fig. 55 Notre hypothèse

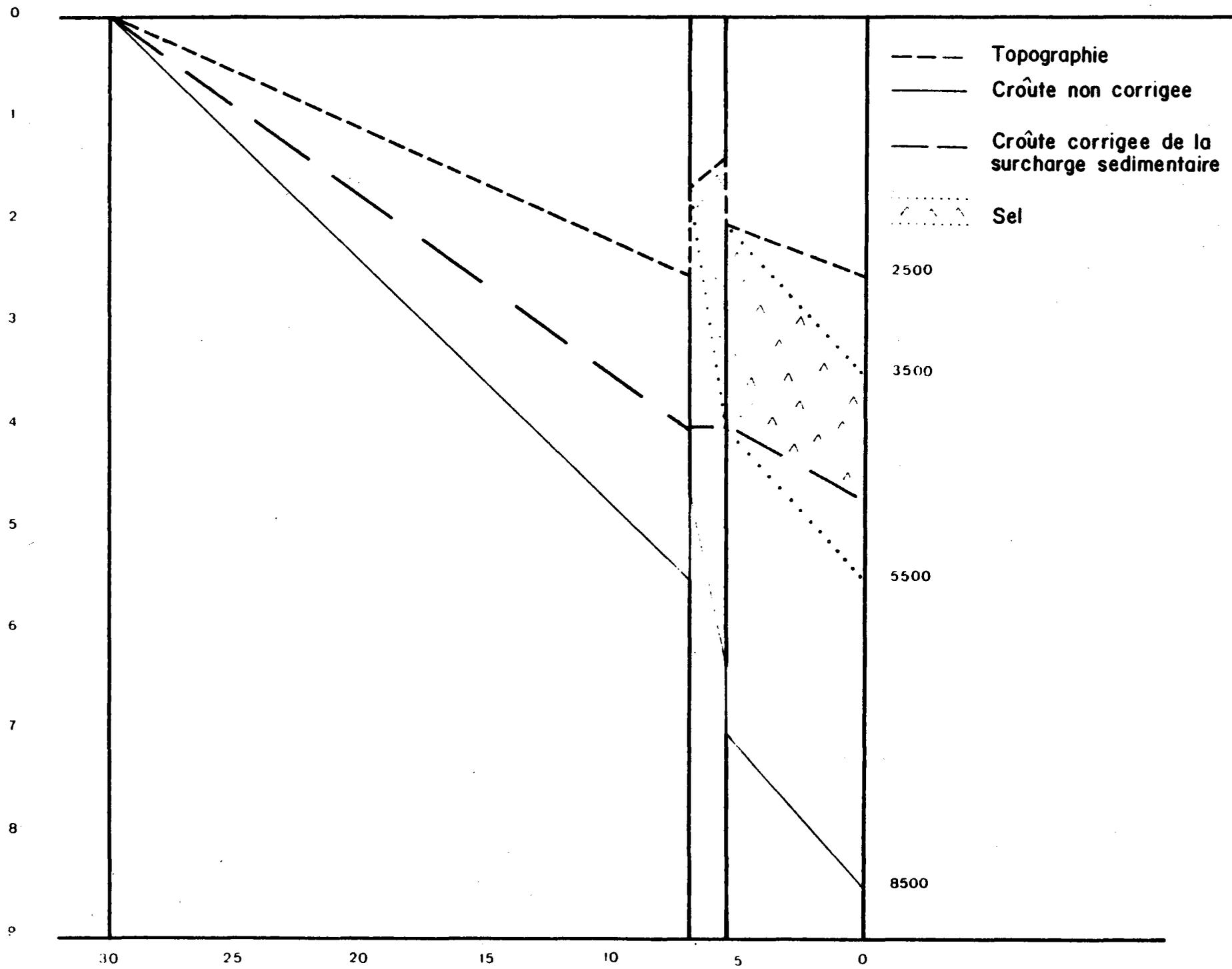


Fig 53

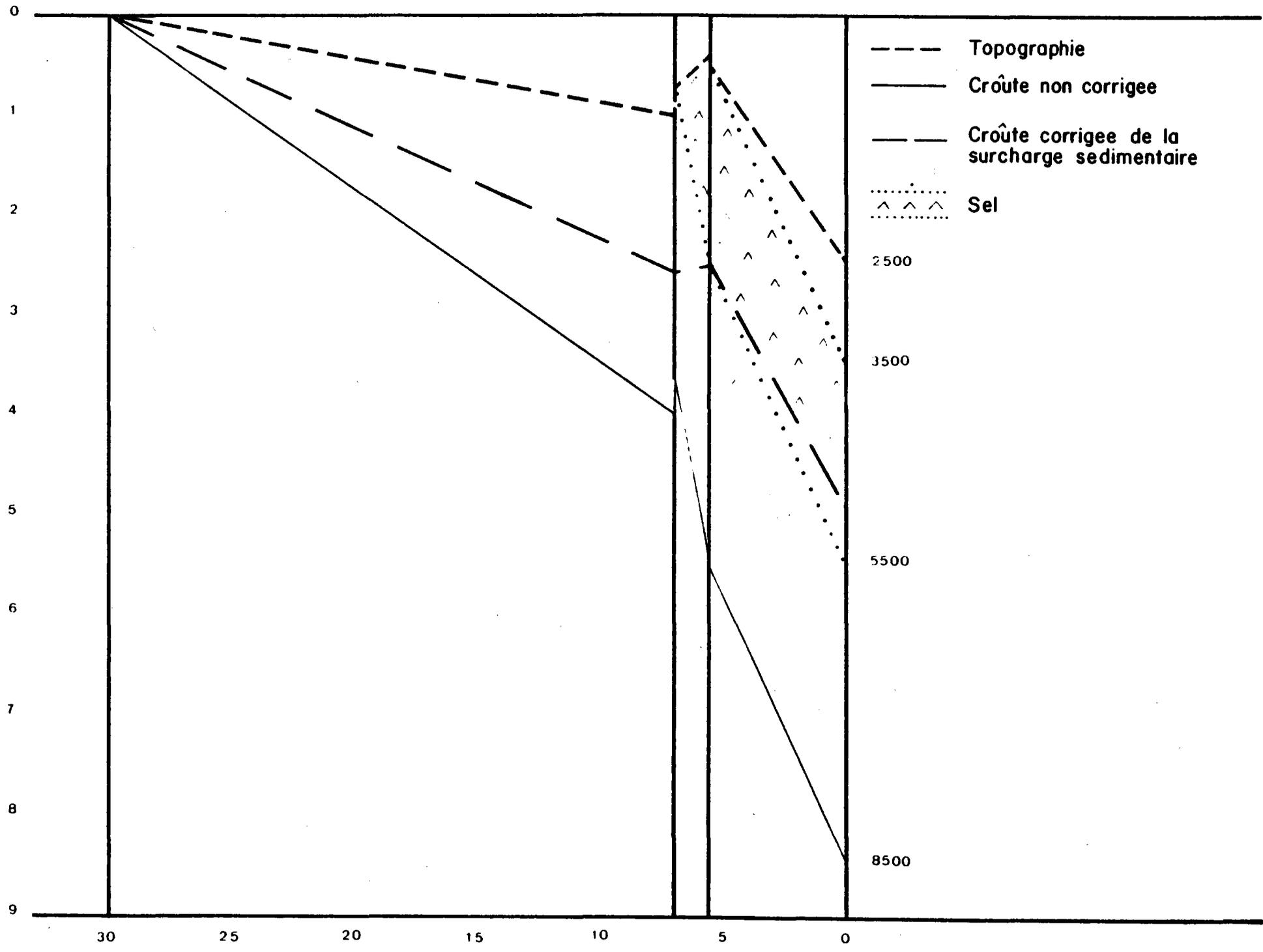


Fig 54

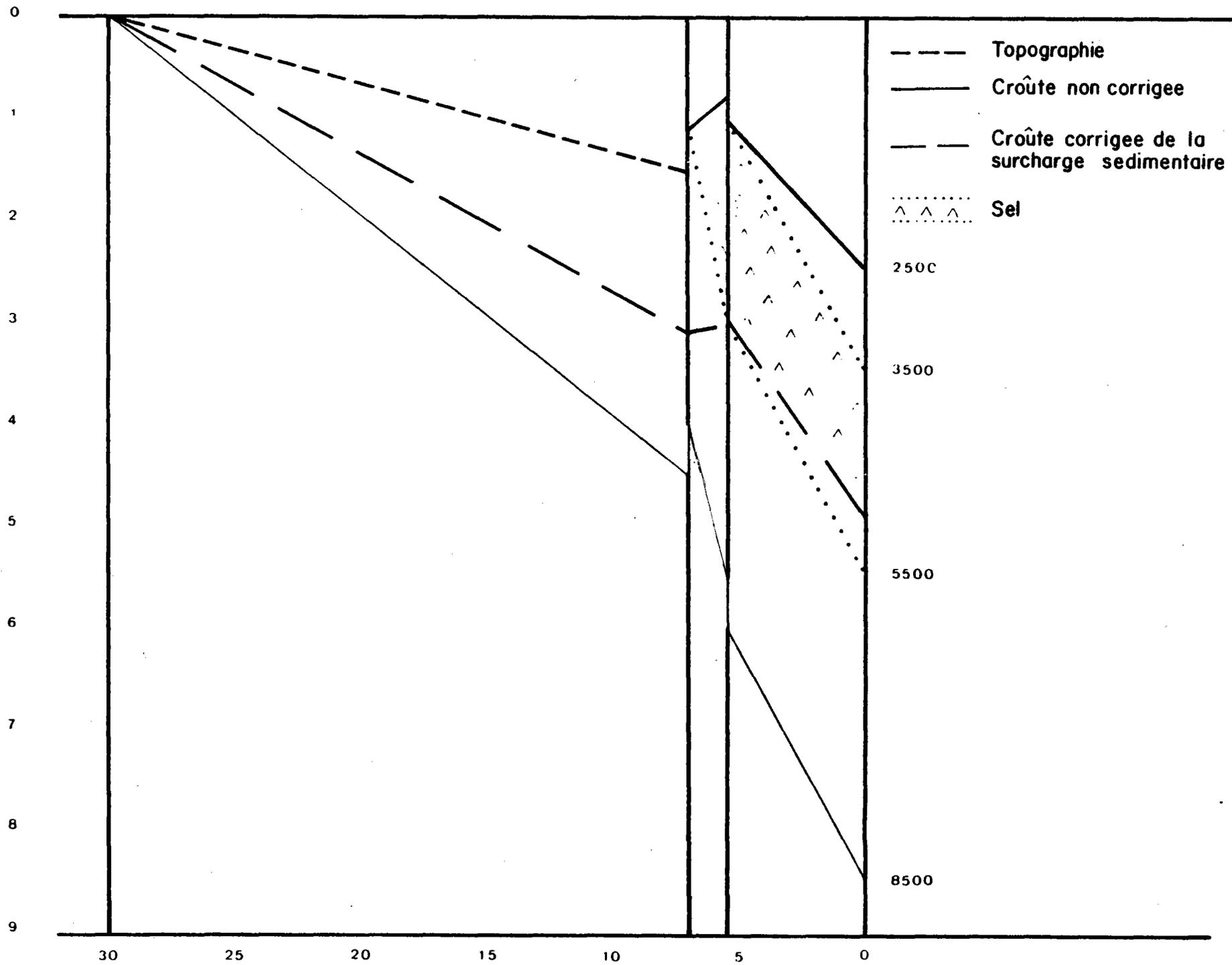


Fig 55

c'est-à-dire la discordance existant entre l'évolution du bassin et la courbe théorique d'évolution d'une croûte océanique (Sclater et Francheteau, 1970). Nous avons donc construit une courbe théorique qui tient compte de ces impératifs (fig. 55). Sur cette courbe, il apparaît une première phase d'évolution du bassin assez peu différente de l'évolution théorique. Sur cette courbe, il apparaît aussi que le fond topographique du bassin est à moins de 1 500 mètres au début du messinien et compte tenu du comblement qui serait dû à la très grande vitesse de dépôt de sel à moins de 1 000 mètres à la fin de cette période. Nous pouvons donc dans ce cas, expliquer les communications entre bassins, une couche d'eau de quelques centaines de mètres suffit à passer les seuils, et expliquer la large transgression à la fin du comblement des parties profondes du bassin par les évaporites inférieures et le sel fluant, des évaporites supérieures sur les marges.

Enfin, dans ce modèle, la phase post-messinienne est marquée par une légère inflexion de la courbe dans le sens d'une accélération de la subsidence mais cela n'a rien de catastrophique comme cela l'est dans le schéma de Nesteroff (1973). On peut ainsi expliquer les décalages observés selon les endroits dans la série salifère et mettre en évidence une "phase" du début du pliocène qui se manifeste à terre par des surrections de la marge (Sicile, Afrique du Nord) et en mer par une subsidence accrue.

Cependant, l'important problème qui subsiste est celui de déterminer l'origine et la nature de cette "phase" du début du Pliocène. (Voir dans ce même volume le chapitre "Néotectonique de la Méditerranée Occidentale").

Certains auteurs (Alvarez, 1974 - Hsü, 1971) en partie pour expliquer cette accélération de la subsidence du début du Pliocène et considérant les évaporites messiniennes comme série de base du remplissage envisageaient l'ouverture du bassin méditerranéen occidental pendant le Miocène Supérieur. Nous avons vu dans les chapitres précédents que de nombreux arguments allaient dans le sens d'une ouverture Oligocène moyen à Miocène moyen pour le bassin Provençal et le bassin Nord-Africain. Il nous faut donc admettre que pendant la période qui va de la création au Messinien, l'évolution des bassins est lente.

Ce n'est qu'à partir du Messinien qu'elle se rapproche de l'évolution des domaines océaniques typiques (Sclater et Francheteau, 1970). Il n'existe actuellement pas d'explications pour un tel phénomène. Les seules hypothèses que nous pouvons proposer sont les suivantes.

. Du fait de la très faible largeur des domaines océaniques néoformés (100 à 200 km), leur subsidence sera tout-à-fait indépendante du schéma théorique d'évolution verticale des grands océans.

. Il existerait dans le domaine méditerranéen un processus thermique anormal qui maintiendrait les bassins en position anormalement haute jusqu'au Messinien. Cela expliquerait peut-être aussi les valeurs de flux géothermiques (voir plus haut) très élevées mesurées dans ces bassins.

.../...

VIII - EVOLUTION NEOTECTONIQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE

Nous avons montré (Auzende et al. 1972, Auzende et al. 1975) que la marge méditerranéenne de l'Afrique du Nord présentait des caractères particuliers qui la distinguaient nettement des autres marges continentales du bassin occidental de la Méditerranée. Plusieurs profils de réflexion sismique, réalisés pendant la campagne Polymède I du N/O Jean CHARCOT, montraient notamment un horizon sédimentaire (baptisé horizon A), marquant la limite entre les évaporites de la fin de l'épisode messinien, et les dépôts pélagiques pliocènes. Sur les trois profils grossièrement perpendiculaires à la côte algérienne l'horizon A avait tendance à s'approfondir à l'approche de la pente continentale contrairement à ce qui était observé sur les autres marges méditerranéennes. Dans le contexte géodynamique de la Méditerranée, ce caractère particulier de la marge algérienne avait été interprété comme la manifestation précoce de la subduction de la Méditerranée Occidentale sous le continent africain.

On s'accorde maintenant à considérer que l'évolution géodynamique de la Méditerranée est liée au comportement relatif de deux grands blocs (voir plus haut) l'Eurasie au Nord et l'Afrique au Sud. Les différents modèles développés pour décrire le mouvement relatif de ces deux plaques (Le Pichon, 1968 ; Chase, 1972, Mc Kenzie, 1972 ; Morgan, 1972 ; Dewey et al., 1973 ; Minster et al., 1974, Olivet et al., 1976 Biju et al., 1977) placent le pôle de rotation relative dans le Sud de l'Atlantique Nord entre 10° et 30° de latitude Nord ; en supposant que l'Eurasie est fixe (par rapport aux coordonnées géographiques), le Nord-Ouest de l'Afrique bouge grossièrement du Sud vers le Nord. Il existe donc entre les deux grands blocs une (ou plusieurs) zone (s) frontières (s).

Cette remarque est bien sûr confirmée par l'étude de la distribution des séismes dans la région (Mc Kenzie, 1972 ; Beuzart, 1972). Une zone active sismiquement s'étend approximativement d'Ouest en Est des Açores jusqu'au Golfe de Cadix ; à partir de 10° W environ, les séismes se dispersent beaucoup au Maroc du Nord, en Espagne du Sud et dans la mer d'Alboran ; plus à l'Est encore, à partir de la dépression

du Chélif, la sismicité se concentre à nouveau le long d'une ligne sensiblement W-E, située à une cinquantaine de km au Sud de la côte algérienne ; environ au Sud de Bougie, la ligne active se scinde en deux branches dont l'une s'incurve légèrement vers l'ENE et l'autre rejoint le Sud de la Tunisie le long de la "ligne des Chotts". Aucune autre région de sismicité comprable (il faut souligner que des chocs importants ont eu lieu dans la zone active décrite : plus d'une dizaine d'évènements connus de magnitude de l'ordre de 6, n'étant présente entre les blocs stables (c'est-à-dire non sismiques) Eurasie et Afrique de 10° W à 10° E, on peut affirmer que la limite des plaques passe d'Ouest en Est grossièrement le long du parallèle 36° N.

Les modèles évoqués plus haut supposaient un mouvement du Sud vers le Nord de l'Afrique par rapport à l'Eurasie ; la limite des plaques étant perpendiculaire au déplacement relatif, le caractère général de la limite doit être compressif. Les mécanismes au foyer des séismes les plus forts, depuis la plaine abyssale du Fer-à-Cheval (à l'Ouest du Golfe de Cadix) jusqu'à l'extrémité occidentale de la Sicile, sont systématiquement des mécanismes de chevauchement dont les plans nodaux restent approximativement stables en direction sur un intervalle de 25° en longitude (McKenzie, 1972). Même si tel mécanisme au foyer reste discutable (McKenzie, communication personnelle), la stabilité de l'orientation des plans nodaux sur une si longue distance est certainement significative. Cette activité sismique compressive, étudiée pour les quelques dernières années seulement, est cohérente avec les résultats obtenus récemment en néotectonique : au Maroc (Andrieux, 1971 ; Rampoux, communication personnelle), en Algérie Nord-Occidentale (Thomas, 1974) et dans l'Est des Cordillères bétiques (Philipp et Bousquet, 1975) ont été mis en évidence des indices de manifestations compressives d'âge quaternaire et de direction générale N-S : plis d'axe E-W affectant le Neogène et parfois le Quaternaire, réseau de décrochements conjugués, failles inverses.

On se trouve donc en présence du système suivant : les deux blocs Eurasie et Afrique se rapprochant actuellement de telle manière que le mouvement relatif est approximativement perpendiculaire à la frontière commune (compression). Cette frontière commune, là où elle peut être relativement bien définie, suit approximativement la côte algérienne.

En d'autres termes, le bloc continental africain affronte, en Algérie, les fonds océaniques du bassin nord-africain de la Méditerranée Occidentale, qui sont solidaires du bloc Eurasie.

Données sismique

L'examen des données obtenues par réflexion sismique permet de définir, dans le bassin occidental de la Méditerranée, les ensembles sédimentaires suivants : depuis les plus récents jusqu'aux plus anciens (voir plus haut).

- a) les dépôts plio-quadernaires, pélagiques et ou turbiditiques ;
- b) la série messinienne constituée de dépôts évaporitiques ;
- c) une série anté-messinienne reposant sur un socle (reconnu localement) continental effondré sur les marges, océanique dans les parties profondes du bassin ; le socle océanique est d'âge oligo-Miocène suivant le modèle développé précédemment.

Les figures 56 a 60 montrent un certain nombre de profils (avec leur localisation) approximativement perpendiculaires aux côtes nord-africaines et deux profils de référence l'un au Sud de la Provence cristalline, l'autre à l'Ouest de la Sardaigne. Alors que les profils de référence montrent bien les séries sédimentaires venant se biseauter sur les marges provençale et sarde respectivement, les coupes sismiques au Nord de l'Afrique du Nord montrent une très nette tendance à un plongement de l'ensemble b du Nord vers le continent africain et un épaissement parfois considérable des dépôts plio-quadernaires (ensemble a). Il y a flexure des dépôts messiniens à l'approche du continent et comblement, par le plio-quadernaire, de la dépression formée.

Nous interprétons cette disposition, régulière depuis l'Algérie Orientale jusqu'au bassin occidental d'Alboran, comme l'indice d'une zone de subduction, à un stade très précoce d'évolution compatible avec le contexte géodynamique rappelé plus haut.

.../...

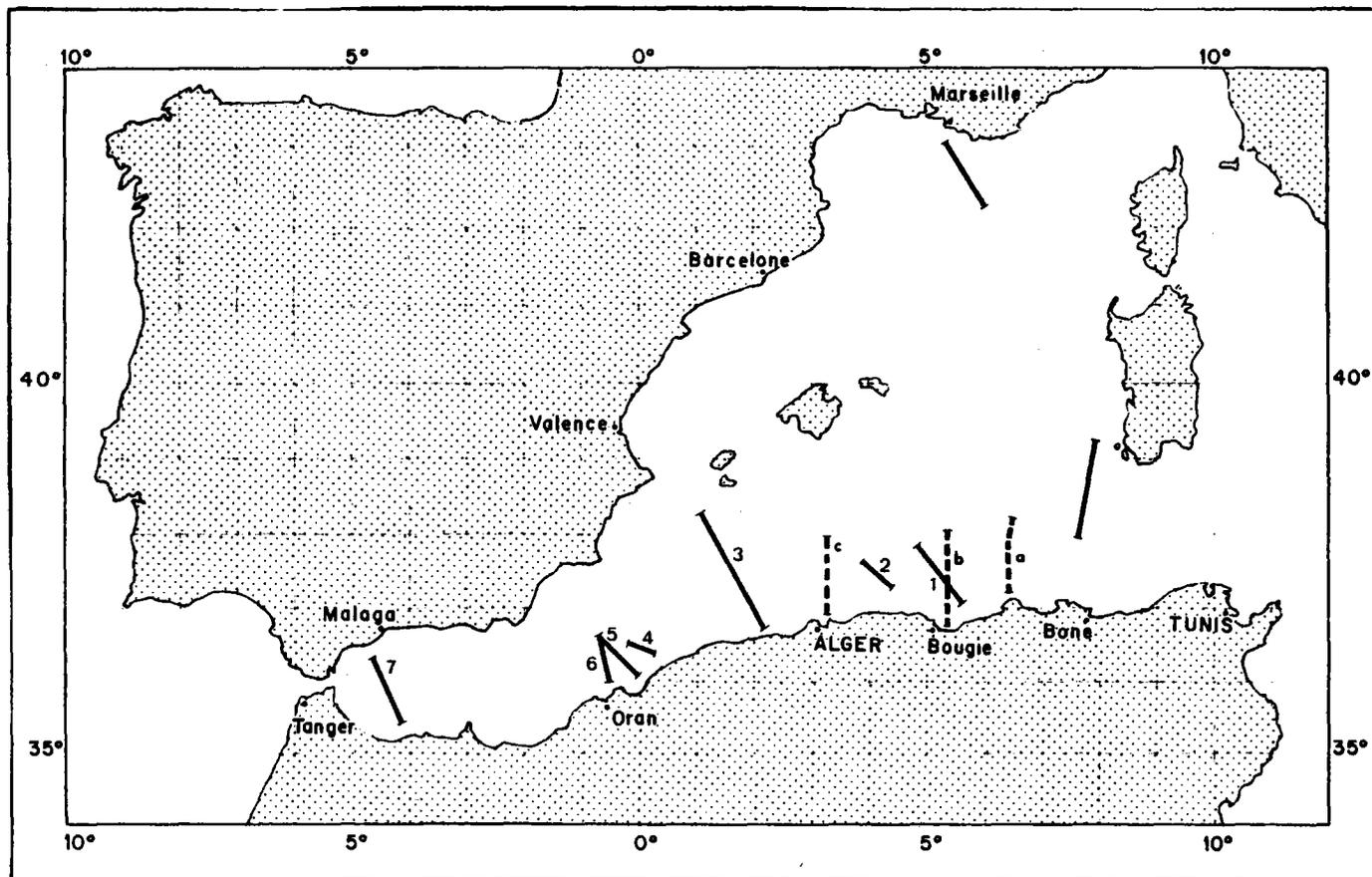


Figure 56 Plan de position : a, b, c : profils de la figure 57
 5, 6, 7 : profils de la figure 58 - non référencés, Fig. 59 et 60.

Discussion et conclusion

Proposer un modèle de subduction sur la base des arguments développés plus haut, peut paraître quelque peu paradoxal, En effet, beaucoup des caractères classiquement associés aux zones de subduction ne se manifestent pas clairement au Nord de L'Afrique du Nord : la zone de subduction supposée ne se manifeste pas dans la topographie ; on n'y trouve pas la distribution des séismes pourtant très caractéristiques ; il n'y a pas de volcanisme clairement associé. Il faut cependant garder à l'esprit que si zone de subduction il y a, elle est nécessairement très jeune, et même très probablement post-miocène ; de plus, la vitesse de rapprochement entre les grands blocs Eurasie et Afrique est très faible : sans doute inférieure à 0,5 cm/an (Minster et al., 1974). Il n'est pas surprenant, dans ces conditions, qu'il n'y ait ni zone de Benioff clairement exprimée ni a fortiori de volcanisme typique de subduction ; de même la relativement faible sismicité de la région est liée à la lenteur du rapprochement des blocs.

Moins facile à expliquer est la localisation des principaux séismes nettement à l'intérieur des terres. Deux arguments de nature tout à fait différentes peuvent être développés : d'une part, il n'est pas totalement exclu qu'une sismicité de faible magnitude soit présente au Nord de l'Algérie ; en effet, la distribution actuelle des stations sismiques et leur équipement n'est pas favorable à la détection des chocs faibles qui pourraient avoir lieu au pied de la pente continentale algérienne. Il est à remarquer que de très nombreux séismes sont détectés au Sud de l'Espagne, en mer d'Alboran et au Nord du Maroc et que les réseaux sismologiques sont particulièrement bien développés dans cette zone. On peut ajouter que la croûte océanique sous-jacente relativement chaude en raison de la jeunesse du bassin nord-africain peut contribuer à un affaiblissement de la magnitude probable des séismes, les séismes de magnitude importante étant déjà peu probables en raison de la lenteur du rapprochement des deux grands blocs.

Si ces arguments peuvent expliquer l'absence (au moins apparente) de sismicité à l'aplomb de la zone de subduction proposée, il reste que les grands séismes algériens ont lieu nettement plus au Sud : ils sont même en général localisés dans l'avant-fosse molassique

Figure 57

Schémas interprétatifs des profils : au nord d'Alger (A), de Bougie (B), de Collo (C). L'horizon A - toit du Messinien - est en traits forts. La flèche indique le point de flexure de l'horizon A.

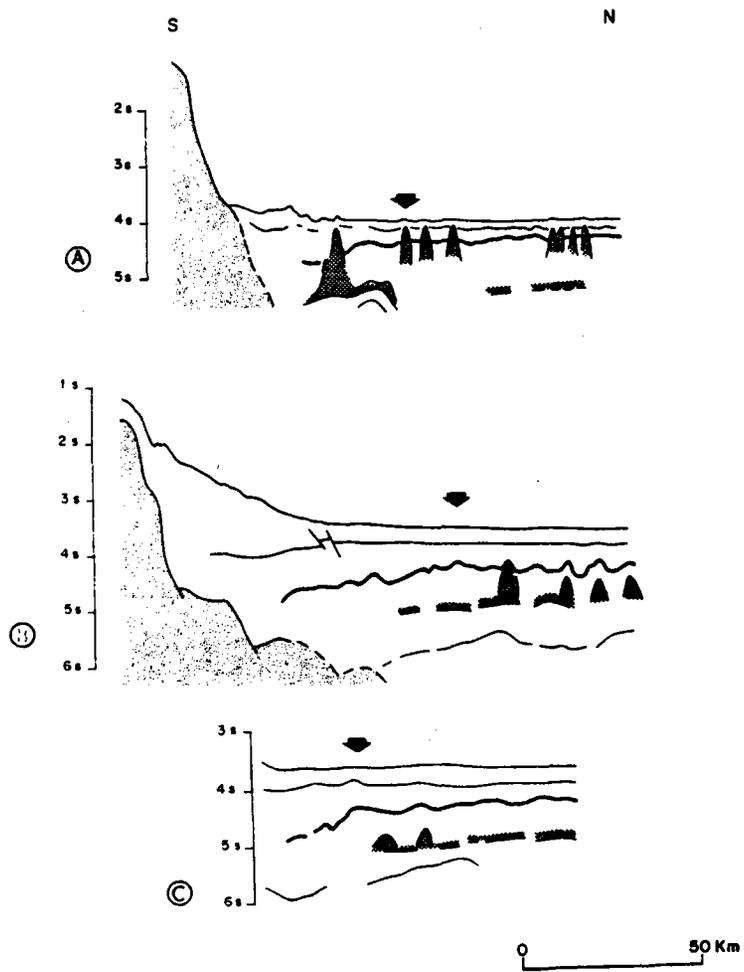


Fig 57

Figure 58

(5 - 6 - 7) Profils de réflexion sismique, grossièrement perpendiculaires à la côte nord-africaine (fig. 56). Flexotir : ex. vert. x 5. On remarque l'approfondissement de l'ensemble sédimentaire messinien (M) et infra-messinien (IM) et l'épaississement corrélatif de l'ensemble plioquaternaire (PQ) à l'approche de la marge nord-africaine. S = socle acoustique.

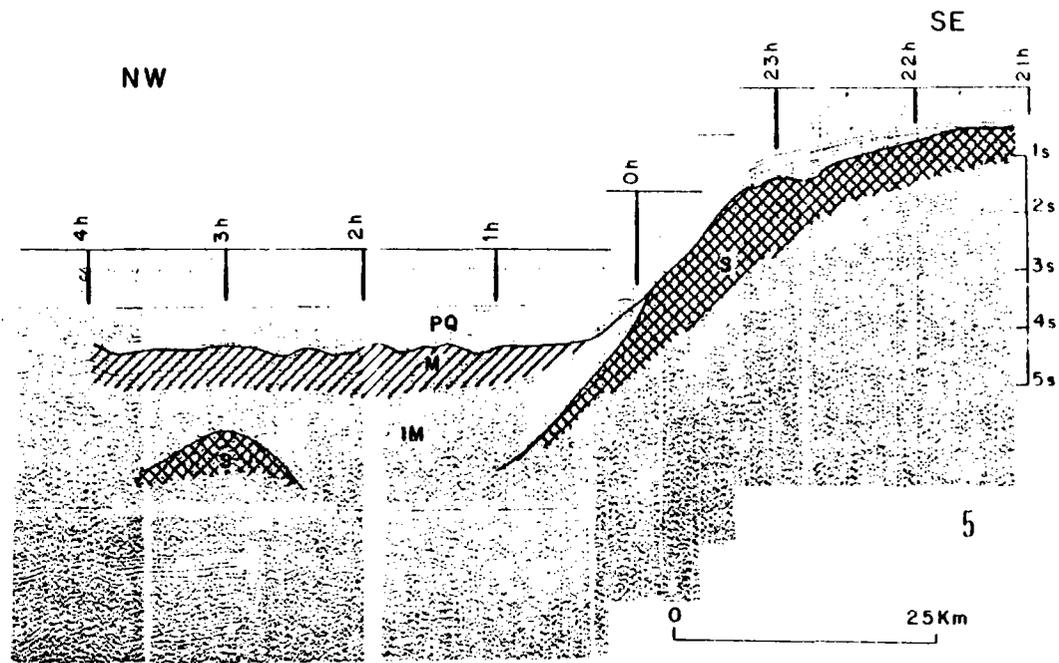


Fig 58·5

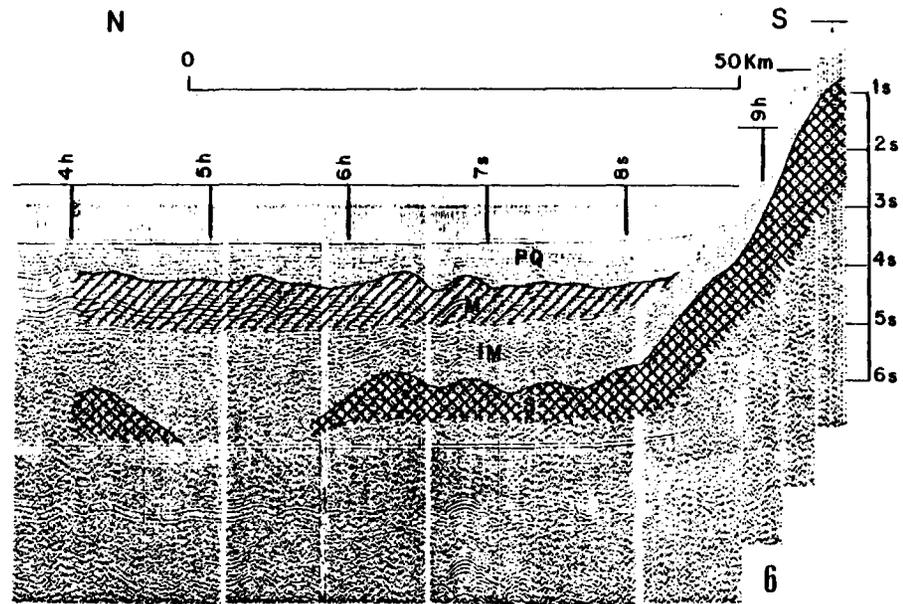


Fig 58·6

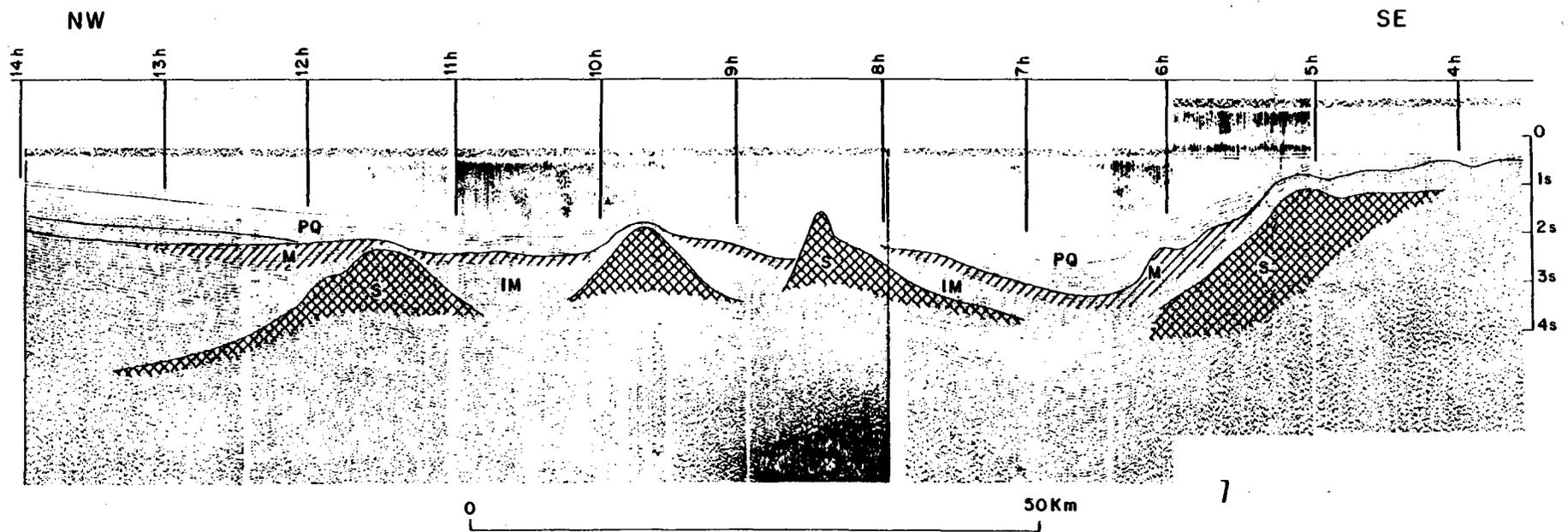


Fig 58·7

Figures 59 et 60 Profils de réflexion sismique obtenus respectivement au S de la Provence et au SW de la Sardaigne (fig. 56. Flexotir : ex. vert. 5. Signification des sigles : comme pour la figure 58. On observe le biseautage lent et à peu près régulier des ensembles sédimentaires vers la marge continentale.

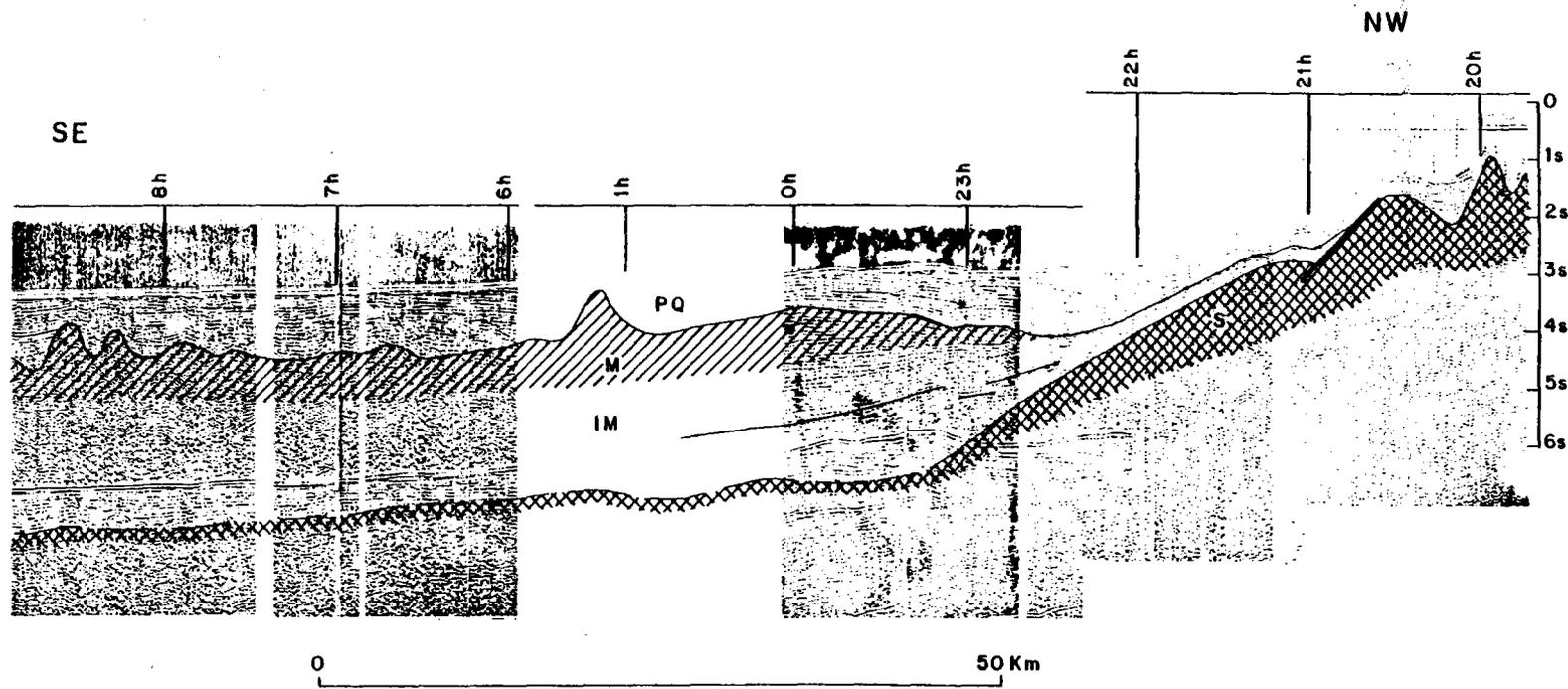


Fig 59

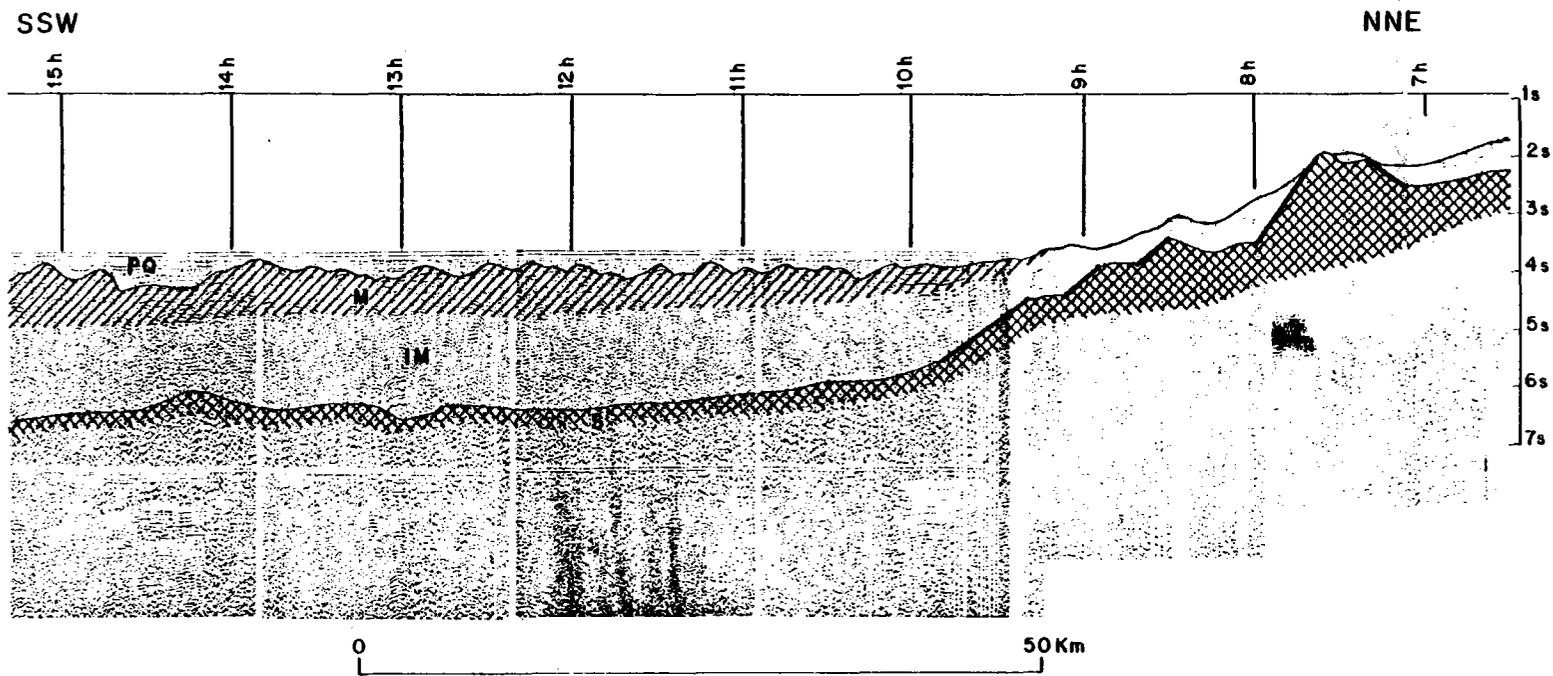


Fig 60

de l'Atlas tellien. Il est possible que la fragilité relative de cette zone, déjà affectée durant l'épisode compressif aquitano-burdigalien responsable de la chaîne nord-africaine, "piège" en quelque sorte la déformation du bord Nord du Maghreb dans les conditions compressives actuelles, qui entraînent la création d'une zone de subduction dans les voisinage de cette région.

L'absence d'expression topographique de la subduction s'explique d'abord par le caractère naissant de la structure qui fait que le flexure lithosphérique est loin d'avoir atteint son plein développement, ensuite par la proximité de sources abondantes de sédiments (les jeunes chaînes nord-africaines) : on a déjà signalé que la flexure des séries messiniennes et sous-jacentes était comblée par les dépôts plio-quadernaires.

A l'examen de la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre de la Méditerranée Occidentale (fig. 24) (Finetti et Morelli, 1973), il est frappant de constater la présence d'une anomalie négative importante (supérieure à 70 mgal en valeur absolue) tout au long de la marge nord-africaine. Cette anomalie représente encore un caractère distinctif de cette marge par rapport au reste de la Méditerranée Occidentale : tout autour du bassin méditerranéen, les marges sont soulignées par des anomalies à l'air libre négatives, mais nettement moins importantes qu'au Nord du Maghreb avec cependant deux exceptions localisées au Sud de la Provence et à l'Ouest de la Corse.

On pourrait penser que cette anomalie gravimétrique est due à un effet de bord de type isostatique : même si les conditions de l'isostasie sont remplies (poids constant d'une colonne quelconque de surface unité, considérée à partir d'une surface équipotentielle déterminée dite surface de compensation), la proximité relative du point de mesure (la surface de la mer) à une discontinuité de densité (la pente continentale) par rapport à la distance point de mesure-discontinuité compensatrice (au sens de l'isostasie) plus profonde, introduit une anomalie gravimétrique parasite dite "effet de bord isostatique".

Des tentatives pour corriger l'anomalie gravimétrique au Nord du Maghreb de l'effet de bord isostatique (Becquey, 1973) ont montré que la marge nord-africaine est nettement hors équilibre isostatique (de 20 à 40 mgal) alors que par exemple la marge sud-baléare s'en approche beaucoup.

La présence d'une anomalie gravimétrique à l'air libre fortement négative en bas de marge et un certain écart par rapport aux conditions isostatiques ont déjà été relevés par les auteurs (par exemple Emery et al., 1970 ; Rabinowitz 1971, 1972) ; il s'agit cependant d'anomalies localisées comparables aux maximums signalés au Sud de la Provence et à l'Ouest de la Corse. L'originalité de la marge nord-africaine réside dans l'amplitude du phénomène et dans son extension régionale remarquable : la situation est plutôt comparable à celle qui prévaut au Sud du Golfe de Gascogne, au pied de la marge nord-espagnole (Sibuet et Le Pichon, 1971). La structure gravimétrique de la marge maghrébiene corrobore donc l'interprétation donnée plus haut de la structure de la partie supérieure de la croûte : rappelons à ce propos que les zones de subduction typiques sont fortement hors équilibre isostatique (Le Pichon et al., 1973).

Du point de vue structural, il est paradoxal mais bien connu que les manifestations tectoniques les plus apparentes dans les zones de subduction sont en extension malgré le rapprochement des blocs en présence. Deux raisons peuvent être évoquées à ce sujet : d'une part, il semble que la mise en évidence d'une tectonique en extension soit plus facile que la mise en évidence d'une tectonique compressive dans les zones structurales les moins élevées ; d'autre part, l'étude néotectonique détaillées de l'arc égéen montre (Mercier, communication personnelle) une succession dans le temps d'épisodes compressifs très localisés et d'épisodes en distension beaucoup plus étendus. Les bassins sédimentaires effondrés au Plio-Quaternaire sont bien connus en Algérie (Perrodon, 1957). De même en Espagne du Sud (Philipp et Bousquet, 1975), au Maroc du Nord (Rampoux, communication personnelle) et en Algérie nord-occidentale (Thomas, 1974) ont été mis en évidence des épisodes néotectoniques en distension.

En conclusion, la marge nord-africaine est une marge active en formation. On retrouve à l'Ouest de Gibraltar une situation comparable dans la plaine du Fer-à-Cheval encore que la polarité du plongement soit l'inverse de celle que l'on constate en Méditerranée. En d'autres termes, dans la région de Gibraltar, le mouvement compressif à plongement vers le Sud de la mer d'Alboran se transforme en un mouvement compressif à plongement vers le Nord dans la zone du banc de Gorringe. Il serait cependant vain de rechercher dans cette région une "faille transformante" : l'affrontement des masses continentales dans la région complique par trop les phénomènes. Vers l'Est, la situation est moins claire : d'une part la sismicité de la "ligne des Chotts" suggère que le coin Nord-Est de l'Afrique du Nord pourrait être désolidarisé du reste du Maghreb ; d'autre part, le contact entre les socles continentaux dans le détroit sardano-tunisien (Auzende et al., 1974) rend possible un certain report de l'activité tectonique dans le Golfe de Gênes où précisément on constate une activité sismique non négligeable ; on n'a cependant aucune évidence en faveur d'une zone de découplage entre le bord Ouest du bloc Corse-Sardaigne et le Bassin méditerranéen Occidental.

Le fossé nord-africain fonctionnera sans doute jusqu'à avoir absorbé les fonds océaniques du bassin nord-africain s'il n'y a pas de changement radical dans l'évolution de l'Atlantique Nord d'ici là. Il est cependant probable que la collision entre les blocs continentaux à l'Est et à l'Ouest de la Méditerranée Occidentale empêchera la disparition complète dans une zone de subduction du bassin provençal qui se trouvera alors englobé dans des masses continentales et évoluera sans doute de la même manière que le bassin pannonique ou le bassin Sud de la Mer Caspienne, ou encore la Mer Noire (bassins océaniques comblés par une énorme épaisseur de sédiment).

.../...

IX - CONCLUSIONS GENERALES

La combinaison des diverses techniques d'investigations géophysiques et géologiques nous permet d'aboutir à un schéma structural global de la Méditerranée Occidentale. Les points essentiels de ce schéma sont les suivants :

. La totalité du bassin est caractérisée par l'extension très importante de ses marges continentales, bien au-delà du pied de la pente continentale définis par la bathymétrie et bien au-delà de l'isobathe 2 000 mètres, limites habituellement choisies lors des tentatives de reconstruction dans ce domaine. Les exemples les plus frappants de cette large extension sont donnés par le promontoire Sud-Baléares, par la marge continentale de la Sardaigne (Forages 133.134 du Glomar Challenger) et par les zones hautes de la Mer d'Alboran.

. Le corollaire évident de cette première conclusion est que le domaine océanique en Méditerranée Occidentale sera très réduit. C'est ainsi que le Bassin Provençal dans sa partie océanique la plus large, atteint à peine 200 km et que le Bassin Nord-Africain ne dépasse pas 100 km de large.

. Un autre apport important de ce schéma structural est la mise en évidence du jeu d'un double réseau d'accidents (un d'orientation NW-SE et l'autre NE-SW) dans la structuration du bassin. La direction NW-SE semble prédominer dans le bassin Provençal alors que la direction NE-SW est plus marquée dans le bassin nord-africain.

. Enfin, dernière caractéristique du bassin, il s'agit de l'importance du remplissage sédimentaire dont la puissance atteint et dépasse 7 km dans la partie axiale du Bassin Provençal et 5 km dans le bassin nord-africain. Dans cette série sédimentaire, on remarque l'extension et l'épaisseur (1 à 2 km) des séries évaporitiques et salifères du messinien qui se placent non pas à la base du remplissage comme c'est souvent le cas sur le pourtour de l'Atlantique mais à un niveau déjà élevé dans la séquence sédimentaire.

AGE DU BASSIN

Les hypothèses proposées jusqu'alors quant à l'âge de formation du bassin méditerranéen occidental vont du bassin résultant d'une phase de distension triasico-liasique jusqu'au bassin se surimposant à des structures alpines à partir du Pliocène. Avec d'autres auteurs, nous apportons un faisceau d'arguments impliquant un âge tertiaire de création du bassin et plus précisément un âge oligo-miocène. Ces arguments sont essentiellement :

. La profondeur du substratum (5 à 7 km) déterminée à partir de la sismique réflexion et la réfraction est insuffisante, dans la mesure où il s'agit de substratum océanique, pour envisager un âge de création triasique pour le bassin.

. Le sel messinien recouvre 3 à 4 km de séries sédimentaires antérieures. Dans ces séries, il est difficile d'envisager la présence de sédiments antécénozoïques sans admettre des taux de sédimentation très faibles ou l'existence de hiatus dont on n'a aucun indice sur la sismique réflexion.

. Si on admet l'hypothèse du déplacement au cours du crétacé du bloc Ibérique, on doit aussi admettre que la création de la Méditerranée Occidentale lui est postérieure car il n'existe dans ce bassin aucune structure susceptible d'avoir absorbé un tel déplacement.

. L'argument le plus fort en faveur d'une ouverture oligocène (au moins pour le Bassin Provençal) est celui de l'apparition à cette époque d'un système de grabens qui entaillent l'Europe de la Mer du Nord jusqu'à la Méditerranée Occidentale.

Cet argument est renforcé par le fait qu'entre 20 et 20 MA (oligocène moyen) des centres d'émissions volcaniques apparaissent sur tout le pourtour du Bassin Provençal.

. Ces mêmes arguments (distension et volcanisme) s'appliquent aussi à l'ouverture du bassin nord-africain avec semble-t-il un léger décalage de celle-ci dans le miocène inférieur. (Volcanisme d'âge compris entre 13 et 20 MA).

MODE DE CREATION DU BASSIN

. L'étude des différents stades d'évolution atlantique nous apprend que depuis l'anomalie 33, le mouvement relatif entre Europe et Afrique est un mouvement de rapprochement. On peut estimer ce rapprochement à près de 200 km à Gibraltar et près de 500 km au niveau de la Sardaigne. En même temps, on assiste dans le domaine méditerranéen occidental à des distensions amorcées à l'Eocène mais surtout effectives à l'oligo-miocène. Le seul mécanisme susceptible de concilier compression due au rapprochement Europe-Afrique et distension aboutissant à la néo-formation de la Méditerranée Occidentale, est celui de la distension en arrière d'un arc associée à une subduction.

Le problème sera de trouver sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale des zones frontières susceptibles d'avoir absorbé 200 km de rapprochement à l'ouest (Gibraltar) et 500 km à l'est (Tunisie). Un certain nombre d'arguments s'opposent à ce que ces frontières aient été situées à l'emplacement de l'actuel bassin de Méditerranée Occidentale. D'autres arguments militent en faveur des frontières situées à l'est du bloc corso-sarde et au sud d'un bloc des zones internes d'Afrique du Nord. C'est la dérive du bloc corso-sarde et des noyaux internes Rifo-Kabyles qui aboutit à la création des bassin provençal et nord-africain. Cette dérive ne se fait pas de façon quelconque mais utilise les réseaux de fractures NE-SW et NW-SE, mis en place vraisemblablement lors de phases hercyniennes.

LES IMPLICATIONS DE CE MODELE - LE NUMIDIEN

Un tel modèle de création de la Méditerranée Occidentale nous amène à rejeter une hypothèse ultrakabyte pour certains Flyschs et en particulier pour le Numidien. En effet, l'existence d'un sillon ultra à la fin de l'oligocène et au début du Miocène nécessiterait une succession rapide d'inversions de relief pour permettre la mise en place des olistostromes vers le nord à l'Aquitainien, puis le déversement vers le sud du numidien au burdigalien tandis qu'à la même époque s'effondre le bassin nord-africain.

LES EVAPORITES MESSINIENNES

Sans entrer dans la querelle qui oppose depuis quelque années les partisans du bassin peu profond au moment du dépôt des évaporites à ceux du bassin très profond, nous proposons un modèle de dépôt intermédiaire basé sur des considérations paléogéographiques telles que l'existence de seuils entre les divers bassins méditerranéens au messinien et sur le fait que le messinien s'inscrit dans l'évolution verticale normale du bassin amorcée dès sa création.

EVOLUTION NEOTECTONIQUE

Le processus de rapprochement entre les plaques Europe et Afrique se perpétuant jusqu'à l'actuel, il faut trouver dans le domaine méditerranéen une ou des zones susceptibles d'absorber ce rapprochement qu'on peut estimer à quelques dizaines de kilomètres depuis la création oligo-miocène des bassins. La séismicité diffuse sur la bordure nord africaine suggère que l'essentiel du raccourcissement est dans un premier temps absorbé dans le rejeu des accidents qui parcourent le domaine continental nord-africain. L'existence d'un approfondissement du substratum dans le domaine marin jouxtant la marge nord africaine peut être interprété comme une amorce de subduction à un stade encore très précoce de la partie océanique du bassin nord-africain sous celle-ci.

ALLA G., D. DESSOLIN ET O. LEENHARDT (1971)
DONNEES DU SONDAGE SISMIQUE CONTINU CONCERNANT LA SEDIMENTATION
PLIO-QUATERNAIRE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
SYMP MEDITERRANEE, HEIDELBERG (SOUS PRESSE).

ALINAT J., GIEMANN G. ET LEENHARDT O. (1966)
RECONNAISSANCE SISMIQUE DES ACCIDENTS DE TERRAIN EN MER LIGURE.
C.R. ACAD. SC., T.262, N.19, P.1311-1314.

ALLAN T.D. ET MORELLI C (1971)
A GEOPHYSICAL STUDY OF THE MEDITERRANEAN SEA.
BOL. GEOFIS. TEOR. APPL., VOL. 13, N.50, P.99-141.

ALVAREZ W. (1972)
ROTATION OF THE CORSICA-SARDINIA MICROPLATE. NATURE PHYS.
SCI., 235, P. 103-105.

ALVAREZ W., COCOZZA T. ET WEZEL F.C. (1974)
FRAGMENTATION OF THE ALPINE OROGENIC BELT BY MICROPLATE DIS-
PERSAL.
NATURE, VOL. 248, N.5446, P.309-314.

ANDRIEUX J. (1970)
STRUCTURE DU RIF CENTRAL.
THESE D'ETAT. MONTPELLIER. 294 P.

ANDRIEUX J. (1971)
LA STRUCTURE DU RIF CENTRAL. ETUDE DES RELATIONS ENTRE LA TECTO-
NIQUE DE COMPRESSION ET LES NAPPES DE GLISSEMENT DANS UN TRON-
CON DE LA CHAINE ALPINE.
NOTES MEM. SERV. GEOL., MAROC, N.235, 155 P.

ANDRIEUX J., FONTBOTE J.M. ET MATTAUER N. (1971)
SUR UN MODELE EXPLICATIF DE L'ARC DE GIBRALTAR.
EARTH AND PLANETARY SCI., LETTERS, 12, P.191-199

ANDRIEUX J. ET MAUTTAUER M. (1973)
PRECISIONS SUR UN MODELE EXPLICATIF DE L'ARC DE GIBRALTAR.
BULL SOC. GEOL. FR. (7), XV, P.115-116.

ARGAND E. (1926)
LA TECTONIQUE DE L'ASIE.
C.R. 13 SESS. CONGR. GEOL. INT. LIEGE FASC. 1 P.171-372.

ARTHAUD F. (1970)
ETUDE TECTONIQUE ET MOCROTECTONIQUE COMPAREE DE DEUX DOMAINES
HERCINIENS. LES NAPPES DE LA MONTAGNE NOIRE (FRANCE) ET L'ANTI-
CLINORIUM DE L'IGLESIENTE (SARDAIGNE).
SER. GEOL. STRUC. N.1, MONTPELLIER. (PUBL. USTELLA)

ARTHAUD F. ET MATTE PH. (1975)
LES DECROCHEMENTS TARDI-HERCINIENS DU SUD-OUEST DE L'EUROPE.
GEOMETRIE ET ESSAI DE RECONSTITUTION DES CONDITIONS DE LA DEFORMATION
TECTONOPHYSICS, T.25, N.1-2, P.139-171.

AUBOUIN J. (1965)
GEOSYNCLINES.
PUBL. ELSEVIER. AMSTERDAM. 335.P.

AUBOUIN J. (1961)
PROPOS SUR LES GEOSYNCLINAUX.
BULL. SOC. GEOL. FR., (7), T.III, P.629-711, 16 FIG.

AUBOUIN J., ET MENNESSIER G. (1962)
ESSAI SUR LA STRUCTURE DE LA PROVENCE.
IN 'LIVRE A LA MEMOIRE DU PROF. P.FALLOT'. MEM. H.SER. SOC. GEO
FR., II, P.45-98.

AUZENDE J.M. (1969)
ETUDE PAR SISMIQUE REFLEXION DE LA BORDURE CONTINENTALE ALGERO-
TUNISIENNE ENTRE BOUGIE ET BIZERTE.
THESE 3EME CYCLE, PARIS. 117 P.

AUZENDE J.M. (1971)
LA MARGE CONTINENTALE TUNISIENNE RESULTATS D'UNE ETUDE PAR SIS-
MIQUE REFLEXION.SA PLACE DANS LE CADRE TECTONIQUE DE LA MEDITER-
RANEE OCCIDENTALE.
MARINE GEOPH. RES., VOL.1, 92, P.162-177.

AUZENDE J.M., BONNIN J., OLIVET J.L., PAUTOT G. ET MAUFFRET A.
(1971).
UPPER MIOCENE SALT LAYER IN THE WESTERN MEDITERRANEAN BASIN.
NAT. PHYS. SC., VOL.230, P.82-84.

AUZENDE J.M., BONNIN J. ET OLIVET J.L. (1973)
THE ORIGIN OF THE WESTERN MEDITERRANEAN BASIN.
JOURN. GEOL. SOC. LONDON, VOL.129, P.607-620.

AUZENDE J.M., BONNIN J. ET OLIVET J.L. (1975)
LA MARGE NORD-AFRICAINE CONSIDEREE COMME MARGE ACTIVE.
BULL SOC. GEOL. FR., (7), XVII, P.486-495.

AUZENDE J.M., J. BONNIN, J.L. OLIVET (1976)
REACTUALISATION D'UN MODELE D'EVOLUTION DU BASSIN DE LA MEDITER-
RANEE OCCIDENTALE
COLLOQUE FINAL A.T.P. GEODYNAMIQUE MED. OCC. MONTPELLIER P.30.

AUZENDE J.M., OLIVET J.L. ET BONNIN J. (1972)
UNE STRUCTURE COMPRESSIVE AU NORD DE L'ALGERIE.
DEEP SEA RES., VOL.19, N.2, P.149-155.

- AUZENDE J.M., J.L. OLIVET, A. MAUFFRET ET G. PAUTOT (1972)
LA DEPRESSION NORD-BALEARE (ESPAGNE).
C.R. ACAD. SC. PARIS, SER. D., 274, P. 2291-2294.
- AUZENDE J.M., J.L. OLIVET ET J. BONNIN. (1973)
NATURE DU CONTACT SARDAIGNE-TUNISIE. SON ROLE TECTONIQUE.
IN RAPP. P. V. REUN. CIISM. ATHENES, 1972, 22, 2A, 67-68,
(RESUME).
- AUZENDE J.M. ET OLIVET J.L. (1974)
STRUCTURE OF THE WESTERN MEDITERRANEAN BASIN, IN THE GEOLOGY OF
CONTINENTAL MARGINS.
C.A. BURK ET C.L. DRAKE EDIT., NEW-YORK, P. 723-731.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. ET BONNIN J. (1974)
LE DETROIT SARDANO-TUNISIEN ET LA ZONE DE FRACTURE NORS-TUNI-
SIENNE.
TECTONOPHYSICS, T. 24, P. 357-374.
- AUZENDE J.M., J.L. OLIVET ET AL.
LES BASSINS SEDIMENTAIRES DE LA MER D'ALBORAN.
BULL. SOC. GEOL. FR.
- AUZENDE J.M. ET PAUTOT G. (1970)
LA MARGE CONTINENTAL ALGERIENNE ET LE PHENOMENE DE SUBSIDENCE
EXEMPLE DU GOLFE DE BOUGIE.
C.R. ACAD. SC., T. 271, N. 22, P. 1945-1948.
- BAYER R. (1973)
ANOMALIES MAGNETIQUES ET EVOLUTION TECTONIQUE DE LA MEDITER-
RANEE OCCIDENTALE.
THESE 3EME CYCLE, PARIS, 77 P.
- BAYER R., LE MOUËL J.L. ET LE PICHON X. (1973)
MAGNETIC ANOMALY PATTERN IN THE WESTERN MEDITERRANEAN.
EARTH AND PLANET. SC. LETT., N. 12, P. 168-176.
- BEAUFORT L., BRUNEAU J., CREPIN A. ET JULLIAN Y. (1954)
AMPLEUR DE L'EROSION PONTIENNE ET DU COMPLEMENT PLIOCENE EN CA-
MARGUE.
BULL. SOC. GEOL. FV. (16), IV, FASC. 1.3, P. 177.
- BECQUEY C. (1973)
ETUDE GRAVIMETRIQUE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE
ECOLE NAT. SUP. GEOL. APPL. PROSP. MIN., NANCY, RAPPORT DE
STAGE, NON PUBLIE.
- BELLAICHE G. (1969)
ETUDE GEODYNAMIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE AU LARGE DU MASSIF
DES MAURES (VAR) ET DE LA PLAINE ABYSSALE LIGURE.
THESE D'ETAT 221 P.

BELLAICHE G., GENNESEUX M., MAUFFRET A. ET REHAULT J.P. (1974)
PRELEVEMENTS SYSTEMATIQUES ET CARACTERISATION DES REFLECTEURS
ACOUSTIQUES NOUVELLE ETAPE DANS LA COMPREHENSION DE LA GEOLOGIE
DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
MARINE GEOL., N.16, M.47 - M.56.

BELLON H. 1976
SERIES MAGMATIQUES NEOGENES ET QUATERNAIRES DU POURTOUR DE LA
MEDITERRANEE OCCIDENTALE COMPAREES DANS LEUR CADRE GEOCHRONOME-
TRIQUE IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.
THESE UNIV. PARIS XI - ORSAY N. 1750

BELLON H., BROUSSE R. (1971)
L'AGE OLIGO-MIOCENE DU VOLCANISME LIGURE
C.R.A.S. - SIE D - T. 272 - P. 3109-3111

BELLON H. ET LETOUZEY J. (1977)
VOLCANISM RELATED TO PLATE TECTONICS IN THE WESTERN AND EASTERN
MEDITERRANEAN IN 'STRUCTURAL HISTORY OF THE MEDITERRANEAN BASINS
SPLIT 1976. BIJU-DUVAL ET MONTADERT EDS P.165-184.

BEMMELEN R.W. VAN. (1966)
STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN ALPS
GEOL. MIJNB., V. 45, 12, P.405-444.

BERRY M.J. ET KNPOFF L. (1967)
STRUCTURE OF THE UPPER MANTLE UNDER THE WESTERN MEDITERRANEAN
BASIN.
J. GEOPHYS.RES. 72, 14, P.3613-3627.

BEUZART P. (1972)
SEISMICITE DU BASIN MEDITERRANEEN ET DES REGIONS ENVIRONNANTES.
XIII GENERAL ASSEMBLY, EUROPEAN SEISMOLOGICAL COMMISSION,
BRASOV.

BIJU-DUVAL B. (1974)
CARTE GEOLOGIE ET STRUCTURALE DES BASSINS TERTIAIRES DU DOMAINE
MEDITERRANEEN. COMMENTAIRES.
REV. INST. FR. PETROL., N.5, P.607-639.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. ET LE PICHON X. (1977)
FROM THE TETHYS OCEAN TO THE MEDITERRANEAN SEAS. IN 'STRUCTURAL
HISTORY OF THE MEDITERRANEAN BASINS'
SPLIT 1976. BIJU-DUVAL ET MONTADERT EDS. P.143-164.

BOBIER C. (1971)
CONTRIBUTION DU PALEOMAGNETISME A L'ETUDE GEODYNAMIQUE DES VOL-
CANS DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS, D'ALGERIE NORD ORIENTALE ET DU
MEXIQUE.
THESE D'ETAT. PARIS 659 P.

BOCCALETTI M. E G. GUAZZONE (1970)
LA MIGRAZIONE TERZIARA DEI BACINI TOSCANI E LA ROTAZIONE DELL
APPENINO SETTENTRIONALE IN UNA ZONA DU TORZIONE PER DERIVA
CONTINENTALE.
MEM. SOC. GEOL. ITALIANA IX, P. 177-195.

BOCCALETTI M., ELTER P. ET GUAZZONE G. (1971)
PLATE TECTONIC MODEL FOR THE DEVELOPMENTS OF THE WESTER ALPS
AND NORTHERN APENNINS.
NAT. PHYS. SC., VOL. 234, N.6, P.108-111.

BOCCALETTI M., ET GUAZZONE G. (1974)
REMNANT ARCS AND MARGINAL BASINS IN THE CAINOZOIC DEVELOPMENT
OF THE MEDITERRANEAN.
NATURE, VOL.252, N.5478, P.18-21.

BONNET A. (1962)
NOTE SUR LA LIAISON ENTRE LES TECTONIQUES SUPERFICIELLES ET
PROFONDES DE LA CAMARGUE.
BULL SERV. CARTE GEOL. FV. P.251-259.
BONINI W.E., LOOMIS, T.P. AND ROBERTSON J.D. (1973)
GRAVITY ANOMALIES, ULTRAMAFIC INTRUSIONS AND TECTONICS OF THE
REGION AROUND THE STRAIT OF GIBRALTAR.
J. GEOPHYS. RES., 78 1372-1382.

BONNIN J., OLIVET J.L. ET AUZENDE J.M. (1975).
STRUCTURE EN NAPPE A L'OUEST DE GIBRALTAR.
C.R. ACAD. SC., T.280, P.559-562.

BOSCH J.W.M., VAN DEN (1971)
CARTE GRAVIMETRIQUE DU MAROC AU 1/500000 EME
NOTES ET M. SERV. GEOL. MAROC. 234 P.

BOURCART J. (1952)
NOUVELLE DEFENSE DE LA THEORIE DE LA FLEXURE CONTINENTALE.
CONGRES. GEOL INT. ALGER. 1952.

BOURCART J. (1960)
CARTE TOPOGRAPHIQUE DU FOND DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
BULL. INST. OCEANOGR. MONACO, 1163.20 P.

BOURCART J. (1962)
LA MEDITERRANEE ET LA REVOLUTION DU PLIOCENE, IN L'EVOLUTION
PALEOGEOPGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES DOMAINES MEDITERRANEENS
ET ALPINS D'EUROPE.
LIVRE MEM. PROF. P.FALLOT, MEM. SOC. GEOL. FR., P.103-116.

BOURROUILM R. (1973)
STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE ET TECTONIQUE DE L'ILE DE MINOR-
QUE ET DU NORD-EST DE MAJORQUE (BALEARES). LA TERMINAISON NORD-
ORIENTALES DES CORDILLIERES BETIQUES EN MEDITERRANEE OCCIDEN-
TALE.
THESE D'ETAT, PARIS 822 P.

- BOURGOIS ET AL. (1970)
DONNEES NOUVELLES SUR LA GEOLOGIE DES CORDILLERES BETIQUES.
ANN. SOC. GEOL. NORD, LILLE, T.XC, P.347-393.
- BOUSQUET J.C. ET MONTENAT CH. (1974)
PRESENCE DE DECROCHEMENTS NORD-EST - SUD-OUEST PLIOQUATERNAIRES
DANS LES CORDILLERES BETIQUES ORIENTALE (ESPAGNE). EXTENSION ET
SIGNIFICATION GENERALE.
C.R. ACAD. SC., T.278, N.21, P.2617-2620.
- BUROLLET P.F. ET DUFAURE PH. (1972)
THE NEOGENE SERIES DRILLED BY THE MISTRAL N.1 WELL IN THE GULF
A NATURAL SEDIMENTATION LABORATORY, D.J. STANLEY EDIT., P.91-98
- CAIRE A. (1957)
ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DES BIBANS (ALGERIE).
BULL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE. N.16, 818 P.
- CAIRE A. (1970)
TECTONIQUE DE LA MEDITERRANEE CENTRALE.
ANN. SOC. GEOL. NORD, T.XC, P.307-346, 24 FIG. LILLE.
- CAIRE A. (1973)
LES LIAISONS ALPINES PRECOSES ENTRE L'AFRIQUE DU NORD ET SICILE
ET LA PLACE DE LA TUNISIE DANS L'ARC TYRRHENIEN
IN 'LIVRE JUBILAIRE M. SOLIGNAC ANN. MINES ET GEOL. N.26, P.
87-110.
- CANEROT J. (1974)
RECHERCHES GEOLOGIQUES AUX CONFINES DES CHAINES IBERIQUES ET
CATALANE.
THESE D'ETAT, ENADIMSA EDICIONES, SER.5, N.4, 517 P.
- COULON CL, DEMANT A. ET BELLON H. (1974)
PREMIERES DATATIONS PAR LA METHODE K-AR DE QUELQUES LAVES CENO-
ZOIQUES ET QUATERNAIRES DE LA SARDAIGNE NORD-OCCIDENTALE.
TECTONOPHYSICS 21. P41-57
- CARTER T.G., FLANAGAN J.P. JONES C.R. MARCHANT F.L., MURCHISON
R.R. REBMAN J.H. SYLVESTER J.C. WHITNEY J.C. (1971)
A NEW BATHYMETRIC CHART AND PHYSIOGRAPHY OF THE MEDITERRANEAN
SEA IN 'THE MEDITERRANEAN SEA A NATURAL SEDIMENTATION LABORATORY
ED. D.J. STANLEY DOWDEN HUTCHINSON ROSS STROUDSBURG,PA.
- CASTANY G. (1959)
LA GEOLOGIE PROFONDE DU TERRITOIRE TUNISIE-SICILE. IN 'TOPOGR.
ET GEOL. PROFONDEURS OCEAN.,
COLLOQUE CENTRE NAT. RECH. SC. 83, 165-183.
- CHABRIER G. (1970)
TECTONIQUE DE SOCLE D'AGE ALPIN EN SARDAIGNE CENTRO-ORIENTALE.
C.R. ACAD. SCI. PARIS., 271, P.1252-1255.

CHASE C.G. (1972)
THE N-PLATE PROBLEM OF PLATE TECTONICS
GEOPHYS. J.R. ASTR. SOC., 29, P. 117-122.

COCCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R., ET SALVADORI I. (1974)
SCHEMA STRATIGRAFICO STRUTTURALE DEL MASSICCIO SARDO-CORSO E
MINEROGENESI DELL SARDEGNA.
MEM. SOC. GEOL. ITALIANA. XIII, P.85-186.

COLLOT J.Y. (1977)
INTERPRETATION DES MESURES DE FLUX GEOTHERMIQUE EN MEDITERRANEE
OCCIDENTALE.
RAPPORT DE STAGE NON PUBLIE HSU J.J., MONTADERT ET AL.(INPRESS)
INITIAL REPORTS OD DSDP VOL. XXXXII. WASHINGTON (US GOVERNMENT
PRINTING OFFICE).

CORNET C. (1969)
LA PROVENCE DE L'OLIGOCENE A NOS JOURS
REV. GEOG. PHYS. ET GEOL. DYN. (2) XI FASC. 1. P.101-122.

CORROY G. (1962)
L'EVOLUTION PALEO-GEOGRAPHIQUE POST-MERCYNIENNE DE LA PROVENCE.
IN 'LIVRE A LA MEMOIRE DU PROF. P.FALLOT'. MEM.H.SER. GEOL. FR.
II, P.19-43.

COUTELLE A. (1971)
LES FLYSCHS DU FLANC SUD DU DJURDJURA. COMPOSITIONS, RELATIONS
STRUCTURALES ET POSITION PALEO GEOGRAPHIQUE.
BULL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE, N.S., N.41, P.7-18, 2FIG.ALGER

DEBELMAS J. ET LEMOINE M. (1973)
THE WESTERN ALPS PALEO GEOGRAPHY AND STRUCTURE.
EARTH SCI. REV. 6, P.221-256.

DEBELMAS J. (1972)
LES ALPES FRANCO ITALIENNES.
IN 'DEBELMAS J. GEOLOGIE DE LA FRANCE'. DOM. P.387-442.

DESFORGES G. (1973)
CONBRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE ROCHES PRELEVEES PAR DRAGAGE ET APPLI
CATION A LA DIAGENESE PRECOCE EN EAU PROFONDE.
THESE 3E CYCLE, PARIS, 311 P.

DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. LAVAL F. ET POLVECHE J. (1975)
LES OBSERVATIONS TECTONIQUES DANS L'ALGERIE NORD OCCIDENTALE.
ET L'ORIGINE DU BASSIN NORD AFRICAIN.
RAPP. P.V. REV. CIESM. 23, 4A. P.95-98.

DERCOURT J. (1970)
L'EXPANSION OCEANIQUE ACTUELLE ET FOSSILE.
BULL. SOC. GEOL. FR. (7),XII, P.261-317 .

- DERIU M. (1962)
STRATIGRAFIA, CRONOLOGIA E CAROTTEN PETROCHIMICI DELLA VOLCANITI. 'ELIGOCENICHE'.
IN SARDEGNA. MEM. SOC. GEOL. ITAL., 3, P.675-706.
- DEVAUX J. (1969)
RECHERCHE DE L'ORGANISATION DES CONTRAINTES DANS LES TREFONDS DE L'ALGERIE DU NORD.
PUBL. SERV. GEOL. ALGERIE (NOUVELLE SERIE), BULL. N.39, 49-69.
- DEWEY J.F., ET BIRD J.M. (1970)
MOUNTAIN BELLS AND THE NEW GLOBAL TECTONICS
JOUR. GEOPHYS. RES. 75, P2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C. III, RYAN W.B.F. ET J. BONNIN (1973)
PLATE TECTONICS AND THE EVOLUTION OF THE ALPINE SYSTEM
GEOL.SOC. AM. BULL., 84, P.3137-3180.
- DIDON J. ET DURAND DELGA M. (1973)
COMPTE RENDU DU COLLOQUE DE GIBRALTAR DE L'A.T.P. DE L'INAG.
'GEODYNAMIQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE'.
BULL SOC. GEOL. FR., (7), XV, P.160-188.
- DUBOIS R. (1976)
LA STRUCTURE CALABRO APENNIQUE CRETACE EOCENE ET L'OUVERTURE TYRRHENIENNE NEOGENE.
THESE PARIS. 567 P.
- DUEE G. (1969)
ETUDE GEOLOGIQUE DES MONTS NEBRODI.(SICILE)
THESE D'ETAT. LILLE, 421 P.
- DURAND DELGA M. (1955)
ETUDE GEOLOGIQUE DE LA CHAINE NUMIDIQUE.
BULL SERV. CARTE GEOL. ALGERIE (2) N.24, 533 P.
- DURAND DELGA M. (1966)
TITRES ET TRAVAUX SCIENTIFIQUES.
PRIESTER, PARIS. 42 P.
- DURAND DELGA M. (1967)
STRUCTURE AND GEOLOGY OF THE NORTH EAST ATLAS.
IN'GUIDE BOOK TO THE GEOLOGY AND HISTORY OF TUNISIA PETR. EXPL. SEC. LYBYA, TRIPOLI P.59-83.
- DURAND DELGA M. (1969)
MISE AU POINT SUR LA STRUCTURE DU N E DE LA BERBERIE.
PUBL. SERV. GEOL. ALGERIE., 39, P.89-131.
- DURAND DELGA M. (1972)
LA CORSE
IN 'DEBELMAS J. GEOLOGIE DE LA FRANCE'. DOM. P.465-478

DURAND DELGA M. ET MATTAUER M. (1959)
LES UNITES STRUCTURALES INTERNES DE LA ZONE MARNO SCHISTEUSE DU
RIF SEPTENTRIONALE. LES UNITES STRUCTURALES EXTERNES DE LA ZONE
MARNO SCHISTEUSE DU RIF SEPTENTRIONALE.
C.R. ACAD. SCI. 248, P.2364-2366 ET P.2499-2501.

DUPUY C., MC NUTT R.H. ET COULON C. (1974)
DETERMINATION DE 875SR/865SR DANS LES ANDESITES CENEZOIQUES ET
LES LAVES ASSOCIEES EN SARDAIGNE NORD-OCCIDENTALE.
GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA, 38, P.1287-1296.

EMERY K.O., UCHUPI E., PHILLIPS J.D., BOWIN C.O., BUNCE E.T.
ET KNOTT S.T. (1970)
CONTINENTAL RISE OFF EASTERN AMERICA
AM. ASSOC. PETROL. GEOL. BULL., 54, P.44-108.

ERICKSON A.J. (1970)
HEAT FLOW MEASUREMENTS IN THE MEDITERRANEAN. BLACK AND RED SEAS
PH. D. THESIS, MASSACHUSETT INSTITUTE OF TECHNOLOGY, CAMBRIDGE
(UNPUBLISHED).

FAHLQUIST D.A. (1963)
SEISMIC REFRACTION MEASUREMENTS IN THE WESTERN MEDITERRANEAN SEA
THESIS, MASSACH. INST. TECHNOL., 173 P.

FAHLQUIST D.A. ET HERSEY J.B. (1969)
SEISMIC REFRACTION MEASUREMENTS IN THE WESTERN MEDITERRANEAN SEA
BULL INST. OCEAN MONACO, VOL.67, N.1386, 52 P.

FALLOT P. (1932)
ESSAI DE DEFINITION DES TRAITES PERMANENTS DE LA PALEO GEOGRAPHIE
SECONDAIRE DANS LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
BULL. SOC. GEOL. FR., (5),T.II, P.533-553, 7 FIG. PARIS.

FINETTI I. ET MORELLI C. (1972)
WIDE SCALR DIGITAL SEISMIC EXPLORATION OF THE MEDITERRANEAN SEA
BOL. GEOFIS. TEOR. APPL., VOL.14, N.56, P.291-342.

FINETTI I. ET MORELLI C. (1973)
GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE MEDITERRANEAN SEA.
BOL. GEOFIS. TEOR. APPL., VOL.15, N.60, P.263.

FINETTI I. ET MORELLI (1973)
GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE MEDITERRANEAN SEA
BOL. GEOF. TEOR. APPL., 15, P.263-341.

FLANDRIN J. (1948)
CONTRIBUTION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU NUMMULITIQUE ALGERIEN
THESE PARIS. BULL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE, (2),N.19, 332 P.
88 FIG., 8 PL. ALGER.

- FONTBOTE J.M. (1971)
INTRODUCTION TO FIELD TRIPS, BARCELONA AREA.
GUIDE-BOOK TENTH INTER. FIELD INST. AMER. GEOL. INST., P.95-101
- FOX P.J. ET HEEZEN (1975)
GEOLOGY OF THE CARIBBEAN CRUST.
IN. THE OCEAN BASINS AND MARGINS VOL.3. P.421-466
- FOUCHER J.P., AUZENDE J.M., REHAULT J.O. ET OLIVET J.L. (1976)
NOUVELLES DONNEES DE FLUX GEOTHERMIQUE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
REU. AN. SCI. TERRE. PARIS. 1976.
- FUKAO Y. (1973)
THRUST FAULTING AT A LITHOSPHERIC PLATE BOUNDARY, THE PORTUGAL EARTH-QUAKE OF 1969.
EARTH PLANET. SCI. LETT., 18 205-216.
- GABIN R. (1970)
ETUDE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES SOUS MARINS DE LA MER NORD-TYRRHENIENNE ET DU CANAL DE CORSE.
THESE 3EME CYCLE, PARIS. 88 P.
- GALDEANO A., COURTILLOT C., LE BORGNE E., LE MOUËL J.L. ET ROSSIGNOL J.C. (1974)
AN AEROMAGNETIC SURVEY OF THE SOUTHWEST OF THE WESTERN MEDITERRANEAN. DESCRIPTION AND TECTONIC IMPLICATIONS.
EARTH AND PLANET. SC. LETT. N.23, P.323-336.
- GALDEANO A. ET ROSSIGNOL J.C. (1977)
CONTRIBUTION DE L'AEROMAGNETISME A L'ETUDE DU GOLFE DE VALENCE MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
EARTH AND PLAN. SCI. LETTERS. 34, P.85-99.
- GANTAR C., MORELLI C. PISANI M. (1969)
INFORMATION REPORT ON SURFACE GRAVITY AND MAGNETIC MEASUREMENTS WITH THE SHIP BANNOCK IN THE MEDITERRANEAN SEA 1965-68.
ROLL. GEOP. TEOR. APPL. X, 38, 134-157.
- GEZE B. (1962)
CARACTERES STRUCTURAUX DE L'ARC DE NICE (ALPES MARITIMES).
IN 'LIVRE A LA MEMOIRE DU PROF. P. FALLOT'. MEM. H. SER. SOC. GEOL. FV., II, P.289-300.
- GENNESSEUX M., AUZENDE J.M., OLIVET J.L. ET BAYER R. (1974)
LES ORIENTATIONS STRUCTURALES ET MAGNETIQUES SOUS-MARINES AU SUD DE LA CORSE ET LA DERIVE CORSA-SARDE.
C.R. ACAD. SC., T.278, P.2003-2006.

- GIERMANN G., PFANNENSTIEL M., WINMENAUER W. (1968)
RELATION ENTRE MORPHOLOGIE, TECTONIQUE ET VOLCANISME EN MER
D'ALBORAN (MEDITERRANEE OCCIDENTALE).
C.R. SOMM. SOC. GEOL. FR., 4, 116-118.
- GLACON G. ET ROUVIER H. (1972)
AGE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES MAJEURS EN TUNISIE SEPTENTRIOLE.
C.R. ACAD. SCI. PARIS. 274, P.1257-1260.
- GLACON G. ET REHAULT J.P. (1973)
LE MESSINIEN MARIN DE LA PENTE CONTINENTALE LIGURE (-1750M),
ITALIE.
C.R. ACAD. SC., T.277, P.625-628.
- GLANGEAUD L. (1932)
ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION LITTORALE DE LA PROVINCE
D'ALGER.
BULL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE, 8, 627 P.
- GLANGEAUD L. (1966)
LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE
D'APRES LES DONNEES DE GEOMEDE 1
C.R. ACAD. SC. 262, P.2405-2408.
- GLANGEAUD L. (1968)
LES METHODES DE LA GEODYNAMIQUE ET LEURS APPLICATIONS AUX STRUC-
TURES DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE
REU. GEOG. PHYS. ET GEOL. DYM. X,2, P.83-135.
- GLANGEAUD L., ALINAT J., POLVECHE J., GUILLAUME A. ET LEENMARDT
O. (1966)
GRANDES STRUCTURES DE LA MER LIGURE, LEURS EVOLUTIONS ET LEURS
RELATIONS AVEC LES CHAINES CONTINENTALES
B.S.C.F. 7EME SERV. VIII P.921-937.
- GOGUEL J. (1964)
L'INTERPRETATION DE L'ARC DES ALPES OCCIDENTALES
BULL SOC., GEOL. FR. (7). V. P.20-33.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. ET LORENZ C. (1972)
SUR L'IMPORTANCE DE LA PHASE TECTONIQUE AQUITANIENNE DANS
L'APENNIN ET LES ALPES OCCIDENTALES.
C.R. ACAD. SC., T.275, N.7, P.807-810.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. ET LORENZ C. (1972)
ESSAI DE TABLEAU SYNTHETIQUE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS AFFEC-
TANT LES DOMAINES ALPIN ET APENNIN A PARTIR DE TRIAS.
C.R. SOMM. SOC. GEOL. FR. P.158-163.
- GRINDA L. (1973)
LES PROBLEMES NON RESOLUS DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES MEDITER-
RANEE OCCIDENTALE.
RAPP. PV. REUN. CIESM. ATHENES 1972. 22,2, P.61-63.

GROUPE ESTOCADE (IN PRESS)
MESSINIAN SUBERERIAL EROSION OF THE STOECHADES AND SAINT TROPEZ
CANYONS A SUBMERSIBLE STUDY.

GUARDIA P. (1975)
GEODYNAMIQUE DE LA MARGE ALPINE DU CONTINENT AFRICAIN D'APRES
L'ETUDE DE L'ORANIE NORD OCCIDENTALE.
THESE D'ETAT, NICE, 286 P.

GUIRAUD R. (1967)
LA TRANSVERSALE DE GOLBERT, ACCIDENT MAJEUR DE LA REGION
DU MODNA (ALGERIE DU NORD).
C. R. ACAD. SC. PARIS, 264, 1245-1248.

GUIRAUD R. (1973)
EVOLUTION POST-TRIASIQUE DE L'AVANT-PAYS DE LA CHAINE ALPINE
EN ALGERIE, D'APRES L'ETUDE DU BASSIN DU MODNA ET DES REGIONS
VOISINES.
THESE, NICE, 1 VOL. RONEOT., 270 P., 114 FIG., XII PL. H.T.

HATZFELD D., CARA M. ET FROGNEUX M. (1975)
ETUDES SISMOLOGIQUES DE L'ARC DE GIBRALTAR.
3EME REU. AN. SC. TERRE. MONTPELLIER. P.187.

HERSEY J.B. (1965)
SEDIMENTARY BASINS OF THE MEDITERRANEAN SEA.
PROC 70TH SUMP. COLSTON. RES. SOC., BRISTOL. P.75-91.

HILLY J. (1957)
ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L'EDOUGH ET DU CAP DE FER.
THESE, NANCY.

HINZ K. (1972)
RESULTS OF SEISMIC REFRACTION INVESTIGATIONS (PROJECT ANNA) IN
THE WESTERN MEDITERRANEAN SEA SOUTH AND NORTH OF THE ISLAND OF
MALLORCA.
BULL CENTR. RECH. PAU, T.6, N.2, P.405-426

HOYEZ B. (1975)
DISPERSION DU MATERIEL QUARTZEUX DANS LES FORMATIONS AQUITANIEN
NES DE TUNISIE SEPTENTRIONALE ET D'ALGERIE NORD-ORIENTALE.
BULL. SOC. GEOL. F., (7), T. XVII, P.1147-1156, 4 FIG. PARIS.

HSU K.J. (1971)
ORIGIN OF THE ALPS AND WESTERN MEDITERRANEAN.
NATURE, VOL.233, P.44-48.

HSU K.J. (1972)
ORIGIN OF SALINE GIANTS A CRITICAL REVIEW AFTER THE DISCOVERY
OF THE MEDITERRANEAN EVAPORITE.
EARTH SC. REV., T.8, P.371-296

ILLIES H. (1969)
AN INTERCONTINENTAL BELT THE WORLD RIFT SYSTEM TECTONOPHYSICS.
1, P. 5-29.

ISEZAKI N. ET UYEDA S., (1973)
GEOMAGNETIC ANOMALY PATTERN OF JAPAN SEA
MAR. GEOPHYS. RES., 2, P.51-59.

KARIG D.E. (1970)
RIDGES AND BASINS OF THE TONGR. KERMADEC ISLAND ARC SYSTEM.
JOUR. GEOPHYS. RES. 75, P.239.255.

KARIG D.E. (1971)
ORIGIN AND DEVELOPMENT OF MARGINAL BASINS IN THE WESTERN PACIFIC
J. GEOPHYS. RES. 76, P.2542-2561.

KIEKEN M. (1962)
LES TRAITES ESSENTIELS DE LA GEOLOGIE ALGERIENNE.
IN 'LIVRE A LA MEMOIRE DU PROF. P.FALLOT'. MEM. H.SER. SOC.
GEOL. FR., I, P.545.614.

KOBER L. (1914)
ALPEN UND DINARIDEN.
GEOL. RUNDSCHAU 5, P.200.

KUENEN PH. (1959)
L'AGE D'UN BASSIN MEDITERRANEEN
COLL. INT. C.N.R.S. 83, 157-162.

LE BORGNE E., J. LE MOUËL AND X. LE PICHON (1971)
AEROMAGNETIC SURVEY OF SOUTHWESTERN EUROPE.
EARTH PLANET. SCI. LETTERS, 12, P.287-299.

LE BORGNE E. ET LE MOUËL J.L. (1971)
LE LEVE AEROMAGNETIQUE REALISE POUR LE C.N.R.S. AU DESSUS DE LA
MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
C.R. SOMM. SOC. GEOL. FR., FASC.8, P.404-406.

LE BORGNE E., LE MOUËL J.L. ET LE PICHON X. (1971)
AEROMAGNETIC SURVEY OF SOUTH WESTERN EUROPE
EARTH PLANET. SC. LETT., VOL.12, N.3, P.287-299.

LE BORGNE E., BAYER R. ET LE MOUËL J.L. (1972)
LA CARTOGRAPHIE MAGNETIQUE DE LA PARTIE SUD DU BASSIN ALGERO-
PROVENCAL.
C.R. ACAD. SC., T.274, P.1291-1294.

LECLAIRE L. (1968)
CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA MARGE CONTINEN-
TALE ALGERIENNE.
CAH. OCEANOGR. XX. AN. 6, 451-521.

LE MOUËL J ET E. LE BORGNE (1970)
LES ANOMALIES MAGNETIQUES DU SUD-EST DE LA FRANCE ET DE LA
MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
C. R. ACAD. SC. PARIS, SER. D., 271, P.1348-1350.

LE PICHON X. (1968)
~~SEA FLOOR SPREADING AND CONTINENTAL DRIFT~~
J. GEOPHYS. RES., 73, P.3661-3697.

LE PICHON X., BONNIN J. ET SIBUET J.C. (1970)
LA FAILLE NORD-PYRENEENNE FAILLE TRANSFORMANTE LIEE A L'OUVER-
TURE DU GOLFE DE GASCOGNE.
C.R. ACAD. SCI. PARIS, 271, P.1941-1944.

LE PICHON X., G. PAUTOT, J.M. AUZENDE ET J.L. OLIVET (1971)
LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE DEPUIS L'OLIGOCENE SCHEMA D'EVO-
LUTION.
EARTH PLANET. SCI. LETTERS, 13, P.145-152.

LE PICHON X., FRANCHETEAU J. ET BONNIN J. (1973)
PLATE TECTONICS.
ELSEVIA EDIT. AMSTERDAM. 300 P.

LEPVRIER C., MAGNE J. ET SIGAL J. (1970)
DONNEES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES SUR LES FORMATIONS TEL
LIENNES D'UNE PARTIE DU TELL SEPTENTRIONAL (SECTEUR COMPRIS
ENTRE CHERCHELL, MILIANA, EL ASNAM ET TENES, ALGERIE).
BULL. SOC. GEOL. FR., (7), T.XII, P.794-8048 3 FIG. 1 PL. PARIS

LUTAUD L. (1924)
ETUDE TECTONIQUE ET MORPHOLOGIQUE DE LA PROVENCE CRISTALLINE
REV. GEOG. 12, 1, 270.

LEPVRIER C. ET MAGNE J. (1975)
LE NEOGENE 'POSTNAPPES' DU TELL SEPTENTRIONAL A L'OUEST D'ALGER
BULL. SOC. GEOL. FR., (7), XVII, P.612-619.

MC KENZIE D.P. (1970)
PLATE TECTONICS OF THE MEDITERRANEAN REGION.
NATURE, VOL.226, N.5242, P.239-243.

MC KENZIE D.P.(1972)
ACTIVE TECTONICS OF THE MEDITERRANEAN REGION
GEOPHYS. J.R. ASTR. SOC., 30, P.109-185.

MALUSKI H., MATTAUER M. ET MATTE PH. (1973)
SUR LA PRESENCE DE DECROCHEMENTS ALPINS EN CORSE.
C.R. ACAD. SCI. PARIS. 276, 7P.703-712.

MASCLE J. (1968)
CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA MARGE CONTINENTALE ET DE LA PLAINE
ABYSSALE AU LARGE DE TOULON.
THESE 3EME CYCLE, PARIS.

- MATTAUER M. (1958)
ETUDE GEOLOGIQUE DE L'OUAISENIS ORIENTAL (ALGERIE).
BULL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE, N.17, 534 P.
- MATTAUER M. (1963)
LE STYLE TECTONIQUE DES CHAINES RIFAINES ET TELLIENNES.
GEOL. RUNDSCH. 53 P.296-313.
- MATTAUER M. (1973)
UNE NOUVELLE HYPOTHESE SUR LA POSITION DE LA MICROPLAQUE CORSO-SARDO AVANT SA ROTATION D'AGE CENOZOIQUE
IN 'PALEOGEOGRAFIA DEL TERZIARO SARDO NELL AMBITO DEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE'. CAGLIARI. 1973 P.297-300.
- MATTAUER M. ET PROUST F. (1963)
SUR LA TECTONIQUE DE LA FIN DU CRETACE ET DE DU DEBUT DU TERTIAIRE EN LANGUEDOC.
REV. GEOGR. PHYS. ET GEOL. DYM. (2) V. FASC. 1, P.5-11.
- MAUFFRET A. (1968)
ETUDE DE PROFILS SISMIQUES OBTENUS AU COURS DE LA CAMPAGNE GEOMEDE I AU LARGE DES BALEARES ET EN MER LIGURE.
THESE 3EME CYCLE, PARIS. 92 P.
- MAUFFRET A. (1976)
ETUDE GEODYNAMIQUE DE LA MARGE DES ILES BALEARES.
THESE, PARIS, UNIV. PIERRE ET MARIE CURIE, 1 VOL. RONEOT. 137 P 120 FIG.
- MAUFFRET A. ET SANCHO J. (1970)
ETUDE DE LA MARGE CONTINENTALE AU NORD DE MAJORQUE (BALEARES, ESPAGNE).
REV. INST. FR. PETROL., VOL25, N.6, P.714-730.
- MAUFFRET A., AUZENDE J.M., OLIVET J.L. ET PAUTOT G. (1972)
LE BLOC CONTINENTAL BALEARE (ESPAGNE). EXTENSION ET EVOLUTION.
MARINE GEOL., N.12, P.289-3009.
- MAUFFRET A., FAIL J.P., MONTADERT L., SANCHO J. ET WINNOCK E. (1973)
NORTHWESTERN MEDITERRANEAN SEDIMENTARY BASIN FROM SEISMIC REFLECTION PROFILE.
BULL. AM. ASSOC. PETROL. GEOL., VOL.57, N.11, P.2245-2262.
- MENARD H.W., SMITH S.M. ET PRATT R.M (1965)
THE RHONE DEEP SEA FAN.
PROC. 70TH SYMP. COLSTON. RES. SOC. BRISTOL P.271-285.
- MENNESSIER G. (1967)
SUR L'EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE DES REGIONS PROVENCALES ENTRE LE BAS VERDON ET L'ARGENS (VAR).
REV. GEOGR. PHYS ET GEOL. DYN. IX.

MINSTER J.B., JORDAN J.H., MOLNAR P. ET HAINES E. (1974)
NUMERICAL MODELLING OF INSTANTANEOUS PLATE TECTONICS
GEOPHYS. J.R. ASTR. SOC., 36, P.541-576.

MITCHELL A M. ET ET READING H.G. (1971)
EVOLUTION OF ISLAND ARCS.
J. GEOL. 79,3, P.258-284.

MONTADERT L., SANCHO J., FAIL J.P., DEBYSER J. ET WINNOCK E.
(1970).
DE L'AGE TERTIAIRE DE LA SERIE SALIFERE RESPONSABLE DES STRUCTU
RES DIAPIRIQUES EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE (NORD-EST DES
BALEARES).
C.R. ACAD. SC., T.271, P.812-815

MONTENAT CH. (1973)
LES FORMATIONS NEOGENES ET QUATERNAIRES DU LEVANT ESPAGNOL.
THESE D'ETAT, PARIS-ORSAY, 1162 P.

MONTENAT C., BIZON G. ET BIZON J.J. (1975)
REMARQUES SUR LE NEOGENE DU FORAGE JOIDES 121 EN MER D'ALBORAN.
BULL. SOC. GEOL. FR. (7), XVII,1, P.45-51.

MORGAN W.J. (1972)
PLATE MOTION AND DEEP MANTLE CONVECTION
GEOL. SOC. AM. MEM. 132, P.7-22.

MORELLI C. PISANI M. ET GANTAR C. (1975)
GEOPHYSICAL ANOMALIES AND TECTONICS IN THE WESTERN MEDITERRA-
NEAN.
BOL GEOF. ECR. APPL. XVIII, 67, P211-249.

MOSKALENKO V.N. ET SHIMKUS K.M. (1971)
SEISMIC BOUNDARIES IN THE UPPER PART OF THE SEDIMENTARY SERIES
IN THE MEDITERRANEAN SEA AND THEIR GEOLOGICAL INTERPRETATION.
1,2 V. AKAD. NAUK. S.S.S.R., SER. GEOL., N.12, P.15-24.

MULDER C.J. (1973)
TECTONIC FRAMEWORK AND DISTRIBUTION OF MIOCENE EVAPORITES IN
THE MEDITERRANEAN, IN MESSINIAN EVENTS IN THE MEDITERRANEAN,
KONINK. NEDER. AKAD. VAN WETENSCH., AMSTERDAM, P.44-59.

MURAOUR P. (1965)
ETUDE DE SEISMIQUE SUR LA PENTE CONTINENTALE PROVENCALE, REGION
GOLFE JUAN, BAIE DES ANGES, BAIE DE BEAULIEU.
C.R. SOMM. J.G.F. P.228.229.

MURAOUR P., CECCALDIA., DUCROT J. ET MARCHAND J.P. (1965)
SUR LA STRUCTURE PROFONDE ENTRE LA PROVENCE ET LA CORSE.
C.R. SOMM. G.F. P.314-315.

MURAOUR P., DUCROT J., GENNESSEUX M., GROUBERT E. ET MARCHAND J.P. (1965)
ETUDE SEISMIQUE PAR REFRACTION SUR LA PENTE CONTINENTALE NICOLAI SE.
BULL INST. OCEAN. MONACO. VOL 65. N.1354.

NAIRN A.E.M., WESTPHAL M. (1968)
POSSIBLE IMPLICATIONS OF THE PALEOMAGNETIC STUDY OF LATE PALEOZOIC IGNEOUS ROCKS OF NORTHWESTERN CORSICA.
PALEOG. PALAECL. PALAECO. 5, 179-204.

NESTEROFF W.D. (1973)
PETROGRAPHIE DES EVAPORITES MESSINIENNES DE LA MEDITERRANEE. COMPARAISON DES FORAGES JOIDES-DSPD ET DES DEPOTS DU BASSIN DE SICILE, IN MESSINIAN EVENTS IN THE MEDITERRANEAN, C.W. DROOGER EDIT., P.111-123.

OGNIBEN L. (1957)
PETROGRAFIA DELLA SERIE SOLFIFERA SICILIANA E CONSIDERAZIONI GEOLOGICHE RELATIVE.
MEM DESCR. CARTA. GEOL. ITALIA. XXXIII, 275 P.

OLIVET J.L., J.M. AUZENDE, J. MASCLE, L. PASTOURET ET G. PAUTOT.
DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA BORDURE PROVENCALE. IN RESULTATS DE LA CAMPAGNE DE FLEXO-ELECTRO CAROTTAGE EN MEDITERRANEE NORD-OCCIDENTALE.
PUBLICATION DU CNEXO, SERIE RESULTATS DES CAMPAGNES A LA MER, N.2, 375-394, 1971.

OLIVET J.L., PAUTOT G. ET AUZENDE J.M. (1972)
ALBORAN SEA. REPRINT. W.B.F. RYAN, K.J.HSU ET AL., INIT. REP. DEEP SEA DRILL. PROJ., VOL.XIII, P.1417-1430.

OLIVET J.L., J.M. AUZENDE ET J. BONNIN (1973)
STRUCTURE ET EVOLUTION TECTONIQUE DU BASSIN D'ALBORAN.
BULL. SOC. GEOL. FR., 7, XV, 2, 108-112.

OLIVET J.L., BONNIN J. ET AUZENDE J.M. (1973)
LE BASSIN NORD-AFRICAIN. LES RELATIONS TECTONIQUES AVEC L'AFRIQUE DU NORD.
IERE REUN. ANN. SC. TERRE, P.322

PASTOURET L., J.L. OLIVET, J.M. AUZENDE ET G.A. AUFFRET. (1974)
PARTICULARITE SUR LA SEDIMENTATION PLIO-QUATERNAIRE EN MER D'ALBORAN. IN RAPPEL
P.V. REUN. CIESM., MONACO.

PASTOURET L., J.L. OLIVET, J.M. AUZENDE ET J.P. REHAULT (1976)
REMARQUES COMPLEMENTAIRES SUR LE NEOGENE EN MER D'ALBORAN.
BULL. SOC. GEOL. FR.

- PAUTOT G. (1969)
ETUDE GEODYNAMIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE AU LARGE DE
L'ESTEREL.
THESE PARIS.
- PAUTOT G. (1970)
LA MARGE CONTINENTALE AU LARGE DE L'ESTEREL (FRANCE) ET LES MOU-
VEMENTS VERTICAUX PLIOCENES.
MARINE GEOPHYS. RES., VOL.1, N.1, P.61-84.
- PAUTOT G., AUZENDE J.M., OLIVET J.L. ET MAUFFRET A. (1972)
VALENCIA BASIN. REPRINT. W.B.F. RYAN, K.J. HSU ET AL.,
INIT. REP. DEEP SEA DRILL. PROJ., VOLXIII, P.1430-1440.
- PERRODON A. (1957)
ETUDE GEOLOGIQUE DES BASSINS NEOGENES SUBLITTORAUX DE L'ALGERIE
OCCIDENTALE
PUBL. SERV. CARTE GEOL. ALGERIE, NELLE SERIE, BULL. N12.
- PERRIER G., HARZFELD D., STEIMMETZ L. ET HIRN A. (1975)
RESULTATS PRELIMINAIRES DES SONDAGES SISMIQUES PROFONDS
EN MER D'ALBORAN.
REUN. ANN. SC. TERRE., MONTPELLIER P.290.
- PHILIP H. ET BOUSQUET J.C. (1975)
RESULTATS DE L'ETUDE MICROTTECTONIQUE SUR LA COMPRESSION NORD-
SUD QUATERNAIRE DES CORDILLIERES BETIQUES ORIENTALES
3EME REUNION ANNUELLE DES SCIENCES DE LA TERRE, MONTPELLIER.
- RAOULT J.F. (1975)
GEOLOGIE DU CENTRE DE LA CHAINE NUMIDIQUE (NORD DU CONSTANTI-
NOIS, ALGERIE).
MEM. SOC. GEOL. FR. I. LIII, N.121, 163 P.
- RABINOWITZ P.D. (1971)
GRAVITY ANOMALIES ACROSS THE EAST AFRICAN CONTINENTAL MARGIN
J. GEOPHYS. RES., 76, P.7107-7117.
- RABINOWITZ P.D. (1972)
GRAVITY ANOMALIES ON THE CONTINENTAL MARGIN OF ANGOLA, AFRICA
J. GEOPHYS. RES., 77, P.6327-6347.
- RAYMOND D. (1976)
EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DU NW DE LA GRANDE KABYLIE
(ALGERIE) AU COURS DU CYCLE ALPIN.
THESE D'ETAT. PARIS 152P.
- REHAULT J.P. (1968)
CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA MARGE CONTINENTALE AU LARGE
D'IMPERIA ET DE LA PLAINE ABYSSALE LIGURE.
THESE 3EME CYCLE, PARIS.

REHAULT J.P., OLIVET J.L., AUZENDE J.M. (1974)
LE BASSIN NORD-OCCIDENTAL MEDITERRANEEN STRUCTURE ET EVOLUTION.
BULL. SOC. GEOL. FR., (7), XVI, N.3, P.281-294.

RITSEMA A.R. (1969)
SEISMIC DATA OF THE WEST MEDITERRANEAN AND THE PROBLEM OF OCEAN
IZATION.
VERHAND.K. NED. GEOL. MIJNBOWKD. GEN., XXVI 105-120.

ROBIN C. (1970)
ETUDE GEODYNAMIQUE DU MASSIF VOLCANIQUE DU CAP CAVALLO (EL AOU-
ANA), ALGERIE.
THESE 3 EME CYCLE, PARIS, RONEOT., 130 P., 85 FIG.

ROBIN C. ET J.M. AUZENDE (1970)
SUR LES MOUVEMENTS POST-VOLCANIQUES DU MASSIF DE CAVALLO
(EL-AOUANA, ALGERIE).
C.R. ACAD. SCI., 270, P.1430-1433.

ROSFELDER A. (1955)
CARTE PROVISOIRE AU 1/500000EME DE LA MARGE CONTINENTALE ALGE-
RIENNE.
SERV. CARTE GEOL. ALG. SULL N.5.

ROUVIER H. (1977)
GEOLOGIE DE L'EXTREME NORD-TUNISIEN TECTONIQUES ET PALEOGEOGRA-
MAJHREBINE.

RYAN W.B.F. (1969)
THE FLOOR OF THE MEDITERRANEAN SEA
PH.D.THESIS. COLUMBIA UNIVERSITY.

RYAN W.B.F. ET HSU K.J. ET AL. (1973)
INITIAL REPORTS OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT,
VOL. XIII, 1447 P.

SCHMALZ R.F. (1969)
DEEP WATER EVAPORITE DEPOSITION. A GENETIC MODEL.
BULL. AM. ASSOC. PETROL. GEOL., VOL. 53, N.4, P.798-823.

SAVELLI C., (1975)
DATAZIONI PRELIMINAIR CON METODO K-AR DI VULCANITE DELLA SARDE-
GNA SUD OCCIDENTALE.
SOC. IT. MIN. E PETR. MILANO. XXXI (1) P.195-198.

SCLATER J.G. ET FRANCHTEAU J. (1970).
THE IMPLICATIONS OF TERRESTRIAL HEAT FLOW OBSERVATIONS ON CUR-
RENT TECTONIC AND GEOCHEMICAL MODELS OF THE CRUST AND UPPER MAN-
TLE OF THE EARTH.
GEOPHYS. J.R. ASTR. SOC., T.20, N.5, P.509-542.

SCLATER J.G., LAWVER J.A ET PARSONS B. (1975).
COMPARISONS OF LONG WAVELENGTH RESIDUAL ELEVATION AND FREE AIR
GRAVITY ANOMALIES IN THE NORTH ATLANTIC AND POSSIBLE IMPLICA-
TIONS FOR THE THICKNESS OF THE LITHOSPHERIC PLATE.
J. GEOPHYS RES. 808, 1031-1052.

SEGRE A. (1960)
OBSERVATIONS GENERALES SUR L'OROGRAPHIE SOUS MARINE DE LA MER
TYRRHENIENNE
IN' LA TOPOGRAPHIE ET LA GEOLOGIE DES PROFONDEURS OCEANIQUES'
COLL. INT. C.N.R.S.

SIBUET J.C. ET LE PICHON X. (1971)
STRUCTURE GRAVIMETRIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE ET LE FOSSE
MARGINAL NORD-ESPAGNOL.
IN HISTOIRE STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE, TOME 2, TECHNIP,
PARIS, P.VI/9/1-VI/9/17.

SIGIMURA A. ET UYEDA S. (1973)
ISLAND ARCS, JAPAN AND ITS ENVIRONS.
ELSEVIER EDIT. AMSTERDAM. 247 P.

SMITH A.G. (1971)
ALPINE DEFORMATION AND THE OCEANIC AREAS OF THE TETHYS MEDITER-
RANEAN AND ATLANTIC.
GEOL. SOC. AMER. BULL., VOL.82, P.2039-2070.

STANLEY D.J. AND E. MUTTI (1968)
SEDIMENTOLOGICAL EVIDENCE FOR AN EMERGED LAND MASS IN THE
LIGURIAN SEA DURING THE PALAEOGENE.
NATURE, 219, P.32-36.

STILLE H. (1937)
GEOTEKTONISCHE PROBLEME IN ATLANTISCHEH RAUM BEUCHT 250 JAHR-
FEIER LEOPOLDIN JENA.
AK. DENT. NATURF, HALLE, P.129-139

SUESS S. (1911)
LA FACE DE LA TERRE T.III IERE ET ZEME PARTIE
EDIT. FRANC. PARIS, ARMAND COLIN ED.

TAPPONNIER P. (SOUS PRESSE)
EVOLUTION TECTONIQUE DU SYSTEME ALPIN EN MEDITERRANEE POINCON-
NEMENT ET ECRASEMENT RIGIDE PLASTIQUE.

TERMIER P. (1911)
LES PROBLEMES DE LA GEOLOGIE TECTONIQUE DANS LA MEDITERRANEE
OCCIDENTALE.
REU. GEN. SC. PURES ET APPL MARS. 30 P.

- THOMAS G. (1974)
LA PHASE DE COMPRESSION PLEISTOCENE EN ALGERIE NORD-OCCIDENTALE
AGE, PREMIERS ELEMENTS CINEMATIQUES, RELATIONS AVEC LES MOUVEMENTS EN DISTENSION.
C.R. ACAD. SCI. PARIS, SERIE D, 279, P.311-314.
- UDIAS A., LOPEZ ARROYA A. (1972)
PLATE TECTONICS AND THE AZORES GIBRALTAR REGION.
NATURE PHYS. SC., 237, 74, 67-69.
- VARDABASSO S. (1962)
QUESTIONI PALEOGEOGRAFICHE RELATIVE TERZIARIO ANTICO.
IN SARDEGNA. MEM. SOC. GEOL. ITAL. 3, P655-673.
- VIALARD P. (1973)
RECHERCHES SUR LE CYCLE ALPINE DANS LE CHAINE IBERIQUE SUD-OCCIDENTALE.
THESE D'ETAT, TOULOUSE, 445 P.
- VILA J.M. (1970)
LE DJEBEL EDOUGH UN MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DU NORD-EST DE LA BERBERIE.
IBID., (7), T.XII, P.805-812, 5FIG. PARIS.
- VIRGILI C. (1962)
LE TRIAS DU N.E. DE L'ESPAGNE.
LIVRE A LA MEMOIRE DU PROF. P. FALLOT. MEM. SERV. SOC. GEOL. FV. P.301-311.
- VOGT P.R., R.H. HIGGS AND E.L. JOHNSON (1971)
HYPOTHESES ON THE ORIGIN OF THE MEDITERRANEAN BASIN MAGNETIC J. GEOPHYS. RES., 76, P.3207-3228.
- WATTS A.B. ET WEISSEL J.K. (1975)
TECTONIC HISTORY OF THE IBIKOKV MARGINAL BASIN.
EARTH PLANET. SCI. LETT. 25, P.239-250.
- WESTPHAL M. (1967)
ETUDE PALEOMAGNETIQUE DE FORMATIONS VOLCANIQUES PRIMAIRES DE CORSE. RAPPORTS AVEC LA TECTONIQUE DU DOMAINE LIGURIEN.
THESE 3EME CYCLE, STRASBOURG.
- WESTPHAL M. (1976)
CONTRIBUTION DE PALEOMAGNETISME E L'ETUDE DES DEPLACEMENTS CONTINENTAUX AUTOUR DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.
THESE. STRASBOURG.
- WESTPHAL M., ORSINI J. ET VELLUTINI P. (1975)
LE MICROCONTINENT CORSA SARDE, SA POSITION INITIALE DONNEES PALEOMAGNETIQUES ET RACCORDS GEOLOGIQUES.
REUN. ANN. SC. TERR. MONTPELLIER P.388.

WEZEL F.C. (1970)
GEOLOGIA DEL FLYSCH NUMIDICO DELLA SICILIA NORD-OCCIDENTALE.
BOLL. SOC. GEOL. ITAL., VOL IX, P.225-280, 36 FIG. 2 TABL. ROME

WEZEL F.C. (1970)
INTERPRETAZIONE DINAMICA DELL'EUGEOCLINALE MESO-MEDITERRANEA
RIV. MINER. SICILIANA, ANNO XXI, N.124-126, P.187-198, 1 FIG.
PALERME.

WEZEL F.C. (1970)
NUMIDIAN FLYSCH AN OLIGOCENE EARLY MIOCENE CONTINENTAL RISE DE-
POSIT OFF THE AFRICAN PLATFORM.
NATURE, VOL.228, N.5268, P.275-276, 2 FIG. LONDRES.

WEZEL F.C. (1977)
WIDESPREAD MANIFESTATIONS OF OLIGOCENE LOWER MIOCENE VOLCANISM
AROUND WESTERN MEDITERRANEAN. IN STRUCTURAL HISTORY OF THE
MEDITERRANEAN BASINS.
SPLIT BIJU, DUVAL B. ET MONTADERT L. ED. P.287-302.