



Article scientifique

Article

1983

Published version

Open Access

This is the published version of the publication, made available in accordance with the publisher's policy.

La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène

Wildi, Walter

How to cite

WILDI, Walter. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. In: Revue de géographie physique et de géologie dynamique, 1983, vol. 24, n° 3, p. 201–297.

This publication URL: <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:89891>

La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène **

par Walter WILDI *

RÉSUMÉ. — On présente les données structurales et la stratigraphie du Mésozoïque et du Tertiaire de la chaîne alpine littorale de l'Afrique du Nord, entre Rabat et Tunis. En conclusion, l'évolution paléogéographique et structurale de la bordure septentrionale de l'Afrique et de la Téthys occidentale est retracée du Trias supérieur au Miocène.

Les nappes qui constituent le Tell (Algérie, Tunisie) et le Rif (Maroc) sont issues de trois domaines paléogéographiques :

— *Le domaine interne*, formé par des éléments dilacérés de la plaque d'Alboran : socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriage. Le domaine interne rifain (Rif interne) et le domaine interne bétique (Bétique interne) représenteraient les marges nord et ouest de la plaque d'Alboran, caractérisées par un Trias supérieur carbonaté de type austro-alpin ; la Kabylie (Trias supérieur peu épais) se trouvait à l'origine sur la marge sud de la plaque. L'évolution des deux marges est similaire du Lias inférieur jusqu'au Crétacé inférieur : faciès carbonatés de mer ouverte à partir du Sinémurien, séries pélagiques et hémipélagiques du Jurassique moyen à l'Eocène moyen. Des formations détritiques grossières se déposent à partir du Crétacé supérieur dans certains domaines kabyles puis, à partir de l'Eocène moyen, dans le Rif interne.

— *Le domaine des nappes des flyschs* correspond à un secteur marin profond et mobile du Jurassique moyen au Burdigalien. Il est lié, jusqu'à l'Eocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran.

Au Crétacé inférieur des flyschs terrigènes relativement proximaux se déposent dans la partie nord du bassin (flysch maurétanien) et des flyschs distaux dans le Sud (flysch massylien). A l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grés-micacé se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch maurétanien en Algérie orientale. Le matériel détritique de tous les flyschs nommés

ci-dessus doit provenir d'un continent situé au Nord du bassin de dépôt, correspondant exclusivement ou en partie à la plaque d'Alboran.

Les séries gréseuses de la nappe numidienne se sont formées durant l'Aquitainien et le Burdigalien basal, probablement dans le Sud du bassin massylien et tout à fait au Nord du domaine externe tellien et/ou rifain. Le quartz des grès numidiens provient du continent africain en Tunisie orientale. Le mécanisme de transport du matériel détritique de la source jusqu'à l'extrémité occidentale du sillon numidien reste cependant mal connu.

— *Le domaine externe tello-rifain* représente la marge téthysienne du continent africain. Les séries stratigraphiques comprennent un Trias moyen-supérieur évaporitique « germano-andalou », des carbonates de plate-forme restreinte du Lias inférieur et moyen *p.p.*, puis de mer ouverte (Lias moyen à Bathonien). Deux cônes détritiques sous-marins profonds se forment du Callovien à l'Oxfordien en Algérie occidentale et dans le bassin rifain ; pendant cette même époque, la sédimentation est hémipélagique dans le domaine du Tell oriental. Au Jurassique terminal et au Néocomien des calcaires pélagiques, puis des marnes se déposent dans l'ensemble du domaine. Un cône déritique marin profond au Nord de l'Ouarsenis commande la sédimentation sur la marge africaine au Crétacé inférieur, jusqu'à l'Albien moyen. Des séries pélagiques et marneuses à intercalations calcaires se trouvent de l'Albien supérieur à l'Eocène moyen. Les dépôts synorogéniques de l'Eocène supérieur au Tortonien sont très variables suivant les secteurs.

Dans le Rif et dans le Tell, les nappes des flyschs surmontent vers le Sud les unités du domaine externe et elles sont chevauchées de leur côté par les unités du domaine interne. En Kabylie, les nappes des flyschs et des éléments du domaine externe ont également pu glisser vers le Nord, sur le dos des unités internes, avec formation d'un olistostrome. L'édifice des nappes du Tell externe et du Rif externe est constitué par des unités enracinées (ou decollées en profondeur) et par des nappes de décollement. Ces dernières ont pu glisser dans les avant-fosses méridionales au cours du Miocène. Certaines unités du domaine externe sont affectées d'épimétamorphisme dont l'âge peut varier de l'Albien supérieur (dans le Tell des Babors) au Miocène inférieur élevé (dans les unités septentrionales du Rif externe).

En Algérie orientale, la première phase tectonique tangentielle majeure est de l'Eocène moyen-supérieur. Elle est responsable de

* Geologisches Institut ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Suisse (travail élaboré au Laboratoire de Géologie structurale, Université de Paris VI).

** Fonds national suisse de la recherche scientifique, projet n° 82-824.0.80.

chevauchements au sein du domaine interne, entre ce dernier et les nappes des flyschs et d'événements de moindre importance dans les unités externes. Sur la transversale rifaine, la première phase de charriage date de la limite Miocène inférieur/moyen. Elle affecte tous les domaines considérés. Le début de la dernière phase de nappe se situe dans le Langhien sur la transversale orientale de l'Algérie, et dans le Serravalien élevé dans le Rif. Elle se termine au Tortonien inférieur dans le Tell et dans le Rif oriental, et elle se prolonge jusqu'au Pliocène dans le Rif occidental.

Pour l'Ibérie, l'Afrique et la plaque d'Alboran, les principales étapes de l'évolution paléogéographique du Trias supérieur au Miocène sont les suivantes :

- Trias supérieur : les domaines externes africains et ibériques se trouvent juxtaposés ; la future plaque d'Alboran se situe à l'Est de l'Ibérie, les faciès carbonatés du Rif interne et du Bétique interne sont reliés vers le Nord-Est au domaine austro-alpin ;
- Jurassique-Crétacé inférieur : création des bassins marins téthysiens par le Nord et le Sud de la plaque d'Alboran à partir du Sinémurien, puis entre l'Afrique et l'Ibérie, essentiellement au Lias moyen. L'Afrique se déplace par coulisage senestre par rapport à l'Ibérie et à la plaque d'Alboran, les flyschs se déposent au Crétacé inférieur entre la marge sud d'Alboran et la marge nord de l'Afrique ;
- Crétacé supérieur : rotation dans le sens anti-horaire de la plaque ibérique par rapport à l'Europe et l'Afrique ; la plaque d'Alboran est alors engagée entre le continent africain et la marge sud de l'Ibérie ;
- Paléocène-Eocène : début de la fermeture de la Téthys occidentale, qui conduit, au Lutétien-Préalbonien, à la collision entre la partie kabyle de la plaque d'Alboran et la marge tellienne du continent africain : la Kabylie est alors bloquée contre l'Afrique ;
- Oligocène-Miocène inférieur : coulisage vers l'Ouest de la partie rifaine et bétique de la plaque d'Alboran ; collision entre la pointe ouest d'Alboran, la marge rifaine de l'Afrique et la marge bétique à la fin du Miocène inférieur ; ouverture du bassin d'Alger ;
- Miocène moyen/supérieur : la continuation du rapprochement entre l'Ibérie et l'Afrique amène l'expulsion des nappes de glissement dans les avant-fosses et, vers l'Ouest, dans l'Atlantique.

L'ouverture de la mer d'Alboran liée à l'histoire néotectonique de la chaîne à partir du Miocène supérieur n'est pas étudiée ici.

Mots-clés : Tectonique, Stratigraphie, Paléogéographie, Afrique du Nord, Rif, Tell.

ABSTRACT. – *The orogenic belt of the Rif (Morocco) and the Tell (Algeria, Tunisia) : structure, stratigraphy, paleogeographic and tectonic evolution from the Triassic to the Miocene* : This paper presents a compilation of fieldwork and literature concerning the main tectonic and stratigraphic features of the coastal mountain belt of North Africa. Paleogeographic and tectonic evolution is traced for the period from Late Triassic to Late Miocene. It implies important lateral movements of Africa with respect to Iberia and the Alboran plate.

The orogenic belt of the Tell and the Rif mountain region in North Africa comprises several superimposed nappes which derive from three major paleogeographic domains :

– *The Domaine Interne* is a part of the Alboran plate : a thinned block of crystalline continental crust with Paleozoic to Tertiary sedimentary cover. In places, the cover was sheared off to form independent nappes : « Ghomarides » (in the Internal Rif) with Paleozoic to Lower Miocene formations ; « Dorsale Rifaine »

and « Dorsale Kabyle » (« Chânes calcaires ») with Mesozoic to Lower Miocene formations. Upper Triassic formations of the « Dorsale Rifaine » and of adjacent Betic units (Spain) are thick platform carbonates which were deposited on the northern margin of the Alboran plate. This margin was located to the West of the Austro-Alpine realm before the opening of the western Tethys. Correlative formations in the Kabylies are generally thinner and exhibit more epicontinental facies. Beginning in Early Liassic (Sinemurian) open-sea deposits are collected along the southern (« Dorsale Kabyle » domain), the western, and the northern margin (« Dorsale Rifaine », « Dorsale Bétique » and Alpujarride domain) of Alboran. Along these margins slow sedimentation continued into the middle Eocene. In some units of the « Dorsale Kabyle » a detrital sedimentation begins in the Upper Cretaceous. In other units and in the « Dorsale Rifaine », conglomerates are known up from the middle Eocene.

– Up to the Upper Eocene, the domain of the « Nappes des Flyschs » was located along the southern and western margin of the Alboran plate. Pre-Middle Jurassic sediments are rare. Middle Jurassic to Lower Cretaceous submarine volcanic series are known in the Petite Kabylie. Otherwise, Middle Jurassic to basal Cretaceous sediments are pelagic, but become increasingly turbiditic upwards.

A thick terrigenous flysch-formation was deposited from the Valanginian (in the Rif) or from the Barremian (in the Tell) up to the « middle » Albian (pre-Vraconian). Proximal turbidite facies occur in the Mauretanian Flysch in the northern part of the basin, and distal turbidites characterize the Massylian Flysch to the South. Terrigenous clastics are assumed to have been eroded from the Alboran continent and/or Iberia.

Upper Cretaceous sediments are initially pelitic with radiolites and bedded chert, upwards with increasing marl and micro-breccia. Conglomerate and breccia components in the Kabylie cross-section of eastern Algeria were derived from the « Dorsale Kabyle » zone. In the same region a terrigenous Oligocene to Aquitanian micaceous flysch was deposited unconformably on tectonic contacts in the « Dorsale Kabyle » and between the « Dorsale Kabyle » and the « Nappes des Flyschs ». Flysch clastics probably derived from the destruction of the Alboran plate.

Aquitanian to Early Burdigalian (Early Miocene) thick-bedded, structureless quartz sandstone with argillaceous intercalations are known as *Numidian Flysch*. The source-region of detrital components is presumed to be on the African continent near eastern Tunisia. The Numidian trough occupied the southern part of the Massylian-Flysch domain and the northernmost « Domaine Externe ». The mechanism of transport for Numidian sands has not yet been elucidated.

– *The Domaine Externe* of the Tell and the Rif represents the Tethyan margin of North Africa. The Mesozoic and Tertiary sedimentary formations are the following :

- Middle to Upper Triassic : evaporites with intercalations of carbonate and subaerial basalt flows ;
- Liassic-Bathonian : restricted platform carbonates followed by open-marine limestone and marl ;
- Callovian-Oxfordian : deep-sea fan deposits in western Algeria and the Rif-Basin ; hemi-pelagic argillaceous marls and nodular limestone in the eastern Tell region, indicating an extensive subsidence of the margin ;
- Kimmeridgian-Neocomian : pelagic limestone with breccias, followed by pelagic limestone and marl ; folding occurred in the Babor units (eastern Tell) ;
- Late Neocomian or Middle Albian : up to 4 000 m of terrigenous clastics were deposited on a deep-sea fan. The source-region lies south of Alger, at the border of the African

continent. Proximal turbidites are described from the Ouarsenis and Biban mountains;

- Vraconian to Turonian : hemi-pelagic pelites, radiolarites and cherty limestone define the beginning of a general transgression on adjacent continents : folding, metamorphism and intrusion occurred in the Babar region in the Late Albian;
- Senonian : marl with neritic and planktonic fauna in the southern Tell realm (« Unités Bas-Telliennes »), marl with planktonic fauna in the central realm (« Unités Mi-Telliennes ») and marl with conglomerate and microbreccia in the northern Tell (« Unités Haut-Telliennes ») and in the northern Rif (« Unités Intra-Rifaines ») form a typical continental margin sequence;
- Paleocene to Lutetian : regional deposits are generally siliceous and cherty limestone, underlain and overlain by marls;
- Late Eocene to Tortonian synorogenic formations vary considerably, depending on the regional section.

In the Tell and in the Rif, units of the « Domaine Interne » occupy a *tectonic position* overlying the « Nappes des Flyschs », whereas the « Nappes des Flyschs » are overlying the units of the « Domaine Externe » to the South. In the Kabylies, elements of the latter two units also moved as olistostromes northwards, onto units of the « Domaine Interne ».

Among the units of the « Domaine Externe » one can distinguish « rooted » allochthonous units and décollement nappes. Some of these units show low grade metamorphism of Late Albian (Babar-Units, eastern Tell) or Early Miocene (Rif, Ketama-Unit) age.

In eastern Algeria the first major compressive *orogenic phase* occurred from late Middle to Late Eocene, causing overthrusts in the « Domaine Interne » and overthrusting of the « Dorsale Kabyle » upon the « Nappes des Flyschs », as well as minor events in the « Domaine Externe ». In the Rif cross-section first overthrusts occur in Early Miocene.

A last major nappe-phase began in the Langhian in the Tell region and in the Serravallian in the Rif. It continued through the Early Tortonian in the Tell and in the eastern Rif, and in the Pliocene in the western Rif. This phase affected the borderland in the southern part of the orogenic belt.

A *tectonic and paleogeographic reconstruction* accounts for relative plate motions between Africa, Iberia and Alboran from Late Triassic to Tortonian. The main elements of regional evolution are :

- Late Triassic : continental margins of Iberia and Africa are connected; the future Alboran plate lies to the East of Iberia; its northern margin corresponds to the Austro-Alpine realm of the western Tethys;
- Jurassic-Early Cretaceous : the Tethys opens, propagating from East to West along the northern and southern margin of Alboran in the Atlas trough and through the external realms of Iberia and Africa. Deep-sea fans are known in the Late Jurassic in the Rif basin and the western Tell, and in the Early Cretaceous in the « Domaine Externe » (African margin) and « Nappes des Flyschs » basin. From Middle Jurassic to Late Aptian, Africa moved eastwards with respect to Iberia and Alboran;
- Late Cretaceous : Iberia rotates counter-clockwise with respect to Europe and Africa and Alboran wedges westwards between the two. Sedimentary facies are the same both in the Flysch basin and the northern « Domaine Externe »;
- Paleocene-Eocene : western Tethys begins to close in the Paleocene; the eastern part of Alboran and the northern margin of Africa collide along the Algerian cross-section in the Late Eocene;
- Oligocene-Aquitainian : destruction of the Alboran plate : the internal units of the Rif and of the Betic glide westwards; opening of the North-Algerian Basin;
- Early to Middle Miocene : collision of the Alboran plate with the Rif margin of Africa and with Iberia; variable metamorphism in the « Rif Interne » and in the « Domaine Externe » of the Rif and the western Tell;
- Middle Miocene, Tortonian : last nappe-phase and olistostrome movements in the external part of the orogenic belt.

This compilation ends with the beginning of Early Messinian neo-tectonic history and the opening of the Alboran basin.

Key-words : Tectonic, Stratigraphy, Paleogeography, North Africa, Rif, Tell.

PREMIÈRE PARTIE

Structure générale de la chaîne tello-rifaine

Introduction.

Après un siècle environ de recherches d'exploration et de reconnaissance, l'histoire de la géologie moderne dans les chaînes côtières de l'Afrique du Nord a commencé dans les années 1950 (fig. 1 A, 1 B). Elle conduit à la mise en évidence de nappes de charriage dans tous les secteurs et dans tous les domaines, grâce, en grande partie, à des levés cartographiques détaillés et à l'utilisation systématique de la micropaléontologie. Un grand nombre de thèses ont été entreprises à partir de cette date par plusieurs écoles, surtout françaises, le Tell et le Rif faisant l'objet de recherches pétrolières importantes. Les premières compilations issues des travaux modernes concernent l'Algérie du Nord (M. Kieken, 1962; M. Durand Delga, 1967, 1969) et le Rif (M. Durand Delga *et al.*, 1962). En 1980 sont parues les belles cartes à 1/500 000 (structurale et géologique) de G. Suter sur le Rif et l'analyse stratigraphique et structurale de l'Algérie orientale par J.M. Vila. Ces deux derniers travaux m'ont incité à tenter une synthèse reliant l'extrémité occidentale à l'extrémité orientale de la chaîne.

La carte structurale présentée (Pl. h.t. I) procède de ces mêmes travaux ainsi que d'une compilation de la littérature pour l'Algérie centrale et occidentale (fig. 1 B). L'extrême Nord tunisien a été dessiné d'après H. Rouvier (1977). Les dernières bibliographies exhaustives concernant le Tell et la Kabylie ont été présentées par D. Obert (1981 a) et par J.M. Vila (1980). Pour le Rif, on consultera les bibliographies analytiques de Ph. Morin (1965, 1970, 1979/1980). La plupart des thèses citées sont déposées à la bibliothèque de la Société géologique de France, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris. En Afrique du Nord, le dossier géophysique publié est pauvre. Pour cette raison, la compilation présentée concerne essentiellement la géologie « de surface ».

La première partie de ce texte constitue la notice explicative de la carte structurale (Pl. h.t. I). Les unités structurales y sont distinguées et on précise leurs relations géométriques, leur style de déformation

et l'âge des phases tectoniques. Dans la deuxième partie, on précise pour chaque unité les faciès des séries antéorogéniques. Pour les séries synorogéniques on consultera les fig. 28 et 29 et p. 276. Une troisième partie enfin propose une évolution paléogéographique et structurale des domaines nord-africains étudiés et de la Téthys occidentale, du Trias supérieur au Miocène.

A. Définition des grandes unités.

Les nappes constituant la chaîne littorale de l'Afrique du Nord sont issues de trois domaines paléogéographiques :

- le domaine interne est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran;
- le domaine des flyschs est lié à la bordure sud et éventuellement ouest de cette plaque;
- le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain.

Les unités du domaine interne, comprennent, en Algérie, le socle kabyle cristallin et sa couverture sédimentaire : termes paléozoïques liés au socle, puis niveaux surtout carbonatés du Trias à l'Eocène, ceux-ci constituant la dorsale kabyle (= chaîne calcaire), souvent désolidarisée de son substratum. Le Trias détritique et carbonaté est peu épais. Ensuite viennent un Lias carbonaté, un ensemble du Jurassique moyen au Crétacé moyen pélagique, et des séries carbonatées et surtout détritiques du Crétacé supérieur et du Paléogène. Les unités du domaine interne affleurent en Grande et en Petite Kabylie (p. 206) et dans les pointements côtiers des massifs d'Alger, du Chenoua (C. Lepvrier, 1967; R. Bourrouilh *et al.*, 1976) et de Ténès (C. Lepvrier et J. Sigal, 1967).

Au Maroc, les unités du domaine interne occupent quatre secteurs (du SE au NW) :

1. la côte méditerranéenne des Beni Saïd (entre Melilla et Al Hoceïma), avec des terrains permotriasiques (G. Suter, 1980 a);

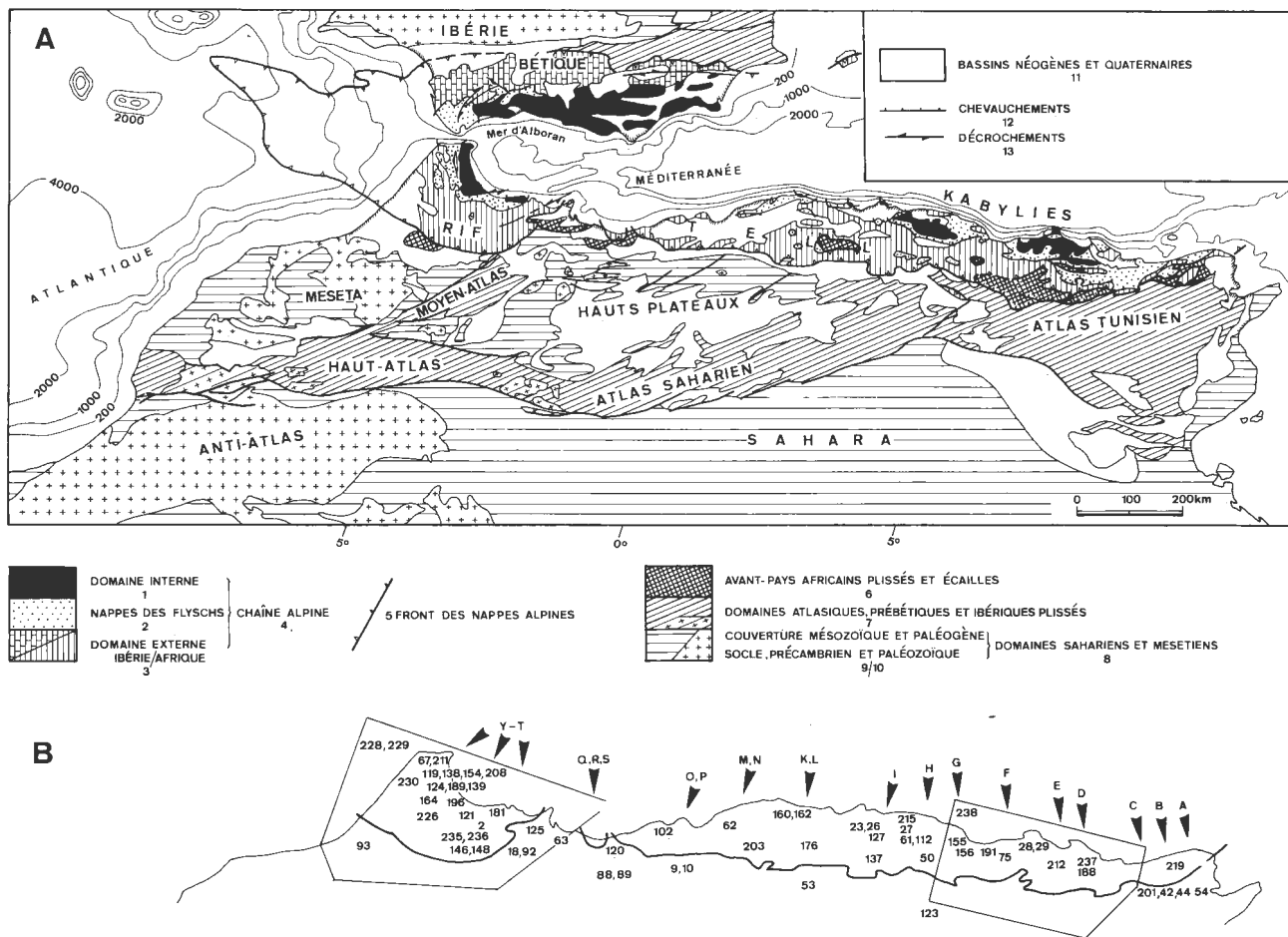


Fig. 1 A. - Cadre structural africain et ibérique de la chaîne tello-rifaine. Les éléments des domaines internes se complètent dans le Rif et dans la chaîne bétique. Les nappes des flyschs se trouvent charriées vers le Sud sur les unités des domaines externes africains et elles ont pu glisser vers le Nord dans l'olistostrome kabyle qui se superpose aux unités du domaine interne, et dans le bassin du « Néonumidien ». Les domaines externes bétiques et africains ne dépassent pas le Déroit de Gibraltar.

Fig. 1 B. - Localisation des principaux travaux monographiques utilisés pour l'établissement de la carte structurale de la chaîne tello-rifaine (Pl. h.t. I). Références pour les coupes tectoniques Pl. h.t. II.

Fig. 1 A. - The present geological setting of the Rif-Tell orogenic belt with respect to Africa and Iberia. Units of the "Domaine Interne" (1) are continuous between the Rif and the Betic Chains. The "Nappes des Flyschs" (2) are thrust to the South onto the units of the African "Domaine externe" (3). In the Kabylies they have been displaced northwards in a second tectonic phase in an olistostrome where they rest upon the "Domaine Interne". The "Nappes des Flyschs" in southern Iberia may belong to the "Néonumidien"-olistostrome (J. Bourgois, 1978). External units of Africa and Iberia do not cross the Alboran Sea. 4 : Alpine orogenic belt - 5 : frontal overthrust of the alpine nappes - 6 : folded and thrust units of the African fore-lands - 7 : folded domains of the Atlas (Africa) and the Prebetic (Spain) - 8 : stable Sahara and Meseta domains - 9 : Mesozoic and Tertiary sedimentary cover - 10 : basement - 11 : Late Miocene to Quarternary sedimentary basins - 12 : overthrusts - 13 : strike-slip faults.

Fig. 1 B. - Main monographs on regional geology cited in this paper and compiled in Pl. h.t. I. References for tectonic cross-sections Pl. h.t. II.

Références. - A : [219], ann. II, pl. II, coupe III - B : [219], ann. II, pl. II, coupe I - C : [238], Pl. h.t. II, coupe 6 - D : [238], Pl. h.t. II, coupe 5 - E : [238], Pl. h.t. II, coupe 4 - F : [238], Pl. h.t. II, coupe 2 - G : [238], Pl. h.t. II, coupe 1 - H : [112], pl. V - I : [137], Pl. h.t. 17, coupe G, Pl. h.t. 16 ; [127], Tablat ; [23], projection de l'Atlas de Blida - K : [176], Pl. h.t., coupe 2 ; [137], Pl. h.t. 19, coupe 15 - L : [162], Bou Maad ; [176], Pl. h.t., coupe 8, Ouarsenis - M : [62], fig. 55, Dahra ; [203], Pl. h.t., Ouarsenis - N : [62], fig. 29, 60 - O : [62], fig. 55 - P : [102], p. 266 - Q : [120], fig. 97 - R : [120], fig. 66, 67, Traras, Fillaoussène ; [9], pl. 4, coupe 8, Hauts-Plateaux - S : [120], fig. 97 - T : [229], coupe 9 - U : [229], coupe 7, modifiée d'après [147], [148] - V : [229], coupe 4 - W : [229], coupe 3 - X, Y : [229], coupes 1, 2.

2. le Jbel Kebaba, dans le Rif oriental, avec des formations permienes et triasiques (Pl. h.t. II, coupe T; D. Leblanc et G. Suter, 1977). Des doutes subsistent cependant sur l'attribution de ces deux premiers affleurements;

3. les Bokoya, à l'Ouest d'Al Hoceima (F. Mégard, 1969; J. Andrieux, 1971; Th. Mourier, 1982); ce massif est constitué par deux nappes attribuées à la dorsale rifaine : une dorsale interne (formations du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire) est superposée à une dorsale externe (Trias austro-alpin, Jurassique carbonaté et Paléogène détritique);

4. entre Jebha et Sebta, avec

- les Sebtides, comportant un socle cristallophyllien ancien (péridotites, kinzigites, gneiss et micaschistes) et trois nappes à matériel épimétamorphique du Paléozoïque et du Trias inférieur à moyen (unités de Federico);

- les Ghomarides : trois nappes à séries sédimentaires non métamorphisées du Silurien au Miocène inférieur;

- la dorsale rifaine (au sens de J. Didon *et al.*, 1973) est composée de la dorsale calcaire au Sud et de la Chaîne du Haouz au Nord de Tetouan, avec : dolomies, marnes et calcaires du Trias supérieur (jusqu'à 1800 m); dolomies et calcaires massifs du Lias inférieur, calcaires lités à ammonites du Lias inférieur ou moyen au Toarcien; sédiments pélagiques condensés du Jurassique moyen à l'Eocène inférieur; sédiments détritiques et calcaires de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur ou au Miocène basal. La dorsale rifaine constitue un édifice complexe de nappes (p. 208), avec des variations de faciès importantes.

Le domaine des *flyschs* a reçu des sédiments flyschoides au Crétacé inférieur et à l'Oligo-Miocène. Il convient désormais d'y distinguer deux types d'unités différentes les unes des autres :

- les nappes maurétanienne et massylienne qui sont définies par leurs *flyschs* du Crétacé inférieur (J.P. Bouillin *et al.*, 1970); elles peuvent comporter à leur base (nappe maurétanienne de la transversale de Collo, J.P. Bouillin, 1979), un Paléozoïque de type kabyle, du Trias (?) à radiolarites, un Lias carbonaté et, dans le Maurétanien de toute la chaîne tello-rifaine, des termes pélagiques du Jurassique moyen et supérieur. Une série volcanique sous-marine jurassique a été signalée en Petite Kabylie (p. 234). Les formations typiques des séries maurétanienne et massylienne sont les *flyschs* grésopélitiques qui se sont déposés du Valanginien (transversale rifaine) ou du Barrémien (transversales kabyles) à l'Albien moyen. Du *flysch* grésomicaqué de l'Oligocène (et du Miocène basal ?) se trouve lié aux séries maurétanienne;

- la nappe numidienne comporte une formation pélitique de base de l'Oligocène, des alternances de

grosses barres de grès et de pélites de l'Oligocène et de l'Aquitainien, et des argiles et silicites sommitales qui sont du Burdigalien inférieur (fig. 28, 29). La nappe numidienne, désolidarisée de son substratum original, se trouve dans une position structurale élevée (p. 212).

Le domaine externe tello-rifain est défini par d'épaisses séries souvent pélitiques et grésopélitiques. Des évaporites et pélites sont attribuées au Trias; le Lias et le Dogger inférieur sont constitués par des dolomies et des calcaires, puis par des marno-calcaires à ammonites. Une variation importante des faciès se trouve au niveau du Callovien et de l'Oxfordien : des séries détritiques de cônes sous-marins profonds sont connues dans le Rif et dans le Tell occidental, alors que la sédimentation est hémipélagique et peu épaisse dans le Tell central et oriental. Au Crétacé inférieur un important matériel détritique se dépose au Nord et au NW de l'Ouarsenis sur un cône sous-marin en bordure du continent africain. Des séries pélitiques et marneuses à intercalations calcaires se déposent du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur à moyen. La période synorogénique de l'Eocène supérieur au Miocène élevé est caractérisée par des sédiments détritiques et des complexes tectono-sédimentaires variés. Les témoins de socle cristallin à la base tectonique des unités du domaine externe sont de type continental.

B. Structure des unités du domaine interne.

1. Structure des unités du domaine interne en Petite Kabylie.

En Petite Kabylie, le socle kabyle affleure dans trois zones bien distinctes qui sont (Pl. h.t. I; Pl. h.t. II, coupes E, F) :

- au Cap Bougaroun au Nord (J.P. Bouillin, 1979), où il est traversé par d'importantes venues microgranitiques miocènes;

- entre Skikda à l'Est et Jijel, où il chevauche les nappes des *flyschs* et les unités du domaine externe avec une flèche de 30 km au moins. Le socle de Cap Bougaroun et celui de Skikda sont séparés par le bassin sédimentaire de Collo (Burdigalien-Langhien);

- entre Skikda et Guelma (J.F. Raoult, 1974), où le socle est lié à la dorsale kabyle et charrié avec elle.

En accord avec J.P. Bouillin (1977, p. 315; 1979, p. 15-17) et J.F. Raoult (1974, p. 56, 58), on peut attribuer au socle trois ensembles lithologiques :

- un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres

et d'amphibolites. A la base du socle du Cap Bougaroun, des lherzolites serpentinisées, des gneiss rétro-morphosés, des roches calciques et des pegmatites sont interprétés comme issus d'une zone crustale profonde et du manteau supérieur (J.P. Bouillin et J. Kornprobst, 1974);

- un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant « des schistes satinés ou phyllades, des grès (localement) et des prophyroïdes œillés ». Une discordance cartographique et une saute du métamorphisme séparent ces deux premiers ensembles;

- la couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien (S. Baudelot *et al.*, 1981), du Silurien à graptolites, du Dévonien à orthocères et tentaculites (J.F. Raoult, 1974; J.P. Bouillin, 1977), ainsi que du Carbonifère inférieur à conodontes (J.P. Bouillin et M.F. Perret, 1982).

Dans ces trois ensembles, l'intensité de la tectonique hercynienne est fortement controversée (R. Bourrouilh et D.S. Gorsline, 1980; J. Bourgois, 1980 a; G. Mascle, 1980). L'existence d'une phase bretonne (Carbonifère basal) est proposée par J.P. Bouillin et M.F. Perret (1982).

Dans la dorsale kabyle de Petite Kabylie, les auteurs (M. Durand Delga, 1969; J.F. Raoult, 1974; J.M. Vila, 1980) ont distingué des unités internes, médianes et externes (description, p. 226). Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle. Les unités externes et médianes se sont cependant désolidarisées de leur substratum. Elles ont ensuite été plissées et chevauchées par le socle kabyle cisailé et la dorsale interne (J.F. Raoult, 1974; Pl. h.t. I à III). Les dépôts de l'Eocène supérieur reposent en discordance sur les premiers chevauchements qui dateraient du Lutétien supérieur et/ou du Priabonien (J.F. Raoult, 1974, 1975; J.M. Vila, 1980).

2. Structure des unités du domaine interne en Grande Kabylie.

Le socle cristallophyllien de la Grande Kabylie affleure d'une part entre Tizi Ouzou au Nord et les chaînes du Djurdjura et du massif de Chellata au Sud (Pl. h.t. I), et d'autre part dans les pointements plus petits qui surgissent des terrains oligo-miocènes entre Tizi Ouzou et la plaine de la Mitidja. Des écaillles de socle sont également impliquées dans l'édifice des nappes de la terminaison orientale du massif (Pl. h.t. II, coupe G). Au sein du socle, D. Raymond (1976 a, b), puis G. Bossière (1980) ont distingué deux ensembles lithologiques qui sont :

- un complexe inférieur (« noyaux ») composé de gneiss œillés à passées leptynitiques, de quartzites et de paragneiss migmatitiques. Cet ensemble plissé est interprété comme socle ancien hautement métamorphique (465 à 563 ± 24 m.a. pour le métamorphisme);

- un complexe supérieur (« série satinée ») à micaschistes, marbres et séricitoschistes. Il s'agirait de la couverture sédimentaire ancienne et métamorphisée du complexe inférieur.

Des blastomylonites, des pegmatites et des granites traversent les deux séries précédentes. L'âge radiométrique des pegmatites est de 465 m.a., les granites ont été datés de 279 ± 8 m.a. L'existence de chevauchements alpins importants au sein du socle a été proposée par R. Caby (1982), et deux phases de métamorphisme « alpin » de 95 à 71 m.a. et de 38 à 22 m.a. ont été démontrées par J.J. Peucat et G. Bossière (1981).

Le Paléozoïque anchi- à épimétamorphique, débutant par du Cambrien supérieur (S. Baudelot et B. Géry, 1979), repose par l'intermédiaire d'une zone broyée (base de nappe ?) sur le socle cristallin. Du Dévonien fossilifère et un Carbonifère (?) détritique ont été décrits dans le massif de Chellata par J.P. Gélard *et al.* (1978).

La dorsale de la Grande Kabylie constitue deux massifs de structure différente : le Djurdjura à l'Ouest (A. Coutelle, 1979) et le massif de Chellata à l'Est (J.P. Gélard, 1979). Dans le Djurdjura, les dorsales externe, médiane et interne se succèdent du Sud vers le Nord dans des chainons d'axe Est-Ouest (Pl. h.t. I). Les plis cisailés de la dorsale externe surmontent vers le Sud les nappes des flyschs. Ses séries comportent des formations qui vont du Rhétien au Miocène inférieur. Une écaillle de socle cristallin et des terrains paléozoïques se trouvent à la base de la dorsale médiane. Les séries paléozoïques, mésozoïques et paléogènes de la dorsale interne sont restées solidaires du socle cristallin, et l'ensemble chevauche d'une façon systématique la dorsale médiane. Le massif de Chellata (Pl. h.t. II, coupe H) est séparé du Djurdjura par le décrochement du col de Chellata, d'orientation N10. Les directions des structures de part et d'autre de l'accident montrent une divergence d'environ 20°. Ce fait est expliqué (J.P. Gélard, 1979) par une rotation anti-horaire du massif de Chellata. Certains de ces mouvements seraient anté- et d'autres postburdigaliens. La dorsale externe n'est pas connue dans le massif de Chellata. La dorsale interne, liée au socle kabyle, surmonte la dorsale médiane suivant le même schéma que dans le Djurdjura.

En Petite Kabylie, l'Oligo-Miocène kabyle (fig. 28) est discordant (à partir du Priabonien) sur des écaillles

de la dorsale et du socle kabyle. Il a cependant été déformé à l'occasion de la structuration définitive de la chaîne au cours du Miocène. En Grande Kabylie, les déformations antérieures au dépôt de l'Oligo-Miocène kabyle sont faibles (J.P. Gélard, 1979).

3. Le contact entre les unités internes kabyles, les nappes des flyschs et les unités du domaine externe.

Le socle et la dorsale kabyles chevauchent, selon un contact à pendage faible vers le Nord, l'édifice « infra-kabyle » des nappes des flyschs maurétaniens et massyliens et du domaine externe (Pl. h.t. II, coupes E-I). En Petite Kabylie la flèche de ce charriage serait d'au moins 30 km (J.P. Bouillin, 1979). Pour J.P. Gélard (1979, fig. 88), le pendage du plan de charriage est de plus en plus fort en Grande Kabylie, au fur et à mesure que l'on avance vers le Nord.

Des éléments provenant des nappes des flyschs et du domaine externe se trouvent cependant également en position « supra-kabyle » avec, à leur base, une formation tectono-sédimentaire, l'*Polistrome kabyle*. Le témoin le plus important du Tell externe dont une position supra-kabyle a été proposée se trouve au Nord de la Grande Kabylie (D. Raymond, 1976 a, b). Une superposition directe de ce « Tellien de Dellys » à l'Aquitainien recouvrant le socle, a été observée près de Tizi Ouzou par B. Géry (communication personnelle). Des interprétations différentes pour cette unité tellienne et pour les flyschs associés — en fenêtre tectonique sous le socle kabyle, ou comme zone décrochée en position latérale par rapport au socle — ont été proposées par F. Laval (1974) et A. Coutelle (1976; 1979, fig. 114). À la lumière des connaissances actuelles, ces solutions me paraissent peu probables.

La nappe numidienne n'est pas impliquée sous le chevauchement du socle kabyle. Elle se trouve par contre en position supra-kabyle, où elle constitue l'élément structural le plus élevé.

4. Structure du Rif interne entre Jebha et Sebta.

Sebtides (Pl. h.t. II, coupes V-X). — Le socle cristallophyllien ancien des Beni Bouchera comporte à sa base un corps épais de péridotites (J. Kornprobst, 1974, 1976; J.W.H. Van den Bosch, 1974). L'association à spinelle et les pyroxénolites à grenat indiqueraient une cristallisation de la roche au cours d'une ascension adiabatique à partir du manteau supérieur. Des kinzigites du faciès des granulites de haute pression forment une auréole autour des péridotites. Le contact entre les deux formations est considéré par

J. Kornprobst (1974, p. 129) comme « paléodiscontinuité de Mohorovičić ». Des gneiss et des micaschistes polymétamorphiques dans le faciès des amphibolites recouvrent les kinzigites et constituent des affleurements de grande surface aux Beni Bouchera, au Cabo Negro et dans la presqu'île de Sebta (Ceuta). Ces éléments de socle ont été affectés par un métamorphisme alpin, dont l'âge de refroidissement a été daté de 20 m.a. par T.P. Loomis (1975).

Les unités de Federico constituent trois nappes superposées au socle cristallophyllien. Liées dans le massif des Beni Bouchera à une écaille de micaschistes, leurs séries sont considérées par J. Kornprobst (1974) comme couverture primitive du socle. Le métamorphisme alpin atteint le faciès des schistes verts. Dans la basse vallée du Laou (Pl. h.t. I) et au Sud immédiat de celle-ci, les séries renversées des unités de Federico sont charriées selon un contact à pendage fort sur la dorsale rifaine, mais elles sont également impliquées dans le contact de base de la nappe dorsaliennne d'Imourassine (J. Kornprobst *et al.*, 1979). Ce dispositif suggère l'existence d'une liaison originale entre les unités de Federico et la nappe d'Imourassine.

Ghomarides. — Les trois nappes ghomarides surmontent par des contacts de base à pendages faibles l'édifice structural, à pendages redressés, du socle et des unités de Federico (Pl. h.t. II, coupe X). Elles sont d'autre part superposées, le plus souvent par un plan de chevauchement à pendage nord, à la dorsale rifaine (Pl. h.t. II, coupes V, W); ce contact peut être renversé dans la Chaîne du Haouz, entre Tetouan et Sebta (Pl. h.t. II, coupe X). Une liaison latérale a été proposée entre les Ghomarides et la dorsale interne près de Tetouan (W. Wildi *et al.*, 1977). Au Nord de Chefchaouène, les deux nappes supérieures des Ghomarides ont traversé la dorsale à la faveur d'une « vallée tectonique », pour arriver à reposer sur l'unité prédorsaliennne (P. Lospinasse *et al.*, 1979).

La série marno-gréseuse de l'Oligocène et du Miocène inférieur du synclinal de Fnidek (entre Tetouan et Sebta) scellerait, pour J. Kornprobst (1974) les contacts entre les nappes ghomarides (p. 284).

Dans la dorsale calcaire (Pl. h.t. II, coupe W) on a distingué (M. Nold *et al.*, 1981) des unités d'une dorsale interne, définies par les faciès du Trias supérieur et du Lias inférieur, qui s'opposent aux faciès des unités de la dorsale externe (p. 230). Cette dernière, très développée au Sud de l'Oued Laou, constitue, à elle seule, un édifice de plusieurs nappes et écailles. Deux nappes de la dorsale interne s'intercalent entre la dorsale externe en bas et les Ghomarides en haut, au Nord de cette vallée et jusqu'à Sebta. Au

Sud de l'Oued Laou, la dorsale interne est réduite à de petites klipptes tectoniques.

Les unités intermédiaires de la dorsale (W. Wildi, 1979; M. Nold *et al.*, 1981) se trouvent comme témoins, d'extension réduite, entre les unités des dorsales interne et externe.

Les unités d'Ametrasse-Bettara sont définies au Sud de Tetouan par leurs séries détritiques épaisses de l'Oligocène et (?) du Miocène basal (p. 284). Leur position structurale variable et leur substratum de type dorsale interne ou dorsale externe peuvent indiquer soit une phase tectonique importante antérieure aux dépôts détritiques et aux marnes à blocs du Priabonien, soit une sédimentation détritique dans une zone paléogéographique oblique par rapport aux zones du Mésozoïque, soit enfin une combinaison de ces deux phénomènes.

La nappe d'Imourassine (définition p. 227) n'est connue que sur la transversale de Chefchaouène, où elle se trouve intercalée entre la dorsale externe et les unités de Federico.

5. Phases plicatives, schistosité et épimétamorphisme dans le Rif interne.

On ne parlera ici que des phases tectoniques posthercyniennes.

Dans la dorsale calcaire de la transversale de Chefchaouène, M. Nold (*in* W. Wildi *et al.*, 1977, et M. Nold *et al.*, 1981) a mis en évidence sept phases de compression (C 1 à C 7) :

C 1 s'est produite à l'Eocène moyen ou supérieur. Elle s'est manifestée par quelques plis d'orientation NW-SE et par une faible discordance des conglomérats éocènes;

C 2 a eu lieu après le dépôt des séries détritiques de l'Oligocène et du Miocène basal probable d'Ametrasse. Elle est responsable de structures d'orientation NE-SW, déversées vers le SE, et de chevauchements de même vergence dans la dorsale externe. Dans les plans de chevauchement, une schistosité de flux affecte les marnes tertiaires;

C 3 et C 4 ne sont connues que dans la dorsale externe et à sa bordure occidentale, au contact des flyschs et du domaine externe. C 3 y a engendré des plis isopaques et les chevauchements majeurs dirigés vers le Sud et l'Ouest. C 4 est à l'origine de décrochages très localisés; une distension D 2 s'intercale entre C 3 et C 5;

C 5 est responsable du charriage de la dorsale interne sur la dorsale externe avec une vergence au SW :

— L'édifice des nappes de la dorsale calcaire est ensuite resserré, puis charrié en bloc sur les nappes

des flyschs et l'unité de Tanger. Ce mouvement correspond à la phase C 6 d'âge probablement tortonien (p. 288).

— La dernière compression, C 7, montre de petits écaillages vers le Sud; elle est cependant nettement post-nappe.

La transgression de la mer pliocène va de pair avec une distension D 3 dans l'Oued Laou.

Trois phases principales de plissement ont été mises en évidence dans les formations sédimentaires des unités de Federico par J. Kornprobst (1974, et *in* J. Didon *et al.*, 1973, p. 85-88) :

— deux phases contemporaines du métamorphisme; elles sont caractérisées par des plis isoclinaux, d'axes NW-SE, et initialement déversés vers l'Est ou le NE. Les deux plissements sont accompagnés de schistosité. Le métamorphisme dans le faciès des schistes verts est synchrone des déformations. Il montre un accroissement de l'unité supérieure à l'unité inférieure. Ces phases correspondraient à la phase C 2 dans la dorsale (M. Nold, *op. cit.*) et à la première phase plicative dans les Ghomarides (voir ci-dessous);

— les plis postérieurs au métamorphisme sont déversés à l'Ouest et au SW.

Ces phases se sont produites après le Trias moyen.

Dans les Ghomarides, deux phases plicatives se superposent (J. Kornprobst, 1974) :

— la première phase a produit des plis synschisteux à toutes les échelles, orientés NE-SW et déversés vers le SE. Elle aurait été responsable, à l'Eocène supérieur (?), de l'empilement des nappes ghomarides selon des chevauchements à vergence SE. Cette phase peut être corrélée, avec un certain doute, avec les deux premières phases dans les unités de Federico et avec C 2 dans la dorsale (d'âge Miocène pour M. Nold *et al.*, 1981);

— la deuxième phase a engendré des plis d'orientation NW-SE déjetés au SW. Elle correspond au charriage des Ghomarides sur la dorsale, et elle est corrélée par M. Nold (*in* M. Nold *et al.*, 1981) avec les phases C 3, C 5 et C 6 dans la dorsale.

6. Zone de contact entre le Rif interne, les flyschs et le Rif externe, le Prédorsalien.

Les unités du domaine interne des Bokoya (Pl. h.t. II, coupe U) sont superposées à la nappe du flysch maurétanien du J. Tisirène par l'intermédiaire d'un contact plat et d'une « semelle tertiaire » (J. Andrieux, 1971). Cette dernière est constituée par une série détritique de l'Oligocène au Miocène inférieur, comportant, stratigraphiquement de bas en haut (Th. Mourier, 1982) :

— un premier olistostrome (ou marnes à blocs) de

l'Oligocène moyen/supérieur, essentiellement à klip-pes du type « dorsale externe »;

- une alternance de grès quartzeux de « type numi-dien » et de marnes de l'Aquitanién inférieur;
- une série flyschoides d'arénites, de pélites et de microbrèches, attribuée avec doute à l'Aquitanién supérieur et au Burdigalien inférieur;
- un olistostrome supérieur, comportant des blocs de calcaires blancs (Lias de la dorsale interne). Le nannoplancton indiquerait un âge « anté-Burdigalien supérieur ».

Cette « semelle tertiaire » peut être assimilée avec le Prédorsalien de J. Didon *et al.* (1973), défini plus au Nord (voir ci-dessous).

Le contact frontal de la dorsale rifaine entre Jebha et Sebta est de nature variable :

- au SW de Jebha, il s'agit de l'accident de Jebha, avec un jeu coulissant senestre (description p. 220; Pl. h.t. I; Pl. h.t. II, coupe V; Ph. Olivier, 1978, 1982; N. El Hatimi, 1982);
- de Chrafate (au Sud de Chefchaouène) jusqu'à Tetouan (Pl. h.t. II, coupe W), le front de la dorsale calcaire surmonte les flyschs et l'unité de Tanger (domaine externe) selon un contact subhorizontal. La flèche du chevauchement est d'au moins 4 km sur la coupe de Chefchaouène; l'accident du J. Lakraa interdit de préciser la nature de sa prolongation vers le NE;
- entre Tetouan et Sebta (J. Kornprobst, 1966; J.F. Raoult, 1966, 1973; M. Leikine, 1969; J. Didon *et al.*, 1973) le contact occidental de la dorsale rifaine avec les flyschs est vertical ou renversé (Pl. h.t. II, coupe X).

Le Prédorsalien (J. Didon *et al.*, 1973) constitue une entité tectonique complexe entre la dorsale rifaine et son soubassement structural. Elle est composée d'éléments stratigraphiques variables et en partie étrangers aux domaines voisins, dont l'âge s'étale de l'Hettangien à ammonites à l'Oligo-Miocène (Ph. Olivier, 1978, 1982; unités de Beni Derkoul, M. Nold *et al.*, 1981). Une formation à blocs est attribuée au Burdigalien près d'Assifane (à 30 km au SE de Chefchaouène) par N. El Hatimi (1982). Le Prédorsalien serait, dans l'hypothèse du « Néonumidien » de J. Bourgois (1978) une formation synorogénique d'âge burdigalien. En insistant sur la particularité des faciès des formations mésozoïques et sur leur signification paléogéographique (p. 266), on conserve cependant ici la notion du Prédorsalien.

Une seule klippe de la nappe numidienne surmonte le Rif interne au J. Zem-Zem, entre Tetouan et Sebta (Pl. h.t. I, Pl. h.t. II, coupe X), et un lambeau de flysch maurétanien se trouve en position structurale

élevée par rapport à la dorsale calcaire sur la transversale de Bab Taza (Pl. h.t. II, coupe W).

Les plans de contact de base des unités internes kabyles et rifaines ont subi, après la mise en place des unités, des plissements à grand rayon de courbure (J.F. Raoult, 1975, fig. 5; J.P. Gélard, 1979; M. Nold *et al.*, 1981), des déformations par failles et décrochements et de légers chevauchements dans le sens E-W (D. Obert, 1981 a) ou S-N (M. Nold *et al.*, 1981).

C. Structure des nappes des flyschs.

On a montré (p. 235) qu'existent des passages continus et des imbrications entre les faciès des séries massyliennes et maurétaniennes. Dans le Tell et en Kabylie, les deux types de nappes ont pour cette raison été assemblées sur la Pl. h.t. I. Une distinction est parfois faite sur la carte à l'aide de l'indice cartographique.

Dans le Rif, G. Suter (1980 a, b) a distingué les unités maurétaniennes (nappe de Tisirène-Beni Ider) des unités massyliennes (nappe de Melloussa-Chouamat), distinction adoptée ici, mais il faut rappeler qu'il s'agit d'un découpage structural qui ne peut suivre rigoureusement les lignes paléogéographiques du Crétacé inférieur.

1. Nappe maurétanienne et nappe massyenne.

En Petite Kabylie (Pl. h.t. II, coupes E, F) les nappes des flyschs en position infrakabyle et les unités telliennes apparaissent en fenêtre ou en demi-fenêtre sous le socle kabyle. J.P. Bouillin (1979, fig. 37, massif du Moul ed Demamène) a observé, sur des unités du domaine externe, et de bas en haut :

- une lame de la nappe massyenne;
- trois lames de la nappe maurétanienne (unité des Achaïches, unité de Sidi Rhiat, unité de Sidi Ahmed), dont la plus basse et la plus haute sont en série renversée;
- le socle kabyle.

Ces lames maurétaniennes sont affectées par un métamorphisme synschisteux qui pourrait être lié au chevauchement du socle kabyle. Les terrains les plus récents impliqués dans ces structures datent de l'Eocène (Lutétien?). Les unités en position suprakabyle ne sont pas affectées par ce métamorphisme. Un autre métamorphisme anchizonal est cité dans les séries massyliennes des Babors orientaux (D. Obert, 1981 a).

Dans la nappe maurétanienne, un décollement se situe souvent au niveau des marnes de l'Eocène

supérieur. Les lambeaux de flysch oligocène ainsi décollés de leur substratum peuvent alors faire partie de l'olistostrome kabyle (J.F. Raoult, 1974).

Dans les Babors orientaux, une écaille de flysch oligocène a été impliquée sous le chevauchement du flysch maurétanien crétacé, entre ce dernier et la nappe massylienne (D. Obert, 1981 a, fig. 269, coupe C; J.F. Raoult *et al.*, 1982).

En Grande Kabylie (Pl. h.t. II, coupe H) la nappe massylienne surmontée par une lame maurétanienne se trouve en position infrakabyle. Ces unités sont écaillées, replissées et déversées vers le Sud (J.P. Gélard, 1979, p. 239). En position suprakabyle, un olistostrome inférieur supporte (de bas en haut) :

- des klippes de flysch maurétanien;
- des séries à caractères massyliens (ou intermédiaires) dites de Port-Gueydon et du Haut Sebaou-Azazga;
- localement un olistostrome supérieur;
- le flysch massilien de Tagdint;
- la nappe numidienne, enfin.

L'ordre de superposition des unités est donc inversé par rapport aux unités en position infrakabyle, le Numidien mis à part. Ceci est également valable pour les flyschs repris dans l'olistostrome de la Petite Kabylie.

Dans la région côtière de Dellys, l'unité haut-tellienne de Dellys (définition p. 213; domaine externe) et le flysch de Port-Gueydon (p. 233) sont impliqués dans des écaillages tardifs à vergence nord (D. Raymond, 1976 a, b).

Les flyschs intercalés entre les unités haut-telliennes et la nappe numidienne des *Bibans* et de l'*Ouarsenis* sont mal connus encore. Il s'agirait, à la terminaison occidentale des Bibans, du flysch grés-micacé (Oligocène de la nappe maurétanienne; J.M. Vila, 1980, Pl. h.t. I) et, dans ce même secteur et dans le massif de l'Ouarsenis (M. Mattauer, 1958), de flyschs de type massilien. L'appartenance des éléments « sous-numidiens » de M. Kieken (1962, 1974, 1975) est difficile à préciser d'après les descriptions fournies par l'auteur.

Dans le Bou Maad et dans l'Atlas de Tablat (Pl. h.t. II, coupes I, L), C. Lepvrier *et al.* (1970) et Y. Hervouët (1974) ont décrit des séries qui peuvent être assimilées aux nappes massylienne et maurétanienne.

La structure du Dahra (Pl. h.t. II, coupes M, N) paraît plus complexe ou mal comprise. J. Delteil (1974) y a décrit de bas en haut :

- les « unités des flyschs inférieurs » (Crétacé inférieur, atteignant l'Albien supérieur);
- l'unité tellienne du Dj. Bou Seïd (Crétacé « moyen » et supérieur);

– le « flysch pélitique albo-aptien » et le « flysch tithonique-néocomien ».

Apparemment ces deux derniers « flyschs » correspondraient respectivement au flysch massilien et au flysch maurétanien. L'attribution des « unités des flyschs inférieurs » est incertaine. Il pourrait s'agir, soit d'une lame de flysch massilien, soit des termes albo-aptiens de l'unité du Dj. Bou Seïd, cette dernière hypothèse ayant été retenue ici (Pl. h.t. I et II : mt ?; communication personnelle de J.P. Bouillin).

Les affleurements les plus étendus du flysch maurétanien se trouvent sur la transversale du Rif central, entre Al Hoceïma et l'accident de Jebha, où la nappe du J. Tisirène constitue plusieurs écailles (J. Andrieux, 1971; A. Gübeli, 1982) :

- une écaille méridionale, en série inverse, chevauche la nappe massylienne du J. Chouamat;
- plusieurs écailles replissées surmontent cette écaille méridionale selon des chevauchements à pendage nord;
- le J. Tisirène même (Pl. h.t. I) forme un radeau isolé à couches subhorizontales, chevauchant l'unité de Tanger au SW des écailles mentionnées ci-dessus.

Le long du front occidental de la dorsale calcaire, entre l'accident de Jebha au Sud et Tetouan au Nord, la nappe maurétanienne et la nappe massylienne ont été impliquées dans l'écaillage de leur soubassement tectonique, constitué par l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger. Les flyschs peuvent alors former des « synclinaux » ouverts vers le Sud, qui reposent par leur flanc normal sur l'unité de Tanger externe (p. 217) et qui sont surmontés par l'unité de Tanger interne (Pl. h.t. I; P. Lospinasse, 1975). C'est à partir de cette transversale et jusqu'en Espagne que l'on trouve la nappe de Beni Ider, qui est considérée comme une digitation supérieure de la nappe maurétanienne du J. Tisirène. Elle comporte des formations sédimentaires qui vont du Crétacé supérieur à l'Oligocène ou au Miocène basal (fig. 29). Entre Tetouan et le Détroit de Gibraltar, les flyschs crétacés et tertiaires de Tisirène et de Beni Ider sont liés en une seule unité structurale (J. Didon *et al.*, 1973). Une disharmonie ou un contact cisailant se situe à la base du Crétacé supérieur. Les séries proches du domaine interne peuvent être plissées en synclinaux qui s'appuient contre la dorsale du Haouz à l'Est, et dont le flanc inverse peut supporter la nappe numidienne (Pl. h.t. II, coupe X; J.F. Raoult, 1973). Sur cette même transversale, le flysch massilien de Melloussa apparaît soit sous les unités maurétaniennes, soit en semelle tectonique (et stratigraphique ?) de la nappe numidienne; il n'est alors surmonté par aucune autre unité tectonique.

2. Position structurale et style tectonique de la nappe numidienne.

Dans tout l'orogène côtier de l'Afrique du Nord, la nappe numidienne occupe la position structurale la plus élevée, et elle n'est jamais impliquée dans les contacts chevauchants majeurs antérieurs au Miocène supérieur.

Pour J.P. Gélard (1979, p. 237) « le style tectonique de l'unité numidienne est avant tout le reflet de sa composition lithologique : une puissante masse gréseuse reposant sur un matelas plastique d'argiles sous-numidiennes... L'importante différence de compétence qui existe entre ces deux termes se traduit par une fréquente indépendance mécanique des grès par rapport à leur substratum. Les grès offrent ainsi souvent l'aspect de radeaux flottant à la dérive »... « Ce style tectonique est caractérisé par : a) une indépendance souvent complète des divers paquets gréseux ; b) l'existence de troncatures basales ; c) des pivotements et des torsions. Les torsions se font autour d'axes subverticaux ». Certaines sont interprétables comme des rebroussements le long de décrochements, d'autres résulteraient vraisemblablement de l'affrontement des panneaux au cours de la dislocation de la masse gréseuse. Le phénomène de troncature basale a fait l'objet d'analyses détaillées (p. ex. A. Caire, 1963).

Des écaillages plus ou moins vigoureux affectent la série numidienne. Certains résulteraient de la dilacération de la nappe en cours de progression. D'autres se seraient produits au cours de serrages tardifs.

Cette analyse, effectuée en Grande Kabylie, s'applique également à la partie rifaine de l'orogène, où on observe un Numidien comparable par le style et l'intensité de déformation (P. Lospinasse, 1975 ; J. Didon et B. Hoyez, 1977, 1978).

En Algérie orientale (J.M. Vila, 1980) et en Tunisie (H. Rouvier, 1977), en revanche, la déformation de la nappe numidienne est plus faible. Sur les transversales de Collo et de Skikda, l'absence de replis et de troncatures basales certaines avait conduit J.P. Bouillin et J.F. Raoult (1971 ; voir aussi J.F. Raoult, 1974, 1975) à parler d'un « néo-autochtone », en considérant la série numidienne comme couverture stratigraphique de l'olistostrome kabyle, notion qui a été abandonnée depuis, à la suite de nouvelles datations (J.P. Bouillin, 1977, 1979). De la Tunisie jusqu'à la transversale de Collo, la nappe numidienne est affectée par des replis souples et des failles dus à la phase compressive du Miocène supérieur et aux effets de la néotectonique post-nappe (J.M. Vila, 1980, p. 481-482).

D. Organisation structurale du Tell externe.

1. Traits généraux.

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont, du Nord vers le Sud (J.M. Vila, 1980) :

- les *unités ultra-telliennes* (p. 239), dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- les *unités telliennes s. str.* (p. 240), avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intrications de faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- les *unités péni-telliennes* et les *unités méridionales à nummulites* (p. 248), à faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise (p. 223).

Les unités ultra-telliennes s'intercalent entre les nappes des flyschs (ou les « flyschs à affinités ultra-telliennes » en Tunisie, p. 239) en haut (et au Nord) et les unités telliennes s. str. en bas (et au Sud) ; les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites chevauchent au Sud l'unité néritique constantinoise (à l'Est), les séries sud-sétifiennes et les unités des Sellaoua (plus à l'Ouest ; Pl. h.t. II, coupes D-G) ; elles sont surmontées par les unités telliennes s. str. au Nord. Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites n'ont été distinguées, jusqu'à présent, qu'à l'Est de la terminaison orientale des Bibans.

En Tunisie (Pl. h.t. II, coupes A-C ; H. Rouvier, 1977) des nappes de décollement peu déformées (unité du Kasseb, unité des Dj. Ed Diss) sont constituées par des séries du Crétacé supérieur et du Paléogène, dont les faciès montrent des affinités à la fois avec certaines unités telliennes et avec les séries des écaillures nord-tunisiennes.

En Algérie occidentale, à partir de la transversale de l'Ouarsenis (J. Polvéche, 1960), les unités ultra-telliennes sont relayées par l'unité des Chouala, aux faciès analogues, mais se trouvant dans un niveau structural situé beaucoup plus bas, au sein de l'édifice des unités telliennes s. str. (Pl. h.t. II, coupes O-Q).

À l'Ouest d'Oran, les unités telliennes s. str. passent latéralement aux *unités telliennes à affinités rifaines* (p. 251 ; P. Guardia, 1975), épimétamorphi-

ques, dont les faciès détritiques terrigènes du Jurassique sont proches de ceux du Rif externe.

D'après leur situation structurale on peut distinguer deux types d'unités telliennes qui sont (Pl. h.t. I et II) :

- les unités telliennes enracinées ou décollées en profondeur, dont les séries débutent dans le Trias ou le Lias. Une disharmonie se situe entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Elle peut être soulignée par une discordance et/ou par des évaporites triasiques remaniées ou remobilisées. Ces unités correspondent au « Tellien s. str. » de D. Obert (1981 a, fig. 280, 281);

- les unités décollées, ou le « Tellien diverticulé » de D. Obert (1981 a). Elles comprennent des formations du Crétacé supérieur (parfois à partir de l'Albien) et/ou du Tertiaire. Certaines de ces nappes sont superposées aux unités telliennes enracinées, d'autres se trouvent dans une position plus méridionale, où elles ont pu glisser dans le sillon sud-tellien au cours du Miocène. Pour les unités en position septentrionale il est souvent difficile de préciser si elles se sont complètement désolidarisées de leur substratum primitif, appartenant aux unités dites enracinées, ou si le contact entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur n'est qu'une disharmonie mineure.

Sur la Pl. h.t. I on a classé avec les unités enracinées les unités suivantes dont le plan de décollement se situe souvent dans le Crétacé inférieur : l'unité des Bibans (A. Caire, 1957; M. Keiken, 1974, 1975), le « complexe A » (J. Mattauer, 1958) et les « unités albo-cénomaniennes » (J. Polvêche, 1960; J. Delteil, 1974; B. Fenet, 1975).

Les unités telliennes à affinités rifaines (P. Guardia, 1975), certaines unités telliennes enracinées (C. Lepvrier, 1978; J. Blès, 1971; D. Obert, 1974, 1981 a) et certaines unités décollées (Y. Hervouët, 1974) sont affectées par une ou deux schistosités et par un léger métamorphisme (p. 215).

2. Organisation des unités telliennes s. str.

a) Attribution des unités tectoniques.

Au sein des unités telliennes s. str. on peut définir, de façon souple, trois types de séries sédimentaires par leur faciès typiques du Sénonien et/ou du Paléocène et de l'Eocène (p. 240-248; la nomenclature proposée ici évite l'utilisation de termes déjà employés dans un autre sens dans la littérature, tels que : Nord, Sud, interne, externe, épi-, méso-, etc. Bien que les noms des unités fassent appel à leur position structurale, les définitions sont basées exclusivement sur des faciès sédimentaires) :

- les séries des unités haut-telliennes, à conglomérats et microbrèches, et à microfaunes planctoniques au Crétacé supérieur;

- les séries des unités mi-telliennes qui sont dépourvues, au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Eocène, d'éléments néritiques (faunes, glauconie, phosphates); les intercalations de microbrèches calcaires sont absentes ou exceptionnelles. Les formations sont marno-calcaires à microfaunes planctoniques;

- les séries des unités bas-telliennes, avec des intercalations néritiques au Crétacé supérieur et/ou au Paléocène et à l'Eocène. Les séries bas-telliennes comportent cependant également des faunes planctoniques.

La planche h.t. I et les figures 7 à 13 donnent un aperçu des corrélations tentées entre les unités tectoniques et les unités de faciès définies ci-dessus. L'analyse des planches h.t. I et II montre que les unités haut-telliennes se trouvent superposées aux unités mi-telliennes, elles-mêmes surmontant les unités bas-telliennes. Il y a cependant un certain nombre de secteurs et d'unités, où on a utilisé des arguments autres que les seuls arguments de faciès proposés ci-dessus. Ils sont résumés ici pour les unités d'attribution incertaine.

Unités bas-telliennes. — L'unité des Bibans (Pl. h.t. II, coupes G, I; fig. 11 et 12, col. 103 à 105) s'intègre bien dans les unités bas-telliennes, compte tenu des niveaux santoniens à huîtres signalés par M. Keiken (1974, p. 85-89).

Les arguments pour l'attribution à cet ensemble du « complexe A » (col. 100; M. Mattauer, 1958), dépourvu de Sénonien et de Paléogène, sont les suivants : 1) c'est d'abord une position structurale semblable ou identique à celle de l'unité des Bibans (p. 214; Pl. h.t. II, coupe K; Pl. h.t. I); 2) le « complexe A » supporte des lambeaux tectoniques de l'unité B » de M. Mattauer (1958), à faciès bas-telliens (Pl. h.t. I; fig. 12, col. 101, 102).

Des niveaux à éléments néritiques sont de nouveaux connus dans l'unité albo-cénomaniennne » des Tessala (Pl. h.t. I; fig. 12, col. 93; B. Fenet, 1975).

Pour les « unités sénoniennes » et les « unités oligo-miocènes » des Monts de la Mina et des Beni Chougrane (J. Delteil, 1974), les données stratigraphiques publiées ne suffisent pas à nos définitions. Sur la carte (Pl. h.t. I) ces unités sont classées d'après leur position structurale par rapport à l'unité albo-cénomaniennne » : les éléments sous-jacents à celle-ci sont assimilés aux unités bas-telliennes, les éléments sus-jacents aux unités mi-telliennes. Les « unités oligo-miocènes » de J. Polvêche (1960), de B. Fenet (1975) et de P. Guardia (1975) s'intègrent parfaitement dans les unités bas-telliennes (fig. 12, col. 92, 96, 99).

L'« autochtone tellien » du Dj. Zendal et d'Aïn Temouchent (fig. 12, col. 90; P. Guardia, 1975, fig. 82) ne comporte aucune formation postérieure au Jurassique. Cette unité, dont on ne sait si elle est allochtone ou non, est rangée ici avec les unités bas-telliennes grâce à sa position structurale basse.

Unités mi-telliennes. — Les séries schistosées des unités d'apparence enracinée de l'Algérie nord-occidentale (Bou Maad, Dahra, massif d'Oran) ne dépassent probablement pas le Crétacé inférieur. Elles supportent cependant, par l'intermédiaire d'un contact mécanique, des unités de décollement pelliculaires, non schistosées, dont les séries à faciès mi-telliens vont du Crétacé supérieur à l'Eocène (fig. 9 et 10, col. 66 et 78; unité du Dj. Bou Seïd, J. Delteil, 1974). Des séries non schistosées à faciès haut-telliens recouvrent les séries schistosées du massif d'Oran (fig. 9 et 10, col. 65; B. Fenet, 1975). Le contact entre les deux ensembles est probablement tectonique. Enfin, certains affleurements de l'« unité sénonienne » au-dessus des unités schistosées de l'Oranie occidentale (P. Guardia, 1975) comportent un Paléogène à grands foraminifères, donc de type bas-tellien d'après notre définition. On peut expliquer ce fait par la proximité du bassin rifain, où l'ordre des faciès n'est plus le même, au Crétacé supérieur et au Tertiaire que dans le Tell (p. 276). En raison de l'absence de séries bas-telliennes sur les unités enracinées à l'Est d'Oran, on a classé ces dernières (Pl. h.t. I) avec les unités mi-telliennes.

L'unité d'Erraguène (fig. 9 et 10, col. 84; D. Obert, 1981 a), dans les Babors orientaux, comporte un Crétacé supérieur à rudistes. Elle se trouve cependant en continuité cartographique et structurale absolue avec l'unité de Draa El Arla (fig. 9 et 10, col. 83; M. Leikine, 1971, 1974; D. Obert, 1981 a), dont les faciès sont mi-telliens. Nous conservons cette attribution pour l'ensemble de l'unité, en insistant sur le fait qu'il s'agit d'une des variations de faciès les plus importantes que l'on observe au sein d'une seule unité structurale du Tell externe.

Unités haut-telliennes. — Des difficultés apparaissent sur la transversale des Bibans pour l'attribution de certaines unités de A. Caire (1957) et de M. Kieken (1974, 1975) aux unités haut-telliennes ou aux nappes des flyschs, et la carte (Pl. h.t. I) ne représente qu'un essai provisoire de corrélation de ces unités.

Dans les Tessala, et à l'Ouest de ce massif, on observe des formations détritiques à faunes néritiques transportées dans l'unité de Tafaroui (fig. 8, col. 50; B. Fenet, 1975) et dans l'« unité sénonienne » de P. Guardia (1975). Nous expliquons ce fait par la proximité du bassin rifain, où l'ordre tellien des faciès n'est plus conservé.

b) Position structurale de l'unité des Bibans.

L'allochtonie de l'unité des Bibans et son intégration aux nappes telliennes peuvent, à notre avis, être considérées comme acquises (Pl. h.t. I et II) par la superposition de l'unité des Bibans aux séries autochtones de l'Ouarsenis (J.M. Vila, 1980, p. 462-468, fig. 173), et par les faciès bas-telliens des séries bibaniques (fig. 11 et 12, col. 103 à 105).

A l'extrémité orientale de la chaîne, l'unité des Bibans chevauche les unités sud-sétiennes par l'intermédiaire de l'unité bas-tellienne de Djemila (J.M. Vila, 1980). Les nappes qui lui sont superposées sur son versant sud sont de type bas-, mi- et haut-tellien.

Sur son flanc septentrional, l'anticlinorium des Bibans est très probablement surmonté par les unités mi-telliennes de l'Atlas de Tablat (Pl. h.t. II, coupe I). Ceci est indiqué par les pendages vers le Nord généralisés des couches, et par les résultats du sondage pétrolier Bsk 1 (M. Kieken, 1974, 1975). Ces données interdisent en effet de superposer l'unité des Bibans aux unités de l'Atlas de Tablat, tel que l'a proposé J.M. Vila (1980).

En conclusion, on peut assurer que l'unité des Bibans s'intercale entre les unités mi-telliennes au Nord et l'autochtone relatif de l'Ouarsenis ou certaines unités bas-telliennes au Sud.

c) Structure des massifs à l'Ouest de la Grande Kabylie (Atlas de Tablat et de Blida, Bou Maad, Dahra, massifs d'Oran).

Architecture des massifs. Sur la coupe I (Pl. h.t. II) la structure de l'Atlas de Blida visible (J. Blès, 1971) a été prolongée vers l'Est, sous les structures visibles de l'Atlas de Tablat (Y. Hervouët, 1974). L'image ainsi obtenue pour ce massif est la suivante :

- l'unité inférieure du massif, probablement de type mi-tellien, forme un anticlinorium à plissements internes déversés soit au Nord, soit au Sud;

- cet anticlinorium est surmonté par un certain nombre de lames tectoniques appartenant aux unités haut- et mi-telliennes, qui ont été plissées avant et après leur chevauchement (Y. Hervouët, 1974).

L'édifice des unités telliennes est couronné par les nappes des flyschs (massylien, maurétanien et numidien).

Au Bou Maad (Pl. h.t. II, coupe L), une seule unité décollée à faciès mi-telliens recouvre l'unité d'apparence enracinée. La signification du contact mécanique entre ces deux séries complémentaires, l'ampleur du déplacement de l'unité supérieure restent problématiques.

On peut se faire une idée de la structure de la bordure méridionale des unités apparemment enracinées sur cette même transversale, où on voit apparaître (Pl. h.t. I), dans la plaine du Chélif, des massifs à éléments de socle et à formations jurassiques (Dj. Temoulga, Rouina, Doui, Zaccar). Le Jurassique du massif du Zaccar, près de Miliana, est en contact avec le Crétacé du Bou Maad. Ce contact, faillé et écaillé, aurait probablement été, à l'origine, de nature stratigraphique (C. Lepvrier, 1978, fig. 8 et p. 134). La structure de ce massif pourrait donc correspondre à un front de nappe de charriage, affecté, après sa mise en place, par la néotectonique. Ce charriage correspondrait à la superposition tectonique des massifs schistosés à l'unité des Bibans, au « complexe A » et aux « unités albo-cénomaniennes ».

La structure du massif schistosé d'Oran est également celle d'un anticlinorium (Pl. h.t. II, coupe P; B. Fenet, 1975), mais qui est affecté par des écaillages et par une distension post-nappe.

Phases tectoniques plicatives, schistosité et épimétamorphisme. Les unités enracinées, les unités à affinités rifaines et certaines lames d'unités telliennes dans l'Atlas de Tablat sont affectées par deux ou trois phases plicatives anté-nappes. Les deux premières phases ont engendré des schistosités ainsi qu'un épimétamorphisme. La figure 2 donne un aperçu des styles et de l'orientation des déformations observées dans les différents secteurs d'Algérie occidentale. Ces données, très fragmentaires encore, permettent de noter que :

- la schistosité de la première phase est, dans tous les secteurs, une schistosité de flux; les axes des plis correspondants sont sensiblement E-W; le déversement des structures, à toutes les échelles, se fait vers le Sud;
- la deuxième schistosité, de fracture ou de « strain-slip », est moins intense et moins homogène. Les déversements se font vers le secteur NE à E;
- une troisième phase anté-nappe, de plissement seulement, a été signalée par J. Blès (1971).

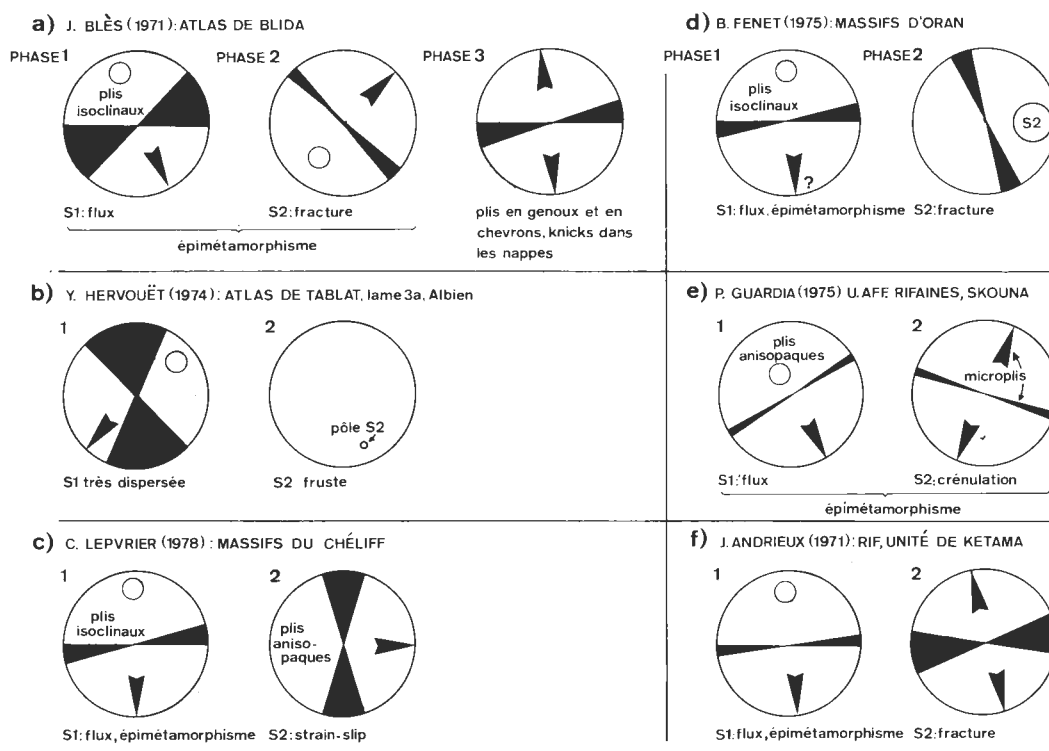
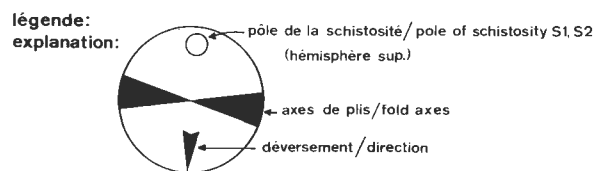


Fig. 2. – Phases plicatives à schistosité dans le Tell externe à l'Ouest de la Grande Kabylie (a-e), et dans l'unité de Ketama dans le Rif central (f); orientation et style de déformation.

Fig. 2. – Direction of movement and tectonic elements of the main orogenic phases; the figure shows fold axes and schistosity in the external units to the West of the "Grande Kabylie" (a-e), and in the Ketama-Unit of the central Rif chain (f).



La première schistosité est considérée comme antérieure au Sénonien par Y. Hervouët (1974) et C. Lepvrier (1978), alors que J. Blès (1971) la place après l'Eocène inférieur. Le problème de son âge est cependant particulièrement épineux en Algérie occidentale, puis dans le Rif, où J. Andrieux (1971) et D. Leblanc (1975/1979) ont daté une première schistosité de la limite Miocène inférieur/Miocène moyen (p. 219).

d) Structure du massif des Babors.

Architecture. — Le massif des Babors, entre la Grande et la Petite Kabylie (M. Leikine, 1971, 1974; D. Obert, 1981 a) est essentiellement formé par trois unités enracinées ou décollées en profondeur, ainsi que par des lambeaux d'unités de décollement. Les unités d'apparence enracinée sont, du Nord vers le Sud, et structuralement du haut vers le bas, l'unité de Barbacha-Brek (haut-tellien), l'unité de Draa El Arba-Erraguène (mi-tellien), et les unités du Dj. Babor et de Beni Ourtilane (bas-tellien). Le Sénonien décollé de ces unités fait partie de la nappe de Djemila (J.M. Vila, 1980).

Les séries sédimentaires impliquées dans ces trois unités vont du Trias à l'Eocène moyen. Les couches replissées sont tronquées par des cisaillements plats à la base des unités (D. Obert, 1981 a, fig. 269). Des « mélanges à matériel triasique » (évaaporites et pélites, surtout) soulignent, ou se trouvent injectés dans les contacts anormaux et les failles. Les plans de chevauchement sont déformés par des ondulations à grand rayon de courbure et par des rétroécaillements à vergence nord.

Au Nord, la nappe de Barbacha-Brek disparaît sous la Méditerranée sans que l'on puisse préciser s'il s'agit de l'unité tellienne s. str. la plus élevée ou non. A l'Ouest et à l'Est, les unités telliennes sont surmontées par les nappes des flyschs et le socle kabyle. L'unité du Dj. Babor chevauche légèrement vers le Sud la partie septentrionale de la nappe de Djemila (Pl. h.t. II, coupe G).

L'édifice des Babors est traversé par un grand nombre de décrochements senestres (M. Leikine, 1971; D. Obert, 1981 a, fig. 270), orientés le plus souvent SW-NE, SE-NW ou E-W. Ces décrochements auraient joué à partir du Jurassique moyen et, au moins, jusqu'au Miocène moyen post-nappe qu'ils affectent (fig. 3).

Plissements, schistosité et métamorphisme. Les unités telliennes des Babors sont caractérisées par une tectonique polyphasée dont les étapes s'échelonnent du Jurassique au Néogène. Les plissements ont été étudiés

par D. Obert (1981 a, p. 481-483) par niveau tectonique.

Le niveau jurassique est déformé par deux générations de plis :

- des « plis transverses, N-S, précoces, ondulations plus que plis véritables »;
- des plis en chevrons, souvent aigus, formés initialement par flexion, antérieurs au Néocomien. Ces plis ont ensuite évolué par aplatissement. Certains plis seraient couchés et déversés vers le Nord. A la fin du Crétacé inférieur, l'état de plissement des terrains jurassiques est tel, que le système est bloqué.

Les niveaux « éocénocrétacés » (schistes barrémo-aptiens) sont déformés par trois systèmes de plis :

- le premier est de type isoclinal. Ses directions axiales oscillent autour de E-W. Il est accompagné d'une schistosité de flux et d'un métamorphisme anchi- ou épizonal (quartz, albite, chlorite, illite ou séricite). Ces structures et ce métamorphisme datent de la phase « albienne » (p. 274);
- les directions axiales du second système (post-albien) sont variables : NW-SE à SW-NE;
- le troisième système présente des axes d'orientation moyenne N-S (NNW-SSE à SSW-NNE).

Les plis des deux derniers systèmes se seraient formés par flexion et/ou localement par aplatissement. Il apparaît, dans ce dernier cas, une schistosité de fracture.

Dans les niveaux « néocénocrétacés » (Crétacé supérieur) on ne retrouve plus que les deux derniers systèmes de plis, mais leurs directions axiales sont variables d'une unité à l'autre, et différentes des directions dans les niveaux éocénocrétacés. Ceci indiquerait, d'après D. Obert, le début de la différenciation des unités dès le Crétacé supérieur. L'âge de ces deux phases serait respectivement Sénonien inférieur et Sénonien supérieur. Elles seraient suivies, à la fin du Crétacé, d'un épisode anchimétamorphique.

Le Miocène post-nappe (zones N 6 à N 8) qui scelle, à Lalla Kouba, le contact entre l'unité haut-tellienne du Brek et l'unité mi-tellienne d'Erraguène, a été plissé en cours de dépôt.

L'histoire structurale du massif des Babors apparaît plus complexe que celle des autres régions telliennes. On peut expliquer ce fait non seulement par la minutie des études de D. Obert (1981 a), mais également par la situation particulière de ce secteur près de la jonction entre la plaque africaine, la plaque ibérique et la plaque d'Alboran (fig. 19).

3. Le « socle » antétriasique du Tell.

Des témoins de socle sont connus, dans le Tell, essentiellement sous la forme de blocs et de galets

inclus dans les « complexes à matériel triasique » (p. 210). Les éléments cités sont (p. ex. M. Mattauer, 1958, p. 53, 58) : gneiss, micaschistes, cipolins, granites, puis (D. Obert, 1981 a, fig. 267) des schistes à amphibole, tourmaline et mica, ainsi que des amphibolites.

Des affleurements plus étendus à séries antétriasiques se trouvent dans trois secteurs :

- dans le massif d'Oran (B. Fenet, 1975), avec une formation détritique à plantes du Carbonifère et du Permien ;

- dans le massif du Littre et du Zaccar (Pl. h.t. I ; M. Mattauer, 1958), avec des schistes épinémetamorphiques et des laves ;

- au Dj. Edough qui correspond pour J.M. Vila (1980) au socle cristallin du domaine ultra-tellien. Ce socle comporte (J. Hilly, 1957) des gneiss, des micaschistes, des « schistes satinés », puis des calcaires et des dolomies métamorphiques et des roches basiques variées (amphibolites, pyroxénolites, grenatites, épidotites, etc.). Les gneiss occupent la zone centrale du massif, où ils dessinent un anticlinal dont l'axe est orienté SW-NE. Ce sont des gneiss crillés ou finement feuilletés, à nombreux filons de pegmatite, d'aplite ou de microgranite. Le passage aux micaschistes situés en bordure du massif est progressif. Les termes les moins métamorphiques de la série cristallophyllienne affleurent vers l'extrémité occidentale de l'Edough. Les calcaires et les dolomies métamorphiques forment des amas ou des couches au sein des gneiss. Les roches basiques sont souvent localisées dans la partie supérieure des gneiss. Les séries cristallophylliennes de l'Edough correspondent à un ensemble polymétamorphique ancien. Un léger métamorphisme alpin l'affecte également, ainsi que sa couverture sédimentaire de type ultra-tellien.

E. Organisation structurale du Rif externe.

1. Traits généraux.

Sur la transversale centrale de la chaîne rifaine, le Rif externe est constitué (G. Suter, 1980 a, b) par trois types d'unités qui peuvent être enracinées (ou décollées en profondeur), et par des unités de décollement et de glissement, issues des mêmes zones que les unités d'apparence enracinée. Les unités enracinées sont, du Nord vers le Sud : l'unité intrarifaine de *Ketama-Tanger* ou l'*Intrarif*, les unités mésorifaines ou le *Mésorif*, et les unités prérifaines ou le *Prérif*. Les unités décollées sont (voir définitions ci-dessous) : les nappes rifaines supérieures à affinités intrarifaines, les nappes rifaines inférieures à affinités mésori-

faines et les nappes du type de la nappe d'Ouezzane. L'accident du Nekor constitue un phénomène majeur, dans le Rif oriental (p. 220).

2. Unité intrarifaine de Ketama-Tanger.

Dans la partie orientale du Rif, l'unité de Ketama (J. Andrieux, 1971) se compose de deux ensembles structuraux bien distincts (Pl. h.t. II, coupe U ; D. Leblanc et R. Wernli, 1980 ; W. Wildi, 1981 ; A. Gübeli, 1982) :

- l'unité méridionale de Ketama, à structure anticlinale relativement simple. Elle comporte des séries sédimentaires allant du Trias à l'Albien supérieur ; les séries détritiques du Jurassique moyen à supérieur sont développées dans leur faciès distal et abyssal (zone de faciès 4 de W. Wildi, 1981) ;

- l'unité septentrionale de Ketama qui chevauche l'unité méridionale (Pl. h.t. II, coupe U). On y reconnaît de grands plis couchés vers le Sud qui impliquent une partie du Néocomien pélique et les alternances de bancs quartzitiques de l'Albo-Aptien ». La couverture du Crétacé supérieur est limitée à la bordure septentrionale de cette unité, où elle est surmontée par le flysch massylien du J. Chouamat.

L'unité de Ketama (J. Andrieux, 1971, 1973) est affectée par une double schistosité et un épinémetamorphisme lié à la première schistosité (p. 219).

On désigne par unité de Tanger (J. Didon *et al.*, 1973 ; P. Lespinnasse, 1975) les formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire qui recouvrent l'« Albo-Aptien » de l'unité de Ketama à l'Ouest et au NW. Une disharmonie ou un décollement de faible amplitude peut néanmoins séparer les deux unités.

Dans le Rif septentrional J. Didon *et al.* (1973) puis P. Lespinnasse (1975) distinguent une unité de Tanger « interne » ou « orientale » d'une unité de Tanger « externe » ou « occidentale » (Pl. h.t. I ; fig. 16, col. 130 et 131).

L'unité du Loukkos (fig. 16, col. 134, 135) est considérée comme une zone d'écaillles frontales de l'unité de Ketama-Tanger à sa bordure occidentale (Pl. h.t. II, coupe W ; P. Lespinnasse, 1975).

3. Unités mésorifaines ou Mésorif.

Les séries mésorifaines comportent dans leur définition primitive (J. Marçais et G. Suter *in* M. Durand Delga *et al.*, 1962) un Miocène inférieur qui peut reposer en discordance sur n'importe quel terme stratigraphique antérieur. Là où nous les avons observées, ces séries sont en outre caractérisées par un Ferrysch jurassique sous le faciès 3 b de W. Wildi (1981), à séquences épaisses de grès.

Les deux critères possibles de définition proposées ci-dessus ne sont cependant pas satisfaisants : - le premier critère repose sur des données qui tiennent plus à la tectogenèse au cours du Miocène qu'à des faciès sédimentaires antéorogéniques; il désigne donc un domaine structural qui ne doit pas être confondu avec un domaine paléogéographique du Mésozoïque; - le deuxième critère repose sur un modèle sédimentologique et paléogéographique d'un cône sous-marin profond, dont les zones d'isofaciès sont obliques sur celles des domaines paléogéographiques antérieurs et postérieurs.

En l'absence d'une solution plus satisfaisante on a néanmoins retenu (Pl. h.t. I) la cartographie proposée par G. Suter (1980 a, b).

La structure du Mésorif et ses relations avec les unités voisines sont variables suivant les transversales considérées :

- sur la transversale d'Ouezzane (Pl. h.t. II, coupe W) il s'agit d'un anticlinorium écaillé et faillé, surmonté au NE par les écaillures de l'unité intrarifaine du Loukkos. Vers le SW, le Mésorif passerait sans limite tectonique majeure au Prérif interne (G. Suter, 1980 b);

- sur la transversale du Tifelouest (Pl. h.t. I), une zone interne (septentrionale) du Mésorif se superpose à la prolongation orientale du Mésorif externe d'Ouezzane;

- pour D. Leblanc (1979), les unités mésorifaines de la transversale de Taïnesta sont largement charriées sur le Prérif (Pl. h.t. II, coupe U). Elles se confondraient ainsi avec les nappes rifaines inférieures de Taïnesta et de Bou Haddoud;

- dans le Rif oriental (Pl. h.t. II, coupe T) le Mésorif serait réduit à une zone étroite, replissée et limitée par des contacts raides entre l'accident du Nekor au Nord et l'avant-pays rifain au Sud. L'absence de description détaillée laisse cependant subsister quelques doutes quant à la géométrie et à l'attribution de cette zone.

4. Unités prérifaines ou Prérif.

Les séries prérifaines sont définies (J. Marçais et G. Suter in M. Durand Delga et al., 1962) par leurs faciès marneux qui prédominent dès le Crétacé inférieur. Du point de vue structural on distingue, dans le Prérif, deux zones différentes :

- le *Prérif interne* au Nord est constitué par des écaillures d'apparence enracinée sous le Mésorif, et dont les séries sédimentaires visibles débutent au Trias ou au Lias. On attribue en outre à cette zone des unités décollées à matériel tertiaire (nappe du J. En Nehir), et la nappe de Msila, à affinités avec la nappe rifaine

inférieure de Bou Haddoud (D. Leblanc, 1975/1979; W. Wildi, 1981). C'est dans le Prérif interne que j'ai démontré (1981) la présence de faciès de talus continental au Jurassique moyen et supérieur;

- le *Prérif externe* au Sud (Pl. h.t. II, coupes V, W) fait partie de l'avant-fosse méridionale du Rif (p. 222). Ses affleurements sont essentiellement formés par une nappe d'écoulement à structure chaotique, le « complexe prérifain » ou la « nappe prérifaine » des auteurs. Cette nappe s'est mise en place à partir de la fin du Miocène moyen (p. 287; D. Leblanc, 1975/1979). Elle contient dans une matrice marneuse des évaporites et d'autres éléments triasiques, puis des éléments de tout âge provenant du Rif externe. D. Leblanc (1975/1979) y a également mis en évidence des galets de calcaires à chypéines, tels qu'on les connaît dans l'avant-pays du Terni-Masgout (Y. Ennadifi, 1974).

Pour certains (G. Suter, 1965, 1980 a, b; D. Leblanc, 1975/1979) le soubassement mésozoïque et tertiaire du complexe prérifain est plissé et écaillé, avec des plans de chevauchement à pendages NE (Pl. h.t. II, coupes U, V, W). J.-C. Vidal (1971) et D. Frizon de Lamotte (1981) en revanche ont dessiné le Prérif comme un bassin sédimentaire simple, qui a reçu, au Miocène moyen et supérieur, les nappes de glissement et les olistostromes provenant du Nord du Mésorif. Ceci serait également valable pour le Prérif interne. Des forages pétroliers au Nord de Taza (Bur. Rech. Pétrolières et Minières, Rabat, inédit) confirment cependant l'existence des écaillages profonds proposés par D. Leblanc (1975/1979). Cette conception s'accorde avec la répartition des faciès sédimentaires du Jurassique et du Crétacé (p. 262; W. Wildi, 1981).

Notons enfin que des olistostromes n'ont pas seulement été reconnus dans le Prérif externe, mais également dans le Prérif interne, dans le Mésorif (D. Leblanc, *op. cit.*) et sur le dos de l'unité intrarifaine du Loukkos (P. Lespinasse, 1975).

5. Nappes rifaines supérieures à affinités intrarifaines.

J'attribue aux nappes rifaines supérieures (fig. 16, col. 138 à 141) les séries superposées à l'unité de Ketama dans le Rif oriental, et les unités allochtones dont les séries détritiques jurassiques montrent des affinités avec le Jurassique de l'unité de Ketama. Ce sont les nappes rifaines étudiées par J. Andrieux (1971) dans le massif de Tifelouest, les unités élevées du massif des Senhadja (unités « supra-Ketama » de G. Suter, 1980 a, b) et la nappe d'Aknoul. Cette dernière est considérée comme couverture stratigraphique

que décollée de l'unité de Ketama dans son secteur oriental (D. Leblanc, 1975/1979).

Les nappes rifaines supérieures à affinités intrarifaines peuvent reposer sur l'unité de Ketama-Tanger, sur les nappes rifaines inférieures, les unités mésorifaines ou les unités du Prérif interne. Leur structure interne est simple et se caractérise dans la nappe d'Aknoul par des plissements souples à grand rayon de courbure (D. Leblanc, 1975/1979, fig. 39). D'autres unités sont affectées par une schistosité anté-nappe.

6. *Nappes rifaines inférieures à affinités mésorifaines.*

On assemble sous cette dénomination la nappe de Bou Haddoud (fig. 16, col. 142 à 144) et la klippe de Taineste, dans la partie orientale du Rif (Pl. h.t. II, coupe U).

Définie d'abord comme nappe « autonome » (voir D. Leblanc, 1975/1979 pour la description), la nappe de Bou Haddoud est actuellement considérée comme une partie intégrante du Mésorif (D. Leblanc, 1979, 1980). Sur les planches h.t. I et II (coupes T-W) on a cependant conservé la distinction entre les éléments d'apparence enracinée (Mésorif) et la nappe de Bou Haddoud, décollée et flottante. La structure interne de cette nappe est simple, caractérisée par des plissements à grand rayon de courbure et un rabotage basal des séries.

7. *Nappes rifaines du type de la nappe d'Ouezzane.*

On assemble ici sous cette dénomination la nappe d'Ouezzane s. str. (L. Hottinger et G. Suter, 1962), la nappe du Hahb (G. Suter et G.G. Fiechter, 1966) ainsi que les unités des Tsoul (D. Leblanc, 1975/1979). Ce sont des nappes de décollement et de glissement, dont les séries peuvent comprendre (fig. 29) des formations allant du Crétacé supérieur ou de l'Éocène jusqu'à la limite Miocène moyen-supérieur.

Dans le Rif oriental, la nappe des Tsoul repose par un contact plat sur le Prérif externe. Plus à l'Ouest (Pl. h.t. I; G. Suter, 1980 b), la nappe d'Ouezzane peut être superposée au Prérif interne et, dans le pays du Hahb, arriver en contact avec l'unité de Tanger. C'est de cette unité qu'elle se serait décollée au cours du Miocène pour G. Suter (1980 a, b). D. Leblanc (1975/1979) conteste ce type d'interprétation dans le Rif oriental, et il place l'unité des Tsoul structurellement sous le Mésorif.

La structure interne des unités du type de la nappe d'Ouezzane est caractérisée par des plissements sou-

ples et des écaillages. Les séries déformées peuvent être rabotées à leur base (D. Leblanc, 1975/1979, fig. 24).

8. *Plissements, schistosité et épimétamorphisme dans le Rif externe.*

J. Andrieux (1971) a mis en évidence, dans les unités septentrionales du Rif externe, deux phases de plissement synschisteuses (fig. 2 f) :

— la première phase est responsable, dans l'unité intrarifaine de Ketama, de plis à tendance isoclinale, de taille variable (« millimétrique à kilométrique »; J. Andrieux, 1971, p. 85), déversés vers le SSE, et notamment des grands plis couchés dans la partie septentrionale de l'unité. Cette phase a engendré une schistosité de flux qui montre, quand elle n'a pas été déformée plus tard, des pendages de 30 à 40° vers le Nord. Dans une zone étroite, orientée SW-NE, le métamorphisme synschisteux atteint le faciès des schistes verts (J. Andrieux, 1973).

Des déformations dues à cette première phase se trouvent également dans les nappes rifaines supérieures et dans les unités mésorifaines. Dans ces dernières, la schistosité affecte les formations du Miocène inférieur, mais non celles du Miocène moyen (J. Andrieux, 1971; D. Leblanc, 1975/1979). Pour J. Andrieux, l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger se serait superposée au Mésorif pendant cette première phase miocène (voir aussi p. 284) :

— la deuxième phase de plissement se marque essentiellement dans le secteur méridional de l'unité de Ketama et dans le Mésorif septentrional, mais elle n'aurait eu que peu d'effets dans les nappes rifaines supérieures et dans la partie septentrionale de Ketama. Les plis (en chevrons et plis anisopaques) et la schistosité de fracture sont variables et à double déversement, vers le secteur nord et vers le secteur sud. Des rétrocharriages sont visibles le long du contact entre l'unité de Ketama et le Mésorif du Tiflouest. Cette deuxième phase de plissement à schistosité localisée est corrélée, de façon incertaine, avec la phase majeure qui affecte le Prérif à la fin du Miocène moyen et au début du Miocène supérieur (p. 287; D. Leblanc, 1975/1979). Pour J. Andrieux (1971) l'expulsion des nappes rifaines supérieures ne s'est faite qu'après cette deuxième phase, hypothèse qui est cependant contestable (p. 286).

Les déformations postérieures aux deux phases de schistosité sont de type cassant et leurs effets sont peu importants pour l'architecture de la chaîne.

9. *Éléments de « socle » antétriasique dans le Rif externe.*

C'est à la base du lambeau de Taïnest de la nappe rifaine inférieure que l'on connaît le témoin le plus volumineux de socle dans le Rif externe (Pl. h.t. II, coupe U). Il s'agit du « granite de Taïnest », qui correspond en fait à tout un cortège de roches magmatiques et même à des péridotites (D. Leblanc, 1975/1979). Plus à l'Est, entre l'Oued Nekor et la plaine du Kert, J. Marçais et G. Suter (1966) ont signalé à la base de cette même nappe des schistes noirs à *Annularia* (faciès « Culm ») et des conglomérats à faciès verrucano.

Au sein des pélites et évaporites triasiques de la base des nappes rifaines supérieures ainsi que dans le complexe chaotique de l'Oued Nekor ont été décrits (J. Andrieux, 1971; P. Boivin *et al.*, 1975; D. Leblanc, 1975/1979) : gneiss ocellés et granites, schistes métamorphiques à faciès de schistes verts et « granulites » (?), schistes micacés et grès grossiers (Paléozoïque ?), conglomérats et pélites pourpres (Permien ?), et des microconglomérats métamorphiques. Tous ces éléments peuvent provenir d'un socle de type continental avec une couverture sédimentaire d'âge paléozoïque.

F. Accidents coulissants de la chaîne tello-rifaine.

Les accidents coulissants ont certainement eu un rôle capital dans la construction de la chaîne tello-rifaine. La mise en évidence de leur existence, et plus encore l'estimation de leur rejet sont néanmoins difficiles. L'inventaire des décrochements (fig. 3) a conduit D. Obert (1981 a) à proposer un modèle avec un jeu principalement senestre, dû au coulisage de la plaque d'Alboran par rapport à l'Afrique. On a retenu dans la reconstitution palinspastique (p. 258) les accidents suivants (fig. 3) :

1. Les accidents sud-africains qui seraient, dans l'hypothèse de J.C. Faugères (1978, 1981), des accidents de socle, responsables de la genèse des rides prérifaines (p. 225). Dans les reconstitutions palinspastiques (fig. 18 à 30) on leur attribue un rôle important comme accidents coulissants senestres entre le domaine des rides prérifaines d'une part et la Meseta et le Moyen Atlas d'autre part.

2. L'accident de Jebha (ou de Jebha-Chrafate; Ph. Olivier, 1978, 1982), à la marge méridionale du domaine interne rifain. C'est le long de cet accident et

d'autres accidents du même type que le bloc bético-rifain de la plaque d'Alboran aurait glissé vers l'WSW au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Sur le terrain, l'accident de Jebha correspond à un chevauchement des unités du domaine interne sur la nappe du J. Tisirène. Sa nature décrochante primitive peut être déduite indirectement à partir des faits suivants (Ph. Olivier, 1982, p. 99) :

- a) « les directions structurales et microstructurales subissent une rotation sur une faible largeur à proximité de la limite zones internes - zones externes, de Chrafate à Jebha »;
- b) « on observe la réduction et l'étirement de la Dorsale calcaire dont il ne subsiste que des lambeaux en forme de « mégaboudins »;
- c) « les Sebtides arrivent localement au contact direct des flyschs »;
- d) « la répartition en plan des nappes des flyschs est différente de part et d'autre de la ligne Jebha-Chrafate et de son prolongement occidental ».

Les unités du domaine externe ne sont que peu affectées par l'accident. Pour Ph. Olivier (1982) on trouverait en revanche la suite de sa trace vers l'Ouest dans les levers magnétiques (A. Demnati, 1972) et gravimétriques (J.W.H. Van den Bosch, 1974). En Méditerranée, la trace de l'accident correspondrait à la bordure NW du seuil d'Alboran.

On verra (p. 267) que des arguments en faveur d'un accident coulissant de plusieurs centaines de kilomètres peuvent être déduits à partir des données stratigraphiques dans la reconstitution palinspastique de l'extrémité occidentale de la Téthys.

3. L'accident du Nekor, dans le Rif oriental, est rectiligne et d'orientation NE-SW sur environ 40 km. Il se manifeste par une bande large de 2-3 km, à structure chaotique, et qui est constituée en grande partie par du gypse (triasique) et des éléments divers de taille variable (jusqu'à plusieurs centaines de m³; D. Leblanc, 1980, p. 272) : granites, gneiss, schistes et calcaires paléozoïques, conglomérats à faciès « verrucano », ophites et dolomies « triasiques », calcaires liasiques, grès du Jurassique supérieur, marno-calcaires et pélites crétacés, marnes et calcschistes miocènes.

Dans ce secteur, l'accident du Nekor sépare l'unité intrarifaine de Ketama et le massif mésorifain de l'Adrar Aznaï. En le suivant vers l'Ouest, il paraît se scinder en deux accidents distincts, dont le plus important se marque par une anomalie de conductivité électrique jusqu'à Taounate, puis, en prenant une direction ESE-WNW, jusqu'à la plaine du Rharrb (discussion in D. Leblanc, 1980). Sa position structurale serait alors plus externe que dans l'Oued Nekor.

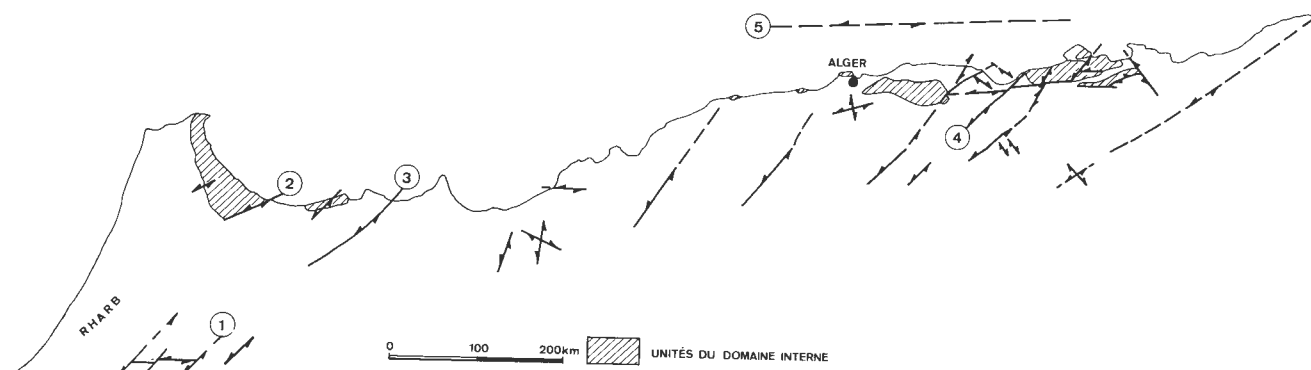


Fig. 3. — Les accidents coulissants de la chaîne tello-rifaine d'après D. Obert (1981 a, fig. 282) modifié. Le jeu des failles décrochantes est symbolisé par des demi-flèches; il est le plus souvent senestre. Dans nos reconstitutions palinspastiques (fig. 18-30) nous avons tenu compte des accidents 1-5 ci-dessous.

Fig. 3. — *Strike-slip faults in the Tell and Rif mountain belt; modified after D. Obert (1981a, fig. 282). Most faults indicate a sinistral movement (half-arrows). The main faults 1-5 are;*

1 : accidents sud-rifains (J.C. Faugères, 1978, 1981) — 2 : accident de Jebha, Burdigalien-Tortonien ? (Ph. Olivier, 1978, 1982) — 3 : accident du Nekor, Burdigalien-Tortonien ? (D. Leblanc, 1980) — 4 : accidents des Babors (n° 13 et n° 14 de D. Obert, 1981a) — 5 : accidents coulissants entre le bloc kabyle et le continent africain, Jurassique-Eocène (strike-slip faults between the Kabylie (Alboran-bloc) and the African continent, Jurassic to Eocene).

Le prolongement de l'accident vers le NE se marque par une anomalie magnétique profonde (A. Demnati, 1972) et une anomalie de la conductivité électrique que l'on suit en Méditerranée sur une distance de 300 km (D. Leblanc, 1980, d'après : LEGSP-DMGM, 1977; E. Le Borgne et J.L. Le Mouél, 1977).

Le jeu décrochant senestre de l'accident du Nekor est estimé par D. Leblanc à 50 km environ, du fait du décalage des zones de même intensité de métamorphisme (J. Andrieux, 1973). L'existence d'autres accidents coulissants, et dont le rejet serait au moins aussi important que celui de l'accident du Nekor, est proposée dans le Rif oriental au sein du massif des Tamsaman et au Sud de celui-ci par D. Frizon de Lamotte et M. Leikine (1982).

L'interprétation du complexe chaotique de la vallée du Nekor est controversée :

- racine des nappes rifaines et plan de chevauchement (J. Marçais et G. Suter, 1952; D. Leblanc, 1975/1979);
- synclinal du « complexe pré-rifain », d'âge tortonien (D. Frizon de Lamotte, 1981);
- complexe diapirique tardif, ramenant à la surface des éléments provenant d'un soubassement de type pré-rifain (D. Leblanc, 1980).

A l'heure actuelle, les descriptions de terrain ne permettent pas de trancher objectivement.

4. Les accidents des Babors : dans les Babors, M. Leikine (1971) et D. Obert (1981 a, fig. 270) ont

distingué des décrochements visibles, affectant les structures alpines et des « décrochements profonds » peu apparents qui se manifestent dans la couverture par des « décrochements souples », c'est-à-dire des torsions des structures. Ces accidents peuvent être longitudinaux (E-W) ou transversaux (SW-NE et NW-SE). Leur jeu aurait commencé au cours du Jurassique; il se serait poursuivi jusqu'au Tertiaire au moins.

Dans les reconstitutions paléogéographiques (p. 259) on a fait appel à un accident d'orientation SW-NE, qui passerait par les unités du domaine externe des Babors et qui limiterait à l'Ouest la plate-forme de l'unité néritique constantinoise et des unités sud-sétifiennes. Dans les domaines du Tell externe, il séparerait une zone à sédimentation épaisse à l'Ouest d'une zone à sédimentation plus modérée à l'Est. Des conglomérats et des discordances apparaissent souvent le long de sa trace hypothétique. Même si on ne peut apporter la preuve quant à la nature décrochante de cet accident, sa corrélation avec les accidents transversaux visibles de D. Obert (1981 a) paraît plausible.

5. Accidents coulissants entre le bloc kabyle et le continent africain : ce sont des équivalents orientaux de l'accident de Jebha dans le Rif, et des décrochements séparant le domaine des flyschs des zones externes tello-rifaines. Leur existence est cependant hypothétique puisque les charriages des flyschs et du bloc interne sur les unités du domaine externe en

cachent les traces éventuelles. L'existence d'autres accidents de même orientation peut être envisagée au sein du domaine externe.

G. Avant-fosses méridionales : sillon sud-tellien et Prérif.

L'expression « avant-fosses » est traditionnellement utilisée en Afrique du Nord pour désigner les bassins sédimentaires qui ont reçu, au cours du Miocène, les nappes de glissement et les klippes sédimentaires d'origine septentrionale. L'âge, la genèse et la structure de ces avant-fosses sont cependant variables suivant la transversale considérée et suivant les auteurs.

Dans le sillon nord-tunisien (Pl. h.t. I; fig. 28, coupe 1) la sédimentation peut être plus ou moins continue de l'Oligocène au Tortonien basal (H. Rouvier, 1977, fig. 39, p. 253) : « si l'on excepte la zone faiblement subsidente sur l'emplacement de la « zone des écailles », les autres domaines possèdent un Miocène d'épaisseur modérée. Il n'est donc pas possible de parler d'avant-fosse vers laquelle les nappes se seraient déplacées. En réalité, l'arrivée de ces dernières a été précédée d'une émergence qui s'est effectuée au Tortonien ».

En Algérie orientale, à l'Est de la transversale de Sétif, la situation est semblable à celle observée en Tunisie (J.M. Vila, 1980, p. 299-306). L'Oligocène et le Miocène inférieur y seraient même souvent absents (?).

L'avant-fosse sud-tellienne (ou sillon sud-tellien; Pl. h.t. I) s'étend de la transversale du Hodna jusqu'aux confins algéro-marocains. Sur la transversale du Hodna (fig. 28, coupe k; R. Guiraud, 1973), sur le flanc sud de l'Ouarsenis (J. Delteil, 1974), dans l'avant-pays de l'Algérie occidentale (B. Fenet, 1975; P. Guardia, 1975) et dans l'avant-pays rifain (G. Suter, 1980 a) la transgression marine se fait à partir de la fin du Miocène inférieur et au Miocène moyen. Elle s'explique par le rétrécissement et une certaine migration vers le Sud de la mer oligo-miocène du bassin tellien, avant et pendant la progression des nappes. La mer se retire de ce secteur à partir du Tortonien.

Les séries du sillon sud-tellien admettent vers le haut des klippes sédimentaires de toute taille et des nappes de glissement issues du domaine tellien; on parle alors de « Miocène synchro-nappe » (Pl. h.t. I). L'âge de ce complexe tectono-sédimentaire est fortement controversé : sur la transversale du Hodna les nappes de glissement seraient arrivées dans le sillon-

sud-tellien dès le Langhien (R. Guiraud, 1973), soit exclusivement au Tortonien (J.M. Vila, 1980). En Algérie occidentale, de l'Ouarsenis aux Traras, les âges d'arrivée des nappes s'étagent de la zone N 8 (Langhien inférieur) à la zone N 14 (Serravallien supérieur; P. Guardia, 1975, fig. 96).

En Algérie centrale, de la chaîne des Bibans à l'Ouarsenis occidental (Pl. h.t. II, coupes I, K), le Miocène sud-tellien anté- et synorogénique n'a été déformé que très peu pendant et après la mise en place des nappes. Des rejeux importants sont par contre signalés dans les Traras (P. Guardia, 1975).

Dans le Prérif externe oriental (D. Leblanc, 1975/1979) la formation du complexe tectono-sédimentaire prérifain est daté du Serravallien supérieur au Tortonien inférieur. Dans le bassin subsident du Rharb et dans l'Atlantique du Nord, l'écoulement de cette « nappe prérifaine » (G. Suter, 1965) s'est poursuivi au moins jusqu'au Pliocène (H. Feinberg, 1976).

Le complexe prérifain s'est créé, comme le Miocène synchro-nappe du sillon sud-tellien, pendant l'arrivée des nappes de glissement dans une mer rétrécie. Il existe cependant des arguments pour une compression contemporaine, entraînant des écaillages et des plissements au sein du substratum (p. 218).

H. Les avant-pays africains de la chaîne tello-rifaine.

1. Traits généraux.

La chaîne tello-rifaine est bordée, au Sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables, et la limite que l'on place entre l'édifice des nappes alpines et leurs avant-pays (fig. 1; Pl. h.t. I) est quelque peu arbitraire :

- les avant-pays « stables » et de comportement tectonique rigide (Hauts-Plateaux algéro-marocains et Meseta marocaine);
- les avant-pays autochtones plissés, à séries sédimentaires mésozoïques épaisses : Atlas tunisien, Atlas saharien, Monts du Hodna, de Bélezma et de l'Aurès, Moyen-Atlas marocain;
- les avant-pays parautochtones plissés et écaillés de type atlasique qui bordent l'Atlas tunisien au Nord (écailles du sillon nord-tunisien et unités de Sellaoua), qui se trouvent en avant des Hauts-Plateaux des confins algéro-marocains (Traras, Fillaoussène, Beni Snassène) ou qui émergent des terrains néogènes entre le Rif et le Moyen-Atlas (rides prérifaines);

- les avant-pays parautochtones à faciès rifains (Beni Bou Ifrou et Kebdana);
- les grandes unités rigides parautochtones, chevauchant l'avant-pays de l'Algérie orientale (unités sud-sétifiennes et unité néritique constantinoise);
- le massif de l'Ouarsenis, avec des séries à faciès mixtes, telliens et de « type africain », autochtone relatif au moins.

Les domaines des avant-pays sont orientés suivant la direction SW-NE. Cette direction a été respectée par la subsidence et la sédimentation au cours du Mésozoïque, et à peu d'exceptions près, par les plissements au cours du Tertiaire. Les phases de déformations se poursuivent, dans les avant-pays atlasiques, pendant tout le Mésozoïque et le Tertiaire, jusqu'au « Plio-Quaternaire »; ceci a notamment été démontré dans les domaines atlasiques marocains (compilation in A. Michard, 1976).

On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines qui suivent.

2. Unité néritique constantinoise.

Caractérisée par ses séries carbonatées épaisses du Mésozoïque, cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone (« autochtone néritique constantinoise », M. Durand Delga, 1969); elle chevauche, pour J.M. Vila (1980), les écaillures de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes (Pl. h.t. II, coupes E, F). Pendant les phases tectoniques alpines, l'unité s'est comportée de façon rigide, ses déformations se limitant à des cassures et à des plissements à grand rayon de courbure. Les plis de la première génération, d'axe SW-NE, se seraient formés, pour J.M. Vila (1980, p. 426-428), pendant la phase atlasique éocène.

3. Unités sud-sétifiennes.

Ces unités ont été décrites par J.M. Vila (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plate-forme qui admettent des intercalations pélagiques. Ceci est un caractère commun avec les unités péni-telliennes.

Les unités sud-sétifiennes (Pl. h.t. II, coupes F, G) apparaissent en fenêtre sous les nappes telliennes au Nord (Dj. Guergour, Dj. Annini), et en demi-fenêtre à l'Ouest, au contact avec le massif des Bibans (Pl. h.t. I). À l'Est elles s'intercalent entre l'unité néritique constantinoise et les écaillures atlasiques de Sellaoua. Leur style de déformation est comparable à celui des séries constantinoises, avec, cependant, des plis plus aigus.

4. Avant-pays plissés et écaillés du sillon nord-tunisien et des unités de Sellaoua.

Ces séries écaillées au Nord de l'Atlas tunisien (Pl. h.t. II, coupes A-E) sont caractérisées par les faciès bordiers du sillon atlasique, dont elles ne se distinguent que graduellement. Le saut de faciès entre les unités chevauchantes et l'Atlas autochtone serait cependant suffisant pour envisager des « raccourcissements considérables attribuables à des chevauchements de grande ampleur » (J.M. Vila, 1980, p. 396; voir aussi Pl. h.t. II, coupe E). Cette hypothèse est cependant en contradiction avec les configurations géométriques proposées par d'autres auteurs (Pl. h.t. II, coupes A, B; H. Rouvier, 1977), qui considèrent les raccourcissements au sein de cette zone comme peu importants.

Le style de plissement des unités de Sellaoua et du sillon nord-tunisien est analogue à celui de l'Atlas voisin. Les contacts de base des écaillures sont injectés par des évaporites. Les plissements dateraient de l'Eocène supérieur, les écaillures et les chevauchements se seraient formés au cours du Tortonien (J.M. Vila, 1980).

La limite méridionale du domaine écaillé (Pl. h.t. I) a été dessinée en suivant la limite méridionale des unités de Sellaoua en Algérie orientale (J.M. Vila, 1980), et la limite méridionale des écaillures indiquées par H. Rouvier (1977) en Tunisie.

5. Atlas tunisien.

L'Atlas tunisien, à la terminaison orientale des chaînes atlasiques, est constitué d'éléments structuraux divers, décrits par G. Castany (1951), P.F. Burollet (1956, 1967, 1973), A. Caire (1973), entre autres. La carte (Pl. h.t. I) ne concerne que le secteur tout à fait septentrional de la chaîne. Il s'agit d'une zone de vastes plis qui peuvent être injectés ou percés par des diapirs d'évaporites triasiques. Cette « zone des diapirs » est orientée SW-NE. Les diapirs auraient joué à partir du Barrémien et, de façon discontinue, jusqu'à l'actuel (V. Perthuisot, 1978).

6. Atlas saharien, Monts du Hodna et Aurès.

Le passage de l'Atlas tunisien à l'Atlas saharien se fait dans une zone étroite de la transversale de Biskra (Pl. h.t. I), où des phénomènes tectoniques d'ordres divers se superposent (R. Guiraud, 1973; J.M. Vila, 1980):

- les plissements atlasiques, orientés SW-NE, de style isopaque, seraient probablement d'âge principalement éocène moyen à supérieur (R. Guiraud, 1973);

— l'écaillage vers le Sud et le plissement des chaînes septentrionales du Hodna, du Bou Taleb et de Batna; les structures ainsi créées, d'orientation E-W, datent du Tortonien (J.M. Vila, 1980);

— les accidents décrochants senestres, NNE-SSW et E-W, sont probablement des coulissements anciens, mais qui ont continué à jouer jusqu'à l'actuel.

La limite choisie (Pl. h.t. I) entre l'Atlas saharien plissé et les Hauts-Plateaux « stables » suit, dans la région de Reibell, les suggestions de C. Caratini (1970). Elle est déterminée par le style de déformation et non par une limite de faciès.

L'Atlas saharien occidental a été décrit en détail par J.P. Bassoulet (1973).

7. Hauts-Plateaux.

Les Hauts-Plateaux (Pl. h.t. I) s'étendent de la transversale de Tiaret à l'Est jusqu'au massif du Terni-Masgout à l'Ouest. C'est une zone qui a connu, dès le Trias et pendant tout le Mésozoïque, une subsidence et des taux de sédimentation très variables suivant les secteurs (S. Elmi, 1978; C. Augier, 1967). Du Paléozoïque sédimentaire à intrusions granitiques et à roches volcaniques apparaît dans plusieurs boutonnières. Le style tectonique des Hauts-Plateaux est tabulaire, avec des bombements et des dépressions à grand rayon de courbure. Une zone d'accidents à jeu coulissant et vertical traverse le secteur central, entre Saïda et Tlemcen. Ces accidents, qui sont souvent accompagnés de montées de matériel évaporitique triasique, auraient deux directions préférentielles : WSW-ENE (tellienne) et SE-NW (D. Auclair et J. Biehler, 1967).

La limite septentrionale des Hauts-Plateaux, entre Tiaret et Tlemcen correspond à un effondrement et au recouvrement par les séries miocènes d'une marge, qui avait déjà joué en tant que telle au Jurassique (S. Elmi et M. Benest, 1978). Sur la transversale des Traras et des Beni Snassène, le promontoire des Hauts-Plateaux vers le Nord a été plissé et écaillé. Sa limite avec l'avant-pays rifain des Kebbana et des Beni Bou Ifrouer correspond à la limite sud de la schistosité de l'avant-pays rifain et à une limite de faciès importante, dont le tracé précis est mal visible (Ch. Hamel, 1967; W. Wildi, 1981).

La terminaison occidentale des Hauts-Plateaux a été décrite par R. Médioni (1968, 1969) au Plateau du Rekkame et par Y. Ennadifi (1974) au Terni Masgout. Dans ce dernier secteur, le Callovo-Oxfordien est affecté par des failles de distension et est surmonté en discordance par les séries carbonatées du Kimméridgien (Y. Hervouët, 1982).

Des deux côtés de la frontière algéro-marocaine, les Hauts-Plateaux et les domaines voisins sont traversés par des venues volcaniques acides et basiques du Miocène supérieur au Quaternaire moyen (Pl. h.t. I; H. Bellon et R. Brousse, 1977; M. Girod et N. Girod, 1977).

8. Autochtone relatif de l'Ouarsenis.

Les séries de l'autochtone relatif de l'Ouarsenis sont constituées par des formations à faciès telliens avec des intercalations néritiques (J. Guillemot, 1952; M. Mattauer, 1958; G. Cheylan *et al.*, 1953).

J.M. Vila (1980, p. 465-468) a mis en valeur ces faits en démontrant la saute des faciès de cet autochtone à l'unité des Bibans. Il a également insisté sur la différence de style de déformation entre les deux ensembles : plis à grand rayon de courbure et fracturation de direction atlasique SW-NE dans l'Ouarsenis (cf. M. Mattauer, 1958), plis couchés de direction E-W et schistosité dans les Bibans.

Ces arguments permettent de croire à une autochtonie (ou autochtonie relative ?) de l'unité inférieure de l'Ouarsenis (Pl. h.t. II, coupe K : Oa).

9. Avant-pays atlasiques des confins algéro-marocains : Traras, Fillaoussène, Beni Snassène.

Les avant-pays des confins algéro-marocains comportent des séries paléozoïques et mésozoïques du type de celles de la bordure septentrionale des Hauts-Plateaux de Tlemcen. Des variations rapides des faciès au Jurassique (P. Guardia, 1975, fig. 63) peuvent s'expliquer par la position paléogéographique du domaine, mais elles pourraient aussi être rapportées à des coulissements ou à une tectonique tangentielle plus importante que celle qui est proposée par l'auteur.

L'avant-pays des Traras et du Fillaoussène est constitué par une mosaïque de blocs peu déformés, séparés par des zones mobiles. Ce découpage alpin serait essentiellement dû à la structure héritée de l'orogénèse hercynienne.

Le style tectonique (Pl. h.t. II, coupe R) est disharmonique, de type cassant dans les niveaux compétents, et avec des plissements souples dans les niveaux incompétents. La direction des axes de plis est en moyenne N 60 (P. Guardia, 1975). Des chevauchements à vergence NW ont été décrits dans la chaîne du Fillaoussène. L'âge des déformations alpines est imprécis, postérieur au Crétacé supérieur et, en partie, antérieur au Miocène moyen transgressif. Un âge éocène moyen à supérieur est probable pour les

structures de direction atlasique. Le Miocène moyen transgressif a été déformé postérieurement, avant la transgression messinienne (P. Guardia, 1975, p. 203).

10. Avant-pays rifains de Beni Bou Ifrou et des Kbdana.

Les chainons de Beni Bou Ifrou et des Kbdana sont constitués par des séries qui peuvent comprendre du Paléozoïque (Beni Bou Ifrou) et le Mésozoïque à partir du Lias. Les faciès sont de type rifain (Ch. Hamel, 1967), rappelant, pour le Jurassique supérieur, le Prérif interne (W. Wildi, 1981).

La structure des différents compartiments de cette unité est celle d'anticlinaux complexes, à replis et cisaillements internes, avec développement de schistosité et d'épimétamorphisme (P. de Luca, 1978). Des filons basiques (« aïounites ») paléocènes percent la partie occidentale de la chaîne de Driouch (R. Charlot *et al.*, 1964), et des intrusions volcaniques traversent le chaînon de Beni Bou Ifrou.

Les contacts méridionaux et septentrionaux sont mal connus encore. P. de Luca (1978) a considéré la chaîne des Kbdana comme chevauchante vers le Sud, sur l'avant-pays des Hauts-Plateaux. L'existence d'accidents coulissants importants est proposée par D. Frizon de Lamotte et M. Leikine (1982).

11. Rides prérifaines.

Les rides prérifaines s'étendent à l'Est de Sidi Kacem, jusque dans la région de Fès. Leurs séries lacuneuses du Mésozoïque et du Paléocène sont assez particulières (J.C. Faugères, 1978, 1981), rappelant plus le Moyen-Atlas que le domaine rifain.

Les rides prérifaines sont considérées classiquement (Pl. h.t. II, coupe V; G. Suter et J. Marçais *in* M. Durand Delga *et al.*, 1962; G. Suter, 1980 b) comme des écaillés chevauchantes à vergence SW. Ceci a été contesté par J.C. Faugères (1978) qui a interprété les rides comme des anticlinaux formés entre des accidents cisailants du socle (« accidents sud-rifains », fig. 3). La tectonique du sel y aurait facilité la genèse de bombements. Ces plis se seraient produits avant le chevauchement des rides par la « nappe prérifaine » (le complexe tectono-sédimentaire miocène). Sur la coupe V (Pl. h.t. II) on a retenu la solution de

G. Suter (1980 b), plus plausible dans le contexte du Prérif externe écaillé (p. 218) que l'hypothèse de J.C. Faugères.

12. Avant-pays marocains autochtones.

Dans le Maroc autochtone on a distingué (Pl. h.t. I), à l'Ouest des Hauts-Plateaux, le Moyen-Atlas plissé, les Causses du Moyen-Atlas tabulaire et la Meseta marocaine (A. Michard, 1976). Les recherches pétrolières ont montré un fort plongement du Moyen-Atlas vers le Nord, sous les nappes prérifaines. Le socle de la Meseta marocaine en revanche se poursuit avec un pendage faible sous la plaine plio-quaternaire du Rharr et sous le front des nappes rifaines (G. Suter, 1980 b).

I. Conclusions.

La chaîne tello-rifaine est constituée par un édifice d'unités allochtones appartenant au domaine interne, aux nappes des flyschs et au domaine externe.

Les unités du domaine interne, surmontant les nappes des flyschs, comportent un socle cristallin aminci de type continental et sa couverture sédimentaire d'âge paléozoïque à cénozoïque. Les nappes des flyschs, pelliculaires, ne comportent que de rares témoins de terrains d'âge anté-Jurassique moyen et, en Petite Kabylie, des séries volcaniques sous-marines du Jurassique moyen au Crétacé inférieur.

Dans les domaines externes tello-rifains, des unités d'apparence enracinée, ou dont le décollement se situe au niveau du Trias évaporitique, peuvent surmonter des unités allochtones qui ont souvent été décollées au niveau du Crétacé ou du Tertiaire.

Des zones schistosées et métamorphisées sont connues dans tous les domaines, mais il est encore difficile d'en préciser les liens et la genèse.

La transition de l'édifice des nappes alpines aux avant-pays autochtones se fait par l'intermédiaire d'unités de composition stratigraphique et de style de déformation variable d'Est en Ouest, et dont l'attribution aux domaines autochtones ou allochtones reste souvent incertaine. Les directions paléogéographiques et structurales dans le Tell et le Rif sont essentiellement E-W, alors qu'elles sont SW-NE dans les avant-pays.

DEUXIÈME PARTIE

Stratigraphie des séries mésozoïques et paléogènes de la chaîne tello-rifaine

A. Séries stratigraphiques de la dorsale kabyle.

En Kabylie on distingue, d'après les faciès sédimentaires du Lias, une dorsale externe, et une dorsale interne et médiane. La distinction entre la dorsale interne et la dorsale médiane se fait au niveau des formations du Crétacé supérieur à l'Eocène (voir ci-dessous).

1. Trias.

Le Trias kabyle, de type épicontinental à marin marginal, de faible épaisseur, se distingue du Trias carbonaté épais du Rif interne (p. 230). Les travaux de P. Fallot, A. Lambert, J. Flandrin, M. Durand Delga et J.F. Raoult ont permis à J.P. Gélard (1979, p. 65; modifié ci-dessous) d'établir la colonne synthétique suivante du Trias kabyle :

- conglomérats et grès rouges, tufs, spilites : Permien. Cette formation est souvent absente dans la dorsale interne de la Grande Kabylie;
- par endroits, grès blancs et argiles bariolées (« grès inférieurs ») : Werfénien (non daté). Ces deux premiers termes sont groupés sous l'appellation de « Permo-Trias » (fig. 4);
- dolomies et calcaires vermiculés datés par des diplopores et des lamellibranches du Ladinien-Carnien. Du gypse peut se trouver soit intercalé dans les calcaires vermiculés, soit sous-jacent à ceux-ci;
- marnes bariolées, cargneules et dolomies vacuolaires, grès rouges (« grès supérieurs ») : « Keuper » (non daté);
- dolomies litées et cargneules : Rhétien à *Avicula contorta* et Lias basal.

2. Lias.

Au Lias inférieur, la mer téthysienne envahit progressivement le domaine de la dorsale kabyle. Pendant le Sinémurien, une pente s'installe entre le domaine de la dorsale interne au Nord (plate-forme peu profonde) et la dorsale externe au Sud (milieu plus profond).

Dorsale externe : des dolomies, puis des calcaires oolithiques et biogéniques sont attribués au Trias terminal, à l'Hettangien et au Sinémurien inférieur.

Dorsale interne et dorsale médiane : ces mêmes faciès de plate-forme peu profonde se trouvent jusqu'au Carixien.

Un changement important du milieu sédimentaire intervient entre le Sinémurien inférieur (dorsale externe) et le Carixien (dorsale interne et médiane) avec le début d'une sédimentation micritique à faunes de mer ouverte : calcaires noduleux à *Arnioceras* et à *Rhynchonellina* du Sinémurien dans la dorsale externe (J. Flandrin, 1952; M. Durand Delga, 1955, p. 185), puis des calcaires à silex et à lits marneux au Pliensbachien dans tout le domaine dorsalien. Cet abaissement du fond marin peut être souligné par des décharges conglomératiques carbonatées grossières.

Des marno-calcaires à « filaments » (*Bositra*) se déposent à partir du Toarcien.

3. Dogger et Malm.

Pendant le Jurassique moyen et supérieur la sédimentation est franchement pélagique et condensée. Les radiolarites sont connus dans la dorsale externe (fig. 4, col. 8, 9). Dans la série interne du Sebgoud (fig. 4,

col. 2), J.F. Raoult (1974, fig. 34) a caractérisé par des faunes d'ammonites l'Aalénien, le Bajocien inférieur, l'Oxfordien (?), le Kimméridgien et le Tithonique. Le détritisme reste important dans les unités les plus externes de la chaîne avec des conglomérats et des turbidites calcaires (fig. 4, col. 8, 9). Des calcaires micritiques à silex et à interlits marneux constituent le plus souvent les termes sommitaux du Jurassique.

4. Crétacé inférieur (Berriasien à Albien).

Les affleurements de formations du Crétacé inférieur sont rares et lacuneux. Ils traduisent la continuation de la sédimentation en milieu marin profond.

La sédimentation de calcaires pélagiques à calpionelles persiste du Tithonique au Néocomien. Les étages les mieux caractérisés par faunes sont le Berriasien et le Valanginien inférieur. Des calciturbidites sont connues dans la dorsale externe (fig. 4, col. 9). Dans cette même unité, des barres de grès blancs du type des grès du flysch « albo-aptien » maurétanien se superposent à des niveaux calcaires du Barrémien (J.M. Vila, 1980, p. 239).

Ailleurs, une lacune systématique existe de l'Aptien à l'Albien moyen *p. p.* Un Albien possible a été mis en évidence dans des grès fins et des calcaires gris vert du Bou Aded (fig. 4, col. 5; J.F. Raoult, 1974, p. 66), et l'Albien supérieur bien daté est connu dans des marnes et des pélites du Djurdjura (J.P. Gélard *et al.*, 1981).

5. Crétacé supérieur (Cénomanien à Maestrichtien).

Au Crétacé supérieur débute une sédimentation détritique grossière, traduisant la genèse d'une pente accentuée et les premiers mouvements verticaux entre la dorsale interne et la dorsale externe. Dans la dorsale externe et médiane le Cénomanien et le Turonien sont pélagiques, admettant des niveaux siliceux et des microbrèches à éléments remaniés du Lias au Néocomien (J.P. Gélard, 1979, p. 78).

Les faciès type de la dorsale médiane sont des calcaires et des marnes à faunes planctoniques (« couches rouges ») qui vont du Sénonien à l'Eocène. Ces formations manquent (par érosion ?) dans la dorsale interne.

Dans la dorsale externe, d'épaisses séries détritiques se déposent en milieu sous-marin à partir du Sénonien (fig. 4, col. 8, 9). Elles comprennent des poudingues calcaires, des arénites calcaires et des calciturbidites à quartz, mica et débris de phyllades. Ces éléments sont issus du socle et de la dorsale kabyle.

6. Paléocène – Lutétien supérieur.

Du Paléocène au Lutétien, l'instabilité des fonds marins déjà enregistrée au Sénonien persiste. Le Paléocène est transgressif et souvent discordant dans la dorsale interne (fig. 4): conglomérats de base et arénites, puis calcaires biogéniques à grands foraminifères, huîtres, bryozoaires et algues. Ces faciès récifaux peuvent subsister jusqu'à l'Yprésien ou au Lutétien inférieur en Grande Kabylie (fig. 4, col. 1) et jusqu'au Lutétien supérieur en Petite Kabylie (J.F. Raoult, 1974; J.M. Vila, 1980).

Dans la dorsale externe la sédimentation reste à l'image de ce qu'elle était au Sénonien. Entre le Paléocène élevé et le Priabonien, des calcaires biogéniques à nummulites indiquent une régression dans la dorsale médiane (J.F. Raoult, 1974, p. 66; J.P. Gélard, 1979, p. 78).

Les séries synorogéniques du domaine kabyle (du Priabonien au Burdigalien) sont décrites fig. 28.

B. Séries stratigraphiques du Rif interne (Mésozoïque et Tertiaire).

Ce chapitre traitera des formations du « Permo-Trias » au Miocène basal. Les premiers dépôts post-nappes dateraient de l'Oligocène sur les Ghomarides (J. Kornprobst, 1974) et du Pliocène dans la dorsale rifaine (W. Wildi et R. Wernli, 1977).

La dorsale externe du Rif est caractérisée (fig. 4; tabl. I) par la formation des alternances calcaréodolomitiques du Rhétien; la formation type de la dorsale interne est constituée par des calcaires massifs blancs, algaire, du Lias inférieur. Les séries intermédiaires sont dépourvues de formations typiques, ou peuvent comporter aussi bien des alternances calcaréodolomitiques du Rhétien, que des calcaires massifs blancs liasiques. Les unités d'*Ametrasse-Bettara* sont définies par leurs formations détritiques oligo-miocènes épaisses qui se superposent à un soubassement de type dorsale interne ou dorsale externe. Les séries de la nappe d'*Imourassine* comportent deux formations de cargneules, au Trias supérieur et au Lias inférieur.

1. Permien et « Permo-Trias ».

Des formations continentales et épicontinentales attribuées au Permien et/ou au Trias inférieur se trouvent dans les Ghomarides, dans les unités de Federico (Sebtides), à la base des unités supérieures de la dorsale interne et dans la nappe d'*Imourassine*.

TABL. I — Nomenclature
et indices stratigraphiques.TABL. I. — *Stratigraphic indexes
and nomenclature.*

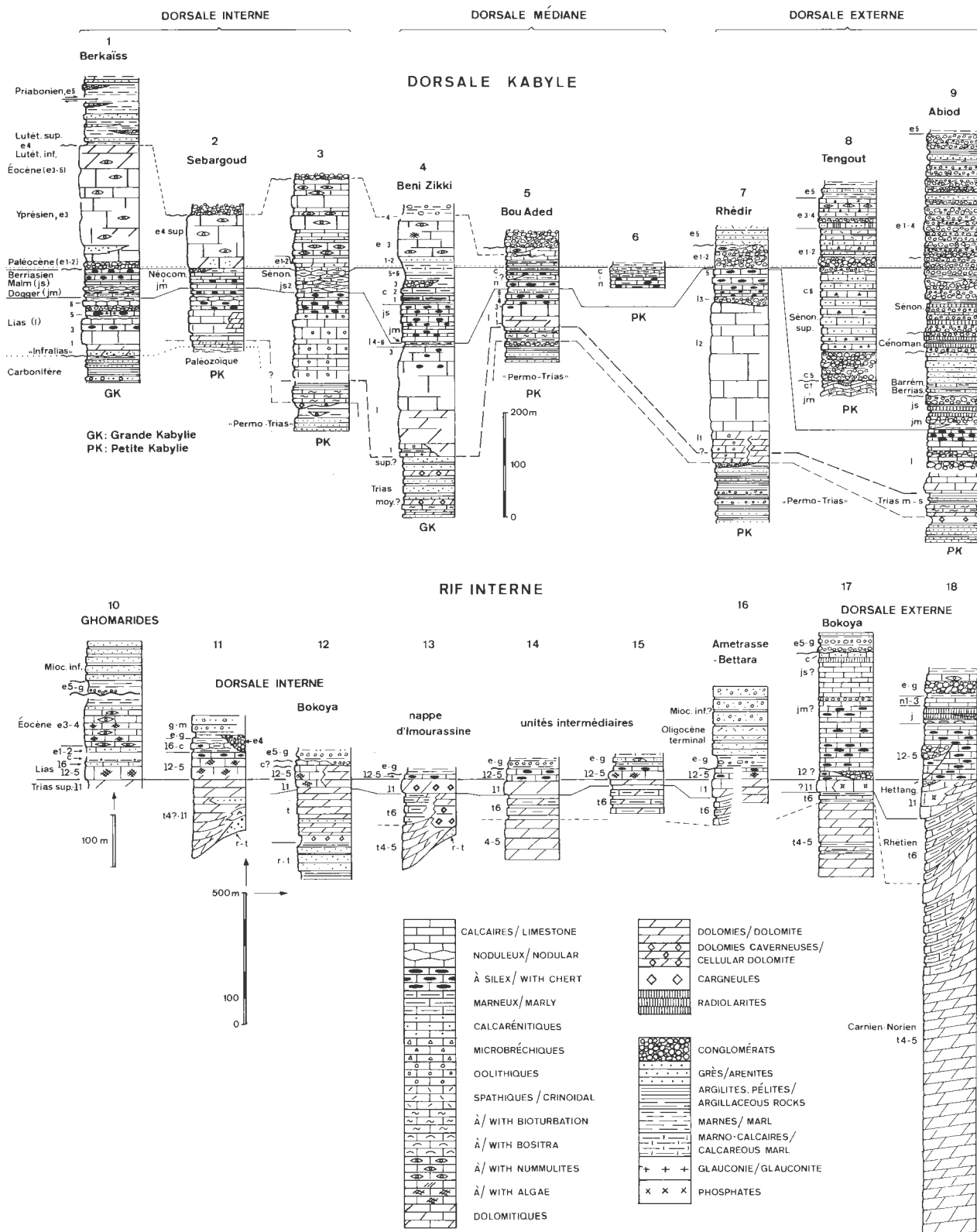
		INDICES
PLIOCÈNE		STRATIGRAPHIQUES
MIOCÈNE SUPÉRIEUR	MESSINIEN	
	TORTONIEN	
MIOCÈNE MOYEN	SERRAVALLIEN	
	LANCIEN	
MIOCÈNE INFÉRIEUR	BURDIGALIEN	m2
	AQUITANIEN	m1
OLIGOCÈNE		o
ÉOCÈNE SUPÉRIEUR	PRIABONIEN	e5
ÉOCÈNE MOYEN	LUTÉTIEN	e4
ÉOCÈNE INFÉRIEUR	YPRÉSIEN	e3
PALÉOCÈNE	THANÉTIEN	e2
	DANIEN, MONTIEN	e1
SÉNONIEN c3-6	MAESTRICHTIEN	c6
	CAMPANIEN	c5
	SANTONIEN	c4
	CONIACIEN	c3
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	TURONIEN	c2
	CÉNOMANIEN	c1
	ALBIEN { SUPÉRIEUR (incl. VRACONIEN) MOYEN INFÉRIEUR	n6
CRÉTACÉ INFÉRIEUR	APTIFN	n5
	BARRÉMIEN	n4
NÉOCOMIEN n1-3	HAUTERIVIEN	n3
	VALANGINIEN	n2
	BERRIASIEN	n1
MALM js (JURASSIQUE SUP.)	TITHONIQUE	j7
	KIMMÉRIDGIEN	j6
	OXFORDIEN	j5
	CALLOVIEN	j4
DOGGER jm (JURASSIQUE MOYEN)	BATHONIEN	j3
	BAJOICIEN	j2
	AALÉNIEN	j1
LIAS SUPÉRIEUR	TOARCIEN	l6
LIAS MOYEN	{ DOMÉRIEN } { CARIXIEN }	l5 l4
	PLIENSBACHIEN	
LIAS INFÉRIEUR	{ LOUHANGIEN SINÉMURIEN S.STR. HETTANGIEN }	l3 l2 l1
TRIAS SUPÉRIEUR	RHÉTIEN	t6
	NORIEN	t5
	CARNIEN	t4
PERMIEN à TRIAS : "PERMO - TRIAS"		r-t
PERMIEN		r

Fig. 4. — Colonnes stratigraphiques de la dorsale kabyle et du Rif interne (Ghomarides et dorsale rifaine); localisation : Pl. h.t. I, indices stratigraphiques tabl. I. Le Trias des unités de Federico est mentionné p. 227-230.

Fig. 4. — *Stratigraphic sections of the "Dorsale Kabyle" and of the "Rif Interne" (Mesozoic and Tertiary). Section localities are indicated Pl. h.t. I, stratigraphic indexes tabl. I. Lower and Middle Triassic formations of Federico units are described p. 227-230. Thick Upper Triassic carbonate formations in the Rif contrast with thin formations in the Kabylies. Series are similar in the Rif and the Kabylies from Lower Liassic to Upper Cretaceous.*

Références. — 1 : [112], fig. 20 — 2 : [212], fig. 34 — 3 : [238], fig. 72 — 4 : [112], fig. 24 — 5 : [212], fig. 33 — 6 : [238], fig. 72 — 7 : [212], fig. 32 — 8 : [212], fig. 29 — 9 : [238], fig. 72 — 10 : [139], p. 186-189; [83] — 11 : [217] — 12 : [2], fig. 18 — 13 : [247] — 14 : [215], [247] — 15 : [245], [247] — 16 : [247] — 17 : [2], fig. 19 — 18 : [245].

CHAÎNE TELLO-RIFAINE



Dans les Ghomarides (J. Kornprobst, 1974), la succession stratigraphique est la suivante (de bas en haut) : 1) conglomérats rouges; 2) grès roses et argilites lie de vin, comportant (Y. Milliard, 1959) une flore à *Walchia piniformis*; 3) grès quartzeux blancs en gros bancs. Des coulées de roches basaltiques apparaissent dans la partie inférieure de la série.

Dans les unités de Federico des schistes épinémorphiques de couleur noir-violacé, « zinzolin » ou lie de vin sont attribués au Permien. Le Trias inférieur est représenté par des quartzites blancs, jaunes, roses ou verts (J. Kornprobst, 1974). On retrouve ces formations à la base des séries de la nappe d'Imourassine, mais leur contact avec les cargneules et dolomies sus-jacentes est toujours fortement tectonisé (fig. 4, col. 13).

Les séries à la base des unités supérieures de la dorsale interne (fig. 4, col. 11, 12) sont constituées (M. Nold *et al.*, 1981) par des conglomérats rouges à galets grossiers de quartz blanc et de lydiennes, puis viennent des grès à feldspath, rouge violacé à passées verdâtres, qui peuvent comprendre vers le haut des lentilles argileuses. Ce sont les mêmes faciès que dans les Ghomarides. Par endroits, les séries détritiques passent vers le haut aux dolomies grises du Trias supérieur par l'intermédiaire d'une séquence à gypse et à cargneules.

2. Trias moyen (?) et supérieur.

Le Trias moyen a été daté dans l'unité des Beni Mezala (unités de Federico). On y observe (J. Kornprobst, 1974, p. 158) des calcaires marmoréens lités, gris-bleuté et jaunes, puis une barre de dolomies à diplopores de l'Anisien. Ce sont les niveaux stratigraphiques les plus élevés des unités de Federico.

Pour le Trias supérieur, l'évolution paléogéographique est semblable à celle de l'Austro-Alpin, avec une subsidence forte et une ouverture du bassin vers le SW dans la dorsale externe. La subsidence était moins forte et le milieu plus restreint dans les domaines de la dorsale interne et des Ghomarides. Au Trias supérieur la dorsale interne et les Ghomarides constituaient un domaine unique avec des dolomies algaires grises et jaunes à intercalations détritiques à grès quartzeux, pellets, foraminifères et algues. *Triasina hantkeni* date le Rhétien dans la partie supérieure de la formation. Les dolomies sous-jacentes pourraient correspondre au Carnien et au Norien (?).

Dans la dorsale externe (fig. 4, col. 17, 18), trois formations lithologiques sont attribuées au Trias supérieur :

- des « dolomies à stromatolithes », déposées dans la

zone intertidale à supratidale, ayant jusqu'à 1 200 m d'épaisseur;

- des « marno-calcaires » sont intercalés dans ces dolomies. Des faunes de petit mollusques et des fentes de dessiccation indiquent un milieu de mer restreinte et des assèchements temporaires. Ces deux formations ont fourni de rares lamellibranches carniens;

- le Rhétien est représenté par des « alternances calcaréo-dolomitiques » et marneuses fossilifères qui se sont déposées de façon rythmique. Le milieu sédimentaire était celui du « back-reef » avec de petits récifs de coraux. C'est la formation type de la dorsale externe.

Dans la nappe d'Imourassine les cargneules inférieures pourraient passer latéralement aux dolomies à stromatolithes de la dorsale externe. Des « alternances calcaréo-dolomitiques » rhétiennes sont connues dans le secteur méridional de l'unité.

3. Lias.

Au Lias inférieur la mer téthysienne envahit les domaines de la dorsale rifaine et des Ghomarides. Une pente existe durant le Sinémurien entre une plate-forme peu profonde (dorsale interne et Ghomarides) et un domaine plus profond à faunes d'ammonites (dorsale externe).

Dans les Ghomarides (fig. 4, col. 11; M. Durand Delga *et al.*, 1964) l'Hettangien se trouve probablement sous un faciès dolomitique. Des calcaires massifs blancs à algues et à foraminifères sont attribués au Sinémurien s.l. et au Pliensbachien. Au Toarcien correspondent des calcaires lités, finement détritiques, à ammonites.

Dans la dorsale interne (fig. 4), des empreintes de *Protogrammoceras* du Domérien inférieur (J.C. Griffon, 1966) limitent vers le haut l'âge possible des calcaires massifs blancs. Ces derniers constituent la formation type de la dorsale interne par rapport à la dorsale externe. Ils sont formés par des biopelsparites, des biopelmicrites et des stromatolithes. Des calcaires micritiques, lités ou noduleux, parfois à silex, représentent le Domérien, et des calcaires noduleux le Toarcien.

Dans la dorsale externe, nous avons attribué à l'Hettangien (W. Wildi *et al.*, 1977; M. Nold *et al.*, 1981, p. 90) les formations carbonatées massives intercalées entre le Rhétien à *Rhaetavicula contorta* et les calcaires à silex du Sinémurien inférieur à *Arnioceras*. Ces sédiments se seraient déposés sur une plate-forme restreinte complexe (W. Wildi, 1979). Les calcaires à silex indiquent l'arrivée de la mer ouverte dès le début du Sinémurien s.str. Ce sont des calcaires micritiques, parfois noduleux à rares ammo-

nites et à lits ou à rognons de silex. Des brèches intercalées dans cette formation ont été déposées au voisinage de failles liasiques, dues à l'affaissement de la plate-forme.

Dans la nappe d'Imourassine (fig. 4, col. 13) des cargneules superposées à un Rhétien fossilifère sont corrélées avec la formation massive hettangienne de la dorsale externe. Elles peuvent supporter des calcaires lités à bandes de silex noir.

4. Dogger à Eocène inférieur : sédimentation pélagique condensée.

La sédimentation pélagique condensée et lacuneuse se fait déjà sentir dans les calcaires à silex du Lias moyen, mais elle ne s'installe définitivement qu'au Lias supérieur. Les faciès sont en général plus calcaires dans la dorsale interne que dans la dorsale externe. Des conglomérats et brèches dans la dorsale externe indiquent l'existence de pentes sédimentaires fortes.

Entre Jebha et Sebta les faciès les plus fréquents sont (M. Nold *et al.*, 1981, §1.3) :

- Toarcien - Aalénien : dans les Ghomarides : calcaires versicolores, finement détritiques, à ammonites (M. Durand Delga *et al.*, 1964); dans la dorsale : conglomérats, calcaires marneux et noduleux à filaments;
- Dogger moyen et Malm inférieur (dorsale) : calcaires rougeâtres ou verdâtres à filaments, radiolarites et brèches, calcaires à silex;
- Malm supérieur (dorsale) : calcaires lités ou massifs, lithographiques et argileux à calpionelles;
- Néocomien (dorsale) : calcaires micritiques à calpionelles, calciturbidites à calpionelles et aptychus, interlits marneux, conglomérats;
- Hauterivien - Aptien (dorsale) : marno-calcaires gris et marnes verdâtres dans le Haouz interne;
- Albien : marnes jaunes et verdâtres dans une unité intermédiaire du Haouz (J.F. Raoult, 1966, p. 105);
- Crétacé supérieur : dans les Ghomarides : lits marneux détritiques (év. faunes remaniées ?); dans la dorsale : tous les étages du Crétacé supérieur ont été datés dans des formations marneuses lenticulaires du Haouz interne (J. Kornprobst, 1966; J.F. Raoult, 1966). Au Sud de Tetouan, seul le Sénonien supérieur a été mis en évidence par J.C. Griffon (1966) et J. Uttinger (*in* M. Nold *et al.*, 1981);
- Paléocène et Eocène inférieur (M. Nold *et al.*, 1981, fig. 19) : les formations sont essentiellement de deux types : - des argiles bariolées et des marnes à *Globorotalia*, - des calcaires biodétritiques à *Globorotalia* et à *Microcodium*.

Un problème particulier se pose dans l'unité externe des Bokoya (fig. 4, col. 17) où une formation

de 400 m de calcaires à silex n'a fourni aucun argument biostratigraphique (F. Mégard, 1969; J. Andrieux, 1971). Des radiolarites rouges et vertes y sont attribuées au Malm; le Crétacé supérieur est représenté par des microbrèches à inocérames.

5. Lutétien - Miocène basal.

Dès le Lutétien une sédimentation détritique et carbonatée très variée traduit les premiers mouvements tectoniques orogéniques. Des chevauchements se seraient produits au Priabonien dans les Ghomarides pour J. Kornprobst (1974).

Dans la dorsale rifaine, des Bokoya jusqu'à Sebta, les séries tertiaires à partir du Lutétien sont formées par quatre types lithologiques :

- calcaires organogènes à grands foraminifères et algues (lithothamnies);
- marnes versicolores et marnes à blocs calcaires, dont les éléments proviennent de la dorsale calcaire;
- grès à éléments carbonatés (litharénites);
- conglomérats, brèches et microbrèches calcaires (ou, plus rarement, dolomitiques).

Les calcaires, les marnes et les poudingues peuvent apparaître à n'importe quel niveau entre l'Eocène inférieur et la limite Oligocène-Miocène. Les arénites ne sont connues qu'à partir du Priabonien ou même de l'Oligocène (M. Nold *et al.*, 1981, fig. 19). Les conglomérats et brèches de la dorsale interne se seraient déposés, dans des canyons sous-marins après un transport par des courants de turbidité. Dans la dorsale externe, les granoclasses normaux et inverses, ainsi que l'aspect chaotique de certaines couches (« disorganized conglomerates » de R.G. Walker, 1975) permettraient d'envisager un transport sous la forme de « debris flow », ou par un mouvement en dispersion.

Dans les unités d'Ametrasse-Bettara (fig. 4, col. 16) la partie supérieure des séries est particulière par ses épaisseurs et ses faciès (M. Nold *et al.*, 1981) :

- des marnes roses et jaunes et des marnes à blocs sont datées du Priabonien, de l'Oligocène et de la limite Oligo-Miocène;
- ensuite vient une formation détritique (non datée, plus de 200 m), comportant à sa base des alternances de pélites et de grès micacés, puis des grès carbonatés à lits de conglomérats. Dans ces derniers on observe des éléments de calcaires et de dolomies de provenance dorsaliennne ainsi que des « schistes paléozoïques » et de rares blocs de gneiss.

Dans les séries paléogènes liées aux Ghomarides (J. Kornprobst, 1974) le Lutétien peut être représenté par des calcaires organogènes, suivis par des marnes et

des grès priaboniens, ou, près de Jebha, par des brèches calcaires (Ph. Olivier, 1979). Dans le synclinal de Fnidek (p. 284) l'Oligocène supérieur marneux et une série d'arénites à interlits marneux d'âge aquitainien à burdigalien *p.p.* seraient postérieurs aux chevauchements des nappes.

C. Séries stratigraphiques des nappes des flyschs (nappe maurétanienne et nappe massylienne) et de l'unité tariquide.

1. Définitions.

On rassemble ici (fig. 5) dans les séries massyliennes et maurétanienne toutes les formations associées aux flyschs terrigènes massylien et maurétanien d'âge Crétacé inférieur. Les unités tectoniques correspondantes sont la nappe maurétanienne et la nappe massylienne.

La *nappe maurétanienne* a d'abord été définie dans le massif de Chellata (Grande Kabylie; J.P. Gélard, 1969, 1979) par l'assemblage en une seule série du flysch de Guerrouch (M. Durand Delga et A. Lambert, 1955) et du flysch de Penthievre (M. Neumann et J.M. Vila, 1967). Une discordance due à la première phase orogénique se situe localement, et pour certains auteurs (J.F. Raoult, 1974, 1975; J.M. Vila, 1980), au niveau de l'Eocène moyen élevé - Eocène supérieur. La *nappe du J. Tisirène* (M. Durand Delga et al., 1962) dans le Rif est assimilée à la nappe maurétanienne (J. Didon et al., 1973). La partie supérieure de sa série (Crétacé supérieur - Miocène basal) est souvent séparée du Crétacé inférieur par un décollement; c'est la *nappe de Beni Ider*, diverticulée.

La série de la *nappe massylienne* a été définie en Petite Kabylie par J.F. Raoult (1969; et in J.P. Bouillin et al., 1970), puis redéfinie par le même auteur en 1972, en ramenant la série-type aux termes allant de

l'Aptien au Sénonien. La colonne « type » présentée par J.F. Raoult (1974, p. 25) est cependant synthétique, aussi bien que celle de J.M. Vila (1980, fig. 71).

Des unités dont les séries et le flysch du Crétacé inférieur correspondent assez bien à la définition de Raoult, sont celles de Tagdint, de Port-Gueydon et du Haut Sebaou-Azazga (fig. 5, col. 27, 28; J.P. Gélard, 1979).

Dans le Rif, la nappe massylienne est représentée (J. Didon et al., 1973) par la *nappe de Melloussa-Chouamat*, composée par la nappe de Melloussa de M. Durand Delga (1965) et la nappe de Chouamat de J. Andrieux et al. (1962). Les séries continues comprennent des termes allant du Crétacé inférieur (Aptien ?) au Sénonien ou à l'Eocène (?).

On verra ci-dessous (p. 236) que les flyschs massyliens et les flyschs maurétaniens du Crétacé inférieur se trouvent souvent associés au sein d'une seule série. La distinction de deux « nappes » traduit donc plus le fait de l'existence d'une polarité dans la sédimentation des flyschs que de l'existence de deux unités autonomes. L'étude des nappes des flyschs est la plus avancée en Kabylie, dans le Rif et en Espagne. Sur la rive nord du Détroit de Gibraltar elles ont été décrites en détail par J. Didon (1969) et par J. Bourgois (1978).

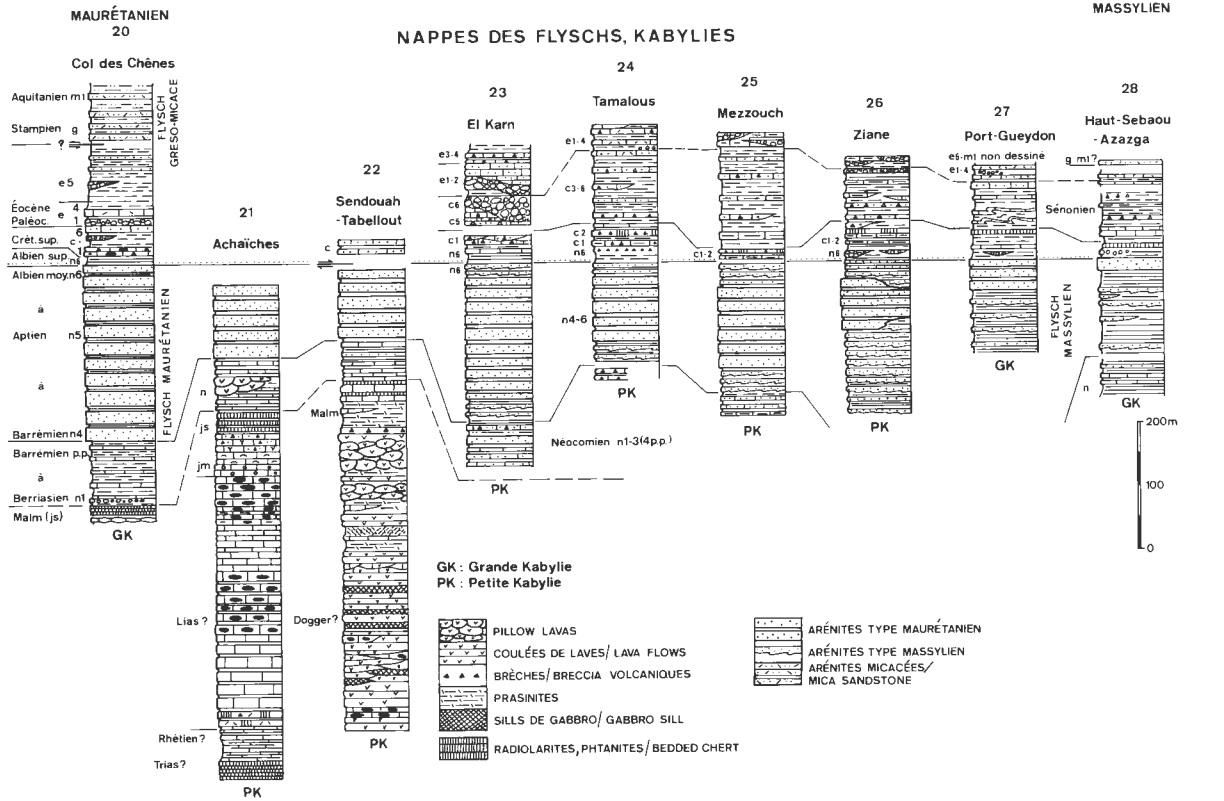
2. L'unité tariquide du J. Moussa.

L'unité tariquide (fig. 5, col. 30) est composée des affleurements du J. Moussa, à la pointe nord du Rif, ainsi que du rocher de Gibraltar et de celui de Los Pastores en Espagne (J. Didon et al., 1973). Elle serait issue d'une zone de seuil entre le domaine paléogéographique massylien et le domaine maurétanien. La position structurale de cette unité est cependant complexe et l'interprétation paléogéographique proposée par les auteurs paraît d'autant plus osée que la série considérée diffère fondamentalement de celle des nappes des flyschs aux niveaux du Crétacé inférieur et du Paléogène.

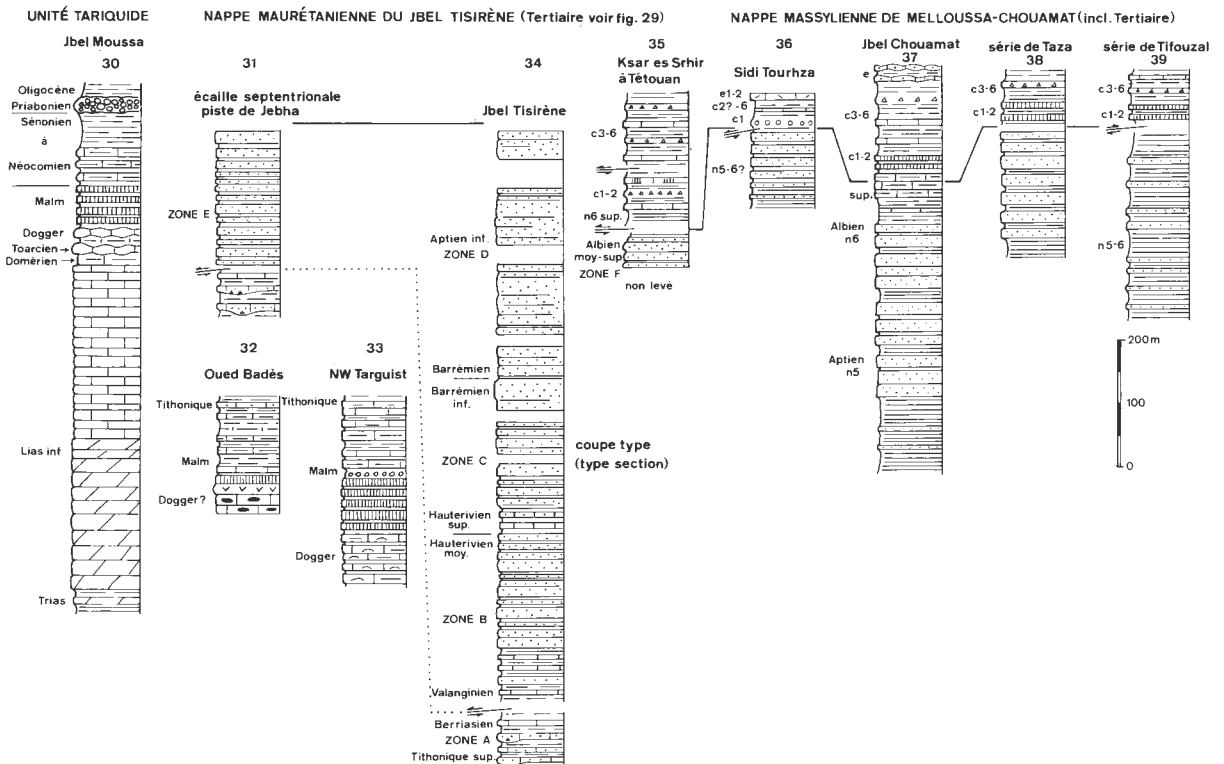
Fig. 5. — Colonne stratigraphiques des nappes des flyschs en Kabylie et dans le Rif, et de l'unité tariquide du Rif septentrional; localisation Pl. h.t. I, légende lithologique complète fig. 4. Les colonnes sur la gauche de la figure montrent des séries de type maurétanien, les colonnes à droite des séries de type massylien; pour les formations tertiaires et pour la nappe numidienne voir fig. 28, 29.

Fig. 5. — Stratigraphic sections of the "Nappes des Flyschs" (Kabylie and Rif) and of the "Unité Tariquide" (northern Rif). Section localities are indicated Pl. h.t. I; for a complete explanation of the lithology see fig. 4. On the left side of the figure: "Flysch Maurétanien", on the right side: "Flysch Massylien". The Lower Cretaceous Mauretanian-Flysch was most probably deposited on the middle fan; the Massylian-Flysch is an outer fan to basin plane deposit. The Tertiary flysch units are shown fig. 28, 29.

Références. — 20 : [112], fig. 56 — 21-24 : [29], fig. 5, Mésozoïque seulement — 25 : [212], fig. 18 — 26 : [212], fig. 16 — 27 : [112], fig. 55 — 28 : [112], fig. 50 — 30 : [67]; [211], fig. 10 — 31 : [121], fig. 16 — 32 : [2], fig. 11 — 33 : [2], fig. 11 — 34 : [121] — 35 : [67], [121] — 36 : [164], fig. 19 — 37 : [2], fig. 14a — 38 : [164], fig. 19 — 39 : [164], fig. 19.



RIF



Au Trias sont attribués des grès, pélites et argiles versicolores à bancs dolomitiques; 200 à 300 m de dolomies du Lias basal sont suivies de calcaires lités à brachiopodes qui datent le Lias inférieur à Gibraltar. Des ammonites apparaissent dans les marno-calcaires du Domérien et du Toarcien. Des calcaires marneux, des radiolarites, des calcaires noduleux et des marnes caractérisent la sédimentation pélagique jusqu'à l'Oligocène.

3. Séries antécédentes de la nappe maurétanienne.

Des formations pélagiques du Jurassique moyen à supérieur se trouvent sous les flyschs maurétaniens de toute la chaîne tello-rifaine. En Petite Kabylie elles peuvent être associées à des roches volcaniques sous-marines, seuls indices de l'existence possible d'ophiolites dans le bassin des flyschs. Les séries plus anciennes sont limitées à la transversale de la Petite Kabylie (J.P. Bouillin, 1977, 1979; J.F. Raoult, 1974, 1975) et à l'Espagne méridionale, dans le secteur compris entre Ronda et le Détroit de Gibraltar (J. Didon, 1969; J. Bourgois, 1978), où elles montrent des affinités indéniables avec certains faciès du Subbétique. La description ci-dessous sera cependant limitée aux affleurements côté africain.

a) Paléozoïque de Petite Kabylie.

Sur la transversale de Collo, du Paléozoïque se trouve lié aux séries maurétaniennes internes (proches de la dorsale kabyle) et médianes. J.P. Bouillin (1977) et J.F. Raoult (1974) y font état de séries de type kabyle qui vont du Silurien probable au Permo-Werfénien.

b) Trias.

Au Sud de Collo, les formations triasiques à la base des séries maurétaniennes sont les suivantes :

- série d'Aïn Naceur : minuscules affleurements de cargneules, de grès et de pélites rouges;
- série de Sidi Ahmed : 30 m de schistes rouges et verdâtres et de grès rosés; quelques mètres de dolomies grises, bréchoïdes, localement à aspect de cargneules; calcaires graveleux oolithiques (Trias supérieur - Lias inférieur ?);
- série des Achaïches (fig. 5, col. 21) : les grès permo-triasiques passent vers le haut à une formation siliceuse rouge à jaspes et radiolarites, puis à des schistes et calcschistes attribués au Rhétien. Dans cette série épimétamorphique l'attribution chronostratigraphique se fait uniquement par la position lithostratigraphique des formations et par le faciès du « Rhétien ».

Les faciès des deux premiers affleurements sont intermédiaires entre faciès telliens et faciès kabyles. Les radiolarites de la série des Achaïches en revanche constituent un élément tout à fait inhabituel en Afrique du Nord.

c) Lias carbonaté.

Dans l'unité maurétanienne des Achaïches J.P. Bouillin (1977, 1979) a décrit (fig. 5, col. 21) : 1 : environ 50 m de calcaires microbréchiques, légèrement sableux, à entroques et à lits de silex; 2 : environ 400 m de calcaires fins en petits bancs, de calcaires marneux et barres de calcaires à silex; 3 : 20 m (?) de calcaires oolithiques.

Les calcaires microbréchiques sont corrélés avec les calcaires à entroques carixiens de la dorsale interne; les calcaires à silex (non datés) seraient du Lias moyen à supérieur.

d) Sédiments pélagiques et séries volcaniques du Jurassique moyen à supérieur, séries maurétaniennes.

Sur la transversale centrale de la *Petite Kabylie*, J.F. Raoult (1974, p. 46) a décrit à la base de la série de Khorchef :

« Dogger ? : quelques bancs de radiolarites typiques, rouge vif, associées à des calcaires fins, rouges à rosés, microspathiques, à radiolaires et nombreux petits « filaments ».

La série maurétanienne des Achaïches (fig. 5, col. 21; J.P. Bouillin, 1977, 1979) est plus complète, avec des calcaires à « filaments » (Dogger ?), des calcaires microbréchiques à aptychus et débris de saccocomidés (Malm) et des radiolarites rouges (Tithonique).

A la base de la série maurétanienne externe de Sendouah-Tabellout une séquence volcano-sédimentaire épaisse se trouve associée à des radiolarites (fig. 5, col. 22). J.P. Bouillin *et al.* (1977), puis J.P. Bouillin (1977, 1979) y décrivent la succession suivante :

- un empilement basal de 300 m d'épaisseur, constitué par des coulées de laves à intercalations de calcaires à silex et à sills de gabbros. Ces sills ne sont, à une exception près, pas différenciés;
- une série (200 m environ) volcano-sédimentaire à prasinites, coulées de laves à rares pillows, brèches de pillow-laves et petits niveaux de calcaires fins. Ces deux premiers termes sont attribués au Dogger-Malm (?);
- alternances de bancs calcaires épais et de radiolarites (Malm-Néocomien ?).

Cette séquence représente un épisode volcanique sous-marin dont l'appartenance à de véritables ophiolites reste incertaine.

Le flysch maurétanien du col des Chênes (Grande Kabylie; fig. 5, col. 20; J.P. Gélard, 1979, p. 186-187) comporte à sa base des calcaires roses à *Globochaete alpina* et des spilites altérées vacuolaires du Callovien-Oxfordien (?), puis des radiolarites riches en radiolaires. Des micrites calcaires à calpionelles du Tithonique se trouvent en galets dans un conglomérat d'âge berriasien.

A la base de la *nappe du J. Tisirène* J. Andrieux (1971, fig. 11) a décrit près du village de Targuist, dans le Rif oriental, une série composée (fig. 5, col. 33) de calcaires micritiques à interlits argileux et à lumachelles de *Bositra* (Dogger?), de radiolarites siliceuses rouges et vertes (Callovien-Oxfordien ?) et d'alternances de calcaires micritiques, de marnes, de jaspes et de microbrèches (Kimméridgien-Tithonique). Des microconglomérats à éléments volcaniques, à entroques et à oolithes se trouvent au sein des radiolarites. Des dolérites sont signalées sous les radiolarites dans un seul affleurement de l'Oued Badès (fig. 5, col. 32).

4. Le « préflysch » carbonaté du Néocomien.

Un complexe carbonaté détritique se trouve souvent sous le flysch terrigène maurétanien. Dans la coupe type de la nappe maurétanienne rifaine du J. Tisirène (fig. 5, col. 34; A. Gübeli, 1982) il s'agit d'une alternance de calcarénites et calcaires, de marnes et d'argiles. Les bancs carbonatés sont interprétés comme des calciturbidites, pouvant comprendre à leur base des microbrèches chenalisées à lithoclastes et à bioclastes de plate-forme ouverte (gastéropodes, aptychus, protoglobigérines, calpionelles). Au-dessus de ces membres « Ta » font suite les autres éléments des cycles turbiditiques de A.H. Bouma (1962) et, au sommet des bancs calcaires, des microsparites calcaires à calpionelles et à foraminifères. La teneur en quartz décroît du bas vers le haut au sein des bancs. Les structures sédimentaires indiquent des courants venant du secteur WNW. Cette formation a fourni des faunes et des flores du Tithonique supérieur et du Berriasien.

Des séries similaires d'un « préflysch calcaire » (J.F. Raoult *et al.*, 1982) en Petite et en Grande Kabylie donnent le plus souvent des âges de la limite Tithonique/Berriasien au Valanginien inférieur (J.F. Raoult, 1974, 1975; J.P. Bouillin, 1977, 1979; J.P. Gélard, 1979). Le Valanginien supérieur et l'Hauterivien ne sont que rarement datés. Des ammonites très rares vers le sommet de la formation indiquent le Barrémien (J.F. Raoult *et al.*, 1982).

Sur la transversale de Guerrouch (Pl. h.t. I) l'étude géochimique des relations (Fe, Mn), (Sr, Mg) et (Sr, Na) montre la proximité d'un plateau continental dans les séries septentrionales (Maurétanien interne) et des caractères distaux et océaniques profonds dans les séries méridionales (Maurétanien externe; J.F. Raoult *et al.*, 1982). A la même époque les caractères géochimiques dans la dorsale kabyle seraient de type plus continental que dans les séries maurétaniennes. Ce gradient est confirmé par la répartition des faciès à prédominance argileuse au Sud et à prédominance calcaréo-détritique au Nord de la forêt de Guerrouch.

Des faciès différents de ceux décrits ci-dessus existent cependant. Par exemple :

- série maurétanienne de Ghezala (J.F. Raoult, 1974, p. 50), intercalations de conglomérats à galets et à blocs carbonatés divers de 5 à 100 cm de diamètre;
- des coulées de laves basiques et des pillow-lavas, dans le Berriasien de la série des Achaïches (fig. 5, col. 21; M. Durand Delga, 1955; J.P. Bouillin, 1977, p. 84-87);
- un conglomérat polygénique est signalé dans la série maurétanienne du col des Chênes en Grande Kabylie par J.P. Gélard (1979, p. 178, 185). Il comporte des éléments carbonatés divers, des micaschistes et des galets de dolérites spilitiques et de laves basaltiques.

5. Formation du flysch maurétanien en Petite et en Grande Kabylie (Barrémien à Albien moyen).

Le flysch maurétanien représente une sédimentation turbiditique, surtout gréseuse, de cônes sous-marins relativement proximaux. Son faciès a été décrit dans la forêt de Guerrouch par M. Durand Delga (1955) et par M. Durand Delga et A. Lambert (1955). Dans sa localité type il est constitué (J.P. Bouillin, 1977, p. 71-74), de bancs de grès à interlits d'argiles versicolores comportant dans la partie inférieure, des intercalations de micrites et d'arénites calcaires. Les grès présentent souvent une couleur blanchâtre et une patine jaune; leur granulométrie est de 0,3 à 0,5 mm, exceptionnellement de 1 à 2 mm à la base de certains bancs. L'épaisseur des bancs varie de quelques décimètres à environ 3 m, exceptionnellement 10 m vers le sommet de la série. Les surfaces inférieures des bancs comportent des remplissages de chenaux et des flute-casts. Des traces de glissements synsédimentaires (« slumps » et klippen sédimentaires) sont fréquentes dans les séquences à bancs épais. Les directions de courant mesurées sur les « flute-casts » indiquent un apport de matériel gréseux du secteur Nord à NW (J.P. Bouillin, 1977; J.F. Raoult *et al.*, 1982).

D'après leur position structurale par rapport à la dorsale kabyle et d'après leurs faciès sédimentaires on distingue (J.P. Bouillin, 1977, 1979) des séries maurétaniennes internes, médianes et externes.

Le *flysch maurétanien interne* est peu épais et lié à des faciès d'affinité dorsaliennne, tant au Jurassique supérieur qu'au Crétacé supérieur et au Paléogène (fig. 4, col. 9; fig. 5, col. 21, 22).

Le *flysch maurétanien médian* est le plus caractéristique de ce domaine, puisqu'il englobe la formation type de la forêt de Guerrouch, la série d'El Karn (fig. 5, col. 23) et la série du col des Chênes (fig. 5, col. 20). L'épaisseur du flysch peut atteindre 300 m.

Les faciès du *flysch maurétanien externe* sont caractérisés par l'indentation de petits bancs de grès de type massylien et de gros bancs de grès de type maurétanien (fig. 5, col. 24, 25). Le Maurétanien externe constitue ainsi un intermédiaire entre les deux flyschs au Crétacé inférieur.

L'âge barrémien de la limite inférieure des flyschs a été mis en évidence par des nannoflores (J.F. Raoult, 1974, p. 49; J.P. Gélard, 1979, p. 178) et des ammonites (J.F. Raoult *et al.*, 1982). Dans la série de Khorchef (J.F. Raoult, 1974, p. 46) le premier niveau daté par des microfaunes au-dessus du flysch maurétanien correspond à l'Albien moyen; ailleurs (*op. cit.*, p. 38) à l'Albien supérieur.

6. *Flysch maurétanien de la nappe du J. Tisirène (Rif, Valanginien à Albien moyen).*

Le flysch crétacé de la nappe du Jbel Tisirène a été étudié en détail par A. Gübeli et P. Hochuli (*in* A. Gübeli, 1982). La base de la formation est d'âge valanginien, son sommet est de l'Albien moyen. Au sein de la coupe (fig. 5, col. 31) et dans des coupes latérales, les auteurs distinguent cinq zones palynologiques. Les séries lithologiques correspondantes peuvent être caractérisées de la façon suivante :

Zone B (fig. 5, col. 34) : Valanginien à Hauterivien moyen. Des argilites et lits marneux à petits bancs gréseux turbiditiques et à bancs calcaires fins passent vers le haut à des séquences de gros bancs de grès (maximum 6 m) à structures turbiditiques et à interlits argileux.

Zone C (col. 34) : Hauterivien élevé et Barrémien inférieur. La séquence lithologique débute par des alternances de bancs de calciturbidites et de marnes. Les calcarénites remanient des faunes et des flores à foraminifères, entroques, calpionelles et nannocornus. A ces alternances font suite des bancs de grès du même type que ceux de la partie supérieure de la séquence de la zone B. Les structures sédimentaires

au sein des grès des zones B et C (« flute-casts », rides de courant) indiquent au Jbel Tisirène un apport du matériel détritique du secteur Ouest à SW. Dans la partie orientale de la nappe, l'apport se faisait du secteur Est. La divergence de 180° dans la direction des apports a amené A. Gübeli (1982) à envisager l'existence de deux cônes sédimentaires et de deux sources différentes pour le matériel terrigène déposé dans le bassin étudié (p. 274). Les faciès turbiditiques des grès sont rangés dans le « middle fan » de R.G. Walker et E. Mutti (1973).

Zone D (col. 34) : Barrémien inférieur à Aptien inférieur. Cette zone couvre la plus grande partie de la série détritique du Jbel Tisirène. Le flysch est formé par des bancs de grès de quelques décimètres jusqu'à 20 m d'épaisseur et par des interlits argileux. Des microbrèches calcaires, des « flute-casts » et des empreintes de glissement se trouvent à la base de certains bancs. Des glissements synsédimentaires sont connus dans plusieurs coupes. Ces faciès sont plus proximaux que ceux de la zone C, mais ils se placent probablement toujours sur le « middle fan ». Les directions d'apport sont les mêmes que celles connues pour la zone C.

Zones E, F : Aptien à Albien inférieur à moyen. Ces zones ont été caractérisées dans des séries turbiditiques gréseuses à *slumps*, analysées le long de la route Ketama-Jebha (fig. 5, col. 31) et près de Ksar es Srrhir (NE de Tanger, fig. 5, col. 35).

La composition moyenne des grès de Tisirène (A. Gübeli, 1982; U. Chiocchini *et al.*, 1980) est celle d'une subarkose; la teneur en quartz peut cependant varier entre 50 % et 98 %, augmentant vers le haut de la série. Les autres éléments sont : feldspaths : 5 - 25 % (partie inférieure de la série), 2 - 15 % (partie supérieure de la série); calcite : 2 - 40 %. Les minéraux lourds sont ceux du cortège granitique. Au Jbel Tisirène (fig. 5, col. 34) le diamètre moyen du quartz varie de 0,1 mm à la base de la coupe à 0,3 mm au sommet, et le diamètre maximum de 0,2 mm à la base à 0,75 mm au sommet de la coupe.

7. *Flysch massylien en Petite et en Grande Kabylie (Barrémien ? à Albien moyen).*

Le flysch massylien est constitué par une formation argilo-gréseuse et turbiditique distale. Du point de vue lithologique, J.F. Raoult (1974, p. 26) l'a caractérisé de la façon suivante : « Il montre une alternance régulière d'argiles et de grès. Les argiles, argilites et pélites (niveaux de 10 - 30 cm) sont vert sombre, mais montrent dans les arrachements... des teintes plus vives : vert clair, bleu violacé, rosâtres, ... rouge

sombre. Les bancs gréseux sont en moyenne épais de 10 - 30 cm, avec quelques rares cas de 0,5 à 1 m, ... de nombreux bancs présentent une épaisseur variable et certains sont nettement lenticulaires. Ils montrent de nombreuses et fines stratifications obliques et des convolutes, ainsi que d'abondantes et belles figures de base, ... les teintes sont verdâtres, vert olivâtre ... et les patines vert brun à rouille... de nombreux bancs correspondent à des grès quartzites typiques ... montrant bien, ... le nourrissage secondaire des quartz détritiques. D'autres ont un ciment argilo-silteux et ... au sommet de la série un ciment de calcite finement spathique ... A part quelques bases de bancs à quartz de 1 - 3 mm, le grain est fin, avec, en général, deux familles de quartz, l'une de 10 - 50 μ m, l'autre de 100 - 200 μ m, peu ou pas roulés. Les minéraux accessoires sont rares ».

La seule série qui se conforme entièrement à cette description en Grande Kabylie est celle de Tagdintt (J.P. Gélard, 1979). Toutes les autres séries décrites comportent des intercalations plus ou moins importantes de grès de type maurétanien. Dans la série de type massylien du Haut-Sebaou-Azazga le Néocomien inférieur est daté par J.P. Gélard (1979, p. 157) sous le flysch. Le flysch lui-même a fourni des faunes « au moins » de l'Aptien supérieur (J.F. Raoult, 1974, p. 26) et de l'Aptien supérieur - Albien (Gélard, 1980, p. 157, 168). Sa limite inférieure reste donc mal datée. La limite supérieure en revanche est bien précisée dans les pélites et calcaires superposés au flysch : Albien moyen (?) - supérieur (J.F. Raoult, 1974, p. 27, 29); Albien supérieur, Vraconien (J.P. Bouillin, 1977, p. 113).

8. Flysch massylien de la nappe de Melloussa-Chouamat dans le Rif.

Les flyschs de Melloussa, dans le Rif septentrional, et ceux de Chouamat, sur la transversale de Ketama, ont été considérés comme équivalents latéraux (J. Didon *et al.*, 1973; P. Lospinasse, 1975; A. Gübeli, 1982).

Aucune coupe stratigraphique continue du flysch de Melloussa n'a été décrite autour de la localité type. M. Durand Delga (1965) a rapporté trois faciès typiques : 1) flyschs « schisteux » à minces lits quartzitiques sombres; 2) « schistes » verdâtres à horizons ferrugineux et rares passées « quartziteuses »; 3) barres de grès à grain variable, grisâtres.

Des orbitolines et un *Parahoplitidae* indiquent un âge albo-aptien pour cet ensemble. Une formation argilo-marneuse à la base du flysch, près du village de Melloussa, a fourni à A. Gübeli (1982) de belles microfiores de l'Aptien. Une série continue du même

type que celle de Melloussa a été signalée par P. Lospinasse (1975, fig. 16) sur la transversale de Chefchaouène (série de Tifouzal, fig. 5, col. 39).

Dans la localité type de la *nappe du J. Chouamat* (J. Andrieux, 1971, fig. 14) la série comporte (fig. 5, col. 37) des pélites « bleues » à petits bancs de grès quartzitiques à la base, puis viennent des alternances de bancs de grès turbiditiques (0,5 - 2 m) et d'argilites et, au sommet, des schistes bleus à calcaires minéralisés. Les microfiores dans la partie supérieure des flyschs (A. Gübeli, 1982) et des foraminifères dans les calcaires sommitaux (J. Andrieux, 1971) indiquent l'Albien moyen à supérieur. La partie inférieure de la série n'est pas datée. La série de Taza (fig. 5, col. 38), sur la transversale de Chefchaouène, est semblable à celle du J. Chouamat.

La composition des grès des flyschs de Melloussa-Chouamat est celle de subarkoses et d'arkoses; elle ne diffère pas sensiblement par rapport à celle des flyschs de Tisirène et des séries de même âge dans l'unité de Ketama-Tanger.

Une différence graduelle paraît exister entre la série de Melloussa et celle du J. Chouamat du point de vue stratonomique : des bancs de grès d'une épaisseur de plus d'un mètre sont rares dans la première, alors qu'ils sont fréquents dans la deuxième. Les structures sédimentaires observées dans la nappe de Chouamat à l'Est de la transversale de Ketama indiquent des courants venant de l'Ouest (A. Gübeli, 1982).

9. Séries pélagiques et hémipélagiques de l'Albien supérieur au Turonien.

Les premiers niveaux succédant aux flyschs massyliens et maurétaniens (fig. 5) sont relativement homogènes d'une unité à l'autre : argiles à intercalations conglomératiques, petits bancs de quartzites verts, petits bancs de calcaires micritiques et marnes de l'Albien moyen, mais surtout supérieur.

Au Cénomaniens et au Turonien les faciès sont plus variés : dans les *séries maurétaniennes* des bancs de calcaires microbréchiques à bandes silicifiées alternent avec des marnes.

Deux types lithologiques bien distincts ont été décrits dans les *séries massyliennes* :

— dans les unités septentrionales de la Petite Kabylie (J.F. Raoult, 1974, p. 25-32), en Grande Kabylie (J.P. Gélard, 1979, p. 153, flysch de Tagdintt) et dans le Rif (P. Lospinasse, 1975) des calcaires fins ou microbréchiques alternent avec des phthanites à radiolaires et à spicules d'éponges et avec des interlits argileux. Les microfaunes dans les niveaux microbréchiques datent le Cénomaniens moyen-supérieur et le Turonien basal;

– dans une unité relativement externe, J.F. Raoult (1974, p. 29) a décrit une série du Cénomanién au Coniacien, à marnes et microbrèches banales, admettant des bancs de 0,5 à 2 m d'épaisseur de brèches à galets anguleux (1 à 4 cm). Les éléments, de calcaire et de grès, sont pris dans une matrice argilo-silteuse verte.

Des brèches intraformationnelles se trouvent dans le faciès à phtanites du Kef Mezzouch (J.F. Raoult, 1974, p. 28), puis des bancs métriques de calcaires à pithonelles (voir aussi : J.P. Bouillin, 1977, p. 118). Des oolithes silicifiées, de la glauconie, des phosphates et des corps de roches volcaniques spilitiques ou doléritiques lenticulaires ont été décrits par J.P. Bouillin (1977, p. 104-111).

10. Le Sénonien détritique.

Le Sénonien des *séries maurétaniennes* en Petite et en Grande Kabylie (fig. 5) est caractérisé par des microbrèches et des conglomérats, intercalés dans les marnes. Les conglomérats peuvent être particulièrement grossiers dans les séries maurétaniennes internes et médianes (fig. 5, col. 20 et 23) alors que les microbrèches et les marnes prédominent dans les unités externes et à affinités massyliennes. Le matériel des brèches et conglomérats est composé d'éléments qui tous peuvent provenir de la dorsale kabyle et du socle kabyle (J.F. Raoult, 1974, p. 45; J.P. Bouillin, 1977, 1979; J.M. Vila, 1980, p. 236). Le diamètre des galets calcaires au sein des conglomérats est de l'ordre du décimètre, parfois jusqu'à plus de 1 m. Les conglomérats peuvent être chenalisés ou montrer une structure chaotique (fig. 5, col. 20 et 23).

Dans le Rif septentrional, les faciès attribués au Sénonien de la nappe maurétanienne de Beni Ider sont les suivants :

– « un flysch marno-calcaro-gréseux, assez polymorphe, riche en microbrèches et brèches calcaires, dans une matrice de marnes versicolores fluantes » (J. Didon *et al.*, 1973);

– des marnes ou argiles vivement colorées, à intercalations de quelques dalles métriques de calcaires fins azoïques et de petits bancs de microbrèches calcaires (P. Lespinnasse, 1975, p. 97).

Dans les *séries massyliennes* du Tell et du Rif, le Sénonien est caractérisé par des argiles alternant avec des microbrèches tendres en petits bancs. C'est le classique « flysch à microbrèches » où les niveaux conglomératiques sont rares » (J.M. Vila, 1980, p. 34).

Depuis les recherches de J.F. Raoult (1972 et 1974, p. 30-32) les auteurs sont d'accord sur le fait

que le matériel détritique de ces microbrèches ne peut pas provenir de la dorsale, où l'on ne connaît ni les calcaires à grandes trocholines, ni les calcaires néritiques du Crétacé inférieur, et qui se trouvent souvent remaniés dans les microbrèches.

Au flanc ouest du J. Chouamat, des pillow-lavas se trouvent intercalées dans des marnes et des bancs calcaires d'une écaille tectonique entre l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger et une écaille de la nappe du J. Tisirène (J. Andrieux *et al.*, 1962; J. Andrieux, 1971). Des datations palynologiques des marnes et calcaires encaissants indiquent le Sénonien inférieur pour ces effusions volcaniques (A. Gübeli, 1982).

11. Paléocène et Eocène inférieur à moyen.

Au début du Paléogène le caractère détritique de la sédimentation subsiste ou s'accroît dans les *séries maurétaniennes* internes et médianes des transversales kabyles (fig. 5). Des poudingues très grossiers (blocs de plusieurs m³ de calcaires liasiques) sont connus dans plusieurs secteurs (J.F. Raoult, 1974, p. 46, 51; J.P. Bouillin, 1977, p. 67; J.P. Gélard, 1979, p. 178). Ils peuvent accompagner des microbrèches et des calcarénites à microcodium. A partir de l'Eocène les faciès sont plus fins, souvent marneux, à microbrèches riches en faunes benthiques.

Dans le Rif, la nappe de Beni Ider comporte des dalles de calcaires à algues et à microcodium du Paléocène (P. Lespinnasse, 1975). L'Eocène inférieur et moyen est constitué par des calciturbidites à nummulites et par des conglomérats. A l'Eocène supérieur correspondent des argilites et des marnes micacées.

Aucune formation tertiaire n'est liée avec certitude aux *séries massyliennes* typiques de la Petite Kabylie. En allant vers l'Ouest, une série de flysch gréco-micacé de l'Oligocène et du Miocène basal surmonte une lame de flysch massylien dans la transversale de Guerrouch (J.F. Raoult *et al.*, 1982). Le contact entre les deux ensembles peut être purement structural, ou alors stratigraphique et cisailé.

En Grande Kabylie, la série du flysch massylien de Port Gueydon (fig. 5, col. 27; J.P. Gélard, 1979, p. 169) comporte des calcarénites, calcaires microbréchiques et conglomérats du Paléocène au Lutétien, puis une série marneuse et gréso-micacée de l'Oligocène au Miocène basal.

A l'unité du Haut Sebaou-Azazga (col. 28) sont attribués avec doute des calcaires bioclastiques et des marnes rouges du Sénonien supérieur au Lutétien supérieur. Des marnes rouges et des calcaires sableux sont attachés au Paléogène de l'unité de Tagdint.

Dans le Rif, les seuls témoins de Tertiaire attribués avec doute à la nappe massylienne de Melloussa-Chouamat sont des marnes à plaquettes calcaires à nummulites et discocyclines du Paléocène-Eocène inférieur au J. Chouamat (J. Andrieux, 1971) et des calcaires à microcodium au Sidi Tourhza (fig. 5, col. 36; P. Lespinasse, 1975).

D. Séries stratigraphiques des unités ultra-telliennes et de l'unité des Chouala.

1. Définition et stratigraphie sommaire.

« Les séries *ultra-telliennes* (M. Durand Delga, 1969) dont le type est la série du Djebel Bou Sha (J.M. Vila *et al.*, 1968) comportent un Crétacé inférieur marneux et micritique clair à ammonites (Valanginien à Vraconien), un Crétacé moyen de même nature, à rotalipores, un Sénonien épais analogue, très clair, riche en microfaunes de *Globotruncana* et d'Hétérohélicidés, un Eocène (Paléocène et Eocène) à trois termes : marnes sombres à boules (calcaires) jaunes dano-paléocènes, Yprésien-Lutétien inférieur calcaire à silex noirs..., Lutétien marneux sombre » (J.M. Vila, 1980, p. 35). Des lentilles de phanites du Crétacé moyen sont signalées dans plusieurs coupes (*op. cit.*, fig. 65). Les séries *ultra-telliennes* sont en outre marquées par la présence de galets et de blocs de taille variable, puis par des microbrèches d'âge sénonien (fig. 6, col. 44 à 48).

Le soubassement probable des nappes *ultra-telliennes* a été décrit dans le massif de l'Édough (p. 217; J. Hilly, 1957) et au Djebel Safia (fig. 6, col. 48; M. Durand Delga *et al.*, 1967; J.F. Raoult, 1974; J.M. Vila, 1980). La série mésozoïque de type tellien est d'épaisseur réduite. Des grès quartzitiques tectonisés à affinités massyliennes sont attribués à l'Albo-Aptien du Dj. Safia par J.M. Vila (1980).

Les descriptions du Crétacé inférieur et moyen de l'unité des Chouala (J. Polvéche, 1960) diffèrent quelque peu de celles des unités *ultra-telliennes*. Alors que J.M. Vila (1980) parle de « teintes claires » dans ces dernières, J. Polvéche (1960, p. 125) décrit des « marnes grises ou noirâtres, parfois elles aussi verdâtres » et des calcaires « dont la cassure fraîche est d'un gris bleuté ». Les marnes ont fourni des faunes d'ammonites très riches. Au niveau du Crétacé supérieur l'unité des Chouala (B. Fenet, 1975, p. 62) se distingue par l'absence de microbrèches, mais des blocs et des galets isolés sont connus à plusieurs niveaux.

2. Éléments remaniés dans le Crétacé et le Paléogène.

Nous ne ferons pas ici un inventaire complet des éléments remaniés, mais nous essayerons d'en donner un aperçu d'après quelques coupes décrites dans la littérature. Une partie des galets provient d'une plate-forme néritique d'âge jurassique et crétacé, les autres sont du même âge, mais à caractère pélagique.

Dj. Safia (fig. 6, col. 48, Crétacé supérieur; J.F. Raoult, 1974, p. 35) : dolomies et calcaires liasiques, calcaires berriasiens à calpionelles, calcaires du Néocomien-Barrémien à radiolaires, fragments de grès. Tous ces éléments proviennent d'une série du même type que la série encaissante.

Série d'Ouelbane (fig. 6, col. 44, Sénonien supérieur, Danien; J.F. Raoult, 1974, p. 21) : blocs dont le volume atteint plusieurs m³; calcaires micritiques divers, calcaires graveleux, oolithiques ou pseudo-oolithiques, *p.p.* silicifiés (Lias-Crétacé inférieur?); calcaires à « filaments » (Dogger); calcaires oolithiques à *Trocholina* gr. *alpina* (Dogger à Néocomien?); calcaires à *Saccocoma*, débris d'aptychus et lagénidés (Kimméridgien); calcaires à *Clypeina jurassica* (Kimméridgien à Berriasien); calcaires graveleux fossilifères à rudistes, polypiers, etc. (Aptien-Albien); micrites à faunes planctoniques du Crétacé supérieur.

Dans l'unité des Chouala les galets et blocs se trouvent le plus souvent emballés dans les marnes du Crétacé inférieur et moyen ou, exceptionnellement, entraînés tectoniquement à la base de l'unité (J. Deltail, 1974, p. 18). Les éléments résédimentés constituent des conglomérats ou des klippes sédimentaires isolées : « Les plus volumineux affleurent sur 300 m². On observe aussi de petits blocs dont le volume ne dépasse pas 1 dm³ ». (J. Polvéche, 1960, p. 103). Les éléments observés (sans distinction de la nature du gisement) sont (J. Polvéche, 1960; B. Fenet, 1975, p. 42 et suiv.) : blocs de calcaires plus ou moins durs, pseudo-oolithiques et oolithiques, graveleux ou grumeleux; calcaires à *Rhynchonella* cf. *antiloba*; calcaires à polypiers; calcaires à térébratules; calcaires à *Calpionella alpina*, aptychus, *Saccocoma* et *Globochaete*; calcaires à *Clypeina jurassica*; calcaires bioclastiques divers et grès fins.

E. Séries stratigraphiques des « flyschs » à affinités ultra-telliennes.

Ces séries ont été définies par J.M. Vila (1980, p. 227-231) en Algérie orientale et en Tunisie. Les

descriptions sont limitées à ce secteur bien que des séries similaires existent également plus à l'Ouest (fig. 6, col. 29 A, B).

Les faciès de type massylien sont les phanites et pélites du Cénomaniens-Turonien (fig. 6, col. 29 A). Les affinités ultra-telliennes se trouvent au niveau du Sémonien, avec des microbrèches calcaires, des niveaux à galets et à blocs et des biomicrobrèches calcaires claires.

La série tertiaire anté-priabonienne est de type tellien avec, cependant, des niveaux de microbrèches analogues à celles du Crétacé supérieur.

F. Séries stratigraphiques des unités telliennes s. str. (Trias-Lutétien).

1. Introduction.

On peut définir par leurs faciès du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène, trois types de séries telliennes s. str. qui sont (p. 213) : les séries haut-telliennes, les séries mi-telliennes et les séries bas-telliennes. Cette subdivision est en fait une modification de celle de M. Kieken (1974, p. 98), dont elle reprend les critères basés sur les faciès sédimentaires pour le bas-tellien (équivalent du « méso-tellien » de Kieken, terme créé par M. Durand Delga, 1969), et la somme du mi- et du haut-tellien (« épi-tellien » de Kieken).

Les séries stratigraphiques décrites ci-dessous (fig. 7-13) vont du Trias au Lutétien; les termes postérieurs à la phase tectonique éocène sont mentionnés p. 281.

2. Le Trias.

Le Trias tellien est de type « germano-andalou », avec des séries évaporitiques lagunaires épaisses. Ses formations apparaissent dans deux positions structurales possibles :

— dans leur position stratigraphique primitive sous la barre carbonatée liasique, ou intercalées entre celle-ci et des éléments de « socle » anté-triasique;

— remobilisées et en partie remaniées et résédimentées dans des sédiments plus jeunes. Ces « complexes à matériel triasique » soulignent — et se trouvent injectés dans — les contacts tectoniques et anormaux des nappes telliennes.

Le Trias en position stratigraphique. — Les affleurements de matériel triasique dans les Babors orientaux ont permis à M. Durand Delga (1955, p. 147-151) et à D. Obert (1981 a) la reconstitution d'une série stratigraphique. Les formations du Trias y sont cependant dissociées par cisaillement ou dishar-

monie de leur couverture liasique, et la succession proposée par les auteurs reste quelque peu hypothétique (de bas en haut) : a) calcaires vermiculés, calc-schistes et dolomies du « Muschelkalk » (D. Obert, 1981 a, fig. 112); b) marnes gypseuses; ces marnes présentent probablement les témoins réduits d'une formation évaporitique épaisse, à sel, gypse et pélites; c) pélites rouges et vertes, grès micacés, rapportés au Keuper par A. Lambert (*in* M. Durand Delga, 1955), grâce à *Estheria forbesii* et *Equisetum* sp.

A cette trilogie il faudrait éventuellement ajouter une quatrième formation : d) dolomies litées en petits bancs rubanés, dolomies microbréchiques et calcaires gris, lités. Cette formation a été décrite par M. Mattau (1958, fig. 13) au Dj. Doui, par A. Coutelle (1979, fig. 39) dans l'unité bas-tellienne de Bou Hlamza, et elle a été attribuée à la base du Lias par D. Obert (1981 a, fig. 165, 226) dans les Babors orientaux. Il pourrait cependant également s'agir de Trias terminal (?).

Les roches magmatiques basaltiques (p. 242) n'ont pas été trouvées en place. Deux arguments permettent néanmoins de les ranger avec la formation évaporitique de la couche b) ci-dessus : — elles sont souvent encaissées dans les « mélanges à matériel triasique », dont la matrice est constituée par des évaporites et des pélites (voir ci-dessous); — dans les domaines autochtones voisins les basaltes se placent au sein des séries salifères (H.M. Salvan, 1974 a, fig. 3).

Une position différente, probablement à la base des dolomies sommitales du Trias (ou du Lias inférieur ?) a été trouvée dans le Tell occidental par B. Fenet (1975, fig. 6).

Les « complexes à matériel triasique ». — La matrice de ces mélanges est constituée par des pélites (surtout argilites) versicolores et du gypse. Le sel, présent en profondeur, apparaît surtout dans les eaux des sources et des rivières. Les argilites originales d'âge triasique sont formées (M. Leikine, 1971, p. 3) par un mélange de chlorite (72 % en moyenne) et d'illite (28 %). Le gypse « est généralement saccharoïde, parfois en lamelles monocliniques. Dans de nombreux cas, il présente un litage évoquant une stratification » (*op. cit.*, p. 4). Les sels n'ont été analysés, à notre connaissance, qu'en très peu de points. Du sel gemme a été cité par plusieurs auteurs, sans plus de précision (p. ex. B. Fenet, 1975, p. 24; A. Caire, 1957, p. 64; J.R. Bonneton, 1977, p. 13). Dans l'unité du Brek, D. Obert (1981 a, p. 290) décrit une coulée boueuse à « efflorescences salines à thénardite ».

Les composants des « mélanges » comprennent des roches sédimentaires triasiques (cargneules, dolomies diverses et calcaires, microbrèches, pélites et argilites,

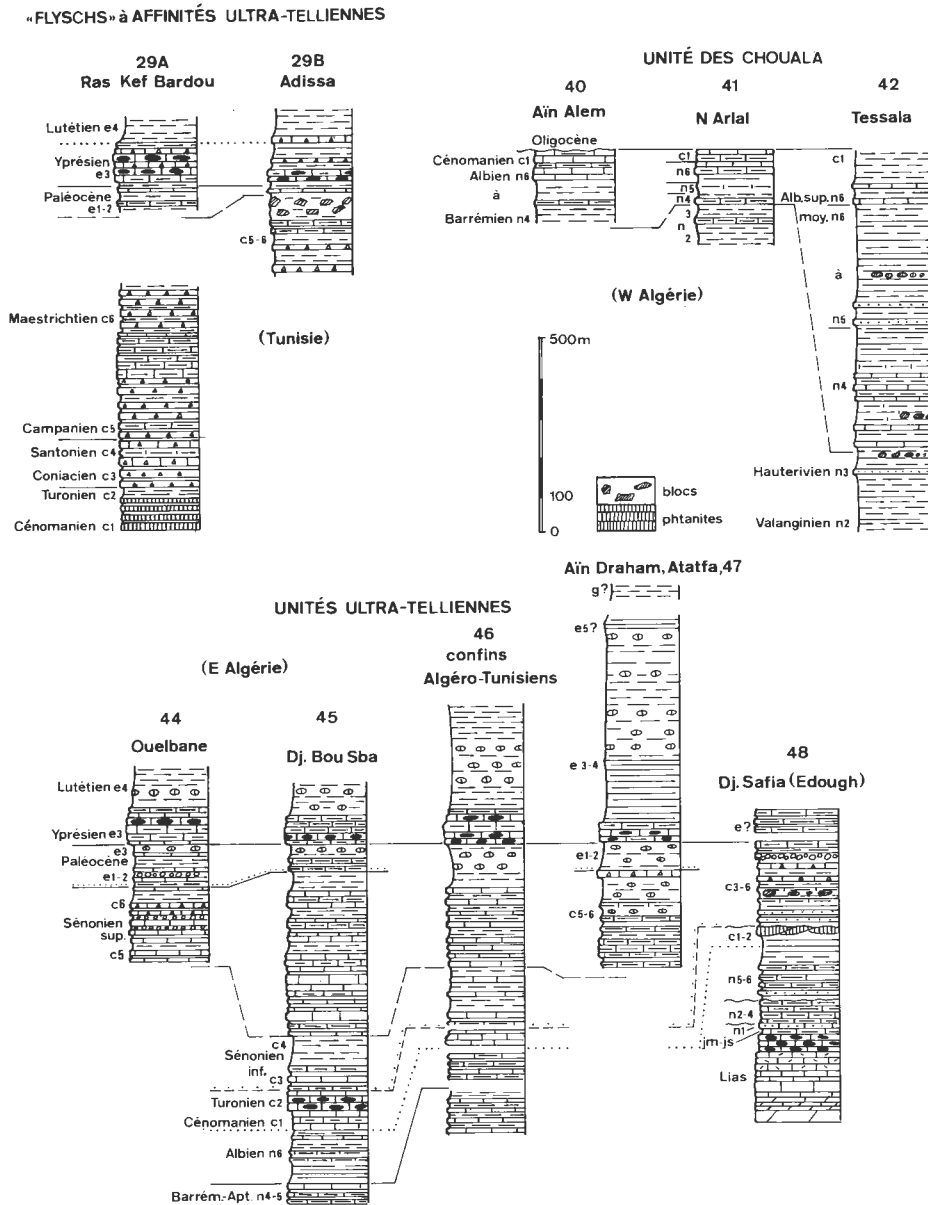


Fig. 6. — Colonnes stratigraphiques des «flyschs» à affinités ultra-telliennes aux confins algéro-tunisiens, de l'unité des Chouala en Algérie occidentale et des unités ultra-telliennes en Algérie orientale et en Tunisie (Lias-Eocène); localisation Pl. h.t. I, légende lithologique complète voir fig. 8.

Fig. 6. — Stratigraphic sections of Liassic to Lutetian series of the «Flyschs à affinités Ultra-Telliennes» (eastern Algeria, western Tunisia), «Unité des Chouala» (western Tell) and «Unités Ultra-Telliennes» (eastern Algeria, western Tunisia). Section localities are indicated Pl. h.t. I; for a complete explanation of the lithology see figure 8; stratigraphic indexes see tabl. 1. The type formations of the «Unités Ultra-Telliennes» and of the «Unité des Chouala» are Lower Cretaceous marls with Ammonites. Boulders of neritic limestone are known in the Lower Cretaceous of «Chouala» and in the Upper Cretaceous of the «Unités Ultra-Telliennes». Coniacian to Eocene formations of the «Flyschs à affinités Ultra-Telliennes» contain beds of calciturbidites and breccias.

Références. — 29 A : [238], fig. 70 — 29 B : [219], fig. 22, 30 — 40 : [120], fig. 92 — 41 : [120], fig. 92 — 42 : [102], fig. 24, 25 — 44 : [212], fig. 7 — 45 : [238], fig. 65 — 46 : [238], fig. 65 — 47 : [219], fig. 22, 30 — 48 : [238], fig. 68.

grès micacés; ces roches peuvent être métamorphisées; p. ex. D. Obert, 1981 a, fig. 267); éléments de socle (p. 217); roches magmatiques (D. Obert, 1981 a: diorites, « basaltes », andésites, spilites et gabbros, amphibolites). Les basaltes au sens large du terme apparaissent en amas, en lentilles, galets, blocs ou en coulées au sein des mélanges triasiques.

3. Lias des unités telliennes s. str.

Au Lias, l'invasion de la mer téthysienne se traduit d'abord par le dépôt de carbonates de plate-forme peu profonde, puis par des faciès à ammonites, à partir du Domérien.

La base du Lias (non daté; fig. 7 à 13) est constituée, dans toutes les unités, par des dolomies litées ou rarement massives (D. Obert, 1981 a; M. Mattauer, 1958, p. 82), à structures rubanées (stromatolithes), et des structures bréchiques et pseudobréchiques. Le passage aux calcaires massifs superposés peut être progressif; une dolomitisation secondaire est soupçonnée dans les Babors et dans la coupe du Grand Pic de l'Ouarsenis (fig. 13, col. 116).

Les calcaires massifs sont des calcaires algaires à structures fenestrées (D. Obert, 1981 a), ou des calcaires oolithiques. Des faunes à lammellibranches, gastéropodes et brachiopodes au sommet de cette formation (col. 116) indiquent le Pliensbachien. La limite supérieure des calcaires massifs s'annonce par des silicifications et, par endroit, par une stratification plus fine. Les premières ammonites sont du Domérien inférieur probable (M. Durand Delga, 1955, p. 158).

Au Domérien et au Toarcien deux types de sédiments prédominent :

- des calcaires lités, comportant des couches et des rognons de silex ainsi que des interlits marneux d'importance variable. Les calcaires, micritiques et marneux, comportent souvent des spicules d'éponges, des radiolaires et des « filaments » (D. Obert, 1981 a);
- des conglomérats, brèches et grès intraformationnels. Ils sont particulièrement importants dans l'unité haut-tellienne du Brek (Pliensbachien et Toarcien, fig. 7, 8, col. 63; D. Obert, 1981 a; M. Durand Delga, 1955, p. 189), ainsi qu'au Grand Pic de l'Ouarsenis (fig. 13, col. 116). Dans cette dernière coupe, M. Mattauer (1958, p. 84-91) a décrit les formations détritiques suivantes : 1) une première formation, du Pliensbachien probable, de grès grossiers rouges et verts, à passées de conglomérats et à blocs de calcaires. Des variations d'épaisseur de ces grès sont dues à des failles synsédimentaires visibles sur le terrain; 2) des conglomérats lenticulaires sont intercalés dans les calcaires domériens sus-jacents; 3) un banc de grès à plantes (jusqu'à 30 m), du Toarcien et/ou de l'Aalénien.

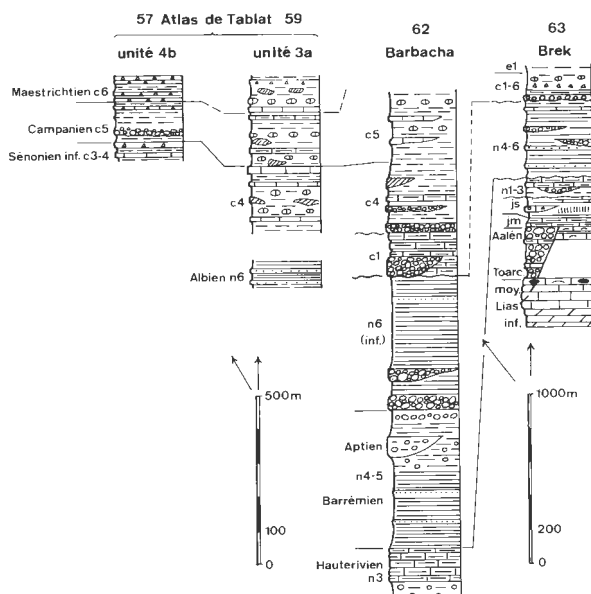


Fig. 7. – Colonnes stratigraphiques des unités haut-telliennes (Lias - Eocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. 1, références et légendes fig. 8.

Fig. 7. – Stratigraphic sections of the "Unités Haut-Telliennes" (Liassic - Eocene; "Domaine Externe"; subdivision of the "Unités Telliennes s. str."). Section localities are indicated Pl. h.t. 1, complete explanation see figure 8. The type formations are the Upper Cretaceous marls and pelites with conglomerates and microbreccias. An important variation of formation thickness is known in the Barbacha-Brek Unit between sections 62 and 63.

4. Dogger et Malm des unités telliennes à l'Est d'Oran.

Dans le Tell central et oriental, le Jurassique moyen et supérieur est caractérisé par une sédimentation pélagique et hémipélagique d'un milieu marin profond. Une sédimentation détritique se développe du Bathonien à l'Oxfordien dans le Tell occidental et le Rif (p. 251). L'Aalénien se trouve sous les mêmes faciès sédimentaires que le Toarcien : marno-calcaires à « filaments », calcaires à silex, puis brèches et conglomérats au Dj. Brek, au Dj. Babor et au Grand Pic de l'Ouarsenis (fig. 7, 11, 13, col. 63, 113, 116).

Du Bajocien au Tithonique les faciès typiques sont :

- Bajocien-Bathonien : calcaires siliceux, marno-calcaires à « filaments », calcaires noduleux; des intercalations de calcaires oolithiques dans le massif des Babors (D. Obert, 1981 a) sont interprétées ici comme des calciturbidites.

- Callovien-Oxfordien (Kimméridgien p.p. à l'Est de l'Oranais) : marnes et argilites rouges ou vertes, à

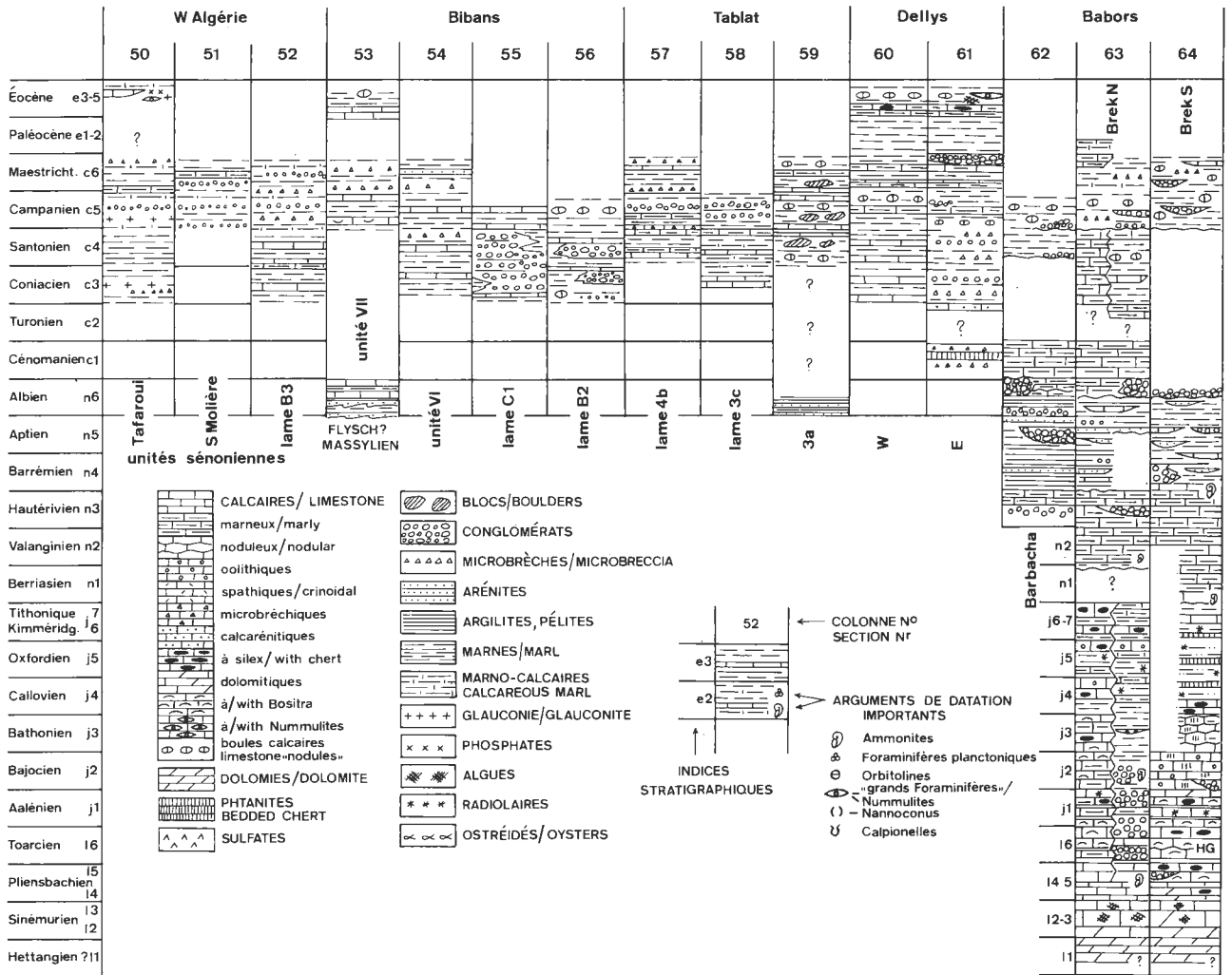


Fig. 8. - Schéma faciès/étage pour les séries des unités haut-telliennes (Lias-Eocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. I.

Fig. 8. - Stage/facies diagram of the "Unités Haut-Telliennes" (Liassic-Eocene). Section localities are indicated Pl. h.t. I.

Références (fig. 7 et 8). - 50 : [102], p. 84-104 - 51 : [203], p. 255-226, fig. 39 - 52 : [176], p. 203-205 - 53 : [137], p. 118-120, Pl. h.t. I - 54 : [137], p. 113-117, Pl. h.t. I - 55 : [50], p. 286-300 - 56 : [50], p. 284-286 - 57-59 : [127] - 60-61 : [215], fig. 54 - 62 : [156]; [191], fig. 286 - 63 : [191], fig. 254, simplifié - 64 : [191], fig. 254.

radiolaires (« Argovien »); calcaires noduleux à « filaments » et calcaires à silex; bancs oolithiques (calciturbidites?) et conglomérats dans le massif des Babors; conglomérats dans les massifs des Atafas et de Rouina (fig. 13, col. 117).

- Jurassique terminal (Kimméridgien *p.p.* - Tithonique): calcaires micritiques clairs, parfois à silex, comportant des *Saccocoma*, *Globochaete* et des calpionelles; calcaires marneux à intercalations de marnes. Les faciès sont relativement homogènes dans l'ensemble du domaine. Des conglomérats sont connus dans l'unité d'Erraguène (fig. 10, col. 84).

5. Néocomien (Berriasien - Hauterivien) des unités telliennes *s. str.*

Au Néocomien débute un cycle de sédimentation détritico terrigène important dans l'ensemble des domaines externes tello-rifains. Les accumulations principales de pélites et de grès se trouvent sur les transversales d'Oran et d'Alger.

Dans le sondage pétrolier Bsk. 1, implanté dans l'unité des Bibans (fig. 11, col. 104), M. Kieken (1974, p. 54) a décrit un Néocomien de 1 400 m

d'épaisseur, constitué par des argilites noires, parfois silteuses, des marnes et des intercalations marno-calcaires.

En Oranie (B. Fenet, 1975, p. 69) les séries sont moins épaisses, pouvant comprendre des bancs de grès fins (fig. 9, 11, col. 65, 93). Elles ressemblent aux séries de même âge dans l'unité intrarifaine de Ketama (p. 256). Les formations néocomiennes des Babors comportent peu de matériel terrigène, mais des marnes, des marno-calcaires, des microbrèches et des conglomérats (fig. 7, 9, 11, col. 62, 63, 83, 84, 113).

6. Barrémien à Albien moyen des unités telliennes s. str.

A partir du Barrémien, un cône sous-marin de sédimentation détritique peut être reconstitué à partir des séries au Nord de l'Ouarsenis. Son matériel terrigène se répartit vers l'Ouest, jusque dans le bassin rifain (p. 256), mais il n'a que peu d'influence sur la sédimentation dans les Babors situés plus à l'Est.

A la base du Barrémien, des conglomérats et une discordance sont signalés dans les Babors par D. Obert (1981 a, fig. 66, 137, 256). Des intercalations calcaires et marneuses se trouvent à des niveaux variables suivant les secteurs considérés.

C'est à l'Albien inférieur que la sédimentation pélagique et gréseuse se généralise dans l'ensemble du bassin. Ce « *flysch albien* » a été décrit en détail dans le « complexe A » de la transversale de l'Ouarsenis oriental, où il est le plus caractéristique (fig. 11, 12, col. 100; M. Mattauer, 1958, p. 156-162). Il s'agit d'une alternance de pélites et de grès fins. Les structures sédimentaires (« flute-casts », « load-casts », rides de courant, conglomérats à galets mous) et la stratonomie indiquent des dépôts de turbidites de haute densité sur le cône sédimentaire proximal à central (le « middle fan » de R.G. Walker et E. Mutti, 1973). Dans l'Ouarsenis, le « flysch » se trouve superposé par l'intermédiaire d'une discordance et d'un conglomérat basal à des niveaux stratigraphiques allant du Jurassique à l'Aptien.

Des faciès de « flysch » albien sont également connus dans l'unité des Bibans (fig. 11, col. 103, 104; M. Kieken, 1974, p. 62-63). En Oranie, B. Fenet (1975) fait état de pélites à bancs de grès quartzites, sans plus de précisions (fig. 9, 10, col. 65).

A l'Est, dans les massifs des Babors, les variations latérales des épaisseurs paraissent importantes : les séries détritiques barrémo-albiennes du secteur occidental (M. Leikine, 1971) dépassent 1 000 m de puissance (fig. 7, 9, col. 62, 83), alors qu'elles sont de 300 à 500 m dans les Babors orientaux (fig. 7, 9,

11, col. 63, 84, 113). Dans ce dernier secteur, D. Obert (1981 a) ne signale que peu de niveaux de grès, mais bien des intercalations importantes de brèches et de conglomérats à éléments calcaires de plate-forme néritique. Une *phase tectonique* importante a été mise en évidence dans les Babors entre l'Albien moyen et le Vraconien (description p. 274).

7. Albien terminal, Cénomaniens et Turonien des unités telliennes s. str.

Le Crétacé « moyen » correspond à une période de sédimentation hémipélagique et pélagique peu variée et souvent siliceuse.

Le Vraconien et le Cénomaniens constituent une seule entité lithologique, caractérisée par des alternances variables de marnes sombres et de bancs calcaires à patine claire. Les épaisseurs les plus grandes sont signalées sur la transversale des Bibans (fig. 9, 11, col. 68, 103).

Dans certaines unités bas-telliennes la proximité de milieux peu profonds se fait sentir par des intercalations riches en glauconie, orbitolines et huitres (fig. 11, 12). Ailleurs les faunes sont franchement pélagiques. Des microbrèches et des conglomérats se trouvent dans les unités mi- et haut-telliennes du massif des Babors (fig. 7 à 10, col. 63, 64, 84; D. Obert, 1981 a).

Le Turonien n'a pas été daté dans toutes les unités (p. ex. B. Fenet, 1975, p. 74), fait qui tient très probablement à sa minceur et aux faciès hostiles aux faunes : pélites siliceuses à phtanites, radiolaires, calcaires siliceux et calcaires à silex (fig. 7-12). Les faciès franchement siliceux sont souvent du Turonien inférieur (M. Kieken, 1974, p. 86; J.M. Vila, 1980, p. 195, etc.).

Les couches sus-jacentes aux phtanites sont argilo-marneuses à petits bancs calcaires. Des marno-calcaires à rudistes constituent un faciès très particulier dans l'unité d'Erraguène (fig. 9, 10; D. Obert, 1981 a).

8. Sénonien des unités telliennes s. str.

Les faciès typiques du Sénonien tellien sont des marnes et des marnes argileuses à bancs, à boules et à miches de calcaires marneux et micritiques. Des éléments complémentaires, variables suivant les unités, permettent cependant de reconstituer la marge continentale au Nord du plateau continental sénonien des domaines autochtones africains :

— faciès à faunes néritiques et planctoniques du plateau externe ou de la pente continentale supérieure dans les séries bas-telliennes ;

- faciès à faunes planctoniques du talus continental dans les séries mi-telliennes;
- faciès de pied de talus à conglomérats et microbrèches (turbidites) dans les séries haut-telliennes.

A l'Est d'Oran il y a un passage continu d'un type de faciès à l'autre.

a) Sénonien des unités haut-telliennes (fig. 7, 8).

Les séries de référence pour le Sénonien des unités haut-telliennes se trouvent dans la « lame B 3 » de M. Mattauer (1958, p. 203-205).

Les marnes sont de couleur brune, bleu sombre ou violacée. Elles comportent des boules calcaires (p. 247) et de rares intercalations de grès fins. Des microbrèches et des conglomérats se trouvent associés à ces faciès.

Les microbrèches sont habituellement calcaires, avec des éléments de taille millimétrique ou exceptionnellement centimétrique. Leurs composants sont (M. Mattauer, 1958; Y. Hervouët, 1974, p. 35, 36; D. Raymond, 1976 a, p. 49; M. Kieken, 1974, p. 119): fragments de dolomies et de calcaires divers, calcite, quartz, pélites, grès, bryozoaires, algues, huîtres, échinodermes, mollusques, orbitolines, inocérames, *Globotruncana*. En outre on trouve des « calcaires gris en plaquettes, et très finement détritiques, à l'intérieur desquels on remarque des stratifications entrecroisées et tourbillonnaires » (M. Mattauer, 1958).

Les conglomérats sont composés de galets centimétriques jusqu'à 30 ou 50 cm (Y. Hervouët, 1974, p. 27, 36). La matrice est marneuse et microbréchi-

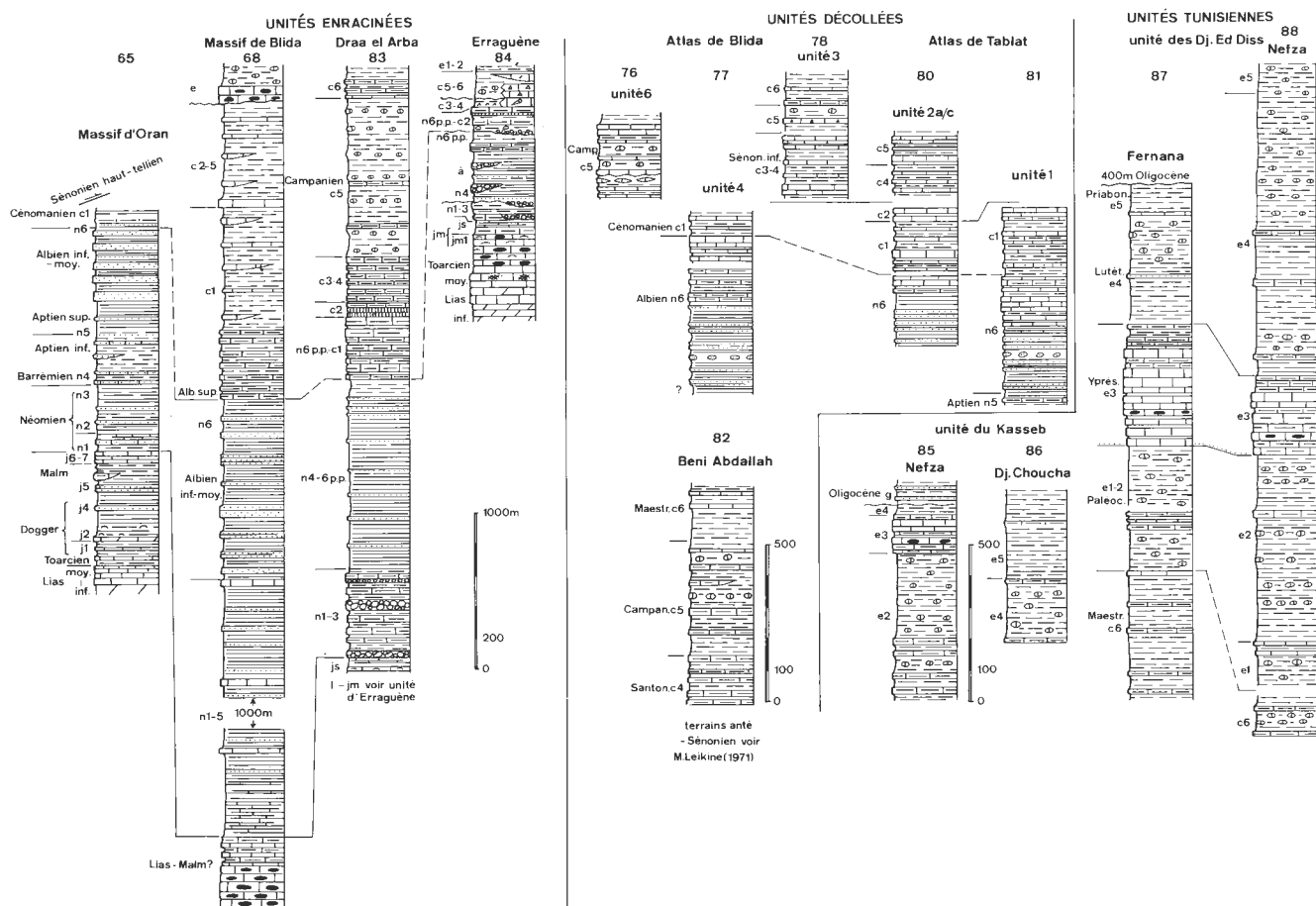


Fig. 9. - Colonnes stratigraphiques des unités mi-telliennes (Lias-Eocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. I, références et légende fig. 10.

Fig. 9. - Stratigraphic sections of the "Unités Mi-Telliennes" (Liassic-Eocene, "Domaine Externe", subdivision of the "Unités Telliennes s. str."). section localities are indicated Pl. h.t. I, complete explanation see fig. 10. The type formations of Upper Cretaceous and Lower Tertiary are marls and marly limestone with planctonic microfauna. Sedimentary facies of the North-Tunisian thrust units (sections 85-88) are identical to the "Unités Mi-Telliennes".

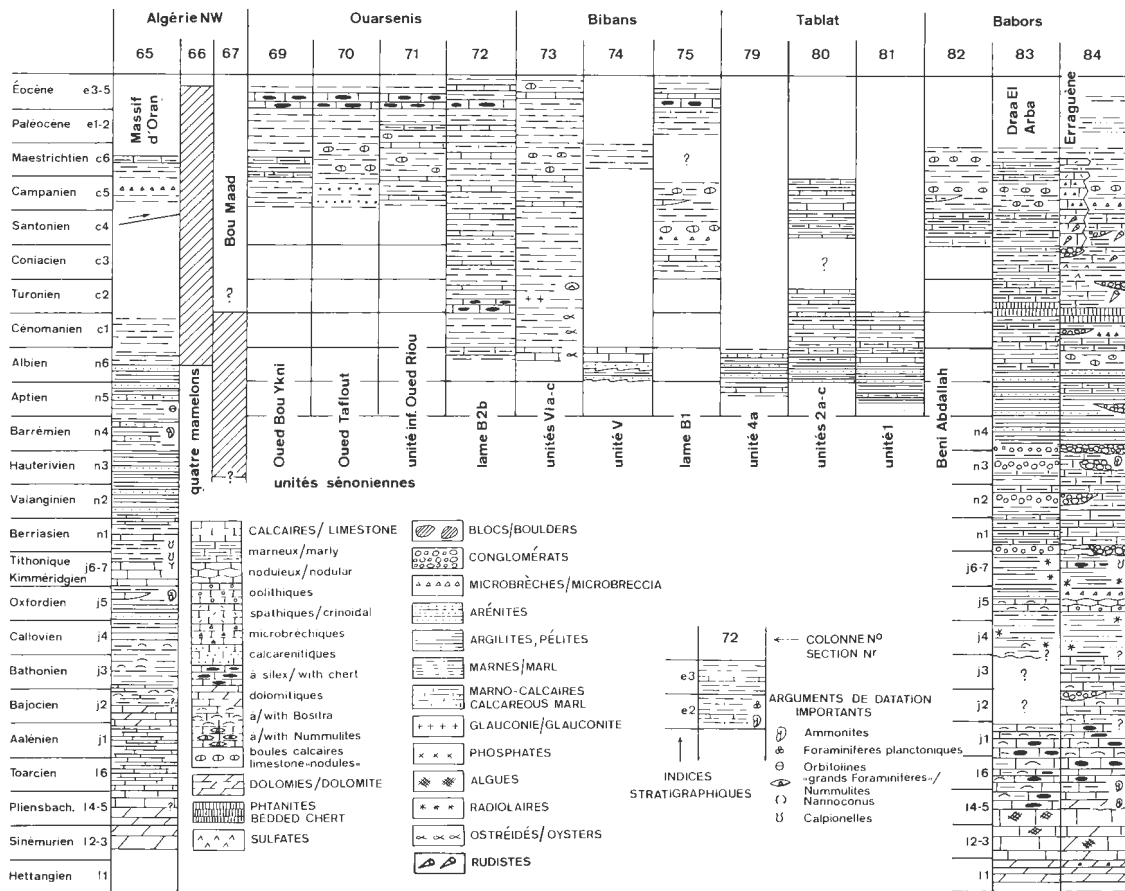


Fig. 10. — Schéma faciès/étage pour les séries des unités mi-telliennes (Lias-Eocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. I.

Fig. 10. — Stage/facies diagram of the "Unités Mi-Telliennes" (Liassic-Eocene). Section localities are indicated Pl. h.t. I.

Références (fig. 9 et 10). — 65 : [102], jurassique de la maison forestière — 66-67 : [162] — 68 : [23], fig. 2 — 69 : [203], p. 219-220, fig. 39 — 70 : [203], p. 221-223, fig. 39 — 71 : [203], p. 207-215, fig. 39 — 72 : [176], p. 189-194, 202-203, 212-214 — 73 : [137], p. 105-117, 214-215, Pl. h.t. I — 74 : [137], Pl. h.t. I — 75 : [50], p. 250 suiv., fig. 40, p. 402-404 — 76-78 : [26] — 79-81 : [127] — 82 : [155], [238], p. 197 — 83-84 : [191], fig. 135, simplifié — 85 : [219], fig. 26, 31 — 86 : [219], fig. 31 — 87 : [219], fig. 25, 29 — 88 : [219], fig. 24, 28.

que. Leurs éléments sont constitués de : roches ophitiques (Trias), calcaires dolomitiques (Trias), dolomies brunes à gros cristaux (Lias inférieur ?), calcaires oolithiques, graveleux, à polypiers (Jurassique ?), grès quartzites (Crétacé inférieur ?), calcaires à fissurines (Crétacé moyen), radiolarites; calcaires gris, microgrenus, à débris d'*Orbitolina concava* (Cénomanién), ou de prismes d'inocérames (Sénonien; M. Mattauer, 1958). D. Raymond (1976 a, p. 49) a cité : intrasparites à foraminifères et algues, oosparites à débris de grandes Trocholines (Malm-Valanginién), cargneules, etc., puis des calcaires et marno-calcaires provenant du Sénonien tellien (Y. Hervouët, 1974).

Les éléments détritiques résédimentés dans le Sénonien haut-tellien proviennent donc d'une part de séries du domaine tellien, et d'autre part d'une plate-forme carbonatée, qui se situait soit au Sud, soit au Nord ou à l'Est du bassin de dépôt (discussion p. 275-276).

b) Sénonien des unités mi-telliennes (fig. 9, 10).

Les faciès des unités mi-telliennes sont ceux de l'unité B1 de A. Caire (1957, p. 247-284) et de l'unité de Beni Abdallah de M. Leikine (1971, 1974). Les marnes sont de teinte sombre, à reflets

brun-rouge. Elles se débitent en petites plaquettes ou en nodules écailleux.

Aux marnes sont associés des bancs lenticulaires de calcaires à inocérames et les *lentilles et boules calcaires* qui caractérisent toutes les unités telliennes (M. Durand Delga, 1955, p. 282). A. Caire (1957, p. 282-283) décrit : « j'ai déjà signalé des boules ou lentilles de calcaires parfois alignées suivant la stratification, qui peuvent atteindre 2 m de longueur et sont patinées de jaune vif. Certains nodules de marnes sombres à reflets brun-roux pourraient eux-mêmes être qualifiés de « boules calcaires ». Dans les deux cas, les boules ou lentilles sont dues à une concentration de certains éléments pendant ou après la sédimentation. Ce sont des concrétions au sens large du terme. Mais il existe une troisième catégorie de boules jaunes... Il s'agit de blocs nés du tronçonnement de lentilles ou de bancs calcaires. Les blocs ainsi formés sont noyés dans des marnes, leur dispersion étant probablement contemporaine de la mise en place des nappes... On doit noter enfin que les boules et nodules calcaires ne sont pas localisés dans le Sénonien mais qu'ils abondent dans certains faciès d'âge éocène » (et miocène). D'après J.M. Vila (1980) les boules calcaires se trouveraient surtout à partir du Sénonien supérieur.

Dans l'unité de Beni Abdallah (fig.9, col.82), M. Leikine (1971, 1974) décrit en outre des faciès marno-calcaires du Sénonien inférieur et des intercalations de calcaires marneux à patine vert de jade du Sénonien supérieur. Des faciès à rudistes couchées constituent une particularité de l'unité d'Erraguène (fig.9, 10, col.84; D. Obert, 1981 a).

c) Sénonien des unités bas-telliennes (fig.11, 12).

Le Sénonien des séries bas-telliennes comporte les éléments néritiques décrits par A. Caire (1957, p. 244-249) dans ses unités A 1 - 2, A 3 et A 4 (fig.12, col.110-112). Les formations y sont constituées par les lithologies suivantes (*op. cit.*) : « marnes gris clair, dures, calcaires, parfois légèrement gypseuses; calcaire gris à pâte fine et cassure rayonnante, finement grumeleuse ou lisse, ... en bancs feuilletés mal individualisés, ou en bancs noduleux, boudinés ou fissurés, ou encore en nodules septaria... Les bancs calcaires contiennent localement de nombreux fossiles; calcaire gréséide lumachellique riche en huîtres noirâtres. On rencontre çà et là des accidents particuliers, tels que des nodules argilo-gypseux friables, de teinte rougeâtre, à noyau pyriteux ».

La richesse en *Globotruncana* montre bien que les faunes néritiques se trouvent souvent transportées ici à partir de la plate-forme peu profonde, située en bordure des Hauts-Plateaux (p. 278).

9. Paléocène à Priabonien des unités telliennes s. str.

A peu d'exceptions près, le Paléogène — du Paléocène au Priabonien — des unités telliennes s. str. est constitué par une trilogie lithologique : 1) un membre marneux inférieur du Paléocène; 2) un membre de calcaires et de marno-calcaires à silex de l'Yprésien et du Lutétien inférieur *p.p.* (le « Suessonien » des auteurs); 3) un membre marneux supérieur du Lutétien inférieur *p.p.* au Priabonien.

Les polarités sédimentaires sont les mêmes qu'au Sénonien, avec des faciès néritiques ou confinés dans les unités bas-telliennes et des faciès à faunes planctoniques dans les autres unités. Les marnes du Paléocène font suite, sans rupture visible, aux marnes à boules et à bancs marno-calcaires du Crétacé terminal, dont elles se distinguent par leur teinte plus sombre (M. Kieken, 1974, p. 103). Dans les séries bas-telliennes, des niveaux repère sont formés par des bancs de grès blanc verdâtre glauconieux et phosphatés (fig.11, 12). Le faciès phosphaté peut également être carbonaté, en partie silicifié, à fragments d'os centimétriques (M. Mattauer, 1958, p. 217), à huîtres, gastéropodes, oursins, dents de poissons et à quartz (A. Caire, 1957, p. 320). D'autres éléments particuliers sont des lentilles de marnes gypseuses bariolées, des conglomérats et des sphéroïdes radiés de barytine.

Les calcaires à silex de l'Eocène inférieur sont caractérisés, dans les unités bas-telliennes (fig.11, 12) par des faunes riches en grands foraminifères et par des niveaux glauconieux. Les microfaunes indiquent, dans des faciès plus fins, l'Yprésien et la base du Lutétien (J.M. Vila, 1980, p. 188-189).

Dans les unités mi-telliennes (fig.9, 10), les séries de l'Eocène inférieur sont représentées par « d'épaisses barres de calcaires blancs à globigérines. Faciès constant et monotone, dépôt de mer ouverte et sans doute plus profond » (par rapport aux unités bas-telliennes; M. Kieken, 1974, p. 172, unité VI). Ces calcaires sont souvent marneux, à silicifications.

Dans les unités haut-telliennes, l'Eocène n'est que rarement conservé. Les calcaires à silex de l'unité de Dellys (D. Raymond, 1976 a, p. 55, fig.56) sont micritiques, à globigérines et radiolaires.

A l'Eocène moyen (Lutétien inférieur *p.p.*, Lutétien supérieur et Priabonien *p.p.*) la sédimentation de marnes à boules calcaires, déjà connue au Sénonien et au Paléocène, reprend avec les mêmes polarités dans l'ensemble du bassin. Dans l'unité haut-tellienne de Dellys (D. Raymond, 1976 a, p. 56) de petits biohermes sont intercalés dans les marnes. Ils sont constitués par des polypiers, des lamellibranches et des brachiopodes.

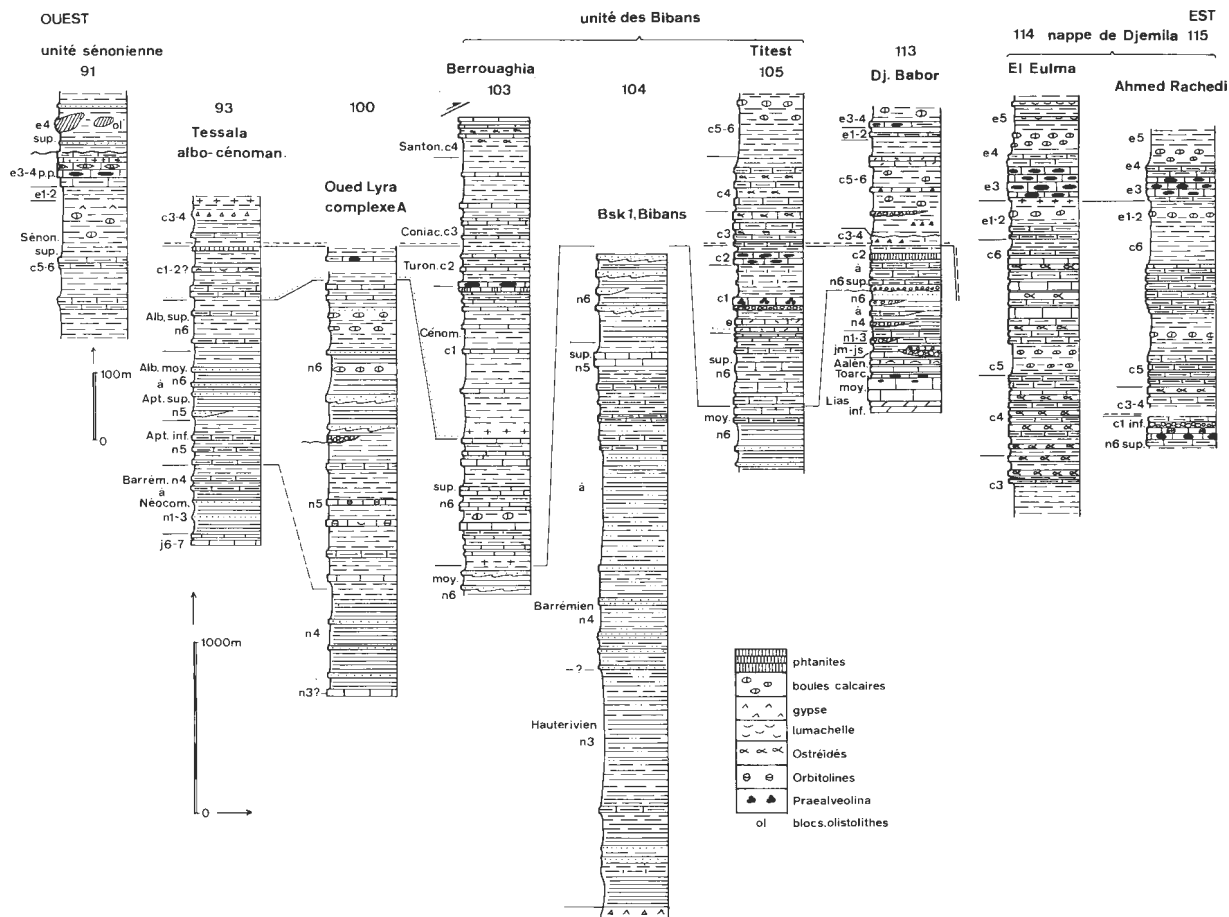


Fig. 11. — Colonnes stratigraphiques des unités bas-telliennes (Lias-Eocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. I, références fig. 12, légende fig. 10.

Fig. 11. — Stratigraphic sections of the "Unités Bas-Telliennes" (Liassic-Eocene, "Domaine Externe", subdivision of the "Unités Telliennes s. str."). Section localities are indicated Pl. h.t. I, complete explanation see fig. 10, 12. The type formations of the Upper Cretaceous and the Lower Tertiary contain neritic and planctonic faunas, phosphate and glauconite.

10. Séries stratigraphiques des unités tunisiennes (unité du Kasseb, unités des Dj. Ed. Diss) du Sénonien à l'Eocène.

Les séries tunisiennes (H. Rouvier, 1977; et fig. 9, col. 85-88) rappellent par leurs faciès les unités mi-telliennes, mais s'en distinguent par leurs épaisseurs (1 000 m pour le seul Lutétien marneux). Pour cela, elles se raccordent sans difficulté aux séries écaillées de l'Atlas tunisien.

G. Séries stratigraphiques des unités pénitelliennes et des unités méridionales à nummulites.

D'après J.M. Vila (1980, p. 37-38) « le terme *péni-tellien* a été créé pour désigner une série allochtone du versant nord du Djebel Zouaoui, dans le massif du Chettaba, près de Constantine (J.M. Vila et J.C. Lahondère in A. Marre et al., 1977)... Les séries



Fig. 12. - Schéma faciès/étage pour les séries des unités bas-telliennes (Lias-Oligocène, domaine externe); localisation Pl. h.t. I; légende lithologique fig. 10.

Fig. 12. - Stage/facies diagram of the "Unités Bas-Telliennes" (Liassic-Oligocene). Section localities are indicated Pl. h.t. I; explanation of lithology see fig. 10.

Références (fig. 11 et 12). - 90 : [120], p. 115-118 - 91 : [120], fig. 82 - 92 : [120], p. 140-143 - 93 : [102], fig. 11, 24, 25, 26 - 94 : [102], p. 83-84, 93-94, 98-104, 113 - 95 : [102], p. 85-86, 94-95, 104-106 - 96 : [102], fig. 35 - 97 : [203], fig. 31, 39 - 98 : [203], fig. 39, p. 247-276 - 99 : [203], p. 259-276, 298-318, 339-343 - 100 : [176], p. 132-142, fig. 42, p. 156-169, 177-183, fig. 60-62, p. 201-205, 217-218 (éventuellement coupe 102) - 101 : [176], p. 189-196, 201-202, 214-215 - 102 : [176], p. 189-196, 215, 217, fig. 70 (attribution incertaine, év. coupe 100) - 103 : [137], fig. 24, 29, 103b - 104 : [137], fig. 18 - 105 : [238], fig. 60 - 106-109 : [137], Pl. h.t. I - 110 : [50], fig. 40, 44, p. 358 suiv. - 111 : [50], fig. 40, 44, p. 341 - 112 : [50], fig. 40, 44 - 113 : [191], fig. 64, simplifié - 114 : [238], fig. 58 - 115 : [238], fig. 59.

présentent, du Lias (?) au Sénonien supérieur, des alternances de faciès telliens typiques et de faciès rappelant ceux des domaines néritiques sétifiens ou constantinois, plus méridionaux... Dans la région de

Tadjenanet, l'association stratigraphique d'un Sénonien analogue à celui du Djebel Chettaba à des formations éocènes riches en nummulites conduit à penser que ces dernières (*les unités méridionales à nummulites*) représentent la couverture éocène des séries péni-telliennes ».

Le Jurassique a été décrit au Djebel Akhrat (fig. 14, col. 124) par J.M. Vila (1980, p. 164-166); sa série est la suivante :

Au Lias, non daté, sont attribués des micrites calcaires noirâtres à silex, des calcaires massifs oolithiques ou graveleux et des dolomies noirâtres. Au Dogger et au Malm inférieur correspondraient des calcaires oolithiques sombres, parfois pisolithiques et des dolomies noires. *Protopeneroplis striata*, des

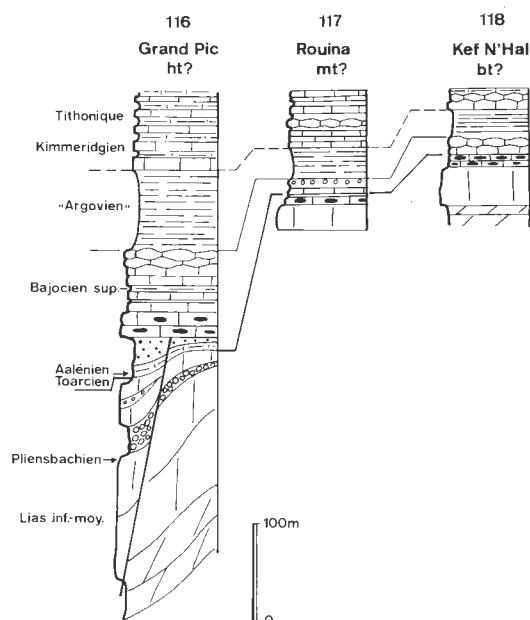


Fig. 13. — Colonnes stratigraphiques des formations jurassiques du Tell externe de la transversale de l'Ouarsenis oriental; localisation Pl. h.t. I; légende complète de la lithologie fig. 10.

Fig. 13. — Stratigraphic sections of Jurassic formations in the "Tell Externe" of the eastern Ouarsenis. Section localities are indicated Pl. h.t. I; for complete explanation of lithology see fig. 10.

Références. — 116 : [176], p. 81-91 — 117 : [176], p. 75 — 118 : [176], p. 94.

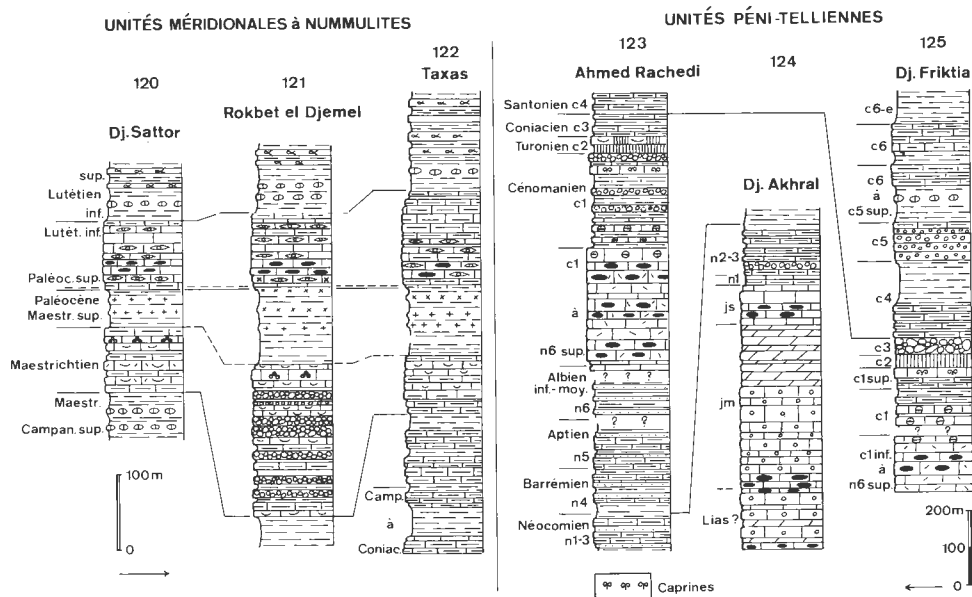


Fig. 14. — Colonnes stratigraphiques des unités méridionales à nummulites et des unités péni-telliennes (Lias-Eocène, domaine externe, Algérie orientale); localisation Pl. h.t. I, légende lithologique fig. 10.

Fig. 14. — Stratigraphic sections of the "Unités méridionales à Nummulites" and of the "Unités Péni-Telliennes" (Liassic-Eocene, "Domaine Externe" of eastern Algeria). Section localities are indicated Pl. h.t. I, complete explanation of lithology see fig. 10. The sedimentary facies are neritic with rare intercalations of sediments with planctonic fauna.

Références. — 120-122 : [238], fig. 57-123 : [238], fig. 51 — 124 : [238], fig. 54 — 125 : [238], fig. 55.

polypiers et des annélidés, puis des protoglobigérines au sommet de la série, sont des éléments faunistiques caractéristiques.

Le Malm, à calcaires à silex, à calcaires massifs et à biomicrites, a fourni des *Saccocoma* et des calpionelles. Ces séries sédimentaires du Jurassique se sont déposées sur une plate-forme peu profonde, subsidente au Malm.

Le Crétacé. — Le Néocomien à biomicrites, calcaires argileux et marnes blanchâtres est daté par des calpionelles et des ammonites. Dans les affleurements septentrionaux (fig. 14, col. 123) il comporte des niveaux gréseux fins. Du Barrémien à l'Albien moyen la sédimentation est dominée par des marnes gréseuses, des argiles et des calcaires argileux (absents dans l'Albien) à ammonites. La barre calcaire avec des calcaires à silex de l'Albien supérieur - Cénomaniens basal comporte des faunes néritiques ou du plateau continental peu profond, puis des faunes de bassin ouvert vers le haut de la formation, dans des interlits marneux. Les faunes néritiques peuvent être en partie transportées (orbitolines roulées; J.M. Vila, 1980, p. 162). D'autres, qui se trouvent dans des biosparites, sont probablement autochtones.

Au Cénomaniens inférieur et moyen, des marnes et des biomicrites à rotalipores alternent avec des calcaires à orbitolines. Des conglomérats calcaires se trouvent dans les affleurements septentrionaux. Un banc à caprines sert de repère au Cénomaniens supérieur. Le Turonien, avec des lumachelles à lamellibranches et des *Globotruncana* est souvent silicifié.

Le Sénonien est de type tellien. Des conglomérats grossiers au Djebel Frikia (fig. 14, col. 125) peuvent remanier des blocs de plusieurs m³: dolomies, calcaires à miliolles, calcaires à orbitolines, calcaires à ovalvéolines. L'origine de ces éléments se trouverait dans les séries néritiques constantinoises (J.M. Vila, 1980, p. 172, 173).

Le Sénonien supérieur des unités méridionales à nummulites (fig. 14, col. 120-122) comporte des bancs lumachelliques à huitres, inocérames, rhynchonelles et des niveaux microconglomératiques au Rokbet el Djemel (col. 121).

Le caractère sédimentaire des séries crétacées est donc parfaitement mixte: des sédiments de plate-forme transportés ou éventuellement autochtones en partie (?) constituent des intercalations importantes au sein des dépôts détritiques terrigènes fins de milieux peu profonds.

Les séries du *Paléocène* et de l'*Eocène* montrent les mêmes éléments stratigraphiques que les séries bas-telliennes, avec, cependant, plus de faunes néritiques, de glauconie et de phosphates.

H. Séries stratigraphiques des unités telliennes à affinités rifaines et du massif d'Oran.

Les unités telliennes à affinités rifaines correspondent à l'« Allochtone à affinités rifaines » de P. Guardia (1975). Ce sont, en Oranie occidentale, des nappes de charriage à matériel schistosé, anchi- à épimétamorphique.

Les séries (fig. 15) du Trias, du Lias et du Dogger inférieur sont de type tellien. Une formation particulière se trouve au niveau du Callovien et de l'Oxfordien, avec des alternances de pélites et de petits bancs de grès. Cette lithologie, que l'on rencontre également dans le massif d'Oran (fig. 9, 10, col. 65) rappelle le Ferrysch du Rif externe (p. 253). Il s'agit des dépôts d'un cône sous-marin profond situé au Nord des Hauts-Plateaux de l'Algérie occidentale (p. 270).

Le Jurassique terminal et le Néocomien sont de type tellien, avec des faciès à calpionelles. Des barres de grès de plus de 10 m d'épaisseur et des conglomérats sont attribués au Crétacé inférieur de l'unité des Souhalia (fig. 15, col. 128). Le Crétacé supérieur n'est connu avec certitude que dans la série d'El Mokrane (fig. 15, col. 127). D'autres formations du Crétacé

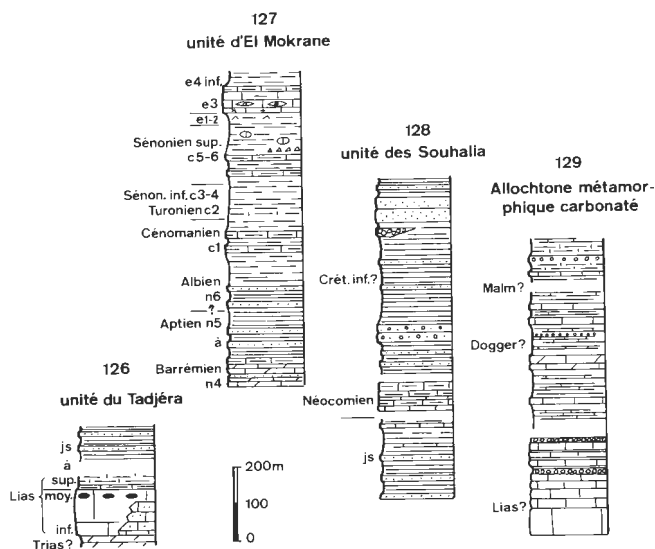


Fig. 15. — Colonnes stratigraphiques des unités telliennes à affinités rifaines (Lias-Eocène, domaine externe, Algérie occidentale); position Pl. h.t. 1, légende lithologique fig. 16.

Fig. 15. — Stratigraphic sections of the "Unités Telliennes à Affinités Rifaines" (Liassic-Eocene, "Domaine Externe" of western Algeria). Section localities are indicated Pl. h.t. 1, complete explanation of lithology see fig. 16. The terrigenous formations of the Middle to Upper Jurassic are identical in western Algeria and in the Rif.

Références. — 126-127: [120], fig. 84 — 128: [120], fig. 82 — 129: [102], fig. 9.

supérieur reposent sur leur substratum actuel (l'Allochthoné métamorphique carbonaté et l'unité du massif d'Oran) par l'intermédiaire d'une disharmonie de nature non élucidée.

C'est encore dans l'unité d'El Mokrane que des marnes noires à gypse sont attribuées avec doute au Paléocène. Les calcaires de l'Eocène inférieur sont phosphatés ou glauconieux, à faunes de nummulites caractéristiques. Des faunes planctoniques se trouvent dans les marnes de l'Eocène moyen.

I. Séries stratigraphiques du Rif externe.

Les définitions des unités structurales du Rif externe et de leurs séries stratigraphiques sont discutées p. 217-219. Bien que la première phase orogénique tertiaire n'intervienne dans ce domaine qu'au Miocène inférieur, la description ci-dessous se limite aux termes allant du Trias à l'Eocène (compris). Les séries de l'Oligocène et du Miocène sont mentionnées p. 282 et fig. 29.

1. Trias du Rif externe.

Pour le Trias, les problèmes stratigraphiques se posent de la même façon dans le Rif externe que dans le Tell (p. 240). On distinguera donc ci-dessous le Trias en position stratigraphique des « complexes à matériel triasique ».

Du *Trias en position stratigraphique* est signalé et dessiné par J. Andrieux (1971) à la base de l'unité intrarifaine de Ketama, dans les nappes rifaines supérieures (au sens de W. Wildi, 1981 et de ce manuscrit) et dans le Mésorif du Tiflouest (fig. 16, col. 141).

Les éléments stratigraphiques les plus complets se trouvent dans la région de Tahar Souk, où une colonne synthétique montrerait de bas en haut (épaisseur totale : environ 150 m; J. Andrieux, 1971) : du gypse; des calcaires lités à chlorite; une coulée de spilites; une formation carbonatée à plaquettes dolomitiques, « cipolins » blancs massifs, « cipolins » noirs et schistes; des schistes verts à faciès « peau de serpent ».

Aucune de ces formations n'a été datée paléontologiquement. Il s'agit cependant de toute évidence de termes stratigraphiques qui se trouvaient à l'origine superposés à des évaporites. Je les attribue pour cette raison (voir ci-dessous) au Trias supérieur, et, éventuellement en partie, à l'Hettangien.

Les « complexes à matériel triasique » se trouvent dans toutes les zones du Rif externe (à l'exception de

l'unité de Tanger interne). Le matériel triasique prend cependant une importance particulière dans le Pré-rif, où il remonte à la surface par des phénomènes diapiriques (diapir de Tissa), et où il se trouve remanié en grande quantité dans le complexe tectono-sédimentaire d'âge miocène. Des remaniements s'observent cependant également plus bas, notamment dans les séries du Crétacé supérieur.

Dans son inventaire des éléments constitutifs du Trias, Y. Ennadifi (1974, p. 29-30) a signalé :

- carbonates : dolomies noires et calcaires divers. Des formations similaires ont fourni à J. Marçais (1935) une faune à petits lamellibranches, dont *Myophoriopsis keuperina* Quenst., datant le Trias supérieur;
- roches éruptives : gabbros, diabase, épidotite et basaltes;
- argilites et pélites rouges bariolées;
- évaporites : gypse, anhydrite, sel gemme; des sels potassiques ont été mis en évidence en forage dans les environs de Fès (H.M. Salvan, 1974 a, p. 17). Les pélites et les évaporites constituent ensemble la « matrice » des complexes à matériel triasique.

La *succession stratigraphique* des formations lithologiques du Trias rifain n'est en fait pas connue. H.M. Salvan (1974 a, b) a proposé une série stratigraphique hypothétique du « Trias marocain » :

- 1) série pélitico-argileuse de base, atteignant des épaisseurs considérables dans le couloir d'Argana (Haut-Atlas occidental); elle est inconnue dans le Rif;
- 2) série salifère inférieure;
- 3) intercalation basaltique; elle comporte, dans les Hauts-Plateaux près d'Oujda, des couches calcaires à *Anoplophora lettica* (Mulchelkalk supérieur, Keuper inférieur);
- 4) série salifère supérieure, avec, entre autre, des sels potassiques;
- 5) « série pélitique supérieure, avec alternance d'anhydrite et d'argiles rougeâtres, et se terminant dans de nombreux cas par des dolomies noirâtres fétides, à allure de cargneules » (*op. cit.*, p. 10).

L'absence d'évaporites entre les séries carbonatées à coulées de basalte et les formations liasiques (voir ci-dessus pour les nappes rifaines) pourrait indiquer que la série salifère supérieure se trouve très réduite dans le Rif.

2. Lias à Dogger moyen (Bajocien; cycle carbonaté du Rif interne).

Le cycle sédimentaire carbonaté du Lias inférieur au Dogger moyen est encore mal connu (fig. 16). Il indique l'installation de la mer ouverte dès le Domé-

rien. La présence de l'Hettangien et/ou du Sinémurien inférieur est indiquée au sommet des évaporites triasiques, dans des dolomies noires feuilletées, par *Eodiadema lacosteli* (in J. Lacoste, 1934, p. 102) et *Arnioceras* sp. (in G. Suter, 1965). La plus grande partie du Lias inférieur est formée par une série carbonatée massive, avec des dolomies primaires et secondaires, et des calcaires massifs blancs à algues (fig. 16).

Au Pliensbachien correspondent des calcaires lités, plus ou moins marneux, qui ont fourni des ammonites du Domérien et du Carixien dans le Prérif, dans le Mésorif et dans la nappe rifaine supérieure de Senhadja (G. Suter, 1965; D. Leblanc, 1975/1979). Le Toarcien et l'Aalénien sont représentés par des niveaux de marnes blanches ou chocolat, relativement condensées (quelques mètres), riches en ammonites. Des calcaires noduleux rouges sont datés du Bajocien dans le Prérif. Ils correspondent, dans l'unité de Ketama (fig. 16, col. 137; J. Andrieux, 1971) à des alternances de caleschistes et de calcaires marneux à « filaments ».

3. Dogger moyen à Oxfordien (cycle détritique) du Rif externe.

Pendant la période du Dogger moyen à l'Oxfordien, deux cônes détritiques se forment en milieu marin profond, l'un au droit du Rif, l'autre au droit du Tell oranais.

Au Bathonien (G. Suter, 1965) et pendant une partie du Callovien (W. Wildi, 1981), des marnes bioturbées à posidonies se déposent dans l'ensemble du Rif externe. Dans le Prérif, des intercalations de barres calcaires oolithiques à structures dunaires et des niveaux gréseux roux indiquent un milieu de plateau continental peu profond. Dans le Mésorif, dans l'unité intrarifaine de Ketama et dans les nappes rifaines, les ichnofaunes et les ammonites caractérisent un milieu de plateau continental externe.

Cette série marneuse précède et passe vers le haut au cycle de sédimentation détritique terrigène du Ferrysch (W. Wildi, 1981), qui est essentiellement constitué par deux types de sédiments :

- argilites et pélites diverses qui peuvent comprendre, à certains niveaux, des marnes;
- arénites, dont la composition moyenne correspond à celle d'une subarkose à granoclassement bon à modéré. Le diamètre moyen des grains est de 0,09 mm, le diamètre maximum est en moyenne de 0,2 mm.

L'analyse du Ferrysch dans les avant-pays du Rif et dans les unités du Rif externe (à l'exception du Prérif

externe où la formation n'affleure pas) a permis la définition de cinq zones de faciès, au sein desquelles un certain nombre de caractères stratonomiques restent homogènes :

Zone 1 (Hauts-Plateaux autochtones du Terni-Masgout) : la partie inférieure de la série est une alternance de pélites et d'arénites à structures turbiditiques datée du Callovien (faciès prodeltaïque). La partie supérieure de la série est constituée d'arénites à stratifications deltaïques et à intercalations calcaires à faunes néritiques (« Callovo-Oxfordien »).

Zone 2 (avant-pays rifains de Driouch et de Beni Bou Ifrou, Prérif interne à l'exception de la nappe de Msila) : les sédiments sont marqués par les traces d'un transport dominé par les effets de la gravitation : glissements synsédimentaires (« slumps »), séquences turbiditiques chenalisées à traces de courant (« flute casts ») et brèches diverses. La partie orientale de la zone 2 est interprétée comme zone de passage entre le delta des avant-pays du Terni-Masgout (zone 1) et le cône de sédimentation en eau profonde de la zone 3. Le Prérif interne, dans la partie occidentale de la zone 2, représente l'ancienne pente occidentale à l'Ouest du delta principal (W. Wildi, 1981, fig. 11).

Zone 3 (Prérif de Msila, fig. 16, col. 146; nappe de Bou Haddoud, fig. 16, col. 142-144, et Mésorif) : c'est la zone avec les accumulations les plus importantes (plus de 2 400 m dans la nappe de Bou Haddoud). Les arénites peuvent constituer des séquences d'une puissance de quelques mètres jusqu'à 50 m. Des bancs épais, sans structures sédimentaires, ou à laminations planes parallèles floues, en constituent la partie inférieure. Ils passent vers le haut à des bancs de quelques centimètres à 15 cm d'épaisseur, avec des laminations entrecroisées, des accumulations de minéraux lourds et des rides de courant linguoïdes à leur surface. Ces séquences d'arénites se seraient déposées sous l'action de courants de turbidité continus et à basse vitesse qui dévalaient une pente d'à peu près 1°. La zone 3 est interprétée comme zone principale de dépôt d'un cône sous-marin. Les ammonites indiquent des âges allant du Callovien inférieur (jusqu'à 1 400 m d'épaisseur dans la col. 142, fig. 16) à l'Oxfordien supérieur.

Zone 4 (unité intrarifaine de Ketama et nappes rifaines supérieures, fig. 16, col. 137, 139-141) : les siltites et les argilites sont dominantes dans ces unités. Les arénites se trouvent en séquences à petits bancs, à rides de courant et avec enrichissement en minéraux lourds. Des micrites calcaires à radiolaires peuvent être intercalées dans la série. Dans la zone 4 le début du dépôt des arénites s'est fait plus tard que dans la zone 3, après le Callovien moyen seulement. La zone 4 correspond à une zone abyssale et distale par rapport aux zones précédentes.

Zone 5 (Jbel Azrou Akechar, partie orientale de la nappe de Bou Haddoud; W. Wildi, 1981, coupe 14) : la sédimentation est dominée par une alternance de pélites versicolores et de marno-calcaires à ammonites. Des arénites à traces d'un transport dominé par les effets de la gravitation se trouvent à la base et au sommet du groupe. Cette série est essentiellement d'âge oxfordien, mais elle englobe à sa base également le Callovien. La zone 5 se trouvait, pendant la période du dépôt du Ferrysch, quelque peu en dehors de l'axe principal de distribution du matériel détritique.

On peut interpréter la formation du Ferrysch comme témoin d'un cône de sédimentation en eau profonde, au large du delta d'une « Paléomoulouya », dont l'embouchure était située aux confins algéro-marocains. Sa genèse a dû aller de pair avec un approfondissement sensible du fond marin : nous estimons que le fond marin de la zone 4 est passé, entre le Callovien inférieur et l'Oxfordien, du plateau continental externe (environ 200 à 500 m de profondeur) à la zone abyssale, près de la CCD (environ 2 000 m ?). Le matériel terrigène est probablement essentiellement d'origine saharienne.

4. Jurassique terminal et Néocomien (cycle carbonaté) du Rif externe.

Les formations carbonatées du Malm supérieur et du Néocomien se sont déposées en eau profonde. La plate-forme néritique correspondante est connue dans les Hauts-Plateaux du Terni Masgout.

Du point de vue lithologique, les formations peuvent être subdivisées en deux membres, dont la limite correspond à la séparation Jurassique/Crétacé : un membre inférieur à prédominance calcaire et un membre supérieur, plus marneux.

La limite inférieure des calcaires du Malm supérieur est diachrone : — des Himalayitidae provenant d'un horizon de condensation à la base des calcaires de l'unité de Ketama indiquent le Tithonique moyen (W. Wildi, 1981); — cette même limite est datée de la

limite Oxfordien/Kimméridgien dans la nappe de Bou Haddoud. On a également daté le Kimméridgien dans la barre calcaire du Prérif (J. Marçais et W. Van Leekwijck, 1936).

Dans le Prérif, les faciès caractéristiques sont des calcaires micritiques noduleux, comportant des intercalations de conglomérats intraformationnels. Les calcaires ont fourni de riches faunes d'ammonites (compilation in G. Suter, 1966) et de pygopes (J. Geyssant, 1966).

Deux faciès principaux se trouvent dans les calcaires jurassiques du Mésorif, des nappes rifaines et de l'unité intrarifaine de Ketama, sans qu'il soit encore possible de déterminer leur répartition exacte :

— des marno-calcaires et des calcaires micritiques à calpionelles sont connus dans certains secteurs de la nappe de Bou Haddoud (W. Wildi, 1981), dans l'unité de Ketama du haut Oued Nekor (J. Andrieux, 1971, fig. 28 E) et dans la nappe rifaine du Jbel Afress (fig. 16, col. 140). Dans la nappe rifaine supérieure du J. Jehenane (Tifelouest, col. 141), les seuls organismes conservés sont des radiolaires;

— des olistolites (éléments de Ferrysch), conglomérats et calciturbidites à éléments faunistiques néritiques et pélagiques se trouvent dans le Malm de la partie occidentale du Mésorif (W. Wildi, 1981) et dans certains secteurs de l'unité de Ketama (J. Andrieux, 1971). D'après nos recherches de terrain, l'âge des éléments remaniés ne diffère jamais sensiblement de celui de la formation encaissante. L'épaisseur de cette formation peut varier entre une dizaine de mètres et 180 m (J. Andrieux, 1971).

Au Néocomien les faciès sont hémipélagiques, puis finement détritiques :

— dans le Prérif interne, des marno-calcaires, puis des marnes bleues ont fourni à D. Leblanc (1975/1979) de riches faunes d'ammonites datant du Berriasien au Barrémien inférieur. Ce dernier niveau correspondrait au passage à une sédimentation plus argileuse et pélitique (voir ci-dessous);

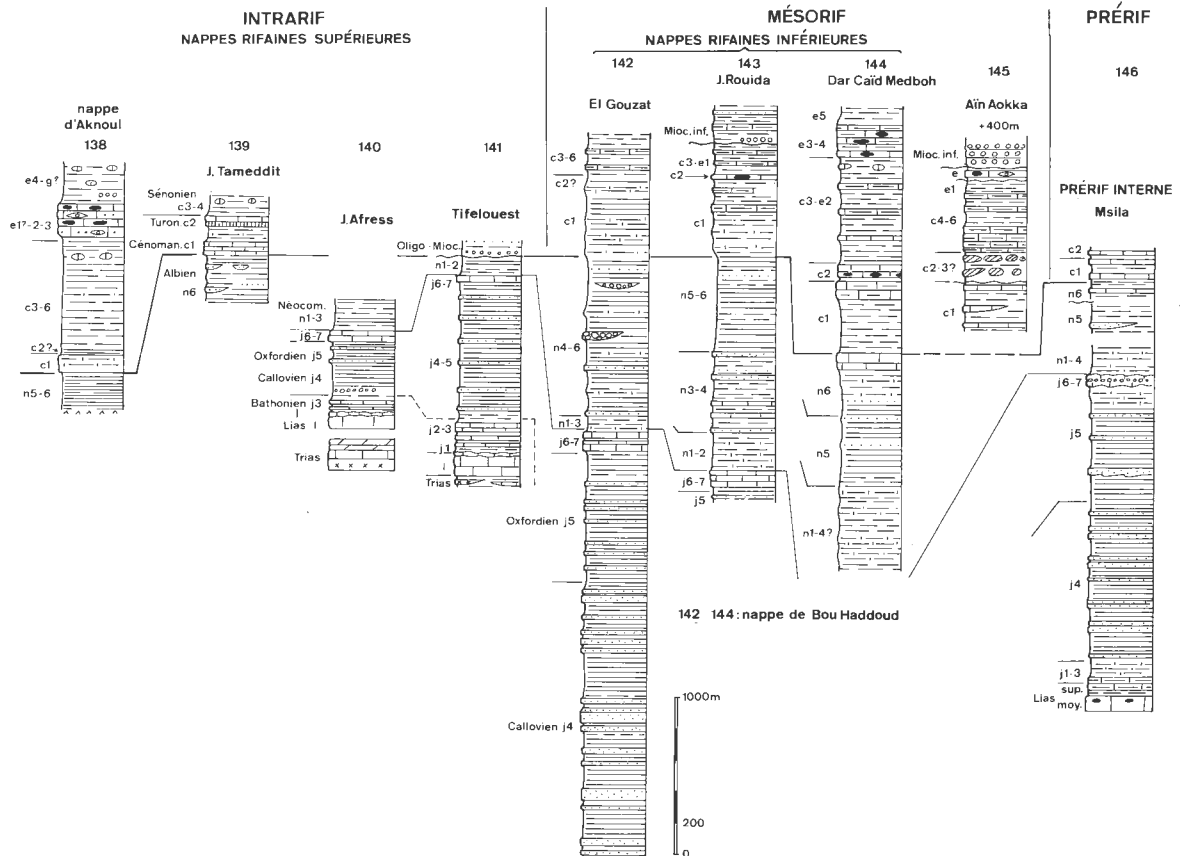
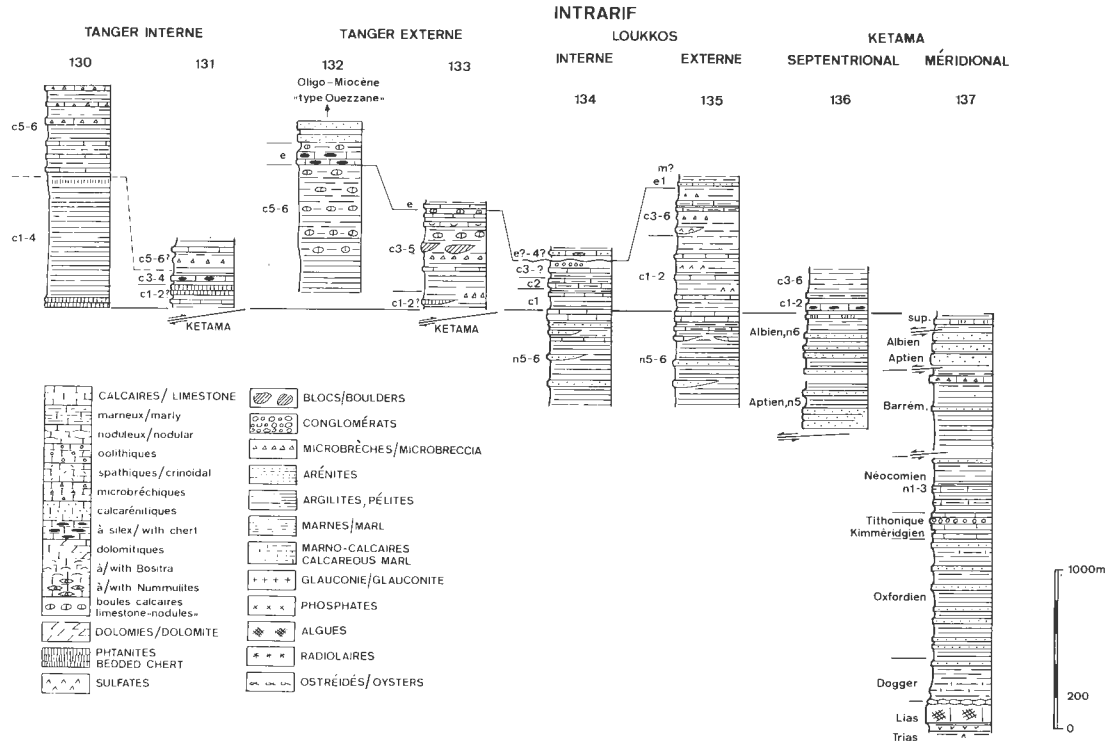
— dans le Mésorif et la nappe rifaine inférieure de Bou Haddoud, les faciès de marno-calcaires et de marnes claires à ammonites caractérisent les étapes du

Fig. 16. — Colonnes stratigraphiques du Rif externe; position Pl. h.t. I. Les séries tertiaires complètes sont représentées fig. 29.

Fig. 16. — Stratigraphic sections of the "Rif Externe". Section localities are indicated Pl. h.t. I. The main units are the "Intrarif" (North), the "Mésorif" and the "Prérif" (South of the chain). The "Nappes Rifaines Supérieures" are decollement nappes of the "Intrarif", the "Nappes Rifaines Inférieures" belong to the "Mésorif". The series differ from tellian units to the East of Oran by the thick Middle to Upper Jurassic terrigenous "Ferrysch" — formation (W. Wildi, 1981), an ancient deep-sea fan deposit.

Références. — 130 : [67] et documents inédits, excursion Soc. géol. France — 131 : [164], fig. 10d — 132 : [67] et inédit — 133 : [164], fig. 9b — 134-135 : [164], fig. 6, 12 — 136 : [121]; [2], fig. 29 — 137 : [2], fig. 27; [246], fig. 4, coupe 11; [121]; [151]; observations personnelles — 138 : [146], fig. 20 — 139 : [146], fig. 20 — 140 : [2], fig. 31; [246], fig. 4, coupe 13 — 141 : [2], fig. 30; [246], fig. 4, coupe 12 — 142 : [146], fig. 18; [246], fig. 4, coupe 6 — 143-144 : [146], fig. 18 — 145 : [146], fig. 15 — 146 : [146], fig. 6; [246], fig. 4, coupe 5.

CHAÎNE TELLO-RIFAINE



Berriasien au Valanginien élevé; les premiers niveaux gréseux superposés sont du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur (fig. 16, col. 143);

– dans la partie méridionale de l'unité intrarifaine de Ketama (fig. 16, col. 137) des alternances de marnes jaunes schistosées, de schistes argileux et de bancs de micrites argileuses, puis des marnes jaunes sont datées du Berriasien à l'Hauterivien (J. Andrieux, 1971; A. Gübeli, 1982). Les premiers niveaux de grès se trouvent à partir de l'Hauterivien, sans qu'il y ait un changement radical du caractère sédimentaire.

5. *Hauterivien p.p. à Albien (cycle détritique terrigène) du Rif externe.*

Dans le Rif externe, le cycle détritique terrigène commence à l'Hauterivien. Jusqu'au Barrémien, le matériel terrigène provient très probablement du bassin du Telagh (transversale d'Oran; p. 270), ensuite du cône principal de l'Ouarsenis (fig. 24, 25).

De l'Hauterivien au Barrémien (unités mésorifaines et intrarifaines) ou à partir du Barrémien inférieur (Prérif; D. Leblanc, 1975/1979) des schistes argileux verdâtres ou sombres à intercalations marneuses et à petits niveaux gréseux se déposent; les sédiments restent cependant relativement marneux dans le Prérif (fig. 16).

À l'Aptien et à l'Albien inférieur à « moyen » le caractère détritico terrigène de la sédimentation s'accroît et le « flysch albo-aptien » se dépose. Dans le Prérif, il s'agit toujours de marnes, mais qui peuvent prendre localement « un aspect de flysch bleu-violet à rougeâtre avec de gros bancs de grès » (D. Leblanc, 1975/1979). Les faciès du Mésorif et des nappes rifaines inférieures sont le plus souvent pélitiques sombres à intercalations de niveaux marneux clairs. De rares barres lenticulaires de grès quartzitiques peuvent être interprétées comme remplissages de chenaux latéraux. Des conglomérats dans la nappe de Bou Haddoud (fig. 16, col. 142) remanient des calcaires et grès jurassiques et des dolérites (D. Leblanc, 1975/1979).

C'est dans l'unité intrarifaine de Ketama que le « flysch albo-aptien » est le mieux développé, avec des alternances de pélites argileuses et silteuses et des séquences de grès (A. Gübeli, 1982). Les pélites peuvent montrer des nodules silicifiés ou minéralisés à goëthite et limonite. Les grès constituent des séquences de quelques mètres jusqu'à 20 ou 30 m; l'épaisseur des bancs varie entre 1 cm et 3 m. Des laminations planes parallèles ou entrecroisées, peuvent être reconnues dans les petits bancs; des séquences de Bouma incomplètes et des chenaux apparaissent localement dans les bancs épais. La composition des grès est celle

de subarkoses fortement transformées. Ces séquences de grès et de pélites se sont déposées à la périphérie d'un cône sous-marin. Les structures sédimentaires indiquent des paléocourants venant du secteur sud à SE (A. Gübeli, 1982).

L'épaisseur du « flysch albo-aptien » de l'unité méridionale de Ketama serait, pour J. Andrieux (1971, fig. 29) de 300 m environ. Dans les séries replissées de l'unité septentrionale, l'épaisseur est estimée à 600 m par J. Andrieux et par A. Gübeli (1982). Selon ce dernier, la série détritico comprend l'Aptien et l'Albien inférieur et moyen.

6. *Albien supérieur à Turonien (sédimentation hémipélagique) du Rif externe.*

Les formations qui font suite, à partir de l'Albien supérieur, au cycle détritico, montrent des caractères sédimentologiques et faunistiques hémipélagiques. Les différences de faciès permettent la distinction de deux domaines :

- dans le Prérif, le Mésorif et dans l'unité intrarifaine du Loukkos (fig. 16, col. 134, 135, 145, 146) la sédimentation est marneuse et marno-calcaire;
- dans l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger et dans les nappes rifaines supérieures (col. 130-133, 138, 139), des argilites, des phthanites et des micrites siliceuses indiquent un milieu océanique profond, proche de la CCD. Ces séries n'ont souvent fourni aucune faune caractéristique (col. 131, 133, 135 ; P. Lespinasse, 1975).

7. *Sénonien du Rif externe.*

Dans l'ensemble du Rif externe, les formations du Sénonien sont marno-pélitiques à faunes pélagiques. Les variations principales des faciès rifains sont les suivantes :

- dans le Prérif, les formations du Sénonien sont constituées par des marnes tendres (D. Leblanc, 1975/1979);
- dans l'Intrarif, on a plutôt des argilites que des marnes;
- dans le Mésorif, les nappes rifaines et les unités intrarifaines, des bancs de micrites argileuses sont interstratifiés dans les pélites, comportant en outre des boules calcaires (cf. celles dans les unités telliennes, p. 247). Des bancs épais de calcaires à silex apparaissent dans l'unité de Tanger interne;
- des remaniements se trouvent dans tous les secteurs; il s'agit souvent de marnes cénomaniennes (Prérif; D. Leblanc, 1975/1979; unité de Tanger

externe : M. Durand Delga *et al.*, 1962; P. Lespinasse, 1975, fig. 9) et d'éléments triasiques. Des microbrèches calcaires à inocérames prennent une importance particulière dans l'unité de Tanger interne.

8. Paléocène et Eocène du Rif externe.

Les séries du Paléocène et de l'Eocène du Rif externe (fig. 16, 29) sont constituées, dans le cas « idéal » par une trilogie lithologique semblable à celle du Tell : 1) marnes à miches et à boules calcaires du Paléocène; 2) marno-calcaires blancs à rognons et à couches de silex du Paléocène terminal et de l'Yprésien; 3) marnes à éléments détritiques de l'Eocène moyen et supérieur.

La répartition des faciès, en revanche, est bien plus complexe que dans le Tell. Au niveau du *Paléocène*, les variations de faciès les plus importantes sont les suivantes :

- des grès marneux à glauconie, à dents de poissons et à niveaux conglomératiques se trouvent dans certains secteurs du Prérif (D. Leblanc, 1975/1979, fig. 8);
- des basanites sont connues dans les marnes paléocènes de la coupe prériefaine du Coude du Msoun (fig. 29; D. Leblanc, 1975/1979);
- sur la transversale de Chefchaouène (Pl. h.t. I; P. Lespinasse, 1975), un Paléocène calcaire est probablement lié à la marge externe de l'unité intrarifaine du Loukkos, et des calcaires à *Microcodium* à l'unité de Tanger externe (fig. 16, col. 133-135).

Dans les marno-calcaires blancs à rognons et à lits de silex du Paléocène terminal et de l'*Eocène inférieur* (« faciès suessonien ») on distingue trois faciès différents qui sont :

- les marno-calcaires à grands foraminifères du Prérif. Ils peuvent être gréseux, glauconieux et phosphatés à dents et à écailles de poissons (fig. 29, col. t, u). La présence de microfaunes pélagiques

montre cependant que les nummulites peuvent être en grande partie transportées ici. De petits récifs sont signalés par D. Leblanc (1975/1979). Ces faciès à éléments néritiques se trouvent en outre dans la partie orientale du Mésorif (fig. 16, col. 145), ainsi qu'à la base de la nappe du J. En Nehir (fig. 29, col. s : Prérif pour G. Suter, 1980 a, b; nappe de type Ouezzane pour D. Leblanc, 1975/1979);

- les faciès marno-calcaires purs à faunes pélagiques et à silex sont caractéristiques de la nappe d'Ouezzane s. str. (G. Suter, 1965), de son équivalent occidental du Habt (G. Suter et G.G. Fiechter, 1966) et de la nappe des Tsoul (D. Leblanc, 1965/1979, fig. 13). On les trouve également dans la nappe de Bou Haddoud (fig. 16, 29);

- des calcaires détritiques à nummulites resédimentées ont été décrits dans la nappe rifaine supérieure d'Aknoul (fig. 16, col. 138) ainsi que dans le Mésorif occidental (G. Suter, 1965, p. 11).

Les formations des calcaires à silex ont été datées par D. Leblanc (1975/1979) du Paléocène supérieur et de l'Yprésien. Leur limite supérieure coïncide avec la limite Yprésien/Lutétien.

Les faciès et les épaisseurs des formations du *Lutétien* et du *Priabonien* sont très variables :

- des marnes et des marnes à boules calcaires ont été signalées dans la nappe rifaine d'Aknoul (fig. 16, col. 138) et dans la nappe de Bou Haddoud (col. 144), puis dans l'unité intrarifaine de Tanger externe (col. 132) et dans celle du Loukkos (col. 134). L'épaisseur maximale de cette formation est d'un peu plus de 200 m dans la nappe d'Aknoul (D. Leblanc, 1975/1979);

- des marnes à bancs de grès et à conglomérats apparaissent dans le Prérif, dans la nappe d'Ouezzane (fig. 16, 29) et dans l'unité de Tanger. Elles marquent probablement les premiers mouvements orogéniques dont l'ampleur reste encore difficile à apprécier. L'épaisseur maximale indiquée par D. Leblanc est de 600 m dans l'unité des Tsoul.

TROISIÈME PARTIE

Reconstitution palinspastique et évolution paléogéographique de l'Afrique du Nord et de la Téthys occidentale du Trias au Miocène

Dans ce chapitre, on développera d'abord la reconstitution palinspastique des trois domaines allochtones africains (domaine interne, nappes des flyschs et domaine externe), pour les replacer ensuite dans leur contexte paléogéographique au sein de la Téthys occidentale. Les périodes choisies pour les reconstitutions de départ sont celles des formations dont les faciès sédimentaires sont les plus caractéristiques : Trias supérieur et Lias pour le domaine interne, Crétacé inférieur pour les nappes des flyschs, Crétacé supérieur et Paléogène pour le Tell externe, et Jurassique moyen à supérieur pour le Rif externe.

A. Reconstitution palinspastique.

1. Domaines externes tello-rifains.

Les domaines externes telliens et rifains comportent tous les éléments d'une marge continentale relativement simple. La reconstitution palinspastique proposée ici repose sur les données structurales, sur les faciès sédimentaires des séries antéorogéniques, et sur les renseignements concernant les effets et l'âge des phases tectoniques orogéniques. Au sein des domaines externes mêmes, les mouvements tangentiels N-S ont contribué, dans l'état actuel des connaissances, bien plus à l'édification de la chaîne que les mouvements coulissants. Ceci conduit à discuter la reconstitution en suivant des transversales perpendiculaires à l'axe de la chaîne (fig. 17, 18). Une exception à cette règle sera discutée (p. 262) pour le Rif, où l'accident du Nekor est responsable de mouvements coulissants NE-SW.

Sur la figure 18 on a représenté l'extension minimale des domaines paléogéographiques il y a 100 m.a. à peu près. Le problème de l'extension de la marge au Trias, avant l'ouverture de la Téthys occidentale, sera évoqué plus loin (p. 267).

a) Transversale tunisienne (fig. 17 A).

Les unités tunisiennes à faciès mi-telliens sont directement superposées aux écaillles du sillon nord-tunisien et aux unités de Sellaoua. Aucun argument ne permet d'envisager la présence, entre ces deux ensembles, d'un équivalent de l'unité néritique constantinoise et des unités sud-sétifiennes. Le soubassement anté-sénonien des unités tunisiennes à faciès mi-telliens n'est cependant pas connu.

Au niveau du Sénonien et du Paléogène ancien, le passage des faciès pélagiques septentrionaux aux faciès néritiques se fait respectivement dans le domaine atlasique et à la limite entre les unités mi-telliennes et les écaillles nord-tunisiennes. La transition des faciès telliens s. str. à ceux de l'unité ultra-tellienne d'Aïn Draham paraît continue, ainsi que celle entre cette dernière unité et les flyschs d'Adissa (fig. 17 A, fn). La relation entre les unités ultra-telliennes et les nappes des flyschs sont cependant compliquées par le problème de l'origine du matériel détritique qui se trouve remanié dans le Crétacé et le Paléogène (voir p. 275-276).

Le raccourcissement N-S des formations du Crétacé supérieur (fig. 18) lors des phases tectoniques tertiaires a été estimé à partir des coupes tectoniques de H. Rouvier (1977) et de J.M. Vila (1980). La flèche du chevauchement frontal des unités de Sellaoua serait d'au moins 10 km en Algérie orientale et de 5 km (?) dans l'Est de la Tunisie; leur raccourcissement interne par des plissements et des chevauchements est estimé à 30 % par rapport au domaine original. L'extension N-S du domaine sédimentaire des unités tunisiennes à faciès mi-telliens au Crétacé supérieur était d'au moins 50 km (H. Rouvier, 1977, Pl. h.t., coupes 2-3).

b) Transversale de l'Algérie orientale (fig. 17 B).

Le passage continu des faciès du Nord vers le Sud entre l'unité néritique constantinoise et les écaillles de

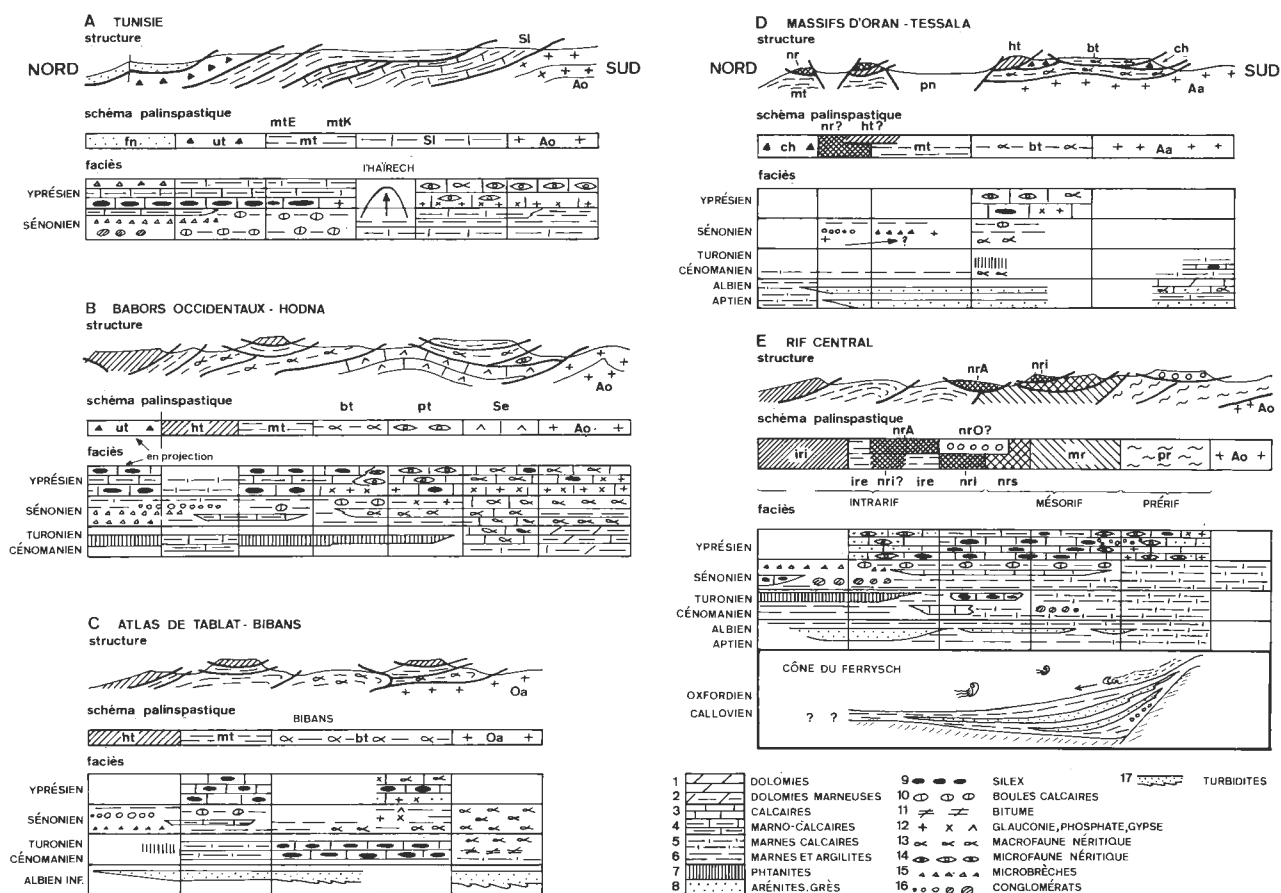


Fig. 17. - Schéma palinspastique par coupes transversales (A-E) des unités externes de la chaîne avant l'Eocène supérieur :

- schéma du haut : coupes avec position structurale des unités (sans échelle);
- schéma du milieu : position palinspastique des unités structurales en coupe N-S (sans échelles);
- schéma du bas : faciès clés des unités structurales.

Pour la position approximative des coupes transversales A-E et les abréviations voir fig. 18.

Fig. 17. - Schematic palinspastic cross-sections (A-E) of the "Domaine Externe" (Rif and Tell) before Late Eocene; no vertical nor horizontal scale. Approximate position of sections and abbreviations of units see fig. 18.

- Upper diagram : tectonic relationship between units of the "Domaine Externe".
- Middle diagram : hypothetical palinspastic position of the tectonic units along North-South cross-sections.
- Lower diagram : key-facies of sedimentary formations : 1 : dolomite - 2 : marly dolomite - 3 : limestone - 4 : marly limestone - 5 : marl - 6 : indifferiated pelites - 7 : bedded chert, radiolarite - 8 : arenite - 9 : chert nodules - 10 : limestones "nodules" (pinch and swell) - 11 : bitumen - 12 : glauconite, phosphate, sulfate - 13 : neritic macrofauna - 14 : neritic microfauna - 15 : microbreccia - 16 : conglomerate.

Sellaoua est assuré (J.M. Vila, 1980) par les séries du Dj. Djaffa; la série du Dj. Guedmane serait intermédiaire entre l'unité constantinoise à l'Est et les unités sud-sétifiennes à l'Ouest. La série du Dj. Kalaoun enfin, s'intercalerait entre les unités sud-sétifiennes au Nord et les Monts du Hodna au Sud (Pl. h.t. D).

Du domaine néritique constantinois et des unités sud-sétifiennes on passe vers le Nord aux unités telliennes s. str. par l'intermédiaire du domaine pénitellien et des unités méridionales à nummulites. Il n'y

a en fait aucune saute des faciès non plus entre ces dernières unités et les unités bas-telliennes.

Pour les unités mi-telliennes d'une part et les unités haut-telliennes d'autre part, le fait le plus remarquable est la variation des faciès et des épaisseurs qui intervient, à partir du Crétacé inférieur, entre les Babors occidentaux et les Babors orientaux. Ces variations se situent sur la même transversale que la terminaison occidentale des unités sud-sétifiennes. Ceci conduit à dessiner un accident transversal,

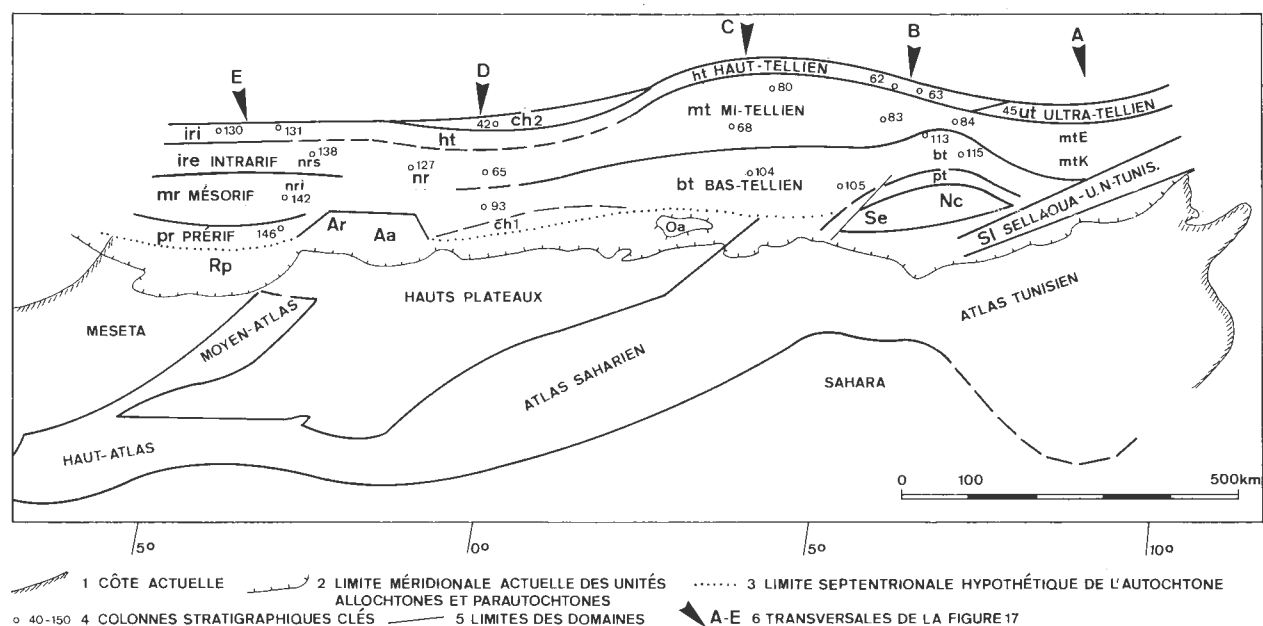


Fig. 18. — Carte palinspastique de la marge septentrionale de l'Afrique et des domaines externes tello-rifains; reconstitution schématique et hypothétique au début du Crétacé supérieur (100 m.a.). Les colonnes stratigraphiques clés (n° 4 de la légende) sont décrites fig. 6-16. Faciès clés et principaux arguments structuraux pour la reconstitution : voir fig. 17.

Fig. 18. — Hypothetical palinspastic map of the northern part of "stable" Africa and of the "Domaine Externe" at the beginning of Late Cretaceous (100 m.y.). The reconstruction has been made by repositioning the nappes to the North in Algeria and Tunisia and to the NNE in the Moroccan Rif. In the Rif the estimation of the original width of the external realm is based on tectonic sections (Pl. h.t. II) as well as on geophysical data and a sedimentological model (W. Wildi, 1981). In the Tell only few geophysical data are available; the reconstruction is mainly based on tectonic sections (Pl. h.t. II). For structural and facies arguments of the reconstruction see fig. 17. 1 : present coastline in Morocco and Tunisia - 2 : present southern limit of nappes and parautochthonous units - 3 : hypothetical northern margin of "stable" Africa, now covered by allochthonous units - 4 : palinspastic position of stratigraphic key-sections - 5 : limits of paleogeographic zones - 6 : approximate position of cross-sections A-E fig. 17.

Unités et domaines (fig. 17 et fig. 18). — Aa : avant-pays atlasiques — Ao : avant-pays autochtones indifférenciés — Ar : avant-pays rifains — bt : unités bas-telliennes — ch : unité des Chouala — ch1 : position du domaine des Chouala d'après J.M. Vila (1980) — ch2 : position hypothétique retenue ici — fn : nappes des flyschs — ht : unités haut-telliennes — ire/iri : unité intrarifaine de Ketama-Tanger externe/interne — mr : unités mésorifaines — mt : unités mi-telliennes — mtE : unité des Dj. Ed Diss — mtK : unité du Kasseb — Nc : unité néritique constantinoise — nr : unités telliennes à affinités rifaines — nrA : nappe rifaine supérieure d'Aknoul — nri : nappes rifaines inférieures — nrO : nappes rifaines type Ouezzane — nrs : nappes rifaines supérieures — Oa : autochtone relatif de l'Ouarsenis — pr : unités pré-rifaines — pt : unités péni-telliennes et unités méridionales à nummulites — Rp : rides pré-rifaines — Se : unités sud-sétifiennes — SI : unités de Sellaoua et écaillures du sillon nord-tunisien — ut : unités ultra-telliennes.

séparant, depuis le Jurassique ou le Crétacé, les Babors occidentaux des Babors orientaux, et limitant vers l'Ouest la plate-forme constantinoise et sud-sétifienne. On peut également expliquer par cet « accident des Babors » la terminaison occidentale apparente des faciès ultra-telliens du Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur, les séries haut-telliennes et les séries ultra-telliennes se relaient latéralement (cf. J.P. Bouillin, 1977, 1979).

Les raccourcissements dus à la tectonique tertiaire ont été appréciés de la façon suivante :

- la flèche globale des écaillages du Hodna est au moins de 10 km (J.M. Vila, 1980, Pl. h.t. II, coupes 1 et 2);

- la zone (inconnue) entre le domaine du Hodna et le domaine sud-sétifien est d'une largeur de 10 km minimum;

- la largeur N-S visible des unités sud-sétifiennes sur une seule transversale est de 30 à 40 km; le raccourcissement interne de l'unité est estimé à 20 km par J.M. Vila (1980);

- les unités sud-sétifiennes passent latéralement vers l'Est à l'unité néritique constantinoise dont le raccourcissement interne est négligeable;

- la zone des unités péni-telliennes et des unités méridionales à nummulites correspond, au Crétacé supérieur et au Paléogène, à la bordure nord de la plate-forme constantinoise et sud-sétifienne et à une partie du talus entre la plate-forme et le bassin tellien.

Je pense néanmoins que le talus principal était constitué par les unités bas-telliennes (nappe de Djemila de J.M. Vila) ;

– sur la transversale du Dj. Babor l'extension N-S des affleurements de l'unité bas-tellienne de Djemila est au maximum de 50 km ;

– sur cette même transversale, les unités mi-telliennes et haut-telliennes montrent une extension assez réduite. Le fait que les variations de faciès peuvent être aussi importantes au sein d'une seule unité que d'une unité à l'autre (p. 244) incite à proposer une zone paléogéographique assez étroite pour cet ensemble (fig. 18).

c) Transversale de l'Algérie centrale (fig. 17 C).

Au niveau du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène, on observe la polarité tellienne typique des faciès sédimentaires, avec des séries néritiques au Sud et des séries pélagiques (et détritiques au Sénonien) au Nord.

La limite septentrionale de la marge africaine autochtone se place, sur cette transversale, à la limite entre la plaine du Chélib et le massif de l'Ouarsenis. Sur la transversale de Tablat aux Bibans, les affleurements déroulés du Crétacé supérieur (Pl. h.t. II, coupe I) donnent une largeur N-S de 120 km pour la marge continentale. En admettant arbitrairement une « perte » de 50 % par l'érosion des fronts de nappe et par l'enfouissement sous les unités allochtones, on a dessiné (fig. 18) une marge tellienne de l'Afrique d'une largeur N-S de 240 km à peu près pour le Crétacé supérieur.

Il faut rappeler ici qu'une anomalie gravimétrique positive est connue dans la zone côtière algéroise (J. Lagrula, 1951). Celle-ci ne pouvant être interprétée par la disposition des unités indiquées sur la coupe I (Pl. h.t. II), on est obligé d'admettre l'existence d'un corps géologique de grande densité en profondeur.

d) Transversale d'Oran.

Les relations tectoniques et palinspastiques sont évidentes entre les unités bas-telliennes (non schistosées) et les unités mi-telliennes (schistosées) du massif d'Oran. La nature des contacts de base entre certains lambeaux de Sénonien à faciès haut-tellien et leur soubassement actuel (le Crétacé inférieur du massif d'Oran) en revanche, n'est pas encore éclaircie.

L'« allochtone métamorphique carbonaté » (B. Fenet, 1975) fait partie des nappes telliennes à affinités rifaines, et est structuralement plus élevé et d'origine septentrionale par rapport à l'unité du massif d'Oran.

Les autres unités telliennes à affinités rifaines, à l'Ouest de ce secteur, ne peuvent être situées par rapport au massif d'Oran.

L'unité des Chouala pose un problème particulier par ses faciès de type ultra-tellien marneux du Crétacé inférieur, et par sa position structurale basse au sein des nappes bas-telliennes. Le fait que des faciès terrigènes existent aussi bien dans le Crétacé inférieur autochtone (bassin du Telagh, sondage de Baudens; B. Fenet, 1975, fig. 24) que dans les nappes telliennes de cette transversale, interdit à mon avis une position palinspastique de l'unité des Chouala en bordure du continent africain (fig. 18 : ch 1; solution proposée par J.M. Vila, 1980, fig. 190, 191). Pour la suite on a choisi (fig. 18, ch 2) une position tout à fait au Nord du domaine, conformément à l'hypothèse de B. Fenet (1975, fig. 101) et de P. Guardia (1975). Il s'agit cependant d'une solution qui reste discutable.

e) Le promontoire atlasique aux confins algéro-marocains.

Le domaine externe des confins algéro-marocains paraît très réduit par rapport au Tell et au Rif. On peut expliquer cet « étrangement » de la façon suivante :

– les avant-pays atlasiques et rifains des Traras aux Beni Bou Ifrouir constituent, depuis le Trias, un promontoir « stable » à subsidence modérée au Nord des Hauts-Plateaux (P. Guardia, 1975);

– l'accident du Nekor et d'autres accidents coulissants ont pu enlever une partie du domaine externe pour le transporter vers l'Ouest. Ses éléments se trouveraient aujourd'hui dans le Rif oriental (W. Wildi, 1981, Jb. Azrou Akechar; cf. D. Frizon de Lamotte et M. Leikine, 1982);

– la Mer d'Alboran peut cacher certains éléments du domaine externe.

La largeur N-S primitive du promontoire atlasique par rapport à la limite nord de l'Afrique stable dans le Tell et le Rif peut être estimée sur la transversale de la presqu'île de Melilla à 40-50 km approximativement (fig. 18) et l'extension E-W à 150 km.

f) Transversale du Rif oriental.

La transversale des Tamsaman (Pl. h.t. II, coupe T; Pl. h.t. I) est caractérisée par l'accident coulissant du Nekor, d'orientation NE-SW et d'autres accidents de même orientation (p. 220). Les contacts chevauchants de ce secteur ont des pendages forts, et les raccourcissements par les mouvements tangentiels paraissent relativement peu importants. Au niveau du Jurassique, la zone paléogéographique du Prérif, connue plus à

l'Ouest, est remplacée par l'avant-pays rifain des Beni Bou Ifrou. Les zones palinspastiques seraient alors du Nord vers le Sud (fig. 18) : l'Intrarif, le Mésorif, l'avant-pays rifain des Beni Bou Ifrou et les Hauts-Plateaux du Terni-Masgout.

g) Transversale du Rif central (fig. 17 E).

La polarité des séries détritiques jurassiques du Ferrysch (W. Wildi, 1981) a conduit à une reconstitution palinspastique des unités structurales du Rif central (du NW vers le SE) selon le schéma suivant : unité intrarifaine de Ketama-Tanger et nappes rifaines supérieures – Mésorif et nappes rifaines inférieures – Prérif (nappe de Msila) – avant-pays du Terni-Masgout (terminaison occidentale des Hauts-Plateaux).

Les polarités déduites des faciès sédimentaires et d'autres niveaux stratigraphiques indiquent le même ordre palinspastique des unités structurales :

- Crétacé inférieur : séries détritiques gréseuses et pélitiques d'un cône sous-marin profond au Nord, dans l'Intrarif, faciès moins sableux, puis entièrement marneux dans le Mésorif et le Prérif;

- Crétacé « moyen » : faciès siliceux au Nord, dans l'Intrarif, marno-calcaires, puis marnes dans le Mésorif et le Prérif;

- Sénonien : argilites à boules calcaires et microbrèches dans l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger, sédiments plus marneux dans le Mésorif, marnes seules dans le Prérif.

Au Paléocène et à l'Eocène des faciès néritiques autochtones se trouvent dans le Prérif et dans une partie du Mésorif, puis des faciès pélagiques dans les séries de la nappe d'Ouezzane. Des dépôts détritiques à nummulites sont connus aussi bien dans le Prérif que dans l'unité intrarifaine de Ketama-Tanger. La succession latérale des faciès ne paraît donc pas suivre la même logique, au Paléogène, que pendant le Mésozoïque.

Des problèmes particuliers se posent pour la reconstitution de la zone intrarifaine :

- la nappe d'Aknoul (Crétacé supérieur - Paléogène) se serait décollée d'un substratum de type Ketama (D. Leblanc, 1975/1979);

- pour les autres nappes rifaines supérieures, ni les faciès sédimentaires – très proches de ceux de l'unité de Ketama – ni leur position structurale supra-Ketama ne permettent de juger de leur provenance palinspastique. Ceci tient au fait des rétrocharriages connus dans la zone limite entre les unités mésorifaines et l'unité de Ketama, ainsi que dans les nappes rifaines supérieures (J. Andrieux, 1971). Ces dernières pourraient donc provenir soit du Nord, soit du Sud, soit de la cicatrice entre la partie méridionale et la partie septentrionale de Ketama.

Dans la reconstitution palinspastique (fig. 18) on a tenté de tenir compte aussi bien des chevauchements tangentiels N-S que des mouvements coulissants NE-SW le long de l'accident du Nekor. Ces derniers ont été estimés (p. 221) à 50 km au moins. Au niveau du Jurassique supérieur, la distance paléogéographique entre l'avant-pays du Terni-Masgout et la limite sud de la zone intrarifaine a été estimée à 100-150 km (W. Wildi, 1981), et la largeur N-S totale du Rif externe à 200 km approximativement. Etant donné que la subsidence la plus forte de la marge rifaine se serait faite au Jurassique, on a majoré de très peu les chiffres indiqués ci-dessus pour la situation au Crétacé supérieur.

h) Transversale du Rif occidental.

Sur cette transversale, le Mésorif est caché par le charriage vers le SW de l'unité intrarifaine de Tanger qui arrive au contact direct des unités prérifaines. La seule nappe rifaine de ce secteur est la nappe d'Ouezzane, d'origine incertaine. Le raccord des faciès entre les unités rifaines et leur avant-pays n'apparaît pas clairement, probablement du fait de l'existence d'une zone relativement large de la Meseta et des rides prérifaines qui serait cachée sous les unités allochtones rifaines.

2. Reconstitution palinspastique du domaine des nappes des flyschs.

Les problèmes palinspastiques et paléogéographiques spécifiques concernant la nappe numidienne seront discutés p. 282.

Les relations palinspastiques entre la nappe maurétanienne et la nappe massylienne sont déterminées par les données suivantes :

- dans sa position structurale infra-kabyle ou infra-Rif interne, la nappe maurétanienne surmonte toujours vers le Sud la nappe massylienne; cet ordre peut être inversé dans les olistostromes kabyles, mais ceux-ci se sont formés dans une phase ultérieure à partir d'un édifice de nappes structuré;

- il y a passage continu des flyschs maurétaniens aux flyschs massyliens; des faciès turbiditiques relativement proximaux se trouvent dans les premiers (p. 232-237) et des turbidites plus distales dans les seconds;

- les polarités géochimiques au sein de la nappe maurétanienne de la transversale de Guerrouch (Babors orientaux) semblent indiquer la proximité d'un continent dans le secteur septentrional et des caractères plus océaniques pour les affleurements méridio-

naux, structuralement les plus bas (J.F. Raoult *et al.*, 1982).

La reconstitution la plus simple du domaine des flyschs consiste donc à placer la nappe maurétanienne au Nord et la nappe massylienne au Sud du « bassin », celui-ci devant bien être considéré comme unique.

La largeur N-S de cette zone est difficile à évaluer : les faciès sédimentaires du flysch maurétanien (p. 232-236) indiquent un dépôt sur des cônes en marge d'un continent, plutôt qu'une sédimentation dans une fosse marine profonde (« trench »). Pour le Crétacé inférieur (fig. 24) une largeur moyenne de l'ordre de 100 km permet d'expliquer tous les phénomènes sédimentaires observés et de dérouler d'une façon simple toutes les coupes tectoniques (Pl. h.t. II). L'extension originale du domaine au Trias et au Jurassique inférieur était cependant beaucoup moins importante (fig. 19 : fn) :

- on ne connaît pas à l'affleurement de soubassement anté-Crétacé pour le flysch massilien ;
- les faciès marins pélagiques et les effusions volcaniques sous-marines du Jurassique maurétanien peuvent indiquer la création d'un substratum océanique dans certains secteurs du domaine des flysch, dont on n'a pas à chercher la trace antérieurement.

Les relations paléogéographiques entre le domaine des flyschs et les domaines voisins seront discutées plus loin (p. 266-267).

3. Reconstitution palinspastique des domaines internes, la plaque d'Alboran.

Le concept de l'existence d'une « sous-plaque d'Alboran » entre l'Afrique et l'Ibérie est dû à J. Andrieux *et al.* (1971, 1973). Dans la reconstitution des plaques (fig. 19), j'ai réuni dans la plaque d'Alboran toutes les unités internes des chaînes ouest-méditerranéennes : Rif interne, Bétique interne, Kabylies, unités péloritaines (Sicile) et nappes de Sila (Calabre). Le domaine des flyschs serait lié aux marges sud et ouest de cette plaque. Les principaux arguments pour l'extension proposée de la plaque d'Alboran sont les suivants (voir aussi K.J. Hsü, 1977) :

- toutes les unités internes se trouvent dans une position structurale semblable par rapport aux unités externes (mais non pas par rapport aux nappes des flyschs) ;
- elles montrent une structure de croûte amincie très similaire ou même identique : péridotites, lherzolites et/ou kinzigites à la base, puis gneiss et schistes polymétamorphiques (Bétique interne : J. Didon *et al.*, 1973 ; Rif : J. Kornprobst, 1974 ; Kabylie : J.P. Bouillin, 1979 ; Sicile et Calabre : D. Dietrich, 1979 ; L. Amodio-Morelli *et al.*, 1979 ; compilation

de C. Grandjacquet et G. Mascle, 1978). Les Néovado-Filabrides à la base des unités bétiques feraient éventuellement exception à cette règle (v. aussi p. 264 ; C.G. Egeler et O.J. Simon, 1969) ;

- les séries sédimentaires paléozoïques sont analogues dans le Bétique interne, le Rif interne et la Kabylie ;

– les séries sédimentaires du Jurassique et du Crétacé inférieur montrent des faciès très semblables. Ceci peut indiquer une subsidence des marges identique dans tous les secteurs et, en l'absence de dépôts détritiques terrigènes importants à ces époques, l'isolement de ces marges par rapport aux continents ibérique et africain.

Des différences de faciès importantes, d'une part au Trias et d'autre part à partir du Crétacé supérieur, montrent cependant que les domaines nommés ci-dessus ne constituaient pas nécessairement à l'origine une seule et unique marge continentale. On montrera également (p. 266) que les éléments internes de Sicile et de Calabre n'ont pas été obligatoirement liés pendant toute l'histoire antéorogénique aux autres domaines internes, africains et ibériques.

a) Reconstitution palinspastique du Rif interne et des unités équivalentes du Bétique interne.

Le modèle palinspastique de la *dorsale rifaine* au Mésozoïque (W. Wildi, 1979) montre une plate-forme de type austro-alpin, d'une largeur NE-SW de 60 km au moins. Si on néglige l'effet possible de rotations dont on n'a pas la certitude actuellement, les zones de même faciès sont orientées SE-NW sur la transversale de Chefchaouène. Au niveau de Gibraltar, la dorsale externe se place à l'Ouest de la dorsale interne.

La liaison entre la dorsale interne et les *Ghomarides* ressort de la parenté ou de l'identité des séries sédimentaires à partir du Silurien-Carbonifère (Bokoya ; F. Mégard, 1969) ou du Permien (entre Jebha et Sebta ; J. Uttinger in M. Nold *et al.*, 1981). Des relations paléogéographiques du même type sont proposées entre la *dorsale bétique* interne (Rondaïdes, unité du Cabrilla ; M. Buser, 1978 ; T.E. Felder, 1980) et les *Malaguides* (équivalent des Ghomarides) par T.E. Felder (1980) et J. Bourgois (1980 b).

Les Ghomarides et les Malaguides sont les unités les plus élevées au sein des domaines rifains et bétiques. Leur espace paléogéographique peut comprendre, théoriquement, la surface de la Mer d'Alboran, majorée des superpositions visibles sur le continent. On n'a cependant aucune certitude à ce sujet.

Les problèmes palinspastiques concernant les socles et leur couverture sédimentaire seront d'abord discutés dans la chaîne bétique. Ici, les équivalents des

Seltdes rifaines sont constitués par les *Alpujarrides* (J. Didon *et al.*, 1973), avec, du haut en bas, les unités de Casares (équivalents des unités de Federico dans le Rif) et les unités de Los Reales et de Blanca (équivalents du socle cristallophyllien des Beni Bouchera). Les unités de Casares s'intercalent tectoniquement entre les Rondaïdes au Nord (et en bas) et les Malaguides au Sud (et en haut).

Deux découvertes récentes permettent d'apprécier les relations palinspastiques entre *Alpujarrides* et Rondaïdes :

- pour T.E. Felder (1980) l'unité de las Nieves (Rondaïdes, équivalent de la dorsale externe) comporte à sa base des schistes permien du même type que les unités de Casares;

- ailleurs, des dolomies triasiques du type de celles de l'unité de las Nieves (Rondaïdes) seraient restées collées sur leur substratum primitif, constitué par l'unité de Casares et l'unité Blanca (*Alpujarrides*, T.E. Felder, 1980; J. Bourgois, 1980 b). D'après J. Bourgois, aucune saute des faciès métamorphiques n'existerait entre *Alpujarrides* et Rondaïdes, et on passerait, avec des formations lithologiques légèrement transformées, d'un domaine à l'autre. On peut donc assurer avec cet auteur (*op. cit.*) que « toute interprétation paléogéographique doit tenir compte d'une proximité permanente des *Alpujarrides* et des Rondaïdes pendant le Secondaire (identité des faciès) et le Tertiaire » (même histoire tectonique).

Dans le Rif interne une liaison paléogéographique entre les unités de Federico et la dorsale externe peut être soupçonnée par l'intermédiaire de la nappe dorsaliennne d'Imourassine; cette dernière comporte en effet à sa base des formations permo-werfénienues fortement tectonisées de type Federico (hypothèse en contradiction avec celle que j'ai exprimée en 1979). Il faut cependant tenir compte de l'absence de métamorphisme alpin dans les autres unités de la dorsale rifaine. Ceci pourrait s'expliquer de deux façons : - la dorsale s'est décollée de son substratum avant les événements thermiques, ou, hypothèse plus probable, -le « dôme » thermique se situait légèrement en dehors du domaine de la dorsale externe, éventuellement dans le domaine de la nappe d'Imourassine (?).

Ces arguments permettent d'expliquer en partie les contradictions entre notre première hypothèse (W. Wildi *et al.*, 1977) et les objections faites par M. Durand Delga (1980, p. 210).

Dans la reconstitution palinspastique (fig. 19) on a tenu compte de liaisons « certaines » entre la dorsale interne et les nappes malaguides et ghomarides, ainsi que des liaisons éventuelles entre la dorsale externe d'une part et les séries de Federico et de Casares d'autre part. Dans cette hypothèse, l'orientation des

domaines paléogéographiques ne correspond pas rigoureusement à l'orientation actuelle des unités structurales et on est obligé d'admettre, pour le Rif interne, l'existence de rotations anti-horaires au cours de la tectogenèse (fig. 30).

b) Position palinspastique des Névado-Filabrides.

Les Névado-Filabrides apparaissent en fenêtre sous les *Alpujarrides*; ce sont les unités les plus basses de l'édifice interne. Plusieurs nappes se superposent (C.G. Egeler et O.J. Simon, 1969; E. Puga *et al.*, 1974), dont les séries sont composées de schistes métamorphiques d'une épaisseur de plus de 4 km. Dans la « *Mischungszone* » des témoins de sédiments « permo-triasiques » et « triasiques » (schistes, quartzites, carbonates, sulfates et volcanites) peuvent être associés à des corps lenticulaires d'éclogites, d'amphibolites et de serpentines. C'est dans ces « roches vertes » polymétamorphiques que E. Puga (1977) voyait des restes d'un océan ophiolitique mésozoïque entre la plaque d'Alboran au Sud (*Alpujarrides*, Malaguides et Rondaïdes) et l'Europe au Nord (Névado-Filabrides). L'absence de sédiments correspondants m'amène cependant à considérer que les arguments pour l'existence d'une croûte océanique sont peu décisifs (cf. M. Durand Delga et J.M. Fonboté, 1980).

D'après les données structurales actuelles, l'origine palinspastique des Névado-Filabrides peut se trouver aussi bien au Nord qu'au Sud par rapport aux autres unités du domaine interne. La position septentrionale adoptée figure 19 tient essentiellement à la structure particulière de la croûte de cet ensemble qui est différente de celle de la croûte des éléments attribués à la plaque d'Alboran (p. 263).

c) Relations palinspastiques entre le Rif interne, le Bétique interne et les Kabylies.

On peut proposer (fig. 19, 20), pour le Trias supérieur, une liaison paléogéographique directe entre le Rif interne et le Bétique interne. Cette hypothèse repose sur l'identité des séries des unités structurales de part et d'autre du Détroit de Gibraltar (J. Didon *et al.*, 1973) et sur la ressemblance de l'organisation structurale.

On ne peut replacer, à mon avis, la Kabylie de façon cylindrique à côté du Rif interne et du Bétique interne, et ceci pour deux raisons principales :

- au niveau du Trias supérieur les zones kabyles sont dépourvues des faciès austro-alpins qui caractérisent les zones bétiques et rifaines;
- la polarité N-S des faciès au sein des séries mésozoïques et tertiaires est inversée en Kabylie par

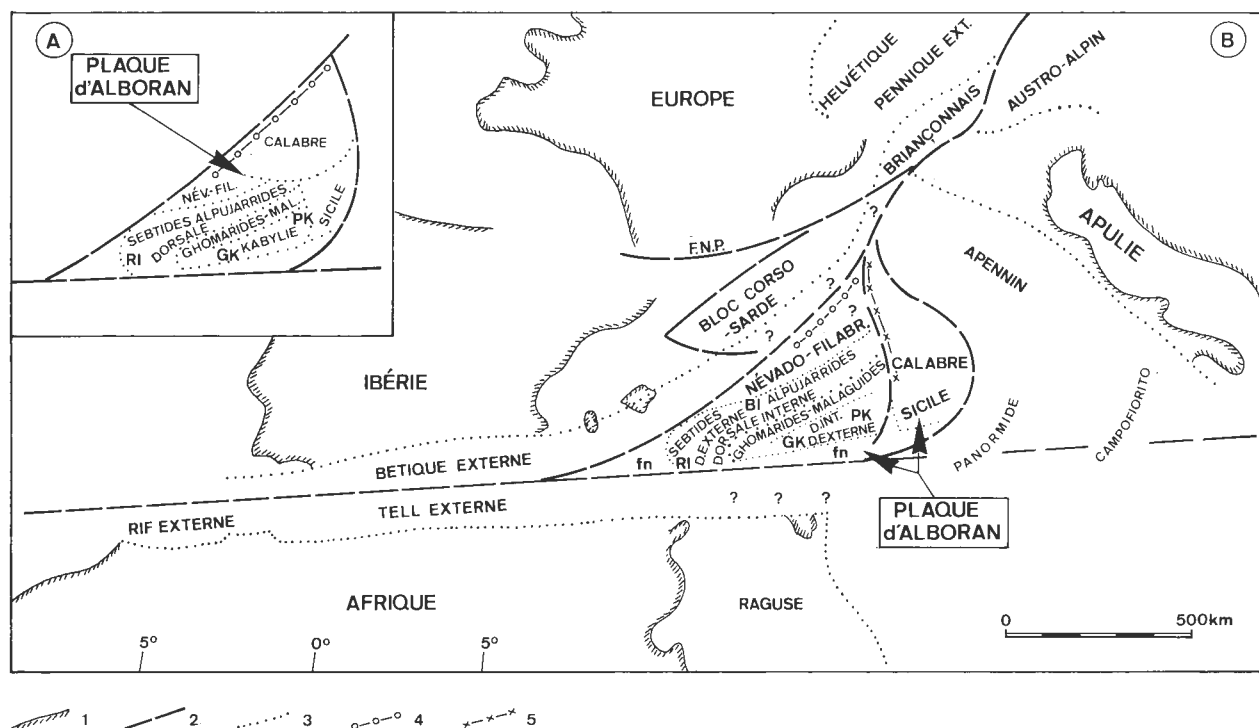


Fig. 19. — Reconstitution palinspastique des plaques autour de la future Téthys occidentale au Trias supérieur.

Hypothèse A : surface minimale pour la plaque d'Alboran; une seule mer ophiolitique s'ouvrirait au Jurassique entre Alboran au SE et l'Europe au NW.

Hypothèse B (retenue ici, p. 266) : surface optimale pour la plaque d'Alboran; une mer ophiolitique s'ouvrirait entre une partie occidentale d'Alboran (Kabylie, Rif interne, Bétique interne) et une partie orientale d'Alboran (unités péloritaines de Sicile et unités de Sima en Calabre). L'existence d'une deuxième zone ophiolitique est envisagée entre Alboran (au SE) et l'Europe (au NW). 1 : côte actuelle — 2 : future limite de plaque ou de « bloc » — 3 : limites entre des domaines paléogéographiques qui ne correspondent pas aux limites des plaques — 4 : trace d'une future zone ophiolitique éventuelle au NW de la plaque d'Alboran — 5 : trace d'une future mer ophiolitique éventuelle entre une partie orientale et une partie occidentale de la plaque d'Alboran. Les coordonnées correspondent à la position actuelle de l'Afrique.

Fig. 19. — Palinspastic reconstruction of plate-positions around the future western Tethys in Late Triassic. The future domain of the Alboran plate lies to the East of Iberia.

Hypothesis A : Minimum surface of the Alboran plate; an only ophiolitic "ocean" will open in Jurassic time between Alboran to the SE and Europe to the NW.

Hypothesis B (adopted solution, p. 266) : Optimum surface of the Alboran plate; in Jurassic time a first ophiolitic "ocean" will open between a western part of Alboran (Kabylies, "Rif Interne" and "Bétique Interne") and an eastern part of Alboran (Sima-Units of Calabria and Peloritanean Units of Sicily). An other ophiolitic "ocean" is supposed to open eventually between Alboran and Europe (E. Puga, 1977). 1 : present coastline — 2 : future plate limit — 3 : limit of paleogeographic domain which does not agree with any plate limit — 4 : hypothetical position of an ophiolitic "ocean" between Alboran to the SE and Europe to the NW in Jurassic time — 5 : hypothetical position of an ophiolitic "ocean" between an eastern and a western part of Alboran in Jurassic time. Coordinates correspond to the present position of Africa.

Abréviations. — BI : Bétique Interne — D : dorsale — fn : domaine des Flyschs — F.N.P. : faille Nord-Pyrénéenne — GK : Grande Kabylie — PK : Petite Kabylie — RI : Rif interne.

rapport aux unités du Bétique interne (Malaguïdes, Rondaïdes et Alpujarrides).

J'admets en conséquence (fig. 19) que la Kabylie se trouvait à l'origine sur la bordure sud de la plaque d'Alboran, alors que les Alpujarrides et les Rondaïdes

en constituaient la bordure nord. Cette solution permet de raccorder le Paléozoïque des Kabylies avec celui des Ghomarides et des Malaguïdes (R. Bourrouilh et D.S. Gorsline, 1979; J. Bourgois, 1980 a). Le passage de la marge avec une « logique bétique » (Trias

austro-alpin) à une marge avec une « logique kabyle » se ferait dans le secteur des Bokoya et entre les Bokoya et la Grande Kabylie.

d) Liaisons entre la Kabylie, les unités péloritaines (Sicile) et les nappes de Sila (Calabre); relations entre la plaque d'Alboran et l'Apennin.

La composition des nappes cristallines internes de Calabre (C. Grandjacquet et G. Mascle, 1978; D. Dietrich, 1979) et de Sicile (R. Truillet, 1970; G. Duée, 1969) est très proche de celle du socle kabyle, avec cependant une déformation hercynienne plus importante. On peut également parler de continuité pour les faciès sédimentaires entre les dorsales de la Kabylie et des Monts péloritains du Lias au Crétacé. Au niveau des unités internes, une liaison étroite est donc indéniable entre l'Afrique, la Sicile et la Calabre.

Un changement important de l'Ouest vers l'Est est cependant indiqué par deux faits :

- un bassin de flyschs se trouve très probablement en position interne dans la transversale de la Calabre (et éventuellement de la Sicile) pendant le Crétacé (C. Grandjacquet et G. Mascle, 1978 : flysch de Frido, flysch de Reitano en partie ?);
- en Calabre, certains de ces flyschs sont liés à des ophiolites et des sédiments pélagiques du Jurassique supérieur (« Jurassie ophiolitic units » de C. Grandjacquet et G. Mascle; unità di Gimigliano de D. Dietrich, 1979).

Dans la reconstitution palinspastique de la plaque d'Alboran (fig. 19) on envisage deux positions possibles pour cette zone ophiolitique :

- figure 19 A : les ophiolites de la Calabre se placeraient, au Jurassique, entre le bloc corso-sarde au Nord et le bloc d'Alboran au Sud; les ophiolites calabraises seraient liées avec celles (hypothétiques) des Névado-Filabrides (p. 264);
- figure 19 B : les ophiolites calabraises se placeraient entre une partie occidentale du bloc d'Alboran (Bétique interne, Rif interne et Kabylie) et une partie orientale d'Alboran (Calabre et éventuellement domaine péloritain); l'existence d'une autre zone ophiolitique peut être envisagée au Nord d'Alboran (E. Puga, 1977).

Ci-dessous on a choisi la solution B. Son avantage est de tenir mieux compte des dimensions probables de la plaque d'Alboran et de l'Apennin avant l'ouverture jurassique (L. Amodio-Morelli *et al.*, 1979, fig. 2); pour le Trias supérieur elle permet d'envisager une liaison simple entre les faciès austro-alpins bétiques, rifains et alpins. La discussion sur ce sujet n'est cependant certainement pas terminée.

4. Position palinspastique relative des domaines paléogéographiques en Afrique du Nord.

Alors que les reconstitutions ci-dessus au sein des trois domaines allochtones nord-africains nous paraissent relativement « bonnes », les relations entre les différents domaines sont beaucoup plus hypothétiques et incertaines.

a) Relations palinspastiques entre la plaque d'Alboran et les nappes des flyschs (nappe maurétanienne et nappe massylienne).

La littérature des vingt dernières années s'est beaucoup préoccupée du problème de savoir si les nappes des flyschs proviennent du Nord ou du Sud des unités internes (au sens de cette compilation; voir travaux monographiques figure 1 B). Un grand nombre d'arguments nous semblent désormais indiquer une liaison étroite entre les marges sud et ouest d'Alboran d'une part, et le bassin des flyschs d'autre part :

- la dorsale kabyle se trouve très souvent superposée à la nappe maurétanienne;
- des formations paléozoïques de type kabyle se trouvent à la base de la nappe maurétanienne de Petite Kabylie (p. 234);
- il y a identité ou forte affinité des faciès sédimentaires de la nappe maurétanienne et des dorsales externes kabyle, rifaine et bétique du Jurassique moyen au Néocomien;
- des grès de type « flysch maurétanien » sont connus dans la dorsale kabyle externe (fig. 4);
- sur les transversales kabyles, les éléments au sein des séries détritiques maurétaniennes du Sénonien et du Paléogène proviennent de la dorsale kabyle; il y a continuité des faciès entre la dorsale externe et les séries maurétaniennes (p. 275);
- les polarités proximal-distal au sein du flysch maurétanien, et du flysch maurétanien au flysch massilien montrent que le bassin des flyschs était bordé au Nord par un continent;
- des formations détritiques du Lutétien terminal-Priabonien scellent, en Kabylie, un contact tectonique précoce entre la dorsale externe et la nappe maurétanienne;
- les éléments de composition variable que l'on trouve comme soubassement des flyschs crétacés à l'extrémité occidentale de la chaîne bétique (J. Bourgois, 1978) montrent des affinités nettes et avec le Prébétique et avec certaines unités de la dorsale bétique.

Sur la transversale rifaine, la zone du Prédorsalien s'intercale entre la dorsale externe et le domaine des nappes des flyschs. Elle ne comporte cependant pas tous les faciès intermédiaires recherchés entre flyschs

et dorsale. Ceci indique que tous les domaines paléogéographiques ne sont pas connus à l'affleurement aujourd'hui.

- b) Relations E-W entre les unités du domaine interne et du domaine des flyschs d'une part et les unités du domaine externe d'autre part.

Dans les reconstitutions palinspastiques figures 19-30 on a essayé de raccorder les domaines paléogéographiques sans faire appel à des barrières (seuils) inconnues à l'affleurement. Ceci conduit à envisager des mouvements de coulissage importants entre les domaines majeurs tout au long de l'histoire de la Téthys occidentale, du Trias supérieur jusqu'au Tortonien. Les principaux arguments pour la position relative des domaines avant les phases paroxysmales tertiaires sont les suivants :

- au Trias supérieur (fig. 20), les faciès marins austro-alpins du Bétique interne et du Rif interne passent sans rupture aux faciès marins en Tunisie du SE (G. Busson, 1967) et sur la plate-forme de Raguse (G. Flores, 1981, fig. 9);
- entre 165 m.a. (J. Sclater *et al.*, 1977) et 110 m.a. (J.C. Sibuet et W.B.F. Ryan, 1979) le coulissage senestre de l'Ibérie par rapport à l'Afrique amène les domaines paléogéographiques liés à l'Ibérie de 500 km vers l'Ouest;

- au Jurassique supérieur, le domaine des flyschs et les unités internes (faciès pélagiques) se trouvent largement à l'Est des cônes détritiques du Rif externe et du Tell occidental (fig. 23 A);

- au Crétacé inférieur, le domaine voisin des Chouala vers le Nord (fig. 24 A) peut appartenir au domaine bétique externe; les blocs de calcaires néritiques encaissés dans les marnes crétacées peuvent être d'origine septentrionale; le domaine des flyschs se trouverait alors principalement à l'Est du domaine des Chouala; un certain mélange entre le matériel détritique des flyschs et de celui des domaines externes pourrait se faire dans la partie septentrionale du domaine externe tello-rifain (domaine haut-tellien; Intrarif);

- à partir du Crétacé supérieur le bloc d'Alboran et le bassin des flyschs peuvent s'engager entre l'Afrique et l'Ibérie (fig. 24 B);

- la Grande et la Petite Kabylie sont scellées contre la marge nord-africaine à partir de la phase tectonique du Lutétien supérieur - Priabonien (fig. 30 A); d'éventuels mouvements coulissants entre le bloc kabyle et l'Afrique sont d'importance mineure.

La partie occidentale de la plaque d'Alboran (Bétique interne, Rif interne et Kabylie) n'est dilacérée qu'à partir de l'Oligocène, pendant et après le dépôt

du flysch gréso-micacé dans le domaine maurétanien (fig. 30 B, C).

5. Reconstitution palinspastique des plaques dans la Téthys occidentale.

Sur la figure 19 on a tenté une reconstitution des plaques pour le Trias supérieur. Elle tient compte, pour les domaines paléogéographiques de l'Afrique du Nord, des hypothèses développées p. 258-267. Pour les autres continents et plaques, les principaux arguments utilisés sont les suivants :

Ibérie - Afrique : la position E-W de l'Ibérie est approximativement celle de F.B. Van Houten (1977, fig. 1). La distance N-S entre la Meseta ibérique et les avant-pays africains « stables » est évaluée à 200 km. Je considère ce chiffre comme un minimum pour la largeur des domaines externes avant la distension jurassique. Aucun autre élément ne se trouve entre l'Afrique et l'Ibérie avant le Crétacé supérieur.

Ibérie - Europe : le Golfe de Gascogne s'ouvre par « océanisation » à partir de 100 m.a. (début du Crétacé supérieur). Les mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe sont dessinés pour le Crétacé et le Tertiaire d'après B. Biju-Duval *et al.* (1977).

Baléares - Ibérie : bien que des structures distensives soient connues entre l'Ibérie et les Baléares (A. Galdeano et J.C. Rossignol, 1977) on n'a pas déplacé les îles par rapport au continent. Le problème de l'origine de Minorque n'est pas discuté ici (R. Bourrouilh et D.S. Gorsline, 1979, 1980; J. Bourgois, 1980 a).

Bloc corso-sarde : la position initiale du bloc corso-sarde au Trias supérieur est déterminée par les mouvements entre la Provence et le bloc à partir de l'Oligocène (p. ex. J. Auzende *et al.*, 1973; A. Mauffret *et al.*, 1981), et par la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe (B. Biju-Duval *et al.*, 1977). Le dessin (fig. 19) correspond à peu près à la proposition de E. Fourcade *et al.* (1977).

Une partie du bloc corso-sarde est actuellement surmontée par les nappes alpines. En suivant la coupe de K.J. Reutter (1981, fig. 4) la largeur originale NW-SE du bloc était d'au moins 200 km (fig. 19). On n'a cependant aucune certitude à ce sujet.

Afrique - Apulie : d'après la compilation des données paléomagnétiques de W. Lowrie (1980) il n'y a pas eu, au Mésozoïque et au Paléogène, de rotation notable entre l'Afrique et l'Apulie. La reconstitution entre l'Afrique et l'Europe (ci-dessous) oblige à admettre des coulissages importants entre l'Afrique et son promontoire septentrional. Sur la figure 19 on

propose l'existence d'une zone de coulissage E-W qui coïnciderait avec la limite entre l'Afrique et l'Ibérie plus à l'Ouest. L'ampleur du déplacement à envisager le long d'un tel accident aurait cependant à se conformer aux exigences des transversales alpines et de celles des Dinarides.

Europe - Afrique : la position relative des deux continents au Trias et au Jurassique basal est celle qui a été proposée par J.G. Sclater *et al.* (1977) et J.L. Olivet *et al.* (1980). D'après W. Lowrie (1980) la rotation relative de l'Afrique par rapport à l'Europe depuis le Lias est de 20-25° dans le sens anti-horaire.

B. Evolution paléogéographique et structurale du Trias au Miocène.

Dans ce chapitre on retrace l'évolution paléogéographique et structurale des domaines tello-rifains depuis

leurs positions palinspastiques au Trias supérieur (fig. 19, 20) jusqu'à la dernière phase de nappe au début du Tortonien (fig. 30 D). C'est pour la période anté-orogénique (anté-Eocène supérieur ou, suivant la transversale, anté-Miocène inférieur) que l'on dispose des informations les plus fiables.

1. Trias supérieur : sédimentation confinée à taux élevés; volcanisme du « Permo-Trias » au Lias inférieur.

a) Domaines externes.

Dans les domaines externes du Tell et du Rif (fig. 20) des pélites et des évaporites très épaisses indiquent une subsidence forte à partir du Trias-moyen (?) ou supérieur (H.M. Salvan, 1974 a, b). La faible puissance des formations triasiques au Dj. Edough (J.M. Vila, 1980) montre cependant que la zone de subsidence triasique ne se retrouvera pas

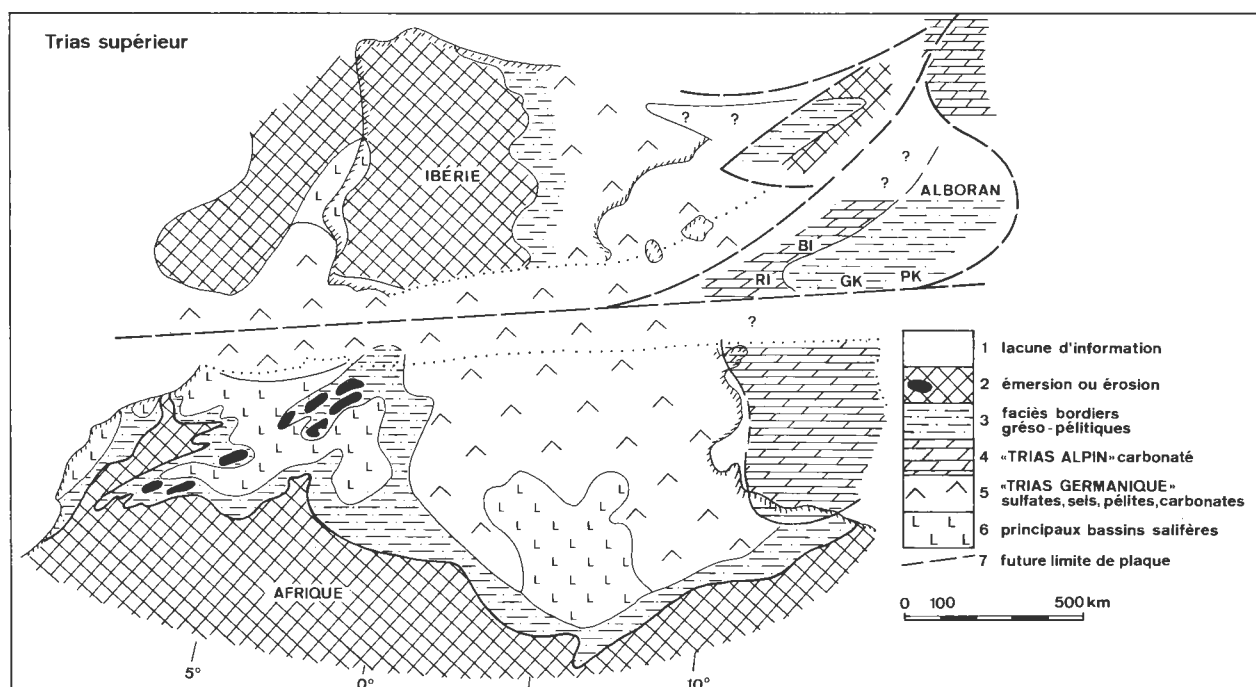


Fig. 20. — Principaux faciès sédimentaires et paléogéographie au Carnien-Norien en Afrique du Nord et dans la partie occidentale de la Téthys; début du « rifting » le long des bassins évaporitiques. La reconstitution palinspastique est celle de la figure 19.

Fig. 20. — Carnian-Norian (late Triassic): Main sedimentary facies and paleogeography of North Africa and the western Tethys; rifting initiation. The palinspastic reconstruction is the same as in figure 19. The Austro-Alpine facies zone ("Rif Interne" and "Bétique Interne") occupies the northwestern margin of the future Alboran plate; the future southern margin of the plate is formed by the Kabylie-domain. 1: no information or no compilation — 2: emersion or erosion — 3: pelitic and arenitic marginal deposits — 4: "Alpine facies": thick marine carbonate deposits, mainly dolomites — 5: "German facies": salt, sulfate, pelite and thin carbonate intercalations — 6: main salt basins — 7: future plate limite.

Domaines. — BI: Bétique interne — GK: Grande Kabylie — PK: Petite Kabylie — RI: Rif interne.

Références. — Atlas, Sahara: [48], [222], [223], [234] — Tunisie orientale: [43], [47], [65], [221] — Ibérie, Atlantique du Nord: [8], [134], [234] — Corse, Sardaigne, Baléares: [106], [107] — Raguse, Sicile: [105], [118].

obligatoirement dans le « sillon » externe du Crétacé. Les séries évaporitiques sont accompagnées de coulées basaltiques et de carbonates du Keuper. Les faciès évaporitiques des domaines externes s'accordent bien avec les séries de même âge dans l'autochtone africain (fig. 20; G. Busson, 1967, 1970; H.M. Salvan, 1974 a, b), en Ibérie et dans l'Atlantique du Nord (L.F. Jansa *et al.*, 1980). Le volcanisme paraît quelque peu plus ancien que dans le Haut-Atlas marocain, où des basaltes peuvent monter jusqu'au Sinémurien (?; compilation in F.B. Van Houten, 1977).

b) Domaines internes.

La position palinspastique du bloc interne par rapport aux autres domaines a été discutée pour le Trias supérieur p. 267.

Jusqu'à 1 800 m de dolomies inter- à supratidales et des alternances de dolomies, de calcaires et de marnes indiquent, dans la dorsale rifaine externe, dans les Alpujarrides et dans les Rondaïdes, une subsidence forte pendant le Trias supérieur (Carnien à Rhétien). Cette zone contraste avec les autres domaines rifains, bétiques et kabyles, où les séries épicontinentales sont de faible épaisseur.

Des spilites, des tufs et des roches basaltiques de nature non précisée ont été signalés dans les assises « permo-werféniennes » du Rif interne (p. ex. J. Kornprobst, 1974) et de la Kabylie (p. ex. J.P. Gélard, 1979, p. 65). Le volcanisme initial de l'ouverture mésozoïque serait donc plus ancien ici que dans les domaines externes.

c) Nappes des flyschs.

Les radiolarites de la série maurétanienne des Achaïches, sur la transversale de la Petite Kabylie (J.P. Bouillin, 1979) pourraient indiquer une invasion précoce de la mer téthysienne. Il faut cependant rappeler que ces formations n'ont pas été datées paléontologiquement.

Des formations carbonatées de 500 à 600 m d'épaisseur ont été attribuées au Trias, et représenteraient le soubassement des flyschs en Espagne occidentale (J. Bourgois, 1978, fig. 92 : unité de la Sierra Lijar). Il pourrait s'agir d'un faciès de passage entre les formations austro-alpines du domaine dorsalien et les faciès « germano-andalous ». L'attribution de ces formations reste cependant incertaine.

2. Lias : « rifting » et ouverture, subsidence et installation de la mer ouverte.

La figure 21 montre que la première création de bassins marins ouverts a eu lieu sur les bordures nord

et sud de la plaque d'Alboran, dans le Subbétique, dans l'Atlas saharien et dans le Haut-Atlas oriental. L'ouverture E-W du bassin du Rif externe est suivie, au Domérien moyen, de l'arrivée de faunes boréales venant du Proto-Atlantique (J.C. Faugères et R. Mousterde, 1980).

Dans l'ensemble des domaines kabyles, telliens et rifains, la partie inférieure des formations liasiques est constituée par des dolomies et des calcaires de plate-forme peu profonde. Au-dessus viennent des calcaires et des marnes à faunes de mer ouverte. L'installation de la Téthys est accompagnée, dans beaucoup de secteurs, de brèches et de conglomérats (dorsale rifaine externe : p. 231; dorsale kabyle externe : p. 226; Tell externe : p. 242; Rif externe : observations personnelles, massif du J. Tifelouest). Ces brèches peuvent être interprétées, dans certains points, comme brèches de pente, liées à des failles de distension (M. Nold *et al.*, 1981).

L'activité volcanique est minime. Des intrusions doléritiques se trouvent dans les calcaires « carixiens » (non datés) de la série du flysch maurétanien des Achaïches (J.P. Bouillin, 1979, fig. 22).

3. Dogger - Malm : ouverture et coulissements, faciès pélagiques à l'Est, cône détritique sous-marin à l'Ouest; volcanisme sous-marin.

Au Jurassique moyen et supérieur (fig. 22, 23), l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accroissent. Le bloc africain est décalé par un coulissement senestre par rapport à l'Ibérie et au bloc d'Alboran à partir de 165 m.a. (J.G. Sclater *et al.*, 1977). Une mer ophiolitique se forme en position interne (au NW) par rapport aux unités de Sila en Calabre (p. 266), et l'existence d'une autre zone d'ophiolites (incertaine à mes yeux) a été proposée entre la plaque d'Alboran et l'Europe par E. Puga (1977).

Domaine interne : dans les domaines kabyles et rifains, la sédimentation est condensée et pélagique, avec des marno-calcaires à *Bositra*, des radiolarites, puis des calcaires à calpionelles. A la bordure externe du domaine, des conglomérats, des brèches et des microbrèches indiquent l'existence de talus (fig. 4, 23).

Domaine des flyschs : c'est le domaine le plus nettement « océanique » avec des sédiments pélagiques siliceux (radiolarites) et micritiques (marno-calcaires à filaments, calcaires à calpionelles). La série volcanique sous-marine du Maurétanien de Sendouah-Tabellout (fig. 5, 23 A; M. Durand Delga, 1971; J.P. Bouillin, 1979) montre la possibilité de l'existence d'ophiolites dans ce bassin.

Domaines externes : le début du Dogger se fait d'une façon assez uniforme avec le dépôt de marnes et de marno-calcaires à *Bositra* et à ammonites. Des séries détritiques résultant de phénomènes de distension sont connues dans l'Ouarsenis et dans les Babors.

A partir du Dogger moyen et jusqu'à la limite Oxfordien/Kimméridgien (fig. 22, 23 A), le bassin rifain et la partie occidentale du bassin tellien sont envahis par le matériel terrigène de provenance saharienne. Il se dépose au large de deux zones deltaïques dont l'une se trouve dans l'avant-pays du Terni-Masgout (Maroc oriental) et l'autre dans les Hauts-Plateaux algériens (région de Saïda). L'arrivée de ce matériel détritique sur la marge nord du continent africain s'explique par le comblement préalable des bassins marins du Haut-Atlas oriental, du Moyen-Atlas et de l'Atlas saharien occidental. Pour la zone intrarifaine, j'ai proposé (1981) un abaissement du fond marin de la zone du plateau continental externe (200 à 500 m) à une profondeur de 1 000 à 1 500 m entre le Callovien inférieur et l'Oxfordien.

Dans la partie orientale du bassin tellien le caractère pélagique condensé de la sédimentation persiste durant tout le Jurassique. Des intercalations détritiques à matériel néritique ont été signalées dans les unités telliennes de la transversale des Babors par D. Obert (1981 a).

Au Kimméridgien et au Tithonique (fig. 23 B), la sédimentation carbonatée revient dans l'ensemble des domaines externes. Des calciturbidites et des conglomérats dans le Rif externe indiquent la persistance de l'instabilité des fonds marins.

Les premiers plissements dans les Babors sont signalés vers la fin du Jurassique par D. Obert (1981 a, fig. 256). Ils se trouvent surtout dans l'unité haut-tellienne du Brek, avec des axes de plis d'orientation N-S. Ces déformations pourraient être liées au début des coulissages senestres entre le continent africain et le bloc d'Alboran (fig. 23 B).

4. Crétacé inférieur : Néocomien pélitique et cycle détritique des flyschs.

Au Néocomien des marnes et marno-calcaires à intercalations pélitiques, puis pélitiques et gréseuses se déposent dans les bassins des domaines externes (fig. 25 A). Les séries sont bien datées par des faunes d'ammonites et de calpionelles.

Le bassin des flyschs et les domaines de la dorsale externe comportent, au Néocomien inférieur, des marnes et des calciturbidites à calpionelles et à éléments néritiques. Ces derniers peuvent provenir soit d'une plate-forme de type prébétique, soit d'une zone

actuellement inconnue dans le domaine interne. Comme l'âge des sédiments remaniés correspond en général à l'âge des sédiments encaissants, on peut exclure une phase tectonique violente comme raison d'être de ces sédiments. Dans la série maurétanienne des Achaïches (fig. 5, col. 21) un volcanisme sous-marin se manifeste au Berriasien (J.P. Bouillin, 1979).

Une situation différente se trouve dans les unités haut-, mi- et bas-telliennes des Babors (M. Durand Delga, 1955, p. 526; D. Obert, 1981 a, fig. 66, 137, 256), où des pélites barrémiennes peuvent être discordantes sur n'importe quel terme stratigraphique antérieur, ainsi que sur des plis dont les axes sont en gros orientés E-W. Une discordance, moins accentuée, mais de grande répartition géographique dans le Tell, se trouve à la base du Néocomien.

Le fait le plus évident dans l'évolution du domaine externe et du domaine des flyschs au cours du Crétacé inférieur est le dépôt de séries détritiques épaisses (fig. 24 A, 25 B). Le début de cette sédimentation se situe au Valanginien dans le bassin maurétanien du flysch du Tisirène (Rif) et au Barrémien dans le domaine maurétanien kabyle. Le domaine massylien est envahi par le matériel gréseux au Barrémien ou à l'Aptien. Dans les domaines externes, les premières intercalations gréseuses se trouvent dès le Valanginien élevé ou dès l'Hauterivien, mais le dépôt de séries franchement « flyschoides » à séquences épaisses de grès ne se généralise qu'à l'Aptien élevé et durant l'Albien inférieur à moyen (fig. 25 B).

Le matériel détritique des domaines externes est de provenance africaine :

- dans l'interprétation des grès de Berthelot par B. Fenet (1975) et M. Benest *et al.* (1977; Valanginien à Aptien du bassin du Telagh et du sondage de Baudens), c'est à partir de ce secteur occidental des Hauts-Plateaux que le matériel gréseux est transporté dans le bassin du Tell oranais et (?) du Rif externe vers la fin du Néocomien (fig. 25 A);
- un cône détritique sous-marin dont le centre se situait sur la transversale des Bibans et de l'Ouarsenis peut être déduit à partir de la carte des isopaches (fig. 25 C; voir aussi J.M. Vila, 1980, fig. 191);
- des faciès turbiditiques proximaux ont été décrits dans l'Albien inférieur de ce même secteur par M. Mattauer (1958) et M. Kieken (1974, 1975);
- les faciès gréseux de l'unité intrarifaine de Ketama ont été placés en position distale par A. Gübeli (1982). Les structures sédimentaires y indiquent des paléocourants venant du SE à S.

On peut proposer en conséquence que la source principale du matériel détritique se situe sur la transversale des Bibans et de l'Ouarsenis. Des apports

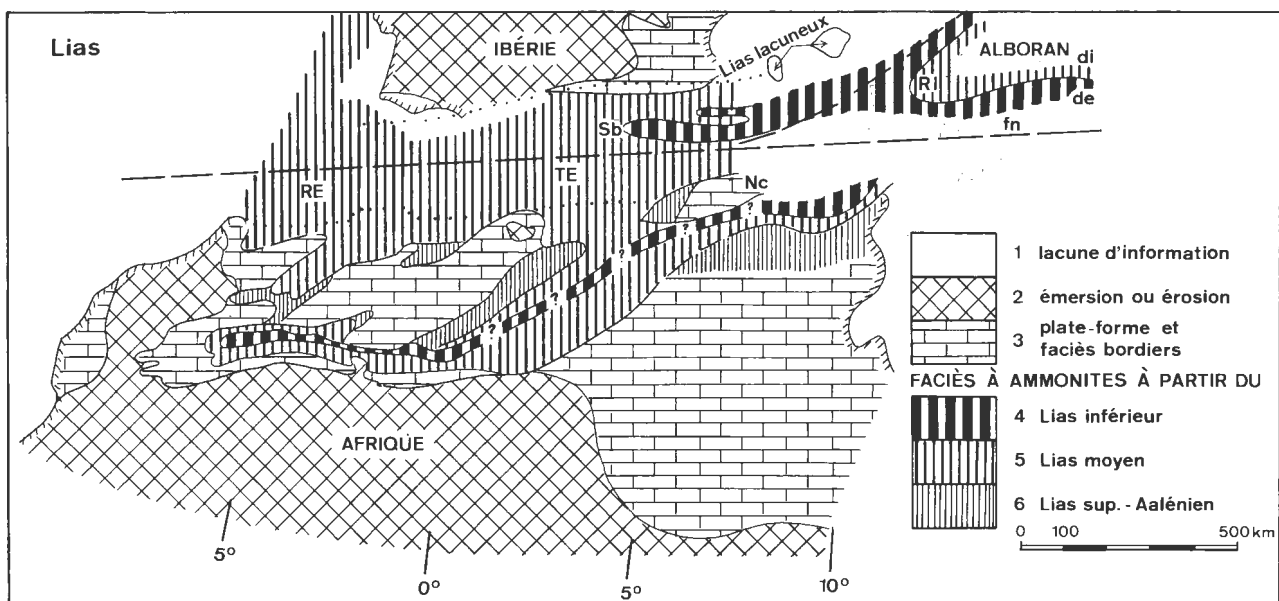


Fig. 21. — Invasion de la mer ouverte (faciès à ammonites) dans la Téthys occidentale au cours du Lias et du Dogger inférieur; « rifting ». Pour les reconstitutions palinspastiques détaillées voir figure 18 et 19.

Fig. 21 — Propagation of open-marine, Ammonite bearing facies in the western Tethys through Liassic and Early Dogger time; rifting between Africa, Iberia and Alboran. Palinspastic reconstructions see figure 18, 19 — 1: no information or no compilation — 2: emersion or erosion — 3: carbonate platform, no Ammonites — 4: first Ammonites appear in Early Liassic time (Hettangian ? - Sinemurian): High Atlas, western Sahara Atlas, northern Tunisia, Subbetic zone, northern, western and southern margin of the Alboran plate ("Dorsale Externe", "Prédorsalien") — 5: first Ammonites appear in Middle Liassic time (Pliensbachian) — 6: first Ammonites appear in Late Liassic or Early Dogger time (Toarcian-Aalenian).

Unités et domaines. — de: dorsale externe — di: dorsale interne — fn: domaine des flyschs — Nc: unité néritique constantinoise — RE: Rif externe — RI: Rif interne — Sb: Subbétique — TE: Tell externe.

Références. — Haut Atlas, Moyen Atlas: [73] — Atlas saharien: [13] — Hauts-Plateaux: [90] — Tunisie: [20], [207] — Bétique externe et Baléares: [12], [107].

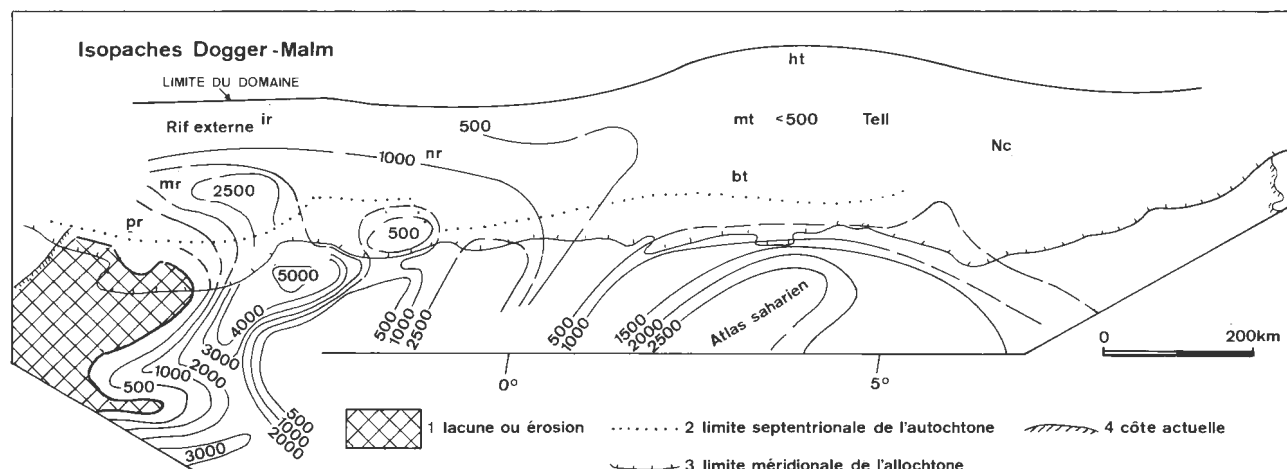


Fig. 22. — Isopaches hypothétiques (en mètres) du Dogger et du Malm en Afrique du Nord. La reconstitution palinspastique et la position des colonnes stratigraphiques clés correspondent à la figure 18; la distension de la marge africaine est cependant moins avancée; abréviations voir figure 23.

Fig. 22. — Middle and Upper Jurassic: hypothetical isopach-map (in meters) of the "Domaine Externe" (Tell and Rif) and of North-African bordelands; palinspastic reconstruction and key-sections see figure 18 (with a lesser extension of the "Domaine Externe"); abbreviations: figure 23 — 1: emersion or erosion — 2: hypothetical actual northern margin of "stable" Africa — 3: present southern limit of nappes and parautochthonous units — 4: present coastline.

Références. — Haut Atlas, Moulouya, Maroc oriental: [59] — Hauts-Plateaux: [10], [120] — Atlas saharien, Hodna: [123], [238] — Aurès, Atlas tunisien, unités de Sellaoua, unités nord-tunisiennes: [42], [123], [219], [238].

A) Callovien/Oxfordien

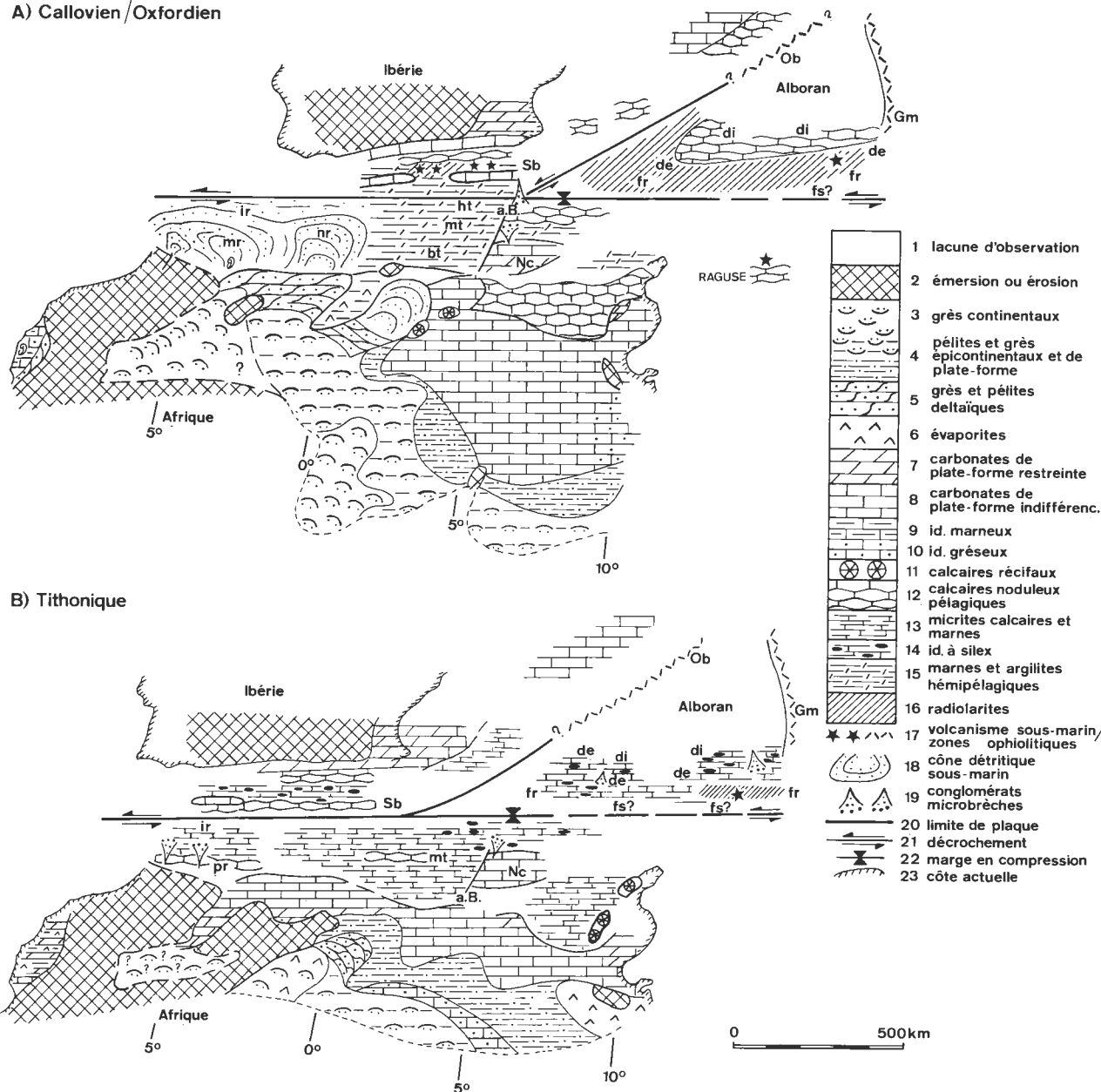


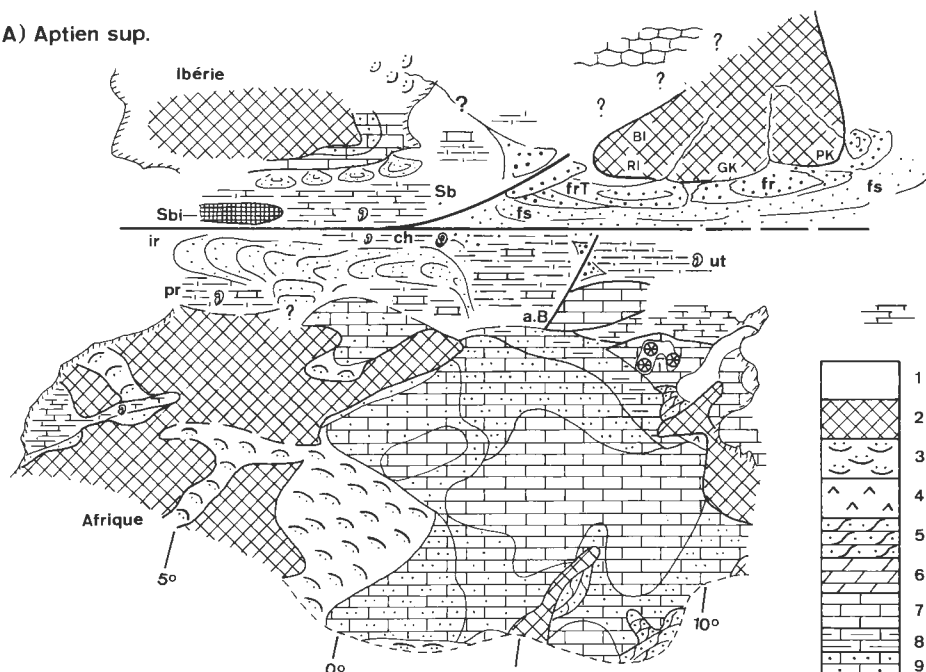
Fig. 23. - Faciès sédimentaires et paléogéographie au Dogger-Malm en Afrique du Nord et dans la Téthys occidentale; ouverture et coulissements.

Fig. 23. - Sedimentary facies and paleogeography in the Middle to Late Jurassic of North Africa and the western Tethys. A : Late Callovian/Early Oxfordian; B : Tithonian; break up and lateral movement of Africa with respect to Iberia and Alboran. In the Callovian and the Oxfordian, detrital sedimentation in the Rif and the western Tellian basin contrasts with pelagic and hemipelagic sedimentation in the eastern Tellian basin, in the Flysch basin and at the margins of the Alboran plate. 1 : no information or no compilation - 2 : emersion or erosion - 3 : arenites, continental facies - 4 : arenites and pelites, epicontinental and shelf facies - 5 : deltaic arenites and pelites - 6 : evaporites - 7 : restricted platform carbonates - 8 : platform carbonates, indiffereniated - 9 : marly limestone - 10 : carbonates with detrital quartz - 11 : reef limestone - 12 : pelagic nodular limestone - 13 : marl and micritic limestone - 14 : marl, micritic limestone and chert - 15 : hemipelagic argillaceous marl - 16 : radiolarite - 17 : submarine volcanics/ophiolite "ocean" - 18 : deep-sea fan - 19 : conglomerate, microbreccia - 20 : plate limit - 21 : strike-slip fault - 22 : compressive margin (folding) - 23 : present coastline.

Abréviations, domaines. - a.B. : accident des Bahors - bt : bas-tellien - de : dorsale externe - di : dorsale interne - fr : domaine maurétanien - fs : domaine massylien - Gm : ophiolites calabraises - ht : haut-tellien - ir : Intrarif - mr : Mésorif - mt : mi-tellien - Nc : unité néritique constantinoise - nr : unités telliennes à affinités rifaines - Ob : ophiolites bétiques (?) - pr : Prérif - Sb : Subbétique.

Références. - Bassins atlantiques marocains : [244] - Haut Atlas, Moyen Atlas, Maroc oriental : [58], [59], [135] - Atlas saharien, Hauts-Plateaux : [10], [13] - Hodna : [123] - Atlas tunisien : [20], fig. 19, 20, 21; [42] - Sahara : [48], pl. 31; [238], fig. 188 - Bétique externe : [12], fig. 11, 12, 13 - Baléares, Sardaigne, Corse : [106], [107].

A) Aptien sup.



B) Campanien

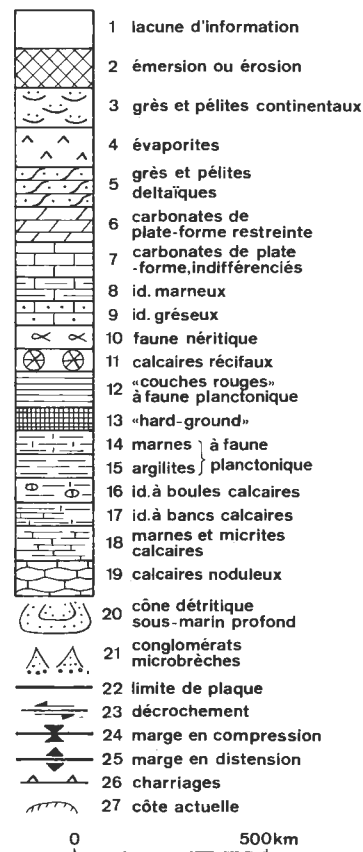
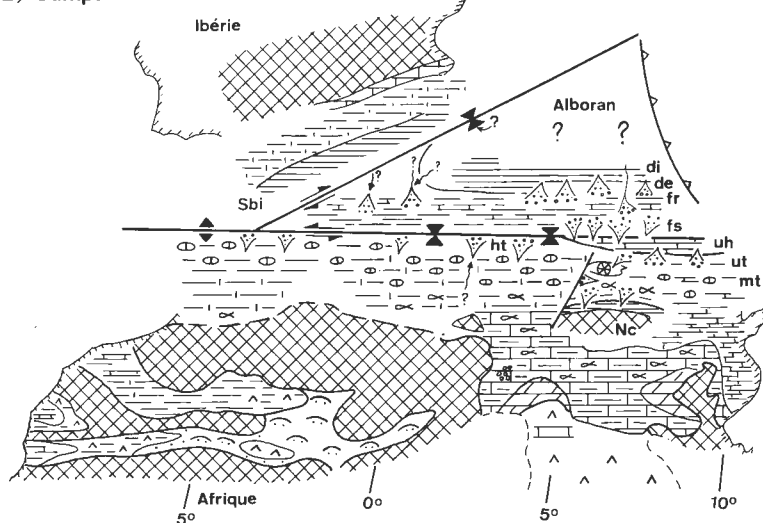


Fig. 24. – Faciès sédimentaires et paléogéographie en Afrique du Nord et dans la Téthys occidentale au Crétacé. La position relative de l'Ibérie et de l'Afrique est dessinée d'après J.C. Sibuet et W.B.F. Ryan (1979, fig. 4, 5): arrêt des coulisages entre Afrique et Ibérie, rotation dans le sens anti-horaire de l'Ibérie, coulisage vers l'Ouest d'Alboran.

Fig. 24. – Cretaceous sedimentary facies and paleogeography of North Africa and the western Tethys. A : Late Aptian; B : Campanian; relative position of Africa and Iberia after J.C. Sibuet & W.B.F. Ryan (1979, fig. 4, 5): stillstand of lateral movement between Africa and Iberia at 110 m.y., then counter-clockwise rotation of Iberia and westward motion of Alboran. 1 : no information or no compilation – 2 : emersion or erosion – 3 : arenite and pelite, continental facies – 4 : evaporites – 5 : deltaic arenites and pelites – 6 : restricted platform carbonates – 7 : indifferetiated platform carbonates – 8 : marly carbonates – 9 : carbonates with detrital quartz – 10 : neritic fauna – 11 : reef limestone – 12 : "couches rouges", hemipelagic marl – 13 : hardground – 14/15 : marl and argillite with planctonic fauna – 16 : marl and argillite with limestone nodules – 17 : marl and argillite with limestone intercalations – 18 : marl and micritic limestone – 19 : pelagic nodular limestone – 20 : deep-sea fan – 21 : conglomerate, microbreccia – 22 : plate limit – 23 : strike-slip fault – 24 : compressive margin – 25 : distensive margin – 26 : overthrust – 27 : present coastline.

Abréviations et domaines. – a.B. : accident des Babors – BI : Bétique interne – ch : unité des Chouala – de : dorsale externe – di : dorsale interne – fr : flysch maurétanien – frT : flysch du J. Tisirène – fs : flysch massyien – GK : Grande Kabylie – ht : haut-tellien – ir : Intrarif – mt : mi-tellien – Nc : unité néritique constantinoise – PK : Petite Kabylie – pr : Prérif – Ri : Rif interne – Sb : Subbétique – Sbi : Subbétique interne – uh : unité et domaine hypothétique à faciès néritiques – ut : ultra-tellien.

Références. – Tunisie : [20], fig. 24 – Sahara : [48], fig. 84 – 87 ; [238], fig. 196 – Bétique externe : [12], fig. 19, 20, 24 ; [36] – Autres domaines voir figure 23.

de moindre importance peuvent provenir des Hauts-Plateaux de la transversale d'Oran et, peut-être, de la Meseta marocaine (fig. 25 A, B; fig. 24 A).

Sur la côte atlantique du Maroc, des séquences gréseuses turbiditiques datent principalement du Valanginien au Barrémien (A.H.F. Robertson et D. Bernoulli, 1982); les cônes téthysiens des domaines externes sont donc en grande partie plus jeunes.

Le matériel détritique des nappes des flyschs doit provenir d'un domaine émergé situé au Nord du bassin de dépôt; ceci procède (p. 266) de la polarité proximal-distal N-S au sein des séries maurétaniennes de la transversale de Guerrouch, et de la polarité proximal-distal des séries maurétaniennes aux séries massyliennes sur toutes les transversales.

Les sources possibles pour le matériel détritique sont alors le « continent » d'Alboran, l'Ibérie ou des îlots inconnus à l'affleurement. Cette troisième solution est à rejeter, car des îlots ne pourraient fournir le volume requis de matériel terrigène constituant le flysch maurétanien.

L'argument principal pour une origine ibérique du matériel terrigène est le suivant : des faciès continentaux à pélites et arkoses grossières sont connus dans la province de Valencia (Valence) du Barrémien inférieur au Barrémien supérieur (faciès « Weald ») et de l'Aptien moyen (?) à l'Albien moyen (?; fig. 24 A; faciès « Utrillas »; C. Arias *et al.*, 1979; J. Doubinger et J.R. Mas, 1981).

Les arguments contre une provenance ibérique du matériel détritique sont : 1) la grande teneur en carbonates des cônes détritiques du domaine bétique intermédiaire (J. Azéma *et al.*, 1979; P.A. Ruiz Ortiz, 1980); 2) on ne connaît aucun passage du matériel détritique à travers les domaines subbétiques. Des passages possibles pourraient être envisagés entre les îles baléares (fig. 24 A), ou au NE des Baléares. Il faudrait également prendre en considération la possibilité de coulissages post-Crétacé inférieur entre l'Ibérie stable et les domaines subbétiques (J. Hermes, 1978).

Des difficultés apparaissent également pour une provenance du matériel terrigène à partir du « continent » d'Alboran :

- le socle cristallin est recouvert, dans beaucoup de secteurs, de sédiments et de schistes métamorphiques. Il est donc douteux de le considérer comme source possible de subarkoses constituant le flysch maurétanien;
- on ne connaît aucune série continentale d'âge crétacé sur les unités internes, et on ne sait pas, si les conditions se prêtaient à leur genèse ou non.

Ces objections pourraient indiquer que la surface de la plaque d'Alboran était plus importante, au Crétacé inférieur, que ne le propose la figure 24.

Le problème de la liaison ou « non-liaison » entre le bassin massilien et le domaine externe tello-rifain au Crétacé inférieur ne peut être considéré comme résolu, puisque les séries détritiques montrent de grandes affinités dans les deux domaines. La séparation des systèmes sédimentaires figure 24 A est basée sur des directions de transport différentes dans les flyschs massyliens rifains (apport de l'Ouest) et les séries détritiques de l'unité de Ketama (du SE; p. 256; A. Gübeli, 1982).

Dans les reconstitutions paléogéographiques (fig. 24 A, 25) les domaines du *Tell externe* à l'Est de l'accident des Babors (p. 221) étaient à l'abri des grands apports détritiques. Le domaine des Chouala a pu se trouver lié au domaine subbétique, ce qui expliquerait l'absence de grès dans ce domaine.

La signification paléotectonique du cycle de sédimentation détritique du Crétacé inférieur nous paraît mineure. Aucune phase tectonique importante n'est connue à cette époque, ni en Ibérie, ni en Afrique. Les sédiments détritiques sur le continent ibérique et à la bordure nord de l'Afrique (G. Bussan, 1970) doivent leur existence très probablement à un événement climatique.

D'après la nouvelle interprétation de l'anomalie magnétique J dans l'Atlantique du Nord (J.C. Sibuet et W.B.F. Ryan, 1979) les coulissages senestres W-E entre l'Ibérie et l'Afrique s'arrêtent pratiquement à l'Aptien supérieur (110 M.A.; fig. 24 A).

5. La première phase compressive majeure dans l'Albien du *Tell externe*.

a) Dans les Babors.

L'existence et l'importance d'une phase albienne (anté-vraconienne) ont été mises en évidence dans les Babors par D. Obert (1974; 1981 a, b), M. Leikine *et al.* (1975) et P. Blanc et D. Obert (1979; phase anté-sénonienne de M. Durand Delga, 1955). Ses effets peuvent être résumés de la façon suivante :

- les pélites de l'Albien supérieur reposent en discordance sur tous les niveaux antérieurs, jusqu'au Lias (Babors orientaux; D. Obert, 1974). Une autre discordance, moins spectaculaire, a été signalée dans les Babors occidentaux à la base du Cénomanien (M. Leikine et J. Magné, 1966);
- les axes de plis isoclinaux sont en gros orientés E-W. Leur déversement est variable suivant l'unité : vastes plis couchés vers le Nord dans l'unité haut-tellienne du Dj. Brek, plis droits ou déversés dans les unités mi- et bas-telliennes d'Erraguène et du Dj. Babor (D. Obert, 1981 a, p. 517). Ces plis se seraient

formés au cours d'une évolution continue et lente dès le Néocomien;

- une schistosité de flux affecte les niveaux antérieurs au Vraconien. Elle est orientée, conformément aux plissements, W-E à SW-NE;

- le métamorphisme des terrains antévraconiens a été mis en évidence à l'aide de la cristallinité de l'illite (P. Blanc et D. Obert, 1979). Les recherches indiquent un réchauffement « en lisière du faciès des schistes verts, dans la zone de transition entre le faciès à prehnite - pumpellyite et celui des schistes verts » (D. Obert, 1981 a, p. 498). Les transformations des argiles montrent un effet thermique croissant du Nord vers le Sud, avec un métamorphisme épizonal dans l'unité du Dj. Babor et un métamorphisme plutôt anchizonal dans l'unité haut-tellienne du Dj. Brek;

- D. Obert (1981 a, p. 511, 518; 1981 b) a attribué deux venues magmatiques au Crétacé inférieur: 1) des dolérites alcalines, concentrées entre l'unité haut-tellienne du Brek et l'unité mi-tellienne du Draa El Arba. Leur âge serait postnéocomien et antérieur à l'Albien supérieur; 2) les dolérites quarziques de Bou Zazen, à auréole métamorphique recouverte en discordance par les marnes du Sénonien inférieur non métamorphique;

- des évaporites triasiques se trouvent remaniées et resédimentées dans les formations qui datent de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur surtout.

b) La phase albienne en dehors des Babors.

Des arguments pour l'existence d'une phase tectonique compressive albienne en dehors des Babors ont été apportés par Y. Hervouët (1974), D. Obert et C. Lepvrier (1976) et D. Obert (1981 a). Cette phase se traduirait alors essentiellement par les phénomènes suivants:

- les formations du Crétacé inférieur montrent souvent une déformation plus intense que les formations du Crétacé supérieur;

- une discordance ou une disharmonie, soulignée par des remaniements d'évaporites triasiques, mime souvent un contact tectonique à la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, ou plus exactement, entre l'Albien moyen et le Sénonien inférieur. Ce niveau a servi, dans beaucoup de cas, d'horizon de décollement pour les nappes de glissement du type du « Tellien diverticulé » (D. Obert, 1981 a) ou de la nappe d'Aknoul dans le Rif (D. Leblanc, 1975/1979).

c) Origine et signification de la phase albienne.

Dans le cadre de la tectonique des plaques autour de la Téthys occidentale, la phase albienne coïncide

avec le début de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe (B. Biju-Duval *et al.*, 1977). Ceci me paraît pour l'instant la seule explication possible pour une phase compressive importante à cette époque (fig. 24 A, B).

6. Vraconien à Turonien : sédimentation hémipélagique et pélagique.

L'arrêt de la sédimentation détritique dans les bassins téthysiens proches de l'Afrique est suivi d'une transgression marine généralisée sur les deux continents au Sud et au Nord; son existence est moins certaine sur le continent d'Alboran. Dans les domaines externes et dans le bassin des flyschs les faciès pélagiques s'homogénéisent. Un « événement siliceux » du Cénomaniens moyen au Turonien inférieur conduit au dépôt de phtanites dans l'axe du bassin; des calcaires silicifiés se trouvent sur les bordures et le plateau continental africain (fig. 26 A).

C'est à partir du Crétacé supérieur que le bloc d'Alboran commence à s'engager entre l'Afrique et l'Ibérie, grâce à la rotation de la péninsule (p. 267). En se déplaçant vers l'Ouest par rapport à l'Afrique et à l'Ibérie, la plaque d'Alboran remplit l'espace créée entre ces deux continents dès le début du Crétacé supérieur (fig. 24 B). Ceci peut expliquer l'absence d'ophiolites du Crétacé supérieur dans la Téthys occidentale.

7. Sénonien : marge tellienne classique à sédiments marneux; faciès détritiques communs du flysch massylien et du domaine externe; provenance interne du détritisme dans le bassin maurétanien.

Au Sénonien (tabl. 1), la sédimentation sur la marge tellienne (fig. 24 B; 26 B) montre sa trilogie classique avec des marnes à éléments néritiques dans la zone bas-tellienne au Sud, des faciès marneux à faunes pélagiques dans la zone mi-tellienne au centre, et des faciès détritiques et marneux au Nord (haut-tellien). Les mêmes faciès détritiques se trouvent dans la zone intrarifaine à l'Ouest et dans les séries du flysch massylien. Certains des éléments resédimentés proviennent de séries du même type que les séries encaissantes; d'autres éléments, à caractère néritique, doivent provenir d'une zone différente, du Nord ou du Sud, ou (fig. 24 B) d'un ancien seuil (inconnu actuellement) entre le domaine externe et les flyschs. Une autre solution consisterait, pour l'Algérie orientale et la Tunisie, à faire provenir les détritiques d'une des plate-formes de l'Apennin méridional, ou des unités

péloritaines internes (unité de Novara; R. Truillet, 1970).

La carte des isopaches (fig. 26 C) indique que le matériel pélitique des domaines externes peut provenir en grande partie du continent africain, en ayant transité par la zone des Bibans. Les sédiments étant plus argileux (donc moins calcaires) dans la zone intrarifaine que dans le Sud du Rif ou dans le Tell, on peut supposer que c'était la partie la plus profonde du bassin externe au Crétacé supérieur.

Au début du Sénonien les domaines internes étaient relativement hauts. Cette situation, liée aux premières contraintes tectoniques, conduit au départ de masses détritiques importantes dans la dorsale externe et dans le domaine maurétanien sur la transversale kabyle.

Une phase de déformation sénonienne importante a été envisagée dans le massif des Babors, avec une schistosité de fracture et des plissements dont les axes sont orientés NE-SW à E-W, puis, dans un deuxième temps, N-S (D. Obert, 1981 a, p. 518, 519). Un léger métamorphisme a affecté l'unité haut-tellienne du Dj. Brek. Il décroît au Sud de cette unité.

Les arguments de datation de M. Leikine *et al.* (1975, p. 769) pour ce métamorphisme me paraissent cependant faibles, puisque la couverture paléogène non-métamorphique des terrains sénoniens transformés est très mince. On notera également, que dans l'hypothèse « sénonienne » de D. Obert, les déformations a schistosité sont achevées dans les domaines externes à la fin du Mésozoïque. Ceci est cependant en contradiction avec les données sur la transversale du massif du Moul ed Demamene (Petite Kabylie; M. Durand Delga, 1955; J.P. Bouillin, 1977), ou une schistosité est postérieure à l'Eocène moyen.

8. Passage Crétacé/Tertiaire et Tertiaire anté-Priabonien.

Dans les mers bordières de l'Afrique du NW, le Crétacé terminal, le Paléocène et l'Eocène inférieur correspondent à l'époque des phosphates, de la glauconie, du silex (fig. 27) et des schistes bitumineux. Dans cette compilation on a peu parlé de ces phénomènes dont l'importance économique est néanmoins capitale. On retiendra cependant que le dépôt de ces sédiments n'est dû que partiellement à des changements de la marge concernée; celle-ci montre en effet la même organisation générale que pendant le Sénonien. Dans le domaine externe, dans le bassin des flyschs et dans le domaine interne, la sédimentation est souvent marneuse, pélitique et marno-calcaire. Dans le Rif externe, les faciès les plus pélagiques se trouvent dans le domaine de la nappe d'Ouezzane.

9. La phase de compression de l'Eocène supérieur (Lutétien supérieur et/ou Priabonien).

a) Domaine interne et nappes des flyschs des transversales kabyles.

On connaît depuis longtemps une phase « pyrénéenne » plicative et à écaillages en Afrique du Nord (historique in J.F. Raoult, 1974, p. 90). Les arguments classiques pour son âge et ses effets en Petite Kabylie sont (fig. 28, 30 A; J.F. Raoult, 1974, 1975):

— la discordance du « Nummulitique II a » (les « grès micacés brun tabac » de J.M. Vila, 1980) sur les séries maurétaniennes internes « plissées, localement renver-

Fig. 25. — La bordure septentrionale de l'Afrique « stable » et les domaines externes du Rif et du Tell au Crétacé inférieur : A : faciès sédimentaires et paléogéographie à l'Hauterivien — B : faciès sédimentaires et paléogéographie à l'Albien inférieur — C : carte hypothétique des isopaches du Crétacé inférieur (en mètres). Pour la reconstitution palinspatique et la position des colonnes stratigraphiques clés voir figure 18, abréviations et domaines voir figure 26.

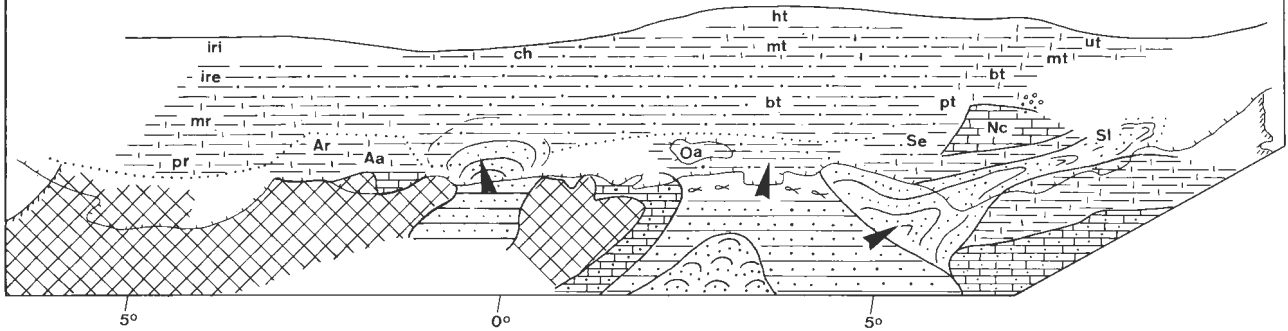
Fig. 25. — The northern margin of "stable" Africa and the "Domaine Externe" (Rif and Tell) in Early Cretaceous time : A : Sedimentary facies and paleogeography in the Hauterivian; source regions of detrital material are the Telagh depression (South of Oran) and the Ouarsenis (South of Alger) — B : Sedimentary facies and paleogeography in the Early Albian; a vast deep-sea fan exists to the North and the Northwest of the Ouarsenis region — C : Hypothetical isopach map of Lower Cretaceous formations (in meters). The isopachs show the contours of the deep-sea fan in the central Tellian basin. A zone of lesser sediment thickness in the eastern Tellian basin is explained by the barrier effect of the Nc-unit and by the "Accident des Babors".

Palinspastic reconstruction and position of key sections see figure 18, abreviations and domains see figure 26.

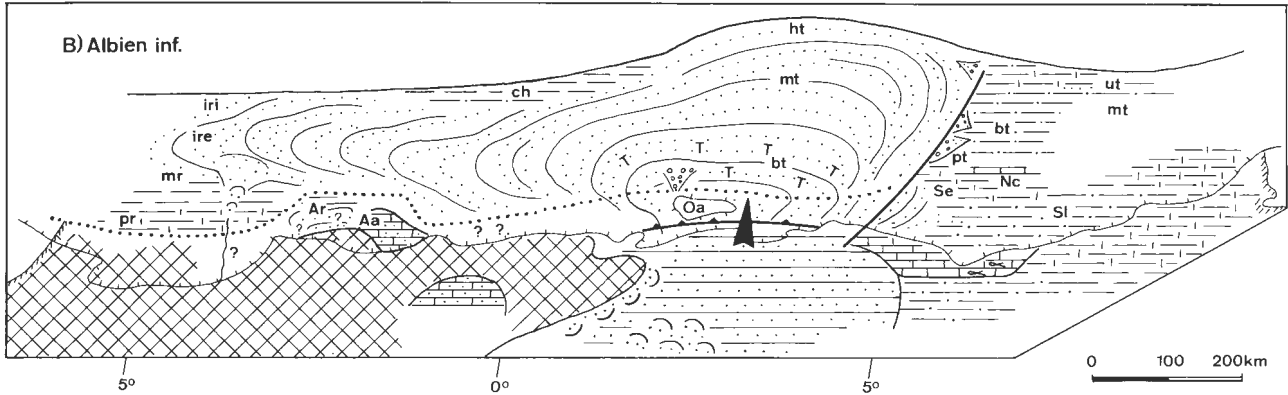
1 : no information or no compilation — 2 : emersion or erosion — 3 : arenites and pelites, continental facies — 4 : arenites and pelites, epicontinental facies — 5 : indifferetiated platform carbonates and carbonates with detrital quartz — 6 : neritic fauna — 7 : shelf break — 8 : deep-sea fan — 9 : proximal turbidites — 10 : conglomerate — 11 : main detrital input — 12 : argillite/marl — 13 : pelites with thin sandstone layers — 14 : present costline — 15 : present southern limit of nappes and parautochthonous units — 16 : hypothetical northern margin of "stable" Africa.

Références. — Meseta marocaine, Moyen Atlas, Maroc oriental : [58], [182], [228] — Traras : [120] — Hauts-Plateaux : [9], [10], [53] — Atlas saharien, Hodna, Monts de Bélezma : [128], [238] — unité néritique constantinoise, unités sud-sétiennes, unité des Sellaoua : [238] — Atlas tunisien, écaillles nord-tunisiennes : [42], [201], [219].

A) Hauterivien

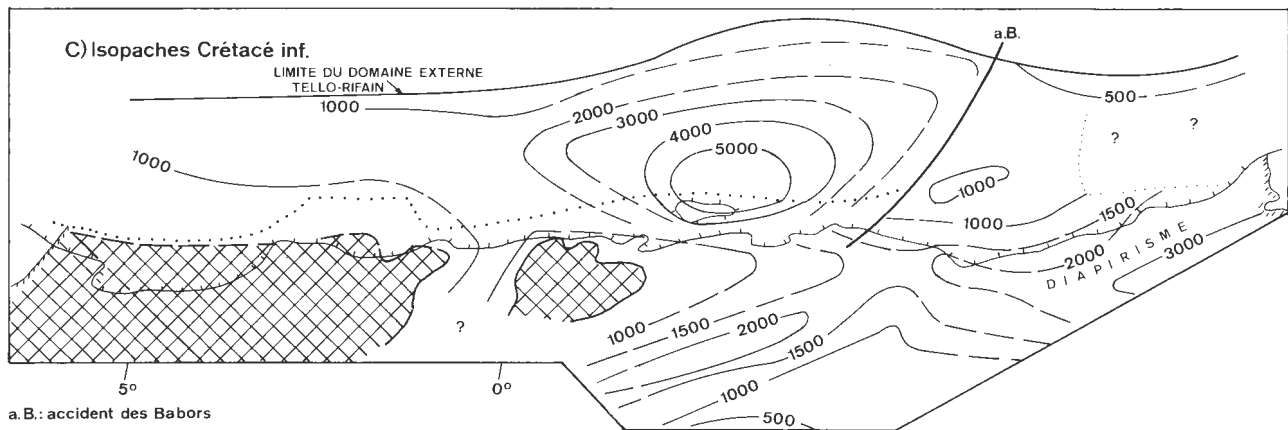


B) Albien inf.

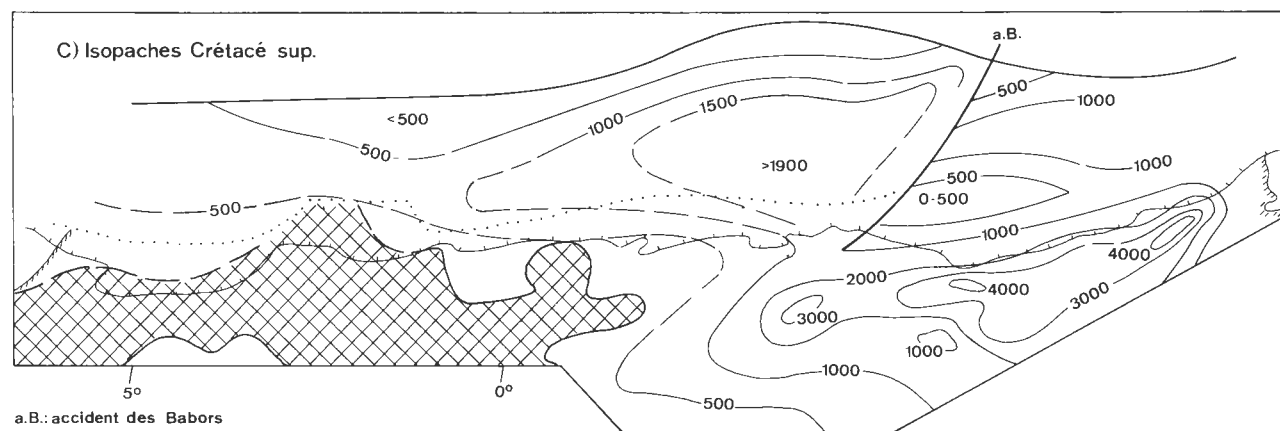
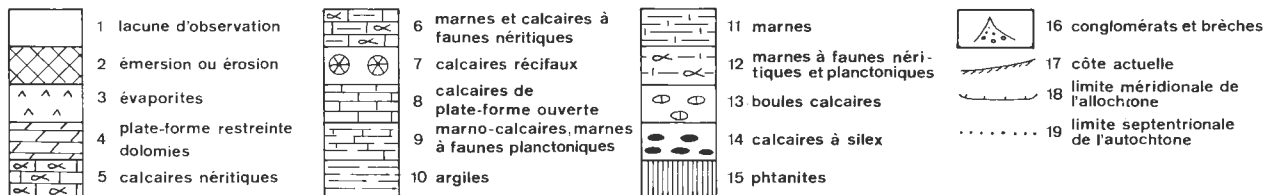
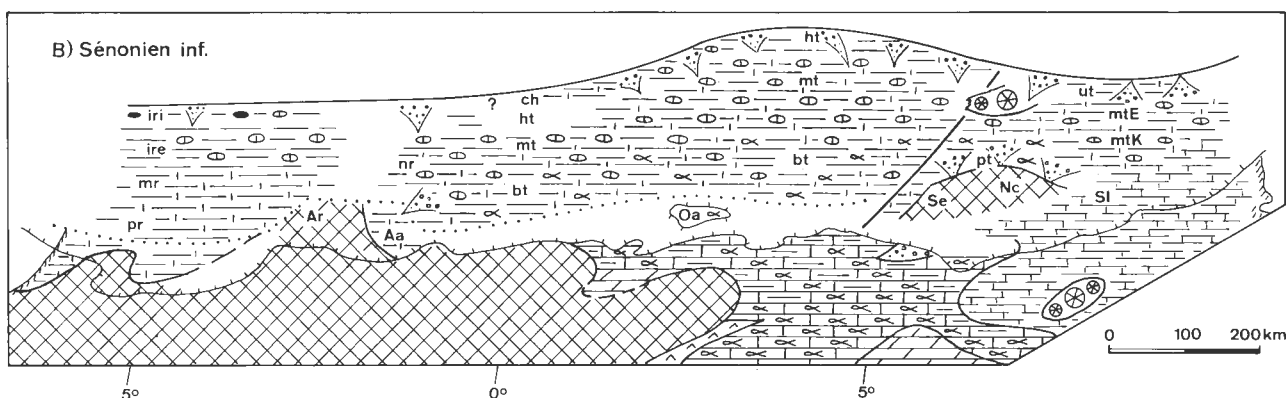
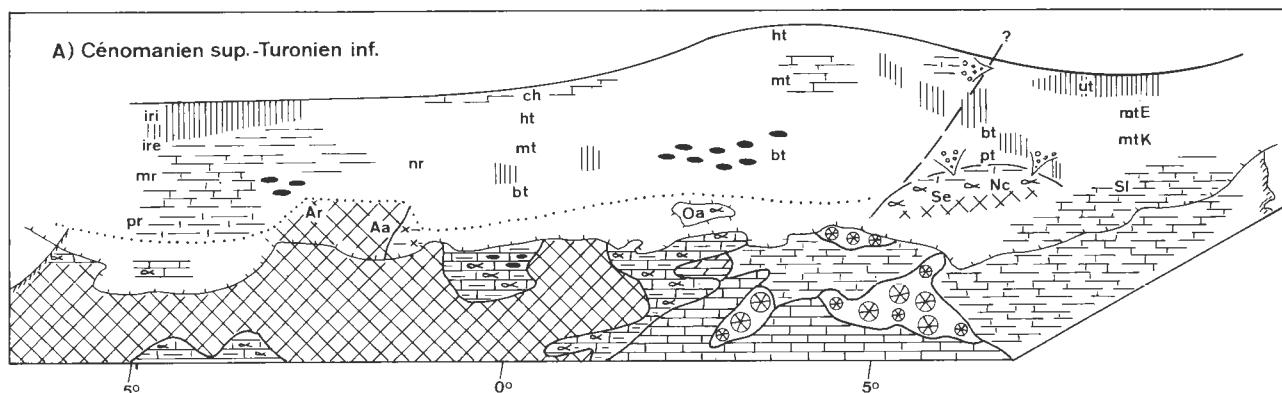


- | | | |
|--|--------------------------------------|--|
| 1 lacune d'observation | 6 faunes néritiques | 12 argilites/ marnes |
| 2 émerision ou érosion | 7 rupture de pente, «shelf break» | 13 pélites à lits gréseux |
| 3 grès et pélites continentaux | 8 cône détritique sous-marin profond | 14 côte actuelle |
| 4 grès et pélites épicontinentaux | 9 turbidites proximales | 15 limite méridionale de l'allochtone |
| 5 carbonates de plate-forme id.gréseux | 10 conglomérats | 16 limite septentrionale de l'autochtone |
| | 11 apports principaux | |

C) Isopaches Crétacé inf.



a.B.: accident des Babor



sées, probablement écaillées » et sur la dorsale kabyle tout à fait externe;

— l'alimentation du « Nummulitique II b » (ou « flysch à microbrèches rouges » de J.M. Vila, 1980) par du matériel détritique fin et des klippes sédimentaires, provenant du socle kabyle, et d'écaillages à vergence sud du socle et de la dorsale interne.

Ces formations seraient (J.M. Vila, 1980) du Priabonien et de l'Oligocène *p.p.*, en incluant éventuellement à leur base (J.F. Raoult, 1974, p. 75) le Lutétien terminal. Pour J.M. Vila (1980, p. 268) les charriages ne se sont réalisés qu'après le dépôt du « Nummulitique II a ».

Un schéma semblable, mais avec des effets moins

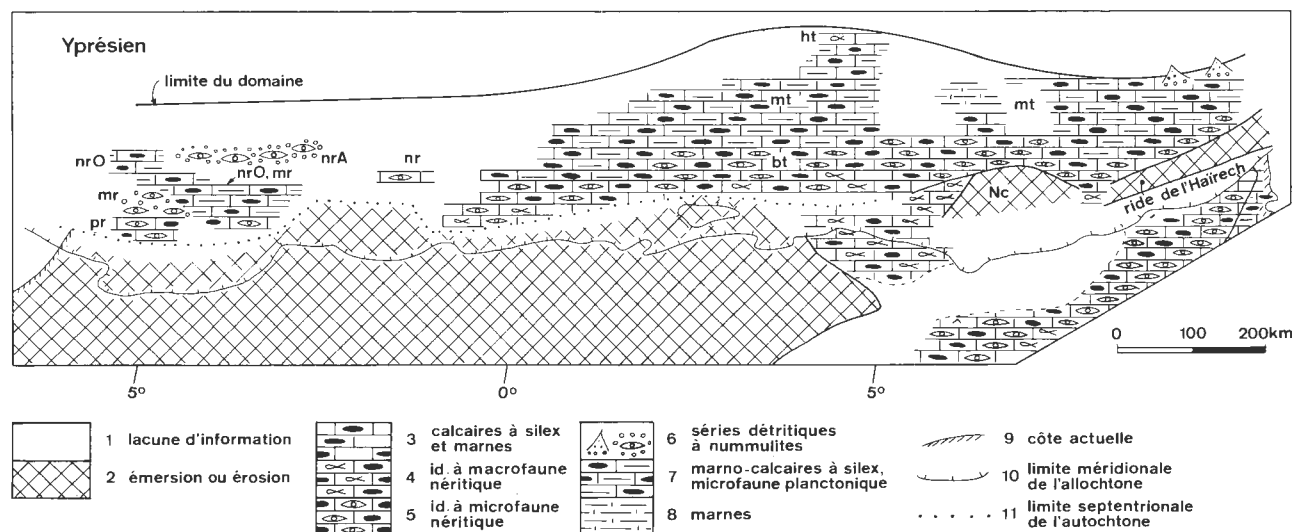


Fig. 27. — Faciès sédimentaires et paléogéographie de la bordure septentrionale de l'Afrique « stable » et des domaines externes du Tell et du Rif à l'Yprésien; reconstitution palinspastique et position des colonnes stratigraphiques clés voir figure 18; références figure 25.

Fig. 27. — Sedimentary facies and paleogeography of the northern margin of "stable" Africa and the "Domaine Externe" (Tell and Rif) in the Ypresian. Palinspastic reconstruction and position of key-sections see figure 18; references see figure 25.

1 : no informations or no compilation — 2 : emersion or erosion — 3 : marl and limestone with chert — 4 : idem with neritic macrofauna — 5 : idem with neritic microfauna — 6 : conglomerate and breccia with Nummulites — 7 : marly limestone with chert and planctonic microfauna — 8 : marl — 9 : present coastline — 10 : southern limit of nappes and parautochthonous units — 11 : hypothetical northern limit of "stable" Africa.

Abréviations, domaines : bt : bas-tellien — ht : haut-tellien — mr : Mésorif — mt : mi-tellien — Nc : unité nérétique constantinoise — nr : unités telliennes à affinités rifaines — nrA : nappe d'Aknoul — nrO : nappe d'Ouezzane — pr : Prérif.

Fig. 26. — La bordure septentrionale de l'Afrique « stable » et les domaines externes du Rif et du Tell au Crétacé supérieur : A : faciès sédimentaires et paléogéographie au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur — B : faciès sédimentaires et paléogéographie au Sénonien inférieur — C : carte hypothétique des isopaches du Crétacé supérieur (en mètres). Pour la reconstitution palinspastique et la position des colonnes stratigraphiques clés voir figure 18; références principales figure 25.

Fig. 26. — The northern margin of "stable" Africa and the "Domaine Externe" (Rif and Tell) in Late Cretaceous time : A : Sedimentary facies and paleogeography of the Late Cenomanian and the Early Turonian; the sedimentation is hemipelagic; chert and cherty limestone are known in all domains — B : Sedimentary facies and paleogeography of the Coniacian - Santonian; classical continental margin sequence in the "Domaine Externe" of the Tell, with neritic faunas in the South, planctonic faunas in the central part and calciturbidites in the North (base of continental slope) — C : Hypothetical isopach map (in meters) of Upper Cretaceous formations. The Ouarsenis (Oa) is the main source-region of detrital material. Palinspastic reconstruction and position of key-sections see figure 18; main references see figure 25.

1 : no information or no compilation — 2 : emersion or erosion — 3 : evaporites — 4 : restricted platform, dolomite — 5 : neritic limestone — 6 : marl and limestone with neritic fauna — 7 : reef limestone — 8 : open shelf limestone — 9 : marly limestone and marl with planctonic fauna — 10 : argillite — 11 : marl — 12 : marl with neritic and planctonic fauna — 13 : limestone nodules — 14 : cherty limestone — 15 : bedded chert, radiolarite — 16 : conglomerate and breccia — 17 : present coastline — 18 : southern limit of nappes and parautochthonous units — 19 : hypothetical northern margin of "stable" Africa.

Domaines (fig. 25, 26). — Aa : avant-pays atlasiques — Ar : avant-pays rifains — bt : bas-tellien — ch : Chouala — ht : haut-tellien — ire : Tanger-Ketama externe — iri : Tanger-Ketama interne — mr : Mésorif — mt : mi-tellien — mtE : Dj. Diss — mtk : Kassel — Nc : unité nérétique constantinoise — nr : tellien à affinités rifaines — Oa : autochtone relatif de l'Ouarsenis — pt : péni-tellien — Se : sud sétifien — Sl : domaine de Sellaoua et des écaillages nord-tunisiennes — ut : ultra-tellien.

importants, est proposé pour cette phase sur la transversale de la Grande Kabylie par J.P. Gélard (1979).

b) Domaine externe de l'Algérie orientale: le problème du « Priabonien à blocs » de J.M. Vila (1980).

Dans le domaine externe de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens J.M. Vila a décrit une formation synorogénique à blocs, d'âge priabonien. La composition des blocs et leur position structurale actuelle permettraient d'envisager, pour la phase éocène, le charriage des unités ultra-telliennes plissées sur les unités telliennes s. str., l'écaillage des unités telliennes, et la genèse de failles inverses dans le domaine néotitique constantinois.

Le « Priabonien à blocs » de J.M. Vila (1980) et sa signification sont cependant loin de faire l'unanimité des chercheurs :

- pour G. Bizon et B. Hoyez (1979) une formation à blocs se trouve localement (Dj. Laghouate, Ouarsenis) sous les argiles et les grès numidiens, dont elle constituerait la base stratigraphique, et avec lesquels elle aurait été transportée lors du glissement de la nappe numidienne;

- une série oligocène complète vient d'être mise en évidence au Dj. Médelsou sous le « Priabonien à blocs » de J.M. Vila, par M. Durand Delga et H. Feinberg (communication personnelle).

A la lumière de ces remarques, une révision des affleurements de la formation à blocs paraît nécessaire pour permettre de juger de son âge et de sa signification structurale.

c) La phase éocène dans le Tell externe de l'Algérie occidentale.

Dans le Tell externe de l'Algérie occidentale, l'existence d'une phase compressive du Lutétien supérieur a été mise en évidence par B. Fenet *et al.* (1969), B. Fenet (1975), P. Guardia (1975) et J. Delteil (1974) grâce à des conglomérats qui cachètent les contacts anormaux entre des écaillés de « l'unité sénonienne ». Un autre argument en faveur d'une phase de plissement importante résiderait dans le fait que les formations carbonatées et détritiques oligo-miocènes sont moins déformées que leur sous-bassement stratigraphique (B. Fenet, 1975).

Une estimation du raccourcissement de la croûte par cette phase éocène est pour le moment difficile. Il semble cependant que les mouvements les plus vigoureux se soient limités à de simples écaillages.

d) Le problème d'une phase éocène dans le Rif interne.

La série des marnes et des grès oligo-miocènes du synclinal de Fnidek (entre Tetouan et Sebta) s'est déposée, pour J. Kornprobst (1974), après les chevauchements au sein des Ghomarides (nappes à matériel paléozoïque). Les terrains les plus jeunes pris dans les contacts anormaux datent de l'Eocène supérieur; les premières marnes post-nappes sont de l'Oligocène élevé. La tectonique tangentielle à déversement vers le SE daterait de la fin de l'Eocène. Il faut cependant rappeler que les formations « post-tectoniques » restent limitées à la nappe d'Akaïli et ne se superposent à aucun contact tectonique majeur.

Nous avons cité, dans la dorsale calcaire (W. Wildi *et al.*, 1977; M. Nold *et al.*, 1981), l'apparition générale de poudingues entre le Lutétien et l'Oligocène élevé – Miocène basal (?). Dans un seul endroit, ces conglomérats colmatent de façon certaine des écaillages au sein d'une unité structurale de la dorsale externe. Un seul élément de calcaires plissés a été trouvé résédimenté dans ces poudingues (J. Uttinger *in* M. Nold *et al.*, 1981).

e) Conglomérats éocènes du Rif externe.

Seule la présence de conglomérats et, par endroits, d'une discordance de terrains postéocènes déposés sur le Mésozoïque permettent d'admettre des mouvements tectoniques dans le Mésorif et le Prérif pendant le Lutétien (D. Leblanc, 1975/1979; G. Suter, 1965).

f) Conclusions.

Ce n'est que dans le domaine interne et au contact de celui-ci avec les nappes des flychs de l'Algérie orientale qu'une phase éocène importante de compression et de raccourcissement de la croûte a été mise en évidence avec certitude. Son existence est également proposée dans le Tell occidental, dans le Rif interne et dans le Rif externe, mais ses effets y ont été probablement faibles.

Dans le modèle de tectonique des plaques fig. 30 A la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger (J.L. Olivet, 1978) conduit à la collision entre la partie orientale d'Alboran et la marge africaine tellienne. La pointe occidentale d'Alboran et le Rif ne sont que peu touchés par ces phénomènes. La position relative E-W de la Kabylie par rapport au Tell est bloquée dès l'Eocène supérieur.

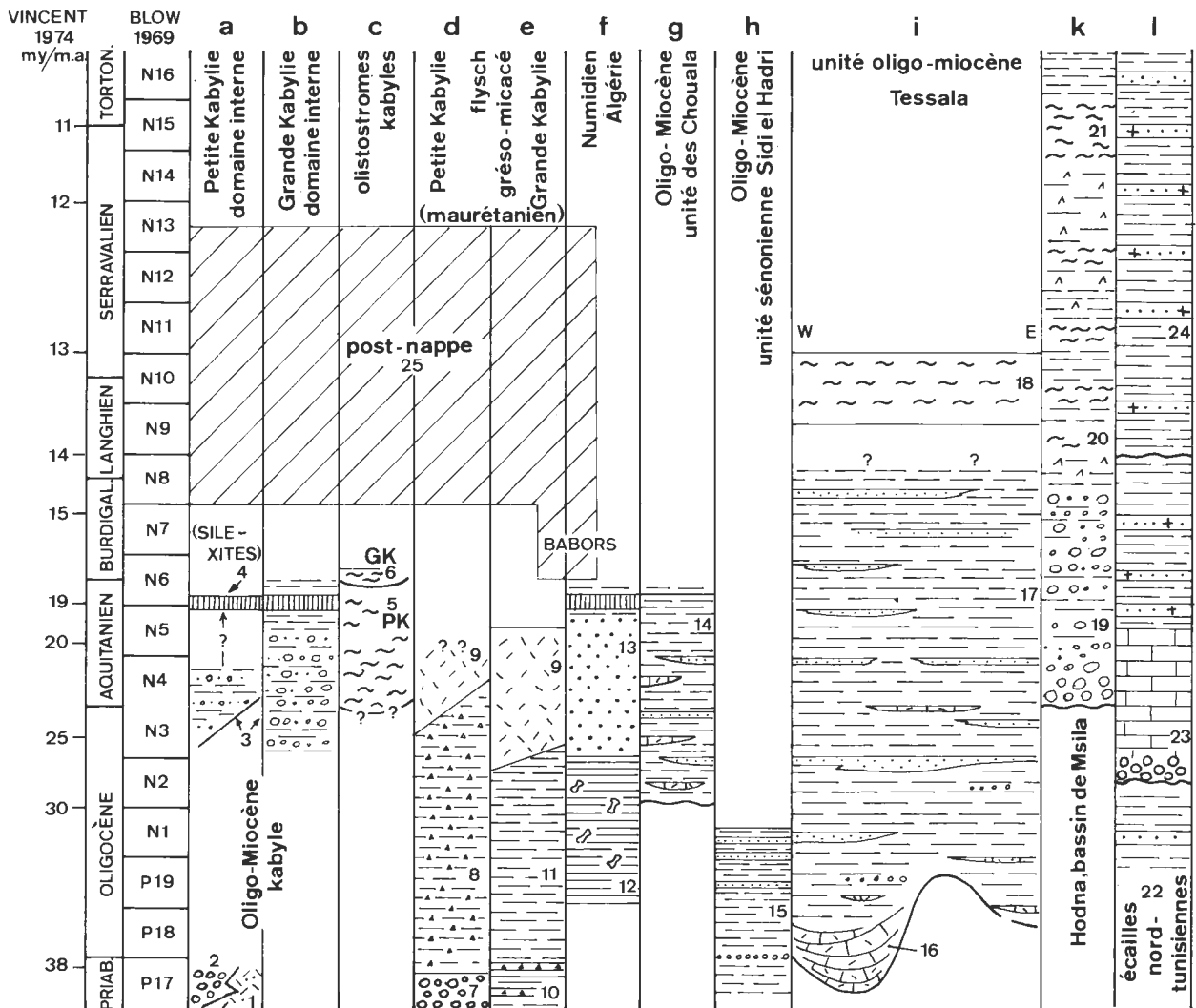


Fig. 28. - Séries post-lutésiennes en Algérie et en Tunisie; schéma faciès/temps.

Fig. 28. - Post-Lutetian sedimentary formations in the Tell and the Kabylie (Algeria and Tunisia), time/facies diagram.

Formations et références. - 1 : « grès micacés brun tabac », [238] - 2 : « brèches priaboniennes », dorsale interne, [238] - 3 : « Oligo-Miocène kabyle »; Petite Kabylie, [212], [213], [238]; Grande Kabylie, [112], [115] - 4 : silixites (*bedded chert*), [112], [115] - 5 : « olistostrome kabyle » (Petite Kabylie), [28], [29] - 6 : « olistostrome kabyle » (Grande Kabylie), [112] - 7 : brèches et conglomérats (Maurétanien, *breccias and conglomerates*), [238] - 8 : « flysch à microbrèches rouges », [238]; « Nummulitique II b », [212], [213] - 9 : « flysch grés-micacé » (*terrigenous micaflysch*); Petite Kabylie, [212], [238]; Grande Kabylie, [112] - 10 : marnes et microbrèches calcaires (*marl and microbreccia*), [112] - 11 : argiles, pélites, [112] - 12 : « argiles à Tubotomaculum », [28], [112], [131], [238] - 13 : « Numidien »; alternances de grosses barres de grès quartzeux et d'interlits argileux, silixites (*thick bedded sandstone and pelite intercalations, bedded chert*), [28], [112], [131] - 14 : marnes brunes sableuses, calcarénites, calcaires bioclastiques (*marl and calcarenites with bioclastic limestone*), [102] - 15 : marnes et grès roux en gros bancs (*marl and thick bedded, red arenite*), [102] - 16 : calcaires bioclastiques littoraux (*neritic limestone*), [102], fig. 37 - 17 : marnes, arénites calcaires et calcaires bioclastiques (*marl and calcarenite with bioclastic limestone*), [102], fig. 37 - 18 : « Miocène synchro-nappe », sillon sud-tellien (*olistostromes of the southern fore-deep of western Algeria*), [102], p. 125-133 - 19 : faciès continentaux (*continental deposits*), [123], fig. 53 - 20 : « Miocène synchro-nappe », sulfates et formations détritiques (*synorogenic formations with gypsum*), [123], fig. 53 - 21 : âge des premiers éléments synchro-nappes d'après G. Mazzola (1970), *first synorogenic deposits, after G. Mazzola (1970)* - 22 : faciès continentaux (*continental deposits*), [219], fig. 39 - 23 : calcaire biogénique (*biogenic limestone*), [219], fig. 39 - 24 : pélites et arénites glauconieuses, peu de foraminifères planctoniques (*pelite and arenite with glauconite, few planctonic Foraminifera*), [219], fig. 39 - 25 : « formations post-nappes »; Babors, Lalla-Kouba, [191]; Grande Kabylie, [215], [216]; Petite Kabylie [28], [29].

10. Sédimentation détritique de l'Oligocène, de l'Aquitainien et du Burdigalien basal.

Le seul secteur en Afrique du Nord où une phase de nappes d'âge oligocène à miocène basal paraît possible se trouve en Tunisie septentrionale (fig. 28, col. l) où les terrains les plus jeunes qui sont impliqués dans les nappes datent de la zone de Blow N 2 (Oligocène moyen) dans les unités à affinités mi-telliennes d'Ed Diss et du Kasseb (H. Rouvier, 1977, fig. 29, 31). Les séries des autres unités montent cependant plus haut, jusqu'à N 6 dans l'unité d'Aïn Draham (Burdigalien basal; *op. cit.*, fig. 30).

Dans tous les domaines, la période de l'Oligocène au Burdigalien basal est représentée par des séries détritiques variées (fig. 28, 29, 30 B) :

- le bassin méridional externe est comblé, dans le Tell (fig. 28, col. g-l), par les « grès de Boghari » (transversale des Bibans; M. Kieken, 1974, 1975) et les séries « oligo-miocènes » des unités bas-telliennes de l'Ouarsenis et de l'Algérie occidentale (M. Mattauer, 1958; J. Polyèche, 1960; B. Fenet, 1975; P. Guardia, 1975). Des séries marines de même âge se trouvent également en Algérie orientale (J.M. Vila, 1980) et en Tunisie (fig. 28, col. l; H. Rouvier, 1977), où elles sont reliées au bassin de l'Atlas tunisien (Ch. Pomerol, 1973, vol. 3, fig. 8.11). Les bassins algériens et tunisiens ont essentiellement été alimentés à partir du continent africain au Sud. Une aire de dépôt similaire s'est installée à la même époque dans le Rif externe. Ses séries sont surtout connues (fig. 29, col. q-u; D. Leblanc, 1975/1979; G. Suter, 1965; G. Suter et G.G. Fiechter, 1966) dans le Prérif, le Mésorif, la nappe d'Ouezzane et le secteur NW de l'unité intrarifaine de Tanger;

- le Numidien (fig. 28, 29) comporte à sa base des argiles à Tubotomaculum de l'Oligocène, avec des remaniements de blocs provenant des domaines telliens (G. Bizon et B. Hoyez, 1979) et rifains (D. Leblanc et H. Feinberg, 1982). La formation type du Numidien, à grosses barres de grès et à interlits argileux, s'est déposée, sur la transversale tunisienne, à partir de l'Oligocène supérieur (H. Rouvier, 1977), puis à partir de l'Aquitainien (zone N 4) en Algérie (J.P. Gélard, 1979, p. 142-149; J.M. Vila, 1980, p. 280-283) et sur la transversale du Rif et de la chaîne bétique (J. Didon et B. Hoyez, 1977; H. Feinberg *et al.*, 1981 a; D. Leblanc et H. Feinberg, 1982). Les marnes et les silexites superposées aux grès numidiens datent des zones N 5 et N 6 de W.H. Blow (1969).

F.C. Wezel (1968), puis B. Hoyez (1975) ont proposé une alimentation du bassin numidien à partir d'une source saharienne en Tunisie (voir aussi M. Durand Delga, 1980, p. 216-217). L'aire de dépôt

se serait située pour H. Rouvier (1977) et J.M. Vila (1980) dans la partie septentrionale du sillon tellien plissé et, éventuellement, dans une partie de l'ancienne zone massylienne. C'est sur cette même ancienne zone massylienne que le Numidien se serait sédimenté sur la transversale de Gibraltar pour J. Didon et B. Hoyez (1977). Cette hypothèse est appuyée par l'existence de séries « mixtes » à grès grossiers de type numidien et à grès micacés de type maurétanien : série de Medjana (B. Hoyez, 1976), série d'El Akbia et de Stalgneuf (J.P. Bouillin, 1979) en Algérie et série du Talaa Lakraa au Maroc (fig. 29, col. o; J. Didon *et al.*, 1973; J. Didon et B. Hoyez, 1978; U. Chiocchini *et al.*, 1980) .

Sur la transversale du Rif oriental, D. Leblanc et H. Feinberg (1982) ont admis que le Numidien du J. Berkane s'était déposé sur son substratum actuel, constitué par la nappe rifaine supérieure d'Aknoul. Les marnes à boules calcaires du Priabonien d'Aknoul y seraient surmontées par des marnes avec des niveaux à blocs exotiques d'âge oligocène. Ensuite viendraient des argiles à Tubotomaculum (zones de E. Martini NP 24 et NP 25) et les grès numidiens (non datés).

Des indications prouvant un approfondissement rapide du sillon numidien à partir de la Tunisie vers l'Ouest sont fournies par les traces de dissolution des microfaunes calcaires (H. Feinberg *et al.*, 1981 b).

Deux types d'arguments s'opposent actuellement à l'hypothèse développée ci-dessus d'une origine saharienne (via la Tunisie) des sables numidiens et à leur dépôt dans la zone limite entre le domaine externe et le domaine des nappes des flyschs :

- structuraux : on est obligé (p. 284-286), dans cette hypothèse, d'admettre des mouvements très compliqués au cours de la phase tectonique fini burdigalienne, pour transporter la nappe numidienne de sa patrie dans sa position actuelle;

- sédimentologiques : les structures observées au sein des grès numidiens ne permettent pas de croire à un transport du matériel sableux par des courants de turbidité classiques (S. Lüthi, 1979). Or, un tel mécanisme de transport est une condition absolue pour expliquer la répartition des sédiments dans un bassin étroit d'une longueur E-W de plus de 1 000 km;

- dans la zone septentrionale, au contact des unités du domaine interne avec les nappes des flyschs (en Petite Kabylie) et sur le soubassement des flyschs maurétaniens ou d'affinité maurétanienne (dans le Tell et le Rif) se dépose un flysch grés-micacé (flysch de Beni Ider du Rif; fig. 29, col. n). Il est alimenté en matériel détritique par le socle kabyle et probablement rifain et bétique. Cependant dans le Rif, on ne connaît aucun chemin de passage de ce matériel terrigène à travers le domaine de la dorsale rifaine, et les faciès

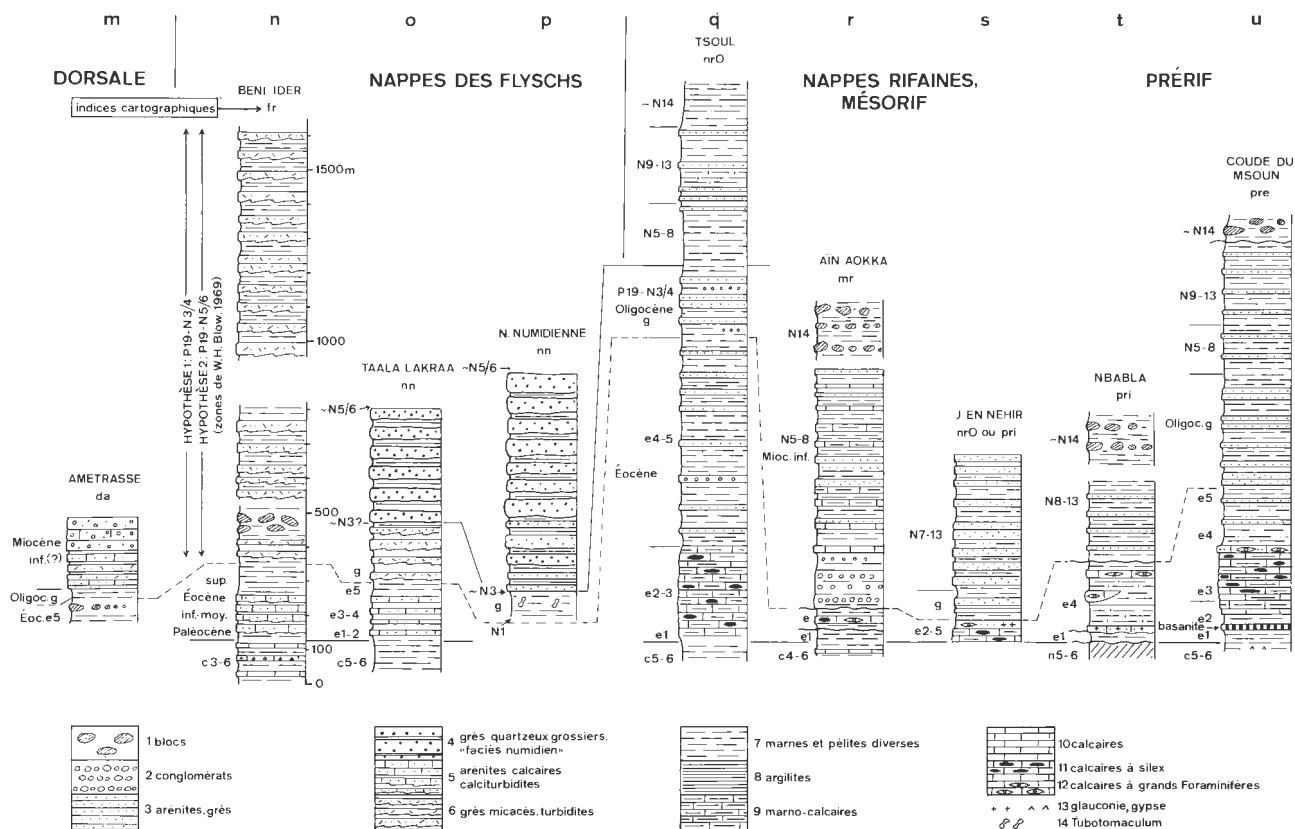


Fig. 29. — Séries sédimentaires tertiaires dans le Rif; les corrélations avec la zonation de W.H. Blow (1969) ont été faites d'après H. Feinberg (sous presse).

Fig. 29. - Sedimentary formations of the Tertiary in the Rif; chronostratigraphic correlation after H. Feinberg (in presse). 1: boulders, olistolites - 2: conglomerate - 3: arenite - 4: "Numidien" coarse grained quartz sandstone - 5: calcarenite, calciturbidite - 6: mica sandstone, turbidite - 7: marl and pelite - 8: argillite - 9: marly limestone - 10: limestone - 11: limestone with chert nodules - 12: limestone with Nummulites - 13: glauconite, gypsum - 14: Tubotomaculum.

Références. — m : [247] — n : Maurétanien, lithologie : [67] et documents inédits, [57]; datation hypothèse 1 : [67], hypothèse 2 : [57] — o : série mixte, [57]; datation [67], [149] — p : [57], [67] et inédit; datation [149] — q : nappe d'Ouezzane, [146], fig. 13 — r : Mésorif, [146], fig. 15 — s : nappe d'Ouezzane ou Prérif (?), [146], fig. 14 — t : Prérif interne, [146], fig. 14 — u : Prérif externe, [146], fig. 8, 10.

sédimentaires ne sont pas continus entre la dorsale, les séries prédorsaliennes et le flysch de Beni Ider, à l'Oligocène. L'apport du matériel grésomiacé s'est donc probablement fait à partir d'un secteur actuellement inconnu du Rif interne;

– dans la zone prédorsalienne du Rif (p. 209-210) se dépose une série flyschioïde avec des niveaux microbréchiques et conglomératiques et avec des alternances de grès micacés convolutés et de pélites brunes. Des intercalations de barres de grès numidiens sont datées du Miocène inférieur sur la transversale des Bokova (Th. Mourier, 1982);

- *sur le domaine interne, l'« Oligo-Miocène kabyle »*

(fig. 28, col. a, b) à formations grossièrement détritiques se dépose sur le socle et la dorsale kabyle à partir de l'Oligocène terminal (zone de Blow N 3) et jusqu'à l'Aquitanién supérieur (zones N 5/N 6; J.P. Gérard, 1979, fig. 92; B. Géry *et al.*, 1981). Il indique le début de l'affaissement vers le Nord du bloc interne qui sera suivi de l'écoulement des olistostromes (p. 287).

Dans le Rif interne, l'Oligocène et le Miocène basal correspondent à la période du dépôt des séries détritiques sur les Ghomarides (J. Kornprobst, 1974 : synclinal de Fnidek) et de la sédimentation des séries détritiques dans les unités dorsaliennes d'Ametrasse et des dorsales interne et externe (fig. 29, col. m)

11. La phase compressive majeure du Miocène inférieur (Burdigalien s.l.).

a) Rif externe et nappe numidienne de la transversale-rifaine : charriages, plissements, schistosité.

Une phase compressive avec des charriages importants est responsable, vers la fin du Miocène inférieur, de la structuration de l'édifice des unités intrarifaines et en partie mésorifaines, ainsi que du glissement de la nappe numidienne dans sa position actuelle sur les secteurs méridionaux de la zone intrarifaine (fig. 30 C). Les arguments principaux pour cette phase sont (voir aussi M. Durand Delga, 1980) :

- la formation du Jbel Binet (Pl. h.t. I; H. Feinberg et D. Leblanc, 1977) qui serait transgressive, dans le Rif oriental, sur le contact entre la nappe rifaine inférieure de Bou Haddoud et la nappe rifaine supérieure d'Aknoul. Ses couches du Langhien et du Serravallien remanient, dans des conglomérats, des galets de Numidien. L'édifice constitué par les deux nappes rifaines et la formation du Jbel Binet aurait ensuite été transporté sur le Prérif au cours de la phase tortonienne (p. 287-288);

- la série de Beni Issef, à l'Ouest de Chefchaouène, scelle le contact chevauchant de l'unité intrarifaine de Tanger externe sur sa digitation méridionale du Loukkos (P. Lespinnasse, 1975). Elle est composée de matériel détritique, souvent grossier, qui peut remanier des argiles et des grès numidiens. Les microfaunes à la base de la formation indiquent la zone à *G. bis-*

phericus (zone N 8 de Blow) du Burdigalien terminal (J. Didon et H. Feinberg, 1979). Cette série a cependant été légèrement disloquée après son dépôt;

- les Grès de Zoumi, qui recouvrent la zone mésorifaine sur la transversale de Chefchaouène-Ouezzane, comportent à leur base des marnes à blocs d'âge aquitain terminal/burdigalien basal et, à leur sommet, un olistostrome du Burdigalien terminal-Langhien basal (P. Lespinnasse, 1977). Le matériel remanié dans ces formations est la preuve de mouvements tectoniques importants entre la zone intrarifaine et la zone mésorifaine;

- la schistosité dans les unités intrarifaines et mésorifaines étudiées par J. Andrieux (1971) et D. Leblanc (1975/1979) n'affecte les formations que jusqu'au Miocène inférieur compris. Elle serait synchrone de l'épimétamorphisme dans l'unité de Ketama.

En conclusion, on peut admettre les effets suivants de la phase burdigalienne :

- chevauchements au sein de l'unité de Ketama-Tanger;
- chevauchement des unités intrarifaines sur le Mésorif;
- schistosité et épimétamorphisme dans les unités intrarifaines et dans une partie des unités mésorifaines;
- transport de la nappe numidienne sur les secteurs méridionaux et occidentaux de l'unité de Tanger.

Fig. 30. – Evolution de la chaîne tello-rifaine et de la Téthys occidentale au cours du Tertiaire. Les domaines bétiques n'ont pas été analysés de façon systématique.

1 : plissements – 2 : chevauchements, charriages – 3 : chevauchements oligocènes (?) en Tunisie (fig. C) – 4 : chevauchements et nappes de glissement d'âge Miocène moyen (?) en Algérie occidentale (fig. D) – 5 : contacts tectoniques repris – 6 : décrochements, coulissements – 7 : nappes de glissement – 8 : olistostromes – 9 : conglomérats – 10 : magmatisme – 11 : océanisation – 12 : métamorphisme.

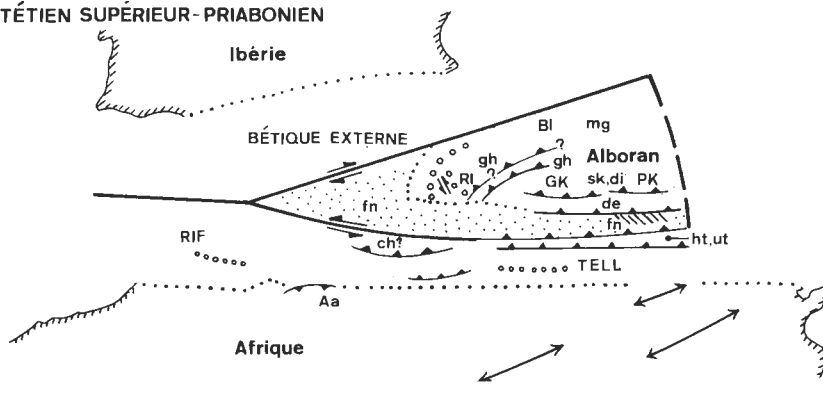
Fig. 30. – Tectonic evolution of the Tell, the Rif and the western Tethys during the main compressive phases of the Tertiary (Middle/Upper Eocene to Tortonian). The Betic domains (in Spain) have not been analysed systematically. In figure 30 A, C, D, only tectonic active contacts are indicated.

A : Tectonic effects of the Late Lutetian to Priabonian phase : collision of the eastern part of the Alboran plate (the Kabylies) and the Tellian margin of Africa – B : Oligocene to Aquitanian : time of detrital sedimentation with few major tectonic events – C : Tectonic effects of the Burdigalian phase : collision of the western part of the Alboran plate ("Rif Interne", "Bétique Interne") and the Rif margin of Africa ; initiation of subsidence of the future Mediterranean basin – D : Tectonic effects of the Tortonian phase : gravity nappes and olistostromes in the southern fore-deeps of Africa ("Sillon Sud-Tellien", "Prérif" and Rharrb basin), in the eastern North Atlantic and in the Guadalquivir basin (Spain).

1 : folding – 2 : overthrusts of the main phases of the figures A, C and D – 3 : overthrusts of Oligocene (?) age in figure C – 4 : overthrusts of Langhian (?) age in figure D – 5 : reactivated contacts of older phases – 6 : strike-slip faults – 7 : gravity nappes – 8 : tectono-sedimentary formations, olistostromes – 9 : conglomerate, breccia – 10 : magmatism – 11 : crustal thinning, oceanization – 12 : low grade metamorphism.

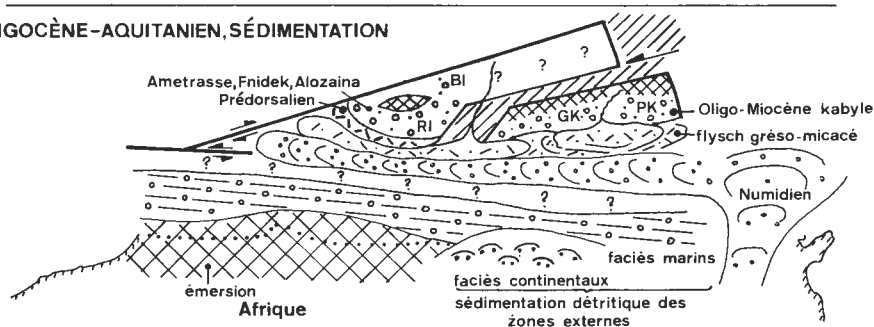
Abréviations, domaines. – AJ : accident de Jebha – AN : accident du Nekor – B : Bokoya – BI : Bétique interne – bt : bas-tellien – ch : unité des Chouala – CS : bloc corso-sarde (Corsica, Sardinia) – de : dorsale externe – di : dorsale interne – fn : nappes des flyschs – gh : Ghomarides – GK : Grande Kabylie – ht : haut-tellien – ir : Intrarif, zone intrarifaine – mg : Malaguides – mt : mi-tellien – mr : Mésorif – NC : unité néritique constantinoise – OK : olistostrome kabyle – PK : Petite Kabylie – pr : Prérif – pt : unités péni-telliennes – RI : Rif interne – sf : Sebtiides, unités de Federico – SI : unités de Sellaoua et écaïles nord-tunisiennes.

A) LUTÉTIEN SUPÉRIEUR-PRIABONIEN

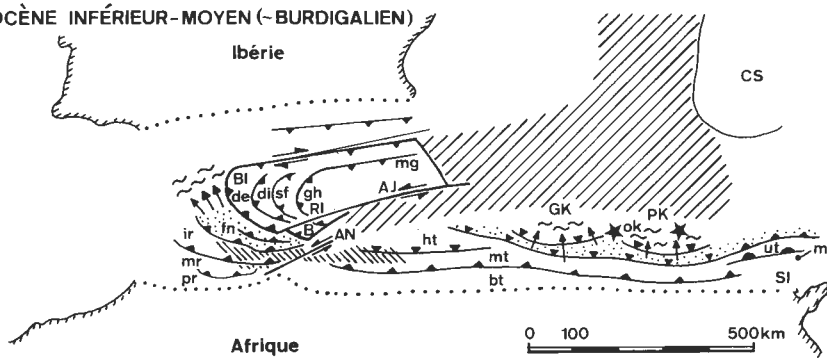


- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

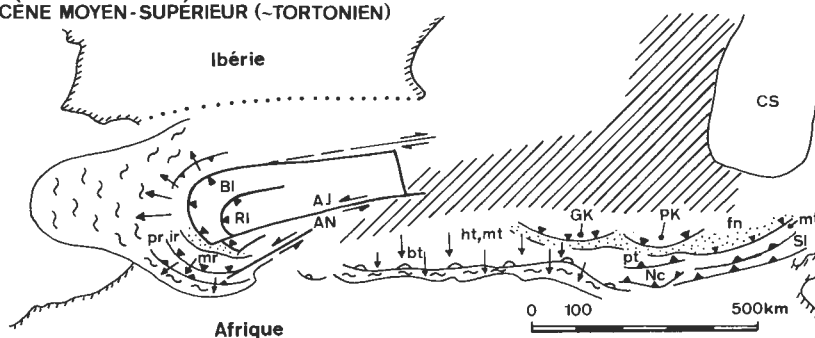
B) OLIGOCÈNE-AQUITANIEN, SÉDIMENTATION



C) MIOCÈNE INFÉRIEUR-MOYEN (~BURDIGALIEN)



D) MIOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR (~TORTONIEN)



- b) Nappes de flyschs de la transversale rifaine : chevauchements probables ; « hispanisation des flyschs ».

Sur la transversale rifaine, aucun argument de terrain ne prouve pour le moment l'âge burdigalien des chevauchements au sein des nappes des flyschs et entre ces dernières et les unités du domaine externe. Les faits suivants conduisent néanmoins à supposer l'existence d'une telle phase :

- l'absence de formations postburdigaliennes dans les flyschs ;
- les plans de chevauchement à la base des flyschs massylien et maurétanien ont été fortement déformés après la mise en place des nappes ; j'attribue cette dernière déformation au Miocène supérieur (p. 288).

Pour J. Bourgois (1978), les nappes des flyschs à l'extrémité occidentale du bassin rifain glissent vers le Nord, pour former le « Néonumidien » (« hispanisation des flyschs »).

Pendant la phase burdigalienne la nappe numidienne subit donc une tectonique complexe : expulsion vers le Sud et l'Ouest sur les unités intrarifaines ; glissement vers le Nord dans le bassin du « Néonumidien » et, éventuellement, sur les unités internes entre Tetouan et Sebta (klippe du J. Zem-Zem, Pl. h.t. I et II).

- c) Rif interne : structuration éventuelle de la dorsale rifaine et des Sebtides ; métamorphisme du socle cristallophyllien.

Avant leur charriage en bloc sur les nappes des flyschs, les unités du domaine interne ont subi plusieurs phases de plissement et de chevauchement (p. 208-209) ; J. Andrieux, 1971 ; J. Kornprobst, 1974 ; W. Wildi *et al.*, 1977). Les formations impliquées dans ces chevauchements montent, dans la dorsale calcaire, jusqu'à la limite Oligocène/Miocène, ou dans le Miocène inférieur (?) ; W. Wildi *et al.*, 1977 ; Ph. Olivier, 1978). Comme les séries post-nappes ne datent que du Pliocène inférieur (W. Wildi et R. Wernli, 1977) il est difficile de préciser l'âge de ce premier cycle orogénique important dans la dorsale calcaire. Il est évidemment tentant de le placer vers la fin du Miocène inférieur :

- il coïnciderait ainsi avec l'arrivée de blocs et de klippes sédimentaires provenant de la dorsale interne dans le bassin sédimentaire du Prédorsalien (Th. Mourier, 1982 ; N. El Hatimi, 1982) ;
- il se reliait à la phase fini-aquitaniennne dans le Bétique interne, mise en évidence par J. Bourgois (1978).

Les données radiométriques de T.P. Loomis (1975) indiquent à mon avis la fin du métamorphisme du

socle cristallophyllien des Beni Bouchera il y a 20 m.a. L'empilement des nappes sebtides de Federico, leur transport sur le socle et leur recouvrement par les Ghomarides sont synchrones et postérieurs à cette date et antérieurs au serrage final des structures au Miocène supérieur.

Pour D. Leblanc (1980) et Ph. Olivier (1982) l'accident de Jebha aurait joué pendant cette même période en amenant le bloc interne sur les nappes des flyschs et les unités du domaine externe. Cette hypothèse manque cependant de preuve formelle, puisqu'aucune formation sédimentaire ne scelle l'accident.

- d) Tell externe et nappes des flyschs : charriages (?) et plissements.

Dans le Tell externe, les arguments de terrain pour une phase tectonique vers la fin du Miocène inférieur sont les suivants :

- dans le massif des Babors, à la limite SW de la forêt de Guerrouch, le flysch grés-micacé maurétanien (Oligocène et éventuellement Aquitanien ? ; fig. 28) est chevauché par son substratum crétacé primitif (D. Obert, 1981 a ; J.F. Raoult *et al.*, 1982, fig. 2) ;
- la nappe numidienne, dont les séries montent au moins jusqu'à la limite entre les zones N 5 et N 6 (fig. 28), se trouve superposée à cet édifice dans la même transversale ;
- les séries post-nappes de Lalla Kouba (fig. 28 ; D. Obert, 1981 a) scellent le contact anormal entre l'unité haut-tellienne du Brek et l'unité mi-tellienne d'Erraguène. Elles débutent à la zone N 6 de Blow. Comme elles remanient des galets de grès à faciès numidien, la nappe numidienne se trouvait déjà en place à ce moment là ; cette phase de chevauchement se passe pendant N 5 et/ou N 6.

Les sédiments les plus récents qui sont impliqués dans les contacts entre les unités du Tell externe des Babors datent de l'Eocène moyen. La question est alors de savoir, si la structuration des unités externes est concomitante des chevauchements des nappes des flyschs au Miocène inférieur (raisonnement cylindrique avec la transversale rifaine), ou si les chevauchements au sein des unités telliennes datent de l'Eocène supérieur, tout en étant repris après (J.P. Bouillin, 1979 ; J.M. Vila, 1980 et D. Obert, 1981 a ; raisonnement par transversale, en comparaison avec les mouvements prouvés dans le domaine interne et au contact de celui-ci avec les nappes des flyschs).

- e) Mouvement des plaques.

La figure 30 C propose un modèle, où la partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa

migration vers l'Ouest, pour entrer en collision avec la marge rifaine de l'Afrique et avec la marge méridionale de l'Ibérie. Le coulisage entre le Bétique interne et le Bétique externe se ferait principalement le long d'un accident du type de l'accident de « Grenade-Alicante » (M. Durand Delga, 1980), dont le jeu aurait pu commencer bien plus tôt, au Crétacé ou à l'Eocène (J. Paquet, 1974). Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord-algérien. Le moteur pour ces mouvements proposé par P. Tapponnier (1977) est le « poinçonnement » du microcontinent d'Alboran entre l'Afrique et l'Ibérie.

12. *Fin Miocène inférieur - Miocène moyen : phase de relaxation, olistostromes, transgression de la Paléo-Méditerranée, plutonisme.*

En Petite Kabylie (fig. 28, 30 C) un olistostrome s'est déposé sur les formations de l'« Oligo-Miocène kabyle » entre l'Oligocène terminal et le début du Burdigalien (J.P. Bouillin, 1979). Etant donné l'âge Burdigalien inférieur des silexites au sommet de la série numidienne, le Burdigalien me paraît plus probable comme date de la formation de l'olistostrome que l'Oligocène. Cet épisode correspond donc à l'écoulement et au glissement vers le Nord des nappes maurétanienne et massylienne, de lambeaux d'unités telliennes et de grands « radeaux » de la nappe numidienne.

En Grande Kabylie, J.P. Gélard (1979) conclut à un âge burdigalien pour l'« olistostrome inférieur » et l'« olistostrome supérieur ».

Les olistostromes kabyles peuvent être interprétés comme témoins de l'accentuation de l'affaissement de la partie septentrionale de l'édifice des nappes tello-kabyles et de l'installation d'une pente inclinée au Nord, vers la future Méditerranée.

Dans l'hypothèse de plissements et de charriages importants dans le domaine externe (p. 286) cet affaissement n'interviendrait que peu de temps après la phase compressive burdigalienne. On se trouverait ainsi dans une situation de succession des contraintes très semblable à celle connue dans le Rif, à l'extrémité occidentale de la chaîne (voir ci-dessus).

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes dans la partie septentrionale des chaînes algériennes (M. Kieken in Ch. Pomerol, 1973, vol. 3, fig. 8.12). Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent à partir de la zone N 6 (Miocène de Lalla Kouba; D. Obert, 1981 a, p. 217). Plus à l'Ouest (Pl. h.t. I), sur la transversale d'Alger, la transgression se fait plus tard, à la zone N 8 (C. Lep-

vrier et J. Magné, 1975). Cette transgression va de pair avec une phase de volcanisme surtout calco-alcalin (andésites et rhyolites) et avec le plutonisme qui a créé les intrusions granitiques ou granodioritiques et microgranitiques en Grande Kabylie, dans les Babors, et en Petite Kabylie. Les datations radiométriques de H. Bellon et R. Brousse (1977) y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 m.a.

Dans le Rif externe (fig. 29) la sédimentation marneuse et gréseuse continue jusqu'à la fin du Miocène moyen (D. Leblanc, 1975/1979).

13. *Dernière phase de nappes : fin du Miocène moyen - Tortonien et, dans le Rif occidental, du Miocène supérieur - Pliocène.*

Dans les « avant-fosses méridionales » cette phase se manifeste par l'arrivée des nappes de glissement. Les datations du Miocène synchro-nappe de la transversale du Hodna indiquent des âges allant de la zone N 9 à N 15 (fig. 28, coupe k; R. Guiraud, 1973).

Dans le Tell occidental les âges indiqués vont de la zone N 9 à N 13 (B. Fenet, 1975; P. Guardia, 1975).

Le diachronisme des formations synchro-nappes des transversales telliennes est mis en doute par J.M. Vila (1980) qui a proposé un âge tortonien inférieur pour l'ensemble de ces dépôts en Afrique du Nord.

Dans le *Prérif oriental* le complexe tectono-sédimentaire se met en place à partir du Serravallien et jusqu'au Tortonien inférieur (fig. 29; D. Leblanc, 1975/1979; H. Feinberg, sous presse). Les mouvements de cette « nappe pré-rifaine » continuent dans le bassin « post-nappe » du Rharb au moins jusqu'au Pliocène (H. Feinberg, 1976).

L'olistostrome pré-rifain se prolonge dans l'Atlantique du Nord (fig. 30 D; D. Lajat *et al.*, 1975) et il réapparaît au Nord, dans le bassin ibérique du Guadalquivir (E. Perconig, 1962).

Des structures chevauchantes et de plissement se sont formées, pendant la phase « tortonienne » à l'extrémité orientale de la chaîne. En Tunisie, les derniers dépôts anté-nappes sur les séries des écaillés nord-tunisiennes datent du Tortonien inférieur (fig. 28, col. 1; H. Rouvier, 1977, fig. 40). Les sédiments post-nappes débutent au Tortonien moyen, dans la zone N 16 (H. Rouvier, 1977, fig. 48). Les écaillages au sein des séries nord-tunisiennes et le charriage sur ces dernières des unités telliennes et de la nappe numidienne se seraient donc faits au cours du Tortonien inférieur.

En Algérie orientale, les effets de la phase torto-

nienne seraient les suivants (J.M. Vila, 1980, p. 575-577, 485-489) :

- chevauchement vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétiennes et des écaillés de Sellaoua;

- plissements à axes E-W des Monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès; genèse des « plis emboutis » qui interfèrent avec et qui reprennent les plis éocènes.

Les arguments de datation de cette phase reposent sur l'âge langhien-serravallien ou tortonien basal des formations impliquées dans les chevauchements.

Dans la partie septentrionale de l'édifice *tello-kabyle* les contacts entre le bloc interne et l'édifice externe rejoignent après le retrait de la mer des golfes intracontinentaux. Ceci apparaît clairement le long de l'Oued Soummam, où les formations post-nappes se trouvent légèrement chevauchées par les unités septentrionales (J.P. Gélard, 1979; A. Coutelle, 1979). L'âge de ces mouvements pourrait cependant également être plus jeune, voire du Miocène terminal.

Dans la partie septentrionale du Rif externe, la deuxième phase de schistosité peut être corrélée, avec beaucoup de réserve, avec la phase de nappe et de sédimentation chaotique du Prérif (D. Leblanc, 1975/1979, fig. 44).

L'existence d'une phase postburdigalienne a été démontrée en bordure du *bloc interne* de la terminaison occidentale de la chaîne bétique par J. Bourgois (1978, p. 383-391). L'hypothèse d'un âge tortonien pour ces mouvements tangentiels serait confirmée par les arguments suivants : 1) isochronie avec la genèse des complexes tectono-sédimentaires du Guadalquivir et du Prérif; 2) effondrement de la mer d'Alboran qui s'accroît à partir du Tortonien supérieur, et il fait immédiatement suite à des mouvements orogéniques importants.

Dans le Rif interne cette phase correspond à notre avis à la phase de serrage C 6 de W. Wildi *et al.*, (1977) et de M. Nold *et al.*, (1981) qui achève la poussée du bloc interne sur l'édifice des nappes des flyschs et du domaine externe et qui redresse les contacts anormaux au sein de la dorsale calcaire.

C. Conclusions générales.

Du Trias au Tortonien l'évolution paléogéographique et structurale des domaines nord-africains peut être retracée en fonction de l'histoire des plaques d'Alboran, de l'Afrique et de l'Ibérie. En tenant compte des connaissances actuelles concernant la répartition des faciès sédimentaires et l'ouverture de

l'Atlantique, on est amené à un modèle évolutif, où les mouvements coulissants jouent un rôle aussi important que les mouvements tangentiels, distensifs et compressifs. Aucune subduction de croûte océanique n'est connue dans ce dispositif.

La rupture le long des futures limites des plaques et la subsidence des futures marges débute au Trias moyen à supérieur, puis s'accroît au cours du Lias. La plaque d'Alboran, correspondant aux unités des domaines internes dans la Téthys occidentale, est d'abord liée de façon mal élucidée au promontoire apulien de l'Afrique. Du Jurassique moyen à l'Aptien supérieur, cette plaque suit le mouvement coulissant senestre de l'Ibérie par rapport à l'Afrique. Au Crétacé supérieur, la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe et à l'Afrique crée un « vide » triangulaire entre la marge sud de l'Ibérie et la marge nord de l'Afrique. La plaque d'Alboran a pu occuper cette place en migrant vers l'Ouest par rapport aux continents voisins. Sa partie orientale, la Kabylie, entre en collision avec la marge tellienne de l'Afrique à l'Eocène moyen/supérieur. La partie occidentale de la plaque d'Alboran se heurte contre la marge rifaine de l'Afrique et contre la partie occidentale de la marge bétique à partir du Miocène inférieur.

Les domaines externes tello-rifains constituent, du Trias au Miocène, la partie tout à fait septentrionale de la marge nord-africaine. Ils reçoivent le matériel détritique érodé sur le continent africain qui n'est pas piégé par les bassins atlasiques. Au Jurassique moyen et supérieur, les accumulations principales se trouvent dans le bassin rifain et dans le Tell occidental, puis au Crétacé, dans le secteur central du Tell.

Le domaine des futures nappes des flyschs se trouve lié, jusqu'aux premières phases tectoniques orogéniques du Tertiaire, aux marges sud et ouest de la plaque d'Alboran. Les flyschs terrigènes du Crétacé inférieur sont alimentés par le continent d'Alboran au Nord, et éventuellement par l'Ibérie au NW. Rien ne permet pour l'instant d'envisager une phase tectonique responsable de ces flyschs.

A l'Oligocène et au Miocène basal(?), un flysch grés-micacé à la limite entre domaine interne et domaine des flyschs témoigne de la destruction de l'ancienne plaque d'Alboran, dont la partie occidentale peut continuer à migrer vers l'Ouest. Le dernier stade de l'évolution des chaînes en milieu compressif se marque par l'écoulement des nappes de glissement dans les avant-fosses africaines et bétiques et dans l'Atlantique. Cet écoulement s'effectue à la fin du Miocène moyen et au début du Miocène supérieur. Il se prolonge jusqu'au Pliocène, ou même plus tard, dans le Rharb et dans l'Atlantique.

Remerciements.

Cette publication doit beaucoup à la lecture minutieuse et à la critique du manuscrit par M. Durand Delga, D. Obert, J.F. Raoult et R. Trümpy. Le Professeur J. Aubouin m'a aimablement accueilli dans son laboratoire pour l'élaboration de cette compilation. J'ai profité de nombreuses discussions et des bibliothèques personnelles de mes collègues et amis : J. Azéma, J. Bourgeois, G. Chabrier, D. Fantinet, H. Feinberg, E. Fourcade, D. Frizon de Lamotte, C. Grandjacquet, K. Kelts, C. Lorenz, D. Obert, D. Raymond, G. Suter et J.M. Vila. Madame A. Bourgeois a effectué avec beaucoup de soin la dernière mise au point de la bibliographie, et mon épouse a corrigé et frappé une grande partie du manuscrit; je les en remercie cordialement. La publication de cet article a été subventionnée par le Fonds national suisse de la Recherche scientifique, et par la Fondation Dr. J. de Giacomo.

RÉFÉRENCES

- [1] AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D. et al. (1979). - L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. geol. It.*, n° 17, p. 1-60, 5 fig., 1 pl. h.t.
- [2] ANDRIEUX J. (1971). - La structure du Rif Central. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 235, 155 p., 152 fig., 2 pl. h.t.
- [3] ANDRIEUX J. (1973). - Sur le métamorphisme des zones externes du Rif. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, p. 106-107, 2 fig.
- [4] ANDRIEUX J., FONTBOTÉ J.M. et MATTAUER M. (1971). - Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 12, n° 2, p. 191-198, 6 fig.
- [5] ANDRIEUX J. et MATTAUER M. (1962). - La nappe du Jebel Chouamat, nouvelle nappe ultra du Rif septentrional (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 255, p. 2481-2483, 2 fig.
- [6] ANDRIEUX J. et MATTAUER M. (1973). - Précisions sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, p. 115-118, 1 fig.
- [7] ARIAS C., ELIZAGA E. et VILAS L. (1979). - Distribucion de las facies del Cretacio inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones. *Cuadern geol. Iberica*, vol. 5, p. 453-470, 8 fig.
- [8] AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1981). - Tratado de Geologia, tomo 2 : Paleotologia, estratigrafia. Omega Ed., Barcelona, 651 p.
- [9] AUCLAIR D. et BIEHLER J. (1967). - Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. géol. Algérie*, N.S., n° 34, p. 3-45, 4 fig., 6 pl. h.t.
- [10] AUGIER C. (1967). - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie*, N.S., n° 34, p. 47-80, 8 fig., 6 pl. h.t.
- [11] AUZENDE J.M., BONNIN J. et OLIVET J.L. (1973). - The origin of the western Mediterranean basin. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 129, p. 607-620, 6 fig.
- [12] AZÉMA J., FOUCAULT A., FOURCADE E., GARCIA-HERNANDEZ M. et al. (1979). - Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada, 83 p., 25 fig., 46 pl.
- [13] BASSOULET J.P. (1973). - Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Sc. Univ. Paris VI, 2 t., 497 p., 50 fig., 44 pl., ronéot.
- [14] BAUDELLOT S., BOUILLIN J.P. et COIFFAIT P. (1981). - Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 293, p. 611-614.
- [15] BAUDELLOT S. et GÉRY B. (1979). - Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 1513-1516.
- [16] BELLON H. et BROUSSE R. (1977). - Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 469-480, 8 fig., 2 tabl.
- [17] BENEST M., DONZE P. et LE HÉGARAT G. (1977). - Nouvelles données paléontologiques et sédimentologiques sur le Berriasien de la région de Lamoricière (Oued Mimoun et el Rhoraf, Monts de Tlemcen, Algérie). *Géobios*, n° 2, fasc. 2, p. 195-249, 3 fig., 1 tabl., 12 pl.
- [18] BENZAQUEN M., HAMEL Ch., MARÇAIS J. et VAN LECKWIJCK W. (1969). - Précisions sur la succession stratigraphique du Mésozoïque dans le massif du Masgout-Terni (Maroc oriental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 213, p. 11-13.
- [19] BIJU DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). - From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In BIJU DUVAL B. and MONTADER L. (ed.). - Int. sym. on structural hist. of mediterranean basins, Split (Yugoslavia), p. 143-164, 4 fig., 8 pl.h.t., ed. Technip, Paris.
- [20] BISMUTH H., BONNEFOUS J. et DUFAURE Ph. (1967). - Mesozoic microfacies of Tunisia. Guidebook to the geology and history of Tunisia, p. 159-173, 13 fig., Petr. Expl. soc. Libya, 9th ann. Field Conf., Tripoli.
- [21] BIZON G. et HOYEZ B. (1979). - Données stratigraphiques sur les formations sous-numidiennes en Algérie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 289, p. 655-658.
- [22] BLANC P. et OBERT D. (1979). - Le métamorphisme lié à la phase tectonique anté-cénomaniennne du domaine tellien septentrional (Babors, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, p. 189-193, 3 fig.
- [23] BLÈS J.L. (1971). - Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, p. 498-511, 7 fig.
- [24] BLOW W.H. (1969). - Late middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNMANN P. and RENZ H.H. (ed.). - Proc. 1st intern. Conf. Planctonic Microfossils, Genève, vol. 1, p. 199-421, 43 fig., 54 pl. Brill, Leiden.

- [25] BOIVIN P., KORNPORST J. et MARÇAIS J. (1975). — Signification du faciès granulite dans les zones externes du Rif. 3^e Réun. ann. Sc. Terre, Paris, Soc. géol. Fr., p. 54.
- [26] BONNETON J.R. (1977). — Géologie de la zone de contact entre Mitidja et Atlas de Blida au sud d'Alger. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 116 p., 55 fig., 1 pl.h.t., ronéot.
- [27] BOSSIÈRE G. (1980). — Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation; étude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse Sc., Univ. Nantes, 314 p., 120 fig., 19 pl., ronéot.
- [28] BOUILLIN J.P. (1977). — Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). Thèse Sc., Univ., Paris VI, 551 p., 127 fig., 2 pl.h.t., ronéot.
- [29] BOUILLIN J.P. (1979). — La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie): une région-clé pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. LVII, n° 135, p. 1-84, 51 fig., 1 pl.h.t.
- [30] BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M., GÉLARD J.P., LEIKINE M. et al. (1970). — Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C.R.Acad. Sci.*, Paris, D, t. 270, p. 2249-2252.
- [31] BOUILLIN J.P. et KORNPORST J. (1974). — Associations ultrabasiques de Petite Kabylie: péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 183-194, 6 fig., 2 tabl.
- [32] BOUILLIN J.P., KORNPORST J. et RAOULT J.F. (1977). — Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metletine (ex-Texenna), en Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 805-813, 2 fig.
- [33] BOUILLIN J.P. et PERRET M.F. (1982). — Datation par Conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). *C.R.Acad. Sci.*, Paris, Sér. II, t. 295, p. 47-50.
- [34] BOUILLIN J.P. et RAOULT J.F. (1971). — Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, p. 338-362, 8 fig.
- [35] BOUMA A.H. (1962). — Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- [36] BOURGOIS J. (1978). — La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, t. 30, 445 p., 216 fig., 9 pl.h.t.
- [37] BOURGOIS J. (1980a). — Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, I, n° 91, p. 632-633, 1 fig.
- [38] BOURGOIS J. (1980b). — De l'origine ultra-bétique des Malaguides (zones internes bétiques, Espagne). *Geologica Romana*, vol. XIX, p. 151-170, 16 fig.
- [39] BOURROUILH R. et GORSLINE D.S. (1979). — Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, I, n° 90, p. 1074-1083, 5 fig.
- [40] BOURROUILH R. et GORSLINE D.S. (1980). — Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: reply. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, I, n° 91, p. 634-636.
- [41] BOURROUILH R., HELMS J., JAEGER H. et LEVRIER C. (1976). — Présence de Lochkovien à Graptolites dans le massif kabyle du Chenoua (Algérie). *C.R.Acad. Sci.*, Paris, D, t. 282, p. 1769-1771.
- [42] BUROLLET P.F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. Géol. Tunis*, n° 18, 350 p., 93 fig., 22 pl.
- [43] BUROLLET P.F. (1963). — Trias de Tunisie et de Libye; relations avec le Trias européen et saharien. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, n° 15, p. 482-494, 3 fig., Technip, Paris.
- [44] BUROLLET P.F. (1967). — General geology of Tunisia. Guidebook to the geology and history of Tunisia, p. 215-225, 6 fig., Petr. Expl. Soc., Libya, 9th ann. Field. conf., Tripoli.
- [45] BUROLLET P.F. (1973). — Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. *Ann. Min. Géol. Tunis*, n° 26, p. 111-120.
- [46] BUSER M. (1978). — La unidad de Pereira: Estratigrafia y tectonica (Cordilleras Béticas, Provincia de Malaga). *Cuadern. geol.*, n° 8/9, p. 146-156, 3 fig., Granada.
- [47] BUSSON G. (1967). — Le Mésozoïque saharien; première partie: l'extrême Sud tunisien. *Publ. Centre Rech. Zones arides*, C.N.R.S., Paris, sér. Géol., n° 8, 194 p., 18 fig., 4 tabl., 7 pl.h.t.
- [48] BUSSON G. (1970). — Le Mésozoïque saharien; deuxième partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Publ. Centre Rech. Zones arides*, C.N.R.S., Paris, Sér. Géol., n° 11, 2 vol., 811 p., 152 fig., 51 pl.h.t.
- [49] CABY R. (1982). — Idées nouvelles sur la tectonique tangentielle profonde d'âge alpin en Grande Kabylie. 9^e Réun. ann. Sc. Terre, Paris, Soc. géol. Fr., p. 105.
- [50] CAIRE A. (1957). — Etude géologique de la région des Bibans. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S., Bull. n° 16, 2 vol., 818 p., 149 fig., 15 pl., 6 pl.h.t.
- [51] CAIRE A. (1963). — Phénomènes tectoniques de biseau-tage et de rabotage dans le Tell algérien. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. V, fasc. 4, p. 299-325, 28 fig.
- [52] CAIRE A. (1973). — Eastern Atlas. In *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, p. 47-59, 8 fig., 8 tabl., Geol. Soc., London.
- [53] CARATINI C. (1970). — Etude géologique de la région Chellala-Reibell. *Publ. Serv. géol. Algérie*, N.S., Bull. n° 40, 2 vol., 320 p., 107 fig., 18 tabl., 8 pl., 1 pl.h.t.
- [54] CASTANY G. (1951). — Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Ann. Min. Géol. Tunis*, n° 8, 632 p., 248 fig., 14 tabl., 27 pl., 30 pl.h.t.
- [55] CHARLOT R., CHOUVERT G., FAURE-MURET A. et HAMEL Ch. (1964). — Age des Aïounites du Nord du Maroc. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 401-402.
- [56] CHEYLAN G., MAGNÉ J., SIGAL J. et GREKOFF N. (1953). — Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts Plateaux algérois). Description de quelques espèces nouvelles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. III, p. 471-492.

- [57] CHIOCCHINI U., FRANCHI R., GUERRERA F., RYAN W.B.F. et VANNUCCI S. (1980). - Geologia di alcune successioni torbiditiche cretacea-terziarie appartenenti ai « flyschs maurétaniens » e alla « nappe numidienne » del Rif settentrionale (Marocco). *Studi geol. Camerati* (1978), vol. 4, p. 37-65.
- [58] CHOUTERT G. et FAURE-MURET A. (1962). - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. h.-s. Soc. géol. Fr.*, t. I, p. 447-527, 12 fig.
- [59] COURBOULEIX S. (1977). - Moyen Atlas et moyenne Moulouya, étude bibliographique et paléogéographique. Bur. Rech. Particip. Min., Rabat, rap. inédit, 83 p., ronéot.
- [60] COUTELLE A. (1976). - Flyschs externes et unités telliennes du flanc sud du Djurdjura. Présentation d'un modèle d'évolution tectonique de la Grande Kabylie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1337-1345, 5 fig.
- [61] COUTELLE A. (1979). - Géologie du Sud-Est de la Grande Kabylie et des Babors d'Akhou. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 567 p., 128 fig., 1 pl.h.t., ronéot.
- [62] DELTEIL J. (1974). - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). Thèse Sc. Univ. Nice, 294 p., 117 fig., 3 pl.h.t., ronéot.
- [63] DE LUCAS P. (1978). - L'unité chaotique des Kbdana (région de Zaïo, Maroc). Relations structurales avec l'avant-pays du Rif oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, p. 339-343, 2 fig.
- [64] DEMNATI A. (1972). - Krustenstruktur im Rif-Bereich von Nord-Marokko aus gravimetrischen und aeromagnetischen Regionalmessungen. *Boletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. XIX, N° 55, p. 203-236.
- [65] DESIO A., ROSSI-RONCHETTI C., POZZI R., CLERICI F. et al. (1963). - Stratigraphic studies in the Tripolitanian Jebel (Libya). *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, Mem. 9, p. 1-126, 34 fig., 3 tabl., 1 pl.h.t.
- [66] DIDON J. (1969). - Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Thèse Sc. Paris, 3 vol., 539 p., 124 fig., 3 pl., ronéot.
- [67] DIDON J., DURAND DELGA M. et KORNPROBST J. (1973). - Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, p. 77-105, 11 fig., 1 pl.h.t., documents inédits de l'excursion de la Société géologique de France.
- [68] DIDON J. et FEINBERG H. (1979). - Données nouvelles sur l'âge et la signification géodynamique du Miocène des Beni-Issef. Importance de la tectonique burdigalienne dans le Rif septentrional (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 183-187, 2 fig.
- [69] DIDON J. et HOYEZ B. (1977). - Le Numidien dans l'arc bético-rifain : hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XCVIII, p. 9-24, 6 fig., 2 tab.
- [70] DIDON J. et HOYEZ B. (1978). - Les séries à faciès mixtes, numidien et grés-micacé, dans le Rif occidental (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 304-307, 2 fig.
- [71] DIETRICH D. (1979). - La geologia della catena costiera calabra tra cetraro e guardia piemontese. *Mem. Soc. geol. It.*, n° 17, p. 61-121, 41 fig., 5 pl., 1 pl.h.t.
- [72] DOUBINGER J. et MAS J.R. (1981). - Une microflore du Barrémien dans la Province de Valencia, Espagne. *Cretaceous Research*, vol. 2, p. 51-64, 5 fig.
- [73] DU DRESNAY R. (1971). - Extension et développement des phénomènes récifs jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, p. 46-56, 2 fig.
- [74] DUÉE G. (1969). - Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile). Thèse Sc. Univ. Paris, 2 vol., 421 p., 90 fig., ronéot.
- [75] DURAND DELGA M. (1955). - Etude géologique de l'Ouest de la Chaîne Numidique. *Publ. serv. Carte géol. Algérie*, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.
- [76] DURAND DELGA M. (1965). - Le problème de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif : la nappe de Melloussa-Chouamat (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 58-59.
- [77] DURAND DELGA M. (1967). - Structure and geology of the Northeast Atlas mountains. Guidebook to the geology and history of Tunisia, p. 59-83, 10 fig., Petr. Expl. Soc. Libya, 9th ann. Field Conf., Tripoli.
- [78] DURAND DELGA M. (1969). - Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. géol. Algérie*, N.S., Bull. n° 39, p. 89-131, 9 fig.
- [79] DURAND DELGA M. (1971). - Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El Milia à Texenna (Algérie) et leur cadre structural. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, n° 3-4, p. 328-337, 7 fig.
- [80] DURAND DELGA M. (1980). - La Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mém.h.s. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 203-224, 7 fig.
- [81] DURAND DELGA M. et FONTBOTÉ J.M. (1980). - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26^e Congr. géol. intern., Colloque C5, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 115, p. 67-85, 8 fig., Paris.
- [82] DURAND DELGA M., HOTTINGER L., MARÇAIS J., MATTAUER M. et al. (1962). - Données actuelles sur la structure du Rif. *Mém.h.s. Soc. géol. Fr.*, t. I, p. 399-422, 3 fig., 1 pl.h.t.
- [83] DURAND DELGA M., KORNPROBST J., LEIKINE M. et RAOULT J.F. (1964). - Le Lias des unités paléozoïques au Nord de Tetouan (Rif interne, Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, GR.9, t. 258, p. 5925-5928.
- [84] DURAND DELGA M. et LAMBERT A. (1955). - Existence d'un flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles, Algérie. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 201-203.
- [85] DURAND DELGA M., RAOULT J.F. et VILA J.M. (1967). - Situation en fenêtre du Secondaire du Djebel Safia (Nord Constantinois, Algérie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 101-103, 2 fig.
- [86] EGELER C.G. et SIMON O.J. (1969). - Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). *Verh. K. ned. Akad. Wet.*, vol. 25, n° 3, p. 1-90, 16 fig.
- [87] EL HATIMI N. (1982). - Contribution à l'étude géologique et structurale de la région d'Assifane (Rif, Maroc). Thèse 3^e cycle, Univ. Mohammed V, Rabat, 150 p., 50 fig., 1 pl.h.t., ronéot.
- [88] ELMIS S. (1973). - Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar Roubane). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 276, p. 1521-1524.

- [89] ELMI S. (1978). - Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. XCVII, p. 315-323, 3 fig.
- [90] ELMI S., ATROPS F. et MANGOLD C. (1974). - Les zones d'Ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie occidentale. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 61, p. 1-83, 17 fig., 5 pl.
- [91] ELMI S. et BENEST M. (1978). - Les argiles de Saïda; faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien): stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *Géobios*, Livre Jub. J. Flandrin, h.-s. n° 4, p. 203-261, 14 fig., 9 pl.
- [92] ENNADIFI Y. (1974). - Etude géologique du Préfif oriental et de son avant pays (région comprise entre Mezguitem, Aïn Zohra et Tizeroutine). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 253, 66 p., 19 fig., 5 pl.h.t.
- [93] FAUGÈRES J.C. (1978). - Les rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. Thèse Sc. Univ. Bordeaux, 2 tomes, 480 p., 119 fig., 42 pl., ronéot.
- [94] FAUGÈRES J.C. (1981). - Evolution d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine: les rides sud-rifaines (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 229-244, 14 fig.
- [95] FAUGÈRES J.C. et MOUTERDE R. (1980). - Affinités des faunes dans le Lias sud-rifain (Maroc): précisions sur l'évolution des paléocéans atlantique et mésogéen. *26^e Congr. géol. intern.*, Colloque C5, *Mém. Bur. rech. Géol. Min.*, n° 115, p. 188, Paris.
- [96] FEINBERG H. (1976). - Mise en place, au Pliocène, d'une nappe de glissement à l'extrémité sud-occidentale de la chaîne du Rif (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 273-276, 2 fig.
- [97] FEINBERG H. (sous presse). - Les séries tertiaires du Rif externe. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 315.
- [98] FEINBERG H., HOYEZ B. et LAHONDÈRE J.C. (1981a). - Nouvelles données biostratigraphiques sur le Numidien de l'Algérie et du Maroc. *Cahiers de Micropaléontologie*, vol. 3, p. 93-99, 3 fig.
- [99] FEINBERG H., HOYEZ B. et TOUMARKINE M. (1981b). - Les phénomènes de corrosion liés à la lysocline dans les séries « on shore »: application paléobathymétrique. *Trav. Lab. Micropal. Univ. Paris VI*, n° 9, p. 275-285, 2 pl.
- [100] FEINBERG H. et LEBLANC D. (1977). - Preuves de l'âge anté-Langhien des charriages dans le Rif oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 285, p. 1387-1390, 1 fig.
- [101] FELDER Th. E. (1980). - Geologic evolution of the westernmost part of the Internal Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Geol. Rdsch.*, Bd. 69, Heft 1, p. 131-138, 6 fig.
- [102] FENET B. (1975). - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord-maghrébine: les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. Thèse Sc. Univ. Nice, 301 p., 101 fig., 8 pl.h.t., ronéot.
- [103] FENET B., MACOIN P. et MAGNÉ J. (1969). - Mise en évidence d'une phase intra-lutétienne dans l'unité de Sidi el Hadri (Monts du Tessala, Algérie occidentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 904-908, 1 fig.
- [104] FLANDRIN J. (1952). - La chaîne du Djurdjura. *19^e Congr. géol. intern.*, Alger, monogr. région, n° 19, 43 p., 1 fig., 4 pl.
- [105] FLORES G. (1981). - Introduction to the petroleum geology of the Italian offshore. In WEZEL F.C. (éd.). - Sedimentary basins of Mediterranean margins, p. 505-520, 10 fig., Technoprint, Bologna.
- [106] FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVE P. et al. (1977). - Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sardes et alpines. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. XIX, fasc. 4, p. 377-388, 4 fig.
- [107] FOURCADE E., CHAUVE P. et CHABRIER G. (1982). - Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclage géol. Helv.*, vol. 75, n° 2, p. 415-436.
- [108] FRIZON DE LAMOTTE D. (1981). - L'olistostrome tortorien du Nekor et le problème de l'origine du matériel allochtone du Rif externe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 419-427, 4 fig.
- [109] FRIZON DE LAMOTTE D. et LEIKINE M. (1982). - Les massifs externes à schistosité du Rif (Maroc); une zone de coulissement synmétamorphique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 294, p. 1285-1290.
- [110] GALDEANO A. et ROSSIGNOL J.C. (1977). - Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 461-468, 4 fig., 1 pl.h.t.
- [111] GÉLARD J.P. (1969). - Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata: le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 676-686, 3 fig., 1 pl.
- [112] GÉLARD J.P. (1979). - Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n° 5, 335 p., 98 fig., 19 pl., 2 pl. h.t.
- [113] GÉLARD J.P., BOSSIÈRE G., LEGRAND Ph., SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. et al. (1978). - Le Dévonien d'Ihamziene dans la Dorsale kabyle (massif de Chellata, Grande Kabylie): sa stratigraphie et son complexe volcano-sédimentaire spilitique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, p. 277-287, 6 fig., 2 pl.
- [114] GÉLARD J.P., RAOULT J.F. et TEFIANI M. (1981). - L'Albien du lac Goulmine dans le Djurdjura et sa couverture du Crétacé supérieur-Paléogène (dorsale kabyle, Algérie). Comparaison avec le domaine de sédimentation des flyschs. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 501-510, 6 fig.
- [115] GÉRY B., FEINBERG H., LORENZ C. et MAGNÉ J. (1981). - Définition d'une série type de l'« Oligo-Miocène kabyle » anté-nappes dans le Djebel Aïssa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 292, p. 1529-1532.
- [116] GEYSSANT J. (1966). - Etude paléontologique des faunes du Jurassique supérieur de la zone pré-rifaine du Moyen Ouerrha. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 188, p. 75-112, 5 fig., 4 pl.

- [117] GIROD M. et GIROD N. (1977). - Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 481-488, 1 fig.
- [118] GRANDJACQUET C. et MASCLE G. (1978). - The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Luciana. In NAIRN A.E.M., KANES W.H. et STEHLI F.G. - The ocean basins and margins, vol. 4b, p. 257-329, 17 fig., Plenum Publ. Corp.
- [119] GRIFFON J.C. (1966). - La dorsale calcaire au Sud de Tetouan. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 184, p. 149-224, 35 fig., 7 pl., 3 pl.h.t.
- [120] GUARDIA P. (1975). - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Polytechn., Nice, 286 p., 141 fig., 5 pl., 3 pl. h.t., réonéot.
- [121] GÜBELI A. (1982). - Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen der detritischen Unterkreide-Serien des zentralen Rif (Marokko). Thèse ETH, Zürich, ronéot.
- [122] GUILLEMOT J. (1952). - La bordure sud-tellienne dans le Titteri. 1^{er} Congr. géol. intern., Alger, monogr. région, n° 9.
- [123] GUIRAUD R. (1973). - Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sc. Univ. Nice, 270 p., 114 fig., 12 pl.h.t. ronéot.
- [124] GUTNIC M. (1969). - La Dorsale rifaine dans la région d'Assifane. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 194, p. 51-122, 22 fig., 6 pl., 4 pl.h.t.
- [125] HAMEL Ch. (1967). - Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 199, p. 1-78, 29 fig., 2 pl.h.t.
- [126] HERMES J.J. (1978). - The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C.R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 187-190, 5 fig.
- [127] HERVOUËT Y. (1974). - Etude géologique de l'Atlas de Tablat (Tell algérois). Thèse 3^e cycle Univ. Paris VI, 95 p., 65 fig., 1 pl. h.t., ronéot.
- [128] HERVOUËT Y. (1982). - Evolution atlasique de l'avant-pays rifain (Maroc) : Le Terni-Masgout. 9^e Réunion. Sc. Terre, Paris, Soc. géol. Fr., p. 311.
- [129] HILLY J. (1957). - Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). Mém. Fac. Sc. Nancy, n° 125, 3 vol., 408 p., 109 fig., 20 tabl., 25 pl., ronéot.
- [130] HOTTINGER L. et SUTTER G. (1962). - La structure de la zone pré-rifaine au Sud du moyen Ouerrha. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 254, p. 140-142.
- [131] HOYEZ B. (1975). - Dispersion du matériel quartzueux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVII, p. 1147-1156, 4 fig.
- [132] HOYEZ B. (1976). - Précisions stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques sur les massifs de flyschs au Nord de Medjana (Wilaya de Sétif, Algérie). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XCVI, p. 89-97.
- [133] HSÜ K.J. (1977). - Tectonic evolution of the mediterranean basins. In NAIRN A.E.M., KANES W.H. et STEHLI F.G. (ed.). - The ocean basins and margins, vol. 4a, p. 29-75, 19 fig., Plenum Publ. Corp.
- [134] JANSO L.F., BUJAK J.P. et WILLIAMS G.L. (1980). - Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic. *Can. J. Earth Sciences*, vol. 17, p. 547-559, 5 fig.
- [135] JENNY J., LE MARREC A. et MONBARON M. (1981). - Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. soc. géol. Fr.*, t. XXIII, p. 627-639, 6 fig.
- [136] KIEKEN M. (1962). - Les traits essentiels de la géologie algérienne. *Mém. h.-s. Soc. géol. Fr.*, t. 1, p. 545-614, 6 fig.
- [137] KIEKEN M. (1974, 1975). - Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie centrale des Biban (Dépt. d'Alger, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S., n° 46, 2 tomes; t. 1 : (1974), 281 p., fig. 1-114, 20 pl.h.t.; t. 2 : (1975), 299 p., fig. 115-232.
- [138] KORNPROBST J. (1966). - La chaîne du Haouz de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 184, p. 9-60, 43 fig., 4 pl., 5 pl.h.t.
- [139] KORNPROBST J. (1974). - Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 251, 256 p., 102 fig., 6 pl., 1 pl.h.t.
- [140] KORNPROBST J. (1976). - Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain : arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 607-618, 5 fig.
- [141] KORNPROBST J., NOLD M. et WILDI W. (1979). - Carte géologique du Maroc, 1/50 000, Talembote. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 290.
- [142] LACOSTE J. (1934). - Etudes géologiques dans le Rif méridional. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 31, 2 vol., 660 p., 85 fig., 12 pl., 29 pl. photo., 7 pl.h.t.
- [143] LAGRULA J. (1951). - Etude gravimétrique de l'Algérie-Tunisie. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie* (4), Bull. n° 2, 114 p., 1 pl.h.t.
- [144] LAJAT D., BIJU DUVAL B., GONNARD R., LETOUZEY J. et al. (1975). - Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'arc bético-rifain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVII, p. 481-485, 2 fig.
- [145] LAVAL F. (1974). - Schéma structural de l'E de la Grande Kabylie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 303-310, 7 fig.
- [146] LEBLANC D. (1975-1979). - Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse; *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 281, 160 p., 50 fig., 1 pl.h.t.
- [147] LEBLANC D. (1979). - Allochtonie des unités du Mésorif oriental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 288, p. 27-30.
- [148] LEBLANC D. (1980). - L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. XXII, fasc. 4-5, p. 267-277, 3 fig.
- [149] LEBLANC D. et FEINBERG H. (1982). - Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, n° 4, p. 861-865, 2 fig.

- [150] LEBLANC D. et SUTER G. (1977). - Un témoin possible des zones internes dans la partie orientale du Rif externe (Maroc), le Jbel Khebada. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 35-36.
- [151] LEBLANC D. et WERNLI R. (1980). - Existence probable d'un important charriage dans l'unité de Ketama (Rif, Maroc). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève, N.S.*, vol. 15, fasc. 2, p. 154-158, 1 fig.
- [152] LE BORGNE E. et LE MOUËL J.L. (1977). - Anomalies de conductivité au sud de la péninsule ibérique : raccordement d'un canal conducteur situé sous la Méditerranée à un conducteur situé dans le Nord du Maroc. *Ann. Géophys.*, t. 33, p. 225-236.
- [153] LEGSP-DMGM (1977). - Premiers résultats d'une campagne d'enregistrement des variations géomagnétiques dans le Nord du Maroc. *Ann. Géophys.*, t. 33, p. 225-236.
- [154] LEIKINE M. (1969). - La chaîne du Haouz au Nord de Tetouan (Jebel Dersa). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 194, p. 7-50, 16 fig., 2 pl., 3 pl.h.t.
- [155] LEIKINE M. (1971). - Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie). Thèse Sc. Univ. Paris VI, 536 p., 76 fig., 4 pl.h.t., ronéot.
- [156] LEIKINE M. (1974). - Essai d'interprétation structurale d'une transversale au SW de Bejaïa (Algérie) : les Babors et la région subbaborienne. *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique Nord*, n° 65, fasc. 1-2, p. 439-459, 5 fig.
- [157] LEIKINE M. et MAGNÉ J. (1966). - Existence d'une discordance antécénomaniennne dans les Babors, Algérie. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 159.
- [158] LEIKINE M., OBERT D. et BELLIER J.P. (1975). - Intégrations des Babors aux nappes telliennes, existence d'un métamorphisme anté-nappe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), T. XVII, p. 764-772, 6 fig.
- [159] LEPVRIER C. (1967). - Sur la structure du massif de Chenoua (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IX, p. 859-864, 3 fig.
- [160] LEPVRIER C. (1978). - Les plis couchés synschisteux des massifs du Chéiff (Tell algérois, Algérie) : une tectonique d'âge crétacé supérieur ? *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. XX, fasc. 1, p. 123-136, 8 fig.
- [161] LEPVRIER C. et MAGNÉ J. (1975). - Le Néogène « post-nappes » du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVII, p. 612-619, 2 fig., 2 pl.
- [162] LEPVRIER C., MAGNÉ J. et SIGAL J. (1970). - Données stratigraphiques et structurales sur les formations telliennes d'une partie du Tell septentrional (secteur compris entre Cherchell, Miliana, El Asnam et Ténès, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XII, p. 794-804, 3 fig., 1 pl.
- [163] LEPVRIER C. et SIGAL J. (1967). - Observations sur la stratigraphie de la chaîne calcaire au Cap Ténès (Algérie). *C.R. Acad. Sci., Paris, D. t.* 264, p. 1001-1002.
- [164] LESPINASSE P. (1975). - Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (centre de la chaîne rifaine, Maroc). Thèse Sc. Univ. Paris VI, 248 p., 38 fig., 3 pl.h.t., ronéot.
- [165] LESPINASSE P. (1977). - Les marnes à blocs de la région de Zoumi : leur signification dans l'évolution structurale des zones externes du Rif (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 781-787, 6 Fig.
- [166] LESPINASSE P., NOLD M. et WILDI W. (1979). - Carte géologique du Maroc, 1/50 000, Bab Taza. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 288.
- [167] LOOMIS T.P. (1975). - Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the strait of Gibraltar. *Amer. J. Sc.*, n° 275, p. 1-30.
- [168] LOWRIE W. (1980). - A palaeomagnetic overview of the alpine system. *26^e Congr. géol. intern.*, Colloque C5, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, N° 115, p. 316-330, 3 fig., 1 tabl., Paris.
- [169] LÜTHI S. (1979). - Zur Mechanik der Turbiditätsströme. Thèse ETH Zürich, 160 p., ronéot.
- [170] MARÇAIS J. (1935). - A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif oriental. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 200, p. 687-689.
- [171] MARÇAIS J. et SUTER G. (1952). - Description de l'itinéraire, Maroc septentrional (Chaîne du Rif). *19^e Congr. géol. intern.*, Alger, livret-guide, sér. Maroc, n° 7, p. 19-60.
- [172] MARÇAIS J. et SUTER G. (1966). - Aperçu structural sur la région du Rif oriental. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 198, p. 35-42, 1 fig.
- [173] MARÇAIS J. et VAN LECKWICK (1936). - Sur des affleurements de Jurassique supérieur dans le Rif oriental (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 60-62.
- [174] MARRE A., QUINIF Y., LAHONDÈRE J.C. et VILA J.M. (1977). - Observations sur le relief karstique du Djebel Zouaoui (Constantine, Algérie). *Rev. Méditerranéenne*, n° 2, p. 45-54, 3 fig.
- [175] MASCLE G. (1980). - Pre-triassic fit and alpine tectonics of continental blocks, in the western Mediterranean : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, (1), n° 91, p. 631.
- [176] MATTAUER M. (1958). - Etude géologique de l'Ouarsein oriental (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S.*, Bull. n° 17, 534 p., 214 fig., 8 pl., 3 pl.h.t.
- [177] MAUFFRET A., REHAULT J.P., GENESSEUX M., BELLAICH G. et al. (1981). - Western Mediterranean basin evolution : from a distensive to a compressional regime. In WEZEL F.C. (éd.). - *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, p. 67-81, 11 fig., Tecnoprint, Bologna.
- [178] MAZZOLA G. (1970). - Les Foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proc. 2th Plankt. Conf.*, Rome p. 787-812, 11 fig., 7 pl.
- [179] MÉDIONI R. (1968). - Notice explicative : Carte géologique du Maroc au 100 000^e, feuilles Hassi el Ahmar et Matarka (Meseta orientale marocaine). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 190bis, 191bis, p. 1-39, 6 fig., 2 pl., 1 pl.h.t.
- [180] MÉDIONI R. (1969). - Notice explicative : Carte géologique du Maroc au 100 000^e, feuilles Tendara ouest et Tendara est (Meseta orientale marocaine). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 192bis, 193bis, 30 p., 5 pl.
- [181] MÉGARD F. (1969). - La partie orientale du massif des Bokoyas. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 194, p. 123-198, 27 fig., 16 pl., 3 pl.h.t.
- [182] MICHARD A. (1976). - Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 252, 408 p., 221 fig., 6 pl., 8 tabl. 2 pl.h.t.
- [183] MILLIARD Y. (1959). - Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 249, p. 1051-1052.

- [184] MORIN Ph. (1965). — Bibliographie analytique des sciences de la terre, Maroc et régions limitrophes (depuis le début des recherches géologiques à 1964). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 182, 2 vol., 1724 p., 5 fig.
- [185] MORIN Ph. (1970). — Bibliographie analytique des sciences de la terre, Maroc et régions limitrophes (1965-1969). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 212, 407 p.
- [186] MORIN Ph. (1979-1980). — Bibliographie analytique des sciences de la terre, Maroc et régions limitrophes (1970-1976). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 270, 2 vol., 755 p.
- [187] MOURIER Th. (1982). — Etude géologique et structurale du massif des Bokoya. Trav. Lab. Géol. Afrique, Dep. Sc. Terre, Univ. Paris Sud, Orsay, 300 p., ronéot.
- [188] NEUMANN M. et VILA J.M. (1967). — Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthivère (Nord-Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IX, p. 401-409, 4 fig., 1 pl.
- [189] NOLD M., UTTINGER J. et WILDI W. (1981). — Géologie de la dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 300, 233 p., 108 fig., 6 pl., 3 pl.h.t.
- [190] OBERT D. (1974). — Phases tectoniques mésozoïques d'âge anté-cénomane dans les Babors (Tell nord-sétien, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 171-176, 4 fig.
- [191] OBERT D. (1981a). — Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie). Thèse Sc. Univ. Paris VI, Mém. Sc. Terre 81-32, 635 p., 283 fig., 8 pl., ronéot.
- [192] OBERT D. (1981b). — Indices de magmatisme crétacé, anté-sénonien, dans les Babors (domaine tellien septentrional d'Algérie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 292, p. 1217-1219.
- [193] OBERT D. et LEPRVIER C. (1976). — Paléotectonique en Afrique du Nord. L'exemple des Babors et l'ensemble Bou-Madd - massifs du Chélib (Algérie). *4^e Réunion. ann. Sc. Terre, Soc. géol. Fr.*, p. 308.
- [194] OLIVET J.L. (1978). — Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 209 p., 10 pl.h.t., inédit.
- [195] OLIVET J.L., BONIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1980). — Atlantique Nord et Central, synthèse cinématique. Editions C.N.E.X.O., Paris 4 pl.h.t.
- [196] OLIVIER Ph. (1978). — Etude géologique et structurale de la région de Jebha (Rif, Maroc); la terminaison NE de l'accident de Jebha-Chrafate. Trav. Lab. Géol. méditerranéenne, Univ. Paul Sabatier, Toulouse n° 2120, 130 p., 24 fig., 3 pl.h.t., ronéot.
- [197] OLIVIER Ph. (1979). — Nouvelles données sur le Paléogène rifain (Maroc). *C.R. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 60-63, 2 fig.
- [198] OLIVIER Ph. (1982). — L'accident de Jebha-Chrafate (Rif, Maroc). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 23, fasc. 2, (1981-1982), p. 97-106, 8 fig.
- [199] PAQUET J. (1974). — Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, n° 1, p. 58-73, 7 fig.
- [200] PERCONIG E. (1962). — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir. *Mém. h.-s. Soc. géol. Fr.*, n° 1, p. 229-256.
- [201] PERTHUISOT V. (1978). — Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 312 p., 91 fig., 49 pl., 4 pl.h.t., ronéot.
- [202] PEUCAT J.J. et BOSSIÈRE G. (1981). — Ages Rb-Sr sur micas du socle métamorphique kabyle (Algérie): mise en évidence d'événements thermiques alpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, p. 439-447, 3 fig., 6 tabl.
- [203] POLVÈCHE J. (1960). — Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S., Bull. n° 24, 2 t., 557 p., 169 fig., 20 pl., 16 pl.h.t.
- [204] POMEROL Ch. (1973). — Stratigraphie et paléogéographie, vol. 3 : Tertiaire et Quaternaire. Doin édit. Paris, 269 p.
- [205] PUGA E. (1977). — Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère bétique, Espagne du Sud) d'éclotites et sur leur origine probable, à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 285, p. 1379-1382.
- [206] PUGA E., DIAZ DE FEDERICO A. et FONTBOTÉ J.M. (1974). — Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Betica. *Estud. geol.*, t. XXX, p. 543-548.
- [207] RAKUS M. et BIELY Y. (1970). — Stratigraphie du Lias dans la Dorsale tunisienne. *Notes Serv. géol.*, Tunis, n° 32, fasc. 3, p. 45-63, 10 fig.
- [208] RAOULT J.F. (1966). — La chaîne du Haouz, du Col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 184, p. 61-148, 42 fig., 12 pl., 4 pl.h.t.
- [209] RAOULT J.F. (1969). — Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 516-543, 2 fig.
- [210] RAOULT J.F. (1972). — Précisions sur le flysch massylien : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, t. 63, p. 73-92, 3 fig.
- [211] RAOULT J.F. (1973). — L'arc de Gibraltar; réunion extraordinaire de la Société géologique de France; compte rendu *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, p. 129-159, 14 fig.
- [212] RAOULT J.F. (1974). — Géologie du centre de la Chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. LIII, n° 121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t.
- [213] RAOULT J.F. (1975). — Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 394-409, 6 fig.
- [214] RAOULT J.F., RENARD M. et MÉLIÈRES F. (1982). — Le flysch maurétanien de Guerrouch: cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIV, n° 3, p. 611-626, 7 fig., 1 tabl.
- [215] RAYMOND D. (1976a). — Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 152 p., 71 fig., 2 pl.h.t., ronéot.

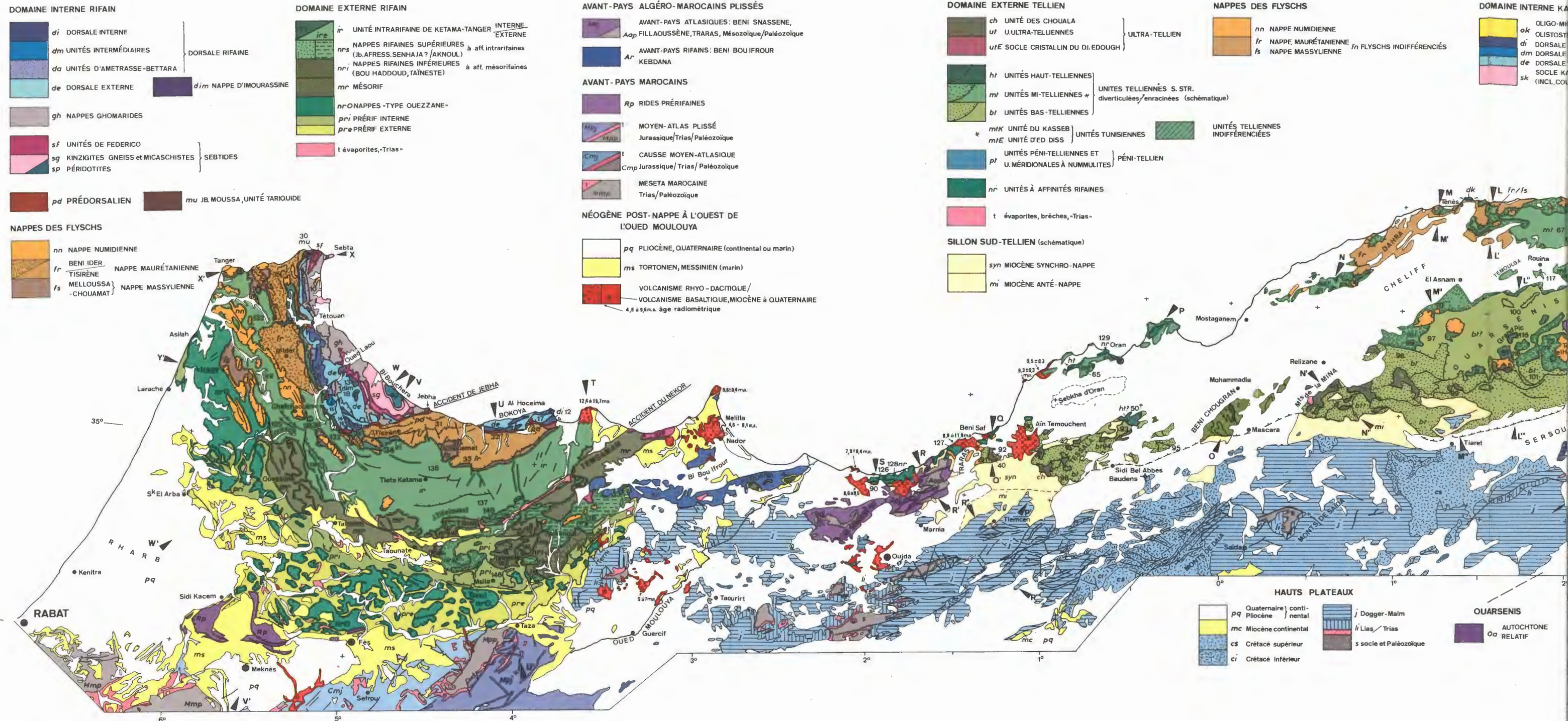
- [216] RAYMOND D. (1976b). - Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Ann. Univ. Besançon, géol.*, n° 26, p. 47-76, 11 fig., 1 pl.h.t.
- [217] REUTTER K.J. (1981). - A trench-forearc model for the Northern Apennines. In WEZEL F.C. (éd.). - Sedimentary basins of Mediterranean margins, p. 433-443, 5 fig., Tecnoprint, Bologna.
- [218] ROBERTSON A.H.F. et BERNOULLI D. (1982). - Stratigraphy, facies and significance of late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cap Verde Islands). - In RAD VON U., HINZ K., SARNTHEIM M. et SEIBOLD E. (éd.). - Geology of the Northwest African Continental Margin, p. 498-525, Springer, Berlin-Heidelberg.
- [219] ROUVIER H. (1977). - Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 2 t., 898 p., 88 fig., 38 pl.-fig., 10 pl., 5 pl.h.t., ronéot.
- [220] RUIZ ORTIZ P.A. (1980). - Analisis de facies del Mesozoico de las unidades intermedias (entre Castril, Prov. de Granada, y Jaen). Tesis Univ., Granada, 2 vol., 272 p., 74 fig., 10 pl., ronéot.
- [221] SALAJ J. et BAJANIK S. (1972). - Essai de subdivision lithostratigraphique du Trias de la Tunisie septentrionale. *Notes Serv. géol.*, Tunis, n° 7, p. 27-33.
- [222] SALVAN H.M. (1974a). - Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. *Notes Mém. serv. géol. Maroc*, n° 255, p. 7-25, 7 fig.
- [223] SALVAN H.M. (1974b). - Les séries salifères du Trias marocain; caractères généraux et possibilités d'interprétation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 724-731, 2 fig.
- [224] SCLATER J.G., HELLINGER S. et TAPSCOTT C. (1977). - The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. *J. of Geol.*, 85/5, p. 509-552, 21 fig.
- [225] SIBUET J.C. et RYAN W.B.F. (1979). - 38. Site 398 : Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic ocean. In SIBUET J.C., RYAN W.B.F. et al. (1979). - Initial reports of the DSDP, vol. 47, part 2, p. 761-775, 10 fig., U.S. Government Printing office, Washington.
- [226] SUTER G. (1965). - La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 183, p. 7-17, 5 fig.
- [227] SUTER G. (1966). - Introduction géologique à l'étude des faunes du Jurassique supérieur de la zone pré-rifaine du Moyen Ouerrha. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 188, p. 71-74, 1 fig.
- [228] SUTER G. (1980a). - Carte géologique de la chaîne rifaine à 1/500 000. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 245a.
- [229] SUTER G. (1980b). - Carte structurale de la chaîne rifaine à 1/500 000. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 245b.
- [230] SUTER G. et FIECHTER G.G. (1966). - Le Rif méridional atlantique (maroc) : aperçu structural sur la région Zoumi-Ouezzane et le pays du Habt (Larache). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 188, p. 15-20, 2 fig.
- [231] TAPPONNIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 437-460, 5 fig.
- [232] TRUILLET R. (1970). - Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). *Riv. miner. siciliana*, n° 115-123, (1969, 1970), p. 3-157, 90 fig.
- [233] VAN DEN BOSCH J.W.H. (1974). - Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc central). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 255, p. 117-136, 7 fig., 4 pl.h.t.
- [234] VAN HOUTEN F.B. (1977). - Triassic-Liasic deposits of Morocco and Eastern North America : Comparison. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 61/1, p. 79-99, 4 fig., 1 tab.
- [235] VIDAL J.C. (1971). - Une interprétation nouvelle des nappes du Pré-rif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 272, p. 24-27.
- [236] VIDAL J.C. (1979). - Carte géologique du Rif, 1/50 000, Beni Frassène. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 283.
- [237] VILA J.M. (1966). - Aperçu sur la stratigraphie de la terminaison orientale de la chaîne calcaire en Algérie (région de Gastu, Constantinois). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 181-182.
- [238] VILA J.M. (1980). - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol., 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t., ronéot.
- [239] VILA J.M., BUSNARDO R., DERRIES A., MAGNÉ J. et al. (1968). - Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Djebel Bou Sba et étude de son cadre structural (région de Guelma, Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. X, p. 206-212, 4 fig.
- [240] VINCENT E. (1974). - Cenozoic planktonic biostratigraphy of the tropical western Indian ocean. In FISCHER R.C., BUNCE E.T. et al., (1974). - Initial report of the DSDP, vol. 24, p. 1111-1150, U.S. Government printing Office, Washington.
- [241] WALKER R.G. (1975). - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite associations. *Bull. Géol. Soc. Amer.*, vol. 86, nr. 6.
- [242] WALKER R.G. et MUTTI E. (1973). - Turbidite facies and facies associations. In MIDDLETON G.V. et BOUMA A.H. (éd.). - Turbidites and deep-water sedimentation, p. 119-157. *Lecture notes for a short course*, Pac. Sect. S.E.P.M., Los Angeles.
- [243] WEZEL F.C. (1968). - Osservazioni sui sedimenti dell'Oligo-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale. *Mem. Soc. géol. Ital.*, n° 7, fasc. 4, p. 417-439.
- [244] WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1978). - Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP). Stratigraphie Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rdsch.*, n° 67, p. 454-508, 19 fig., 5 pl.

- [245] WILDI W. (1979). — Evolution de la plate-forme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, [7], t. XXI, p. 49-56, 4 fig.
- [246] WILDI W. (1981). — Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae geol. Helv.*, n° 74/2, p. 481-527, 12 fig.
- [247] WILDI W., NOLD M. et UTTINGER J. (1977). — La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Eclogae geol. Helv.*, n° 70/2, p. 371-415, 14 fig., 1 pl. h.t.
- [248] WILDI W. et WERNLI R. (1977). — Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). *Arch. Sc., Genève*, n° 30/2, p. 213-228, 4 fig., 1 pl.

Manuscrit déposé le 25 juillet 1982
accepté le 14 janvier 1983

TABLE DES MATIÈRES

	Page		Page
Résumé	201	C. Séries stratigraphiques des nappes des flyschs (nappe maurétanienne et nappe massylienne) et de l'unité tariquide	232
Abstract	202	D. Séries stratigraphiques des unités ultra-telliennes et de l'unité des Chouala	239
Première partie		E. Séries stratigraphiques des « flyschs » à affinités ultra-telliennes	239
<i>Structure générale de la chaîne tello-rifaine</i>		F. Séries stratigraphiques des unités telliennes s. str. (Trias-Lutétien)	240
A. Définition des grandes unités	204	G. Séries stratigraphiques des unités péni-telliennes et des unités méridionales à nummulites	248
B. Structure des unités du domaine interne ...	206	H. Séries stratigraphiques des unités telliennes à affinités rifaines et du massif d'Oran	251
C. Structure des nappes des flyschs	210	I. Séries stratigraphiques du Rif externe	252
D. Organisation structurale du Tell externe ...	212	Troisième partie	
E. Organisation structurale du Rif externe	217	<i>Reconstitution palinspastique</i>	
F. Accidents coulissants de la chaîne tello-rifaine	220	<i>et évolution paléogéographique de l'Afrique du Nord et de la Téthys occidentale du Trias au Miocène</i>	
G. Avant-fosses méridionales : sillon sud-tellien et Prérif.	222	A. Reconstitution palinspastique	258
H. Les avant-pays africains de la chaîne tello-rifaine	222	B. Evolution paléogéographique et structure du Trias au Miocène	268
I. Conclusions	225	C. Conclusions générales	288
Deuxième partie		Références	289
<i>Stratigraphie des séries mésozoïques et paléogènes de la chaîne tello-rifaine</i>			
A. Séries stratigraphiques de la dorsale kabyle ..	226		
B. Séries stratigraphiques du Rif interne (Mésozoïque et Tertiaire)	227		



DE LA CHAÎNE TELLO-RIFAINE par Walter WILDI

DOMAINE INTERNE KABYLE

	ok	OLIGO-MIOCÈNE ET	
		OLISTOSTROMES KABYLES	
	di	DORSALE INTERNE	} dk DORSALE KABYLE
	dm	DORSALE MÉDIANE	
	de	DORSALE EXTERNE	
	sk	SOCLE KABYLE	
		(INCL. COUVERTURE PALÉOZOÏQUE)	

MAGMATISME NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE

INTRUSIONS ET EXTRUSIONS
 âge radiométrique

TERRAINS POST-NAPPE

NE TERTIAIRE ET QUATERNAIRE
zone de Blow (1969) pour le plus ancien

AVANT PAYS PARAUTOCHTONES
ALGÉRO - TUNISIENS

Nc UNITÉ NÉRITIQUE CONSTANTINOISE

Se UNITÉS SUD-SÉTIFIENNES (u. intermé

SI AVANT-PAYS PLISSÉS ET ÉCAILLÉS
SILLON N.-TUNISIEN II DE SELLAGUA

ATLAS TUNISIEN

	<i>mq</i>	Quaternaire à Miocène supérieur	} post-orogénique, p.p. marin
	<i>m</i>	Oligocène à Miocène moyen	
	<i>e</i>	Éocène Paléocène	
	<i>cs</i>	Crétacé supérieur	
	<i>ci</i>	Crétacé inférieur	
	<i>j</i>	Jurassique	
	<i>t</i>	Trias et évaporites diapiriques	

A horizontal scale bar with tick marks at 0, 10, 50, and 100 km. The segments between 0 and 10, and 10 and 50, are further divided into smaller increments.

A-Y COUPES TECTONIQUES Pl.ht. II

1-200 COLONNES STRATIGRAPHIQUES FIG.4 -16

 faille, décrochement

~~chevauchement~~

 anticline

✦ forage

+ rappels méridiens et parallèles

ATLAS SAHARIEN
AURÈS ET MONTS DU HODNA

	<i>m</i>	Quaternaire	} continental		<i>ci</i>	Crétacé inférieur
	<i>mq</i>	Miocène à			<i>j</i>	Jurassique
	<i>m</i>	Miocène marin			<i>t</i>	évacuites, Trias
	<i>e</i>	Éocène				
	<i>e</i>	Paléocène				
	<i>cs</i>	Crétacé supérieur				

ACCIDENT
SUD-ATLASIQUE

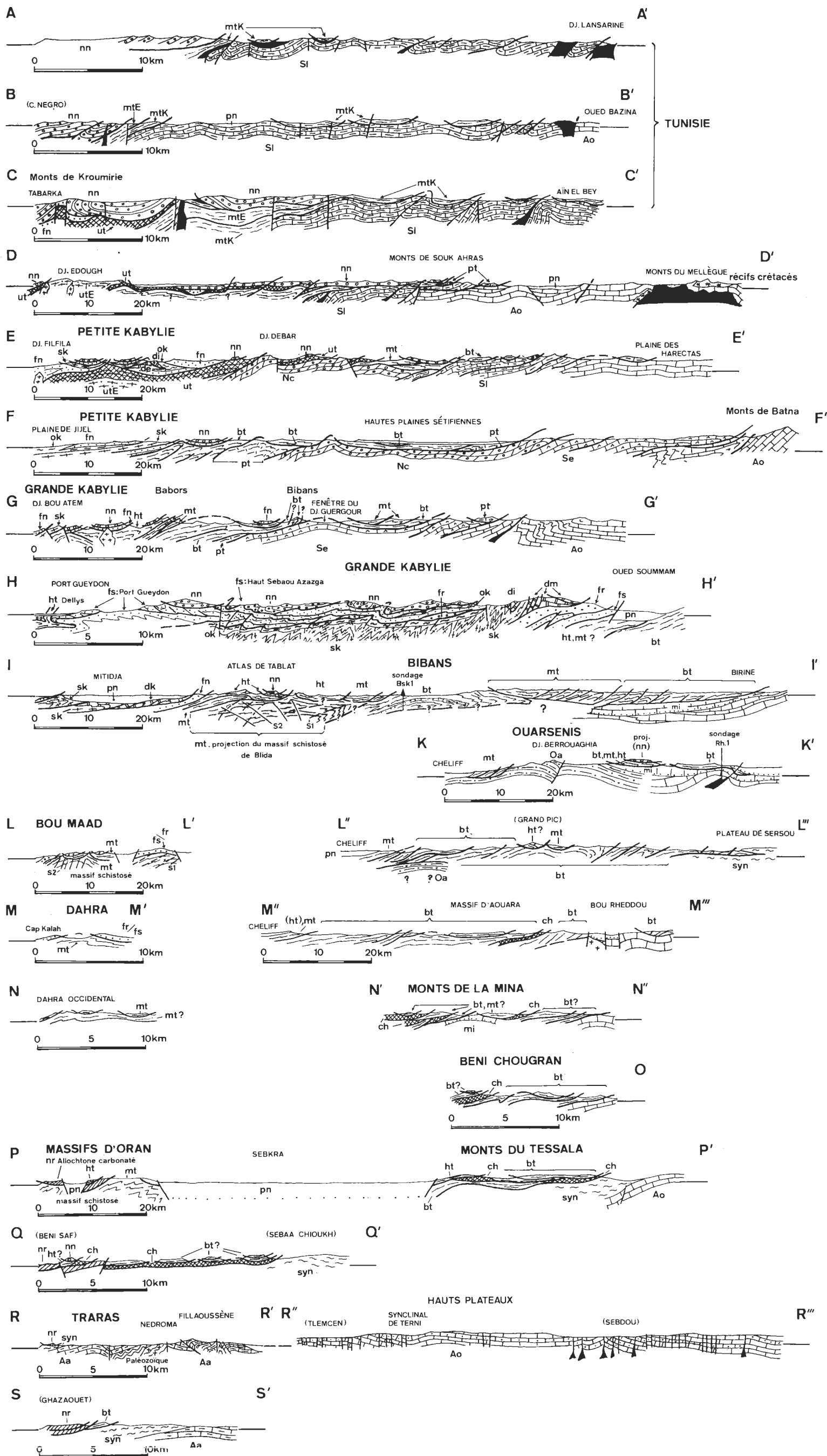
SAHARA

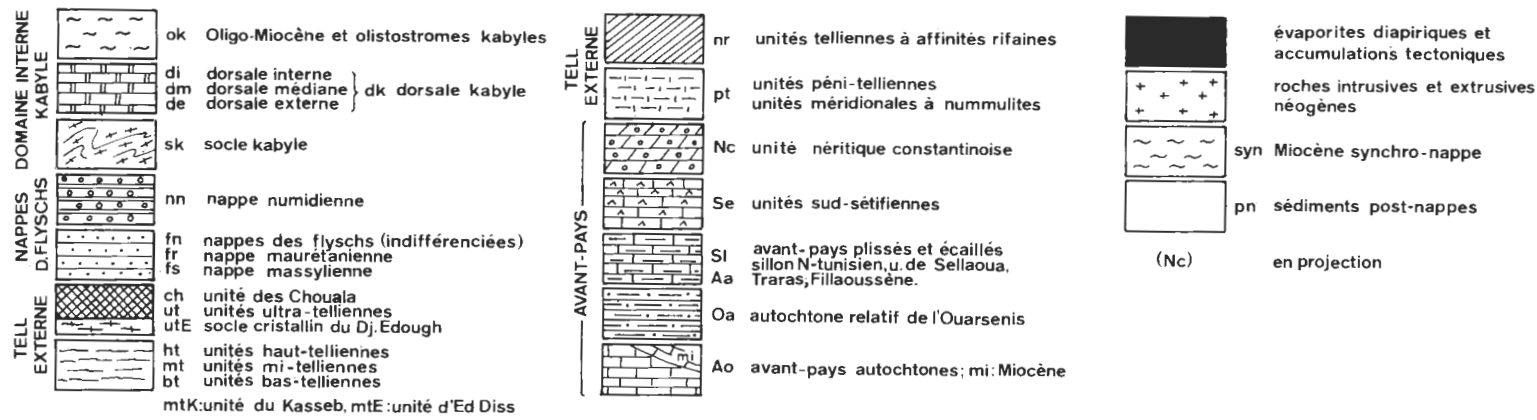
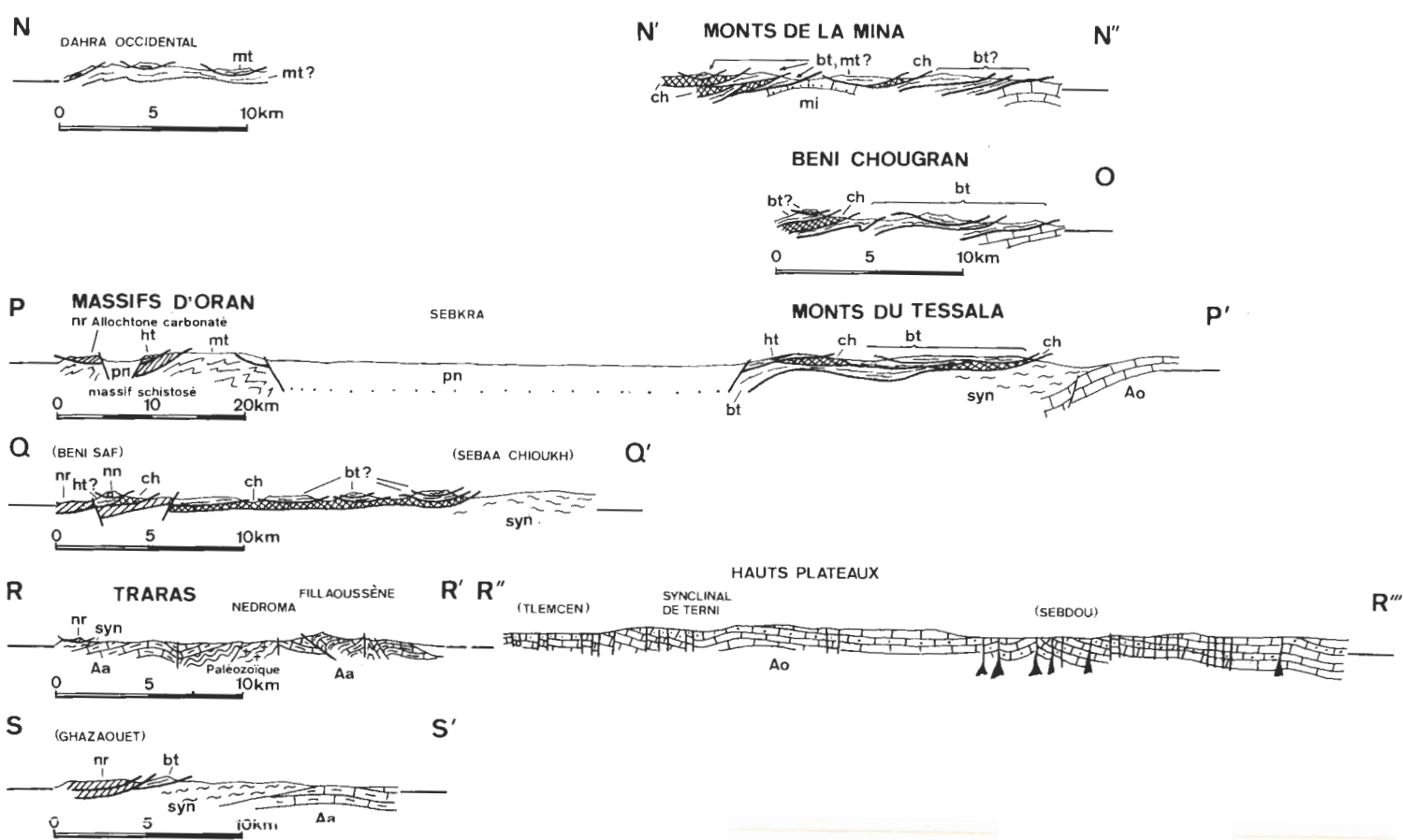
q Quaternaire
e Éocène
cs Crétacé supérieur

OUARSENIS

0a AUTOCHTONE
RELATIF

TELL, KABYLIE





RIF

