@Mohamed_Nahli

BIOLOGIE MAROC
www.biologie-maroc.com

Géologie du Maroc

STU S5

Shop
• Cahiers de Biologie + Lexique
• Accessoires de Biologie

Etudier
Visiter Biologie Maroc pour étudier et passer des QUIZ et QCM enligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.

Emploi
• CV • Lettres de motivation • Demandes...
• Offres d'emploi
• Offres de stage & PFE

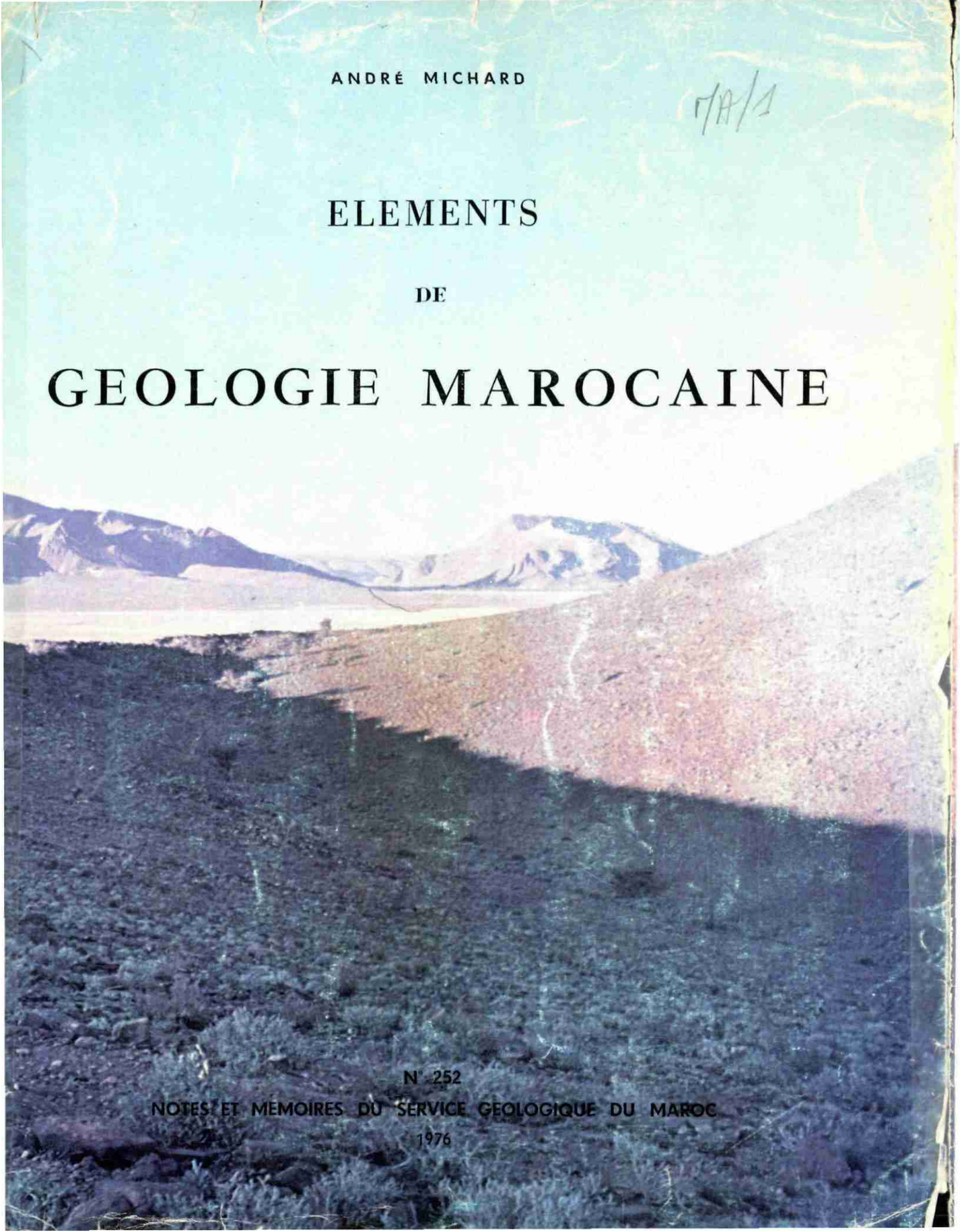
ANDRÉ MICHARD

M/A/1

ELEMENTS

DE

GEOLOGIE MAROCAINE



N° 252
NOTES ET MEMOIRES DU SERVICE GEOLOGIQUE DU MAROC
1976

En couverture : (recto) :

Le « Foum » d'Icht : une cluse dans le Jbel Bani, vue du Sud, depuis un « Rich » synclinal dévonien, à l'Est de Foum-el-Hassane.

ROYAUME DU MAROC
MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE, DES MINES ET DE LA MARINE MARCHANDE
DIRECTION DES MINES, DE LA GEOLOGIE ET DE L'ENERGIE
DIVISION DE LA GEOLOGIE

NOTES ET MEMOIRES DU SERVICE GEOLOGIQUE
N° 252

Eléments de Géologie Marocaine

par

ANDRÉ MICHARD

EDITIONS DU SERVICE GEOLOGIQUE DU MAROC
RABAT
1976

B. R. G. M.
30. NOV. 1976
BIBLIOTHÈQUE

ROYAUME DU MAROC
MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE, DES MINES ET DE LA MARINE MARCHANDE
DIRECTION DES MINES, DE LA GEOLOGIE ET DE L'ENERGIE
DIVISION DE LA GEOLOGIE

NOTES ET MEMOIRES DU SERVICE GEOLOGIQUE
N° 252

Eléments de Géologie Marocaine

par

ANDRÉ MICHARD

EDITIONS DU SERVICE GEOLOGIQUE DU MAROC

RABAT

1976

Sommaire

Préface, par E.-A. Hilali 7
Introduction 9
Chap. 1 : Présentation géologique et géomorphologique du Maroc .. 15
Chap. 2 : Le Sud-marocain : Anti-Atlas et Domaine anti-atlasique .. 41
Chap. 3 : Le Domaine mésétien 85
Chap. 4 : Le Domaine de la chaîne atlasique 153
Chap. 5 : Le Domaine rifain 231
Chap. 6 : L'évolution structurale du Maroc 307
Références bibliographiques 347
Index des matières 369
Index géographique 377
Table des illustrations 390
Liste des tableaux 398
Table des matières 399
Planches photographiques 409
Cartes structurales hors-texte 422

PREFACE

Dirigeant depuis plusieurs années un service géologique officiel, ce m'est un plaisir aujourd'hui de préfacer l'ouvrage ci-dessous que son auteur, Monsieur le Professeur André Michard, a appelé « Eléments de géologie marocaine ».

Avant d'entrer dans le vif du sujet, il est bon de dire quelques mots de l'auteur lui-même et de l'itinéraire qui l'a conduit à accomplir cette tâche.

Le Professeur André Michard est né à Tunis en 1935 et y a terminé ses études secondaires, avant de devenir un brillant élève du Professeur Louis Barrabé à l'Ecole Normale Supérieure de Paris (1955-59). Après l'agrégation en Sciences Naturelles, il s'est familiarisé avec les édifices orogéniques alpins de type épizonal et a terminé, en 1966, sous la direction de F. Ellenberger et M. Lemoine, une thèse de Sciences intitulée « Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes ». En 1966-68, il est détaché au Maroc comme Maître de conférences à la Faculté des Sciences de Rabat. C'est en 1967 qu'il a entrepris des recherches sur le Massif ancien des Rehamna en faisant appel, l'un des premiers au Maroc, aux méthodes d'analyse des petites structures. Appelé à la Faculté des Sciences de Strasbourg, où il est Professeur de géologie, il maintient néanmoins des liens étroits avec le Maroc : revenant tous les ans dans le pays, il y anime une équipe de recherche dont l'activité s'étend progressivement à l'étude de l'évolution structurale et métamorphique de la « zone de fracturation profonde » des Rehamna, à la région des Smala et d'Oulmès, au Massif Hercynien central, au massif du Tazzeka, etc.

Et c'est là que nous touchons l'essentiel. En effet, le Maroc représente un champ d'action privilégié pour les géologues.

En stratigraphie, les formations affleurantes remontent jusqu'à des époques extrêmement reculées et les subdivisions du Précambrien marocain sont devenues classiques dans la littérature mondiale. Le Paléozoïque et le Mésozoïque sont très diversifiés et si les grandes lignes en sont bien connues, beaucoup d'études de détail restent encore à faire. Enfin, le Maroc est l'un des pays péri méditerranéens qui ont servi de base à l'établissement de la stratigraphie fine de l'ensemble euro-africain dans le Quaternaire.

En paléontologie, le Maroc a fourni des spécimens très variés dans tous les groupes : les Archéocyathes, les Trilobites, les Graptolithes, les Brachiopodes, les Echinodermes, les Vertébrés par exemple, ont été l'objet d'études approfondies, réalisées par des spécialistes renommés.

En pétrographie, on observe une grande variété de roches intrusives et extrusives : on peut citer pêle-mêle les ensembles d'ignimbrites du Précambrien, les basaltes doléritiques du Permo-Trias ou du volcanisme récent, ainsi que des magmas ayant cristallisé dans les « ambiances » les plus diverses tels que les syénites néphéliniques ou les diounites et mestigmérites, types pétrographiques définis au Maroc.

En tectonique, les grands ensembles à l'échelle continentale ont été décrits depuis plusieurs décennies. Les nappes du Rif sont étudiées dans leurs grandes lignes ; des recherches détaillées ont été entreprises plus récemment et apportent une riche moisson, en particulier dans les domaines nouveaux tels que la microtectonique, où il reste certainement des découvertes

importantes à faire. Enfin, la tectonique tangentielle aussi bien atlasique qu'hercynienne, et surtout précambrienne, est peu connue ; et il y a encore beaucoup à apprendre sur la tectonique du socle et l'évolution des « plaques continentales ».

En minéralogie, le Maroc représente l'un des pays parmi les plus privilégiés puisque de très nombreuses espèces et variétés minérales y ont été découvertes et décrites depuis le début du siècle : certaines ont fourni ou contribuent encore à alimenter les collections minéralogiques mondiales telles que les composés hypogènes et supergènes de cobalt-nickel, ou la vanadinite par exemple.

En géologie appliquée, le Maroc possède le bassin phosphatier le plus riche actuellement connu à l'échelle de toute la frange continentale africaine et de la Méditerranée, depuis le Sénégal jusqu'à la Jordanie, et sa mise en valeur a été accompagnée de nombreuses études stratigraphiques, paléontologiques et sédimentologiques. Le manganèse se présente dans toute la série stratigraphique, depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire inclus. Le plomb et le zinc ont été exploités dans des gîtes stratiformes, en particulier dans ceux de Touissit—Bou-Beker ou Mibladen—Bou-Mia, gisements souvent cités en référence par les métallogénistes.

Les études géophysiques ont été aussi poursuivies au Maroc puisque celui-ci se trouve à la limite du socle africain et en bordure de la Méditerranée. Cette situation lui a valu un important recouvrement tangentiel dans le Rif et plusieurs paroxysmes volcaniques (Précambrien, Permo-Trias, Quaternaire), tous phénomènes dont l'évolution intéresse au plus haut degré les physiciens du globe. Evoquons encore le remarquable champ d'action qu'il constitue pour l'étude de la version moderne de la théorie de Wegener, la tectonique globale.

Les aspects si variés de la géologie marocaine ont suscité depuis longtemps l'intérêt des géologues ; des études géologiques ont été entreprises au Maroc dès le début de ce siècle, puis ont été développées dans tous les domaines.

Elles ont conduit à de nombreuses publications, insérées aussi bien dans les revues géologiques étrangères que dans les séries plus spécifiquement marocaines (Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc en particulier).

Cependant, il faut reconnaître que peu d'ouvrages abordant des sujets de portée générale ont été édités depuis 1952, date à laquelle la tenue du Congrès géologique international à Alger, a été l'occasion de l'édition de remarquables mises au point sur les connaissances géologiques du Maroc.

Le développement considérable des recherches depuis ces 20 dernières années, surtout dans les domaines plus spécialisés comme ceux de la géologie structurale ou de la minéralogie, fait apparaître plus grandes chaque jour les lacunes qui existent dans le domaine des synthèses.

L'ouvrage « Eléments de géologie marocaine » vient justement combler une partie importante de ces lacunes et nous renseigne sur les développements des dernières années. Cette mise au point des connaissances jusqu'à nos jours, est riche de nombreuses illustrations, bien choisies et très parlantes. Ce faisant, Monsieur le Professeur Michard a réalisé non seulement la synthèse des travaux récents, mais un ouvrage beaucoup plus complet puisqu'il nous fait part aussi de ses propres expériences et de ses idées personnelles.

Enfin, l'ouvrage ci-dessous représente le résultat heureux d'une collaboration efficace et fructueuse entre le Service géologique du Maroc et ses collaborateurs extérieurs.

E.-A. HILALI

INTRODUCTION

Pourquoi ce livre ?

La Géologie marocaine est complexe et variée.

Stratigraphiquement, le pays offre une large palette où presque tous les étages fossilifères sont représentés, souvent sous divers faciès. Le Précambrien lui-même entre dans au moins deux systèmes orogéniques, dont le plus ancien remonte à 2 milliards d'années environ.

Structuralement, la variété n'est pas moins grande et l'on rencontre des types très divers d'évolution paléogéographique, de style tectonique, de métamorphisme.

La pétrographie et la minéralogie sont également favorisées par cette diversité. Enfin, des gisements miniers d'une grande valeur sont liés à certaines des formations ou des structures géologiques représentées.

Tout ceci explique l'intérêt que les géologues portent et ont porté depuis longtemps au Maroc et l'essor précoce de son Service Géologique (Division de la Géologie), de ses laboratoires géologiques universitaires et des divers offices miniers.

Ceci explique aussi tout le parti que l'on peut tirer des exemples marocains pour l'enseignement de la géologie.

L'intérêt géologique du Maroc est d'ailleurs renforcé, sur le plan théorique, du fait qu'il ne s'agit pas d'un échantillon quelconque de la croûte terrestre mais d'*un modèle structural* bien précis. Etudier la géologie marocaine, c'est étudier la marge d'un continent, mieux : c'est étudier le « coin » d'un vieux continent bordé par deux zones mobiles.

En l'espèce, *le Maroc se place à l'angle nord-ouest de la plate-forme saharienne* (fig. 1) *à socle précambrien rigide*. La zone méditerranéenne (= *téthysienne* ou mésogéenne) borde au Nord la plate-forme continentale. A l'Ouest, c'est une zone mobile atlantique, aux caractères bien différents. L'étude de la géologie marocaine est donc capitale pour ce qui concerne les *relations entre l'Afrique et l'Europe, et entre l'Afrique et l'Amérique,* dans la perspective de la dérive des plaques lithosphériques.

Or, quiconque veut aborder la géologie générale du Maroc dispose d'une bonne base cartographique mais achoppe sur une lacune bibliographique.

En effet, une carte au 1/500 000 de qualité exceptionnelle fournit une représentation de l'ensemble du territoire marocain, à la fois synthétique et détaillée. C'est le document de base, auquel on peut adjoindre des cartes à plus petite échelle, permettant de replacer le Maroc dans son cadre général, et à plus grande échelle, pour l'étude détaillée de certaines régions.

Les six feuilles de la carte au 1/500 000 ont été d'abord présentées au XIXe congrès géologique international (Alger, 1952), en partie sous forme de maquettes. Leur publication ne fut achevée qu'en 1959; la nécessité d'une réimpression se fait maintenant sentir, en

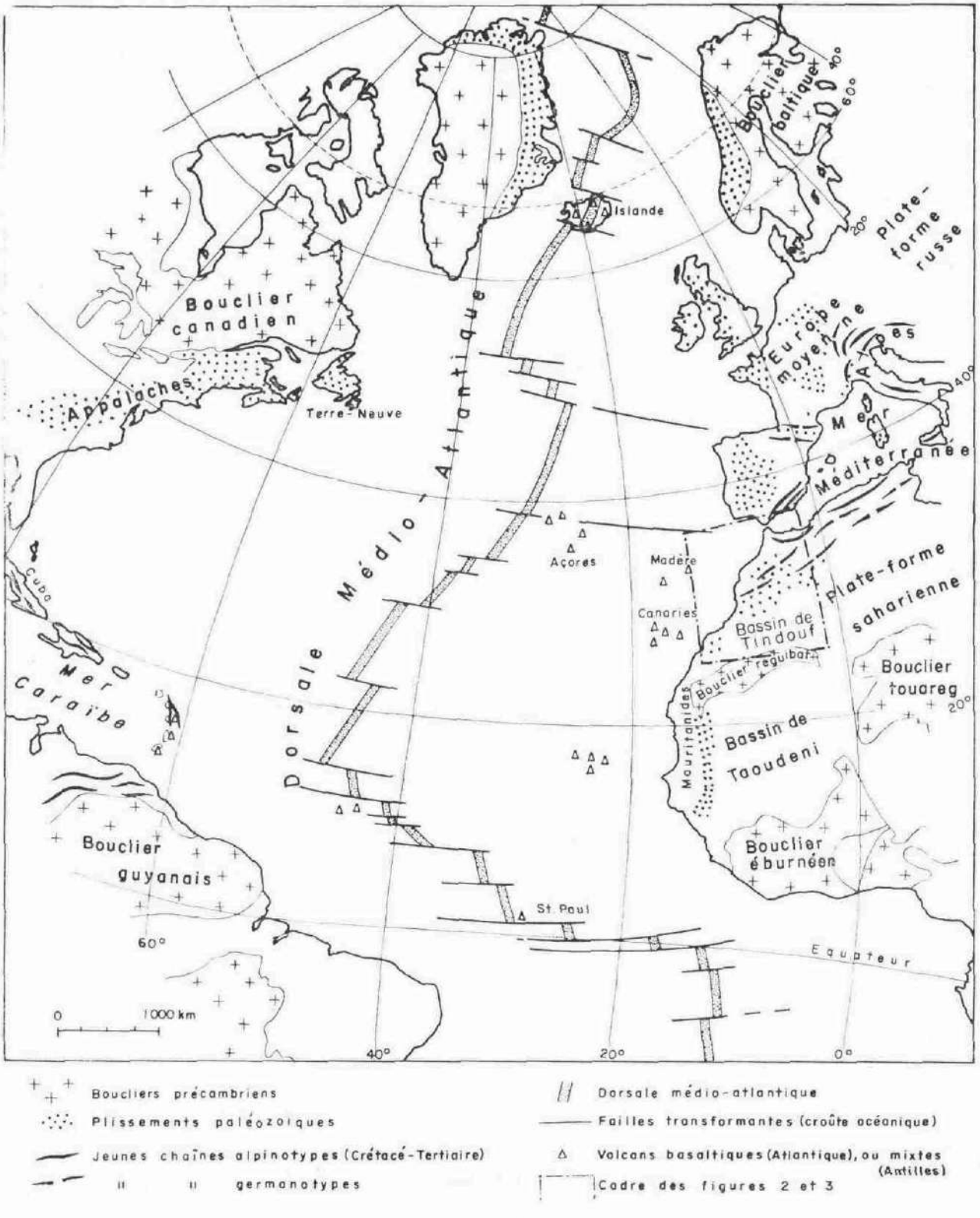


FIG. 1 — Le Maroc dans son cadre atlantique, méditerranéen et ouest-africain. Fond cartographique emprunté à Bederke, 1968, complété d'après Fabre, 1969 (Afrique) et Isacks & *al.*, 1968 (Atlantique).

particulier pour la feuille « Hamada-du-Guir », épuisée, et la feuille « Rabat », dont la partie rifaine réclame tant de mises à jour *.

Une carte au 1/1 000 000 est actuellement à l'impression, qui bénéficiera des acquisitions les plus récentes de la géologie régionale.

Pour une vue plus globale de la géologie marocaine, on dispose d'un document récent : la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1968). L'Atlas du Maroc fournit certaines cartes thématiques, concernant notamment la géographie physique et la métallogénie.

Quant aux cartes détaillées, il s'agit de feuilles régulières au 1/200 000, au 1/100 000, au 1/50 000, ou de coupures spéciales, dont les dates de publication sont variables et qui ne couvrent pas tout le pays (voir bibliographie *in fine*).

Par contre, la première approche bibliographique, la recherche initiale d'éléments à la fois généraux, concrets et à jour, est actuellement difficile.

Les synthèses classiques sont en effet des travaux déjà relativement anciens, le plus souvent préparés à l'occasion du XIXe congrès géologique international (1952) ou peu après. Or la connaissance géologique du pays a fait depuis lors des progrès considérables, liés autant à la multiplication des travaux sur le plan local ou maghrébin, qu'au perfectionnement général des techniques et des concepts géologiques (micropaléontologie, géochimie, minéralogie des argiles, géophysique, géochronologie, analyse tectonique). C'est pourquoi les revues anciennes, parfois périmées sur des points essentiels, ne peuvent être utilisées sans précautions.

Il en est ainsi de la classique « Géologie du Maroc » rédigée par G. Choubert et J. Marçais en 1952, ou du « Lexique stratigraphique » de 1956 et de son « Introduction » par les mêmes auteurs. Ces synthèses fondamentales sont d'ailleurs présentées sous une forme condensée et non illustrées, plus accessibles au géologue expérimenté qu'au débutant.

L' « Histoire stratigraphique du Maroc » de E. Roch (1950) est, elle aussi, caduque sur bien des points; elle constitue d'ailleurs plus une somme pour spécialistes qu'un précis introductif.

Fort utiles pour la pratique de la géologie marocaine, douze livrets-guides du XIXè congrès (1952) décrivent en détail des itinéraires d'excursion couvrant presque tout le pays, avec des introductions à caractère synthétique. Mais là encore, aux données toujours valables se mêlent des indications désormais fausses, que le profane ne sait distinguer des premières.

Des travaux à caractère synthétique ont été publiés plus récemment. Mais ils ne concernent que certains aspects de la géologie marocaine, certaines régions du pays : le Rif (Durand-Delga *& al.,* 1960-62), *le Mésozoïque atlasique* (Choubert & Faure-Muret, 1960-62), le Quaternaire (Beaudet & *al.,* 1967), les gîtes minéraux (Agard *& al.,* 1965). Une minéralogie du Maroc est actuellement en préparation (Permingeat). La Bibliographie géologique analytique marocaine de Ph. Morin (1965, 1970) présente l'ensemble des publications concernant de près ou de loin le Maroc ; précieux outil de travail, elle ne constitue pas une introduction à la géologie du pays. Ceci est aussi vrai, enfin, pour diverses revues ou thèses concernant tel ou tel système stratigraphique ou partie d'orogène. Inversement, les articles de G. Choubert & A. Faure-Muret (1971) et de A. Faure-Muret & G. Choubert (1971) n'offrent qu'un panorama général des orogènes marocains dans le vaste cadre de la tectonique de l'Afrique.

Le présent travail a donc été entrepris pour donner, à un niveau relativement élémentaire, une vue générale et actualisée de la géologie marocaine. Rédigé dans l'optique de la géologie structurale, il rassemble essentiellement des données stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. Enfin, dans le choix de sa présentation, de son illustration, de son vocabulaire même, on a cherché à ce qu'il soit utile aux géologues désireux de prendre contact avec la géologie du Maroc (qu'il s'agisse de professionnels, de chercheurs ou d'en-

* Une nouvelle carte géologique du domaine rifain et du couloir sud-rifain au 1/500 000, coordonnée par G. Suter, sera publiée prochainement en une seule feuille (*Notes & M. Serv. géol. Maroc,* n° 245, à l'impression).

seignants) ou aussi bien d'ingénieurs-géologues (encore insuffisamment nombreux au Maroc : Saadi, 1972) mais à ce qu'il reste accessible aux étudiants et aux naturalistes en général.

Soulignons que la lecture de ce texte ne pourra que gagner à être faite devant les diverses cartes générales citées plus haut et à l'occasion, devant les cartes de détail citées dans les différents chapitres.

On ne saurait trop recommander aussi l'usage préalable ou parallèle de la « Géographie du Maroc » (Martin *& al.*, 1964) et d'un guide (« Guide Bleu », par exemple) ou d'un atlas avec index géographique permettant la localisation des lieux cités, le repérage des routes et pistes, etc.

Les problèmes d'*hydrogéologie*, très importants pour un pays en partie aride ou semi-aride comme le Maroc, ne sont pas abordés dans le présent ouvrage consacré à la géologie proprement dite. Ils font d'ailleurs l'objet de publications synthétiques collectives, auxquelles on se référera (Travaux récents d'hydrogéologie au Maroc, 1974; **Ressources en Eau du Maroc, 1971, 1975).**

Deux *index* et huit *tableaux* sont inclus dans l'ouvrage pour en faciliter l'utilisation.

Un *index géographique* indique pour chaque nom de lieu, de rivière, etc., les paragraphes où il est cité, soit pour traiter de sa géologie, soit parce qu'il définit une formation stratigraphique ou une structure.

Un *index des matières* relève, en face des principales rubriques de la géologie générale, les paragraphes où on peut en trouver une illustration, à des fins pédagogiques.

Les *tableaux 3 à 8* énumèrent les principales formations stratigraphiques et permettent de retrouver avec l'index géographique, la description des diverses séries définies au Maroc (faisant ainsi partiellement office de « lexique stratigraphique »).

Enfin, les planches photographiques *in fine* illustrent les paysages marocains les plus caractéristiques ; il est à peine besoin de préciser qu'elles sont très en-deçà de leur beauté réelle...

Remerciements

La mise au point des divers chapitres de ce livre a bénéficié des critiques de G. BEAUDET et A. RUELLAN (Quaternaire), J. DESTOMBES et H. HOLLARD (Sud, Méséta), R. DU DRESNAY (Atlas), G. SUTER (Rif).

Divers documents inédits ou sous presse ont été obligeamment communiqués par ces collègues ainsi que par P. HUVELIN, P. LESPINASSE, H.-M. SALVAN. Pour la Méséta, de nombreux documents ou renseignements viennent des collaborateurs de l'Equipe de recherche 382 (Géologie structurale et Analyse tectonique, associée au CNRS) : Y. CAILLEUX, Ch. HOEPFFNER, P. JENNY, A. PIQUE ainsi que G. COGNEY. Pour l'Anti-Atlas, M. BONHOMME, N. CLAUER, B. HASSENFORDER, D. JEANNETTE, J.-P. SCHAER ont fourni des avis précieux. Diverses indications viennent de J. AGARD, M. BENSAÏD, J. LUCAS, J. MARTIN, H. MSOUGAR, N. TRAUTH, S. WILLEFERT.

La rédaction de ce précis s'est faite parallèlement à une recherche géologique en Méséta marocaine et a bénéficié à ce titre du soutien des organismes suivants :

— Division de la Géologie, Service de la Carte géologique, Rabat ;

— Faculté des Sciences, Département de Géologie, Rabat ;

— Université Louis-Pasteur, Institut de Géologie, Strasbourg ;

— Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Mme L. ROUSSELLE, MM. A. BEN ABDELJELIL, M. DIOURI, M. SAADI, E.-A. HILALI, Y. ENNADIFI et A. BOUDDA m'ont accordé une aide efficace à Rabat.

A l'origine de ce livre, il y a mes étudiants de Rabat et de Strasbourg,

et tout leur exigeant enthousiasme. Il y a aussi J. MARÇAIS, Ph. MORIN, H. et G. TERMIER, et surtout G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET, qui m'ont initié à la Géologie marocaine sur le terrain, par leurs écrits ou lors d'échanges de vue.

Enfin la réalisation matérielle de l'ouvrage doit l'essentiel à D. STURTZ (secrétaire), L. HERBER (dessinateur), J. HUGEL (technicien), A. PIQUE (assistant), G. HIRLEMANN et J.-C. HORRENBERGER (collaborateurs), ainsi qu'au bureau des Publications dirigé par J. DESTOMBES au sein de la Division de la Géologie du Maroc.

TABLEAU 1

Les cycles orogéniques responsables de l'édification du Maroc. Ages absolus d'après Charlot & al. (1969), Caby (1970), Allègre & Caby (1972) pour le Précambrien ; d'après Harland & al. (1964) pour le Phanérozoïque ; avec des indications complémentaires de N. Clauer et M. Bonhomme. Pour le Phanérozoïque, les âges et les phases géodynamiques correspondent approximativement au début des étages ou systèmes stratigraphiques indiqués.

Les cycles successifs	Leur matériel propre	Phases successives : paléotectoniques	paroxysmales	tardives.	Ages en millions d'années
alpin	Trias à Pliocène			Plio-Quaternaire (avec Pluviaux et Interpl.)	4 -1
			Miocène supérieur		10-8
			Oligocène inférieur		35
			Eocène moyen		45
		Crétacé sup. (fin et début)			100-70
		Jurassique sup. (*id.*) et Eocrétacé			160-140
		Lias moyen - Jurassique moyen			180-170
calédono-hercynien	Infracambrien à Permien			Néopermien-Trias	265-250
				Stéphanien inférieur	295
			Namurien-Westphalien inf.		320-305
			Viséen supérieur		330-320
			Dévonien supérieur - Viséen inf.		360-340
		Dévonien inférieur-moyen (Ouest)			390-380
		Ordovicien terminal (avec glaciation)			440
		Cambrien supérieur (?)			515
		Infracambrien à Cambrien moyen (volcanisme et mouvements posthumes)			530-520(?)
pan-africain (et cycle antérieur ?)	Eocambrien (?) Précambrien supérieur (et moyen ?)	Fin de l'orogenèse vers			600-550(?)
		avec glaciation saharienne			(700-550)
		Phase vers			1 100?
éburnéen	Précambrien ancien = inf.	Fin de l'orogenèse vers			1 800-2 000
archéen ?	en reliques dans le Précambrien ancien ?	Existence possible d'une croûte fondamentale reprise dans l'orogenèse successive			3 000?

CHAPITRE 1

PRESENTATION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU MAROC

1.1. PRINCIPE D'UNE ETUDE REGIONALE

Comme on l'a indiqué plus haut, le territoire marocain correspond au coin nord-ouest de la plate-forme saharienne, prise en écharpe par deux zones mobiles très différentes, méditerranéenne et atlantique (fig. 1).

Les plus anciennes roches qu'on y connaisse ont fourni des âges de 2 000 millions d'années environ et l'on peut faire débuter dans cette lointaine époque précambrienne l'Histoire géologique du Maroc.

Cette histoire se déroule ensuite tout au long d'étapes variées et contrastées. Modelant ce territoire, des « maquettes structurales », des dispositifs paléogéographiques et tectoniques s'édifient, fonctionnent durant quelques dizaines ou centaines de millions d'années, puis semblent effacés au gré des *orogenèses successives*. Aux cycles orogéniques précambriens (2 cycles principaux), succèdent un cycle « calédono-hercynien »(le cycle calédonien n'étant guère individualisé ici, sauf peut-être dans le Nord-Ouest et le Rif interne) et un cycle alpin (tabl. 1). Alors que ce dernier cycle a marqué de son empreinte le Maroc tout entier, les précédents ne nous sont connus qu'à partir d'affleurements d'autant plus limités qu'ils sont plus anciens (fig. 2 et 3).

Le déroulement chronologique de cette longue histoire peut constituer un canevas pour une étude essentiellement stratigraphique. A l'inverse, ce plan ne conviendrait pas à une présentation concrète des caractères du sous-sol dans les différentes régions du pays.

On a donc choisi ici un plan différent, où le Maroc est d'abord divisé en *domaines structuraux*. Chacun est constitué d'un certain matériel, résultant d'une certaine histoire géologique, marquée par telle ou telle phase orogénique. A son tour, ce matériel présente une certaine disposition, qui est sous la dépendance des phases tectoniques les plus récentes. Parmi celles-ci, les phases plio-quaternaires sont directement responsables du relief des domaines considérés, qui sont appelés, dès lors, des domaines géomorphologiques, des « régions naturelles ».

En définitive, la délimitation précise de ces domaines structuraux dépend avant tout du cycle alpin. Dans la définition globale de chacun d'eux on doit faire entrer la description du socle qu'ils montrent et qui, parfois, constitue l'essentiel des affleurements. Mais les caractères *propres* au socle anté-alpin ne sont généralement pas homogènes à l'intérieur d'un même domaine. Par exemple, telle zone structurale hercynienne peut se suivre « en pointillé » dans plusieurs domaines structuraux. D'une manière générale, les maquettes structurales des cycles récents recoupent à l'emporte-pièce celles des cycles antérieurs.

Néanmoins, certains phénomènes d'héritage peuvent être constatés, et d'abord du cycle calédono-hercynien au cycle alpin. Il peut s'agir d'héritages directs mais localisés, comme la réactivation d'une cassure. Plus intéressant est un phénomène diffus, mais à l'échelle du pays tout entier : les zones bien déformées durant le cycle alpin coïncident grossièrement avec celles que l'orogenèse hercynienne avait intensément affectées. Des directions générales se retrouvent même d'un cycle à l'autre, que l'on peut nommer « atlantique » et « méditerranéenne » (NNE-SSW et E-W).

On peut remonter plus loin dans le temps avec G. Choubert (1963, 1967, etc.) et R. Caby (1970). Considérons la figure 27 : la marge de la *plate-forme saharienne* correspond au Maroc à celle d'un vaste fragment continental inerte depuis le Précambrien ancien, le *craton de l'Ouest-africain*. Dans le secteur marocain, les orogenèses du Précambrien moyen (?) — supérieur, du Paléozoïque et du

Méso-Cénozoïque se sont *grosso modo* moulées comme autant d'auréoles successives autour de ce craton rigide.

Mais ce dispositif change à l'Est, en territoire algérien, où la plate-forme saharienne présente un soubassement plus jeune qu'à l'Ouest : sous le Paléozoïque tabulaire, la dernière orogenèse reconnue dans le bouclier touareg (Ahaggar), l'*orogenèse pan-africaine*, date de la fin du Précambrien et de l'aube du Cambrien. A l'échelle de l'Afrique du Nord, il y a encore recoupement, *disjonction des canevas structuraux superposés.*

S'appuyant donc essentiellement sur le cycle alpin, le plan choisi pour le présent ouvrage débouche sur un certain morcellement de l'étude des cycles antérieurs. Des renvois et des paragraphes

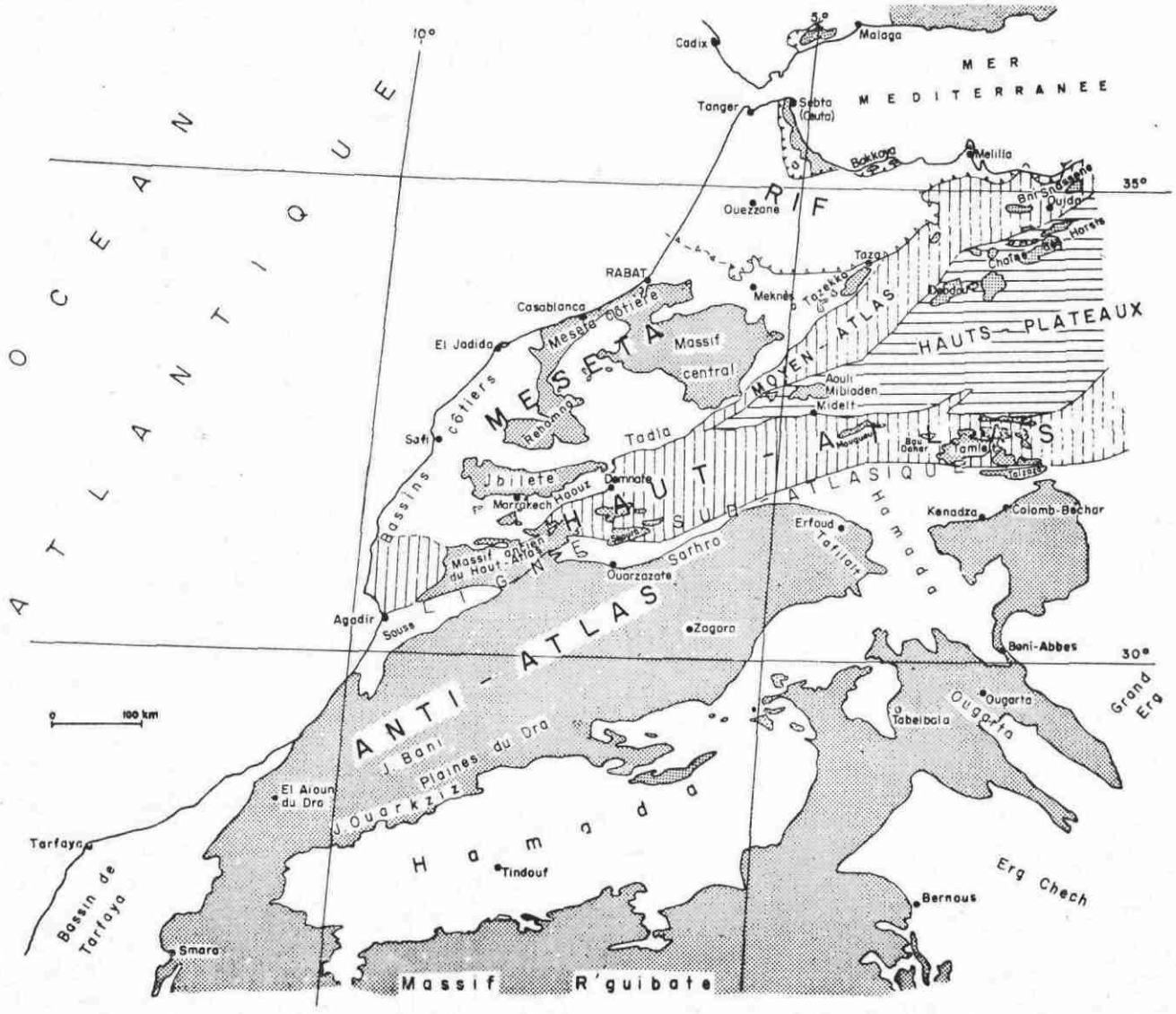


FIG. 2 — Extension des terrains anté-mésozoïques à l'affleurement (pointillé); position de ces massifs anciens par rapport à l'orogène alpin (fond cartographique : Carte tectonique internationale de l'Afrique). Dans les affleurements anté-mésozoïques domine le Primaire, le Précambrien ne prenant de l'importance que vers le Sud : comparer avec la fig. 3. Cette comparaison montre aussi que les limites des reliefs d'âge alpin, en particulier des Atlas, ne correspondent généralement pas à des limites de zones structurales hercyniennes, mais qu'un « héritage » global apparaît, notamment au long de la ligne sud-atlasique. Dans le Rif, le Primaire est essentiellement représenté dans les nappes géanticlinales, figurées tout au Nord.

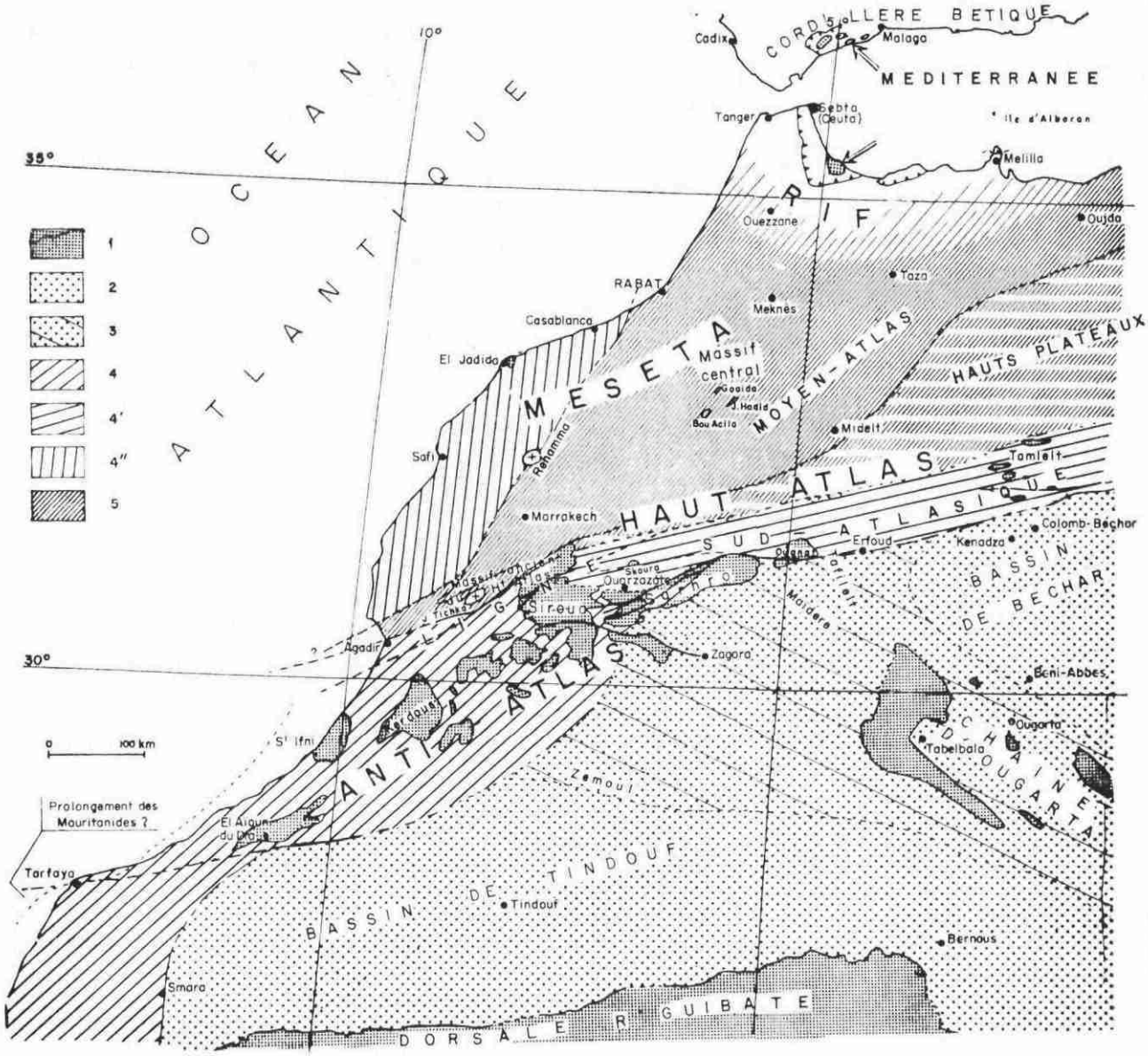


FIG. 3 — Extension du Précambrien plissé et des « molasses » volcano-détritiques du « Précambrien III », affleurant au sein de la série Infracambrien supérieur (Adoudounien) — Primaire, et zones structurales majeures de l'orogenèse hercynienne. *Nota bene :* On a fait abstraction de la couverture post-hercynienne, ce qui rend certaines extensions et prolongements hypothétiques. Fond cartographique : carte tectonique internationale de l'Afrique.

1 : Précambrien *sensu lato,* depuis l'Archéen éventuel « P.O » jusqu'au « Précambrien III » ou Infracambrien inférieur. Seul celui du bouclier Reguibate est indemne de toute reprise ultérieure.

2 : Série de couverture Infracambrien supérieur — Primaire, non déformée (plate-forme), appuyée sur le bouclier Reguibate et, plus à l'Est, sur celui du Hoggar.

3 : *Idem* faiblement plissée de l'Ougarta, subdivisant la plate-forme.

4 :Série primaire, avec Infracambrien supérieur (Adoudounien) seulement dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas occidentaux, modérément plissée et faillée, avec développement d'une schistosité sub-verticale. Dans la province de Tarfaya et l'Anti-Atlas occidental, cette zone se présente comme l'avant-pays des Mauritanides, dont le prolongement est localisé très hypothétiquement. Au long de la ligne sud-atlasique, cette zone (4') paraît correspondre à un couloir de décrochement vraisemblablement en partie hercynien. Une zone structuralement comparable (4") constitue un « môle côtier mésétien », qui ne se rattache à rien de connu, actuellement.

5 : Série Primaire fortement plissée et granitisée, zone géosynclinale calédono-hercynienne, à flyschs dinantiens (ceux-ci sont aussi présents dans la zone 4 sud-atlasique, entre Skoura et Béchar). Rares pointements précambriens au Sud du Massif central. Certains des granites (Rehamna, Jbel Tichka), intrusifs en partie dans du « Géorgien », sont l'indice de la remobilisation d'un Précambrien *s.l.* immédiatement sous-jacent. La présence du socle précambrien en profondeur doit être générale. Sous les Hauts-Plateaux, le socle est peut-être à rattacher à la zone 4'.

6 : Sous le Rif externe, ennoyage progressif du socle. Le Primaire et un Précambrien probable réapparaissent tout au Nord, en nappes de charriages.

synthétiques tendent à remédier à ce défaut. Par ailleurs, il arrive que certaines étapes de l'histoire alpine soient très analogues dans deux ou plusieurs des domaines considérés : d'où, là encore, certains paragraphes synthétiques ; c'est dans cet esprit que l'on donne ci-après des indications générales sur le Quaternaire marocain. Malgré ces quelques difficultés, ce plan régional a paru le plus adapté au but choisi : c'est, comme on l'a dit plus haut, celui qui permet le mieux l'étude concrète de la géologie du pays, cartes en main et sur le terrain. En outre, le cycle alpin, dont les effets sont omniprésents, n'est-il pas à la fois le mieux connu et le plus important de tous ?

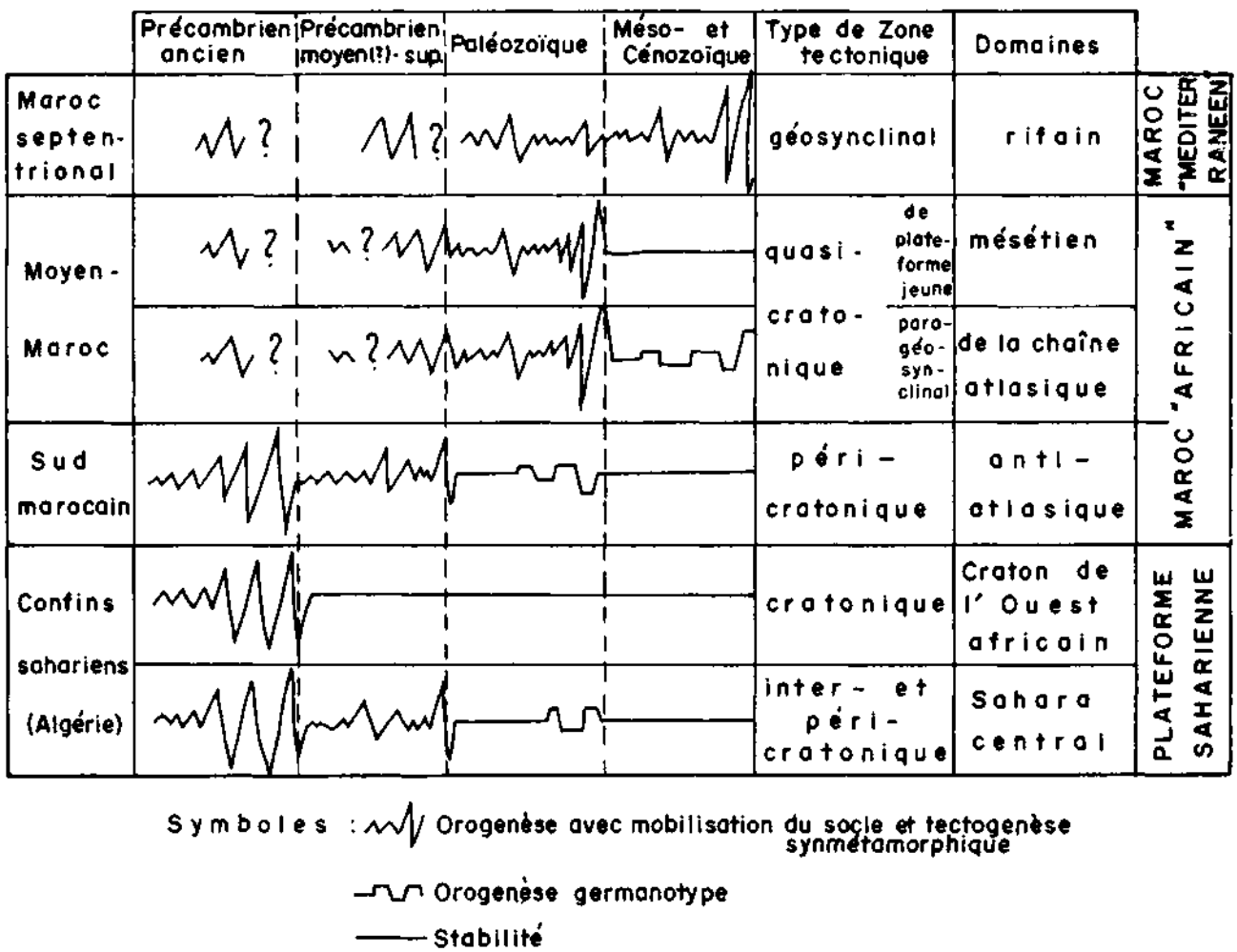
1.2. LES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC

A les définir dans la perspective générale indiquée ci-dessus, leur nombre va dépendre du degré de synthèse recherché, du détail des critères retenus. En d'autres termes, la peinture que l'on peut faire du visage alpin du Maroc dépend du recul adopté.

Pour éviter les ambiguïtés, on réservera le nom de « domaine structural » à *quatre régions* suffisamment homogènes et de surface comparable (fig. 4 et tabl. 2), utilisant le terme d' « ensemble structural » pour des regroupements plus vastes.

TABLEAU 2

Les domaines structuraux du Maroc et de ses confins sahariens ; représentation schématique de leur évolution tectonique



1.2.1. Le domaine rifain, ou « Maroc méditerranéen » opposé au « Maroc africain »

A une échelle très générale, deux ensembles seulement méritent d'être opposés, dont la superficie est très inégale (fig. 1 et 4).

Au Nord, le « *Maroc méditerranéen* » englobe les chaînes rifaines, les collines qui bordent leur arc vers l'extérieur et les unités géologiques qui s'y rattachent. C'est le classique *domaine rifain* (Choubert & Marçais, 1952).

Se prolongeant vers le Nord par les chaînes bétiques, vers l'Est par les chaînes telliennes et kabyles, ce domaine fait partie du vaste système orogénique proprement alpin, qui ourle la Méditerranée occidentale et festonne l'Europe entière (fig. 1) ; il est caractérisé par une instabilité maximum de l'écorce, typique d'un régime géosynclinal (orthogéosynclinal) : contrastes internes vigoureux, durant les périodes préparatoires de l'orogenèse, entre des fosses et des hauts-fonds géanticlinaux ; tectogenèse violente avec métamorphisme et charriages. Seuls les cortèges de roches vertes (ophiolites) font défaut à cet orogène imparfaitement alpinotype.

Quant à son socle, il n'est connu que sous forme d'unités disjointes, où l'on reconnaît des éléments hercyniens, calédoniens (?) et précambriens.

Au milieu et au Sud, le « *Maroc africain* » est au contraire un vaste ensemble directement rattaché à l'Afrique occidentale, dont il a conservé, pour l'essentiel, la rigidité structurale tout au long du cycle alpin. Il comporte des zones tabulaires plus ou moins surélevées : Méséta, Hauts-Plateaux, Sud marocain et des zones fortement soulevées, où la couverture est plissée : les Atlas. Globalement, on peut le considérer comme la marge plus ou moins déformée de la plate-forme saharienne post-hercynienne (cf. Fabre, 1969), marge localement paragéosynclinale (Atlas) et faisant office d' « avant-pays » pour l'orthogéosynclinal rifain. Cependant, alors que l'influence mésogéenne domine dans l'Est et le centre (transgression jurassique, géodynamique rifo-atlasique), c'est l'influence atlantique qui domine sur la façade ouest (transgression triasico-liasique et surtout éocrétacée, stabilité relative au Tertiaire).

Son socle comporte un Primaire plus ou moins violemment affecté par l'orogenèse hercynienne, où l'on reconnaît déjà des directions méditerranéenne et atlantique. Cette dernière est surtout marquée en Méséta côtière et méridionale ainsi que dans le Haut Atlas et l'Anti-Atlas occidentaux. Sur son prolongement sud-est se situe l'orogène hercynien des Mauritanides ; sur la rive opposée de l'Atlantique, l'orogène calédonien et hercynien des Appalaches s'allonge avec la même direction générale : la zone mobile atlantique se définit par un comportement orogénique durant le Primaire. Les mouvements calédoniens *s. str.* et taconiques n'ont laissé à peu près que des traces stratigraphiques dans le Maroc africain ; il est significatif que ces traces conduisent à envisager une terre calédonienne vers l'Ouest.

Enfin, sous le Primaire, le Précambrien révèle encore l'intervention d'orogenèses plus anciennes. On en dénombre essentiellement deux dans les larges affleurements précambriens du Sud marocain. La superposition des orogenèses dans le Maroc africain évoque ainsi l'emboîtement des poupées-gigognes ; à la fin du démontage, au cœur de certaines structures de l'Anti-Atlas, on découvre des roches de 2 000 millions d'années environ : c'est l' « effigie » du craton de l'Ouest-africain.

La Carte tectonique internationale de l'Afrique (1968) ainsi que la Carte métallogénique dressée par A. Emberger (1969) qualifient d' « africain » le seul domaine anti-atlasique, d' « alpin » ou « méditerranéen » le Moyen-Maroc. Il a paru plus opportun ici de souligner l'opposition majeure entre les styles structuraux du Rif et de tout le reste du Maroc. On ne doit pas sous-estimer non plus les ressemblances entre telles et telles parties des domaines mésétiens, atlasiques (*s. str.*) et anti-atlasiques, tant en ce qui regarde leur couverture et sa déformation alpine que leur soubassement primaire et précambrien. D'une manière générale, d'ailleurs, ni les déformations alpines germanotypes, ni la tectogenèse calédono-hercynienne ne sont des inconnues en Afrique.

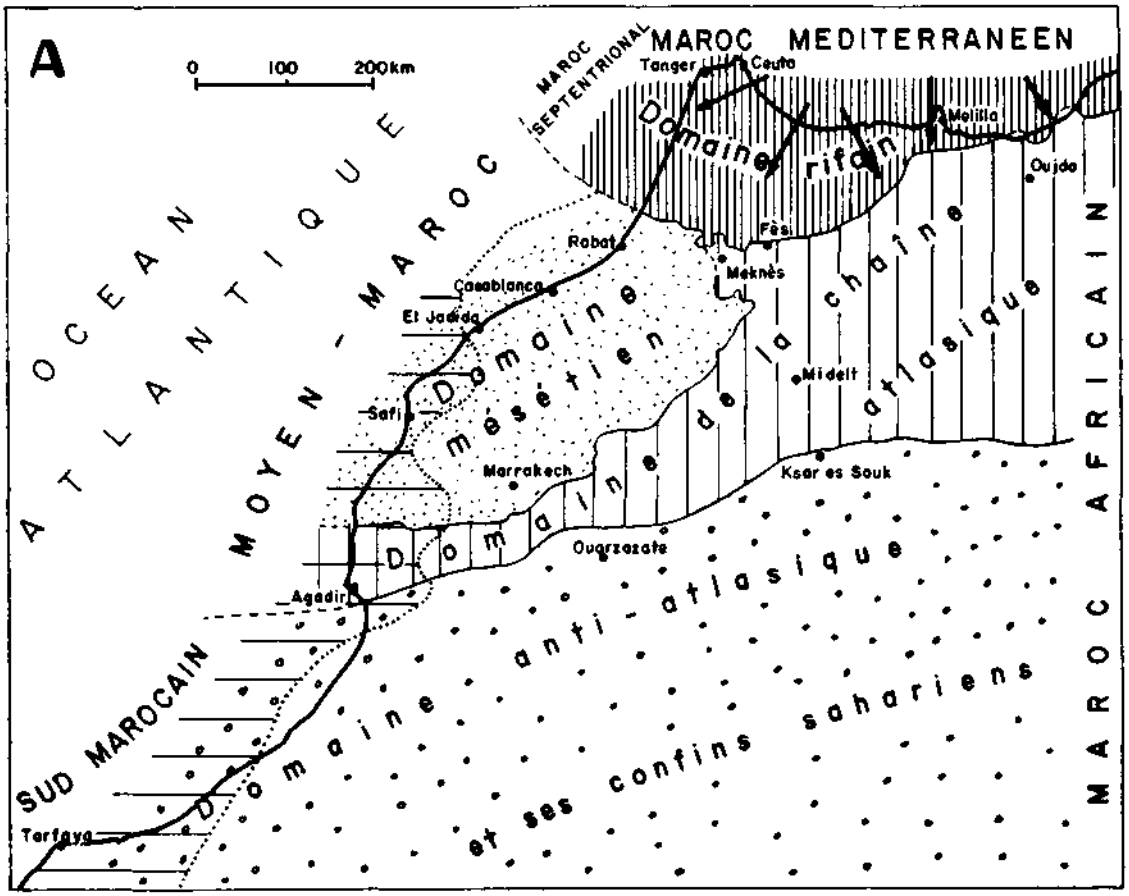
1.2.2. Le domaine anti-atlasique, opposé au Moyen-Maroc

A pousser plus loin l'analyse, on peut distinguer deux parties dans le « Maroc africain ».

Le *Sud marocain*, par sa position juste au Nord du craton de l'Ouest-africain (fig. 27) et son évolution propre (tabl. 2), mérite le qualificatif de « péri-cratonique ». D'une stabilité crustale presqu'irréprochable durant le cycle alpin, ce secteur est, pour ainsi dire, l'antipode géologique du Rif. Il est assez homogène pour être défini comme un domaine structural, *domaine anti-atlasique* ou domaine de l'Anti-Atlas (Choubert & Marcais, 1952).

Durant le cycle alpin, seule la brève transgression du Cénomano-Turonien l'a largement recouvert. Les déformations ultérieures n'ont été que des failles et des gauchissements.

La stabilité du secteur vis-à-vis du cycle pri-


A
0 100 200km
MAROC MEDITERRANEEN
MAROC SEPTENTRIONAL
Tanger
Ceuta
Melilla
Oujda
Domaine rifain
Fès
Meknès
Rabat
Casablanca
El Jadida
Safi
Marrakech
Midelt
Ksar es Souk
Ouarzazate
Agadir
Tarfaya
OCEAN ATLANTIQUE
MOYEN - MAROC
Domaine mésétien
Domaine de la chaîne atlasique
Domaine anti-atlasique et ses confins sahariens
SUD MAROCAIN
MAROC AFRICAIN

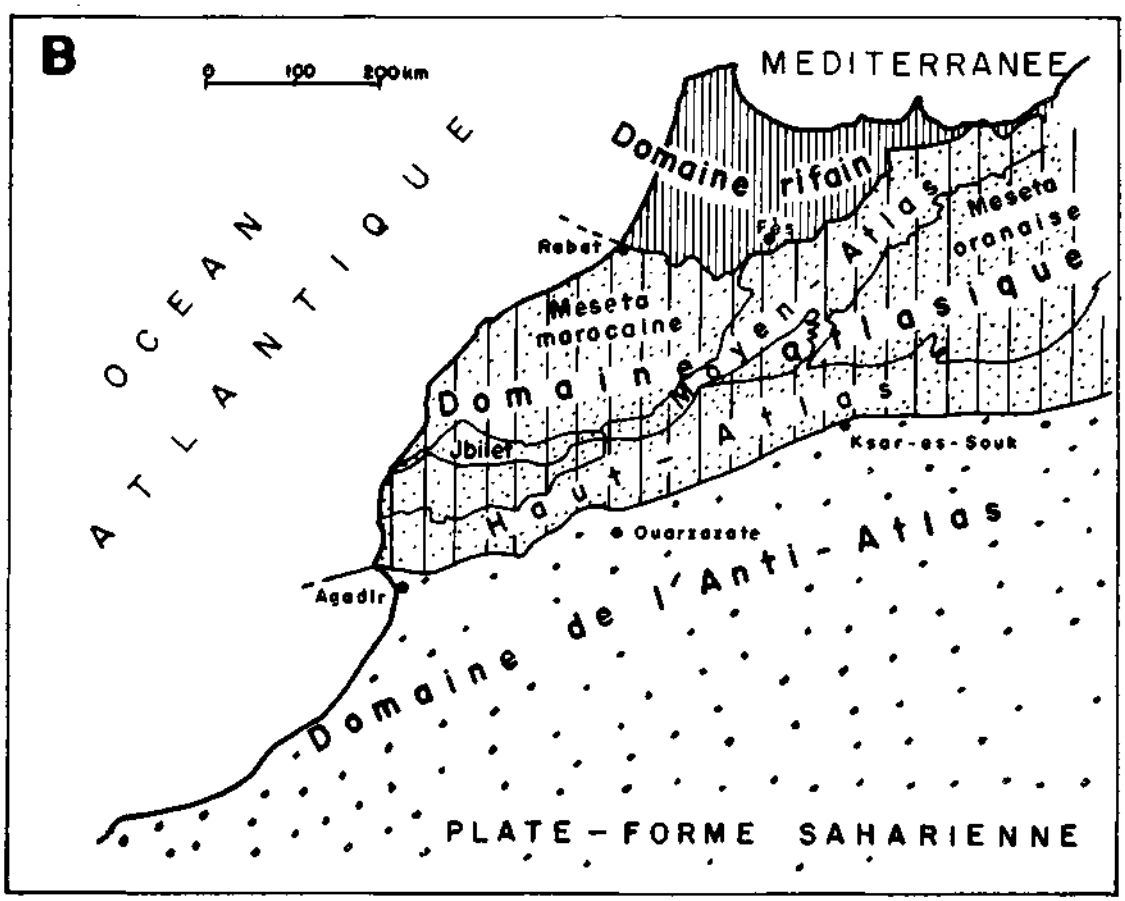

B
0 100 200km
MEDITERRANEE
Domaine rifain
Fès
Rabat
Meseta oranaise
Meseta marocaine
Domaine Moyen-Atlas
Haut-Atlas
Jbilet
Ksar-es-Souk
Ouarzazate
Agadir
OCEAN ATLANTIQUE
Domaine de l'Anti-Atlas
PLATE-FORME SAHARIENNE

FIG. 4

maire a été beaucoup moins parfaite. Une couverture souvent fort épaisse s'est alors accumulée, avec quelques différenciations de rides et de sillons. La tectonique hercynienne a souvent laissé aux couches primaires une disposition sub-tabulaire mais a créé ailleurs des plis à schistosité verticale, des écaillages. Les structures hercyniennes présentent schématiquement une direction atlantique dans l'Ouest (« Bani plissé »), mésogéenne au centre, et enfin « ougartienne » (NW-SE) dans l'Est. Le Sud marocain est hétérogène vis-à-vis du cycle calédono-hercynien.

Les longues périodes d'érosion secondaires et tertiaires ont enfin permis la mise à jour, sous le Primaire, de vastes « boutonnières » de Précambrien.

Leur extension dans l'axe montagneux de l'Anti-Atlas, est une des caractéristiques les plus typiques du Sud marocain. Bien entendu, il ne s'agit pas d'une caractéristique propre au Précambrien, celui-ci existe également plus au Nord; s'il n'y affleure guère cela ne dépend que de l'histoire géologique ultérieure.

Le *Moyen-Maroc* présente un type « quasi-cratonique » ; il se distingue du Sud marocain par une plus grande mobilité, au moins durant les cycles du Phanérozoïque.

Au cours du cycle le plus récent, il est caractérisé par une subsidence très inégale suivant les secteurs et suivant les époques, puis par une orogenèse « germanotype » : failles dans le socle (normales, inverses ou de décrochement), plis jurassiens dans certaines parties de la couverture. L'ampleur de cette orogenèse varie beaucoup suivant les secteurs.

Au cours du cycle antérieur, le Moyen-Maroc a accueilli une sédimentation assez analogue à celle du Sud marocain mais avec, vers la fin, des flyschs abondants et quelques roches vertes. La géodynamique hercynienne l'a affecté avec une intensité très variable, parfois aussi modérée qu'au Sud, ailleurs bien plus vive, avec plis couchés, chevauchements, métamorphisme et granitisation. Les mouvements calédoniens sont nets surtout sur la frange occidentale.

Les affleurements d'Infracambrien sont très exigus, le Précambrien lui-même ne se montre pas, on ne peut préciser le comportement de ces régions avant le Primaire. Les indices disponibles laissent croire du moins à un Précambrien profond analogue à celui du Sud.

La limite entre ces deux domaines est conventionnellement fixée au niveau d'un faisceau de failles courant au Sud de l'Atlas : l'accident sud-atlasique. Bien entendu, le passage d'un domaine à l'autre n'a pas toujours été aussi brutal et ne s'est pas toujours situé au même endroit.

Néanmoins, un accident majeur existe à ce niveau au moins depuis l'orogenèse hercynienne, à l'occasion de laquelle il a joué en décrochement.

1.2.3. Le domaine mésétien et le domaine de la chaîne atlasique, subdivisions du Moyen-Maroc

Le Moyen-Maroc correspond à ce que G. Choubert & J. Marçais (1952) ont défini sous le nom de « domaine atlasique ». Mais en suivant les critères indiqués ci-dessus, on est amené à *diviser cet ensemble en deux domaines structuraux,* plus différents entre eux que l'un d'eux du domaine anti-atlasique. Ils correspondent d'ailleurs à des régions géographiquement bien distinctes. Le domaine mésétien, ce sont les plaines et les plateaux atlantiques (Méséta côtière et méridionale), avec les massifs surbaissés du Maroc central, des Rehamna et des Jbilet ; le domaine de la chaîne atlasique, ce sont les longues barrières du Haut et du Moyen Atlas et les Hauts-Plateaux qu'elles enserrent (fig. 4 et 4 bis).

Le domaine mésétien offre de notables analogies structurales avec le domaine anti-atlasique, montrant comme lui une couverture alpine tabulaire posée sur un socle primaire pénéplané. Mais la série secondaire et tertiaire est ici plus développée, en général, que dans le Sud : Trias de la Méséta côtière et septentrionale, Jurassique inférieur-moyen du Nord du Massif central — aux confins du Rif et du Moyen Atlas — Jurassique supérieur et Crétacé inférieur des bassins de Safi et Essaouira aux confins du Haut Atlas occidental, Crétacé supérieur - Eocène généralisé, constituant essentiel des riches plateaux miniers des Oulad Abdoun (« Plateau des Phosphates ») et des Ganntour. Sur la frange nord-est du domaine, les plateaux triasico-liasiques tels le Causse moyen-atlasique, bien que tabulaires, seront rattachés au domaine des Atlas, du fait de leur histoire commune jusqu'au début du Tertiaire ; les « Rides prérifaines », chaînons tectonisés bordant le Rif au Nord de Meknès, seront étudiées avec le domaine rifain.

FIG. 4 — A : Les quatre domaines structuraux du Maroc et les ensembles qui les regroupent. Le tableau 2 constitue la légende de cette carte. Outre les domaines structuraux, on a délimité ici (trame horizontale) les bassins côtiers atlantiques, subsidents durant le Crétacé : c'est un exemple de zone structurale à direction « atlantique », prenant en écharpe les 3 domaines du « Maroc africain ». Voir en hors-texte la carte structurale du Maroc au 1/3 000 000, ainsi que les deux coupes schématiques de la figure suivante.
B : La division du Maroc en trois domaines (Choubert & Marçais, 1952) est fréquemment utilisée. Elle est à la base du « code structural » retenu par le Service Géologique du Maroc (1973), dont la carte complète est reproduite en hors-texte, tandis que le schéma ci-contre en indique les limites essentielles.

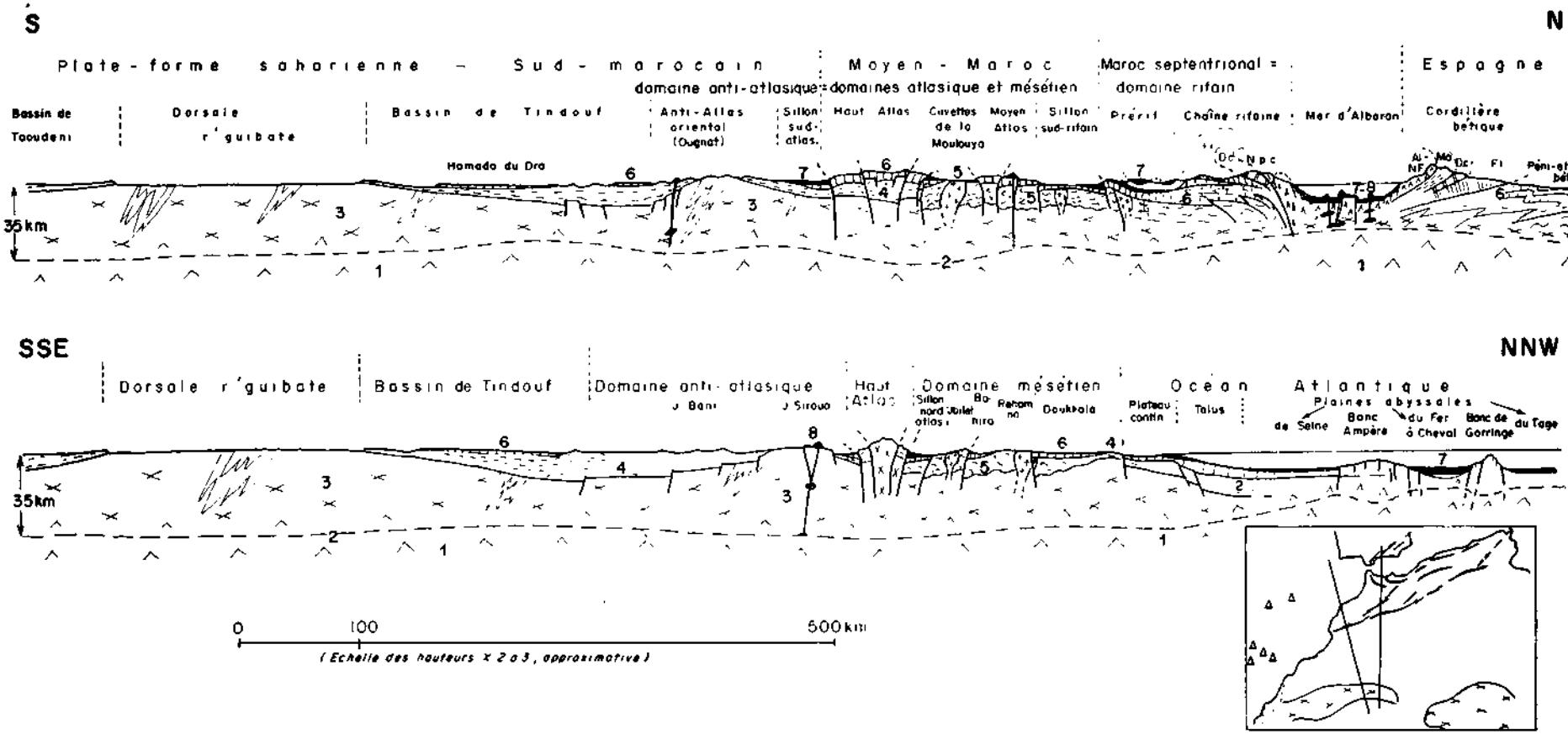


FIG. 4 bis — **Deux coupes géologiques généralisées au travers du Maroc et des territoires avoisinants. La localisation des coupes est indiquée sur un extrait de la fig. 1. Leur dessin est fait essentiellement d'après les fig. des chapitres suivants (chaîne Bétique d'après Biju-Duval, 1974; Atlantique d'après Bonnin & *al.*, 1975).**

1 : Manteau supérieur (lithosphère inférieure). 2 : Discontinuité de Mohorovičic (localisation indicative, d'après la gravimétrie (cf. fig. chap. 6) et les données générales sur l'écorce terrestre). 3 : Croûte continentale précambrienne. 4 : Infracambrien et Paléozoïque tabulaire ou faiblement plissé. 5 : *Idem* plissé et métamorphisé, avec granites intrusifs (cycle calédono-hercynien). 6 : Couverture du Secondaire et du Tertiaire, tabulaire à très déformée et métamorphisée (Rif). 7 : Néogène détritique, molasses continentales ou marines, écoulements marneux à olistostromes (Prérif, plaines abyssales). 8 : Volcans néogènes et quaternaires.

Orogène rifo-bétique — Fl : nappes des flyschs; D.c. : dorsale calcaire; N.p.c. : Nappes paléozoïques (Ghomarides) et cristallophylliennes (Sebtides, à ultrabasites); Al-NF : Alpujarrides et Nevado-Filabrides; Ma : Malaguides.

D'une façon générale, les mouvements d'âge alpin ont été plus intenses dans le domaine mésétien que dans celui de l'Anti-Atlas et l'ont découpé en divers blocs dénivelés. C'est ainsi que le soulèvement des Jbilet est tel qu'on a pu considérer ce chaînon comme un rameau de la chaîne atlasique (Choubert & Marçais, 1952). Sa position par rapport à la paléogéographie alpine, voire même ses structures hercyniennes en font cependant bien un chaînon mésétien (Choubert & Faure-Muret, 1960-62).

Le socle anté-alpin offre des caractères généraux qui sont ceux que l'on vient de définir pour le Moyen-Maroc tout entier, tantôt semblables, tantôt opposés à ceux du Sud. La Méséta côtière occidentale est aussi peu déformée que l'Anti-Atlas, qu'elle évoque donc par son socle comme par sa couverture. Par contre, la Méséta méridionale, orientale et centrale, porte l'empreinte d'une orogenèse hercynienne vigoureuse.

Le domaine de la chaîne atlasique est d'abord caractérisé par sa forte surrection, liée à des mouvements verticaux au long de grandes cassures du socle. Une certaine compression et des coulissements horizontaux y déterminent le plissement de la couverture suivant un style jurassien. Des panneaux plus ou moins vastes échappent cependant à cette déformation discontinue, dont les Hauts-Plateaux et les cuvettes de la Haute-Moulouya. L'épaisseur de la couverture est importante, sauf dans certains secteurs où le socle a pu être largement dénudé : massif ancien du Haut Atlas central, Tamele't, Haute-Moulouya, etc. Cette couverture est essentiellement d'âge jurassique inférieur et moyen à l'Est de Marrakech, jurassique supérieur et crétacé à l'Ouest : d'un côté du « seuil » de Marrakech, les transgressions furent surtout mésogéennes, de l'autre, atlantiques. La sédimentation dans ce paragéosynclinal, tout en présentant toujours un caractère épicontinental (sans flysch), fut donc très inégale et variable, plus encore que l'orogenèse germanotype qui la clôtura.

Quant au socle de ce domaine, il est lui aussi variable suivant les secteurs. Ses caractères généraux sont les mêmes que pour le domaine mésétien, pour autant qu'on en juge d'après les quelques zones où il affleure. Dans le socle de l'Atlas occidental dominent les directions atlantiques, recoupées à 45° par les structures atlasiques majeures ; un bloc ouest plissé et métamorphique, se rattachant à la Méséta occidentale, s'oppose à un bloc est sub-tabulaire à soubassement précambrien largement visible, quasiment continu avec celui de l'Anti-Atlas. Dans l'Atlas oriental et le Moyen Atlas, le Primaire présente plutôt des directions mésogéennes (au Nord) ou ougartiennes (au Sud).

Peut-on rattacher à des particularités de leurs socles, les comportements différents du domaine mésétien et du domaine de la chaîne atlasique durant le cycle alpin ? Apparemment non, d'après les affleurements disponibles, discontinus il est vrai, mais assez bien répartis, même dans les Atlas. Relier l'orogène atlasique à une zone de moindre « induration » hercynienne est une hypothèse que contredit un fait déjà noté : les lignes structurales du cycle alpin recoupent souvent à l'emporte-pièce celles du cycle calédono-hercynien. La différence entre les deux domaines paraît plutôt relever de leur position différente; alors que l'un participe, durant le Secondaire et le Tertiaire, à l'évolution de l'Atlantique Nord, l'autre subit plutôt les effets de la géodynamique mésogéenne. Les influences de ces deux zones géodynamiques majeures n'ont pas manqué, bien sûr, d'interférer.

1.2.4. Les zones d'effondrement

Des zones déprimées, siège d'un enfoncement plus ou moins actif durant les dernières phases orogéniques (du Miocène supérieur au Quaternaire), séparent le plus souvent les chaînes (rifaines ou atlasiques) des plates-formes (mésétienne ou anti-atlasique). Les produits de l'érosion des chaînes viennent s'y accumuler, séries molassiques marines ou continentales suivant les cas. Tout en mentionnant ces zones d'effondrement à propos des domaines de plate-forme à la marge desquels elles s'installent, on étudiera plutôt leur fonctionnement avec celui des chaînes dont elles dépendent. Certaines dépressions sont d'ailleurs « intramontanes » (Haute-Moulouya).

Le Sillon sud-rifain, effondrement du Nord du Moyen-Maroc au devant de l'orogène rifain qui s'y déverse (chap. 5), a été la plus subsidente de ces dépressions durant le Mio-Pliocène. La persistance, durant tout le Quaternaire, du mouvement d'effondrement dans sa partie ouest, y a déterminé la formation d'une vaste plaine alluviale, le Rharb.

Les Sillons nord-atlasiques du Tadla, du Haouz, de la Haute-Moulouya, sont de plus modestes fossés molassiques, situés au pied nord du Haut Atlas. *Les Sillons sud-atlasiques* (Souss, Ouarzazate, Boudenib), encore moins subsidents, jalonnent « en pointillé » le pied sud du même Haut Atlas (chap. 4).

En fait, la région où s'est produit, durant le Néogène supérieur et le Quaternaire, l'effondrement maximum n'est autre que *la mer d'Alboran*, parfois profonde de 2 000 m (chap. 5). Le détroit de Gibraltar, qui en dépend, s'est ouvert au Pontien (Miocène terminal). *Le plateau continental atlantique* ne révèle, quant à lui, que de modestes déformations récentes (chap. 1, ci-après).

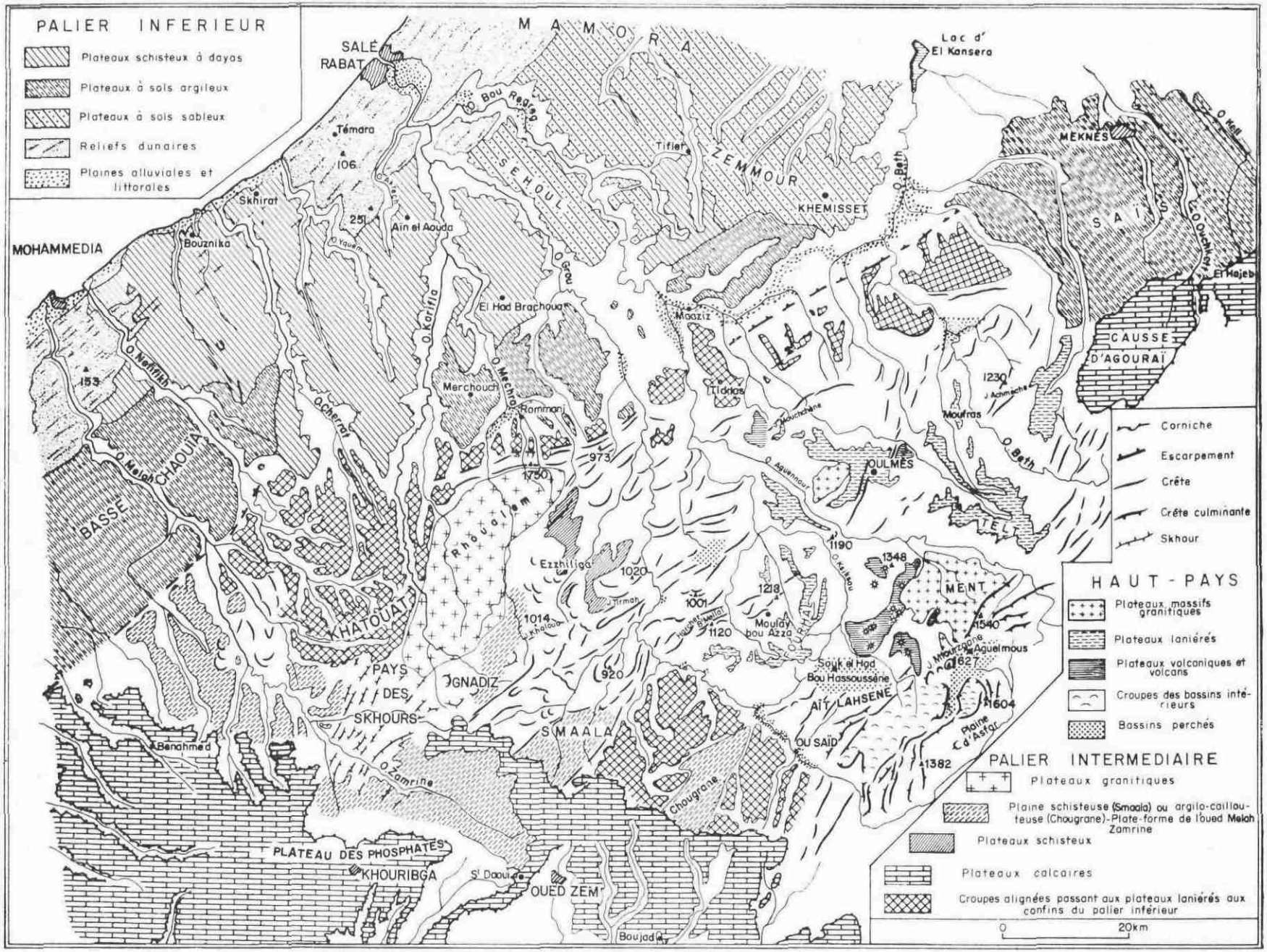


FIG. 5 — Carte géomorphologique d'un secteur central du Maroc : la Méséta septentrionale. D'après les cartes fig. 2 et 3 de Beaudet, 1969.

1.3. LE QUATERNAIRE ET LA GEOMORPHOLOGIE

Une région servira ici à présenter le principe d'organisation du Quaternaire marocain et plus généralement, des formes du relief — qu'elles soient quaternaires ou héritées : c'est la *Méséta septentrionale* (fig. 5), région « ni trop, ni trop peu » déformée durant le Tertiaire et le Quaternaire, où des secteurs variés montrent tout un éventail de formes, région d'autant plus intéressante, enfin, qu'elle s'offre la première au géologue nouveau venu, comme à l'étudiant de Rabat.

1.3.1. Organisation générale du Quaternaire et héritages morphologiques

Outre le *plateau continental,* caché sous l'Océan et qui mérite d'être étudié à part (§ 1.3.4.), trois zones de relief différent apparaissent dans cette partie du domaine mésétien prise comme exemple : *la Méséta côtière* et le *Massif central mésétien,* d'une part (fig. 6 et 7) ; *la plaine du Rharb* d'autre part (fig. 13 et 17).

La Méséta côtière offre un relief très plat, que l'on nommerait plaine n'étaient les profondes entailles des oueds descendant du Massif central (Bou-Regreg, Ykem, Cherrat, Nefifikh, Mellah, entre Rabat et Casablanca) ou du Moyen Atlas (Oum-er-Rbia). Le terme de « plateau » rend compte de sa morphologie mais non de sa géologie. Au contraire, celui de « méséta » rend compte du fait que cette « petite table » (en espagnol) est faite de Primaire plissé puis arasé, recouvert d'une épaisseur faible ou nulle de dépôts subhorizontaux.

Le Massif central mésétien est aussi appelé « Plateau central », mais c'est plutôt un ensemble de plateaux et de paliers à différents niveaux, largement dilacérés par des vallées encaissées, voire remplacés, là où un affouillement suffisant a dégagé en crêtes les seules roches résistantes d'un pays plissé, par des cuvettes à relief « appalachien ».

De quand datent ces surfaces planes ? Comment et quand s'est fait leur creusement ? Depuis quand se comble la monotone plaine inondable du Rharb ?

Un premier aplanissement général du bâti hercynien eut lieu avant la transgression du Trias ; maintes fois reprise depuis, *la surface infra-triasique* n'est plus visible qu'au pied de certains talus triasiques, où son exhumation est récente (c'est en particulier le cas sur le versant nord-est du haut-massif, sous le Causse moyen-atlasique d'Agouraï).

Un exhaussement général intervint à la fin du Jurassique moyen, qui permit l'aménagement d'une *surface infra-cénomanienne* probablement imparfaite, en partie scellée par la transgression du Crétacé supérieur. Son rôle dans les paysages paraît également limité aux marges des plateaux crétacés.

Néanmoins, on peut considérer qu'en dérive la *surface éocène* qui, selon G. Beaudet (1969, p. 185) se retrouve encore, dégradée en pénéplaine, dans les plateaux les plus élevés du haut-pays (Oulmès et Zguit, Telt et Ment, Fourhal). Elle a pu être préparée, à partir de la surface infra-cénomanienne, par une longue période d'altération chimique, contemporaine de la sédimentation de la série phosphatée dans les golfes voisins ; puis une période d'érosion active a achevé son aplanissement, dont témoignent quelques accumulations d'Eocène-Oligocène continental (chap. 4).

Emboîtée dans cette haute surface (fig. 7), celle des paliers intermédiaire et, surtout inférieur, s'est d'abord réalisée au cours de l'Oligocène et du Miocène après l'intervention des premiers mouvements orogéniques dans le Moyen-Maroc. Cette *surface miocène* immense est bien datée, sur le nord du palier inférieur, par la transgression de la molasse tortonienne, qui marque le début du remplissage du Rharb (voir chap. 3).

L'orogenèse fini-miocène se poursuivant durant le *Pliocène* et le *Villafranchien inférieur-moyen,* va de nouveau compromettre cette surface dans de vastes secteurs. Haut-pays et palier intermédiaire sont soulevés et l'érosion s'y déclenche, alimentant alentour une sédimentation détritique mais aussi calcaire (Pliocène et Plio-Villafranchien du Tadla, du Saïs). Au Nord-Ouest, la mer se retire du Sillon sud-rifain à la fin du Pliocène. Presqu'en même temps, semble-t-il, elle investit la frange atlantique du Maroc, y permettant le dépôt de sables coquilliers : c'est le *Moghrébien.* A la charnière, entre plateau côtier immergé et paliers internes soulevés, le centre et l'Ouest du palier inférieur demeurent stables et ne seront recreusés qu'après le Villafranchien (fig. 7 B).

Le Villafranchien supérieur se présente comme une période de simple retouche à des paysages plans variés. Tout le palier inférieur, de la Chaouia au Saïs, est alors une plaine parfaite où divaguent les chenaux fluviatiles. C'est ce qu'in-

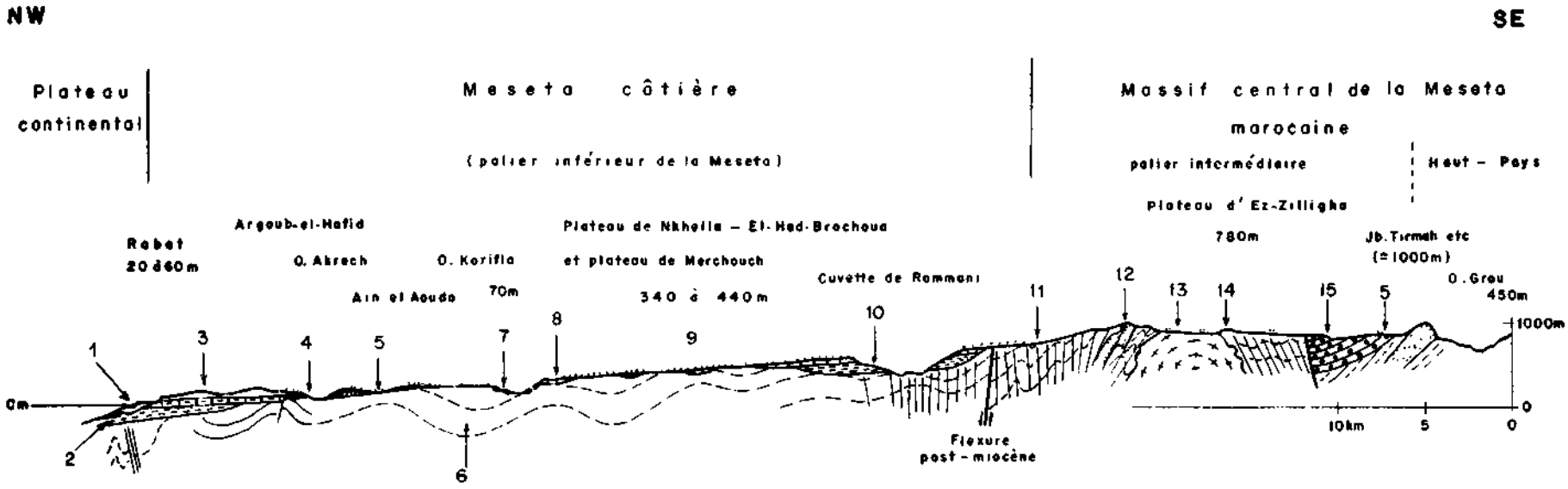


FIG. 6 — Coupe généralisée de la Méséta septentrionale (principalement d'après Gigout & Le Coz, 1952 et Beaudet, 1969). Les aplanissements successifs et le creusement principal post-villafranchien.

1 : Quaternaire récent marin (plages emboîtées) -2 : Crétacé supérieur (oued Mellah) recouvrant une surface infra-crétacée - 3 : Moghrébien : Villafranchien inférieur marin, remanié en dunes - 4 : Miocène supérieur marneux - 5 : Villafranchien supérieur continental (pointillés) : sables de la Mamora, etc. - 6 : Flysch dinantien - 7 : Glacis-terrasses quaternaires - 8 : Miocène supérieur molassique - 9 : Aplanissement surtout miocène, retouché au Villafranchien - 10 : Basaltes et argiles du Trias, fossilisant la surface infra-triasique - 13 : Granite des Zaër (intrusion asturienne) - 14 : Cornéennes - 15 : Westphalien supérieur de Sidi-Kassem molassique.

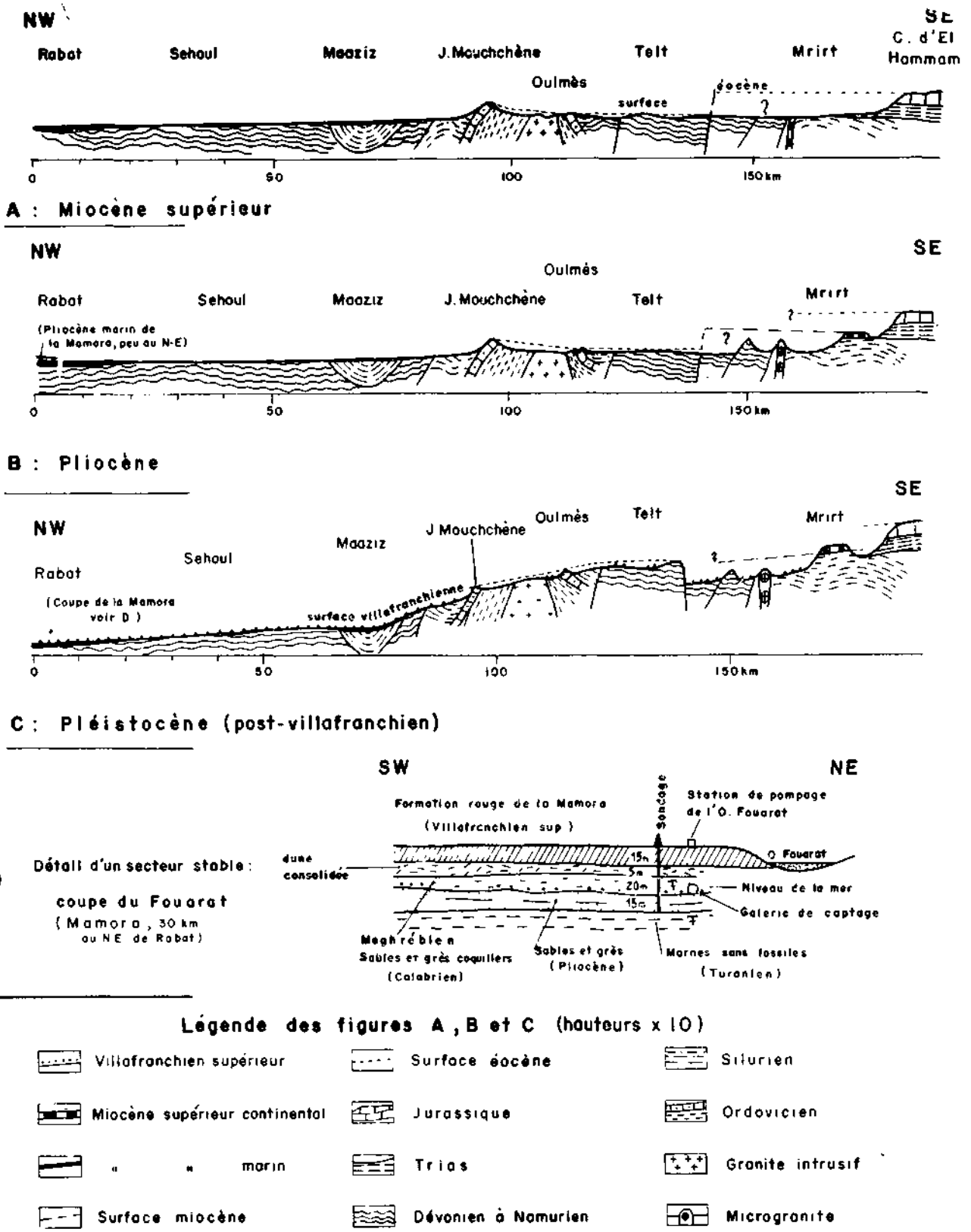


FIG. 7 — Formation et évolution des principales surfaces d'aplanissement en Méséta septentrionale. A, B, C : extrait de Beaudet, 1969; D : de Arambourg, 1969.

diquent les épandages alluviaux dispersés sur le Moghrébien, le Tortonien, ou les couches plus anciennes (fig. 7 C). La Méséta intérieure, plus élevée, voit se former de larges couloirs fluviatiles dont subsistent aujourd'hui de vastes glacis-terrasses ; des glacis empâtent également les crêtes des reliefs appalachiens.

Ensuite débute le *Quaternaire au sens restreint,* marqué par une reprise vigoureuse des mouvements épeirogéniques (fig. 7 C).

En général, c'est un soulèvement souvent très fort qui intervient. On en juge aisément par l'encaissement des vallées dans le palier inférieur (fig. 6), d'une soixantaine de mètres à proximité du littoral actuel, de quelque 300 m près du Massif central. Les dépôts colluviaux et alluviaux, accumulés en glacis-terrasses au fond de ces vallées à l'occasion de périodes climatiques favorables, sont emboîtés les uns dans les autres. On reconnaît un étagement de 6 niveaux au-dessus du lit actuel, du moins dans les vallées assez larges des secteurs assez exhaussés (fig. 15).

Cependant, d'autres secteurs restèrent en position basse, ou même s'enfoncèrent plus ou moins : les dépôts quaternaires n'y sont pas emboîtés, mais bien superposés. C'est le cas de certaines parties des bassins d'effondrement néogènes, et tout particulièrement du Rharb.

Enfin, le littoral est marqué, pendant la même période, par les transgressions et régressions marines, liées elles-aussi aux vicissitudes mondiales du climat quaternaire. Leurs traces sont échelonnées, étagées, dans une région à soulèvement persistant comme celle de Casablanca (fig. 8). Elles sont condensées dans une région quasi-immobile comme celle de Rabat (fig. 9 à 12), superposées dans une région subsidente comme le Rharb (*cf.* fig. 13).

Ainsi le relief de cette Méséta septentrionale, prise comme exemple moyen, porte d'une part la marque de son histoire proprement « géologique » (sous la forme de vieilles surfaces, de tables structurales, de reliefs appalachiens), d'autre part celle de son histoire quaternaire. Celle-ci, et même les phases les plus récentes de l'évolution tertiaire (depuis la fin du Miocène) présentent des caractères très monotones à l'échelle de tout le Maroc ; il intervient en effet des facteurs aussi généraux que le climat et le niveau des mers ; les mouvements épeirogéniques eux-mêmes dépendent peu de l'histoire géologique antérieure. C'est pourquoi on a placé cette étude géomorphologique en dehors de l'étude des divers domaines structuraux ; à propos de ceux-ci et notamment pour le Rif, quelques indications complémentaires seront données.

Les méthodes du géomorphologue et celles du géologue sont souvent différentes et la « géologie du Quaternaire » (y compris la pédologie) a une vie largement indépendante de la géologie proprement dite. Il est clair cependant que la limite est conventionnelle. Les lignes qui précèdent montrent assez la continuité des phénomènes morphogénétiques du Tertiaire (voire du Secondaire) à l'Actuel. Aussi bien la tendance est au moins, à l'édification de nombreux liens méthodologiques entre les deux groupes de disciplines — et cela tout particulièrement au Maroc.

On vient de présenter les lignes générales du Quaternaire mésétien, pris pour type moyen du Quaternaire marocain, et de dégager son rôle déterminant (mais non exclusif) pour la formation du relief. Les paragraphes qui suivent fournissent quelques précisions sur le Quaternaire marin, puis continental. Toutes ces données, bien sommaires par rapport à la complexité de cette période, sont pour la plupart empruntées à une revue critique récente (Beaudet, Maurer & Ruellan, 1967) ainsi qu'aux trois thèses des mêmes auteurs ; le lecteur y trouvera toutes les références et précisions souhaitables (voir aussi G. Beaudet, 1972, résumé de thèse).

1.3.2. Le Quaternaire marin

Les mouvements récents ont été si intenses au long des côtes rifaines que les niveaux marins, érodés, dénivelés, discontinus, y sont spécialement difficiles à étudier (chap. 5). Aussi fera-t-on seulement état ici de données recueillies sur la côte atlantique, plus précisément en bordure de la Méséta septentrionale, prise encore comme secteur-type. Les conclusions obtenues ont cependant une valeur générale, résumées par le tableau 3.

La région casablancaise offre une sorte de « frottis » des transgressions quaternaires (fig. 8). On en compte 6 d'âge post-villafranchien, succédant à celle, beaucoup plus étalée, du Moghrébien et toutes échelonnées sur une quinzaine de km de large à partir du rivage actuel. Sauf la plus récente, ces pulsations marines ont d'abord permis l'accumulation des dépôts de plage : sables, galets, coquilles ; à la régression suivante, le sable coquillier de la plage se trouvait remanié en dunes parallèles au rivage ; celles-ci étaient bientôt consolidées en « grès calcaires » ou calcarénites, à stratifications obliques entrecroisées, puis recouvertes, au moins dans les creux interdunaires, par des dépôts franchements continentaux. La limite

TABLEAU 3

Stratigraphie du Quaternaire marocain
(d'après G. Beaudet, 1969 ; C. Arambourg, 1969 ; G. Choubert & A. Faure-Muret, 1970)

« Etages » marins atlantiques = interpluviaux		« Etages » continentaux = pluvial à l'amont, finipluvial à l'aval, interpluvial à l'embouchure	Corrélations probables avec le Quaternaire alpin	Corrélations probables avec le Quaternaire méditerranéen	Faune marine	Faune et Flore continentales	Hommes et Industries lithiques dominants.		Ages radiométriques (en années)
Holocène		Rharbien	Sub-actuel Historique			Actuelles		H. sapiens - Néanderthaliens - Atlanthropiens - Australopithéciens	
Pléistocène récent	Mellahien		« Atlantique » (Flandrien)	Versilien	Actuelle		Néolithique : Ibéro-maurusien Atérien (Paléol. supérieur) Moustérien		6 000
		Soltanien	Würm			Arrivée tempérée (Ursidés, Cervidés...) sur fond sub-tropical (Eléphant) Forêt ?			12 000 — 75 000
	Ouljien		Interglaciaire	Néotyrrhénien	subtropicale				80 000
Pléistocène moyen		Tensiftien (1)	Riss			Subtropicales (Rhinoceros, antilope...) Savane ?	Acheuléen évolué		
	Rabatien (Harounien)		Interstade du Riss ?	Eutyrrhénien					110-140 000
	Anfatien		Interglaciaire	Paléotyrrhénien	subtropicale nordique tropicale appauvrie	Savane Forêt			200-270 000
		Amirien	Mindel			Subtropicales avec ours, Bovidés... Forêt - Subtropicales (Savane)	Acheuléen ancien (Clacto-Abbevillien)		500 000 ?
	Maarifien		Interglaciaire	Milazzien ?	Influences : nordiques tropicales		« Pebble culture » finale		700-1 000 000
Pléistocène ancien (Villaf. terminal ?)		Salétien	Günz ?				« Pebble culture » évoluée (Oldoway)		1 750 000 ?
	Messaoudien			Sicilien ?	Tropicale (chilo-péruvienne)				2 000 000 ?
		Régréguien	Danube ?			Faune chaude « éthiopico-hindoue »	« Pebble culture » archaïque		
(Plio)-Villafranchien = Pléistoc. inf. *auct.*		Moulouyen		Villafranchien moyen supérieur					
	Moghrébien			Calabrien inf. Villafranchien inf.	chaude				4 000 000 ?

(1) Le Présoltanien de P. Biberson n'a pas été figuré sur ce tableau, suivant l'interprétation retenue par G. Beaudet (voir texte).

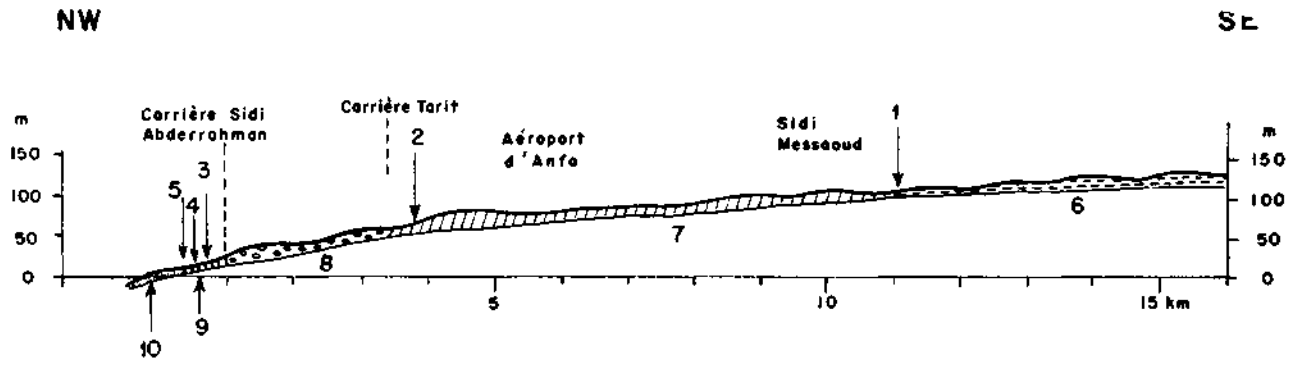


FIG. 8 — Coupe des dépôts marins quaternaires dans la banlieue sud-ouest de Casablanca, d'après Beaudet (1969) et Biberson (1970).

1 à 5 : Rivages messaoudien, maarifien, anfatien, harounien (plate-forme), ouljien - 6 : Moghrébien (dunes du Villafranchien inférieur remanié) - 7 à 10 : Dépôts des transgressions successives (messaoudienne, etc.) remaniés en dunes lors de la régression suivante (dunes fini-messaoudiennes, etc.).

précise atteinte par les mers post-villafranchiennes est marquée chaque fois par une falaise encochée à sa base.

La nomenclature et l'âge de ces « étages » marins sont indiqués sur le tableau 3. Chaque régression correspond à une période glaciaire reconnue en Europe, fixant l'eau dans les inlandsis ; chaque transgression correspond à un interglaciaire. L'étude du plateau continental (*cf.* ci-après) a montré qu'une glaciation comme celle du Würm a dû abaisser de 150 m environ le niveau marin. Par contre, les transgressions post-villafranchiennes ne durent guère s'élever au-dessus du niveau actuel de la mer, sauf semble-t-il, celle de l'Anfatien. L'altitude actuelle des dépôts dépend presqu'uniquement de l'épeirogenèse du secteur de côte considéré — la comparaison avec les coupes de Rabat (ci-après) le montre à l'évidence : aussi ces altitudes n'ont pas été portées dans le tableau.

A cause de ces variations d'altitude, la *corrélation* à distance des niveaux marins, et en particulier les équivalences avec les niveaux méditerranéens (tabl. 3) ne peuvent guère être atteintes que par l'étude de leurs faunes, par les fossiles ou industries lithiques des dépôts continentaux intercalés ou enfin par des datations radiométriques. En ce qui concerne les faunes marines, on est malheureusement gêné par la plus grande inertie thermique de l'Océan, opposé à la Méditerranée : mis à part le refroidissement du Mindel, traduit par des faunes froides à la fin du Maarifien et au début de l'Anfatien, les faunes atlantiques ont évolué régulièrement depuis le Pliocène, alors que celles de Méditerranée connaissaient de profonds renouvellements.

Aussi la stratigraphie des niveaux marocains fait-elle l'objet de nombreuses discussions. Le Moghrébien, notamment, représente le Pliocène régressif pour G. Lecointre, M. Gigout, P. Biberson (voir G. Beaudet, 1969, p. 70 et 300). Au contraire, à la suite de G. Choubert et R. Ambroggi (1953), G. Beaudet et des auteurs comme C. Arambourg (1969) et Ph. Brébion (1970) considèrent qu'il s'agit bien de Villafranchien (Calabrien). Ses poudingues de base contiennent, au Sud de Rabat, des restes de Vertébrés continentaux du Villafranchien inférieur et ravinent plus ou moins le Pliocène (fig. 7D). Cette attribution — adoptée ici — retentit évidemment sur la datation des niveaux post-moghrébiens; on trouvera dans les dernières publications citées plus de détails sur ces questions et les références bibliographiques nécessaires.

Notons que pour Ph. Brébion (1973), le Moghrébien comporte en fait deux niveaux : à la base le Fouaratien de G. Lecointre, à gastéropodes encore pliocènes avec apparition de *Purpurea plessisi;* au-dessus l' « Inframessaoudien » à faune de gastéropodes presque quaternaire et plus littorale (voir aussi Brébion, 1975).

De Casablanca aux abords de Rabat, le littoral offre une disposition nouvelle et très régulière (fig. 9). Vers l'intérieur, une *falaise morte entamé,* en général, les calcarénites du Moghrébien (fortement diagénisées et lapiazées). A son pied s'allonge une dépression, l' « *oulja* », qu'un cordon de dunes généralement anciennes et cimentées sépare enfin de l'Océan. De place en place, le cordon dunaire est rompu, l'oulja maraîchère est remplacée par une sorte de lagune plus ou moins ouverte et souvent balnéaire. Certains des dépôts marins anciens de l'oulja (fig. 9 et 10) et l'encoche de la falaise morte elle-même ont servi à définir l'Ouljien (Gigout, 1975), les dunes consolidées littorales étant attribuées à la régression postérieure. Il semble en réalité (Beaudet, 1969, p. 310) que la mer ouljienne ait investi un creux interdunaire d'une morphologie antérieure — d'où le mélange, dans certains de ses dépôts gréseux

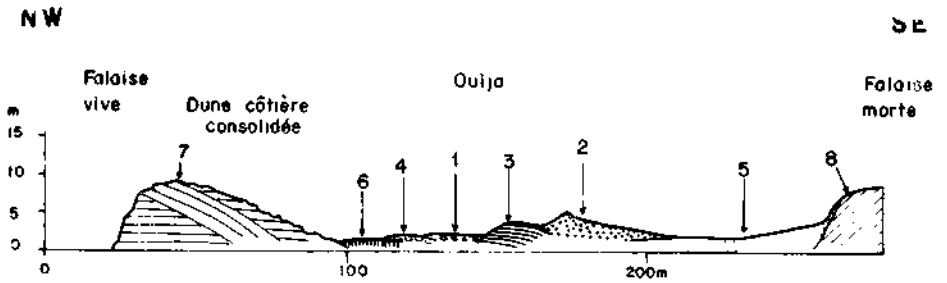


FIG. 9 — Coupe du littoral à environ 5 km au Sud de Rabat, après Dar-es-Soltane; côte avec falaise morte, oulja et dune côtière cimentée (d'après Beaudet, 1969).
1 : Sable clair actuel - 2 : Sable gris à paléosols noirs = Rharbien régressif - 3 : Sable coquillier jaune légèrement consolidé = haute plage du Mellahien - 4 : Grès gris à Moules : comblement lagunaire du Mellahien - 5 : Sable argileux brun-rouge = Soltanien continental (industries paléolithiques et néolithiques de Dar-es-Soltane) - 6 : Grès fin rouge à Escargots : Ouljien transgressif - 7 : Grès dunaire lité gris-jaunâtre : Fini-Rabatien ou Fini-Anfatien - 8 : Grès dunaire massif gris-rose : Moghrébien entaillé par l'Anfatien (ou le Rabatien).

rouges, de faunes marines et continentales. La dune consolidée littorale serait alors fini-rabatienne ou fini-anfatienne, la falaise morte serait « polycyclique », réaménagée à partir d'une falaise rabatienne et (ou) anfatienne.

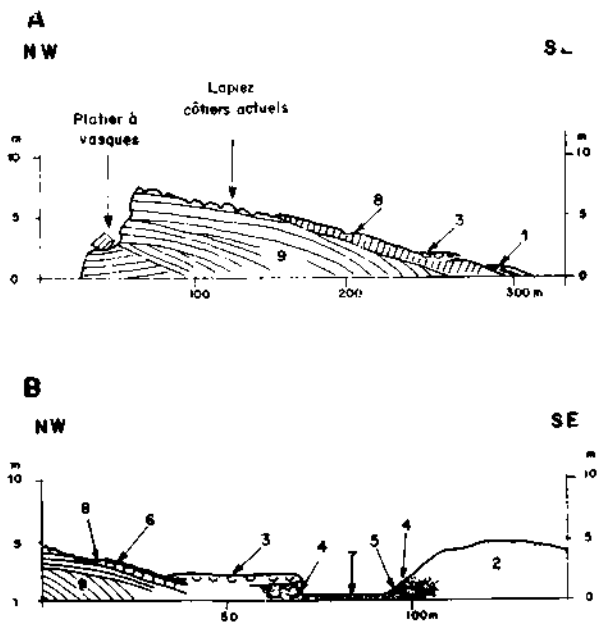


FIG. 10 — Détail des dépôts marins anciens dans les « lagunes » de Temara (A) et de Miramar (B), à environ 15 km et 10 km au Sud de Rabat. Voir la coupe générale fig. 9 (Beaudet, 1969, d'après Gigout, 1957, modifié).
1 : Sable clair actuel - 2 : Sable gris à « débris de cuisine » (Kjoekenmoeding) : Rharbien - 3 : Grès gris coquillier flandrien : Mellahien - 4 : Sable marin flandrien : Mellahien inférieur - 5 : Limons rouges soltaniens - 6 : Croûte calcaire post-ouljienne - 7 : Lumachelle ouljienne - 8 : « Grès rose à Pulmonés » parfois avec Pourpres : Ouljien transgressif - 9 : Grès dunaires fini-rabatiens (ou fini-anfatiens).

A Rabat même, la *condensation des niveaux marins* autour d'une même altitude est maximum. Le long de l'oued Bou-Regreg (fig. 11), seule une transgression du Quaternaire moyen, probablement l'Anfatien, se démarque des suivantes et vient s'emboîter dans le Moghrébien à quelque distance du rivage actuel. Dans la banlieue sud de Rabat (fig. 12) l'Anfatien lui-même et toutes les transgressions ultérieures sont venues s'emboîter au pied de la même falaise, aujourd'hui encore battue par les vives eaux. Cette falaise comporte d'ailleurs des niveaux variés et probablement tous les niveaux, du Moghrébien au Maarifien inclus, y sont-ils représentés.

Enfin, longeant encore plus au Nord le littoral atlantique, on voit disparaître les dunes consolidées du Quaternaire moyen et ancien : ce sont des dunes actuelles qui bordent les *longues plages du Rharb subsident*. Une étape intermédiaire de cet ennoyage est illustrée par la figure 13.

Historiquement, l'étude du littoral mésétien a tenu une place certaine dans l'évolution des idées sur le Quaternaire marin. Les discussions entre tenants de l'hypothèse « ultra-eustaticienne » de Ch. Depéret et partisans d'un étagement essentiellement tectonique sont ainsi rappelées par G. Beaudet (1969, p. 298) : « C'est à G. Lecointre (1926) que revient le mérite d'avoir décrit pour la première fois l'étagement de quatre niveaux quaternaires marins sur la Méséta littorale. Plus tard, R. Neuville et A. Ruhlmann (1941) systématisèrent ces découvertes et, conformément au schéma de Ch. Depéret, voulurent démontrer que, comme en Méditerranée, ces quatre niveaux marins se tenaient partout aux altitudes classiques de 90-100 m, 55-60 m, 28-30 m et 12-15 m. Cependant, à la même époque, J. Bourcart (1938) envisageait d'une toute autre manière l'évolution quaternaire du littoral atlantique : une unique trans-

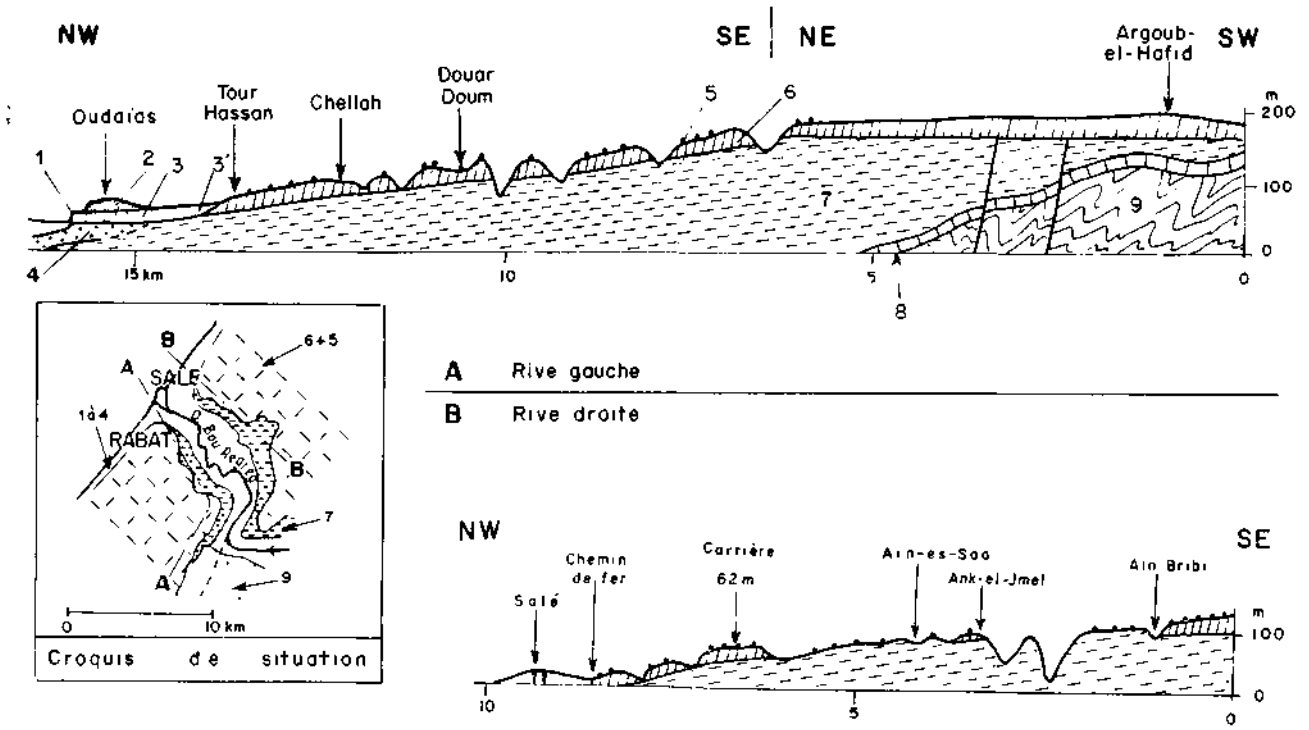


FIG. 11 — Profil longitudinal de la basse vallée du Bou-Regreg, en rive gauche (A) et en rive droite (B), d'après Beaudet (1969).
1 : Niveau ouljien - 2 : Rabatien (« petite dune ») - 3 : Anfatien (« grande dune » à *Homoi* - 3' : Anfatien ? - 4 : Pléistocène ancien, marin et dunaire (en sondage) 5 : Villafranchien supérieur et localement Villafranchien moyen (épandages caillouteux des plateaux) - 6 : Villafranchien inférieur = Moghrébien (poudingues et calcarénites dunaires) - 7 : Tortonien à Pliocène : marnes bleues - 8 : Tortonien : molasses - 9 : Primaire.

gression aurait succédé au retrait villafranchien et aurait précédé l'épandage des formations continentales du Grimaldien ; dans cette hypothèse, une déformation tectonique de la zone littorale, la flexure continentale, expliquerait que les dépôts marins de la trangression unique se trouvent à des altitudes variées, donnant ainsi l'illusion de niveaux distincts ».

Les paragraphes précédents ont montré qu'on arrive aujourd'hui à une interprétation en quelque sorte mixte : il y eut effectivement une suite de pulsations marines mondiales, en relation avec les glaciations; mais les niveaux maximaux après le Villafranchien n'ont jamais été très différents de celui d'aujourd'hui et l'altitude relative des plages dépend avant tout de l'épeirogenèse continentale. Cependant, celle-ci n'est pas une simple « flexure continentale » mais un jeu complexe de basculement et de gauchissement, très variable selon les secteurs.

Un dernier intérêt des rivages que l'on vient de décrire réside dans le détail de leur morphologie actuelle : lapiez côtiers, plates-formes à vasques des falaises calcaires; profil des plages sableuses et leurs sinuosités, induites par les dangereux courants de déchirure; schorre et slikke des estuaires, etc. On consultera sur ces sujets A. Guilcher & F. Joly, 1954; H. Gantes, 1968 et, sur un estuaire typique, celui du Bou-Regreg, la thèse récente de B. Elkaïm (1972).

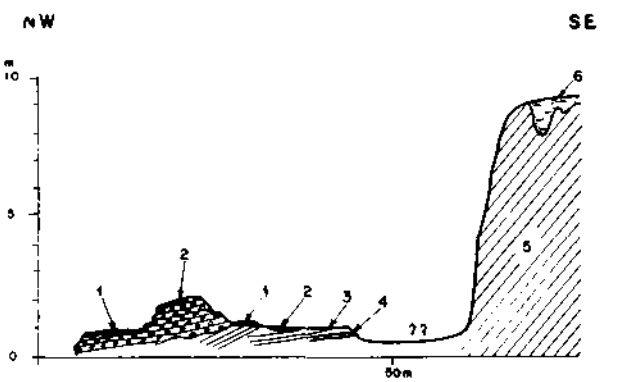


FIG. 12 — Falaise polycyclique à 1,5 km de Kebibat (banlieue sud de Rabat) d'après Beaudet, 1969.

1 : Grès fin rouge-brique à Pourpres = Ouljien - 2 : Grès lumachellique gris clair à nombreux lits de gravillons roulés = Rabatien - 3 : Grès dunaire gris feuilleté = fini-Anfatien - 4 : Lumachelle à Pourpres concassés (quelques cm) = Anfatien - 5 : Grès dunaire massif gris-rose = Pléistocène ancien + Moghrébien - 6 : Sable argileux rouge profond = Soltanien et Rharbien.

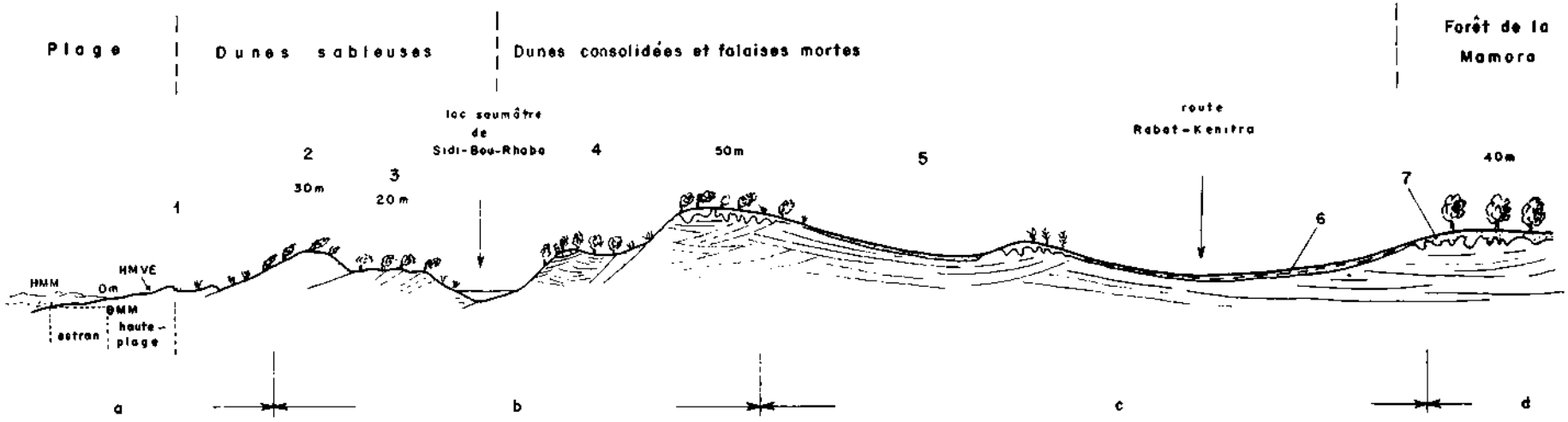


FIG 13 -- Les complexes dunaires quaternaires à la limite sud du Rharb, près de Mehdia (d'après Le Coz, 1964, modifié). Longueur de la coupe : 6 km; échelle approximative et exagérée verticalement.
HMM et BMM : hautes et basses mers moyennes - HMVE : hautes mers de vives eaux. 1 : Dunes de haute-plage et escargotières - 2 : Dune blanche mobile - 3 : Dune grise fixée post-mellahienne - 4 : Dune peu consolidée, à lapiez dentelés : anté- ou post-ouljienne, avec entaille ouljienne ou mellahienne - 5 : Dunes très consolidées, à lapiez en colonnes : Moghrébien et (ou) Pléistocène ancien - 6 : Sables et argiles rouges : Soltanien - 7 : Formations rouges de la Mamora, conglomératiques : Villafranchien (moyen-) supérieur.
Peuplements végétaux : *a :* Euphorbes et Graminées littorales - *b :* Juniperaie et ses dégradations : matorral à genêt, mimosa, doum - *c :* Erme à asphodèles et cultures - *d :* Subéraie (chênes-lièges).

1.3.3. Le Quaternaire continental

Lui aussi traduit, à sa manière, le jeu complexe des mouvements épeirogéniques et des variations du climat. La position des dépôts et leur recreusement dépendent en outre, à chaque moment, de l'altitude relative de la mer — du moins dans les basses vallées où elle constitue le « niveau de base ». Le climat intervient donc d'une manière complexe, déterminant d'une part la couverture végétale, la puissance du ruissellement, éventuellement les actions nivales ou glaciaires, donc les caractères de l'érosion — d'autre part le niveau général de la mer. Dans l'extrême sud, il règle le phénomène de désertification, entrecoupé de rémissions, durant les périodes pluviales (voir G. Conrad, 1971).

Comme on l'a vu plus haut (§ 1.3.1.), deux ensembles peuvent être (schématiquement) opposés, qu'on envisagera successivement. Leur datation par rapport à la stratigraphie européenne ne laisse pas de poser quelques problèmes, en particulier du fait que les variations de climat, moins franches qu'en Europe, n'ont pas ici entraîné de profond renouvellement dans la faune à caractère « éthiopico-hindou » (Biberson, 1970 ; Arambourg, 1969).

1.3.3.1. *LE PLIO-VILLAFRANCHIEN ET LE VILLAFRANCHIEN*

C'est une époque d'épandage assez généralisé à la périphérie des secteurs en cours de surrection.

Les premiers dépôts de ce type sont, dans le Nord du pays, ceux du Saïs (fig. 5 et chap. 3). Ils débutent localement (Fès) par un premier niveau de calcaire lacustre, suivi par des « *sables fauves* » fluvio-marins, concordants sur les sables fauves et les marnes miocènes, à microfaune marine pélagique. Ils se terminent par une deuxième dalle de « *calcaires lacustres du Saïs* » (Meknès), dalle de 10 à 100 m d'épaisseur, au faciès aussi variable que l'épaisseur et qui se seraient formés dans un lac ennoyant une topographie dunaire (cf. le lac de Beauce sur les sables de Fontainebleau; réf. *in* G. Beaudet, 1969, p. 71). Si les premiers calcaires et les sables fauves sus-jacents paraissent bien devoir être rangés dans le Pliocène (Suter, 1971, obs. J. Martin et J.J. Jaeger), les calcaires supérieurs sont difficiles à dater : *Pliocène supérieur ou Plio-Villafranchien* (cf. op. cit.) ? Or il est loisible d'assimiler ces calcaires du Saïs (l'un ou l'autre, ou les deux ?) à ceux du Tadla et, au Sud de l'Atlas, à ceux des hamadas du Guir, du Dra et de Tarfaya, essentiellement attribués par G. Conrad (1971) au Pliocène (voir § 2.6.1. 2c). On note d'ailleurs l'emboîtement du Moghrébien dans la hamada néogène de Tarfaya (Choubert & Faure-Muret, 1961-1965). On doit, dans cette perspective, envisager pour cette période une altération chimique en climat assez chaud et arrosé, sur un relief peut-être déjà marqué mais protégé par une couverture végétale susceptible de ralentir l'érosion mécanique.

Ce climat tropical semble avoir régné jusqu'à la fin du *Villafranchien moyen,* pour céder la place, au *Villafranchien supérieur,* à un climat semi-aride plus frais.

Des dépôts de cet âge constituent notamment les « *sables et argiles rouges de la Mamora* », recouvrant les calcarénites moghrébiennes (fig. 14). Les couches inférieures ont fourni des outils de type « pebble culture » archaïque (Douar Doum) et sont à rapporter au Villafranchien « moyen » ; on y discerne les traces d'une évolution pédologique tropicale (sols rouges profonds à kaolinite, altération des galets, lapiazation du calcaire sous-jacent). Les couches supérieures (« Salétien » de Salé) ont au contraire livré des restes de « pebble culture » évoluée de type Oldoway : il s'agit d'un Villafranchien « supérieur » ou « terminal » (Beaudet, 1969, p. 100, 202, 299).

Ce que l'on appelle le « Villafranchien supérieur » (sans trop de précision stratigraphique) est en général caractérisé par le remaniement de galets patinés grossiers, voire de blocaille, sur de vastes surfaces de ruissellement en nappe; les sols antérieurs s'y sont trouvés remaniés, d'où la kaolinite qu'on y trouve (Beaudet, 1969, p. 99 et 193).

C'est également au Villafranchien supérieur que l'on attribue le *Moulouyen* du Maroc oriental. Il est caractérisé, dès qu'un amont calcaire est présent — et c'est le cas général — par un fort encroûtement calcaire développant souvent une dalle métrique. Un tel encroûtement (fort gênant pour l'agriculture) caractérise un climat méditerranéen ou soudano-sahélien, guère différent, en définitive, de l'actuel (Ruellan, 1970). Le léger encroûtement ferrugineux noté dans certaines coupes de la Mamora (fig. 14 B) est un phénomène analogue mais plus tardif (?), salétien, en pays non calcaire. Dans le Rif, G. Maurer (1968, p. 447) attribue la formation des encroûtements calcaires à un épisode plus récent que le Moulouyen, le Regréguien.

1.3.3.2. *LE QUATERNAIRE POST-VILLAFRANCHIEN*

Il offre des caractères très différents, non pas tant du fait de la reprise des mouvements épei-

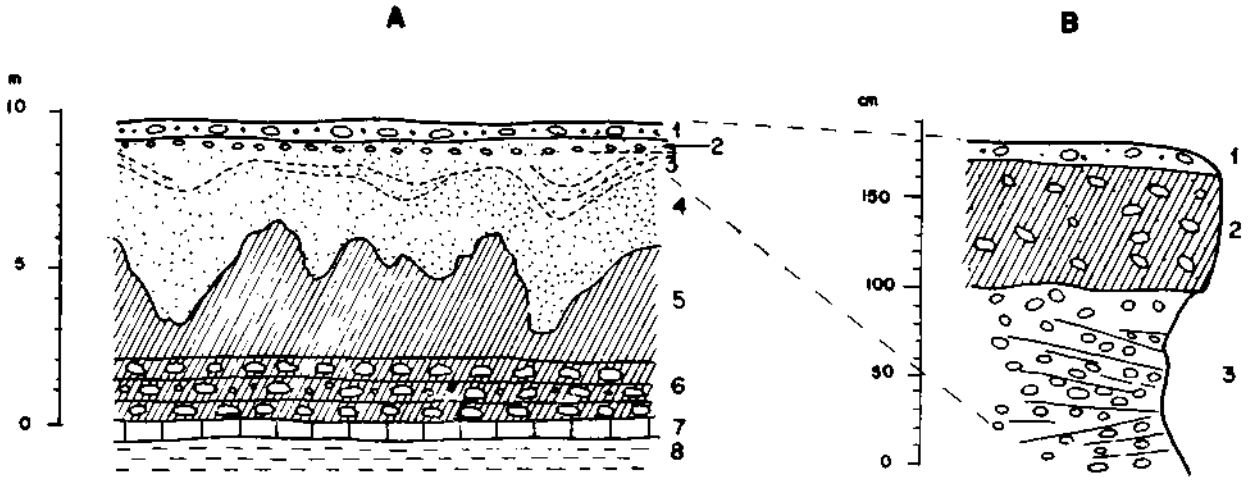


FIG. 14 — Le Quaternaire du plateau de Salé, à la carrière de la cote 62 m (A) et à la ballastière d'Aïn-es-Saa (B), d'après Beaudet (1969). Localisation : voir coupe générale fig. 11 B. Les couches 1 et 2 constituent le Salétien éponyme.
Coupe A — 1 : Sable argileux brun à galets patinés et pisolites ferrugineux : Villafranchien supérieur-terminal, à *Pebble culture* évoluée (Oldoway) - 2 : Argile sableuse jaunâtre à galets en désordre - 3 : Lits ployés de galets altérés blanchâtres; matrice sablo-argileuse rouge (leur déformation indique que la lapiazation s'est faite en partie au moins *sous* la couverture alluviale, durant son évolution pédologique) : Villafranchien supérieur - 4 : Sable argileux rouge à taches argileuses et lits de galets : Villafranchien moyen, ayant livré au Douar Doum des outils du type *Pebble culture* archaïque - 5 : Grès dunaire à passées conglomératiques; altéré et profondément lapiazé : Moghrébien (fin de cycle) - 6 : Poudingue fluvio-marin à passées gréseuses : « milieu » du Moghrébien - 7 : Dalle de grès lumachellique : Moghrébien transgressif - 8 : Marnes tortoniennes.
Coupe B — 1 : Sol sableux brun-pâle à galets patinés de quartzite, et pisolites ferrugineux dispersés - 2 : Conglomérat de galets patinés, de gravillons de quartz jauni et carié; ciment ferrugineux pisolitique - 3 : Dépôt fluviatile; galets de quartzite à altération blanchâtre; matrice argilo-sableuse rousse. C'est le Moulouyen, dont la partie supérieure est perturbée par le ravinement du Salétien (1-2).

rogéniques que du fait du changement climatique profond. Amorcé au Villafranchien supérieur, ce changement conduit à l'*instauration d'un climat méditerranéen « oscillant »* tantôt plus humide et froid qu'aujourd'hui, tantôt très semblable, mais désormais jamais tropical. En ce sens, le Villafranchien se rattache plus ici au Tertiaire qu'au Quaternaire (Beaudet, 1969, p. 195).

Pour l'*interprétation* de ces dépôts, de leur agencement réciproque et de leur raccord avec les dépôts marins, le schéma classique est de faire correspondre à chaque pluvial, écho nord-africain d'une époque glaciaire d'Europe, une terrasse alluviale ; au contraire, les terrasses marines, correspondant à des transgressions, s'édifient durant un interpluvial. Cependant, un schéma plus nuancé a été proposé, qui tient compte des conditions précises de l'érosion dans les différents secteurs d'altitude, et du rôle de la couverture végétale comme « médiateur » du facteur climatique du moins dans toute la partie du Maroc aujourd'hui encore relativement humide (Beaudet & *al.*, 1967).

En voici brièvement le principe. A chaque période glaciaire européenne correspond un pluvial nord-africain. Durant une telle période se produit une régression eustatique, abaissant le niveau de base général ; les oueds entaillent leur vallée, où ils sont précisément fixés par le développement d'une riche couverture végétale. C'est dans l'essentiel du Maroc « humide », une époque « biostasique » de pédogenèse et d'érosion linéaire. Seule la haute montagne dénudée subit une érosion périglaciaire déterminant une active morphogenèse, ainsi que les secteurs très arides (le Sud, notamment), à tapis végétal trop ouvert.

A la fin de la période pluviale et glaciaire, lors du réchauffement et de l'aridification « catapluviale », la mer remonte peu à peu, cependant que la couverture végétale tend, généralement, à s'éclaircir (« rhexistasie ») : l'érosion aréolaire peut se donner libre cours sur les interfluves du Maroc nord et ouest et permet l'accumulation de nappes alluviales importantes, qui se raccordent (par en-dessous) aux plages marines transgressives. La haute montagne, au contraire, colonisée par la végétation, entre en période de pédogenèse et de creusement linéaire. Les masses de colluvions périglaciaires ou, localement, de moraines, auxquelles s'adossent les terrasses vers l'amont, se sont

donc formées antérieurement à elles (terrasses catapluviales sur périglaciaire pluvial). Les secteurs arides voient aussi les maigres écoulements se concentrer dans les vallées.

Enfin, après l'optimum interpluvial, en rentrant en période « anapluviale », la pédogenèse reprend ses droits sur l'essentiel du Maroc ; elle marque en particulier de son empreinte les terrasses fraîchement déposées, que l'érosion linéaire entaille peu à peu (en profitant, dans les zones côtières, de la régression eustatique).

Six niveaux stratigraphiques sont généralement reconnus dans le Quaternaire post-villafranchien du Maroc. Le tableau 3, qui en donne la liste et quelques caractères, indique leurs rapports chronologiques avec les phénomènes glaciaires européens et avec les niveaux marins en fonction du schéma interprétatif que l'on vient de dire. Avec G. Beaudet (*op. cit.*) on peut y distinguer 4 ensembles.

Le « *Pléistocène ancien* », groupant les étages *Regréguien* et *Salétien*, fut une période humide et généralement forestière, coupée de deux phases plus sèches peu marquées. De la sorte, le creusement des secteurs surélevés fut le plus souvent continu jusqu'à l'Amirien (fig. 15 A) ; les niveaux regréguien et salétien ne sont que rarement identifiables (fig. 15 B). Sur le palier inférieur de la Méséta, c'est à cette époque que semble s'être fait l'engorgement colluvial des vallées peu entaillées du plateau villafranchien, origine de ses nombreuses « dayas ».

La limite entre « Villafranchien » et « post-Villafranchien » pose divers problèmes. Selon G. Maurer (1968, p. 448), le Regréguien, discordant sur le Moulouyen ou emboîté en contrebas, est le siège d'un encroûtement calcaire important, qu'il serait erroné d'attribuer systématiquement au Villafranchien supérieur. Le même auteur constate que le Regréguien est riche en vermiculite (climat tempéré océanique) alors que le Villafranchien supérieur remanie, à l'Ouest, la kaolinite (climat tropical humide), à l'Est, la montmorillonite (climat semi-aride).

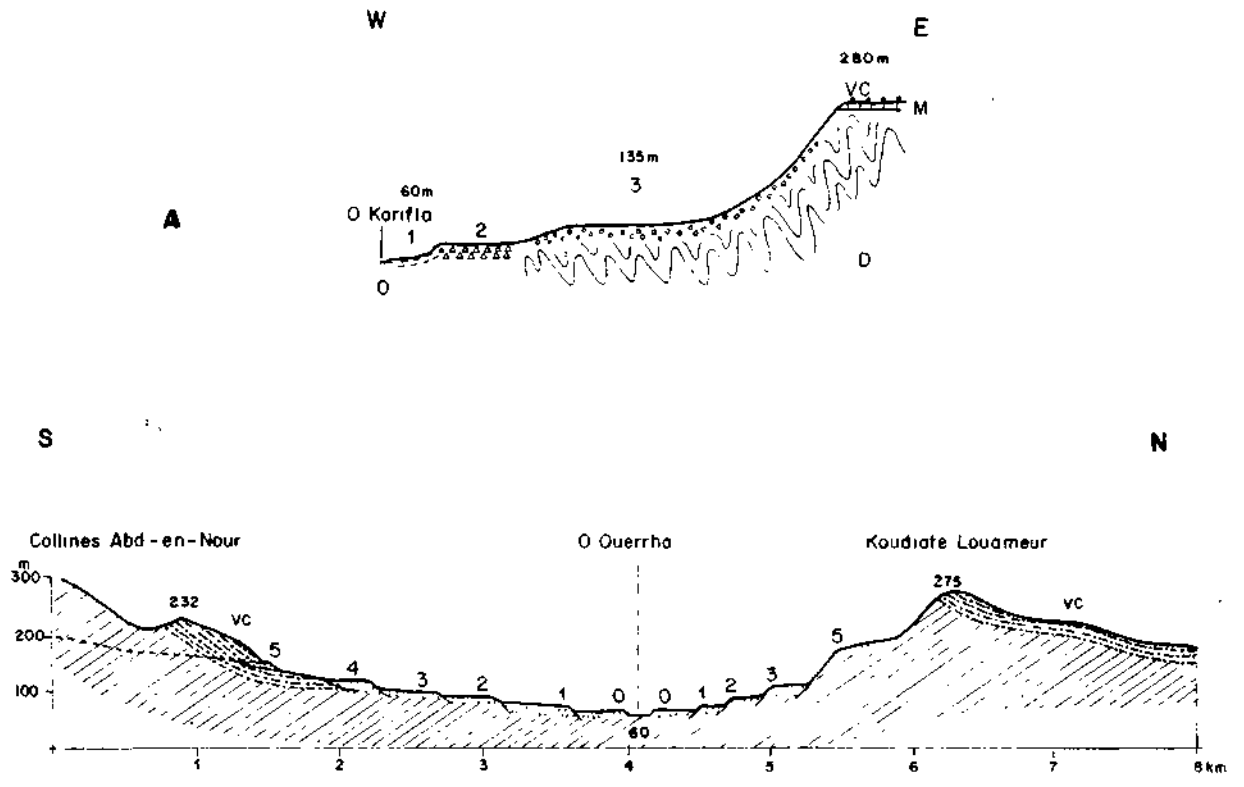


FIG. 15 — Deux types d'emboîtement de terrasses alluviales.
A = en Méséta côtière, le flanc est de la vallée du Korifla, le long de la route Rabat-Rommani (Beaudet, 1969).
B = dans le Rif externe, la vallée de l'Ouerrha à Debichète (Maurer, 1968).
VC : Villafranchien supérieur - 5 : Regréguien - 4 : Salétien - 3 ; Amirien (limons argileux rouges à taches calcaires, en A) - 2 : Tensiftien (A : sable rouge pâle à cailloux) - 1 : Soltanien (A : argile limoneuse rougeâtre) - 0 : Rharbien (A : sable limoneux gris clair). En A : M : molasses miocènes, D : schistes dinantiens. En B : tireté 5 = plan d'érosion dans deux vallées adjacentes.

La datation du « Salétien » pose une difficulté d'un autre ordre : près de Salé, le niveau éponyme (fig. 14B) a livré une industrie de type Oldoway et des restes d'Eléphant (*E. recki* progressif ?) ce qui en ferait un Villafranchien supérieur ou terminal (Beaudet, *op. cit.* ci-dessus; Arambourg, 1969; Biberson, 1970).

Le « *Pléistocène moyen* » connut au contraire des variations climatiques vigoureuses. Le pluvial *amirien* semble avoir été le plus marqué et le plus froid ; à basse altitude, les dépôts (fini)-amiriens forment des terrasses assez rouges, très argileuses mais à cailloux grossiers (remaniement des longues altérations du Pléistocène ancien et du pluvial amirien). Au contraire, le pluvial *tensiftien* semble avoir été bref ; les sédiments « pédochromes » de la terrasse (fini)-tensiftienne sont plus gris, moins argileux (Beaudet, *op. cit.*, p. 194). Sur ces basses terrasses d'alors, la pédogenèse contemporaine du pluvial suivant a souvent développé des encroûtements calcaires qui lui donnent une bonne tenue.

L'ampleur des fluctuations climatiques est attestée notamment par le renouvellement des faunes de Rongeurs, entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen, dû à l'invasion d'espèces asiatiques adaptées aux steppes (Jaeger, 1970).

Un problème de nomenclature se pose à propos de l'Amirien : son « stratotype » a été pris dans des sols des Beni-Amir (Tadla) vraisemblablement fini-pliocènes (Beaudet, 1969, p. 203).

Le « *Pléistocène récent* » correspond au *Soltanien*, avec un pluvial moins froid que les précédents, autorisant le maintien de la forêt en montagne ; un passage progressif à l'interpluvial serait l'explication de la rubéfaction fréquente des limons (fini-) soltaniens. Sur le littoral (fig. 16), ils se raccordent au Mellahien inférieur et drapent les falaises mortes ouljiennes ou polycycliques (rabatien et ouljien). Leur type a été pris à Dar-es-So'tane, peu au Sud de Rabat, où ils remblaient une grotte encochée au pied de la falaise

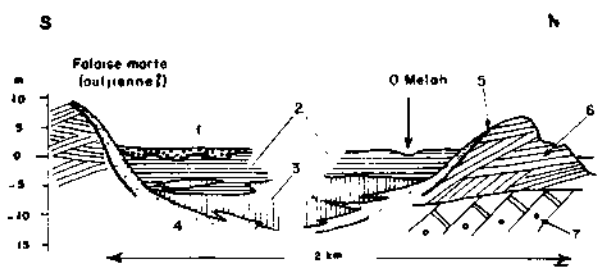


FIG. 16 — Le Pléistocène récent de la basse vallée de l'Oued Mellah (ou Melah) (d'après Beaudet & *al.*, 1960, *in* Beaudet, 1969).
1 : Sable limoneux gris alluvial, Rharbien - 2 : Vases bleues marines : Mellahien supérieur - 3 : Sable marin à *Cardium*, Mellahien inférieur - 4 : Sable argileux rouge soltanien, continental - 5 : Croûte calcaire - 6 : Dune feuilletée grise, fini-anfatienne ou fini-rabatienne - 7 : Quartzite cambrien.

morte (cf. fig. 9) ; des restes d'industrie lithique y datent la phase tardi-glaciaire d'Europe. Mais on peut redouter que certains dépôts « soltaniens » contiennent des industries plus anciennes qu'eux, à l'état remanié.

A la partie inférieure des limons, un outillage atérien indique le Paléolithique supérieur. Plus haut se trouve un « Moustérien décadent », suivi d'un Néolithique à tradition ibéro-maurusienne » (Ruhlmann, 1951, cité par G. Beaudet *op. cit.*, p. 310). L'Epipaléolithique a été daté de 12 000 ans dans la grotte de Taforalt, dans les Beni-Snassene, au Nord-Est du Maroc (Roche, 1958-59, *id.*). La grotte du Jbel Irhoud (Géorgien des Jbilet occidentales) a fourni des restes de Néanderthaliens et un outillage moustérien (Ennouchi, 1963) associés à une faune de Rongeurs du Pléistocène supérieur (Jaeger, 1970).

D'après P. Biberson (1961, 1970) et à sa suite divers auteurs comme G. Choubert & *al* (1965, 1970), un *Présoltanien* correspondant à un stade Würm I s'intercalerait entre l'Ouljien (interstade Würm) et le Rabatien (interglaciaire Riss-Würm). Un Moustérien « à tradition acheuléenne » le caractériserait. Une interprétation différente a été retenue sur le tableau 3 d'après G. Beaudet.

L'Holocène, enfin, est représenté juste avant les dépôts actuels, par la banquette du *Rharbien*. Très différent des niveaux précédents, le Rharbien est constitué en général de limons gris peu évolués, à peine recreusés par le lit actuel des cours d'eau. D'âge historique, ils semblent avoir emprunté leur matière organique et minérale aux sols forestiers ou steppiques dégradés par suite de l'activité humaine, conjuguée peut-être avec un certain réchauffement. Dans la cuvette subsidente du Rharb, leur bassin éponyme, ces limons constituent les « levées » des cours d'eau. Entre elles et aux dépens d'argiles plus anciennes se sont formés des sols noirs montmorillonitiques (vertisols) appelés « tirs », sous l'influence des conditions hydromorphes. Superposé aux dépôts quaternaires plus anciens, le Rharbien se continue sans hiatus par les dépôts actuels d'inondation. Le seul Rharbien est ici épais d'une dizaine de mètres et ses dépôts sont jalonnés par des industries puniques, romaines et médiévales. L'épaisseur totale du Quaternaire post-villafranchien atteint 400 m dans le centre de la cuvette.

Continuité de l'évolution géologique, continuité de l'évolution humaine également. On ne saurait terminer ce paragraphe sans évoquer la mémoire de nos ancêtres, sans souligner l'intérêt prometteur des études sur l'*homme fossile* au Maroc. En effet, si les premiers habitants dressés et industrieux du pays ne nous sont connus que par leur outillage rudimentaire dispersé (« pebble culture », voir tableau 3), les suivants sont représentés non seulement par leurs industries lithiques (*idem*) mais aussi par quelques ossements, en particulier des restes de crânes et de mâchoires (cf. Souville, 1973).

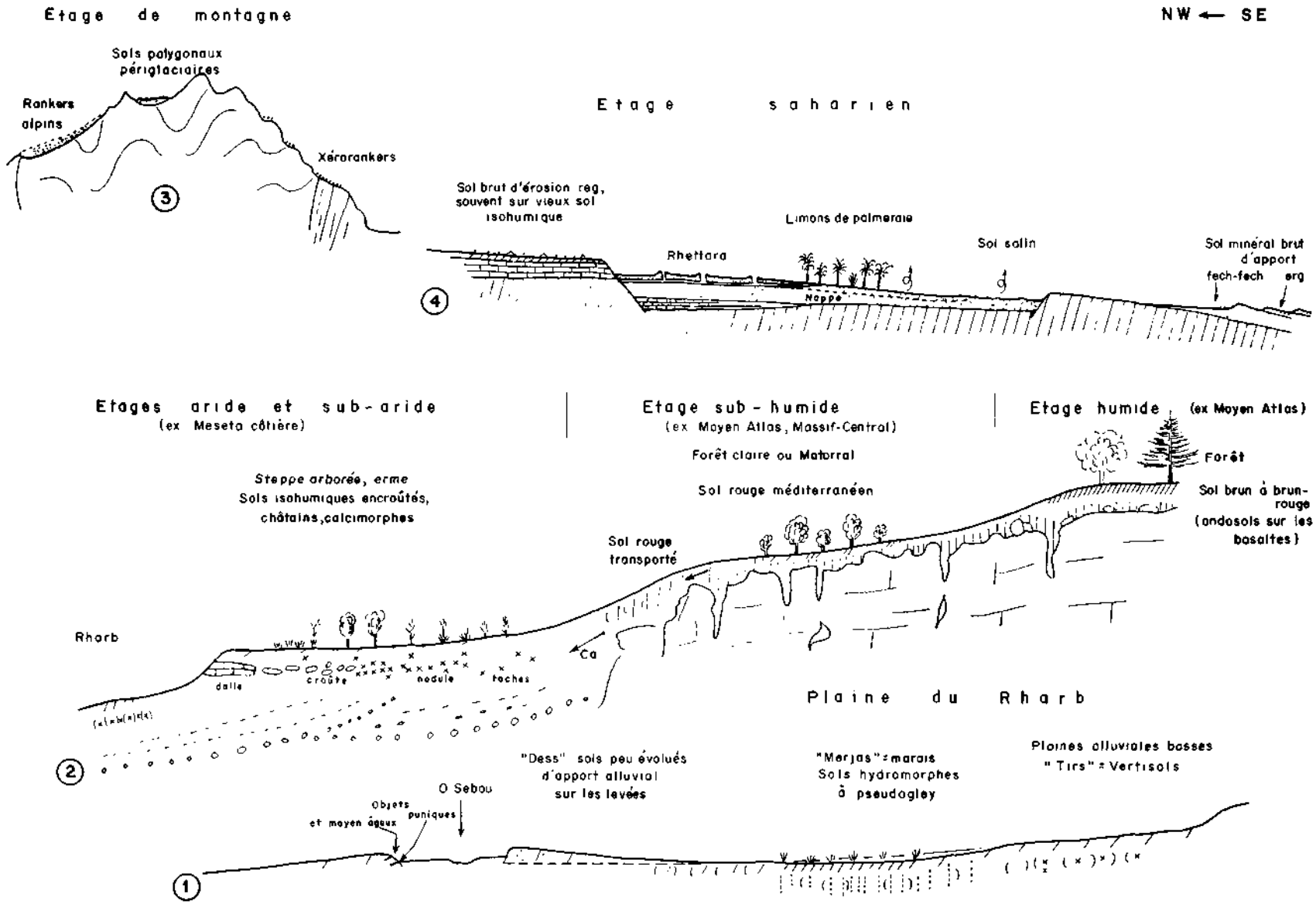


FIG. 17 — Chaînes typiques de sols marocains, d'après Ruellan, schéma inédit, 1968. Les coupes 1, 2, 3 et 4 s'enchaînent (schématiquement) du NW au SE.
Légende des figurés dans les sols : hachures obliques, horizon humifère; verticales : accumulations ferriques; hachures tiretées verticales : *id.* ferreuses; xxx : *id.* calcaires (t : taches; n : nodules. c : croûte; d : dalles); ( ) : argiles montmorillonitiques; ⌒ ⌒ : dreikanters.

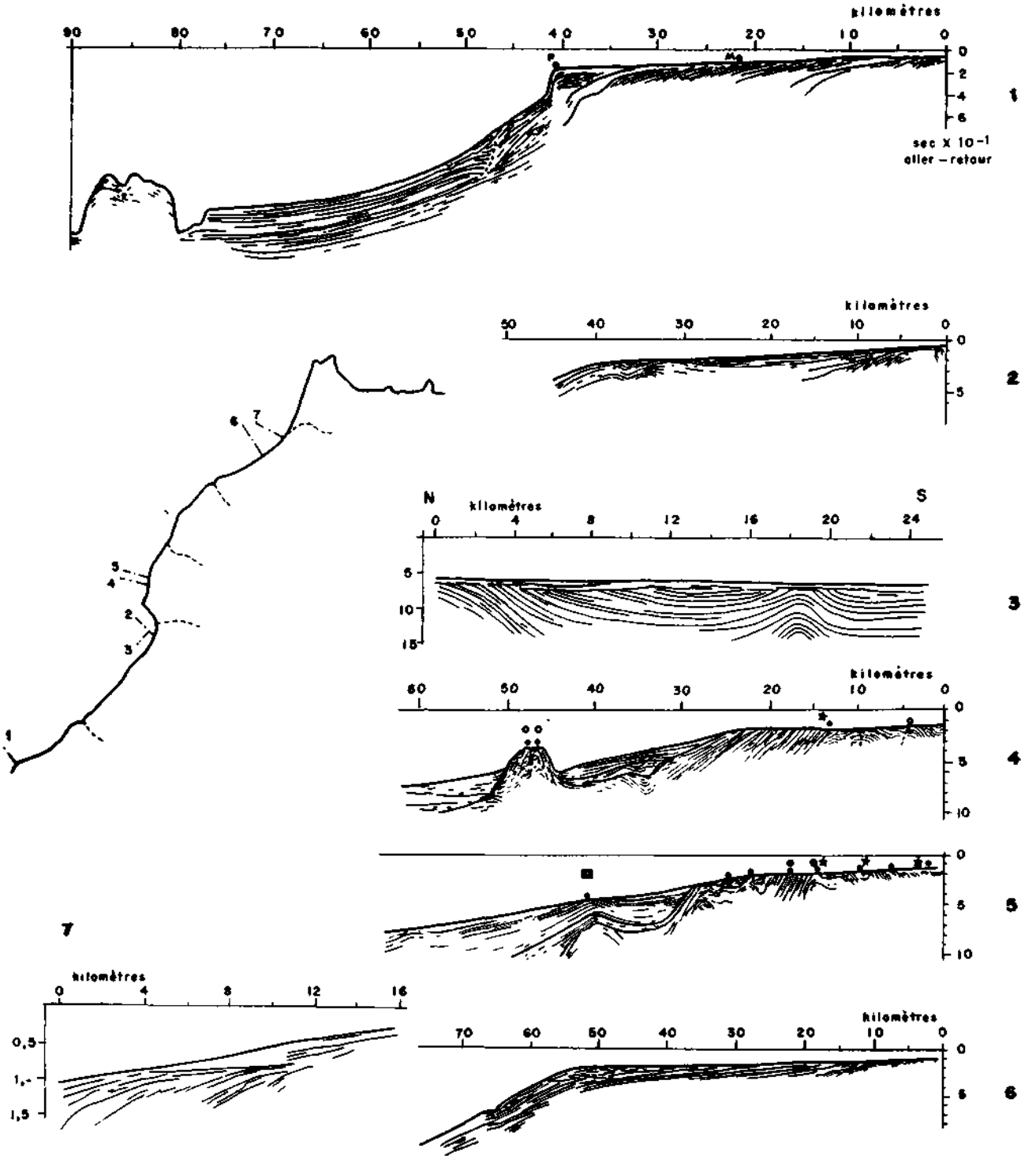

kilomètres
90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
0 2 4 6
sec x 10⁻¹
aller – retour
1
kilomètres
50 40 30 20 10 0
0 5
2
N
S
kilomètres
0 4 8 12 16 20 24
5 10 15
3
kilomètres
60 50 40 30 20 10 0
0 5 10
4
0 5 10
5
kilomètres
0 4 8 12 16
0,5 1,- 1,5
7
kilomètres
70 60 50 40 30 20 10 0
0 5
6

FIG. 18

Les plus vieux de ces ossements appartiennent à des Pithécanthropes, distingués de ceux d'Asie et d'Afrique orientale sous le nom d'*Homo erectus mauritanicus*, ou Atlanthrope. Ce sont les « prénéanderthaliens » découverts très tôt dans les « grès » (calcarénites) de Rabat, de Casablanca et de Temara. Tout dernièrement, les ouvriers d'une carrière 10 km au Nord de Rabat ont mis à jour un crâne que J.-J. Jaeger (1973) définit comme celui d'un Pithécanthrope évolué : âgé d'environ 200 000 ans (études en cours) il pourrait marquer un jalon évolutif vers l'*Homo sapiens* lui-même, tel qu'il est représenté par exemple dans les grottes du Jbel Irhoud (40 à 70 000 ans).

1.3.3.3. *REMARQUES SUR LES SOLS MAROCAINS*

La partie superficielle des dépôts quaternaires, et accessoirement des formations (meubles ou non) plus anciennes mises à l'affleurement, sont transformées en « sols », objets d'étude du pédologue et non du géologue. Néanmoins, il est particulièrement intéressant pour ce dernier d'avoir une idée des sols actuels du Maroc, du fait que les évolutions pédologiques, au cours du Quaternaire post-villafranchien, se sont ici presque toujours déroulées dans des conditions voisines de celles d'aujourd'hui (Ruellan, 1970).

On se limitera ici à la présentation très schématique, condensée sur la figure 17, de la chaîne standard des sols marocains, tels qu'ils semblent évoluer actuellement en équilibre avec les divers étages bio-climatiques. Par rapport à cet étagement, les oscillations climatiques pléistocènes ont surtout eu pour effet de déplacer les limites d'altitude et de latitude, de provoquer des glissements d'ensemble vers le pôle aride. Sans qu'apparaissent de nouveaux grands types climatiques (le Maroc étant resté fondamentalement méditerranéen), ces glissements quantitatifs ont suffi pour provoquer des sauts qualitatifs dans l'équilibre biorhexistasique des différentes zones (Beaudet & *al.*, 1967 ; Beaudet, 1969 ; Ruellan, 1970).

FIG. 18 — Quelques profils de sismique-réflexion dans le plateau continental atlantique. Profils 3 et 7 extraits de Mc Master & Lachance (1969); autres profils extraits de Summerhayes & *al.* (1971); tous sont perpendiculaires au rivage sauf le profil 3.

Graduations verticales : temps de parcours aller-retour, en dixièmes de seconde, soit environ 75 m dans l'eau et 100 m dans les sédiments. Numérotation du Sud au Nord au large de :

1 : Tarfaya : plateau interne rocheux; plateau externe d'accumulation avec terrasse jusqu'au début, abrupt, de la pente continentale (à 110 m de fond). Au large, un relief raide (relativement : attention à l'exagération verticale de l'ordre de 13) est d'origine volcanique (anomalie magnétique), comme les îles Canaries voisines. En dragages, M : Miocène supérieur; P : Pliocène remanié. Sous la terrasse, traces de slumpings.

2 et 3 : Agadir (Souss) : le profil 3 est parallèle au rivage; à plus grande échelle que 2, il montre bien un anticlinal attribuable aux mouvements plio-quaternaires et recouvert en discordance par les sédiments quaternaires. Le profil 2 montre la même discordance et, en outre, une discordance plus ancienne, anté-oligocène. La marge continentale se situe maintenant vers 150 m de fond.

4 et 5 : Cap Tafelney et Sud du Cap Sim (Haut Atlas) : le plateau montre des affleurements de Crétacé supérieur (étoiles) et Eocène (pastilles noires), phosphatés (points noirs) ou autres (points blancs), fortement plissés, faillés et arasés. Un conglomérat glauconieux et phosphaté, d'âge miocène, les recouvre souvent (pastilles blanches). Sous la pente continentale se trouvent des sédiments légèrement déformés, recouvrant deux discordances (Oligocène et Miocène ?); il en dépasse une ride anticlinale (peut-être diapirique, cf. les structures de l'oued Tidsi), privée de sédiments mous. On note peu au Sud de ce secteur (cap Rhir) plusieurs cañons sous-marins.

6 : Mohammedia (Méséta côtière) : le socle primaire est détecté sous le plateau interne (avec quelques paléoreliefs ?); il est recouvert par des dépôts non déformés, mio-pliocènes (en dragage); les couches les plus jeunes, sur la pente continentale, sont affectées par quelques slumpings. La construction du plateau par accumulation prograde est ici particulièrement claire.

7 : Kénitra (Rharb) : Ici, l'accumulation des dépôts récents a été perturbée par une faille, dont le gradin a été ensuite recouvert (détail).

1.3.4. Aperçu sur le plateau continental atlantique

La côte méditerranéenne, déformée par une néotectonique intense (voir chapitre 5) ne présente pas de véritable plateau continental. Par contre, tout le long de la côte atlantique s'étend un tel plateau sous-marin peu profond, large de 30 à 50 km en moyenne. Il est utile d'en dire ici quelques mots, car le plateau fait partie intégrante du domaine continental, et non du domaine océanique. C'est d'ailleurs pourquoi les travaux de recherche en géophysique et les sondages s'y sont depuis peu multipliés. Ils visent à y trouver des structures favorables à l'accumulation du pétrole, dans le prolongement des domaines reconnus propices sur la terre ferme.

Ce prolongement est clairement reconnaissable sur les profils de la figure 18, obtenus par sismique-réflexion, sondage continu et dragages. Le profil 1 prolonge en mer les structures en pente douce et flexures du bassin de Tarfaya. Les profils 2 et 3 correspondent au sillon de subsidence récente du Souss et les sédiments quaternaires y sont bien représentés ; il en est de même dans le profil 7, correspondant au Rharb. Les profils 4 et 5 montrent l'extension des plis atlasiques (diapiriques ?) jusque sous la pente continentale. Le profil 6 montre au contraire la permanence du style tabulaire de la Méséta jusqu'à la même limite.

La formation du plateau résulte de phénomènes divers d'un secteur à l'autre (Mc Master & Lachance, 1969 ; Summerhayes & *al.*, 1971). On y retrouve des périodes d'aplanissement anciennes, en particulier oligo-miocènes (profil 4 et 5) et plio-quaternaires (profil 1 et 2). On y observe aussi des phénomènes d'accumulation prograde des sédiments récents, mio-plio-quaternaires (profils 1, 2, 6, 7) ; il s'agit d'ailleurs de sédiments analogues à ceux des plages et basses plaines actuelles : sables surtout coquilliers, sablons et argiles ; sur les hauts-fonds et surtout dans les dépôts miocènes et pliocènes, la glauconie est fréquente ; on connaît quelques faciès coralligènes mais le courant des Canaries refroidit trop la mer pour que prospèrent des récifs, malgré la latitude. Enfin, tout le plateau s'est trouvé modelé et érodé à l'air libre lors des grandes régressions eustatiques liées aux glaciations quaternaires. Il n'a pas été épargné par les déformations épeirogéniques dont on a vu l'action sur les terres émergées. Ainsi, l'inclinaison générale du plateau continental marocain (13 à 27 minutes d'angle) et la profondeur de sa marge externe (150 m) sont plus fortes que celles du plateau mauritanien (5 à 9', 110 m) : ceci et la comparaison avec la moyenne mondiale de 130 m donnée pour les plateaux, indiqueraient un gauchissement négatif récent de la marge continentale marocaine, contrastant avec un gauchissement positif de la marge du bouclier saharien occidental.

CHAPITRE 2

LE SUD MAROCAIN : ANTI-ATLAS ET DOMAINE ANTI-ATLASIQUE

2.1. REPERES GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

2.1.1. Le Sud marocain

On désigne par là les immensités arides ou sub-désertiques s'étendant, depuis le pied méridional du Haut Atlas, jusqu'aux régions nord-occidentales du désert saharien. Les perturbations nuageuses venant de l'Ouest et du Nord-Ouest sont arrêtées par la haute barrière atlasique. Seule la partie nord-occidentale de ces territoires du Sud est touchée par les influences atlantiques mais la latitude et l'effet du courant froid des Canaries n'y autorisent qu'une pluviosité modérée (de 200 à 250 mm) et mal répartie (automne). Le reste du Sud marocain reçoit moins de 200 mm de pluie chaque année, souvent même moins de 100 mm.

Aussi, en dehors des oasis liées aux quelques oueds de la région, le Sud présente-t-il surtout de vastes paysages minéraux dont la géologie fait tout le pittoresque.

2.1.2. Grandes unités structurales

La structure du Sud marocain s'organise autour de l'*Anti-Atlas* au sens large (y compris, à l'Est, le massif du J. Sarhro et de l'Ougnate) ; c'est « l'épine dorsale » de ces territoires, culminant en général entre 2 500 et 2 700 m. Ce disant, on met à part le *Jbel Siroua*, massif volcanique récent, plio-quaternaire, s'érigeant jusqu'à 3 300 m. Les montagnes de l'Anti-Atlas lui-même sont constituées d'un matériel ancien d'âge paléozoïque inférieur à précambrien. Elles tirent leur nom de leur disposition en « Petit Atlas » courant parallèlement au « Grand Atlas » (noms utilisés en arabe), au-delà d'une série de *bassins déprimés sud-atlasiques :* Souss, bassin de Ouarzazate, de Ksar-es-Souk—Boudenib. L'ensemble évoque l'Anti-Liban, séparé du Haut Liban par la plaine de la Bekâ.

Vers le Sud, l'Anti-Atlas est bordé par une *zone de relief* « *appalachien* » (cf. § 1.3.1.) où alternent de longues crêtes primaires (Jbel Bani, Jbel Ouarkziz) et des dépressions allongées (feijas, plaines du Dra) ou ovales (cuvette du Maïdere, Zemoul). Plus au Sud débutent les vastes plateaux désertiques du Sahara occidental : hamada crétacée du Kem-Kem et surtout hamadas tertiaires - quaternaires de la Daoura, du Dra et du *Bassin de Tindouf.*

Vers l'Est et le Sud algérien, le Primaire de l'Anti-Atlas s'ennoie sous les hamadas de Meski, de Boudenib et du Guir. Il réapparaît plus à l'Est dans le *Bassin de Béchar* et plus au Sud dans les *Monts d'Ougarta.* Le Sud-Est de ces territoires sahariens est souvent occupé par des systèmes dunaires connus sous le nom d'*ergs.*

2.1.3. Repères hydrographiques

Le réseau hydrographique est essentiellement alimenté par le Haut Atlas. D'Est en Ouest, on rencontre :

— la Zousfana et le Guir, se réunissant pour former la Saoura ;

— le Ziz et le Rheris, qui fertilisent le Tafilalt puis forment la Daoura ;

— le Dadès et l'Imini s'assemblant sous le nom de Dra avant de quitter le sillon d'Ouarzazate pour traverser l'Anti-Atlas ;

— le Souss, entre Anti-Atlas et Haut Atlas.

Les deux derniers de ces oueds sont les seuls à rejoindre la mer après un trajet Est-Ouest (exoréisme). Encore les eaux du Dra supérieur n'atteignent-elles l'Océan qu'exceptionnellement. Son régime habituel est plutôt « endoréique » comme celui des oueds plus orientaux : les crues se perdent dans les nappes alluviales et s'évaporent en majeure partie ; les produits transportés s'accumulent en vastes épandages, d'où le vent extrait les sables et les limons pour édifier des systèmes dunaires.

Quelques oueds, fort modestes, sont issus de l'Anti-Atlas :

— affluent de la Daoura, descendant du J. Sarhro vers la Daya (cuvette) el-Maïdere ;

— affluents de rive droite du Dra inférieur : oueds Zguid, Tissint, Adir, Tata, Akka et Tamanart, franchissant la crête du Bani par autant de « foums » (cluses) ;

— oueds côtiers, entre le Souss et le Dra : oueds Massa, Adoudou, Noun.

2.1.4. Du Primaire au Précambrien ancien

Le domaine anti-atlasique est la terre d'élection pour étudier le socle du Maroc (Rif mis à part). Dans sa partie méridionale et orientale affleure largement la série du *Paléozoïque*. Quant à la chaîne montagneuse, elle correspond à un vaste bombement de l'écorce (« pli de fond ») qui fait apparaître le soubassement de ces séries primaires (fig. 19 et 20).

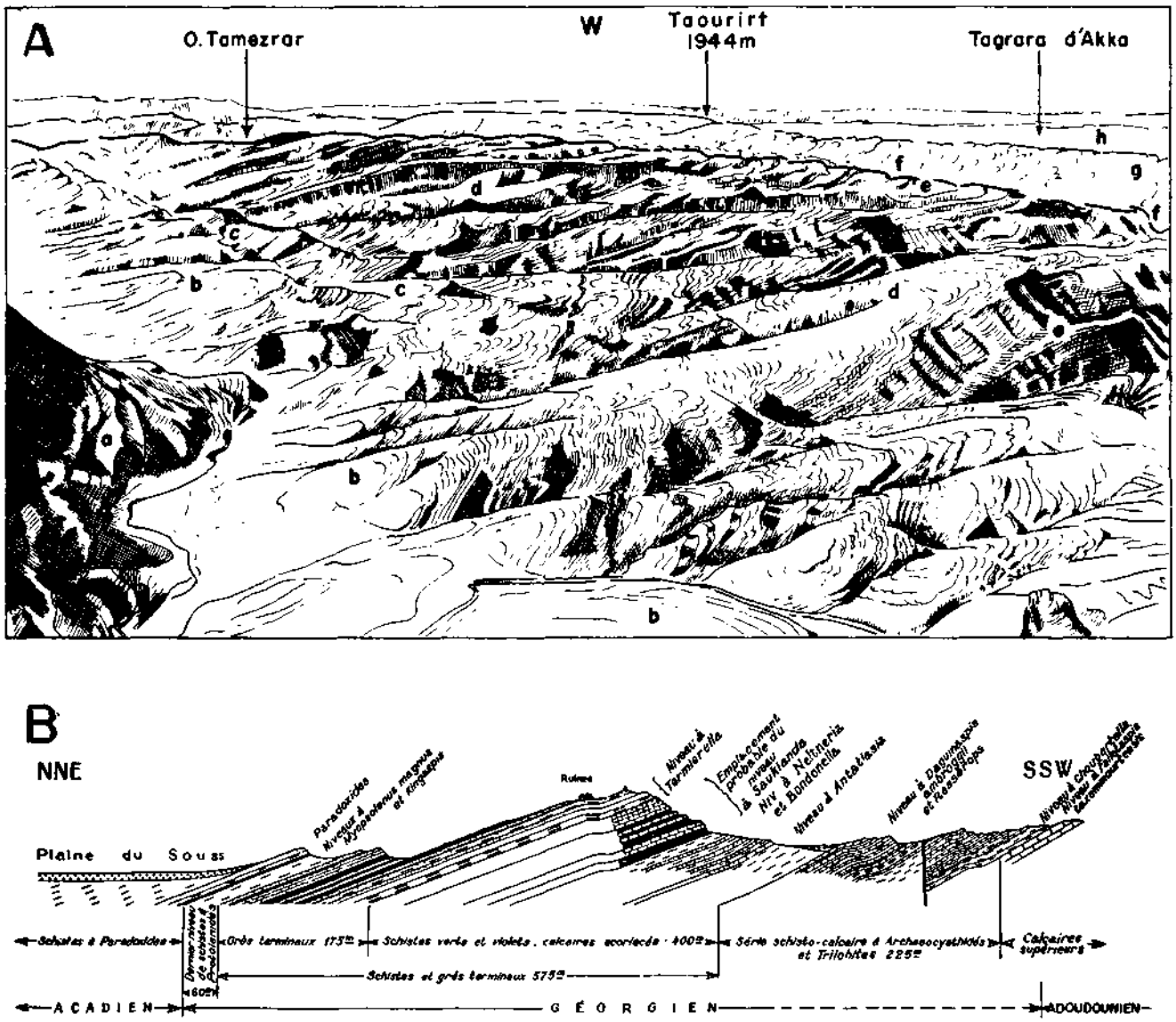


FIG. 19 — **A la limite inférieure du Primaire. A : Les Calcaires de l'Anti-Atlas occidental, à l'Ouest d'Akka. Vue aérienne des couches de l'Adoudounien et du Cambrien inférieur, en série monoclinale appuyées sur le Précambrien de la Tagragra d'Akka. Remarquer le relief appalachien. Emprunté à Choubert (1963).**

a, b, c : *Géorgien* — a : « Série schisteuse » à Trilobites (couronnée par les « Grès terminaux »); b : calcaires « scoriacés » et calcaires subrécifaux, à *Archaeocyathus;* **c : limite inférieure du Cambrien fossilifère** — d à g : *Adoudounien* — d : Dolomies de l'Adoudounien supérieur (l'essentiel des « Calcaires supérieurs » b + d); e : « Calcaires » lités à intercalations de pélites violacées (passage à f); f : « Série lie-de-vin », pélitique, de l'Adoudounien moyen, formant une combe; g : Dolomies de l'Adoudounien inférieur (« Calcaires inférieurs »); h : « Boutonnière » précambrienne, déblayée dans des schistes et des granites.

B : Coupe au toit des Calcaires supérieurs, 1 km à l'Ouest d'Amouslek, d'après Choubert (1952, 1963) et Hupé (1952).

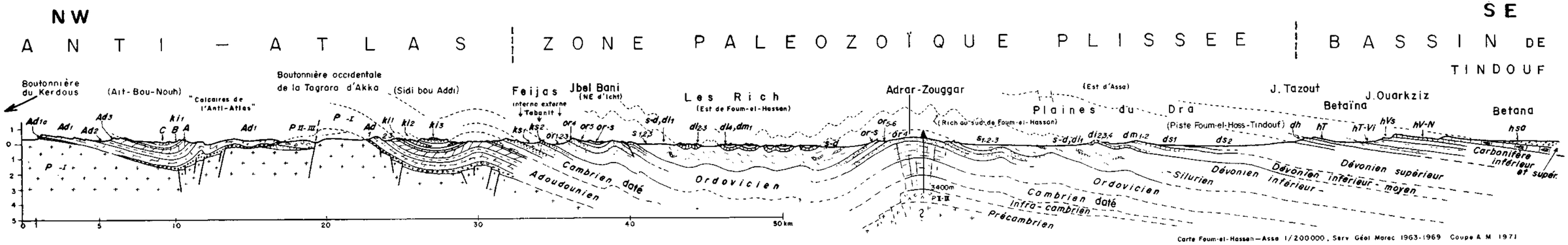


FIG. 20 — **Le versant sud-est de l'Anti-Atlas occidental (partie moyenne) : coupe généralisée de la série infracambrienne et primaire et des structures hercyniennes. Situation de la coupe : voir fig. 36. Cette coupe est construite essentiellement à partir de la carte géologique au 1/200 000 Foum-el-Hassane—Assa (1963-1969), dont elle utilise les indices stratigraphiques. On a projeté cylindriquement sur le plan de coupe des données observables jusqu'à 20 km au NE ou au SW (voire même à 50 km pour les accidents affectant le Dinantien à l'Est d'Assa, en pointillé dans l'atmosphère). La part d'interprétation est encore plus importante pour la structure profonde du socle et la disposition de la schistosité dans la base de la couverture.**

PI : Précambrien ancien non subdivisé (schistes cristallins, granites, roches vertes et peut-être résidus archéens). Plus au Nord apparaît le Précambrien II, moyen (?) - supérieur (quartzites, gabbros).

PII-III : Précambrien supérieur = série d'Anezi à rhyolites et andésites puis pélites, grès et conglomérats.

Ad : Adoudounien (Infracambrien supérieur)

Ad1a : Série de base de l'Adoudounien, conglomératique.
Ad1 : **Adoudounien inférieur : « Calcaires (dolomies) inférieurs de l'Anti-Atlas ».**
Ad2 : **Adoudounien moyen : « Série lie-de-vin ».**
Ad3 : « Calcaires (dolomies) supérieurs » *pro parte*.

Ki : Cambrien inférieur = « *Géorgien* » daté paléontologiquement

Ki1A : Calcaires à *Archaeocyatha* dolomies et schistes.
B : « Série schisto-calcaire » à Trilobites, avec prédominance gréso-pélitique.
C : *Idem* avec prédominance de calcaires à *Archaeocyatha*.
Ki2 : Biohermes à *Archaeocyatha* et « Calcaires scoriacés », puis « Schistes supérieurs ».
Ki3 : « Grès terminaux ». Grès pyroclastiques puis grès grossiers à Tigillites.

Le sommet du Cambrien inférieur est un peu au-dessus, à la base de Ks1 (niveau d'Ouriken n'Ourmast).

Ks : Cambrien moyen (partie moyenne)

Ks1 : Schistes à *Paradoxides*, greywackeux, verts.
Ks2 : Grès à *Conocoryphe* et Lingules.

Or : Ordovicien

Or1 : Grès blanc Trémadoc ?
Or2 : Schistes de Fezouata et Grès du Zini à intercalations argileuses, Trémadoc supérieur ? - Arenig inférieur et moyen.
Or3 : Schistes du Tachilla, Llanvirn.
Or4 : Grès et quartzites du 1er Bani, Llandeilo.
Or5 : Formations du Ktaoua inférieur et de Rouid-Aïssa, schisto-gréseuses, Caradoc.
Or6 : Ktaoua supérieur, Ashgill (*pro parte*).
Or-S : Grès terminaux du 2è Bani, Ashgill (*pro parte*).

S : Silurien

S1 : Argilo-pélites à Graptolithes : Llandovery, Tarannon, Wenlock *p.p.*
S2,3 : *Idem* avec, vers le haut, lits calcaires à nautiloïdes orthocônes, *Cardiola*, crinoïdes... Ludlow *p.p.*
S-d : Argilo-pélites et grès à pistes, couches de passage Ludlow-Dévonien inférieur.

di : Dévonien inférieur

di1 : Schistes et calcaires gréseux, ferrugineux, Gédinnien Siegenien *p.p.* (Lochkovien).
di2,3 : 1er et 2ème Rich (Assa et Mersakhsaï), chacun fait d'une trilogie calcaire - argiles pélitiques - grès et lumachelles; Siegenien supérieur (?) - Emsien inférieur (Praguien).
di4 : 3ème Rich (El-Ansar), Emsien supérieur.

dm : Dévonien moyen

dm1,2: Schistes, marnes, calcaires gréseux ou non : Eifelien puis Givétien.

ds : Dévonien supérieur

ds1 : Schistes et calcaires du Frasnien.
ds2 : Argiles à intercalations calcaires ou gréseuses : Famennien.
d-h : Grès inférieurs du Tazout, Strunien.

h : Carbonifère

hT : Grès supérieurs du Tazout et schistes de base de la Betaïna, Tournaisien.
hT-Vi: Schistes et grès de la Betaïna : sommet du Tournaisien et Viséen inférieur.
hVs : Ouarkziz gréseux, Viséen supérieur *p.p.*
hV-N : Ouarkziz calcaire, suite du Viséen supérieur et Namurien inférieur; dans la partie sommitale, couches marno-gypseuses.
hsa : Base de la Série de la Betana : grès continentaux du Namurien supérieur. La série se poursuit par des molasses continentales du Westphalien-Stéphanien.

Dans ces très vieux terrains de l'Anti-Atlas, les fossiles font généralement défaut — même dans les séries sédimentaires peu déformées. En dehors des datations isotopiques, d'interprétation délicate (§ 2.3.3.), leur stratigraphie ne peut guère s'appuyer que sur des corrélations de faciès lithologiques et sur des critères structuraux — notamment sur l'observation des discordances. On est ainsi conduit à établir la stratigraphie anti-atlasique en « remontant le temps » à partir des plus vieux des niveaux datés paléontologiquement.

Or ce sont des couches à Trilobites du *Cambrien inférieur* — aussi nommé « Géorgien », mais ce nom est discuté — qui fournissent ce premier repère sûr. Elles sont particulièrement développées dans l'Ouest du domaine, notamment à la marge nord de la chaîne anti-atlasique (Amouslek) mais aussi dans des synclinaux internes (Issafene). L'étude détaillée des formes de Trilobites a même fait apparaître un caractère particulièrement archaïque pour les plus anciennes d'entre elles, par comparaison à toutes les formes connues ailleurs dans le monde (voir § 2.4.1.1.) : l' « étage d'Amouslek » représente un horizon ancien du Cambrien inférieur (Hupé, 1952, 1960 ; Choubert, 1952, 1970).

Le problème de l'âge des séries sous-jacentes n'est pas réglé pour autant. On peut y distinguer deux ensembles majeurs :

— le plus récent n'est séparé par aucune discordance angulaire fondamentale du Cambrien inférieur à Trilobites : on peut donc le nommer « *Infracambrien* » (au sens de N. Menchikoff, 1949 et de P. Pruvost, 1951 ; voir P. Hupé et G. Choubert, *op. cit.*) ;

— le plus ancien est séparé du Cambrien ou de l'Infracambrien par une discordance angulaire majeure : on le désignera sous le nom de « Précambrien » ; il affleure à la faveur de « boutonnières » anticlinales.

A son tour, chacun de ces ensembles apparaît comp'exe. L'*Infracambrien supérieur* (§ 2.2.1) est un système à dominante calcaire, parfaitement continu avec le « Géorgien » sus-jacent ; par contre, l'*Infracambrien inférieur* (§ 2.2.2) est volcano-détritique et une discordance cartographique ou même localement angulaire le sépare du précédent. Le *Précambrien ancien* (§ 2.3.2 et 3) est très plissé et métamorphique ; par contre le *Précambrien moyen (?) et supérieur* (§ 2.3.1) comporte, au-dessus de terrains fortement déformés, un système volcano-détritique modérément plissé.

On voit les problèmes de limite qui surgissent. L'Infracambrien inférieur participe par certains côtés du Précambrien. De fait, il est couramment désigné sous le nom de « *Précambrien* III ». L'Infracambrien supérieur, aussi nommé *Adoudounien*, n'est finalement distinct des premières couches datées du Cambrien inférieur que parce qu'on n'y a pas trouvé de Trilobites. Sa limite supérieure, étant artificielle, a pu être modifiée depuis la création du nom (voir fig. 21) et de récentes trouvailles de Trilobites pourraient conduire à la modifier de nouveau (Boudda & Choubert, 1972, voir ci-après).

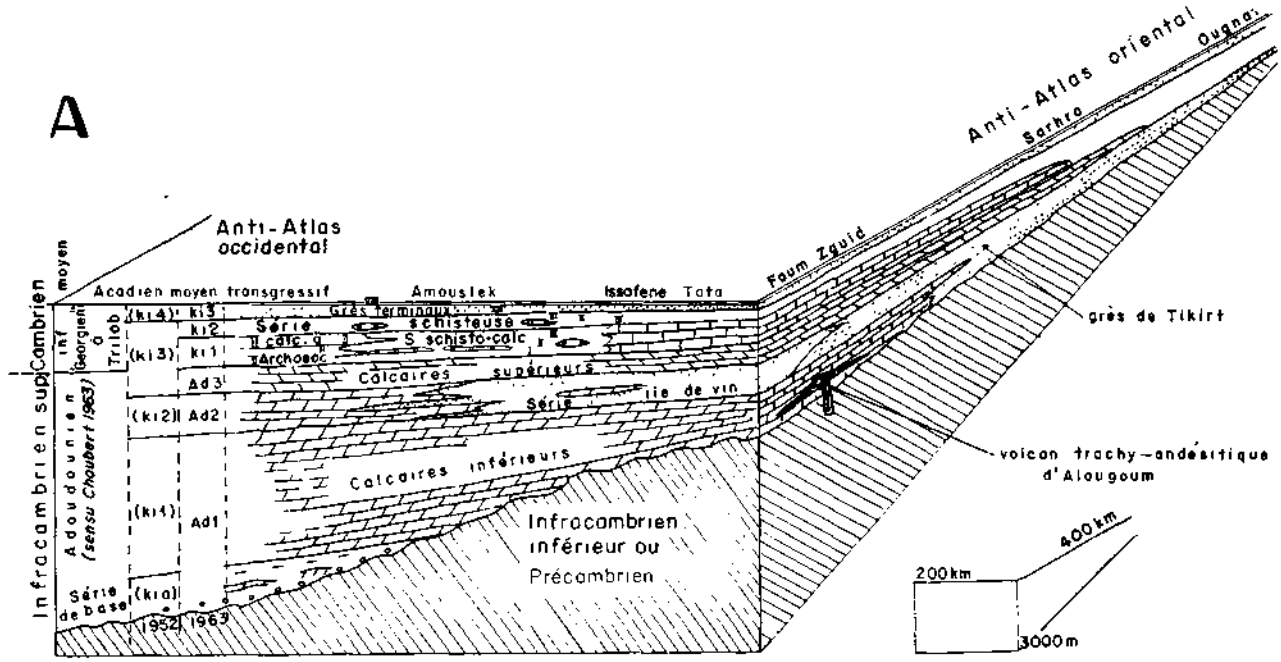
2.2. L'INFRACAMBRIEN

2.2.1. L'Adoudounien ou Infracambrien supérieur

L'Anti-Atlas occidental est essentiellement fait d'une épaisse série de calcaires et de dolomies — les Calcaires de l'Anti-Atlas — ceinturant des « boutonnières » de rhyolites, de quartzites, de micaschistes, de granites, etc. telles celles d'Ifni, de Tafraout (Kerdous) et d'Irherm (carte h.-t. et fig. 19).

On prit d'abord les Calcaires de l'Anti-Atlas pour la simple réapparition, à la marge sud du Souss, des calcaires crétacés qui en forment la marge nord, haut-atlasique. Confusion piquante, si l'on songe que ces Calcaires de l'Anti-Atlas sont parmi les plus vieilles séries carbonatées d'Afrique. Ils sont en effet situés à l'extrême base de la série sédimentaire du Sud marocain sous des couches à Trilobites du Cambrien inférieur (fig. 19 et 20).

C'est une série puissante, atteignant quelques 2 000 m, où dominent les calcaires dolomitiques en bancs souvent épais. Des niveaux détritiques permettent d'y introduire des subdivisions. La « Série de base » comporte des conglomérats grossiers, des arkoses. La « Série lie-de-vin », riche en pélites violacées et en grès, sépare la série calcaro-dolomitique principale en deux membres : « Calcaires inférieurs » et « Calcaires supérieurs », sauf tout à l'Ouest du massif (Tiznit), où la sédimentation carbonatée a été continue (fig. 21).



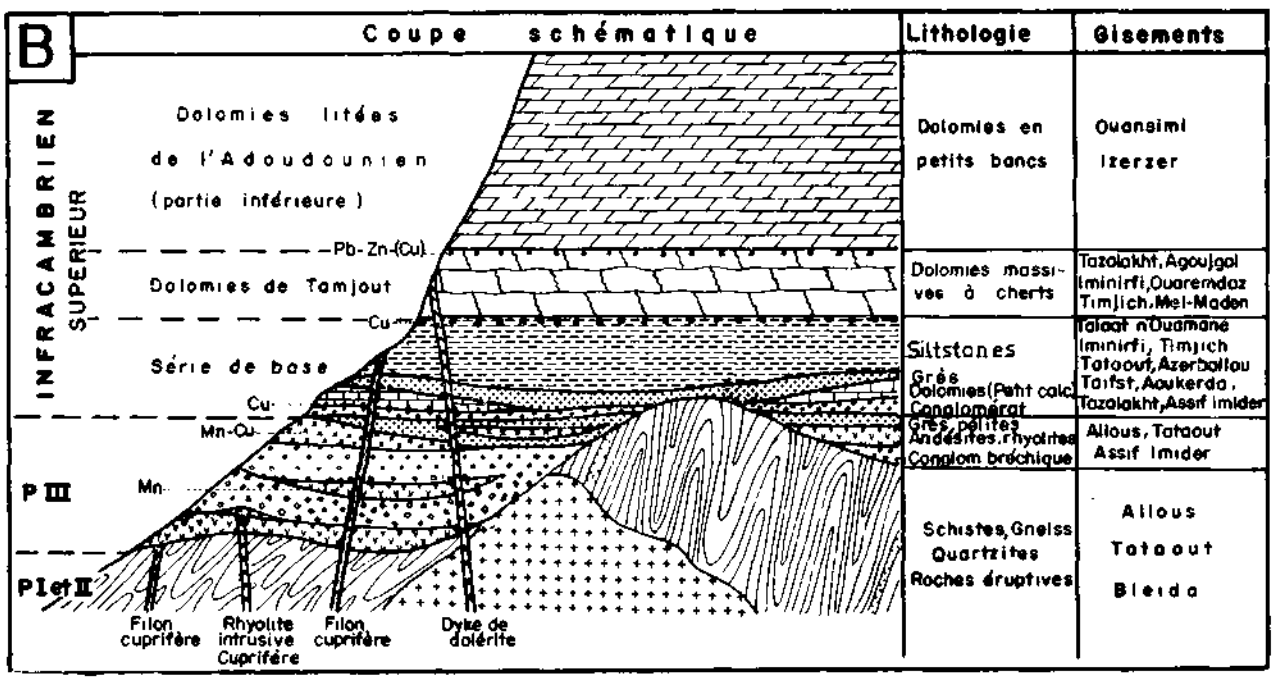


FIG. 21 — La transgression des Calcaires de l'Anti-Atlas. A : Schéma des variations de faciès dans l'Infracambrien supérieur (Adoudounien) et le Cambrien inférieur (« Géorgien »), d'après Choubert & *al.* (1970). La nomenclature stratigraphique est celle de Choubert (1963); les indices « 1963 » correspondent aux cartes du Sud marocain au 1/200 000 (maquettes 1963 et au-delà, parution 1968 et au-delà); les indices « 1952 » entre parenthèses sont ceux de la carte au 1/500 000 (maquettes 1952, parution 1955 et au-delà). I à VIII : zones de Trilobites.

B : Minéralisations cuprifères à la base de la transgression et dans l'Infracambrien inférieur, d'après Saadi (1968).

Pendant longtemps, toute la formation fut attribuée au Cambrien inférieur, ou « Géorgien » (voir encore R. Ambroggi & L. Neltner, 1952). Mais elle ne montre généralement pas d'autre fossile que des encroûtements algaires mamelonnés, stromatolites appelés *Collenia* (dont certains, du reste, ne seraient que des microplis : M. Leblanc, 1972). L'idée est donc venue de distinguer dans la série une partie supérieure « géorgienne » *s. str.*, datée par ses fossiles, et une partie inférieure non datée, « infracambrienne ». C'est ainsi que G. Choubert définit en 1952 l' « Adoudounien » (du nom de l'oued Adoudou) pour y ranger la Série de base et les Calcaires inférieurs (voir aussi G. Choubert, 1956 et la Carte géologique au 1/500 000). Plus tard, la limite inférieure du « Géorgien » sera même remontée, de sorte que presque toute la formation sera rangée dans l'Adoudounien (Choubert, 1963 ; Choubert & *al.*, 1968, 1970 ; cartes géologiques au 1/200 000). Les Trilobites rencontrés au toit des Calcaires supérieurs, à la marge sud du Souss (fig. 19 B) indiquent en effet, par leurs caractères archaïques, un Cambrien inférieur déjà ancien (Zones I à III de P. Hupé, 1952). Des Archaeocyathidés, organismes constructeurs voisins des Spongiaires, leur sont associés, et la base du Cambrien a donc été placée juste au-dessous des premiers calcaires à *Archaeocyathus*, qui apparaissent en lentilles dans des bancs de calcaires noirs, tout en haut des Calcaires supérieurs.

Cette stratigraphie est aujourd'hui remise en question par la découverte de nouveaux gisements de Trilobites, dans le synclinal de l'Ounein, c'est-à-dire aux confins de l'Anti-Atlas occidental et du Haut Atlas. Selon A. Boudda & G. Choubert (1972), ces Trilobites sont situés dans une série schisto-calcaire venant directement au toit de la Série lie-de-vin et remplaçant ainsi les Calcaires supérieurs présents plus au Sud, au long du Souss. Pour les auteurs, ce changement latéral de faciès reflète le passage des conditions de plate-forme au Sud, à des conditions « géosynclinales » au Nord (ce qualificatif de « géosynclinal » est discuté par H. Hollard & J.-P. Schaer, 1972). Un passage latéral du même type était connu entre le Nord de l'Anti-Atlas occidental (Amouslek) et le centre (Issafene), où le faciès calcaires ne cède qu'avec la zone IV (Hupé, 1952 ; voir fig. 21). Les Trilobites des niveaux inférieurs de l'Ounein, encore à l'étude, sont voisins de formes connues dans la zone I de l'Anti-Atlas. Ainsi, concluent A. Boudda & G. Choubert, la base du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas doit être redescendue et placée au toit de la Série lie-de-vin, sous les Calcaires supérieurs.

Ces trouvailles paléontologiques soulèvent donc des problèmes importants de corrélation latérale de faciès. Dans l'attente de données supplémentaires et notamment des résultats de l'étude paléontologique des Trilobites, il a paru préférable de conserver ici la limite Cambrien-Infracambrien retenue auparavant.

De toutes manières, on doit souligner que le Cambrien inférieur et l'Adoudounien de l'Anti-Atlas forment un ensemble sédimentologique remarquablement continu, déposé dans un même bassin marin épicontinental. Les dolomies à grain fin, à fentes de dessiccation, à encroûtements algaires (mattes sur vases intercotidales) évoquent des eaux tempérées et des apports détri iques faibles ou nuls. L'épisode « lie-de-vin » semble cependant faire exception. Correspond-il à certains des épisodes glaciaires connus au Hoggar, en Mauritanie ou au Sénégal vers la base des séries cambriennes ? G. Choubert & *al.*, (1966, 1968), en avançant cette hypothèse, concluent que l'Adoudounien inférieur doit être rangé dans le Précambrien supérieur, l'Adoudounien supérieur seul rentrant dans l'Infracambrien (« Eocambrien »). Pourtant la Série lie-de-vin passe latéralement à des dolomies identiques à celles qui l'encadrent. Contenant elle-même des gypses et des moulages de cubes de sel, cette série rouge ne porte pas l'empreinte d'un vif refroidissement. Cette remarque, également avancée par H. Hollard et J.-P. Schaer (1972), conduit G. Choubert & *al.* (1973) à décrire les tillites de Mauritanie et du Sénégal (bassin de Taoudenni) comme des moraines de piémont, compatibles avec un climat tempéré au Maroc. D'autres arguments conduisent plutôt à faire correspondre aux tillites éocambriennes du bassin de Taoudenni des niveaux plus anciens que l'Adoudounien : base de l'Infracambrien inférieur (Caby, 1972 ; Sougy, 1972) ou même du Précambrien II-III (Michard & Sougy, 1974-75). Quoi qu'il en soit, ni la Série lie-de-vin, ni les Calcaires inférieurs ne semblent tant tectoniquement que sédimentologiquement séparés d'une manière décisive, des Calcaires sus-jacents. On pourrait les ranger tous dans le Cambrien pour rendre compte de cette continuité (Caby, 1970). En l'absence de fossiles, il paraît cependant préférable de les désigner comme *infracambriens*. Suivant la définition de plusieurs auteurs (voir en dernier M. Leblanc, 1968, 1973 c, 1975 : Clavel & Leblanc, 1971, etc.), il s'agit même seulement de l' « *Infracambrien supérieur* », succédant aux termes volcano-détritiques et continentaux de l' « Infracambrien inférieur » (§ suivant).

Il est intéressant de noter l'origine « atlantique » de la transgression infracambrienne. On remarque en effet l'amincissement de la série Adoudounien- « Géorgien » d'Ouest en Est et le remplacement progressif des faciès carbonatés et pélitiques par des faciès terrigènes de plus en plus grossiers, dont les Grès de Tikirt (fig. 21). Dans la zone de

variation de faciès de l'Adoudounien inférieur-moyen se trouve l'important complexe volcanique d'Alougoum (fig. 22). Nanti d'un culot syénitique et d'un réseau filonien, ce volcan a alimenté de nombreuses coulées ou projections tufacées de composition trachy-andésitique. On notera qu'un volcanisme analogue est connu vers la base du Cambrien inférieur de l'Ounein (zone IV, Boudda & Choubert, 1972) et dans l'Adoudounien du même secteur (Schaer, 1964 ; tufs, laves et brèches andésitiques abondent plus au Nord dans le Cambrien inférieur du Haut Atlas occidental (§ 4.2.2.1).

La base de l'Adoudounien, souvent gréseuse et conglomératique, est localement minéralisée en cuivre et uranium, comme il est fréquent pour les formations remaniant un vieux socle granitisé (cf. Saadi, 1968). C'est le cas en quelques points de la Série de base ou dans les premiers niveaux des Calcaires inférieurs, à intercalations d'arkoses (série de Tamjout, Chazan, 1954) *.

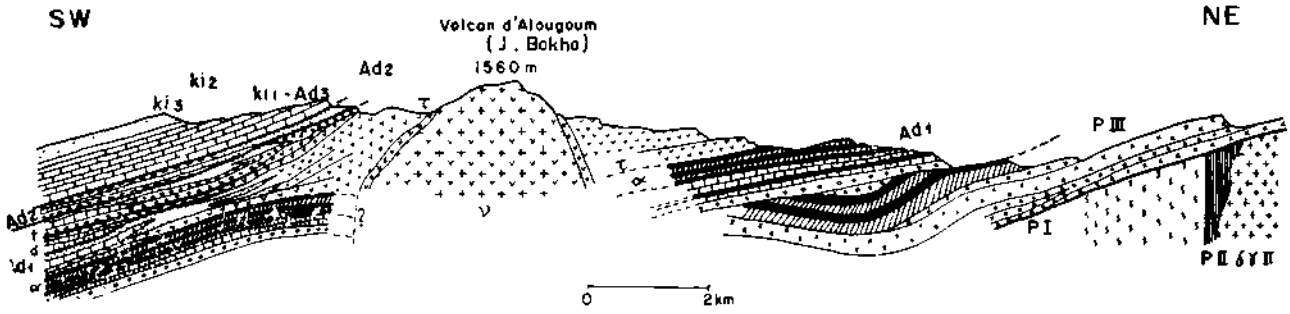


FIG. 22 — Coupe schématique du volcan infracambrien d'Alougoum, selon Choubert (1970). Indices stratigraphiques : voir fig. 21 (indices 1963); en outre, t : alternances de tufs, lapillis et dolomies dans les Calcaires inférieurs ; α : andésites; τ : trachytes; ν : syénite; PI : orthogneiss de l'Oued Assemlil; δγII : diorite quartzitique du Précambrien II, intrusif dans des schistes amphiboliques PII; PIII : rhyolites, andésites, etc. du Précambrien III.

2.2.2. Le « Précambrien III » ou Infracambrien inférieur

Sous l'Infracambrien supérieur tel qu'il vient d'être défini (Adoudounien) se trouvent parfois des séries fortement plissées, séparées des dolomies adoudouniennes par une discordance très nette. De tels contacts définissent alors clairement ces séries plissées comme précambriennes. On en a un exemple au Tizi n'Taratine (au Sud du Jbel Siroua : fig. 23 A, B).

Mais le plus souvent l'Adoudounien repose avec une discordance faible ou nulle (fig. 24, fig. 23 A à droite) sur une série qui, elle, s'appuie en discordance franche sur les terrains précambriens plissés et plus ou moins métamorphisés. La série intermédiaire entre ces terrains et l'Adoudounien constitue le « Précambrien III » classique (voir G. Choubert & *al.*, 1956), ou Pr. III *s. str.* Le « *Précambrien III* », *typique au Sud d'Ouarzazate*, est une série volcano-détritique, succédant à une orogenèse majeure, la dernière du Précambrien. On y trouve d'abord des termes détritiques rouges, argilo-gréseux ou conglomératiques. Très localement, des colonies d'Algues bleues ont pu prospérer dans des lacs : elles sont responsables, par exemple, du gisement de stromatolites (*Collenia*) d'Amane-n'Tourharte, entre Ouarzazate et Agdz (Choubert & *al.*, 1952). Quant au reste, le Précambrien III est fait de masses considérables de roches volcaniques acides ou intermédiaires : rhyolites, andésites, dacites, trachy-andésites, sous formes de coulées épaisses, surtout ignimbritiques, de masses tufacées et bréchiques, de dykes et de necks.

On remarque localement l'association des volcanites acides à des granites annulaires subvolcaniques, à tendance granophyrique (par exemple à la marge nord-ouest de la boutonnière de Bou-Azzer—El-Graara, Clavel & Leblanc, 1969 ; Leblanc, 1973 c ou dans celle de Tazenakht). Ce sont là des manifestations typiques d'un magmatisme tardi-orogénique, sortes de séquelles de la dernière orogenèse du Précambrien sous-jacent.

La stratigraphie du « Précambrien III » est parfois très complexe (voir la carte géologique au 1/200 000 de Ouarzazate). A Bou-Skhour (Jbel Sarhro), M. Tixeront (1971), à la suite de J. Hindermeyer (cf. *in* Choubert & *al.*, 1952), distingue un « Pr. III inférieur » essentiellement rhyolitique, suivi en faible discordance par un « Pr. III supérieur » volcano-détritique ; l'ensemble est recoupé par des filons basiques et acides. On re-

* Les minéralisations cuprifères pénéconcordantes du Siroua proviendraient en partie du remaniement du socle sous-jacent, mais celles de l'Anti-Atlas occidental dériveraient surtout d'apports en solution, d'origine continentale, fixés dans un niveau intertidal réducteur durant la diagenèse; quant à celles du Sarhro, elles résulteraient plutôt de circulations entraînant le cuivre du socle vers la couverture (E'sass, 1975).

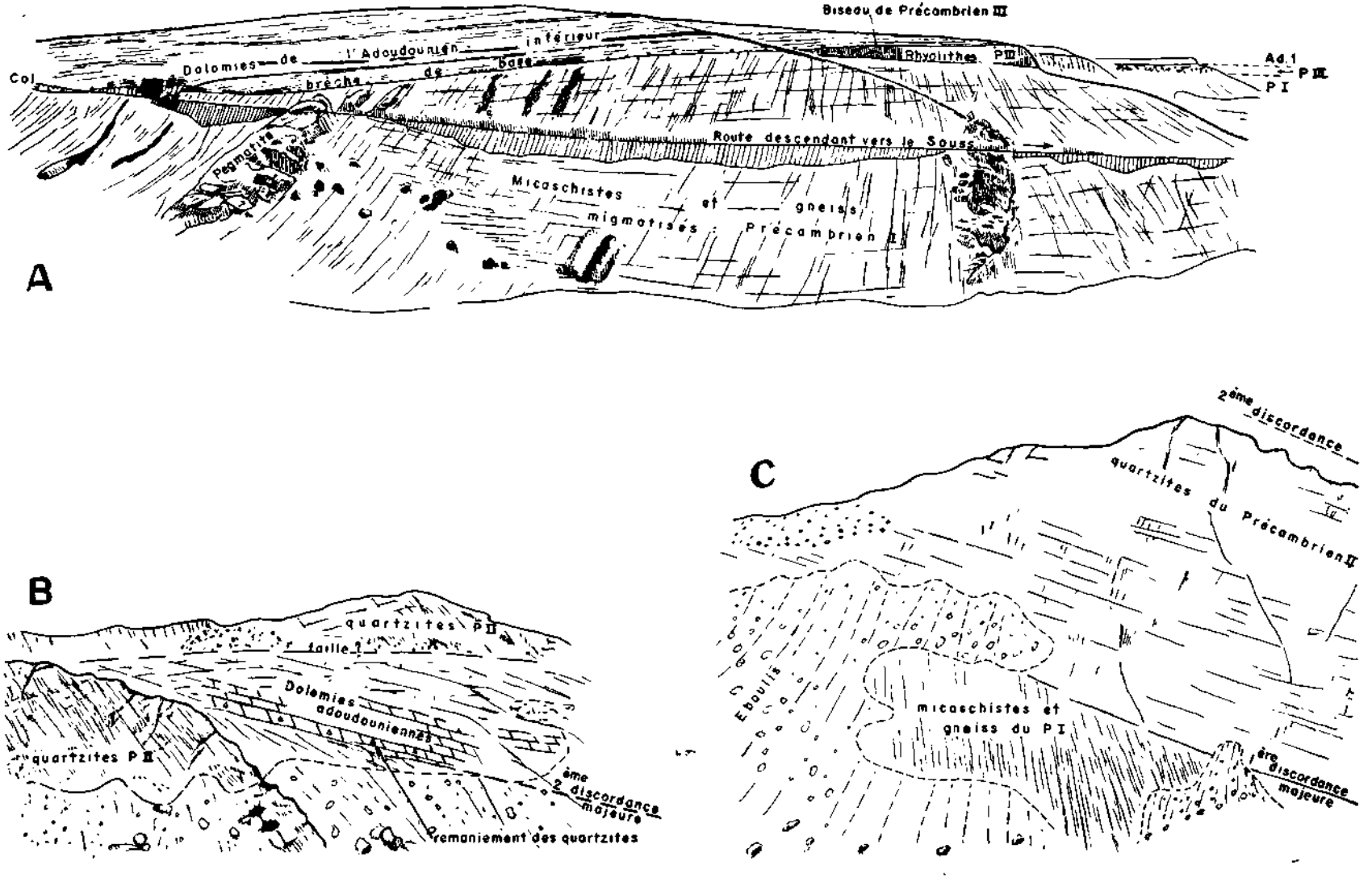


FIG. 23 — Les deux discordances majeures du Tizi-n'Tarhatine, d'après les clichés de Neltner (1938). Voir texte § 2.2.2 et 2.3.2.

A : Vue vers le Sud, à gauche, près du col, la voiture donne l'échelle. B : Près d'Agourmi, au Nord du col.

C : Vue vers le Nord, depuis le col.

trouve une série volcano-détritique du même type dans le Kerdous (Hassenforder & Jeannette, 1974 ; voir ci-dessous § 2.3.1).

Pas plus que l'âge de l'Adoudounien, celui du « Précambrien III » n'est encore connu de manière satisfaisante. R. Charlot (1968) le qualifie de « Précambrien récent », G. Choubert & A. Faure-Muret (1972) de « Précambrien terminal ». Auparavant, la partie inférieure de l'Adoudounien (« Calcaires inférieurs ») et le Précambrien III avaient été regroupés par ces derniers auteurs sous le nom de « Précambrien supérieur » ou « Précambrien A » (Choubert & Faure-Muret, 1967), la légère discordance qui les sépare étant parallélisée avec un événement précoce connu dans l'orogène katanguien et daté là de 750 Ma. Les mêmes auteurs ont par la suite (1970) envisagé des âges plus jeunes, la discordance post-Pr. III pouvant avoir moins de 600 Ma, et ultérieurement des âges plus anciens, de l'ordre de 8 à 900 Ma (Choubert & *al.*, 1973). Mais pour M. Clavel et M. Leblanc (1969) et M. Leblanc (1973 c), cette discordance n'est pas significative d'une phase de déformation : les pendages observés dans l' « Infracambrien inférieur » sont des pendages originels (fig. 24) et la transgressivité de l'Adoudounien traduit seulement le comblement progressif d'un relief précambrien incomplètement arasé.

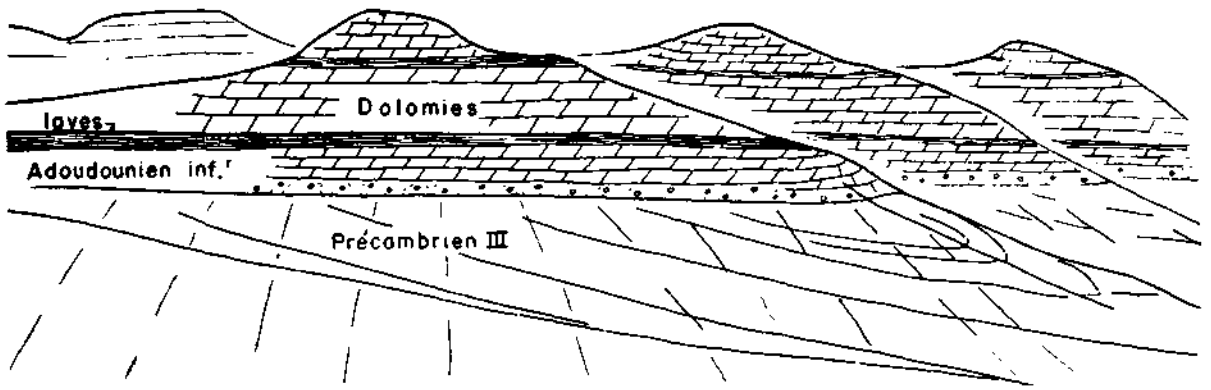


FIG. 24 — Discordance de l'Adoudounien inférieur (série de base, dolomies, laves du complexe d'Alougoum) sur le Précambrien III près de Bou-Azzer. Il s'agit d'une faible discordance de ravinement, l'inclinaison des tufs et ignimbrites du Pr. III pouvant être originelle et non tectonique (Leblanc, comm. orale, 1968).

Allant plus loin dans le même sens, R. Caby (1970) qualifie le Précambrien III de « molasse cambrienne », en l'assimilant à la Série pourprée inférieure du Hoggar occidental (Ahnet). Cette série se caractérise, selon S. Beuf & *al.* (1971), R. Caby (1970), etc., par plusieurs formations glaciaires (tillites) indiquant des chaînes de montagnes et des glaciers de piémont. Elle est liée à une intense activité volcanique acide (avec granites subvolcaniques) et présente des faciès de plateforme, non déformée (Ouest) et des faciès de sillon, déformés et recristallisés (phases terminales de l'orogenèse pharusienne). Un âge de 550-530 Ma est avancé ou même moins : les rhyolites d'In-Zize sont datées de 530 Ma par C. Allègre & R. Caby (1972) ce qui équivaut à environ 500 Ma avec la constante de désintégration utilisée par R. Charlot & *al.* (1970).

Dans l'Anti-Atlas, un âge isotopique du même ordre a été obtenu pour le granite de Tafraout, juste antérieur au Précambrien III (Charlot & *al.*, 1970). L'âge éocambrien du « Pr. III » est alors justifié (bien qu'on n'y ait pas trouvé de tillites sûres) si l'on admet l'âge de 570 Ma pour la base du Cambrien (Harland & *al.*, 1964, 1967). Mais une incertitude pèse sur cette dernière datation (N. Clauer, comm. pers.) ; l'étude géochronologique du problème dans l'Anti-Atlas lui-même ne peut pas être considérée comme achevée ; enfin, la datation de la Série pourprée est imprécise, comme les corrélations des épisodes glaciaires : selon R. Trompette (1972) par exemple, il existe deux glaciations principales dans la chaîne dahomeyenne, l'une au Précambrien supérieur, l'autre au Cambrien, et seule la première est représentée à la marge ouest du Bassin de Taoudenni. Elle y est connue sous le nom de « tillite éocambrienne » et caractérisée, comme dans la chaîne dahomeyenne, par la « triade » tillite-calcaire à barytine-silexite (voir aussi M. Deynoux & R. Trompette, 1971, etc.). Cette triade tillitique doit-elle être corrélée avec le Pr. III (Caby, 1972, Sougy, 1972) ou avec le Pr. II-III (Michard & Sougy, 1974) ? Faute d'une datation chronostratigraphique sûre, la définition du « Précambrien III » comme Infracambrien inférieur à la suite de N. Menchikoff, G. Jouravsky, M.

Leblanc et autres paraît encore la plus justifiée (cf. G. Choubert, 1958) *.

Il est remarquable que des séries évoquant le « Pr. III » et aussi le « Pr. II-III » sous-jacent se rencontrent tant sur la marge ouest de l'Europe (Méséta ibérique, Bretagne...) que de l'autre côté de l'Atlantique (marge est des Appalaches). On y revient ci-après (§ 2.3.1 ; voir aussi 6.1).

Divers gisements de substances utiles sont tributaires du Précambrien III (Agard & *al.*, 1965 ; Jouravsky & Destombes, 1961). Ce sont d'abord des filons et des minéralisations stratiformes volcanogènes de manganèse (ceux de Tiouine aujourd'hui épuisés, furent célèbres). En outre, l'altération hydrothermale de divers tufs rhyolitiques a fourni des masses de pyrophyllite exploitée par l'artisanat local dans l'Ougnat et à l'ENE du Jbel Siroua, aux confins du Haut Atlas (Caïa & *al.*, 1968). On remarque que des roches très semblables se sont aussi formées à l'intérieur du Précambrien moyen du Graara oriental (Leblanc, 1970).

2.3. LES SERIES PLISSEES DES OROGENES PRECAMBRIENS

Elles forment le cœur des boutonnières de l'Anti-Atlas. On y reconnaît diverses séries, aux caractères lithostratigraphiques et métamorphiques tranchés, localement séparées par des discordances majeures.

2.3.1. Précambrien supérieur et moyen (?)

On peut d'abord reconnaître des séries dites « *Précambrien II-III* » plus ou moins plissées, et même schistosées dans l'Est (« Anti-Atlasides orientales » de R. Charlot & *al.*, 1970). Ce sont des séries riches en conglomérats, couches volcano-détritiques et localement tillites ou flysch à tilloïdes (?). La

* Récemment A. Juery & *al.* (1974) ont en effet obtenu des âges de 580 ± 20 Ma par la méthode U-Th/Pb sur des zircons des volcanites du « Pr. III » haut -atlasique.

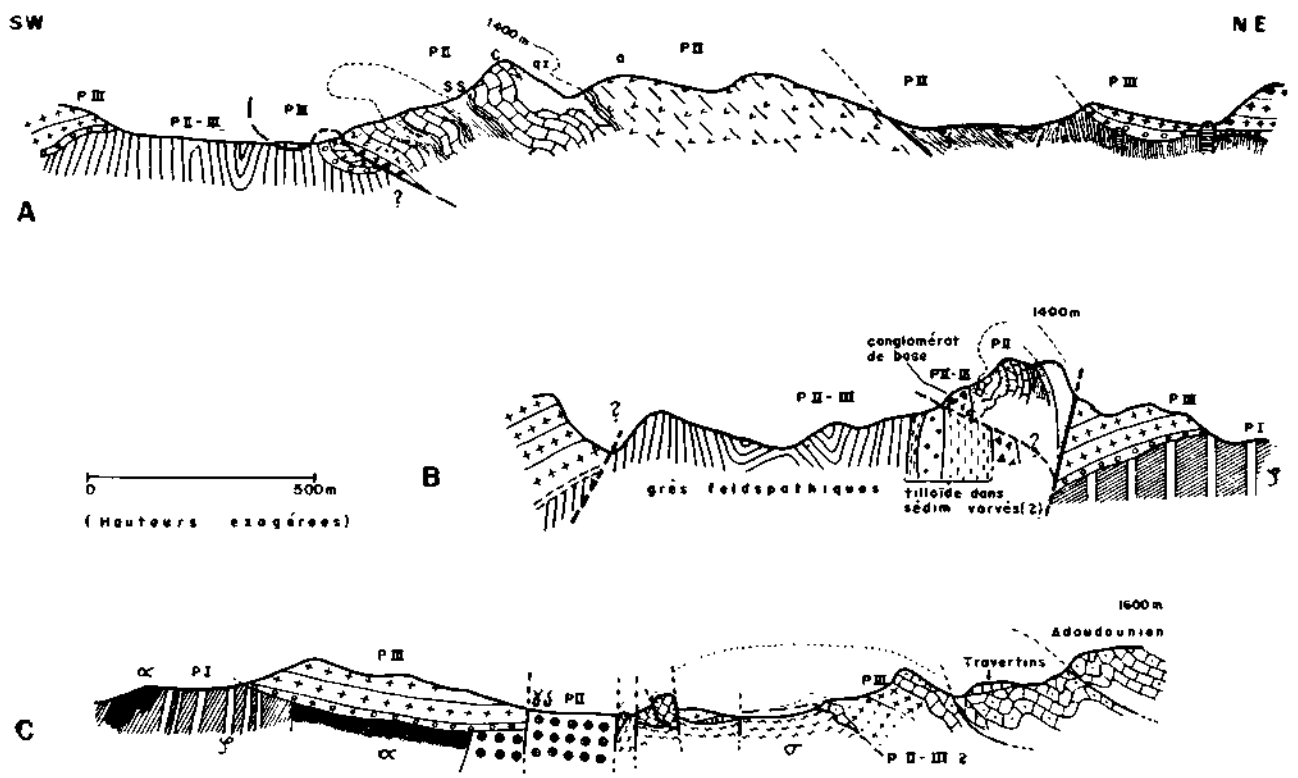


FIG. 25 — Coupes dans la boutonnière précambrienne de Bou-Azzer—El-Graara, d'après Leblanc, 1968.
A : Tachdamt — B : Ancien barrage de Bou-Azzer — C : Source du Figuier.
Légende : Adoudounien : barres dolomitiques avec volcano-détritiques — PIII : Infracambrien inférieur, volcanique acide à intermédiaire (croix), avec base conglomératique — PII-III : Formation de Tidiline, volcano-sédimentaire, avec sédiments glaciaires ? — PII-III ? : complexe volcano-détritique rouge granitisé localement (ring-dyke ?) — PII : Précambrien II *sensu stricto*, peu métamorphique, avec ss : schistes sériciteux; c : calcaires; qz : quartzites; a : andésites (série de Tachdamt) et $\gamma\delta$: diorite quartzique; σ : serpentines — PI : Précambrien ancien; φ : gneiss et diadysites; α : amphibolites.

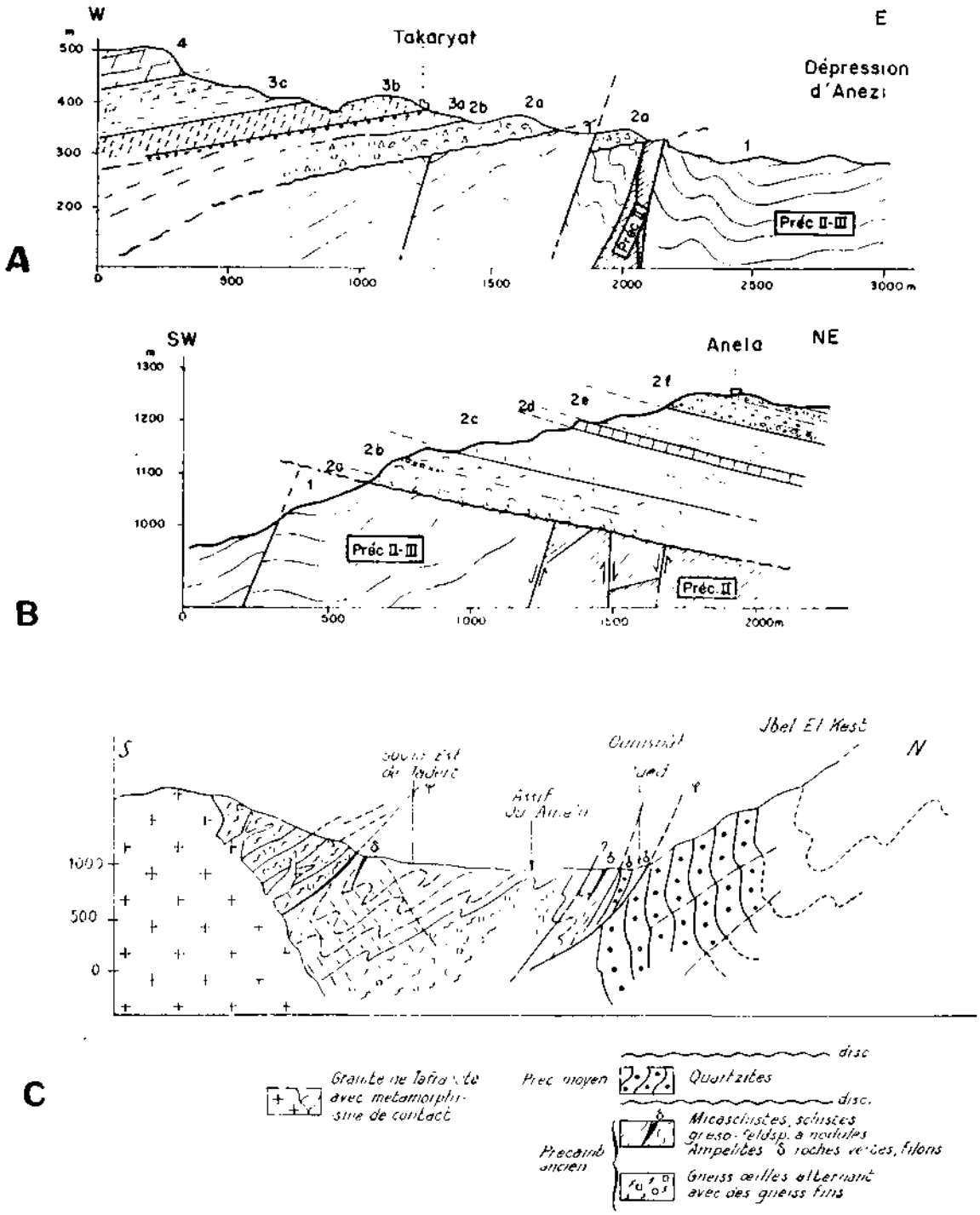
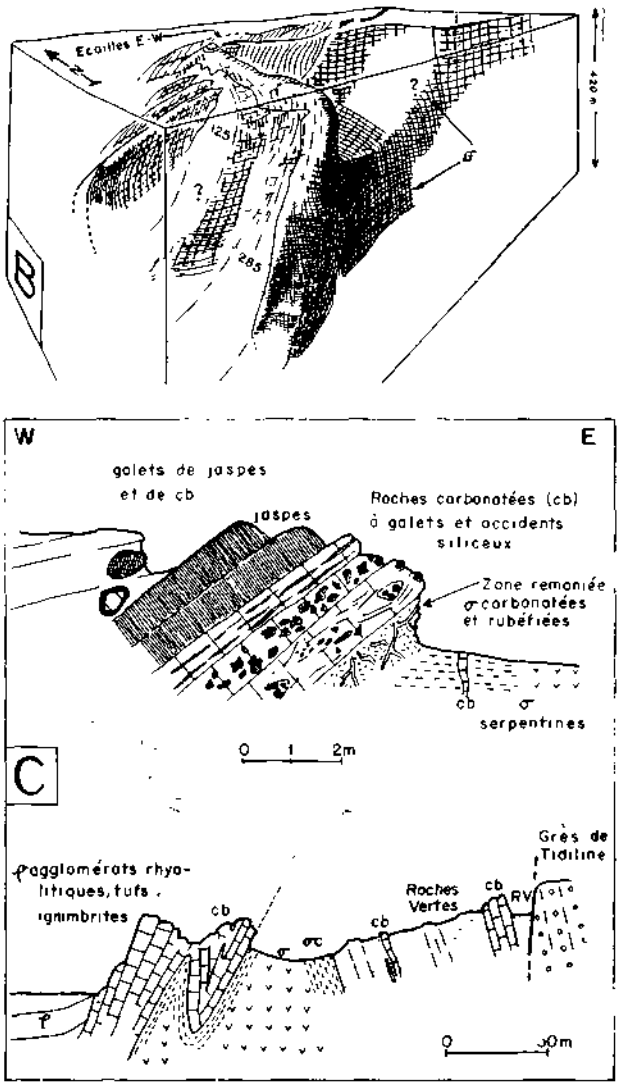


FIG. 25 bis — La tectonique pan-africaine dans la boutonnière du Kerdous, d'après B. Hassenforder et D. Jeannette, 1974 (A et B) et B. Hassenforder, 1974, rapport inédit (C).
A et B : Marges nord et ouest de la cuvette d'Anezi : la tectonique tardive. 1 : Précambrien II-III gréso-pyroclastique. 2 : Groupe 2 d'Anela : a : brèches; b : ignimbrites; c : grès tufacés; d : grès calcareux; e : tufs et grès; f : grès rouges et conglomérats. 3-4 : Adoudounien en discordance cartographique (B. Hassenforder, com. pers.).3 : Série de base : a : grès conglomératiques tufacés;; b : dolomies; c : pélites. 4 : Calcaires (dolomies) inférieurs.
C : La vallée des Ameln : la tectonique principale et la granitisation tardi-tectonique.

Série de Tidiline en est le type qui, 2,5 km au SW du centre de Bou-Azzer (Leblanc, 1973 b), repose en discordance sur un « Précambrien II » schisto-quartzitique (fig. 25) ; à son toit, elle est couverte en discordance par le « Pr. III » rhyolitique. La Série d'Anezi (Kerdous) en est l'équivalent occidental. C'est une série gréso-pyroclastique et conglomératique plissée et schistosée, discordante sur la chaîne des schistes et quartzites du Précambrien II et recouverte à son tour en discordance par l'Infracambrien inférieur puis l'Adoudounien (Hassenforder & Jeannette, 1974 ; l'Infracambrien inférieur était jusqu'à cette date confondu avec la Série d'Anezi *s. str.*). On rattache encore à la Série de Tidiline certaines assises du Siroua, également décrites comme discordantes sur le « Précambrien II ».

Le Précambrien II (*s.s.*) est défini classiquement par ses puissants quartzites (divers points culminants comme le Jbel Lkest) intercalés dans une série schisto-quartzitique où apparaissent localement des calcaires. Ceux-ci contiennent les fossiles les plus vieux du Maroc, modestes encroûtements oncolitiques où l'on a déterminé divers organismes algaires (Zhuravleva, *in* Choubert & *al.*, 1970). On en connaît près de Taghdout (au Nord des Zenaga, en position tectonique complexe ; voir G. Choubert & *al.*, 1951 et 1970, fig. 21) ; dans le Bas-Dra (où d'autres faciès à *Collenia* et *Conophyton* appartiennent, eux, au Pr. II-III : Choubert & Faure-Muret, 1969) ; à Tachdamt aussi (boutonnière de Bou-Azzer—El-Graara) où ils voisinent avec des quartzites à traces de vers (fig. 25 A).

Outre ces termes sédimentaires, le Pr. II comporte d'importantes masses de roches vertes, basiques et ultra-basiques, ainsi que des diorites et diorites quartziques. Les diabases, spilites, kératophyres et andésites sont le résultat d'un volcanisme sans doute sous-marin (coupe de Tachdamt). Les roches ultra-basiques (serpentines, pyroxénolites) et les gabbros de Bou-Azzer sont présentés comme le résultat d'intrusions répétées (Choubert) ou de la mise en place d'un cortège ophiolitique de type alpin, associé à des intrusions dioritiques et à un volcanisme basaltique et recouvert de jaspes et calcaires siliceux (Leblanc, 1973, 1975 ; voir Caby & Leblanc, 1973) (fig. 26). Les gisements de cobalt et de nickel de Bou-Azzer—El-Graara doivent leur existence à ces masses ophiolitiques. Des intrusions basiques et acides sont l'écho de cette évo-



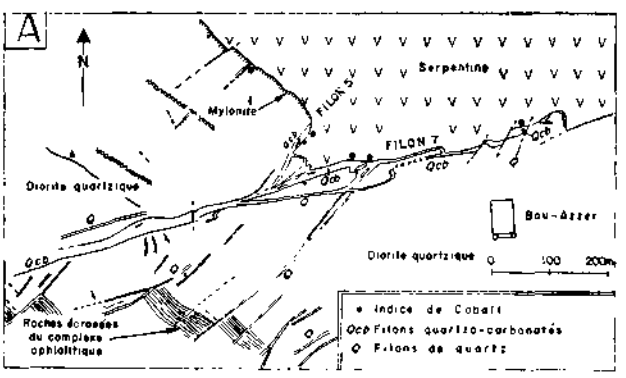


FIG. 26 — Roches vertes et gisements de cobalt de Bou-Azzer—El-Graara, selon Clavel & Leblanc *in* Choubert & *al.*, 1970 et (26D) selon Leblanc, 1973.
A : Carte schématique des filons 7 et 5 de Bou-Azzer.
B : Bloc-diagramme du gisement d'Aghbar; écorché du massif de serpentines (σ) sous les rhyolites du Pr. III (en blanc). j : niveau jaspo-carbonaté; une carapace quartzo-carbonatée et minéralisée de quelques mètres à quelques dizaines de mètres recouvre les serpentines, qui auraient constitué un paléorelief avant le dépôt du Pr. III.
C : Jaspes et roches carbonatées en association aux roches vertes du Précambrien II (métavolcanites et serpentines) à Ambed (El-Graara). Coupes sur les bords ouest (en haut) et nord (en bas) de la boutonnière.

lution « océanique » dans le bord du craton voisin ou dans les fragments de socle inclus dans l'orogène (El-Graara).

Le « complexe ophiolitique » est identifié par M. Leblanc (*op. cit.*) dans le socle du J. Siroua (Khzama au Nord, N'Kob au Sud) mais surtout dans la « boutonnière » de Bou-Azzer—El-Graara *.

Il s'agit là d'un célèbre district métallogénique, dont les lignes suivantes, empruntées à une mise au point récente (Clavel & Leblanc, 1970), donnent les principaux caractères : « Les gîtes et les indices minéralisés en cobalt et en nickel sont connus sur une longueur de 50 km dans l'axe de la boutonnière, où ils sont localisés sur les bords ou à proximité immédiate d'une large bande de serpentines précambriennes faisant partie d'un complexe de type ophiolitique. Les gisements ont été exploités surtout pour le cobalt, le nickel et l'or ne constituant que des sous-produits; ils sont, tels qu'on les connaît à ce jour, d'importance très variable. Il faut noter ici la localisation de deux des trois plus gros gisements sur des grands accidents SW-NE obliques par rapport à la bande des serpentines.

La minéralisation est localisée, en bordure des serpentines, dans des roches quartzo-carbonatées plus ou moins recristallisées. A notre sens, celles-ci correspondent à un niveau sédimentaire de jaspes rouges et de calcaires dolomitiques qui s'est déposé sur les serpentines et les roches de leur contexte. Ce niveau parfois peu plissé (Ambed) est le plus souvent redressé et pincé tectoniquement en synclinaux ou coincements aigus dans les terrains du complexe ophiolitique précambrien. Les produits volcaniques, souvent ignimbritiques, de la formation subhorizontale d'Ouarzazate (Précambrien supérieur ou Infracambrien inférieur) recouvrent ultérieurement le tout en discordance majeure. Enfin, une tectonique post-cambrienne (hercynienne ?) affecte fortement les gisements situés sur la bordure écaillée de la boutonnière (Aghbar). L'origine et l'âge des mises en places de la minéralisation ne peuvent faire pour le moment que l'objet d'hypothèses diverses » (*op. cit.*, p. 220). Tout le « linéament ophiolitique » autour du craton ouest-africain est jalonné de telles occurences cuprifères (Leblanc, 1973b).

* D'après la géochimie des traces (Terres Rares), G. Noiret et C. Allègre (1975) rangent ce complexe dans le type calco-alcalin, distinct du type tholéitique alpin.

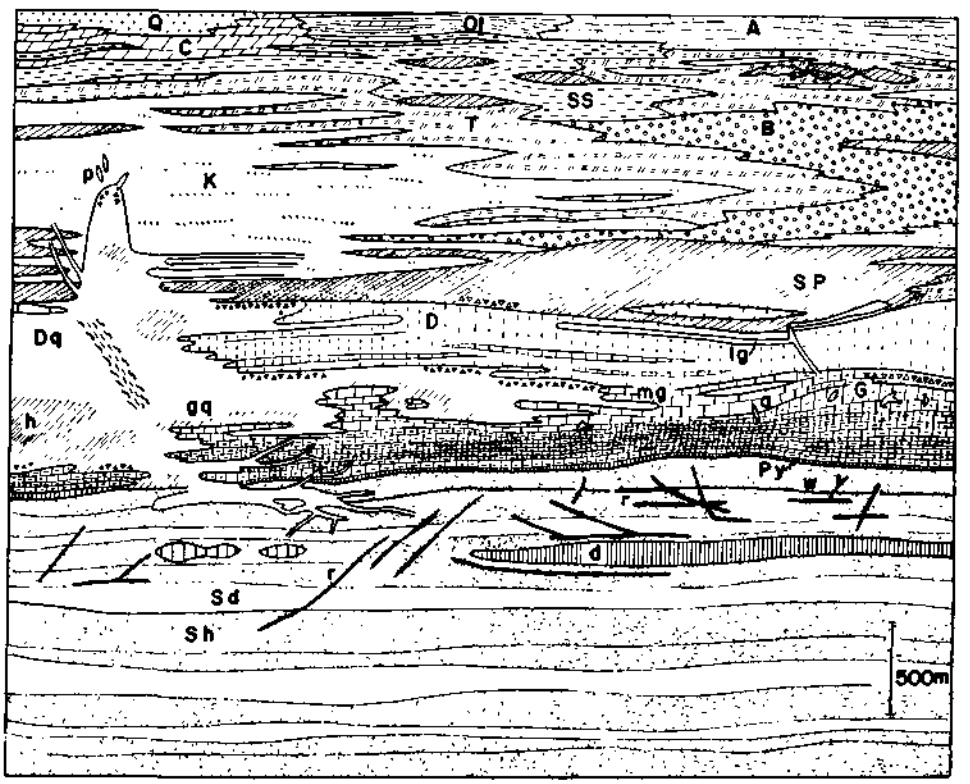


FIG. 26 D — Reconstitution schématique et hypothétique du complexe ophiolitique précambrien de Bou-Azzer : coupe verticale montrant de bas en haut : des harzburgites, dunites et wehrlites entièrement serpentinisées (Sh, Sd, w) avec des niveaux de diallagite (d) et des filons gabbroïques rodingitisés (r) souvent boudinés (ophisphérites); des clinopyroxénolites (Py) surmontées de gabbros rubanés à structure de cumulats (G) puis de micro-gabbros (mg) et de diabases (D); on y trouve des filons albitiques (a) et des injections de leucogabbro (lg); des diorites quartzitiques (Dq), surtout entre gabbros et diabases, passant à des gabbros quartzitiques (gq) et à des hornblendites (h) et donnant naissance à des pegmatites (p) au sommet d'apex intrusifs; des roches effusives spilitiques (SP) et kératophyriques (K) avec une forte proportion de tufs (T) et de brèches pyroclastiques (B) associées à des sédiments détritiques fins (SS), des calcaires (C), des quartzites (Q), des roches silico-ferrugineuses (OL), des grès et des arkoses (A).

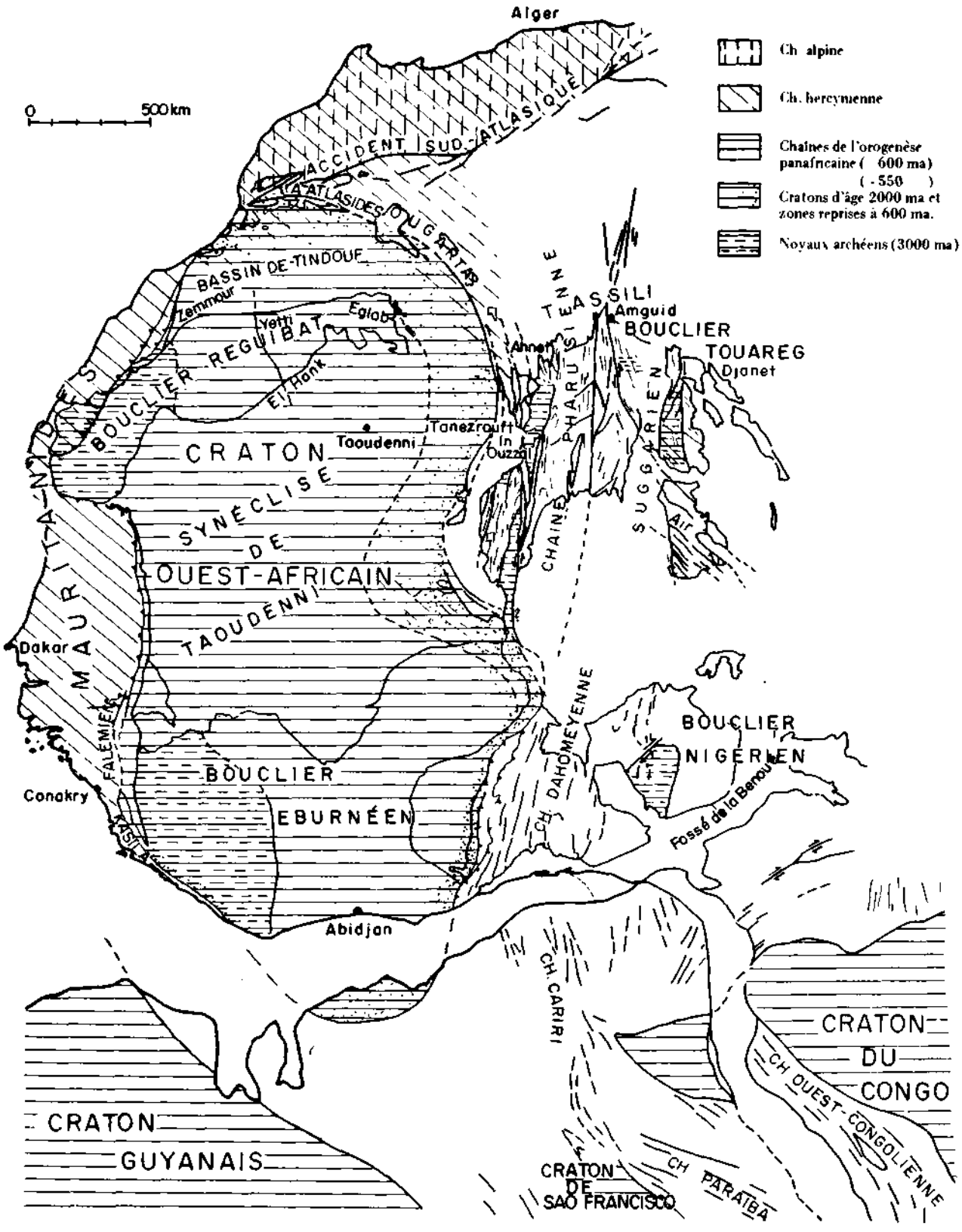


FIG. 27 — La place du Précambrien de l'Anti-Atlas dans le contexte de l'Afrique occidentale, d'après Caby (1970) et Fabre (1971).

Ajoutons ici qu'une mesure radiométrique a fourni pour une brannérite associée (titanate d'U et Th) un âge de 240 ± 10 Ma (cité par G. Choubert & *al.*, 1970, p. 114).

Le district a aussi fourni de l'amiante et contient des gîtes de cuivre intéressants (cf. Soulié, 1975).

Selon R. Charlot & *al.* (1969) et G. Choubert & *al.*, (1970), ce « Pr. II » au sens large est considéré comme « Précambrien moyen » sous le « Précambrien récent » Pr. II-III (Choubert & Faure-Muret, 1972) ; il devrait être subdivisé en « Pr. II^2 » = système des calcaires à oncolites et des quartzites (« Anti-Atlasides occidentales ») et Pr. II^1 = système d'El-Graara (« Anti-Atlasides centrales »), constitué surtout de volcanites basiques et de quelques métasédiments (dont, à la base, des « oligistoschistes » qui seraient des itabirites). Certains granites devraient être attribués à l'orogenèse « Pr. II^2 » (granodiorite en lame d'El-Graara SE, qui auraient fourni des galets dans le Pr. II-III) ; son âge, déterminé indirectement, serait d'environ 1 450 Ma (Charlot & *al.*, 1969 ; Choubert & *al.*, 1970), mais le système d'El-Graara aurait pu subir une première orogenèse vers 1 600 Ma. Un sillon géosynclinal se serait constitué au début de cette période (système d'El-Graara) à la marge nord du « craton de l'Ouest-africain ». On en retrouve la cicatrice sous la forme de l' « accident majeur de l'Anti-Atlas » (carte fig. 36 et 27). Ce faisceau tectonisé à roches ultrabasiques (fig. 25) connaîtra des rejeux (jusqu'à l'époque tertiaire (fig. 28, § 2.5.2.3). Le système des calcaires et quartzites est plutôt de type « couverture de plate-forme ». Il est peu déformé dans tout le Sud-Ouest de l'Anti-Atlas, où les calcaires font généralement défaut (Kerdous, Tizi n'Taratine, Adrar-Izazen ; pour cette dernière boutonnière voir J.-Cl. Horrenberger & M. Salem, 1974).

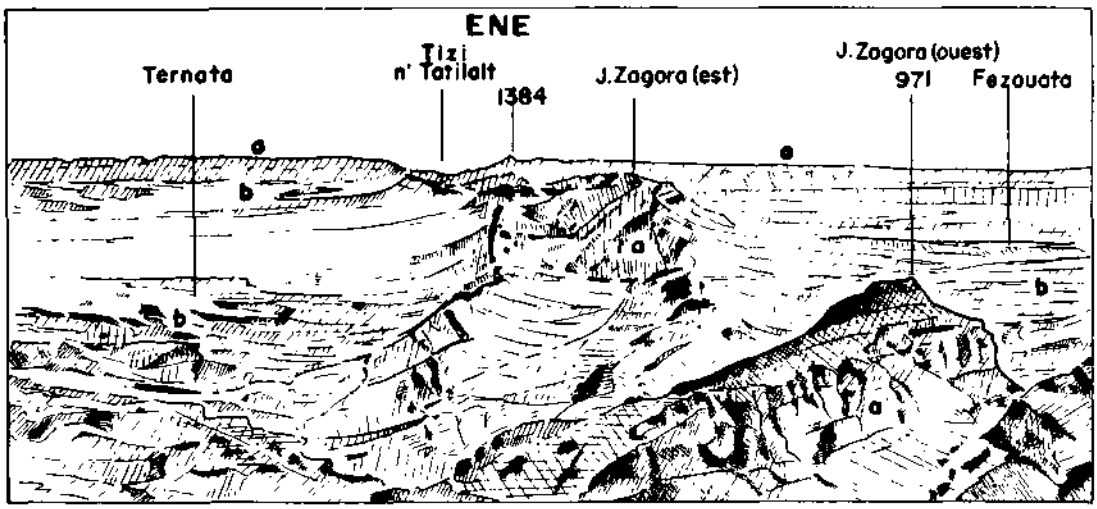


FIG. 28 — Sur le trajet de l' « accident majeur » le graben de Zagora, vu en enfilade depuis l'extrémité ouest du Jbel Zagora. Ce relief est déterminé par les quartzites du Bani (a) effondrés au niveau des Schistes des Feijas externes (b). Le même graben s'exprime au contraire par un col (Tizi-n'Tafilalt) là où il coupe la crête du Bani. Emprunté à Choubert (1963).

La tectonique du Précambrien moyen ? - supérieur fait l'objet de nouvelles études (Choubert & Faure-Muret, 1973; Hassenforder & Jeannette, 1974; M. Leblanc, 1975; etc.). En l'état actuel des travaux, on peut déjà mentionner dans l'orogenèse post-Pr. II le rôle joué par de grands accidents E-W du socle ancien (décrochements et chevauchements) ainsi que celui des intrusions basiques en partie syn-tectoniques, facilitant le décollement entre la couverture Pr. II et le socle Pr. I. La tectonique post- Pr. II-III se résume en général en un rejeu des accidents antérieurs. Alors que la première tectonique (phase panafricaine majeure) fournit généralement des plis synschisteux dans le faciès des schistes verts, la seconde ne fournit que des plis droits souvent très larges, avec ou sans schistosité. La mise en place des granites s'est poursuivie, semble-t-il, jusque dans cette phase tardive (granite de Tafraoute ?).

L'âge de ces divers systèmes, leur séparation et leur contenu même sont actuellement controversés. La distinction de deux cycles dans le « Pr. II *s.s.* » n'est pas retenue par M. Leblanc (1970, 1975) : pour lui, les calcaires et quartzites de la plate-forme sud-occidentale sont les équivalents latéraux des roches vertes du sillon nord-oriental (« suture ophiolitique » péri-cratonique) ; à Bou-Azzer (Bleïda, Tachdamt), on voit les premiers supporter un complexe spilitique ; à N'Kob et au Nord de Bleïda, on les voit au contraire au-dessus des roches vertes. L'interprétation de certaines coupes, vue la possibilité de rapprochements tectoniques entre des ensembles distincts, pose cependant encore des problèmes. R. Caby (1970) estime même que « les preuves d'une discontinuité... (entre « Pr. II *s.s.* » et « Pr. II-III ») n'ont pas été données » (*op. cit.*, p. 319) et envisage une évolution mono-orogéni-

que. Cependant, M. Leblanc (1973 b) note la discordance du Pr. II-III sur le Pr. II dans la région de Bou-Azzer, de même que dans le Kerdous B. Hassenforder et D. Jeannette (1974) ; selon M. Leblanc, ophiolites et calcaires ont d'abord été affectés d'une tectonique tangentielle synmétamorphique (épizone) dirigée vers le Sud ; puis, après le dépôt de la « molasse » de Tidiline, l'ensemble a été repris par des plis déversés et écaillés vers le SW, avec schistosité de fracture. A quelle époque remontent le début et la fin de cette évolution, qu'elle soit mono-ou poly-orogénique ?

Pour G. Choubert & *al.* (1970, etc.), l'orogenèse post-« Pr. II-III » daterait d'environ 1 000 Ma et serait équivalente de l'orogenèse *Grenville* du Canada; l'accumulation du Pr. II débuterait, quant à elle, avant 1 600-1 700 Ma.

Pour d'autres auteurs et notamment pour R. Caby (1970), la tectonique post- Pr. II-III est nettement plus récente, et assimilable à l'*orogenèse pan-africaine* de 600-550 Ma environ. Les Anti-Atlasides se rattacheraient directement à la *chaîne pharusienne*, segment de l'orogène pan-africain caractérisant le Hoggar (Ahaggar) occidental (fig. 27). La série du Pr. II aurait débuté plus ou moins longtemps après l'orogenèse du *craton ouest-africain*, datée de 2000 Ma et nulle orogenèse ne l'aurait affectée ensuite, avant la pan-africaine.

Dans le Hoggar occidental, des mesures récentes (Allègre & Caby, 1972) placent le début de l'accumulation pharusienne vers 1 100 Ma et confirment l'absence d'orogenèse entre 2 090-1 960 (Suggarien *s. str.*) et 640-580 Ma (Pharusien); le volcanisme subséquent est daté 530 Ma (rhyolites d'In-Zize) *.

Dans l'Anti-Atlas lui-même, certaines datations récentes (Clauer, à paraître) sont également en faveur d'un âge « éocambrien » de l'orogenèse post- Pr. II-III, et d'une série Pr. II relativement jeune. Puisque l'existence d'une discordance importante entre Pr. II et Pr. II-III est démontrée, peut-être faudra-t-il envisager de placer à ce niveau l'orogenèse pan-africaine proprement dite; le Pr. II-III serait alors assimilable à une partie inférieure de la « Série Pourprée » éocambrienne, qui est localement très déformée par des répliques tardives de l'orogenèse (§ précédent). On y a d'ailleurs décrit d'éventuelles tillites (fig. 25). Dans cette perspective, on peut corrélier le Pr. II *s.str.* avec la « série 1 » du Bassin de Taoudenni (grès et calcaires à stromatolites), le Pr. II-III avec la « série 2 » modérément discordante et débutant par des tillites (Michard & Sougy, 1974).

Le problème reste actuellement ouvert. L'idée la plus séduisante, mais qui demande encore de nouvelles démonstrations, est que les Anti-Atlasides au sens large représentent le passage, à la marge nord du craton ouest-africain, vieux de 2 milliards d'années environ, d'une chaîne beaucoup plus jeune, dont l'orogenèse s'est essentiellement déroulée à l'extrême fin du Précambrien et à l'aube du Cambrien, et qui court, en une « grandiose anastomose » (Rodgers, 1972) tout autour des cratons gondwaniens : la *chaîne pan-africaine* (fig. 27).

Dans le cadre des théories actuelles sur la dérive des continents (§ 6.1.), il est satisfaisant de retrouver également des orogenèses du Précambrien terminal-Eocambrien de l'autre côté de l'Atlantique, dans la « chaîne » avalonienne, ainsi que sur la marge ouest de l'Europe (Péninsule ibérique, Bretagne, etc.). Les travaux se multiplient sur ce sujet depuis le Colloque consacré récemment au Précambrien de l'Anti-Atlas (Choubert & *al.*, 1970).

La « chaîne » avalonienne (Rodgers, 1970, 1972; Hughes & *al.*, 1971; Schenk, 1971) peut être repérée, de façon discontinue, depuis l'Est de Terre-Neuve (péninsule d'Avalon) jusqu'au soubassement de la Floride (voir les figures du § 6.1). Dans certaines parties de la chaîne, des couches d'âge cambrien inférieur (à faune d' « affinité atlantique » et non « pacifique ») reposent, tantôt en concordance, tantôt en discordance sur une épaisse série volcano-détritique, où l'on note des tillites; par dessous, en discordance, on trouve une série de métavolcanites recoupées par des granitoïdes. Ailleurs, les strates cambriennes reposent en discordance sur des métasédiments (marbres, quartzites....) et des granitoïdes. Un âge de 550 Ma est avancé pour les granitoïdes et les roches qui les accompagnent.

Cette « chaîne » avalonienne dériverait d'un alignement insulaire volcanique, édifié entre deux sillons d'un « proto-Atlantique ». Vers le Sud, elle pouvait se prolonger dans la chaîne pan-africaine de Sierra Leone (Rodgers, *op. cit.*). A l'Est, on retrouverait des structures homologues, en tous cas des chaînes contemporaines, non seulement au Maroc mais dans le socle de la chaîne hercynienne ibérique (Bard & *al.*, 1971; Parga & Vegas, 1972) et dans le Briovérien de Bretagne (Cogné, 1972). On notera cependant dans ces deux derniers cas l'importance des roches basiques et l'existence d'ultrabasites dans la base du Précambrien supérieur ibérique (Parga & Vegas). Signalons que les zones internes de la chaîne rifo-bétique comportent aussi, semble-t-il, un Précambrien à ultrabasites (§ 5.4.1.2).

2.3.2. **Précambrien ancien**

Un socle plus ancien encore que le Précambrien moyen (?) — supérieur est connu dans l'Anti-Atlas. Il se distingue essentiellement par son évolution tectonique et métamorphique plus profonde. La discordance originelle entre ces deux systèmes est rarement conservée. On la décrit classiquement au Tizi n'Taratine, sur la route qui conduit du Souss à Ouarzazate. Deux types de discordance apparaissent (fig. 23). Les premières (dessins A et B) séparent les séries subhorizontales de l'Infracambrien (Adoudounien et Pr. III) des séries plissées sous-jacentes. La dernière partage ces séries en deux : en haut, le Précambrien II, défini ci-dessus ; en bas, un complexe fortement métamorphisé, base d'un vieil orogène très érodé, le « Précambrien I » (fig. 23 c).

* Par contre, dans le Hoggar central, J.M. Bertrand (1974) puis J.M. Bertrand et M. Lasserre (1975) montrent l'intervention d'une orogenèse kibarienne (vers 1 000 Ma) entre le cycle éburnéen et la chaîne pharusienne.

« Le Tizi n'Taratine est connu dans la littérature géologique du Maroc parce que c'est à ce col que L. Neltner a pu observer pour la première fois la discordance des quartzites « algonkiens » (Précambrien II) sur les micaschistes « archéens » (Précambrien I).

La route descend dans ces micaschistes traversés par des pegmatites à tourmaline et la discordance angulaire est admirablement visible en face, au pied de la montagne quartzitique.

Les quartzites débutent par un petit niveau de conglomérat. Les premiers bancs de quartzites qui le surmontent, comportent des mudcracks. Cependant, la photographie aérienne montre que le massif quartzitique de Taratine est constitué d'une série d'au moins cinq plis anticlinaux aigus ou cassés, affectant la même assise quartzitique. Il y a donc, en plus de la discordance, un décollement de la couverture quartzitique par rapport au socle du Précambrien I.

Au Nord de la route, les dolomies adoudouniennes, avec leur conglomérat de base, reposent en discordance sur les quartzites. Par contre, au Sud de la route, où les dolomies viennent directement sur les micaschistes du Précambrien I, une coulée d'ignimbrite accompagnée de quelques tufs et conglomérats s'intercale sous l'Adoudounien » (Choubert & *al.*, 1970, p. 97).

L. Neltner (1938) signale en outre des décollements disharmoniques entre les quartzites et la série calcaire, séparés peu au Nord du col par une série schisto-conglomératique. Il semble donc que des phénomènes tectoniques viennent notablement compliquer les relations entre les trois ensembles lithologiques reconnus dans ce site célèbre.

La discordance des quartzites Pr. II (couverture de plate-forme) sur les métamorphites Pr. I (socle ancien) est bien visible en divers points au Sud-Ouest du précédent : ainsi dans la boutonnière Adrar-Izazen—Agadir-Melloul (Horrenberger & Salem, 1974) .

Le Précambrien ancien est constitué par des micaschistes à grenat, sillimanite, etc., avec de rares amphibolites, ainsi que par des micaschistes moins métamorphiques (Schistes du Kerdous, partie est). Dans divers secteurs, ils passent à des migmatites hétérogènes puis homogènes en relation, dans les Zenaga, avec le granite d'Azguemerzi, monzonitique, et surtout avec celui, plus récent, de Tazenakht, leucocrate et au riche chevelu filonien (« diadysites »). Diverses lentilles pegmatitiques ont donné lieu à l'exploitation du béryl et des micas (fig. 29). Ces granites, comme celui de Tasserhirt dans le Kerdous, etc., ont pu être attribués hypothétiquement à diverses phases d'une même orogenèse du Précambrien I, sur la base de diverses mesures géochronologiques.

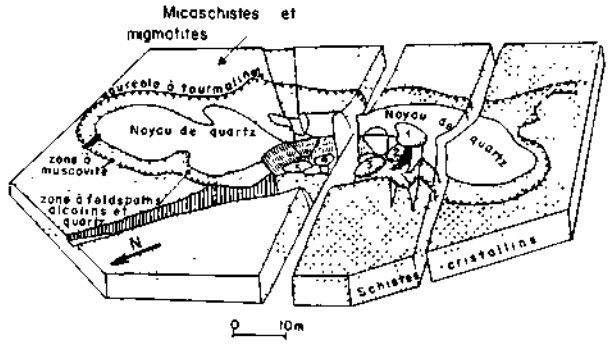


FIG. 29 — Lentille pegmatitique d'Angarf-sud, dans la plaine de Tazenakht (boutonnière des Zenaga) selon Morin (1952). On distingue les 5 amas de béryl et (en noir) des amas de phosphates de fer et manganèse, dans la zone feldspathique. Longtemps considérée comme postérieure au granite de Tazenakht, cette pegmatite serait plutôt à rattacher au granite d'Azguemerzi, plus ancien, d'après des mesures géochronologiques (Choubert & *al.*, 1970).

Cette orogenèse dite des « Berbérides » aurait débuté vers 1950 Ma pour s'achever vers 1 750 Ma (Charlot & *al.*, 1969 ; Choubert & *al.*, 1970). Mais souvent les schistes cristallins attribuables au Précambrien I sont rétromorphosés. Il s'agit pour une part de cristallisations rétromorphiques de la fin du « cycle » ancien lui-même (Horrenberger, 1973; Choubert & *al.*, 1974) mais aussi de l'effet des cycles postérieurs, notamment du Précambrien moyen ? — supérieur. Les âges géochronologiques en sont plus ou moins affectés et la subdivision du Précambrien ancien, est problématique. On retiendra seulement ici l'existence d'un socle continental ancien, d'âge proche de 2 000 Ma : c'est l'âge approximatif de la consolidation générale du « Craton de l'Ouest-africain » (cf. Fabre, 1969, 1970 ; Caby, 1970 ; « orogenèse suggarienne » de Allègre & Caby, 1972, etc.), dont la marge s'est trouvée plus ou moins reprise par la tectonique précambrienne plus récente (fig. 27).

2.3.3. Résidus archéens ? Problèmes géochronologiques et structuraux

Certaines observations dans la région de Bou-Azzer ont d'abord conduit à décrire un très vieux socle gneissique « Pr. 0 » sous le Précambrien ancien (Pr. I) de cette boutonnière (Choubert, 1963), mais cette hypothèse a dû être ensuite abandonnée (Leblanc, 1968 ; Choubert & *al.*, 1970).

Ce sont ensuite des mesures géochronologiques qui ont été utilisées pour indiquer l'existence d'éléments archéens, d'âge voisin de 2 600 Ma, dans la boutonnière du Kerdous (Choubert & *al.*, 1966-68). Il s'agirait peut-être de fragments archéens semblables à ceux que l'on rencontre dans certaines parties du craton de l'Ouest-africain (Est de la Dorsale reguibate, notamment : fig. 27).

L'extension de ces éventuels résidus archéens n'est pas connue avec précision. Faut-il y intégrer tous les schistes du Kerdous (Choubert & *al.*, 1970, p. 10 et 17), les micaschistes des Ida-ou-Zekri, Ida-ou-Zeddoute au Nord-Ouest d'Irherm (Choubert & *al.*, 1973), etc., en une vaste chaîne des Zagorides ? La géochronologie n'a pas permis de répondre à cette question. Pour l'heure, on n'a proposé d'âge archéen que pour deux points des granites de l'Oued Amarhous et de Tazeroualt (Kerdous). Ces granites, s'ils sont archéens, ont été ensuite englobés dans les orogènes ultérieurs et, par des palingenèses plus ou moins complètes, ont « repris vie » au cours du Pr. I et, peut-être, ultérieurement. C'est pourquoi leurs âges géochronologiques s'étaleraient entre 2 600 Ma et... 470 Ma. Il se pourrait que les âges supposés proches de 2 600 Ma soient déjà modifiés, « rajeunis » : l'Archéen du Hoggar (môle d'In-Ouzzal) est daté 3 300 Ma (Allègre & Caby, 1972).

De semblables « rajeunissements » entravent considérablement l'utilisation géologique des données isotopiques. Ils peuvent en effet intervenir aussi bien sous l'effet de véritables rajeunissements pétrographiques (palingenèses) que sous l'effet de subtiles transformations hydrothermales ou quasi-diagénétiques. C'est ainsi que diverses rhyolites du Pr. III, peu plissées sous le Cambrien fossilifère, ont fourni des âges variés entre 600 et 300 Ma environ et que les laves du volcan d'Alougoum, interstratifiées dans l'Adoudounien, ont fourni 290 Ma (Charlot & *al.*, 1970 ; Choubert & *al.*, 1972). La tectonique hercynienne qui fait souvent apparaître une schistosité dans le Paléozoïque inférieur, a donc été associée à un net réchauffement régional, suffisant pour perturber les âges géochronologiques. Un événement thermique calédonien peut également être envisagé ; du moins des événements plus récents que 450 Ma sont inscrits dans le socle du Hoggar (Allègre & Caby 1972), tandis que des cristallisations à 400 Ma seraient présentes dans l'Anti-Atlas central (Esquevin & Menendez, 1974). La riche moisson des mesures déjà accumulée ne prendra donc sa pleine valeur qu'assortie d'études structurales approfondies. Celles-ci se développent actuellement (travaux en cours de B. Hassenforder, D. Jeannette, P. Massacrier, etc.) ; leur intérêt, en même temps que celui des corrélations à moyenne et longue distance, a été souligné lors du Colloque international de 1970.

De premières conclusions sont présentées par G. Choubert & *al.*, (1974) :

— dans le Kerdous comme dans les Zenaga, le Précambrien ancien présente des séries lithostratigraphiquement équivalentes, où l'on peut retracer une histoire tectono-métamorphique analogue, avec deux phases majeures accompagnées chacune d'une granitisation (anatectique pour la première, intrusive pour la seconde de ces phases) ;

— cette double structuration, antérieure au Précambrien II, est antérieure à 1 750-1 900 Ma (âge des granites intrusifs) ;

— ce matériel précambrien ancien peut donc être désigné comme Précambrien I ; son âge archéen éventuel reste en discussion (avec en sa faveur seulement quelques mesures géochronologiques ponctuelles et des nodules silicatés comparés à ceux de l'Archéen du Canada). Dans l'attente des résultats nouveaux que l'on peut escompter pour les prochaines années, il n'a pas paru souhaitable de développer davantage ici la description du Précambrien anti-atlasique.

2.4. LE PALEOZOIQUE : STRATIGRAPHIE

Peu déformée par la tectonique hercynienne (sauf au sud-ouest), affleurant de manière presque continue sur d'immenses surfaces, la série primaire du Sud marocain se prête admirablement à l'étude stratigraphique (travaux de G. Choubert, H. Hollard, J. Destombes, etc.). Elle est disposée, *grosso modo*, en auréoles monoclinales (fig. 20) appuyées sur l'échine précambrienne ou infracambrienne de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta et s'enfonçant sous les bassins carbonifères de Tindouf ou de Béchar. Seuls les plis NE-SW des régions sud-occidentales et les plis NW-SE des régions sud-orientales, introduisent quelques perturbations dans ce dispositif. Il résulte de cette quasi constance de la disposition monoclinale : un certain handicap pour les reconstitutions paléogéographiques : sur un même niveau stratigraphique, les observations sont presque limitées à une seule dimension WSW-ENE.

2.4.1. Le Cambrien

2.4.1.1. *LE CAMBRIEN INFERIEUR FOSSILIFERE*

On a décrit plus haut (§ 2.2.2) la limite inférieure que l'on est amené à donner actuellement au Cambrien inférieur paléontologiquement daté. Sa première biozone, mal caractérisée, est celle des Calcaires à *Archaeocyathus*, dans le haut des « Calcaires supérieurs » de l'Anti-Atlas, au bord sud du Souss.

Les zones suivantes sont bien définies au contraire, par leurs faunes de Trilobites. P. Hupé (1952, 1960) a pu en distinguer huit et s'en servir pour une subdivision en étages du Cambrien inférieur. G. Choubert, de son côté, propose un regroupement des zones qui tient compte de la lithostratigraphie et distingue (cf. Choubert & Faure-Muret, 1970 ; Boudda & *al.*, 1972) :

— à la base, la « Série schisto-calcaire » ou « Etage d'Amouslek », avec les zones I à III de Trilobites, de nombreux Brachiopodes inarticulés, des Archaeocyathidés pouvant fournir des biohermes. Cette série devient très calcaire à Issafene, où les premiers Trilobites connus sont de la zone IV ;

— plus haut, la « Série schisteuse » ou « Etage d'Issafene », également avec trois biozones, IV à VI. Sur le flanc nord de l'Anti-Atlas, cette série est envahie de « Calcaires scoriacés » et ne comporte pas de Trilobites. Dans l'Ounein, les niveaux volcaniques abondent ;

— au-dessus vient la « Série des Grès terminaux », ou « Etage d'Asrhir » (près de Goulimine) avec la zone VII de Trilobites. Les grès sont développés sur le flanc sud de la chaîne avec des conglomérats, des tigillites ; sur le flanc nord dominent les tufs, écho de l'important volcanisme trachy-andésitique qui continue alors à sévir dans le Haut Atlas et jusqu'en Méséta.

Les « Grès terminaux » marquent la fin de ce premier grand cycle sédimentaire, mais non du « Géorgien ». Des Trilobites de la fin du Cambrien inférieur (zone VIII) se rencontrent encore, dans diverses coupes, à la base du cycle transgressif suivant, c'est-à-dire des « Schistes à *Paradoxides* » acadiens. Selon A. Boudda & *al.* (1974), une lacune doit exister entre les zones VII et VIII, par comparaison avec les séries sibériennes.

Le Cambrien inférieur marocain offre ainsi une remarquable échelle de zones paléontologiques, d'autant plus intéressante que s'y mélangent les faunes des deux grandes provinces connues pour cette époque : province à *Olenellus* acado-baltique (nord-atlantique) et province à *Redlichia* (ouest-pacifique) (Hupé, 1952). En outre, les Olenellidés des zones inférieures de l'Anti-Atlas paraissent plus primitifs — plus anciens — que ceux de tout le reste du monde (voir aussi le § 2.2.1).

A la fin de cette période « éocambrienne » à dépôts carbonatés dominants débute, dans l'Anti-Atlas et dans tout le Maroc, une longue période de sédimentation essentiellement terrigène. Par la suite, jusqu'au Dévonien inférieur, les calcaires seront des raretés (Ashgill, Ludlow : fig. 20). Ainsi, vers la fin du « Géorgien » se réalise un *changement complet du régime d'érosion*, sur les massifs émergés de la plate-forme saharienne (Dorsale reguibate, Hoggar), *et du régime de sédimentation,* dans la mer du Sud marocain.

Il est difficile d'établir une corrélation chronologique entre le changement observé dans le bassin de sédimentation sud-marocain et les phénomènes d'érosion dans le domaine continental saharien. Ceux-ci ont été étudiés en détail dernièrement par S. Beuf & *al.*, (1971), qui décrivent en particulier une *pédiplaine infratassilienne* d'une planéité remarquable, aménagée sous un climat à la fois humide et désertique (vu l'absence de plantes terrestres à cette époque). Cette pédiplaine, précédant les dépôts gréseux continentaux des Tassilis internes du « Cambro-Ordovicien », est imparfaitement datée : 540 à 500 Ma ? S. Beuf & *al.*, (*op. cit.*, p. 28) suggèrent que cette surface passerait, vers le Nord-Ouest, au-dessus du Cambrien moyen. On peut se demander si elle ne passerait plutôt *sous et dans* l'Adoudounien-Géorgien, dont les calcaires s'accorderaient avec une morphologie surbaissée du continent voisin ?

2.4.1.2. *LE CAMBRIEN MOYEN*

L'*Acadien* est transgressif par rapport aux « Grès terminaux » et peut reposer sur des termes plus anciens, allant jusqu'au Précambrien III (Jbel Ougnate; voir également dans le Bloc ancien du Haut Atlas : fig. 87). Cependant, la base de la série transgressive contient parfois des Trilobites de la fin du « Géorgien » (voir ci-dessus). C'est en particulier le cas de la « Brèche à *Micmacca* » (Ouriken-n'Ourmast, sur la route d'Agdz) et des « Schistes à Protolenidés » d'Amouslek (au Sud de Taroudannt). Au-dessus se développe la puissante série des « Schistes à *Paradoxides* », gréso-pélites chloriteuses à éléments pyroclastiques (greywackes). Enfin, les apports terrigènes en provenance des massifs sahariens devenant plus grossiers, les faciès gréso-quartzitiques dominent dans le haut de la série, plus épais au Sud-Ouest (500 m) qu'au Nord-Est (100 m) : ce sont les « Grès à *Conocoryphe* et Lingules ».

La série présente des variations sur les « ailes » ouest et est du domaine. Vers le Sud-Ouest se développent des niveaux gréseux dans les Schistes à *Paradoxides* (banc de Goulimine, notamment). Vers l'Est de l'Anti-Atlas central et dans l'Anti-Atlas oriental, la moitié supérieure des Schistes devient tout entière gréseuse et se confond morphologiquement avec les Grès à *Conocoryphe*.

L'épaisseur du Cambrien moyen varie de 1 200-1 300 m dans la Province de Tarfaya à 300-400 m au flanc sud de l'Ougnate.

Comme il en allait pour les grès géorgiens, la fin de la sédimentation grossière et greywackeuse ne correspond en rien à la limite de l'étage. Sous le nouveau cycle transgressif (cartographiquement discordant), il n'y a pratiquement pas, non plus, de discordance angulaire, autre que très faible et locale. Il y eut parfois émersion, probablement, mais surtout, semble-t-il, un brusque ralentissement de la sédimentation (possibilités de non-dépôt, ou d'érosion précoce) et en même temps, un changement de faciès annonçant les dépôts de l'Ordovicien inférieur — et cela, dès l'Acadien moyen.

D'après J. Destombes (comm. pers.) qui a étudié récemment les séries de passage du Cambrien moyen à l'Ordovicien, une discordance de ravinement, faible mais générale, sépare les séries détritiques du Cambrien moyen de celles, argilo-pélitiques, de l'Ordovicien inférieur transgressif. Les sédiments cambriens les plus récents, d'âge encore cambrien moyen (présence de Paradoxididae), ont été conservés dans l'Anti-Atlas central sous l'Ordovicien transgressif, tandis que celui-ci entame plus profondément les sédiments d'âge cambrien moyen dans l'Anti-Atlas oriental. Le Cambrien supérieur, s'il s'est déposé, ne semble avoir été nulle part conservé et paraît totalement absent de l'Anti-Atlas et du reste du Maroc.

« Dans l'Anti-Atlas oriental (Jbel Siguenit), des niveaux pyroclastiques basaltiques importants sont intercalés à la limite du Cambrien et de l'Ordovicien et témoigneraient de mouvements rapportables à la phase sarde » (Destombes, 1970, p. 162-163).

2.4.1.3. *REMARQUES SUR LA MORPHOLOGIE*

Le rajeunissement quaternaire de la pénéplaine polygénique recoupant les vastes plis primaires, permet de retrouver aisément, dans une morphologie de type appalachien, la continuité des principaux niveaux stratigraphiques (fig. 20). Aux Schistes à *Paradoxides* correspondent, dans l'Ouest, où ils sont assez épais (800 m à Tan-Tan, 400 m à Zagora) des dépressions allongées nommées « feijas ». Ce sont pour les géologues, les « *feijas internes* », longeant l'Anti-Atlas (encore que les Schistes et Calcaires géorgiens forment souvent aussi une petite feija encore plus interne) et limitées vers le Sud par la crête des Grès à *Conocoryphe*. On connaît cette crête sous le nom de *Tabanit* (Berbère : petit Bani). En effet, elle court en contrebas des hautes crêtes du *Jbel Bani* ordovicien. Entre Tabanit et Bani, les « *feijas externes* » sont elles-mêmes essentiellement ordoviciennes. Ce sont les seules feijas bien marquées dans l'Anti-Atlas oriental, où la réduction des faciès tendres dans les Schistes à *Paradoxides* (100 à 200 m) efface les feijas internes et incorpore tout l'Acadien moyen à la zone montagneuse.

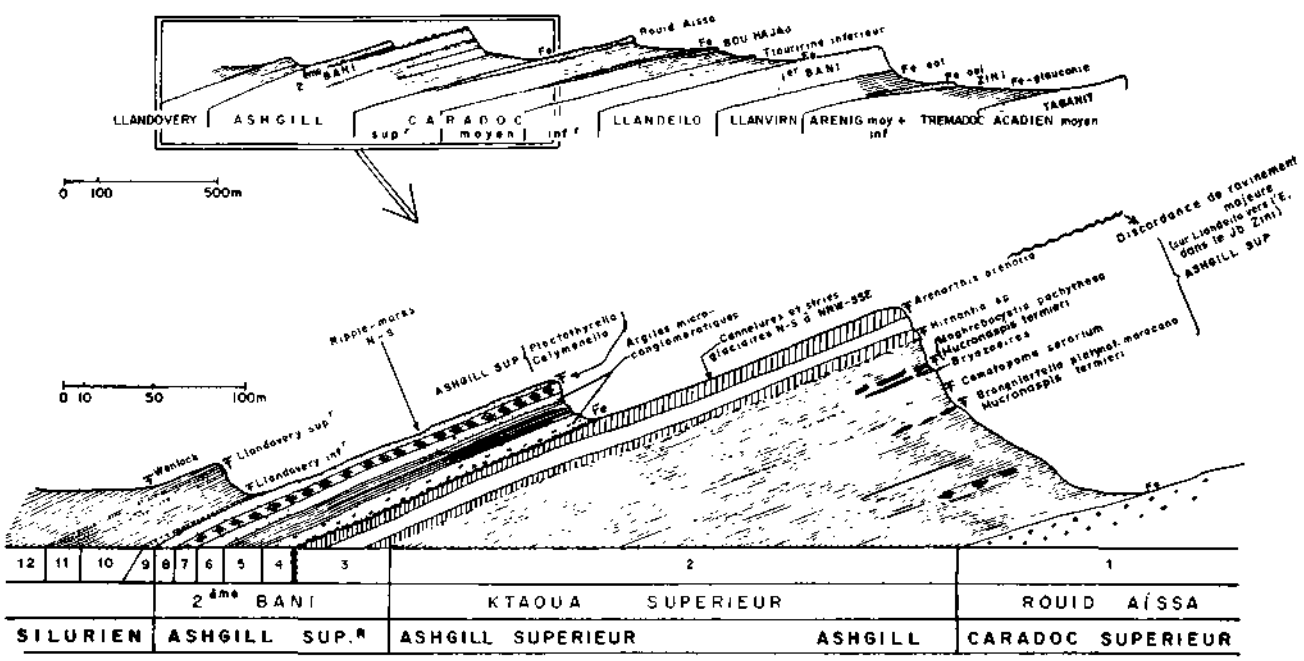


FIG. 30 — Coupe légèrement schématisée de l'Ordovicien supérieur dans l'Anti-Atlas central (entre Foum-Zguid et le M'hamid), avec coupe générale de situation (en haut); extrait de Destombes, 1968 (légèrement modifié d'après comm. pers.).
1 :Quartzites sombres à grands Brachiopodes et rares *Calymenella* - 2 : Argilites noires et vertes (oolithes ferrugineuses à leur base) passant à des grès argileux à nodules carbonatés, avec Echinodermes, Brachiopodes et calcaires à Bryozoaires - 3 : Grès et quartzites - 4 : Argiles gréso-conglomératiques vertes, à rares galets de granite ou rhyolite - 5 : Argilites fines vertes - 6: : cf. 5, les galets sont souvent polyédriques; galets mous - 7 : Grès grossiers micacés jaunes à stratifications entrecroisées - 8 : Quartzites grossiers ferrugineux - 9 : Grès verts grossiers à galets phosphatés - 10 : Argilites versicolores à Graptolithes - 11 : Grès plaqueté à Graptolithes - 12 : Argilites grises à Graptolithes des plaines du Dra.

2.4.2. L'Ordovicien

2.4.2.1. *GENERALITES*

Les formations ordoviciennes du Sud marocain sont surtout représentées sur le flanc méridional de l'Anti-Atlas, en une bande de 850 km de long (fig. 36). Quelques zones d'affleurement existent sur le flanc septentrional (Jbel Tachilla, à l'Ouest, et bordure nord du Sarhro), jalons vers les massifs d'âge paléozoïque inférieur du Haut Atlas et de la Méséta. L'essentiel des descriptions qui suivent est tiré des publications de J. Destombes (1962, 1968, 1970, 1971, et comm. pers.).

La série ordovicienne est avant tout épicontinentale et terrigène. Venant du Sud et du Sud-Ouest, les apports détritiques étaient tantôt fins, tantôt grossiers : la série se présente comme une alternance de combes ou talus pélitiques et de barres gréso-quartzitiques (fig. 30). On a décrit ces couches en quatre « groupes » majeurs à dominante alternativement argilo-pélitique et gréso-quartzitique : successivement les « Schistes des feijas externes », les « Grès du premier Bani », les « Schistes du Ktaoua », les « Grès du deuxième Bani ». Chacun de ces groupes est à son tour subdivisé en « formations », en partie d'après ses variations lithologiques, mais aussi d'après ses faunes de Trilobites et de Graptolithes.

La série ainsi définie n'est complète que dans l'Anti-Atlas central, entre Akka et Zagora (« crosse du Bani ») ; elle y dépasse 2 000 m. Sur les ailes est et surtout ouest du domaine, d'importantes lacunes révèlent une tendance périodique à la surrection, alternant avec des phases de subsidence. C'est aussi là que se trouvent les plus importants des dépôts de fer oolithique qui accompagnent presque toujours les transgressions ordoviciennes. La subsidence est plus importante, au total, dans l'Ouest (épaisseur de la série 1 200 à 2 000 m) que dans le Nord-Est (300 à 900 m) ; le Tafilalt manifeste déjà une tendance positive qui se retrouvera au Dévonien. Sans doute ce dispositif traduit-il en surface le rejeu de structures majeures du socle précambrien profond, dont on remarquera qu'elles sont effectivement orientées N-S à NNW-SSE dans la dorsale reguibate.

Parmi les crises épeirogéniques qui jalonnent l'Ordovicien, la dernière, d'âge intra-Ashgill supérieur, est aussi la plus remarquable. Elle est en effet contemporaine d'une glaciation majeure, dont on a retrouvé les traces tant en Mauritanie qu'au Hoggar et dans l'Ougarta. Cette crise correspond à la phase « taconique » d'Europe et d'Amérique du Nord.

2.4.2.2. *LES SCHISTES DES FEIJAS EXTERNES*

Les mouvements du Cambrien moyen (et supérieur ?) firent peut-être émerger des parties du Maroc anti-atlasique et mésétien (« phase sarde »).

Durant le Trémadoc la mer s'étalait largement d'Est en Ouest, se raccordant d'une part au bassin saharien (Legrand, 1974), d'autre part à celui du Zemmour (Destombes & *al.*, 1969). C'est l'époque du dépôt, dans l'Anti-Atlas central, des premiers « Schistes des feijas externes », désignés sous le nom de « formation des *schistes inférieurs du Fezouata* ». L'abondance de glauconie dans ces schistes argileux à miches calcaires révèle une sédimentation marine de profondeur modérée. Ils atteignent 400 m dans la vallée du Dra.

Au cours de l'Arenig inférieur, la transgression a dépassé les « rivages » de la mer trémadocienne. En tous cas, les « *Schistes supérieurs du Fezouata* » se sont déposés dans la quasi-totalité de l'Anti-Atlas et, d'ailleurs, du Maroc entier, reposant sur les Grès du Tabanit dans le Sud-Ouest et le Nord-Est de l'Anti-Atlas. Le maximum d'épaisseur, 500 à 600 m, s'observe encore vers Agdz-Zagora et Akka-Tata. Ces « schistes » gris ou panachés, souvent bioturbés, sont plus riches en sablon et micas flottés que les précédents. Aussi bien, dans les régions sud-occidentales, ils sont en partie remplacés au cour de l'Arenig moyen par les « *Grès et Quartzites du Zini* » (300-450 m). Ces dépôts gréseux, en couches souvent lenticulaires, témoignent de la proximité et de l'extension de reliefs cristallins soumis à l'érosion. Ils semblent contemporains des « quartzites armoricains » de France, d'Espagne et du Portugal.

La sédimentation argilo-pélitique reprend après cet épisode sableux régressif. La transgression du Llanvirn (Arenig supérieur et Llandeilo inférieur) achève la conquête (ou la reconquête ?) du Sud marocain par celle du secteur nord-ouest. Dans ce secteur (Tiznit), les « *Schistes du Tachilla* » reposent directement sur l'Acadien. Paradoxalement, ils sont ici plus épais (1 200 m) que là où ils succèdent à l'Arenig moyen (300 m) : c'est un exemple de « renversement de subsidence » ou mieux, « renversement de tendance orogénique ». Partout ou presque, ils débutent par un horizon de fer oolithique qui souligne leur caractère transgressif.

2.4.2.3. *LES GRES DU PREMIER BANI*

D'âge Llandeilo, ils forment une haute cuesta dominant les feijas externes vers le Sud ou vers l'Est (« crosse » du Bani). Leur commandement morphologique s'estompe cependant dans les régions Nord-Est, au fur et à mesure que diminue

leur épaisseur, qui passe de 300-400 m à 50-100 m. Par ailleurs, dans l'extrême Sud-Ouest (Zini), les érosions liées à la phase taconique intra-Ashgill en ont fait disparaître la plus grande partie.

Leur base est souvent marquée par un niveau de fer oolithique, qui prend une certaine puissance dans le Tafilalt (gisement de Tourza, etc.) et qui peut reposer localement en discordance angulaire sur les schistes du Tachilla.

On note, vers la base de la série à dominante gréseuse et quartzitique, quelques lumachelles calcareuses à Trilobites, cependant que les Cystoïdes (Echinodermes primitifs) sont assez fréquents à tous les niveaux.

2.4.2.4. *LES SCHISTES DU KTAOUA*

Le « Groupe du Ktaoua » est caractéristique dans la région du Bani central, entre Zagora et le M'Hamid. Là, des argilites finement gréseuses très blanches à la base, forment le substratum de la vaste plaine qui sépare le « premier Bani » du « deuxième Bani » et porte la palmeraie du Ktaoua. Leur âge va du Caradoc inférieur à l'Ashgill supérieur *pro parte* ; leur épaisseur atteint 400 m.

Mais lorsqu'on s'éloigne de cette région centrale soit vers l'Est, soit vers l'Ouest, on voit s'individualiser quelques niveaux gréseux. A l'Est, ce sont les Grès de Tiouririne, inférieurs (intercalés dans la « formation argilo-gréseuse inférieure du Ktaoua », Caradoc inférieur et moyen) et supérieurs (Caradoc supérieur) ; à l'Ouest, se développent en correspondance les grès de Foum-Zguid, Bou-Hajaj et ceux de Rouïd-Aïssa (trois barres sur la fig. 30). Les grès inférieurs sont souvent lumachelliques et calcaires (Bryozoaires, Brachiopodes) dans les régions orientales. Quant à la « formation gréseuse supérieure de Tiouririne et de Rouïd-Aïssa », elle présente une granulométrie de plus en plus grossière au fur et à mesure que l'on s'éloigne du Ktaoua, et les grès peuvent localement passer à des conglomérats (Tafilalt occidental). Ces grès grossiers et ces conglomérats reposent localement en discordance de ravinement, parfois en discordance angulaire sur les couches plus anciennes (à l'Est d'Erfoud en particulier). Une épeirogenèse a donc affecté le Sud marocain durant le Caradoc, avec une intensité maximale très localisée dans le Tafilalt. La transgression d'âge caradoc supérieur a vu l'étalement de masses détritiques considérables ; seules quelques zones abritées ont permis le développement de biostromes calcaires à Bryozoaires (Tafilalt). Ensuite se déposa une « formation argileuse supérieure du Ktaoua » à granulométrie beaucoup plus fine, parfois très fossilifère (Ashgill), suivie localement (Anti-Atlas central) de grès bioturbés et de grès quartzeux riches en Brachiopodes de l'Ashgill supérieur.

2.4.2.5. *LES GRES DU DEUXIEME BANI*

Ils ne sont bien individualisés que là où le Caradoc-Ashgill est avant tout argileux, c'est-à-dire dans les environs du Ktaoua ; leur épaisseur atteint là 100 m. Ailleurs, ils ne constituent plus que la dalle terminale d'un « deuxième Bani » au sens large.

La formation du deuxième Bani (*sensu stricto*) est tout entière d'âge ashgill supérieur. Dans l'Anti-Atlas central, elle succède donc sans lacune distincte aux Schistes supérieurs du Ktaoua (fig. 30). Néanmoins une discordance de ravinement se situe dans la formation qui prend toute son importance dans les secteurs Nord-Est et surtout Sud-Ouest. Au Jbel Zini, le deuxième Bani (15 à 70 m) repose directement sur le Llanvirn schisteux.

Correspondant, dans la nomenclature classique, à une *phase taconique précoce,* une crise épeirogénique importante marque donc le début de cette période. C'est l'écho, la manifestation marginale d'une phase orogénique ayant affecté les régions plus méridionales. Cette phase intra-Ashgill a ceci d'original qu'elle est suivie d'une glaciation généralisée à un large domaine de l'Afrique occidentale : on en a retrouvé la trace souvent spectaculaire en Mauritanie (tillites discordantes du Zemmour noir), dans l'Ougarta, au Hoggar (Beuf & *al.*, 1971) et aussi dans le Sud de l'Espagne, en Sierra Morena (Arbey & Tamain, 1971 ; Tamain, 1972) et en Normandie (cf. fig. 209). Des dépôts glacio-marins d'âge analogue sont d'ailleurs connus outre-Atlantique, à Terre-Neuve et en Nouvelle-Angleterre (Mc Cann & Kennedy, 1974), voire en Amérique du Sud (Berry & Boucot, 1973). Dans le Sud marocain, cet âge glaciaire se manifeste de diverses manières. La figure 30 en montre les effets dans la zone la plus subsidente de l'Anti-Atlas.

Succédant à des grès à Brachiopodes (niveau 3 de la figure), dépôts de mer très peu profonde indiquant une régression par rapport aux argilites sous jacentes auxquelles ils passent en continuité (niveau 2), la phase épeirogénique, de très vaste extension sur toute l'Afrique du Nord a une importance considérable : elle permet l'érosion de vastes portions soulevées sur lesquelles la couverture de sédiments d'environnement glaciaire va se déposer.

Cette couverture glaciaire, fluvio-glaciaire puis glaciomarine s'étend ici sur les couches supérieures gréseuses du niveau 3, provoquant des arrachements, des stries, des cannelures orientées N-S à NNW-SSE. Les dépôts recouvrant ce plancher glaciaire ont des caractères de tillites (niveau 4 et 6 : argiles conglomératiques hétérogranulaires avec galets à facettes) ou de varves (argilites finement litées). Puis, à des couches gréseuses à fines stratifications entrecroisées, succèdent des quartzites grossiers ferrugineux à *Calymenella* et Brachiopodes, indiquant à la fin de la sédimentation de l'Ordovicien, de nouvelles influence marines.

Une émersion générale se produit ensuite de sorte que le Silurien inférieur est transgressif sur l'Ordovicien.

2.4.3. Le Silurien

Ses caractères sont résumés dans un article récent de H. Hollard (1970) utilisant notamment les études paléontologiques de S. Willefert sur les faunes de Graptolithes (1963 et travaux en cours).

Essentiellement argileux ou ampéliteux, il constitue, avec le Gédinnien-Siegénien, le soubassement de la partie des plaines du Dra, comprise entre l'Ordovicien du Jbel Bani et le Dévonien inférieur des « Rich » ; très couvert, il n'affleure guère que le long des terrasses quaternaires des oueds les plus profonds. On le retrouve à l'Ouest, beaucoup plus mince, autour des anticlinaux de l'Anti-Atlas oriental et du Tafilalt.

Sous le faciès de « Schistes à Graptolithes », ses premiers niveaux sont datés de la base du Llandovery inférieur à l'Est et à l'Ouest de l'Anti-Atlas. Mais, progressant peut-être sur un relief hérité de la glaciation ordovicienne et des déformations contemporaines (Destombes, 1970), la transgression ne se généralise qu'au Llandovery moyen-supérieur. Des grès en plaquettes correspondent à cette transgression, suivis de schistes noirs à Graptolithes.

Plus haut, au même faciès dominant s'associent des apports sableux et, en bancs ou en miches, des calcaires noirs ou ocres à « Orthocères », à *Cardiola interrupta* (Wenlock et surtout Ludlow inférieur). Les calcaires crinoïdiques rouges (à *Scyphocrinites*), les grès, les argiles sulfurées (pyrite ou gypse d'altération) se multiplient vers le haut de la série (Ludlow supérieur), révélant une tendance régressive. Une émersion est apparemment intervenue çà et là avant le Dévonien (Lochkovien ; voir ci-dessous). Le phénomène reste local et l'on peut conclure que durant cette période, aucun plissement calédonien n'a affecté cette vaste région.

Une certaine instabilité crustale est cependant indiquée par les épisodes sableux interca'és et surtout par les inégalités d'épaisseur de la série et de ses différents termes. Puissante en moyenne de 1 000 m dans les plaines du Dra, elle atteint 1 500 m autour de l'Adrar-Zouggar mais se réduit à 200 m vers l'Est (Tafilalt), où le Wenlock est absent. Ainsi se trouve esquissé le canevas paléogéographique du Dévonien inférieur et moyen.

Le Silurien se présente donc comme une longue période de sédimentation calme dans une mer transgressive. Cela n'est pas seulement vrai du Sud marocain : la mer recouvrit alors un domaine immense, de la Norvège au Sahara méridional et du Moyen-Orient aux Amériques du Nord et du Sud (cf. Berry & Boucot, 1973). Il s'agit là d'un bel exemple de *transgression glacio-eustatique*, réalisée presque instantanément (à l'échelle des temps géologiques) par suite de la fonte des inlandsis et autres glaciers de la fin de l'Ordovicien.

S. Beuf & *al.* (1971) interprètent ainsi les étapes de la transgression post-glaciaire dans le Tassili des Ajjers :

« — d'abord une submersion rapide, par glacio-eustatisme, des inégalités topographiques de détail laissées par le remblaiement périglaciaire ;

— puis un soulèvement isostatique entraînant un remaniement superficiel des dépôts glaciaires en rivages successifs ;

— ensuite une période d'émersion avec stagnation des eaux entre les niveaux de plage, formation de sols polygonaux et égalisation des derniers accidents topographiques ;

— enfin l'installation définitive et rapide de la mer à la suite d'un glacio-eustatisme généralisé » (*op. cit.*, p. 92).

2.4.4. Le Dévonien

2.4.4.1. *PALEOGEOGRAPHIE GENERALE*

Une grande diversité de faciès et d'épaisseur règne dans les séries dévoniennes, révélant une paléogéographie complexe et changeante. Sa description sera empruntée, pour l'essentiel, aux travaux de H. Hollard (1963, 1967, 1970, 1974).

La mer dévonienne du Sud marocain n'était qu'une partie d'un bassin beaucoup plus vaste. Il procède directement du bassin marin silurien, mais fortement réduit, au Sud, par l'émersion du craton ouest-africain et du Hoggar méridional (Beuf & *al.*, 1971). Cette émersion s'est réalisée au cours du Dévonien inférieur par toute une série de secousses épeirogéniques, qui se sont inscrites par de nombreuses discontinuités dans les Grès continentaux des Tassilis externes. Sur le bord sud du bassin de Tindouf, il semble bien que l'émersion ait débuté au Ludlow (Hollard). Au Nord-Ouest, vers les Appalaches (voir § 6.1), des terres émergées semblent également avoir existé durant cette période. Ces émersions appartiennent au *cycle orogénique calédonien* (*s.l.*).

Dans le bassin sud-marocain, resté immergé, des mouvements ont déterminé des régressions et des transgressions, une sédimentation inégale sur des rides, des plateaux, des sillons sous-marins. D'une façon générale, les séries occidentales (vallée du Dra) sont beaucoup plus épaisses et plus riches en grès ou pélites que les séries orientales (Tafilalt), à dominante calcaire. Plus à l'Est encore, dans les mon's d'Ougarta, les séries redeviennent épaisses et terrigènes.

La répartition des faunes révèle, elle aussi, l'existence de faciès distincts. A l'Ouest dominent des faunes ardennaises (pays des Rich), au Nord-Est, des faunes hercyno-bohémiennes (Tafilalt). Plus loin

au Sud (Zemmour, bord sud du bassin de Tindouf), certains éléments de faunes endémiques américaines ont pu pénétrer, soudainement, semble-t-il, à partir de l'Emsien terminal et durant le Dévonien moyen. Leur arrivée peut s'expliquer soit par la disparition de terres occidentales, soit par une modification des courants marins ; la fermeture du Proto-Atlantique, rapprochant les plates-formes américaines et africaines, a pu favoriser la migration de ces faunes benthiques (Hollard, *in litt.*). Pendant les maxima de transgression (Emsien terminal, Givétien, Frasnien supérieur) les faunes des trois provinces ont souvent cohabité, ce qui autorise les corrélations entre les diverses séries.

Parmi toutes les phases de mouvement du sous-sol qui jalonnent cette longue période, celles qui suivent le Frasnien inférieur et précèdent le Famennien supérieur relèvent d'une véritable phase tectonique précoce de l'orogenèse hercynienne. Ce sont les premières à déterminer des plis, suivis d'érosion et de transgression avec discordance angulaire. Elles bousculent le canevas paléogéographique antérieur, créant celui qui dirigera l'histoire stratigraphique jusqu'aux phases hercyniennes paroxysmales. Durant le Dévonien inférieur et moyen, les limites de faciès, les lignes isopiques étaient de direction dominan e SSW-NNE à l'Ouest, NW-SE ou E-W à l'Est. A partir du Frasnien supérieur, elles deviennent WSW-ENE à l'Ouest, N-S ou NW-SE à l'Est, cependant que le contraste entre rides et sillons s'accentue brutalement.

2.4.4.2. *LE LOCHKOVIEN ET LA QUESTION DE LA CHAINE CALEDONIENNE*

Cet étage est admis comme équivalent du Gédinnien, du Siegénien inférieur et du Siegénien moyen. Cette première partie du Dévonien inférieur ne se distingue guère, par son faciès, des couches siluriennes sous-jacentes avec lesquelles elle est d'ordinaire continue. On note cependant l'abondance du fer oxydé, la fossilisation de nombreux Brachiopodes et Trilobites, enfin le renouvellement général de la faune. La transgressivité du Lochkovien ne s'observe qu'au bord sud du bassin de Tindouf et, peu marquée, à l'Est des plaines du Dra.

La coupe d'Aïn-Deliouine, au Sud-Ouest de l'Anti-Atlas, montre par exemple 700 m d'argilites plus ou moins silteuses à Graptolithes, à lits gré-

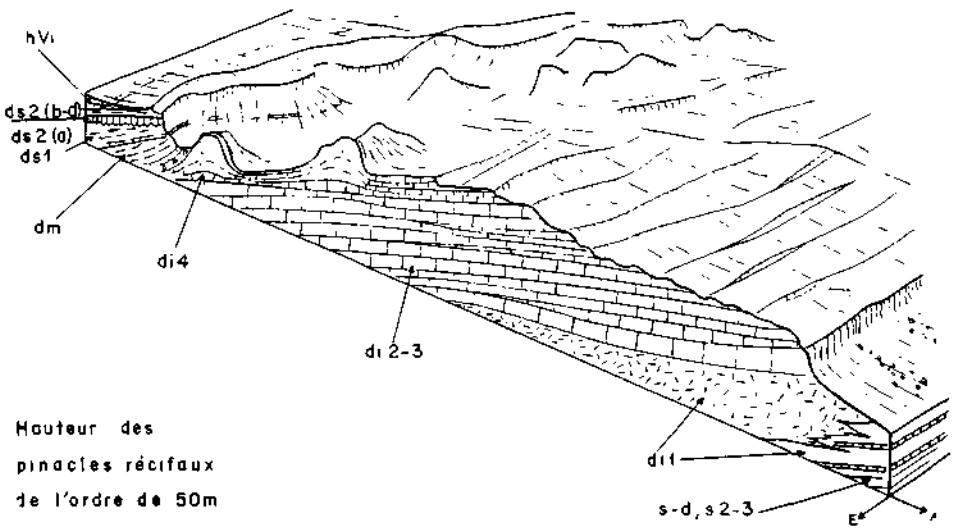


FIG. 31 — Les récifs dévoniens de Hamar-Laghdad, au Sud-Est d'Erfoud (Tafilalt), d'après Massa & *al.*, 1965 et Hollard, 1967.
Les indices sont ceux des cartes du Sud marocain au 1/200 000 : S 2-3 : Ludlow; s-d : couches de passage siluro-dévoniennes; di 1 : Lochkovien, comportant vers le haut une masse de tufs volcaniques qui est à la base de l'installation des récifs; di 2-3 : Praguien : calcaires péri-récifaux ou récifaux, à Encrines ou Polypiers souvent remaniés; di4 : Emsien supérieur : pinacles récifaux à Polypiers; calcaires dolomitisés à stratification peu visib'e; dm : Dévonien moyen ennoyant les récifs; vers la base : brèches; ds1, ds2a : Frasnien supérieur à *Manticoceras*, et Famennien inférieur à Goniatites pyriteuses et Arthrodires, discordants; ds2b-d : Famennien supérieur transgressif; hVi : Viséen inférieur transgressif.

seux (ripple-marks, stratifications obliques), à bancs ou nodules calcaires, à Nautiloïdes orthocônes, à Crinoïdes, Brachiopodes, Trilobites.

Dans le Tafilalt, la série se trouve condensée en guère plus de 100 m de schistes et calcaires noirs. Localement, des pépérites basaltiques, dues à des éruptions d'âge lochkovien supérieur, ont formé dès cette époque un haut-fond autour duquel les argiles à nodules continuaient à se déposer (fig. 31).

A la fin du Lochkovien intervient une large régression, marquée par une lacune de durée mal précisée et probablement variable d'un domaine à l'autre. Des altérations d'origine continentale la soulignent localement, mais nulle discordance angulaire significative n'a été observée jusqu'ici.

Ainsi, *aucune discordance majeure n'est connue au début ou à la fin du Lochkovien dans le Sud marocain.* Il n'y a donc pas eu de véritable plissement calédonien dans ces régions, mais de simples mouvements épeirogéniques. Certaines observations dans le Haut Atlas (§ 4.2.2.1) ou la Méséta (§ 3.3.4.3.) et la répartition des faciès terrigènes et pélagiques de cet âge dans l'ensemble du Maroc plaident par contre en faveur de l'existence d'une terre émergée occidentale. Ceci est important dans la perspective d'une proximité, à cette époque, de la chaîne des Appalaches (§ 6.1).

Notons que, plus au Sud, selon J. Sougy (1969), un tronçon de chaîne calédonienne existe au moins dans la *partie méridionale des Mauritanides,* sur lequel se superposent les plissements hercyniens (voir aussi Michard & Sougy, 1974).

Par ailleurs, dans l'Anti-Atlas lui-même, « un grand nombre d'*analyses radiométriques*... a permis de définir une vaste zone de rajeunissement de 400 à 450 Ma = phase taconique ou calédonienne » (Choubert *& al.*, 1970, p. 33 ; *cf.* aussi p. 38, ainsi que Esquevin & Menendez, 1974). On retrouve cet événement dans le Hoggar occidental (Allègre & Caby, 1972).

2.4.4.3. *DU PRAGUIEN AU FRASNIEN INFERIEUR*

Cette période comprend le Dévonien inférieur proprement dit (mis à part le Lochkovien), le Dévonien moyen et, avec le Frasnien inférieur, la base du Dévonien supérieur. C'est une *époque d'instabilité modérée du fond marin,* durant laquelle s'opposent souvent une province occidentale et une province orientale (voir le § 2.4.4.1 et les figures 20 et 32).

Mince et calcaire à l'Est, le Praguien constitue à l'Ouest les deux premiers « Rich », épais, gréso-silteux et calcaires.

Le Praguien est considéré comme l'équivalent approximatif du *Siegénien supérieur* et de l'*Emsien inférieur.* Il est transgressif sur le Lochkovien, une lacune plus ou moins longue les séparant, et même sur le Silurien dans diverses régions centrales. Vers l'Est (Tafilalt-Maïdère), il est représenté par de minces couches calcaires ou argilo-calcaires (10 à 30 m). A l'Ouest, au contraire, se développe une sédimentation terrigène atteignant 400 m suivant des « gouttières » subsidentes. Les dépôts correspondants forment certaines de ces crêtes rocheuses appelées ici « Rich » : pour les géologues, c'est *le premier Rich,* ou Rich d'Assa, et le *second Rich,* de Mersakhsaï.

Les Rich suivants se développent jusqu'au Couvinien dans la même *province occidentale* mais dans de nouvelles gouttières, encore *décalées* les unes par rapport aux autres.

C'est le *troisième Rich,* d'El-Ansar *correspondant* à l'*Ems'en supérieur,* et un *dernier Rich,* entre Tighirt (Zemmour) et le Jbel Maïfid (NE d'Assa), correspondant au *Couvinien* (Eifelien). Dans chacun des Rich, la série est schématiquement constituée d'un cycle de 200 à 400 m d'épaisseur comportant une « trilogie » : calcaire (plus ou moins gréseux à sa base) — silts argileux puis gréseux — grès et lumachelles à Brachiopodes. Le troisième Rich s'assortit de niveaux ferrugineux, homologues rudimentaires du gisement de Gara Jebilet, au Sud du bassin de Tindouf.

Pendant toute cette période, *la province orientale* n'accueille qu'une sédimentation *calcaire* ou argilo-calcaire relativement mince, mais localement épaissie par des récifs.

Il s'agit en général de *faciès pélagiques* lités, marneux où, à partir de l'Emsien supérieur, des Goniatites abondent. Mais *certains hauts-fonds* permettent l'installation de colonies d'animaux à fort squelette calcaire : d'où accumulation de *calcaires bioclastiques,* à Crinoïdes, ou même de *calcaires construits* à Polypiers. C'est ainsi que les pinacles de Hamar-Laghdad, à l'Est d'Erfoud, ont pu s'édifier pendant l'Emsien supérieur à l'aplomb des masses pyroclastiques lochkoviennes (fig. 31), à la manière des pinacles et atolls du Pacifique actuel. L'absence d'éléments détritiques grossiers dans cette zone paraît s'expliquer par leur « piégeage » dans les gouttières subsidentes occidentales. On trouvera une étude sédimentologique des phénomènes récifaux si remarquables du Dévonien marocain (voir leur développement en Méséta au § 3.3.4.2 ci-après) dans un travail de C. Gendrot (1973).

Une *phase d'homogénéisation* temporaire des faciès de l'Est à l'Ouest s'observe cependant dans l'Emsien terminal - Eifélien inférieur. Un faciès pélagique de calcaires à Goniatites (*Sellanarcestes*) s'étend sur tout le domaine durant ce maximum de transgression. Sous une mince épaisseur se trouvent condensées plusieurs zones de Goniatites, jalonnant un passage très continu du Dévonien inférieur au Dévonien moyen.

L'*Eifélien supérieur - Givétien inférieur* est une nouvelle époque d'homogénéité des faciès, à peine altérée par quelques faciès terrigènes à l'Ouest et quelques faciès construits dans le Maïdère — mais *la différenciation des séries va ensuite s'accentuer.* C'est aussi du Givétien que semble dater la première surrection de l'Anti-Atlas par rapport au bas-

sin de Tindouf. Cette « inversion de relief » s'amorçant au front de la plate-forme saharienne semble à paralléliser avec la « phase acadienne » des Appalaches (Hollard, 1974).

Les faciès construits prennent un grand développement, durant le *Givétien moyen-supérieur*, dans la même zone du Maïdère; elle se comporte alors comme un *haut-fond* subsident (200 m de récifs à Polypiers, à Algues, à Stromatopores) entre des *bassins* plus profonds où se déposent lentement une soixantaine de mètres d'argiles et calcaires noirs à Céphalopodes pyriteux (Goniatites, Orthocères) et Tentaculites (Ptéropodes planctoniques). Au *Frasnien inférieur*, le Maïdère semble émerger tandis que le Tafilalt se comporte encore en haut-fond sous-marin mais (à cause d'une profondeur légèrement trop grande ?) seule une mince croûte de calcaire rougeâtre et bréchique s'y dépose. Ailleurs (Dra) se déposent des schistes et des calcaires noirs souvent en miches (parfois énormes), avec de minces lits gréseux, continuellement jusqu'au Famennien.

Des précisions sur la limite Givétien-Frasnien sont apportées par M. Bensaïd (1973, 1974).

2.4.4.4. *LE DEVONIEN SUPERIEUR APRES LE FRASNIEN INFERIEUR*

Une succession de mouvements tectoniques importants marque le début du Dévonien supérieur dans la région orientale. Un nouveau schéma paléogéographique contrasté apparaît avec *rides géanticlinales* à griottes (fig. 32) et *sillons géosynclinaux* à flysch ou pré-flysch. On entre dans la période active de l'orogenèse hercynienne.

L'intrusion gabbroïque (norite) de Msissi, à mi-chemin entre Ougnate et Maïdère (ou mieux : Ma'der) est attribuable au Famennien selon H. Hollard (*in* Hailwood, 1974).

Les premiers mouvements se manifestent vers la fin du Frasnien inférieur. Le Maïdère et le Tafilalt émergent. L'érosion y sculpte un relief que la transgression du *Frasnien supérieur* recouvre bientôt. Les creux sont d'abord remplis de calcaires pélagiques à Goniatites (*Manticoceras*), massifs lorsqu'ils sont transgressifs sur des plis érodés (localement jusqu'au Dévonien inférieur), intercalés dans des argiles lorsqu'ils suivent les couches du Frasnien inférieur.

Le dépôt des couches du *Famennien inférieur* s'accompagne de mouvements importants. Les plaines du Dra, fortement subsidentes, accueillent un millier de mètres d'argiles quelque peu sableuses vers le Sud. Dans le même temps, le Tafilalt n'est recouvert que de quelques mètres de calcaires et argiles à Goniatites pyriteuses et à Arthrodires (poissons cuirassés, indicateurs possibles de faciès côtiers; ils ont fait l'objet d'une étude de J.-P. Lehman en 1955). Quant au Maïdère, jusqu'alors peu subsident, sa partie orientale se creuse, *dès la fin du Frasnien et durant le Famennien inférieur*, d'un sillon assez profond et fortement subsident. Au même moment s'exondent la zone comprise entre le Tafilalt et le Maïdère ainsi que l'Ouest de cette région, ces soulèvements s'accompagnant de *plis* et de *fractures*. Dans le sillon peut s'accumuler le premier *flysch* hercynien : sur plus de 1 300 m se superposent, à une sédimentation pélagique continue, des décharges détritiques dévalant les talus sous-marins et alimentées par l'érosion des reliefs voisins.

Les mouvements et l'érosion furent tels que le *Famennien supérieur* arrive en discordance jusque sur le Silurien (Maïdère occidental) ou l'Ordovicien (Sud du Tafilalt). On peut se demander si ces mouments du Dévonien supérieur ne sont pas, en partie au moins, à l'origine de l'aspect discordant de

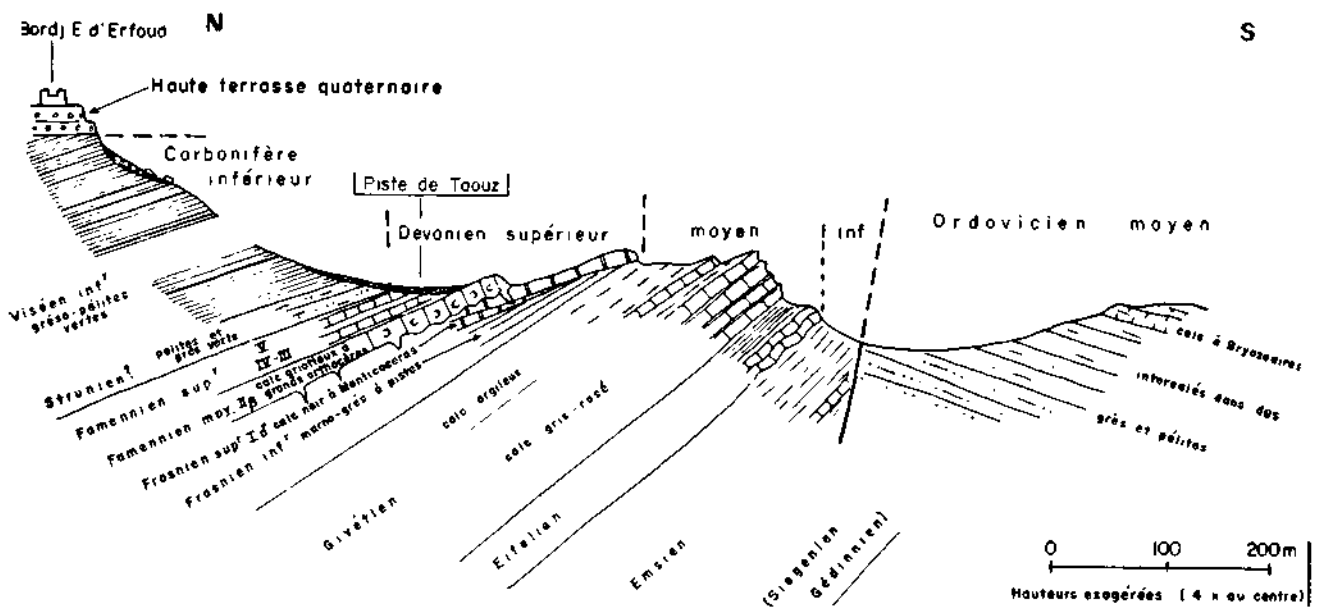


FIG. 32 — La « butte d'Erfoud » : coupe d'une série condensée du Dévonien supérieur dans le Tafilalt, d'après Hollard (1966, inédit, comm. pers.).

l'Ouarkziz carbonifère, par rapport aux Rich dévoniens ; mais l'hypothèse d'un décrochement peut aussi rendre compte de ce dispositif (fig. 36 et § 2.5.2.4).

Les couches transgressives ont généralement un faciès de calcaire *griotte rouge* à Clyménies (Ammonoïdés), pénétrant parfois profondément dans des fissures des calcaires frasniens ou givétiens. On trouve également des faciès assez massifs et à très nombreux fossiles (« Orthocères », Clyménies, Goniatites), actuellement exploités comme marbres près d'Erfoud. Par contre les zones subsidentes du Famennien inférieur continuent à fonctionner : 400 m d'argiles à nodules ferrugineux dans le Maïdère central-oriental ; 500 m d'argiles gréseuses et lumachelles dans le Dra et le Zemoul.

Le Dévonien ,y compris la « *zone d'Etroeungt* » se termine dans l'ensemble du Sud marocain et même du Maroc entier par de vastes épandages de grès argileux. Certains endroits émergent (« mud-cracks ») ; un delta s'étale sur le Maïdère et la région de Taouz (Hollard, *in litt.*). Ces dépôts terrigènes sont contemporains d'une régression affectant la plate-forme saharienne (Est de l'Ahnet, etc.); selon J. Fabre & A. Moussine-Pouchkine (1971), il s'agirait d'un phénomène d'eustatisme, lié à la première glaciation carbonifère du Gondwana (fig. 209).

L'épaisseur du « *Strunien* » gréseux ou argilo-gréseux avoisine généralement 100 m; dans le Sud-Est du Tafilalt elle dépasserait 300 m; son absence locale (Tafilalt Nord) paraît résulter de la transgression viséenne. Inséparable du Famennien supérieur, le « Strunien » ménage également un passage très continu avec le Tournaisien. Ainsi, dans les plaines du Dra et du Zemou', sur les trois barres du Jbel Tazout (Assa), les deux premières sont famenno-struniennes, la dernière est tournaisienne ainsi que les pélites qui la supportent.

2.4.5. Le Carbonifère

2.4.5.1. *LE DINANTIEN*

Le début du Carbonifère inférieur est une époque paisible, tectoniquement parlant. La sédimentation argilo-gréseuse est continue avec celle du Dévonien supérieur (Zone d'Etroeungt, voir ci-dessus). Elle n'est troublée que par une oscillation mineure des lignes de rivage, entre Tournaisien supérieur et Viséen inférieur, dont les couches de base sont très faiblement discordantes.

Les dépôts du Tournaisien, comme on l'a dit plus haut, succèdent sans guère de hiatus à ceux du « Strunien », lesquels sont inséparables des couches du Famennien supérieur (Hollard, 1970). Le Tournaisien apparaît comme l'époque d'extension maximum d'une transgression ayant débuté au Famennien supérieur, ayant marqué un temps d'arrêt à la fin du Strunien, et s'étendant maintenant à l'ensemble du domaine, du bassin de Reggane à celui de Tindouf. Son absence apparente à Erfoud est peut-être liée à la régression anté-viséenne.

La fin du Tournaisien (troisième barre gréseuse du *Tazout*) a correspondu à une régression affectant surtout la moitié ouest et le Sud du bassin de Tindouf. Elle semble pouvoir être comprise surtout comme un recul de la mer lié à l'accumulation détritique venant du Sud-Ouest. Au *Viséen inférieur* s'est manifesté une nouvelle transgression venant du Nord-Est et marquée par le retour des dépôts pélagiques à Goniatites, légèrement discordants. Ils forment l'essentiel du sous-sol de la plaine de la Betaïna (fig. 20). Localement s'y développent des calcaires récifaux (Jbel Begaâ à l'Est de Taouz, Tafilalt). Vers le Sud-Ouest et à son toit apparaissent des barres de grès qui appartiennent peut-être déjà au Viséen supérieur («Ouarkziz occidental » de la province de Tarfaya).

Le Viséen supérieur a correspondu à une nette recrudescence de l'instabilité crustale. Sa sédimentation, contrastée d'une zone à l'autre, fut précédée et accompagnée de mouvements importants, préludes à la phase majeure de la tectonique hercynienne. C'est une série largement transgressive, vers la plate-forme saharienne (fig. 209 ; voir discussion au § suivant) comme sur les premiers plis hercyniens.

Dans le domaine occidental, c'est une puissante *série molassique* qui s'accumule alors. Elle constitue aujourd'hui la longue muraille du *Jbel Ouarkziz.*

Sur 800 m se succèdent des cycles assez réguliers, associant des grès tendres (dont la base montre parfois des polygones de dessiccation), des argiles sableuses et des calcaires bioclastiques (débris de Polypiers, Brachiopodes, Encrines...). Ce sont des dépôts de plate-forme peu profonde.

Les calcaires de la Zousfana en sont les correspondants orientaux (Pareyn, 1961).

Par contre, un fossé s'individualise à cheval sur le Tafilalt et le Maïdère, où s'amonce'le un *flysch* à dominante argilo-gréseuse. Vers l'Est, ce flysch abrite de grosses lentilles récifales à Polypiers et *Gigantoproductus ;* ont-elles prospéré sur place ou s'agit-il de masses glissées, depuis les plates-formes à sédimentation carbonatée, au long des talus du sillon, raides parce que faillés ? L'existence d'une *paléofaille* déterminant l'éboulement d'énormes blocs a été démontrée au Jbel Begaâ (fig. 33) ; elle est de la fin du Viséen inférieur. Mais c'est dans le flysch du Viséen supérieur de Ben-Zireg, au Nord du bassin de Béchar, que sont connus les *glissements synsédimentaires* les plus spectaculaires (fig. 34) *.

* Sur cette zone charnière de l'orogène hercynien, des précisions stratigraphiques et tectoniques nouvelles sont apportées par C. Pareyn, Y. Lemosquet et M. Weyant (1975), cependant que E. Ball & *al.* (1975) y mettent en évidence des chevauchements plats pluri-kilométriques, affectant le Namurien avant le dépôt du « Bachkirien » discordant; dirigés vers le Sud-Est, ces chevauchements évoquent par leur style ceux des Montagnes Rocheuses.

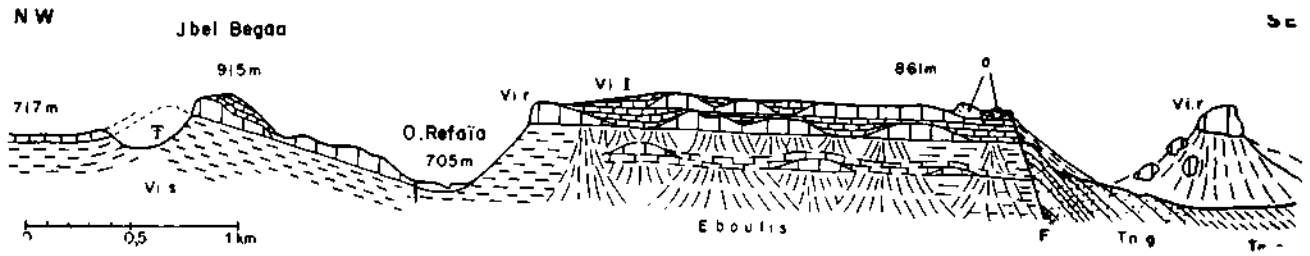


FIG. 33 — Le Viséen à récifs et à blocs exotiques du jbel Begâa (Tafilalt Sud) d'après Hollard, 1970 d'après Pareyn, 1961.
Tn : Tournaisien: g : gréseux (Aoufital); s : schisteux - *Vi : Viséen inférieur;* s : schisteux gris, à nodules; r : récifal; I : lité, organoclastique ou péri-récifal - *a : Blocs exotiques* de grès tournaisiens encastrés dans les lits supérieurs des calcaires - F : *Faille* dérivant probablement d'une paléofaille viséenne.

L'anticlinal Est-Ouest de Ben-Zireg (fig. 34a) comporte un Carbonifère inférieur de *3 000 m* de puissance, deux fois plus épais que celui de la Zousfana voisine. Sa base est datée de la *partie inférieure du Viséen supérieur*, son sommet du *Namurien*. La série de base (fig. 34b) est faite de quelques mètres d'argiles à fossiles marins (Poissons, petits Lamellibranches, Goniatites) et de croûtes ferrugineuses. Généralement, elle est concordante sur les griottes famenniens, mais elle peut les recouper en discordance (fig. 34c). On peut y voir des dépôts subaériens (Pareyn, 1961, p. 236) ou songer à des fonds durcis et autres niveaux condensés sous-marins.

Par-dessus se développe le *flysch* de Ben-Zireg. Son épaisseur principale est faite de strates banales d'argilites vertes, de pélites, de grès plus ou moins grossiers, avec quelques poudingues. Traits particuliers, les bancs grossiers sont souvent *granoclassés* et les argilo-pélites montrent de fréquentes *dispositions contournées*, révélant des glissements sur le talus de sédimentation. C'est dans la partie inférieure de ce flysch que s'intercalent les *niveaux chaotiques* qui en font l'originalité (fig. 34d). Ils donnent des « dépressions où règne la plus grande anarchie. Qu'on imagine un paysage chaotique, hérissé de blocs de la taille d'une maison (parfois plus encore), de dalles litées s'allongeant sur plusieurs centaines de mètres et brusquement interrompues ». Ces blocs énormes aussi bien que les pavés de dimension décimétrique, emballés comme eux dans des masses boueuses, sont peu arrondis, juste émoussés le plus souvent; les plus gros atteignent 500 m de long. Ils se sont mis en place par glissement sur les vases sous-marines, avec ou sans basculement et ils n'étaient pas plus tôt immobilisés que l'accumulation des vases et des sables du Viséen supérieur les ensevelissait. Ce sont typiquement des « *klippes sédimentaires* » de « *wildflysch* », issues du démantèlement d'une cordillère probablement sous-marine. Sur cette cordillère prospéraient en effet Crinoïdes et Polypiers, que l'on retrouve ici dans de nombreux blocs calcaires remaniés. Les autres klippes sont surtout faites de griottes famenniens dans les premiers niveaux de wildflysch; mais plus on monte dans la série viséenne, plus ces griottes deviennent rares tandis que se multiplient les blocs plus anciens. Il y a un classement des âges des blocs exotiques, inverse de l'ordre stratigraphique et révélant l'érosion *progressive de la cordillère*. Certains blocs, emballés dans des coulées boueuses dont la matière même est exotique (Dévonien inférieur ou Silurien), méritent typiquement le nom d'*olistolites*, la coulée à blocs s'appelant alors *olistostrome* (« *olisth* » : glissé; « *stroma* » : couverture, couche).

Après cette sédimentation si spéciale, la série se poursuit par des dépôts plus ordinaires. Une formation calcaire récifale et subrécifale de 200 m d'épaisseur recouvre le flysch : la mer a perdu alors toute profondeur. Elle en retrouve ensuite, la subsidence reprenant activement, et accueille 1 800 m d'argilo-pélites vertes. Puis nouvel épisode récifal, suivi de nouveau de « schistes à Goniatites ». On entre alors dans le Namurien; l'histoire mouvementée du Viséen supérieur est terminée.

2.4.5.2. *LE CARBONIFERE SUPERIEUR ET L'AUTUNIEN*

C'est durant cette période que la mer, chassée par l'orogenèse hercynienne, quitte pour des dizaines de millions d'années la région entière ; on sait qu'elle avait abandonné sans doute une partie de l'Anti-Atlas dès le Dévonien moyen-supérieur (Hollard, 1974).

Tout d'abord (Hollard, 1967, 1970), *la sédimentation demeure marine*, au moins dans les bassins où on la connaît. Il n'y a pas de rupture majeure entre Viséen supérieur et Namurien inférieur. Celui-ci présente des faunes néritiques et des dépôts gypseux dans le bassin de Tindouf, ce qui dénote une tendance à l'isolement de ce bassin marin. Par contre, il reste des Goniatites plus au Nord-Est, dans le Tafilalt méridional et le bassin de Kenadza-Béchar.

Le premier bassin émergé, rendu au continent saharien, est celui de Tindouf (série de la Betana, derrière l'Ouarkziz). Au Namurien supérieur se produit une arrivée massive de grès continentaux (Jbel Reouina). Sous ces grès, J. Conrad (1972) a découvert localement un paléosol formé aux dépens des argiles et calcaires namuriens (fig. 35). Puis se dépose une épaisse série argilo-gréseuse rouge (Merkala), renfermant des débris de fougères. La présence de *Pecopteris cf. polymorpha* (Westphalien supérieur D ou Stéphanien) et les comparaisons avec les autres bassins de la plate-forme saharienne militent en faveur d'un âge stéphanien ou stéphano-autunien (Fabre, 1970). Ce remblaiement est alimenté par le Sud (plate-forme saharienne) et le Nord (Anti-Atlas, à nouveau plissé et surélevé).

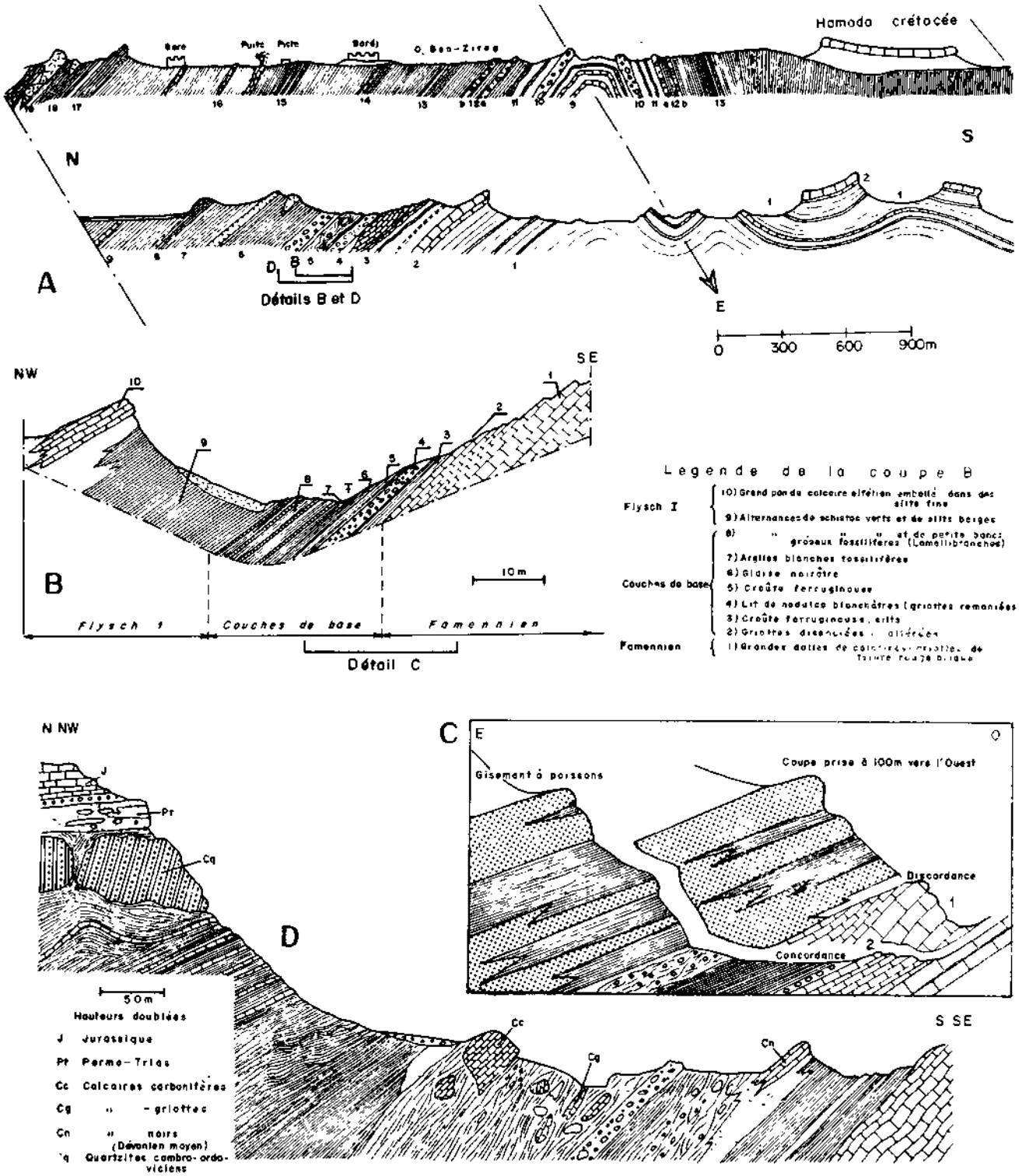


FIG. 34 — Le flysch viséen supérieur de Ben-Zireg, à olistostromes; d'après Pareyn, 1961.
A : 2 coupes dans l'anticlinal de Ben-Zireg - B : Détail des couches de base du Viséen supérieur de Ben-Zireg - C : Variante : discordance locale au-dessus des griottes famenniens - D : Flysch I à olistostromes (wildflysch) et Flysch II à klippes sédimentaires isolées : coupe de détail.
Légende des coupes générales. A : *Série dévonienne :* 1 : Dévonien inférieur schisto-gréseux - 2 : Dévonien moyen calcaire - 3 : Dévonien supérieur avec griottes. *Série du Flysch Viséen supérieur :* 4 : couches de base = argiles blanches et grisâtres, croûtes ferrugineuses, silts - 5 : Flysch I = schistes verdâtres, silts, coulées boueuses à blocs; trois épisodes majeurs de wildflysch - 6 : Flysch II, schisto-gréseux avec klippes sédimentaires - 7 : Flysch III, schisto-gréseux, assez régulièrement lité. *Série des récifs inférieurs :* 8 : Récifs A à *Lithostrotion* et brèches inférieures - 9 : Brèches crinoïdiques et microbrèches - 10 : Récifs B et brèches médianes - 11 : Niveau « des tuiles » = bancs boudinés de calcaire dolomitique - 12 : Récifs C et brèches supérieures. *Série des « Schistes verts »* : 13 : Calcaires crinoïdiques de l'Oued Ben-Zireg - 14 : Calcaires à ripple-marks du Bordj de Ben-Zireg - 15 : Bancs gréseux de la Piste - 16 : Bancs calcaires de la Palmeraie. *Série des récifs supérieurs :* 17 : Calcaires de la Gare de Ben-Zireg - 18 : Calcaires lités infra-récifaux - 19 : Récifs supérieurs.

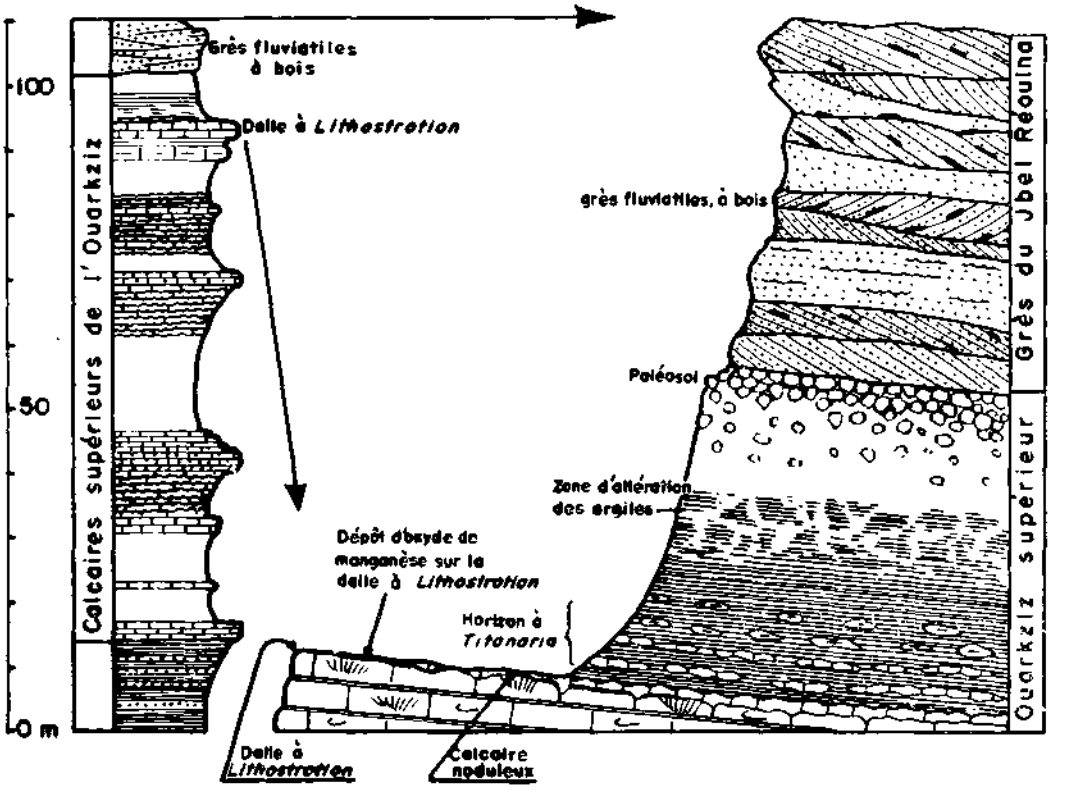


FIG. 35 — Le Namurien marin et le Namurien continental au toit du Jbel Ouarkziz, d'après Conrad (1972).

Le bassin de Kenadza-Béchar reste par contre marin jusqu'au Westphalien (Moscovien) moyen-supérieur (Legrand-Blain, 1967). Dès le Namurien inférieur, cependant, une instabilité orogénique avec jeu de panneaux faillés se manifeste entre les vallées du Guir et de la Zousfana : remplacement des calcaires à Goniatites par des grès, émersions temporaires avec paléokarst, chenaux profonds parfois de 150 m, conglomérats et troncs de Ptéridophytes (Pareyn *et al.*, 1971). Le bassin de Béchar accueille donc au Carbonifère supérieur une sédimentation où se mêlent les influences marines et continentales, avec des couches de charbon (exploitées jusqu'à une date récente) ; c'est un bassin houiller paralique, à l'inverse du bassin limnique de Tindouf. Après un épisode conglomératique, la série (5 000 m au total) se termine par des couches rouges du Stéphano-Autunien probable (Fabre, 1969) *.

Tous ces dépôts sont de type *molassique ;* ce sont des accumulations détritiques succédant à une phase orogénique namurienne et mises en place sous forme de cônes de déjection coalescents, continentaux ou littoraux. Dans le bassin de Tindouf, ils ne sont pratiquement pas plissés, en dehors du Zemoul et d'un bombement entre l'Ouarkziz et Merkala. Tout au plus peut-on parler d'un *basculement régional* interrompant la sédimentation dans ces bassins, au début ou au cours du Stéphanien, ou à l'Autunien. Des pendages de l'ordre de 10° s'observent à la base de la série.

Par contre, dans le bassin de Béchar, près de la ligne sud-atlasique et des monts d'Ougarta, des plissements parfois serrés et schistosés affectent le Paléozoïque tout entier. Ils ont dû se produire au cours du Permien supérieur, voire au Trias (Fabre, 1969).

L'ampleur du phénomène régressif namurien et westphalo-stéphanien est frappante, comme celle de la transgression néo-viséenne qui l'avait précédée. Les mouvements des lignes de rivages atteignent des milliers de kilomètres, à l'échelle de toute la plate-forme saharienne. Suivant J. Fabre & A. Moussine-Pouchkine (1971) il y a lieu de faire au moins une large part à une variation glacio-eustatique du niveau marin, comme dans le cas, cité plus haut, de la régression strunienne (fig. 209).

Des calottes glaciaires se sont en effet installées dans les régions australes du Gondwana, immobilisant de grandes masses d'eau à leur apogée, les libérant lors de leur

* La sédimentologie du bassin de Béchar fait l'objet de nouvelles recherches : Y. Lemosquet et C. Pareyn (1975) montrent notamment que le paléokarst s'est formé au sein d'une même zone de Conodontes du Namurien.

fonte. Les premières, d'âge dévono-carbonifère, ont pu causer la régression strunienne. Après un long interglaciaire, entraînant la transgression néo-viséenne, les inlandsis permo-carbonifères (Dwyka) déterminèrent l'ample régression de cette époque. Leur fusion permettra ultérieurement la transgression triasique.

Sans méconnaître l'influence de ces phénomènes glacio-eustatiques — qu'on voit aussi à l'œuvre à l'Ashgill-Silurien et au Quaternaire — on doit souligner qu'ils ne sont pas exclusifs de mouvements crustaux. Les mouvements épeirogéniques sont difficiles à prouver, mais les mouvements proprement tectoniques sont attestés par des discordances dans les domaines mobiles. Ceux qui se placent après le Viséen supérieur (et Namurien ?) et avant le Westphalien supérieur sont en tout cas suffisants pour expliquer l'émersion de tout le Moyen-Maroc.

2.5. LE CYCLE CALEDONO-HERCYNIEN ET LA TECTONIQUE HERCYNIENNE

Très peu dérangés depuis la fin du Précambrien jusqu'au Dévonien supérieur, les territoires anti-atlasiques ont également peu souffert de l'orogenèse hercynienne. Ils en ont cependant ressenti les effets : les couches de la série primaire n'y sont pas « intactes » comme celles qui drapent la plate-forme saharienne autour des boucliers précambriens.

2.5.1. Les phases orogéniques durant le Primaire

L'étude stratigraphique qui précède a permis de mettre en évidence un certain nombre de périodes « troublées » par des manifestations plus ou moins vigoureuses de la géodynamique interne. Elles s'échelonnent d'une manière inégale tout au long des 300 millions d'années (Ma) qu'a duré le Paléozoïque. Les discordances qu'elles entraînent ne sont, jusqu'au Dévonien moyen inclus, que des discordances cartographiques, sauf exceptions locales (phase taconique) ; la première discordance angulaire date du Dévonien supérieur : c'est une phase hercynienne précoce. La succession se résume ainsi (âges absolus indiqués sous toute réserve) :

Vers 530 Ma : à la fin de l'orogenèse pan-africaine (§ 2.3.1), accumulation (irrégulière ?) de molasses et volcanisme rhyolitique-andésitique (Infracambrien inférieur) puis transgression dans l'Ouest (Infracambrien supérieur-Géorgien) avec volcanisme trachy-andésitique.

Vers 520 Ma (?) : à la fin du Géorgien, installation d'une sédimentation marine détritique et volcano-détritique. Ces diverses perturbations (épeirogenèse, volcanisme) sont attribuables à des « phases posthumes » de l'orogenèse pan-africaine.

Vers 515 Ma : vers la fin du Cambrien moyen (Acadien moyen) et peut-être ensuite, durant le Cambrien supérieur (Potsdamien). Phase « *sarde* » très discrète, réduite à une simple épeirogenèse.

Vers 480, 460 et *445 Ma :* Ordovicien inférieur, moyen, supérieur : secousses épeirogéniques sur les ailes est et ouest de l'Anti-Atlas, avant le Llanvirn, le Llandeilo, le Caradoc. Sorte de « préparation » de la phase suivante.

Vers 440 Ma : Ordovicien terminal (intra-Asghill) : manifestation marginale d'une orogenèse *taconique*, active plus au Sud et surtout plus à l'Ouest (Appalaches). Régression, glaciation, nouvelle régression à la base du Silurien.

Vers 400 et 380 Ma : Au début du Dévonien inférieur, Lochkovien parfois transgressif et plus ou moins terrigène. Mais surtout, à la fin du Lochkovien, large émersion épeirogénique, associée localement à des éruptions volcaniques. Ce sont (avec certains événements géochronologiques) des manifestations discrètes de la géodynamique *calédonienne s. str.*, qui semble avoir créé vers l'Ouest des terres émergées (en rapport avec les Appalaches ?). Le climat s'est peu à peu réchauffé au cours du Silurien et du Lochkovien. Mouvements durant le Dévonien inférieur-moyen (phase « acadienne »), qui précisent la délimitation des ensembles structuraux proprement hercyniens.

Vers 360 Ma : Début du Dévonien supérieur (Frasnien inférieur puis Famennien supérieur) : phase orogénique avec plissements, différenciation de rides (séries réduites) et de sillons (pré-flyschs). C'est la *première phase tectonique précoce* du cycle hercynien. On peut la qualifier de « phase bretonne précoce ». L'émersion des massifs anti-atlasiques s'accentue.

Vers 340 Ma : fin du Tournaisien — début du Viséen, oscillation des lignes de rivage peut-être sans signification tectonique, mais peut-être écho de la « phase bretonne tardive » qui intervient semb'e-t-il, en Méséta.

Vers *330* et *320* Ma : du début à la fin du Viséen supérieur, mouvements tectoniques généralement sous-marins, notamment le long de la ligne sud-atlasique. L'émersion n'affecte le bassin non plissé de Tindouf qu'après le début du Namurien. On peut parler de « phase sudète précoce ».

Vers 305 Ma : vers le milieu du Westphalien ? les dépôts détritiques grossiers et l'émersion se généralisent; les dépôts marins francs du bassin de Béchar cèdent la place à des couches de type paralique. Cf. la « phase asturienne précoce » de la Méséta ?

Vers 295 Ma : vers le début du Stéphanien, l'émersion est totale même à l'Est; molasses rouges grossières jusqu'à l'Autunien. Cf. la « phase asturienne *s. str.* de la Méséta. Début, peut-être, du plissement de l'Ougarta.

Vers 270-265 Ma : vers la fin de l'Autunien, mouvements tardifs (« saaliens » *s.l.*), importants dans l'Ougarta (plis) et sur la ligne sud-atlasique (décrochement). La sédimentation cesse dans les bassins.

Il apparaît donc que l'orogenèse hercynienne s'est ici appliquée à une série primaire restée toute entière, jusqu'au Dévonien supérieur au moins, à l'état de couverture sédimentaire de plate-forme subsidente. Son « matériel neuf » comporte celui qui appartient, là où elle existe, à la chaîne calé-

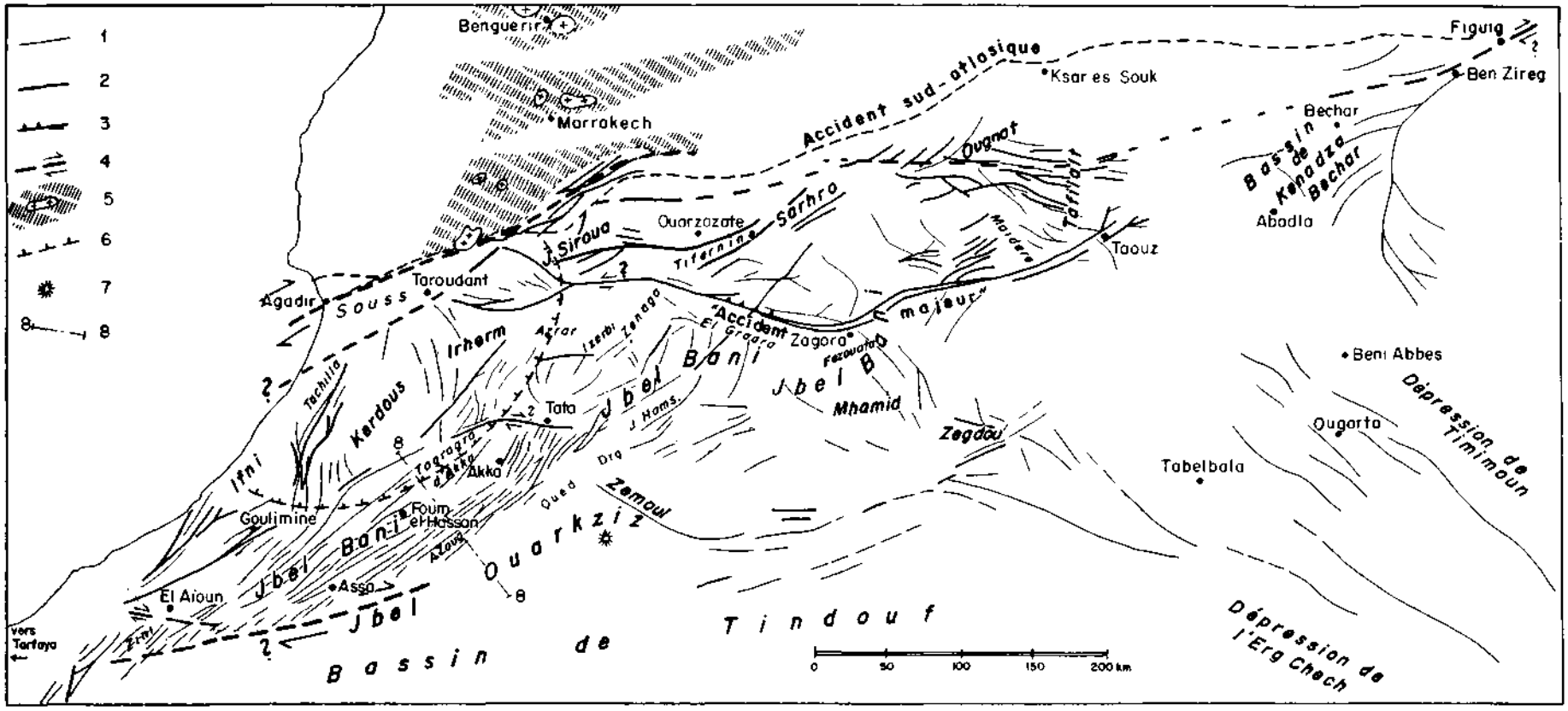


FIG. 36 — Carte structurale schématique et provisoire de la chaîne calédono-hercynienne du Sud marocain. Documents utilisés : cartes structurales de Choubert (1963, 1970) et de Fabre (1969); cartes géologiques au 1/500 000 et au 1/200 000.

1 : Plis majeurs dans la couverture paléozoïque, généralement jurassiens, schistosés en profondeur dans l'Ouest - 2 : Failles diverses, généralement normales, certaines injectées de dolérites (Trias ?) et parfois très tardives (jusqu'au Tertiaire supérieur) - 3 : Faisceau faillé dit « accident majeur de l'Anti-Atlas » (Choubert), formant graben près de Zagora, avec écailles chevauchantes plus à l'Ouest; lié à un coulissement ? - 4 : Décrochements dextres majeurs, hypothétiques (voir texte) - 5 : Paléozoïque fortement déformé souvent très métamorphique (jusqu'au faciès amphibolite à staurotide et disthène) et granitisé vers la fin du Carbonifère. Cette zone fait partie du domaine mésétien; son interruption contre la ligne sud-atlasique conduit à envisager là un décrochement dextre d'environ 200 km - 6 : Limite orientale approximative de la zone subsidente adoudounienne et géorgienne - 7 : Astroblème (?) de l'Ouarkziz - 8 : Coupe générale, fig. 20.

Abréviations : A. Zoug. : Adrar-Zouggar; J. Hams. : Jbel Hamsaïlikh.

donienne : d'où le terme de « cycle calédono-hercynien » (cf. Choubert & Marçais, 1952).

Après une longue histoire relativement peu mouvementée, après une période préparatoire marquée par une instabilité croissante, les efforts tectoniques vont secouer l'Anti-Atlas entier, de ses tréfonds précambriens jusqu'aux derniers sédiments déposés. Tout se passera en quelques dizaines de millions d'années du Dévonien supérieur au Permien.

2.5.2. **Le style tectonique**

Il n'a fait l'objet, jusqu'à présent, d'aucune étude systématique. On peut seulement s'en faire une idée et avancer quelques hypothèses d'après un certain nombre de travaux particuliers et surtout d'après les excellentes cartes disponibles, au 1/500 000 (feuilles Marrakech et Ouarzazate) et au 1/200 000 (feuilles Foum-el-Hassane — Assa, Akka — Tata, Ouarzazate — Alougoum, Agadir-Tissinnt — Oued Zemoul, etc.).

2.5.2.1. *TROIS REGIONS*

Le style et les directions majeures des déformations hercyniennes varient d'une région à l'autre du domaine. *Grosso modo,* on peut distinguer trois régions (fig. 36), disposées en une sorte d'arc :

— une région orientale marquée par des plis de direction « *ougartienne* » NW-SE, sauf à proximité de la ligne sud-atlasique, où ils passent à la direction SW-NE.

— une région occidentale où les plis, souvent plus serrés, affectent la direction « *atlantique* » SW-NE.

— une région centrale, *intermédiaire et subtabulaire* où les deux directions précédentes paraissent interférer, dans des structures au demeurant peu vigoureuses, hors des faisceaux d'accidents.

En outre, il est possible que l'*âge* du plissement (ou de son achèvement) ne soit pas exactement le même à l'Est et à l'Ouest : les plis NW-SE paraissent en partie plus tardifs que les plis SW-NE (Fabre, 1969 ; Leblanc, 1972).

2.5.2.2. *LA REGION ORIENTALE*

Son corps principal est fait par le bombement de l'Ougarta, entre les dépressions de Kenadza-Béchar et Timimoun au NE, de l'Erg Cherch au SW (Fabre, 1969). On peut, semble-t-il, y rattacher le Tafilalt, le Maïdère et l'Ougnat, du moins sa partie sud-ouest, ainsi que l'Est du Sarhro.

Selon J. Fabre (*op. cit.*), l'Ougarta montre une série de *plis larges,* en voûtes tendant vers le type coffré ; cependant, dans certains synclinaux, le Dévonien inférieur peut présenter des ondulations multiples coaxiales. Dans plusieurs cas, la terminaison périclinale est « camuse », les couches paraissent rebroussées par quelqu'accident transversal. « L'allure générale de ces plis suggère une adaptation de la couverture à des fractures de socle jouant en claveaux indépendants (voir l'analyse d'un style de déformation comparable, quoique plus atténué, dans les Tassilis, par D. Massa & *al.,* 1972).

Néanmoins, le socle a subi un début de déformation intime (mouvements pénétratifs) même dans sa partie haute, affleurante : le Précambrien volcanique de certains anticlinaux présente une *schistosité de fracture* et systématiquement, des âges K/Ar de l'ordre de 300 Ma.

Dans le bassin de Béchar, près de « l'ombilic d'Abadla », les plis sont amples. Vers les marges N et NE, près de la ligne sud-atlasique, ils passent à des plis aigus NE ou E-W, faillés, parfois chevauchants au Sud ou Sud-Est. Les plis E-W de Ben-Zireg possèdent une schistosité sur la ligne sud-atlasique qui présente à Figuig une ramification vers Béchar et l'Ougnat (?). Pour M. Donzeau (1972), des plis E-W et NW-SE se seraient développés simultanément dans l'Ougarta.

Les derniers plis paraissent relever d'une phase tardive, du Permien supérieur ou même du Trias (?): dans le bassin, ils affectent le Paléozoïque tout entier, et on ne retrouve aucune des roches plissées de l'Ougarta en débris dans le Stéphano-Permien d'Abadla.

Avec sa série primaire relativement épaisse, nettement subsidente au cours du Dévonien moyen-supérieur («Sillon de la Saoura»), et sa position entre deux domaines subtabulaires, la chaîne surbaissée d'Ougarta a les caractères d'un « aulacogène ». Il est « inséré comme un coin dans la plate-forme africaine, suivant une direction apparemment aberrante par rapport aux directions hercyniennes du Maghreb... (et se place) entre le vieux craton de l'Afrique occidentale et celui, plus jeune, du Sahara central » (Fabre, 1969, p. 54). C'est cette localisation de l'aulacogène entre le craton ouest-africain et le « bouclier targui » qui en explique le style tectonique, selon M. Donzeau (1974) : on y revient au § suivant.

2.5.2.3. *LA REGION CENTRALE*

Elle comporte le vaste môle précambrien du Sarhro, le faisceau tectonisé de Bou-Azzer—El-Graara et l'immense zone de Paléozoïque très peu plissé qui s'étend au Sud et Sud-Est de ces « boutonnières ».

Les plis, dans la couverture, affectent en général un style en *dômes et cuvettes peu accentués* aux grands axes disposés NW-SE : cuvettes du Maïdère ou de Tafechna-Tazarine (N de Zagora) ; dômes du Zemoui ou de la « crosse » du Bani (Zagora-Mhamid), etc. Ils sont un peu serrés dans la région d'Agdz (synclinal perché du Jbel Kissane), avec tendance à la forme « coffrée », et dans le Zegdou et le Tafilalt, par où ils se raccordent aux faisceaux d'Ougarta.

Les directions SW-NE se retrouvent, peu marquées, dans toute cette région (concourant, précisément, à déterminer la structure en dômes et cuvettes). Elles sont plus visibles vers l'Ouest, entre Foum-Zguid et Ouarzazate (Jbel Hamsaïlikh, boutonnière des Zenaga et du Tifernine, aux confins du Sarhro et du Siroua) et l'on passe au style structural de la région occidentale apparemment sans hiatus.

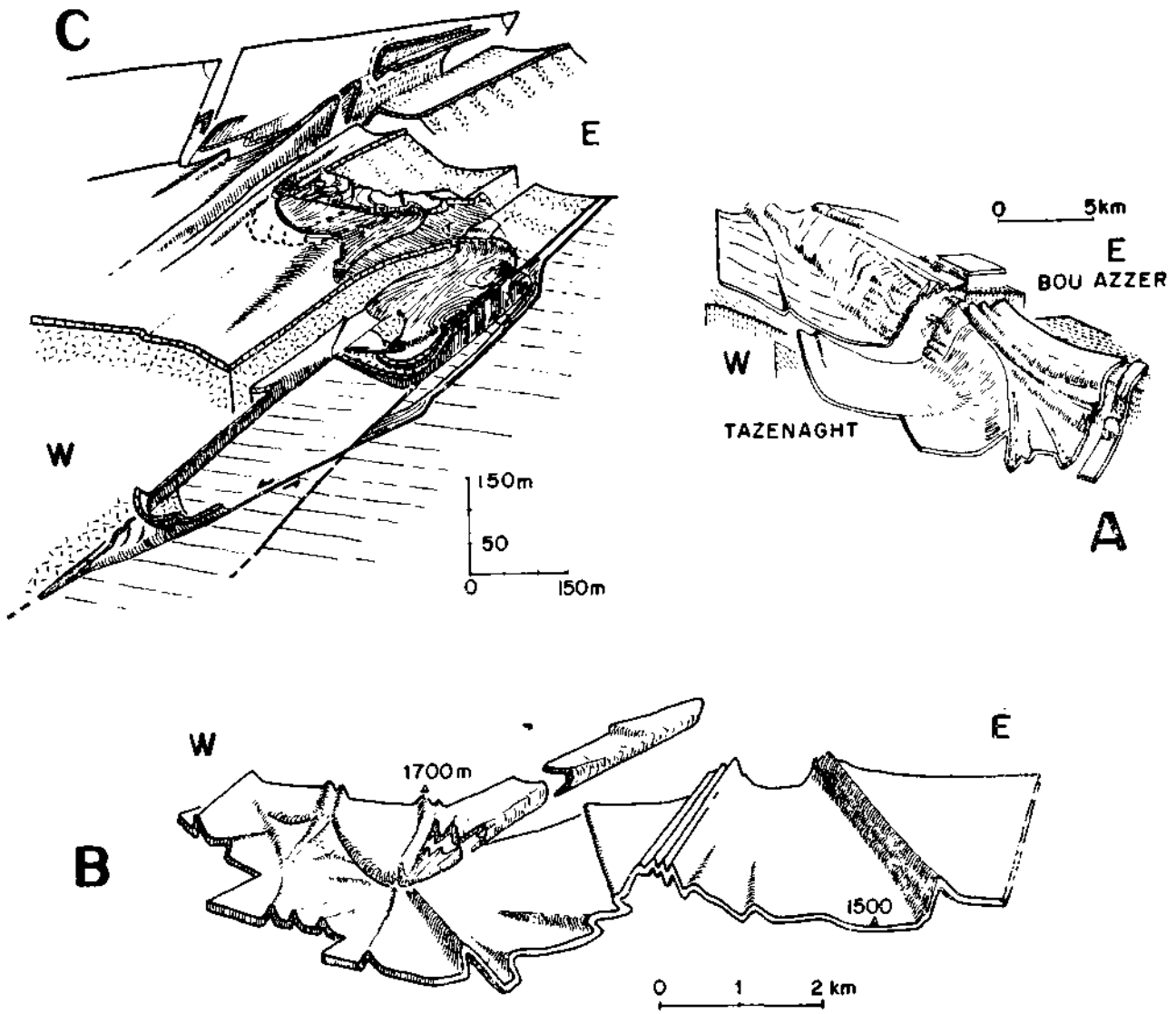


FIG. 37 — La tectonique hercynienne à la base de la couverture primaire et infracambrienne, dans la région de Bou-Azzer, d'après Leblanc (1972).
A : Brachysynclinal dissymétrique moulé sur les blocs du socle; écorché des dolomies supérieures adoudouniennes montrant les décrochements, les plis coniques, les replis mineurs.
B : Structure chevauchante du Jbel Hassel (dolomies et grès adoudouniens) : écorché des dolomies inférieures, avec plis en éventail et plis coniques.
C : Pli chevauchant complexe du « Figuier » (Bou-Azzer) dessiné par les dolomies inférieures : plis coniques, plis courbes, injection de serpentine précambrienne.

Un *faisceau tectonique complexe* parcourt cette région, décrit par G. Choubert comme l' « accident majeur de l'Anti-Atlas » et qui aurait fonctionné dès le Précambrien moyen voire ancien (§ 2.3.1.). Longeant le Sud du Siroua puis le Nord des Zenaga et de Bou-Azzer avec une direction E-W à ESE-WNW, son fonctionnement hercynien se manifeste dans ce dernier secteur par des écailles chevauchantes où socle et Adoudounien sont impliqués (fig. 25b et 37, Leblanc, 1968). Plus à l'Est, son prolongement apparent change tout à fait de caractère. Dirigé E-W puis, au-delà de Zagora, WSW-ENE, l'accident se présente ici (fig. 28) comme un graben étroit et peu profond — c'est-à-dire une structure d'extension, et non plus de compression. Est-ce le reflet d'un coulissement sénestre (fig. 36)? Un décrochement de ce type est en tout cas décrit par M. Leblanc (1972) à Bou-Azzer même (fig. 37 c). Quant au prolongement de l'accident vers Taouz, il correspondrait à un horst post-Givétien (Hollard, comm. orale). Des rejeux récents ont affecté localement ce faisceau : au Sud du Siroua, les phonolites plio-quaternaires sont décalées verticalement de 500 m (G. Choubert).

Cet accident est avant tout une cassure profonde, un accident du socle à rejet vertical et horizontal, auquel s'adapte la couverture. Tel est d'ailleurs le mode de déformation de tout ce secteur (et de ses voisins : § 2.5.2.2 et 4) selon M. Leblanc (1972, 1975 ; voir ici fig. 37).

Développant certaines observations de G. Choubert (citées ci-après), M. Leblanc décrit le plissement disharmonique de l'Adoudounien entre le socle et la puissante couverture paléozoïque (*s.s.*). On observe de vastes plis coffrés, des brachysynclinaux; des plis serrés correspondent aux bordures de blocs de socles. Les plis coniques, les déversements irréguliers, les axes plongeants de plis mineurs sont fréquents. On note parfois une schistosité de fracture. Deux phases de plissement au moins semblent s'être succédées, comme au Tafilalt (phase NE recoupée par phase ESE) et dans l'Ougarta (§ 2.5.2.2). Localement, les structures sont compliquées par l'injection diapirique des serpentines précambriennes (fig. 37c et fig. 26).

Dans un cadre plus général, celui de l'arc tectonique Anti-Atlas—Ougarta, M. Donzeau (1974) montre que le style en dômes et cuvettes s'interprète comme le résultat de l'adaptation de la couverture au découpage de blocs de socle losangiques, plutôt que comme celui de phases superposées. L'ensemble de l'arc (du moins jusqu'à l'Anti-Atlas central) découlerait ainsi d'un coulissement sénestre au bord du craton de l'Ouest-africain (l' « accident majeur de l'Anti-Atlas » est un décrochement sénestre dans ce système, comme on l'a indiqué ci-dessus). Cependant, la forme des plis de l'Ougarta (flexures, knicks conjugués) dépendrait avant tout des mouvements de failles inverses dans le socle (Donzeau, *op. cit.* ; Collomb & Donzeau, 1974).

2.5.2.4. *LA REGION OCCIDENTALE*

Elle comporte l'essentiel de l'Anti-Atlas occidental proprement dit, ainsi que le Paléozoïque de son revers sud et le prolongement de cet ensemble vers la Province de Tarfaya. Sa tectonique est en cours d'étude (B. Hassenforder, D. Jeannette, F. Schumacher, etc.).

Des plis assez réguliers et allongés SW-NE affectent la couverture primaire et infracambrienne. Il s'agit de *plis typiquement disharmoniques :* les trois principaux niveaux de disharmonie correspondent aux Schistes à *Paradoxides*, au Siluro-Lochkovien et au Dévonien supérieur.

Au-dessous du premier niveau, l'Adoudounien et le Cambrien inférieur (surtout sa base : la « Série schisteuse » donne une certaine disharmonie sous les « Grès terminaux ») tendent à se mouler sur les *dômes précambriens plus ou moins faillés ;* les strates sont sub-tabulaires sur les crêtes, flexurées (style coffré) et éventuellement déchirées sur les flancs. Cependant, les niveaux inférieurs de l'Adoudounien sont parfois plissotés et déchirés, les plis retrouvent leur régularité au-dessus de la « Série lie de vin » (Choubert, 1963, p. 69).

Par contre, au-dessus des Schistes à *Paradoxides*, les assises compétentes de l'Ordovicien (Bani 1 et 2) et du Dévonien inférieur-moyen (Rich 1 à 3 essentiellement) dessinent des plis anticlinaux et synclinaux de type concentrique, à charnière arrondie (fig. 20). On y distingue cartographiquement *des plis de deux ordres,* décakilométrique et kilométrique (voir par exemple l'anticlinal de l'Adrar-Zouggar et ses replis auxiliaires, symétriques dans la charnière majeure, dissymétrique dans les flancs = « plis d'entraînement »). La *longueur d'onde des plis mineurs* est plus grande dans le Bani que dans les Rich, ce qui est, premièrement, permis par l'épais niveau incompétent intercalé (Siluro-Lochkovien) et, deuxièmement, conforme à la différence d'épaisseur et de compétence entre les deux assises.

Plus haut encore, au-dessus du Dévonien supérieur incompétent et qui affleure très peu, *on ne connaît guère de plis dans le Carbonifère* (pourtant à peine discordant et effectivement plissé plus à l'Est), si ce n'est ceux qui affectent faiblement le Tazout à l'Est d'Assa. Ceci n'implique pas obligatoirement que les plis du Bani et des Rich soient antérieurs au Dinantien ; on peut supposer que le Carbonifère s'est trouvé seulement conservé en dehors de la zone anticlinale plissée, dans un vaste bassin faiblement affaissé, au socle non fragmenté, la « synéclise » de Tindouf. *La limite entre anticlinorium et bassin* est progressive et régulière dans le secteur Assa-Tata (coupe fig. 20) ainsi, semble-

t-il, qu'au Sud de l'embouchure du Dra. Elle est, par contre, oblique aux structures générales entre ces deux secteurs. Ceci pourrait résulter d'une déchirure WSW-ENE dans la couverture, courant parallèlement au Tazout au sein des argilo-pélites du Dévonien supérieur et correspondant à un décrochement dans le socle. La disposition des plis au Nord de cette limite et leur inflexion sensible à son approche vers sa propre direction (les axes passent de N 45 à N 60) indiqueraient un *décrochement dextre*. C'est également une hypothèse formulée par J. Fabre (1971) ; on y revient plus loin. Cependant l'hypothèse de plis d'âge en partie (?) dévonien supérieur doit être aussi envisagée (§ 2.4.4.4.).

Au plissement paraît associé le développement d'une *schistosité et d'un métamorphisme léger ;* association dont G. Chennaux & *al.* (1970) ont souligné la généralité à l'échelle de la plate-forme saharienne. Les niveaux cambro-ordoviciens de l'Adrar-Zouggar, par exemple, sont épimétamorphiques, avec pour seules argiles, des chlorites et illites bien cristallisées (Dunoyer de Segonzac, 1969). A Aïn-Deliouine, le Silurien lui-même est schistosé (H. Hollard, comm. orale). Au Sud d'Ifni, la schistosité est particulièrement marquée (Choubert, 1963, p. 68). La recristallisation des sédiments se serait déroulée au cours de deux épisodes, le plus important vers 400 Ma (phase calédonienne), l'autre vers 290 Ma (phase hercynienne), d'après J. Esquevin et R. Menendez (1974) qui s'appuient sur des datations Rb/Sr d'échantillons du sondage de l'Adrar-Zouggar.

Enfin, des *chevauchements* ont été décrits dans l'extrême Sud-Ouest où les plis sont particulièrement vigoureux. Au Jbel Khannfra (Sud du Zini), on voit le déversement d'un pli vers l'Est-Sud-Est s'accentuer peu à peu du Nord au Sud ; un cisaillement intervient finalement et permet à l'Ordovicien de venir chevaucher le Dévonien, avec des pendages renversés atteignant 10° (Destombes, Hollard, comm. orale). J.-P. Mazéas & G. Pouit (1968) ont pensé avoir décelé certains chevauchements au bord sud-est de la boutonnière du Bas oued Dra, mais ces dernières observations ont été ultérieurement contestées (Choubert & Faure-Muret, 1969 ; Hollard, *in litt.*).

2.5.2.5. *LE CONTEXTE ET L'INTERPRETATION GENERALE*

Dans l'ensemble, les plis de l'Anti-Atlas occidental prolongent bien ceux du Zemmour maure, c'est-à-dire, plus généralement, *les zones externes des Mauritanides* (Sougy, 1969 ; Fabre, 1969 ; Michard & Sougy, 1974 ; voir ci-dessus les figures 27 et 36). Par contre, on ne peut guère les prolonger sans hiatus vers le Nord, au-delà de l'effondrement alpin du Souss. Elles sont brusquement remplacées par des structures complexes, métamorphiques et granitisées (voir § 4.2.2), aboutissement et fin de la zone tectonique de la Méséta moyenne (§ 3.4.3).

On serait donc conduit à admettre (cf. Rod, 1962) l'existence d'un *décrochement nord-anti-atlasique*, parallèle approximativement, à la ligne sud-atlasique, mais plus précisément identifiable à l' « accident du Nfis » (§ 4.2.2.2.). Compte-tenu de l'obliquité des plis NNE sur cette direction de décrochement ENE, on peut lui supposer un rejet dextre — comme pour la structure parallèle envisagée dans le Bas Dra (ci-dessus). L'accident E-W de Tata, sur lequel paraissent buter les plis du Bani et des Rich, pourrait être de même nature. Dès lors, les plis de l'Anti-Atlas occidental pourraient être précisément l'expression, dans la couverture sédimentaire, d'une tectonique essentiellement cassante dans le socle. Au niveau de celui-ci, le raccourcissement se serait principalement fait par coulissement de blocs au long d'accidents E-W dextres (cf. interprétation par Wegmann des plis jurassiens, appliquée à l'Atlas (§ 4.4.2.3) avec des composantes verticales plus ou moins importantes. Ceci n'exclut pas des coulissements plus tardifs que les plis au long de certaines de ces fractures. M. Mattauer & *al.* (1972), qui décrivent par ailleurs le décrochement nord-anti-atlasique sous le nom de « décrochement du Tizi-n'Test », admettent pour lui un âge essentiellement tardi-hercynien ; il se prolongerait jusque dans les Appalaches (§ 6.1).

Une *étude comparative de la stratigraphie du Primaire au Nord et au Sud du décrochement* pourrait permettre d'en apprécier l'ampleur. Notons déjà :

— dans le Cambrien inférieur, l'importance considérable que prend le volcanisme du côté nord (Haut Atlas, Méséta);

— dans le Dévonien inférieur, l'intensité des mouvements calédoniens sur la marge occidentale du même compartiment nord (conglomérats rouges discordants du Haut Atlas occidental et des Rehamna).

Il est significatif qu'au Nord du décrochement le socle présente ainsi des caractères plus proches de ceux de la chaîne appalachienne qu'au Sud.

Il est possible que *les plis de direction ougartienne* se soient faits ou aient continué à se faire après les autres ; ceci expliquerait les brusques relèvements ou ennoyages axiaux qui marquent les Rich ou le Bani et déterminent aussi, pour une part, les limites E-W des boutonnières. L'allongement et le bombement de l'Anti-Atlas lui-même, permettant la large mise à jour de l'Infracambrien et du Précambrien, dériveraient pour l'essentiel de cette *époque fini-hercynienne*, après une amorce néo-dévonienne (Hollard, 1974).

Les *surrections récentes*, postérieures à la série du Crétacé supérieur - Eocène, eurent surtout pour

rôle de modifier les altitudes et d'autoriser le décapage de la couverture mésozoïque et tertiaire discordante.

On admettra néanmoins que *le partage entre mouvements hercyniens et alpins* n'est pas toujours aisé à faire, en particulier en ce qui concerne les failles. Même si des témoins de couverture apparaissent faillés, s'agit-il d'un accident essentiellement hercynien à rejeu posthume alpin ou d'un accident purement alpin ? Le problème se pose notamment pour l'accident nord-anti-atlasique, qui se confond avec l'accident sud-atlasique à définition alpine. Il est vraisemblable qu'au long de cette même « ligne » s'est produit déjà durant l'orogenèse hercynienne et à son issue un coulissement dextre (ci-dessus) mais une récidive du même mouvement est probable durant l'orogenèse atlasique (chapitre 4).

Dans le cadre du Maroc tout entier et de ses confins algériens (fig. 3), le Sud marocain apparaît donc vis-à-vis du cycle calédono-hercynien, comme la bordure nord-ouest de la plate-forme saharienne, imparfaitement subdivisée par une zone de déformation modérée NW-SE, la chaîne ougartienne. Cet ensemble est cerné par des zones proprement orogéniques hercyniennes. A l'Ouest, ce sont les Mauritanides dont les plis anti-atlasiques occidentaux paraissent prolonger l'avant-pays. Au Nord, c'est la zone mobile nord-africaine, à tendance « géosynclinale » ; un *linéament* (accident permanent) *sud-atlasique*, siège probable d'un coulissement dextre d'au moins 100 km, la sépare de la plate-forme.

2.6. LA PERIODE POST-HERCYNIENNE

2.6.1. Stratigraphie

Après l'orogenèse hercynienne commence, pour le Sud marocain, une histoire essentiellement continentale.

En dehors de ses marges nord et ouest, que les mers atlasiques et atlantiques visiteront au Trias moyen-supérieur et au Jurassique, la seule incursion marine généralisée sera celle du Crétacé supérieur. Encore s'agira-t-il d'une mer épicontinentale qui semble avoir épargné assez largement l'Anti-Atlas lui-même et les Monts d'Ougarta — pour autant que les érosions ultérieures permettent d'en juger.

Dans quelques zones subsidentes, surtout marginales, les dépôts continentaux et marins dépassent le millier de mètres ; ils ont pu atteindre 7 à 8 000 m d'épaisseur au SW du bassin de Tarfaya ; mais en général, la couverture de ce domaine de plate-forme n'excède guère quelques centaines de mètres.

2.6.1.1. *LES MARGES SUB-ATLASIQUES*

Les sillons sub-atlasiques méridionaux sont des unités de transition entre Atlas et Anti-Atlas, tant par leur stratigraphie que par leur tectonique. A ce titre, ils seront étudiés derechef au chapitre 4, mais surtout sous l'angle de la tectonique atlasique. Deux coupes (fig. 38), simples sur le plan tectonique, permettent de présenter ici la stratigraphie typique de ces marges.

En amont de Ouarzazate, vers le Nord-Ouest, l'Asif Imini entaille suffisamment la couverture pour faire apparaître son soubassement primaire. La figure 38 A et sa légende résument *la coupe au droit des mines de manganèse d'Imini*. On fera à son sujet les remarques suivantes :

— le Trias (moyen-supérieur ?) est le premier étage transgressif. Le Permien rouge paraît cependant représenté dans le Haut Atlas. Le Stéphano-Autunien est connu beaucoup plus à l'Ouest (Ida-ou-Zal) et dans les bassins de Béchar et Tindouf (ci-dessus) ;

— le Jurassique est absent. Peut-être s'est-il déposé quelqu'épaisseur de dolomies liasiques, qui sont connues peu au Nord (fig. 38, Khela Tamkhart). En effet, le Cénomano-Turonien recoupe en biseau le Trias lui-même ; son dépôt succède à une phase d'érosion. Néanmoins les rivages liasiques étaient certainement proches, comme l'indiquent les variations de faciès observées tout près de là, dans l'Atlas. Une flexure (peut-être des failles) bordait par endroits le sillon liasique à en juger par la rapide variation d'épaisseur ;

— la dalle cénomanienne transgressive repose ici sur le Trias. Plus à l'Ouest, elle couvre directement le Précambrien III : c'est ce qui lui vaut d'être minéralisée en manganèse (voir § 2.2.2). Son faciès dolomitique et gréseux indique la proximité du rivage cénomanien ;

— le Sénonien est également un faciès de fond de golfe, où des apports détritiques rouges se mêlent à des évaporites de mer chaude (sur le Crétacé-Tertiaire inférieur, voir ci-dessous) ;

— le Paléocène-Eocène se présente sous la forme de dépôts surtout biochimiques : calcaires à Nummulites et Alvéolines, c'est-à-dire à Foraminifères vivant sur le fond de mers peu profondes et chaudes. Là encore, le rivage marin n'était pas loin au Sud, mais sans doute l'Anti-Atlas était-il encore plus émoussé, surbaissé et aussi mieux recouvert de végétation qu'au Crétacé supérieur : d'où la rareté des apports détritiques (période « biostasique »).

En amont, cette fois, de la palmeraie de *Tinerhir*, *la vallée du Todra* (affluent du Rheris) permet d'étudier une autre coupe au Sillon sud-atlasique (fig. 38 B). Ici se dégage, sous un Tertiaire inférieur marin semblable au précédent (avec des calcaires à Oursins), une série crétacée que l'on va retrouver presqu'identique dans de vastes secteurs du Sud marocain. C'est la série crétacée des hamadas décrites ci-dessous.

2.6.1.2. *LES HAMADAS INTERIEURES ET LE BASSIN COTIER DE TARFAYA*

Dans l'intérieur de la plate-forme, la couverture typique est faite de vastes plaques de dépôts dont l'âge va du Crétacé au Quaternaire. Ces « chapes » sédimentaires sont armées de dalles calcaires que séparent des talus marno-gréseux et posées, subhorizontales, sur le Primaire arasé. Les dalles principales se trouvent dégagées en plateaux plus ou moins caillouteux, les « hamadas », creusées d'innombrables « dayas » (dolines) et constituant trois niveaux principaux, localement superposés : de bas en haut, la hamada de Meski-Aoufous, celle de Boudenib et, enfin, les immenses hamadas du Guir et du Dra.

Sur la marge atlantique, la couverture comporte, sous la série hamadienne, des termes jurassiques et triasiques, découverts récemment en sondages. C'est le bassin côtier de Tarfaya.

A. Le Trias et le Jurassique

Dans le domaine anti-atlasique proprement dit (en dehors des marges sub-atlasiques), le Trias et le Jurassique ne sont connus que tout au Sud-Ouest, sur l'extrême frange atlantique, et seulement en sondage (Choubert & *al.*, 1966). Ils constituent la base du remplissage d'un de ces bassins côtiers du littoral atlantique de l'Afrique, bassin du Rio

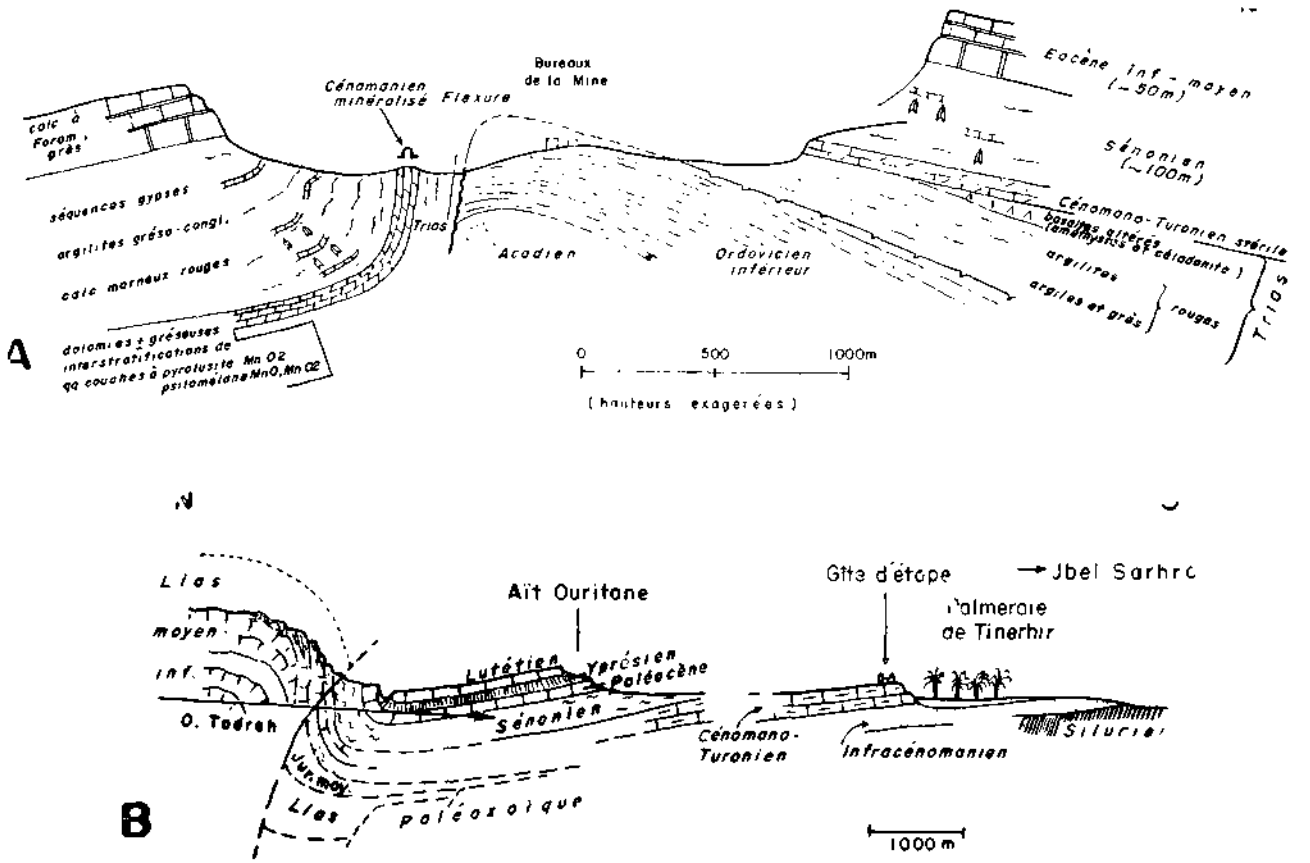


FIG. 38 — La marge nord de l'Anti-Atlas dans la région de Ouarzazate.
A : Coupe schématique de la boutonnière paléozoïque d'Imini et du gisement de manganèse stratiforme associé. Croquis d'après les auteurs (Pouit, 1964; carte 1/200 000 Ouarzazate, etc.).
B : Couverture anti-atlasique marginale et accident sud-atlasique en amont de Tinerhir, jusqu'aux gorges du Todra. Coupe schématique d'après Gauthier, 1952.

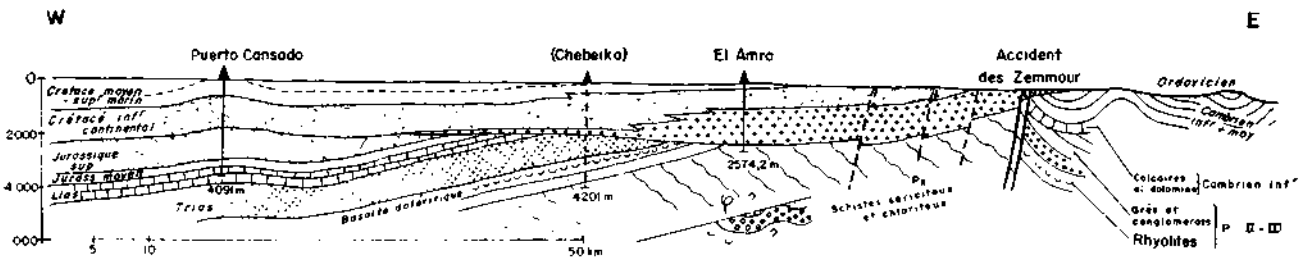


FIG. 39 — La couverture anti-atlasique à la marge occidentale du massif et le passage au bassin côtier de Tarfaya. Coupe interprétative extraite de Choubert & *al*, 1968. Pour Sougy (Michard & Sougy, 1974), les schistes cristallins rencontrés en sondage pourraient appartenir aux nappes internes des Mauritanides, charriées sur l'avant-pays anti-atlasique (φ ?).

de Oro ou d'El-Aïoun ou de Tarfaya, dont l'autre exemple marocain est le bassin d'Agadir—Essaouira (Haha-Doukkala).

A la différence de son homologue atlasique et mésétien, le bassin de Tarfaya comporte un Crétacé inférieur essentiellement continental et non pas marin. Par contre, le Trias et le Jurassique qu'on y a reconnu sont semblables dans les deux cas (sans être identiques) :

— Trias détritique rouge avec une intercalation de basalte doléritique.

— Lias et Dogger réduits, lacunaires, surtout calcaro-dolomitiques.

— Jurassique supérieur marno-calcaire, plus rarement gréseux (sans gypse à Tarfaya ; comparer avec la série des Haha décrite au chapitre 4).

Sur cette série, le Crétacé inférieur continental est fortement discordant (fig. 39) ; il constitue la base de la série hamadienne décrite ci-dessous.

B. CRÉTACÉ

La hamada inférieure, dite (au moins dans l'Est) de Meski-Aoufous, est la hamada crétacée, dont la coupe de Tinerhir (fig. 38) montre, en somme, un échantillon restreint.

Son talus, de couleur rouge-rosé, est fait d'abord de grès grossiers et conglomératiques, puis de grès plus fins, calcareux, associés à des marnes panachées, à des gypses, à des calcaires gris. Les grès inférieurs, au moins vers l'Ouest, débutent dans le Crétacé inférieur (intercalation de calcaire marin aptien au bord nord du Souss). Au-dessus, quelques Mollusques indiquent localement un Cénomanien laguno-deltaïque (Gauthier, 1957). Plus remarquables sont les gisements de Vertébrés (Lavocat, 1954) qui, sur 250 km de talus hamadien au Sud d'Erfoud, offrent une profusion de dents et ossements de poissons-scie, dipneustes, crocodiles, sauropodes géants et autres dinosaures également « en faveur » du Cénomanien (Choubert, 1970). Tout cet ensemble, appelé souvent « Infracénomanien », est analogue de la partie supérieure du « Continental intercalaire » du domaine saharien. Ces dépôts continentaux, mais déjà typiques de plaines basses et souvent inondées, et ces couches « lagunaires » ou de bassins marins confinés sont suivis par les dépôts franchement marins du Cénomano-Turonien.

La table de la hamada inférieure est en effet constituée de calcaires marins. Les premiers contiennent d'innombrables Huîtres (*Exogyra, Alectryonia*) et autres Lamellibranches, des Gastéropodes également littoraux (*Nerinea, Natica*), des Oursins, familiers des faciès récifaux (*Hemicidaris*, etc.), des Polypiers enfin. C'est encore le Cénomanien. Il est suivi par un Turonien également sub-récifal, riche en Rudistes. L'épaisseur de toute cette dalle calcaire atteint 75 m dans la vallée du Ziz, à l'aval de Ksar-es-Souk. La transgression marine qui a permis son dépôt sur la plate-forme saharienne bien aplanie n'a épargné que quelques massifs, débordant, on l'a vu, les limites de l'Infracénomanien. Son extension et ses relations avec l'Atlantique d'une part, la Méditerranée de l'autre, prêtent à discussion. Selon G. Choubert & A. Faure-Muret (*op. cit.*), elle a occupé le futur Sillon sud-atlasique, alors à peu près indistinct, reliant ainsi l'Atlantique à la Méditerranée. Noyant à partir de là une partie de l'Anti-Atlas, un golfe s'étendait vers le Sud jusqu'à l'actuel Kem-Kem. Un autre golfe s'étalait vers le précédent en partant du bassin côtier de Tarfaya, au moins jusqu'au milieu de la synéclise de Tindouf. Dans la région de Zegdou, les calcaires s'effilent en biseau au sein de grès rouges. Par contre, selon R. A. Reyment (1971), « Téthys » et Atlantique n'auraient pas été reliés d'E en W au niveau du Maroc durant le Cénomano-Turonien (arguments paléobiologiques), mais de façon très éphémère suivant une liaison N-S aboutissant dans le golfe de la Bénoué.

Ce fut l'apogée de la transgression. Le *Séno-*

nien voit les mêmes golfes se restreindre et se trouver envahis par des faciès de mer confinée (gypse, sel) et par des dépôts détritiques rouges. De fortes accumulations gréseuses et gypsifères sont connues dans la région de Boudenib au Nord (avec 500 m de sel gemme vers Béchar - cf. G. Choubert, 1970), de Zegdou au Sud. Dans le golfe de Tarfaya, existe une abondance remarquable de dépôts silicifiés, et des niveaux calcaires (Santonien) ou marneux de mer franche (voir Haut Atlas occidental). Le *Maestrichtien* marin n'est connu que dans le Souss occidental : la majeure partie des territoires émergés à la fin du Sénonien reste hors d'eau.

C. Le Tertiaire et le Quaternaire

La transgression paléocène et éocène dépassa à

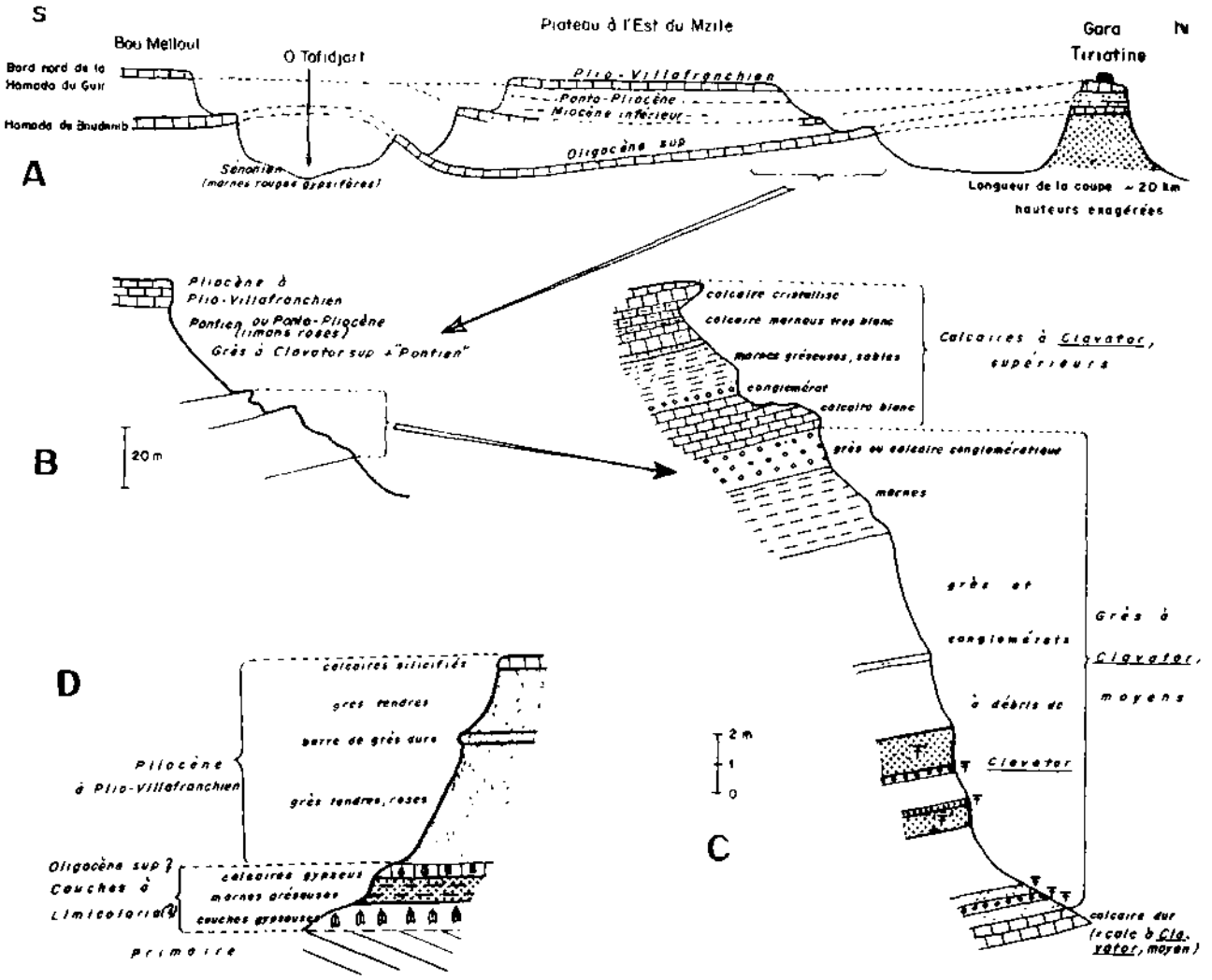


FIG. 40 — Les hamadas tertiaires, d'après Lavocat, 1954.
A : Coupe générale des hamadas à l'Est de Boudenib; déformation de l'Oligo-Miocène sous le Pliocène horizontal - B : Détail de la discordance - C : Détail de la série à *Clavator*, attribuable à l'Aquitanien - D : Bord nord-ouest de la hamada de la Daoura, reposant directement sur le Primaire (Gour Mohani).

peine celle du Maestrichtien. Des terrains de cet âge sont connus sur la marge sub-atlasique du domaine, série phosphatée de la région d'Ouarzazate-Tinerhir (fig. 38), faciès à Huîtres ou Oursins du Souss ou de l'Est du Sillon d'Ouarzazate. A l'intérieur même du Sud marocain, l'Eocène n'est représenté que par le dépôt, bien développé près de Kenadza, d'un calcaire lacustre à *Ceratodes* (Gastéropodes pulmonés). Les formations des hamadas moyennes et supérieures, qui s'étalent ensuite largement sur de vastes territoires, sont également continentales, lacustres ou fluviatiles.

La hamada moyenne, ou petite hamada de Boudenib (fig. 40) est faite de grès rouges et de calcaires lacustres à *Clavator et Melanatria* (Gastéropodes dulçaquicoles), attribuables à l'Aquitanien (Oligocène supérieur). Les calcaires à *Limicolaria* (*id.*) en seraient l'équivalent au Sud de Taouz (fig. 40 D). On remarque que des gauchissements se sont produits avant et après le dépôt de ces couches : avant, puisqu'elles peuvent reposer directement sur le Primaire, en dehors des bassins subsidents du Crétacé : après, puisque le Ponto-Pliocène horizontal recouvre parfois des calcaires aquitaniens ployés.

Les hamadas supérieures (Guir, Daoura, Dra, Tarfaya) sont mal datées car on n'y connaît que des Gastéropodes d'eau douce. Leur talus de grès fins et rosés peut comporter le Pontien (Miocène terminal) ; leur calcaire silicifié sommital représente peut-être l'équivalent des dalles calcaires du Pliocène ou Plio-Villafranchien plus septentrional (voir § 1.3.3.1.). En Sahara algérien, G. Conrad (1971) attribue au Pliocène les grandes hamadas, de petites hamadas dérivant plus tard de la sédimentation fluvio-lacustre plio-villafranchienne et villafranchienne.

L'époque ponto-pliocène, qui vit le dépôt du talus gréseux de ces grandes hamadas, est une époque de mouvements orogéniques (Dadès) à la bordure de l'Atlas (voir fig. 133 et § 4.3.6.3). Des cassures jouèrent également dans le domaine anti-atlasique (cf. fig. 40).

L'époque pliocène est ensuite une époque de pénéplanation : les vastes tables de calcaires lacustres reflètent un équilibre biostasique prolongé. Mais *l'époque quaternaire* voit cet équilibre rompu. Un rajeunissement du relief intervient par étapes (voir chapitre 1). Le premier soulèvement permet au Villafranchien inférieur, l'emboîtement des calcarénites moghrébiennes dans la hamada de Tarfaya (§ 1.3.3.1) ou celui des petites hamadas villafranchiennes du Sud algérien (Conrad, 1971). Les surfaces villafranchienne, plio-villafranchienne, « préhamadienne » (éo-oligocène) et anté-crétacée se trouvent soumises à une érosion différentielle. Peu à peu se dégage le relief « appalachien » que nous connaissons aujourd'hui. Les glacis-terrasses forment des niveaux emboîtés (dont les surfaces sont maintenant autant de regs) qui jalonnent l'histoire de cette période (fig. 41) *.

2.6.2. Tectonique et magmatisme post-hercyniens

2.6.2.1. *LES ACCIDENTS TECTONIQUES*

Ils se localisent sur les marges ouest et nord du domaine.

Il s'agit, à l'Ouest, d'une zone-limite composite entre la plate-forme continentale et l'Océan. Elle comporte un premier gradin, en partie visible à terre, sous la forme d'un faisceau de failles et de flexures dirigées SSW-NNE. Ces accidents effondrent le socle sous sa couverture hamadienne (Bas Dra, fig. 39) ou directement sous la mer (Ifni). Elles constituent le prolongement de l' « *escalon du Zemmour* » des auteurs espagnols (cf. Choubert *& al.*, 1966). E. Rod (1962) a proposé d'y voir un décrochement majeur sénestre, mais cette idée n'a pu être confirmée. Les structures continentales paraissent plutôt se continuer sur toute la largeur du plateau continental (fig. 18). C'est en tous cas ce qui a pu être démontré plus au Nord, au large du Haut Atlas. La limite véritable de la plate-forme anti-atlasique serait donc à la *marge externe du plateau continental*, inaccessible à l'étude géologique ordinaire. Sa genèse résulterait de l'ouverture triasico-liasique de l'Atlantique ; le magmatisme doléritique (ci-après) et les coulées basaltiques qui caractérisent cette époque dans tout le Maroc peuvent être mis en rapport avec ce phénomène (§ 6.1). Quant au fonctionnement de l' « escalon du Zemmour », il a pu débuter vers la même époque (peut-être après un jeu hercynien en sens opposé, comme le proposent G. Choubert *& al.*, 1966), puis s'accentuer au Crétacé inférieur (conglomérats, fig. 39) et enfin au Néogène et Quaternaire.

Quant à la marge nord du domaine anti-atlasique, elle est bordée par la zone des *accidents sud-atlasiques*. La marge anti-atlasique est d'abord plus ou moins effondrée, puis coupée par les longues failles, au Nord desquelles s'érige l'Atlas. La tectonique complexe de cette zone est décrite au cha-

* La géomorphologie de l'Anti-Atlas occidental est marquée par l'ampleur des mouvements récents et la relative humidité de ces montagnes, sorte d' « enclave bioclimatique méditerranéenne ». P. Oliva (1972) y a montré l'extension des croûtes calcaires jusque sur les substrats rhyolitiques. Voir aussi du même auteur (1975) les deux cartes géomorphologiques des plaines de l'Anti-Atlas occidental au 100 000è : Plaines de Tiznit et du Massa et bordures; Plaine de Goulimine, feijas occidentales et massifs de bordure.

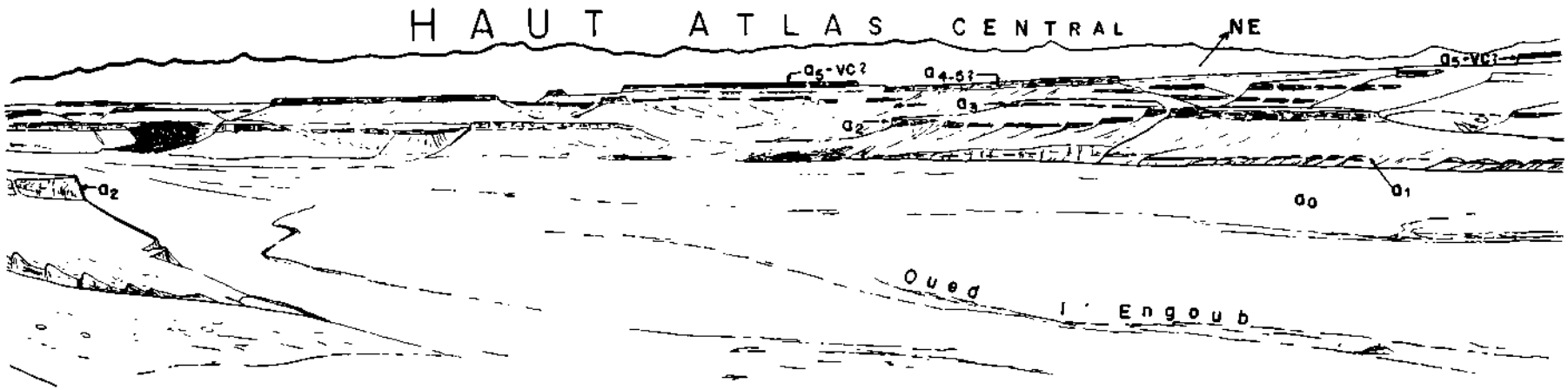


FIG. 41 — Les regs emboîtés d'un oued sud-atlasique, à l'Est de Ouarzazate. Croquis d'après diapositive; âge des niveaux d'après Riser, 1971 (com. orale). Comparer avec les terrasses des oueds mésétiens et rifains, fig. 15.

pitre 4. Le magmatisme basaltique et sous-saturé du Ponto-Plio-Quaternaire est en rapport avec cette tectonique récente (ci-après).

En dehors de ces marges actives, la tectonique post-hercynienne du domaine anti-atlasique est des plus modestes, limitée à des failles verticales normales, pouvant induire des flexures dans la couverture, ou à des gauchissements d'ensemble. Il s'agit de phénomènes épeirogéniques, dont les phases sont indiquées par l'étude stratigraphique (ci-dessus). Les failles ne présentent de rejet appréciable que dans le Nord de l'Anti-Atlas, du Siroua et du Sarhro. Plus au Sud, on a affaire à un régime de plateforme à très peu près stable.

2.6.2.2. *LE MAGMATISME TRIASICO-LIASIQUE*

Il s'agit des « dolérites de l'Anti-Atlas », longtemps attribuées au cycle hercynien, mais que maints arguments conduisent à rajeunir. Il se manifeste essentiellement par des *sills* et des *dykes doléritiques* (*s.l.*). Les critères stratigraphiques permettent seulement de dire que ce magmatisme est antérieur au Crétacé (couverture discordante) et postérieur au dépôt du Viséen supérieur (dernier terrain recoupé avec métamorphisme de contact). Mais l'étude structurale de ces champs filoniens, appuyée sur une cartographie détaillée, montre que leur mise en place est postérieure au plissement de la série primaire et sans doute à son érosion partielle (Hollard, 1973).

Les sills (ou filons-couches) sont infiltrés de préférence dans des niveaux de disharmonie mécanique entre des strates de compétence différente. Ces strates étant déjà plissées lors de l'injection (plis à grand rayon de courbure), les sills ont également une forme ployée : c'est ce qui les avait fait croire antérieurs au plissement hercynien; en fait, les dolérites de ces sills ne sont pas déformées, non plus que les dykes qui font communiquer les sills injectés à des niveaux stratigraphiques différents (exemple du Jbel Hamsaïlikh). H. Hollard (*op. cit.*) fait également remarquer que les sills sont logés dans des niveaux stratigraphiques de plus en plus récents du Nord (Dévonien inférieur) au Sud (Dinantien) : ils se seraient mis en place après érosion du Primaire plissé (orogenèse particulièrement forte au Nord) et à peu près partout à la même profondeur (sous la même surcharge, commandant la possibilité de décollement et injection).

La répartition des dykes est plus large; ils peuvent recouper même les plis serrés. Le grand dyke de Foum-Zguid, avec ses 300 km de long et ses parties gabbroïques centrales (Leblanc, 1973e) et les autres dykes SW-NE de l'Anti-Atlas occidental recoupent tout ce qui est anté-crétacé, du socle précambrien au Carbonifère supérieur.

Les dolérites forment aussi des affleurements circulaires exigus (au cœur du Zemoul, etc.) qui apparaissent comme des sections de *necks*, remplissages de cheminées verticales ayant contribué à l'alimentation des sills voisins.

L'accident circulaire ou « rond » de l'Ouarkziz (fig. 42b) a été envisagé comme un dôme à l'aplomb d'une telle cheminée qui serait restée aveugle. Il s'agirait plutôt, d'après J. Fabre & *al.* (1970) d'un *impact de météorite* (astroblème) antérieur au Tertiaire, voire au *Crétacé*.

Faute de datation géologique précise, on a recherché pour ces dolérites des datations isotopiques. Des mesures K/Ar fournissent un âge de 185 Ma, c'est-à-dire du Trias terminal et les mesures de paléomagnétisme sont en accord avec un tel âge (Hailwood & Mitchell, 1971). Dès lors, ce magmatisme serait à peu près contemporain des vastes épanchements basaltiques du Trias - Lias atlasique, mésétien et prérifain, au Nord. Il serait également l'homologue des dolérites et coulées basaltiques d'Abadla (bassin de Béchar) et peut-être de celles du champ d'Hassi-Rmel, intercalées encore plus à l'Est entre Stéphano-Autunien et Trias moyen (Fabre, 1969) ou de celles que les sondages ont révélé tout à l'Ouest à Tarfaya. L'ampleur de ce magmatisme fissural basaltique est remarquable; il se développe sur les deux marges, africaine et américaine, de l'Atlantique (fig. 210) et paraît devoir être mis en rapport avec l'ouverture progressive de ce futur océan aux alentours du Trias (auteurs cités et May, 1971). Le phénomène d'étirement a pu se manifester plus ou moins tôt suivant les zones (dans le bassin de Taoudenni, les dolérites sont datées du Permo-Trias par Lay & Reichelt, 1971).

L'attribution au Trias-supérieur - Lias des dolérites du Sud marocain est encore rejetée par G. Choubert & A. Faure-Muret (1974), pour qui ces intrusions sont contemporaines du plissement hercynien. Néanmoins, toutes les datations K/Ar présentées dernièrement sont en faveur d'un âge triasico-liasique. A dix datations échelonnées entre 181 et 187 Ma, A. Bonifay & B. Sichler (1975) ajoutent un autre argument tiré du paléomagnétisme. Ayant échantillonné sur les deux flancs d'un sill apparemment anticlinal, ces auteurs déterminent des directions paléomagnétiques très bien groupées (indiquant un pôle classique pour le Trias africain; voir chap. 6), qui se dispersent au contraire en deux groupes par l'application des corrections de pendage : l'aimantation stable est donc postérieure à l'acquisition des pendages anticlinaux (l'injection et le refroidissement se sont faits dans des séries sédimentaires déjà plissées).

2.6.2.3. *LE VOLCANISME PONTO-PLIO-QUATERNAIRE*

Il est lié aux cassures survenues à proximité du Haut Atlas. Certaines alimentèrent un *volcanisme basaltique et phonolitique* intense, à tendance sous-saturée. Les coulées d'ankaratrites de Foum-el-Kous (fig. 42 A) sont un exemple (commode à observer) de ce volcanisme récent. Le Jbel Siroua est d'une tout autre ampleur, édifice complexe de coulées, de projections, de brèches, de filons variés, en somme strato-volcan comparable au Mont-Dore auvergnat. Le volcanisme phonolitique y est daté de 10 à 6 millions d'années (Messinien, *in* Choubert, 1970). Rappelons qu'une faille faisant rejouer l' « accident majeur de l'Anti-Atlas » (§ 2.5.2.3) affecte ces coulées, avec un rejet dépassant 500 m.

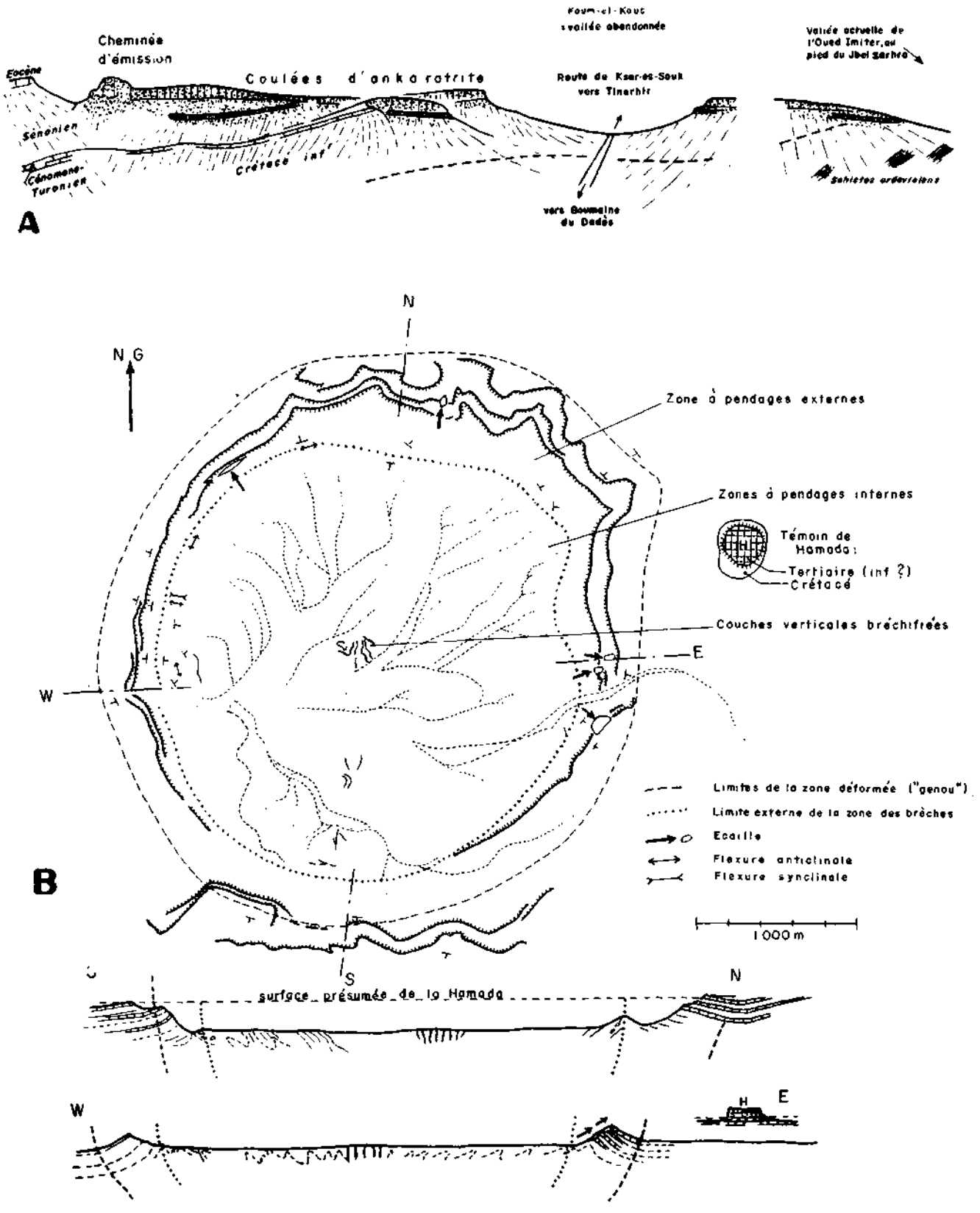


FIG. 42 — Un volcan et une structure circulaire énigmatique.
A : Le volcan plio-quaternaire de Foum-el-Kous, dans la dépression sud-atlasique de Ouarzazate. Croquis d'après photo; indications géologiques d'après Choubert & *al.*, 1952.
B : Le « rond » de l'Ouarkziz, un astroblème anté-hamadien ? Carte et coupe diamétrales extraites de Fabre & *al.*, 1970.

CHAPITRE 3

LE DOMAINE MESETIEN

3.1. REPERES GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

3.1.1. Limites et divisions géomorphologiques

Ce que l'on appelle, à strictement parler, Méséta marocaine (carte h.-t. 1) est plus restreint que le domaine mésétien marocain — comme il en va de l'Anti-Atlas par rapport au domaine anti-atlasique (chap. 2). Le domaine envisagé ici dans son entier correspond aussi bien aux plaines qu'aux plateaux ou aux chaînons et massifs, d'altitude généralement modérée, qui se disposent entre l'Atlantique, les Atlas et les premières collines rifaines.

Sa définition structurale a été donnée au chapitre 1. Dans le Moyen-Maroc quasi cratonique, c'est la partie la moins déformée durant le cycle alpin (atlasique) : on a affaire à une plate-forme alpine sub-tabulaire. L'influence directrice (structurale) y est « atlantique » plus que mésogéenne. Le socle calédono-hercynien, montrant localement son soubassement précambrien, y est sub-tabulaire, épizonal ou mésozonal ; pénéplané, il est recouvert par une couverture où dominent le Trias supérieur et le Crétacé supérieur - Eocène inférieur.

Si cet ensemble est structuralement homogène, sa géomorphologie est assez variée ; l'inégalité des soulèvements récents introduit en effet un relief contrasté, d'où il résulte aussi des climats locaux très différenciés. L'étude du Quaternaire en a déjà donné une idée (§ 1.3).

L' « épine dorsale » du domaine est formée par la *Méséta intérieure,* allongée en direction NE-SW. Elle culmine au NE dans le *Massif central marocain* (1 400 à 1 600 m), appelé aussi Plateau central (Beaudet, 1969). Ce sont des montagnes tabulaires semi-arides à subhumides, au sous-sol fait de Primaire plissé et granitisé. Vers le Sud-Ouest, le Primaire s'ennoie d'abord sous le haut *Plateau des Phosphates* (Oulad-Abdoun), puis réapparaît en Méséta méridionale dans le massif surbaissé des *Rehamna,* à son tour recouvert par le *Plateau des Ganntour.* Les *Jbilet,* plus au Sud, forment un petit chaînon primaire culminant vers 1 000 m et allongé Est-Ouest. Le climat, de semi-aride devient aride en Méséta méridionale et dans les Jbilet. Vers le Nord-Est, le Massif central s'ennoie sous le *Causse moyen-atlasique,* par-dessous lequel émergent ensuite les sommets boisés du *Tazekka.* Ce dernier massif sera envisagé en même temps que les boutonnières primaires du Maroc oriental (Chaîne des Horsts) dont beaucoup de caractères le rapprochent (§ 4.2.4). De même, la couverture jurassique du Causse moyen-atlasique mérite d'être considérée avec le domaine atlasique *s. str.*

Au pied de cet ensemble axial, comme une sorte de gradin doucement incliné vers l'Océan, s'étend la *Méséta côtière.* Le socle y affleure surtout au Nord. Un « palier intermédiaire » peut être distingué entre le Haut-Pays du Massif central et les Bas-plateaux de la Méséta côtière elle-même (fig. 5). Les plaines, plus ou moins surélevées, sont en général semi-arides, hormis la partie nord de la frange côtière, subhumides à partir de Rabat. Les plus vastes correspondent à des bassins où le socle primaire supporte une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse (bassins côtiers atlantiques) : Chaouia (subsidence à peine marquée) et surtout Doukkala, correspondant au *bassin de Safi.* Le *bassin d'Essaouira* qui lui succède au Sud, fait transition avec le Haut Atlas occidental (bassin d'Agadir-Essaouira, § 4.3.5).

Dernières unités morphologiques majeures, les sillons ou dépressions d'enfoncement récent qui bordent le domaine mésétien au Nord et au Sud. Au

Nord, c'est le *sillon sud-rifain,* dont on décrit ailleurs les dépôts récents (Saïs et Mamora, § 1.3.3.1 ; Kharb, § 5.2.3.1). Au Sud, ce sont les *sillons* du *Haouz* et du *Tadla* (§ 4.3.6.3), ce dernier se prolongeant par la *Bahira* à l'intérieur même du domaine mésétien. Semi-aride à subhumide, le sillon sud-rifain est aussi fertile que les plaines de Méséta côtière. Les sillons méridionaux sont autrement arides; ils ne doivent leur agriculture qu'à l'irrigation à partir des eaux de l'Atlas.

3.1.2. Repères hydrographiques

Les principaux fleuves descendent précisément des Atlas, mais un réseau important prend aussi sa source dans le Massif central, pour se jeter directement à l'Océan ou pour aller grossir les grands oueds atlasiques. Du Nord au Sud, on trouve (voir carte h.-t.) :

— l'oued Sebou, moyen-atlasique, qui s'alimente encore dans le Rif (oued Ouerrha) aussi bien qu'en Maroc central (oued Beth) ;

— l'oued Bou-Regreg et ses affluents Grou et Khorifla, drainant le Massif central ;

— les oueds côtiers Ykem, Cherrat, Nefifikh, Mellah, qui fournissent les principales coupes géologiques entre Rabat et Casablanca ;

— l'oued Oum-er-Rbia, le plus long de tous, qui part du Moyen Atlas ; contourne le Maroc central ; entaille les Rehamna après avoir grossi ses eaux de celles des oueds El-Abid et Tessaoute, issus des neiges haut-atlasiques ; rejoint enfin l'Océan au pied d'Azemmour ;

— l'oued Tensift, qui collecte plusieurs oueds dégringolant du Haut Atlas central ; Rdat, Ourika, Nfis ; il donne à Marrakech sa palmeraie puis s'encaisse entre les plateaux Chiadma (rive gauche) et Abda (rive droite) avant de rejoindre l'Océan.

3.1.3. Les subdivisions structurales du socle

3.1.3.1. *LES ELEMENTS DE ZONES STRUCTURALES*

Le socle mésétien affleure donc dans trois ensembles inégaux ; du Nord-Ouest au Sud-Est, ce sont :

— le Massif central et la Méséta côtière septentrionale ;

— le Massif des Rehamna et la Méséta côtière méridionale (rattachée à l'ensemble précédent près de Casablanca) ;

— le chaînon des Jbilet et ses annexes du Haouz nord-ouest (le Haouz méridional dépendant plutôt du Massif ancien du Haut Atlas occidental).

On distingue dans ces ensembles un certain nombre de zones structurales, dont les caractères et l'agencement résultent essentiellement de l'orogenèse hercynienne (varisque). Leur définition est encore bien imprécise, la compréhension de leurs rapports mutuels, celle de leurs raccords d'un massif à l'autre sous la couverture posent encore bien des problèmes.

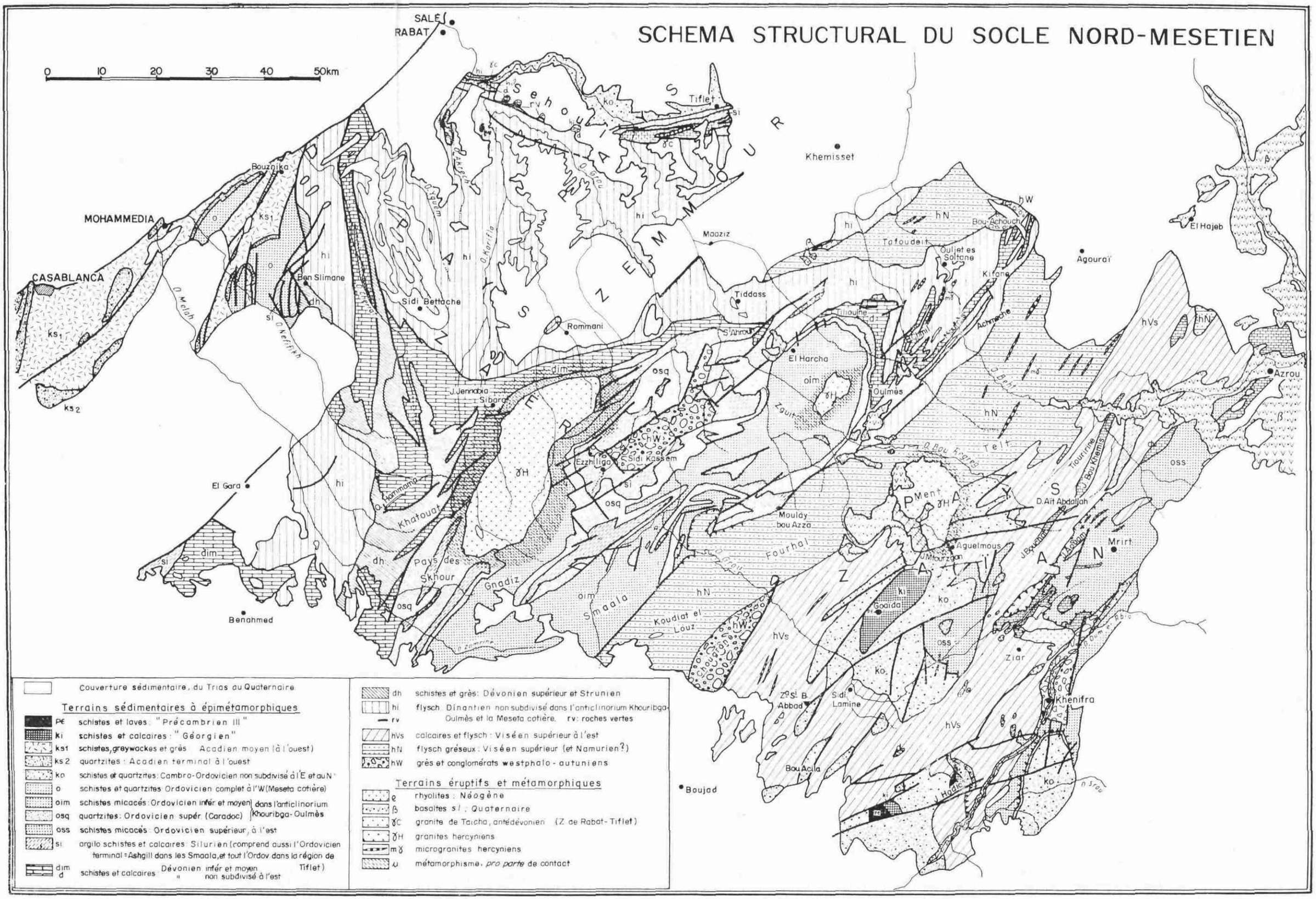
C'est là le résultat d'un certain retard des études de tectonique mésétienne, et de ses difficultés propres. Reconnu dès le début du siècle par les pionniers de la géologie marocaine (A. Brives, L. Gentil, Ph. Russo...), le Primaire mésétien n'a longtemps été considéré, pour l'essentiel, que sous l'angle stratigraphique. L'inventaire général des assises a ainsi été dressé dans les ouvrages fondamentaux de G. Lecointre (1926), G. Lecointre & G. Delépine (1933) et H. Termier (1936). De nombreux travaux furent ensuite effectués avant le Congrès d'Alger, mais rarement dans le cadre de mémoires exhaustifs (M. Gigout, 1951). C'est leur synthèse que présente la carte géologique au 1/500 000 (1954 à 1960). Les études stratigraphiques et tectoniques n'ont repris, par place, qu'une dizaine d'années après; les analyses structurales détaillées n'ont commencé qu'il y a cinq ans. La seule synthèse disponible à ce jour est l'essai publié par G. Beaudet (1969) dans le cadre d'une thèse de géomorphologie; elle concerne le socle nord-mésétien seulement.

Dans l'ensemble nord-mésétien, on reconnaît cinq grandes zones structurales, grossièrement orientées SW-NE, les unes relativement simples, les autres complexes (fig. 43) ; des zones faillées et des accidents mal connus les limitent :

— à l'Ouest s'étend l'*anticlinorium de Casablanca* (*s.l.*) à matériel cambro-ordovicien faiblement plissé ; sur sa marge est, cependant, la schistosité fait son apparition (Bouznika, horst du Rhebar) ;

— plus à l'Est se développe une *zone synclinoriale occidentale* (par rapport à l'ensemble du massif) avec deux zones à flyschs dévono-dinantiens, celle de *Ben-Slimane* (ex-Boulhaut), allongée de Skhirat à Ben-Ahmed, et celle de *Sidi-Bettache,* allant du Khorifla au Khatouat et s'étirant au NE vers Rommani et Tiddas (ex-Marchand et Tedders). Ces zones sont séparées par la *zone de l'oued Cherrat,* à matériel siluro-dévonien (la description habituelle de ces zones comme deux « fossés »

SCHEMA STRUCTURAL DU SOCLE NORD-MESETIEN


0 10 20 30 40 50km
SALÉ
RABAT
CASABLANCA
MOHAMMEDIA
Bouznika
Ben Slimane
Sidi Bettache
Rommani
Tiflet
Khemisset
Maaziz
Tiddass
El Harcha
Oulmès
Tafoudeit
Ouljet es Soltane
Kifane
Bou-Achouch
Agourai
El Hajeb
Azrou
Mrirt
Aguelmous
D.Ait Abdaljah
Tiouririne
Achmache
Telt
Fourhal
Mouley bou Azza
Goaida
Ziar
Khenifra
Sidi Lamine
Z°S.I. B Abbad
Bou Acila
Boujad
El Gara
Benahmed
Jennaba
Sibara
Sidi Kassem
Ezzhiliga
Khatouat
Pays des Skhour
Gnadiz
Smaala
Koudiat el Louz
Oued Grou
Oued Beht
Oued Bou Khamis
Oued Bou Fegrag
Oued Melah
Oued Nefifikh
Oued Korifla
Oued Akrech
Oued Ouislam
Oued Zeggota
Oued Srou
Oued Ouaoumana
Oued Ouaoumana Rabia
Zaouiat Ahansal
Zaouiat Chouafaa
Jebel Hadid
Jebel Aguelmous
Jebel Mtourzgan
Jebel Bou Khamis
Jebel Ayachi
Jebel Ayachi Nord
Jebel Ayachi Sud
Jebel Aoudad
Jebel Aoudad Nord
Jebel Aoudad Sud
Jebel Aoudad Est
Jebel Aoudad Ouest
Jebel Sarhro
Jebel Sarhro Nord
Jebel Sarhro Sud
Jebel Sarhro Est
Jebel Sarhro Ouest
Jebel Tazzeka
Jebel Tazzeka Nord
Jebel Tazzeka Sud
Jebel Tazzeka Est
Jebel Tazzeka Ouest
Jebel Zerhoun
Jebel Zerhoun Nord
Jebel Zerhoun Sud
Jebel Zerhoun Est
Jebel Zerhoun Ouest

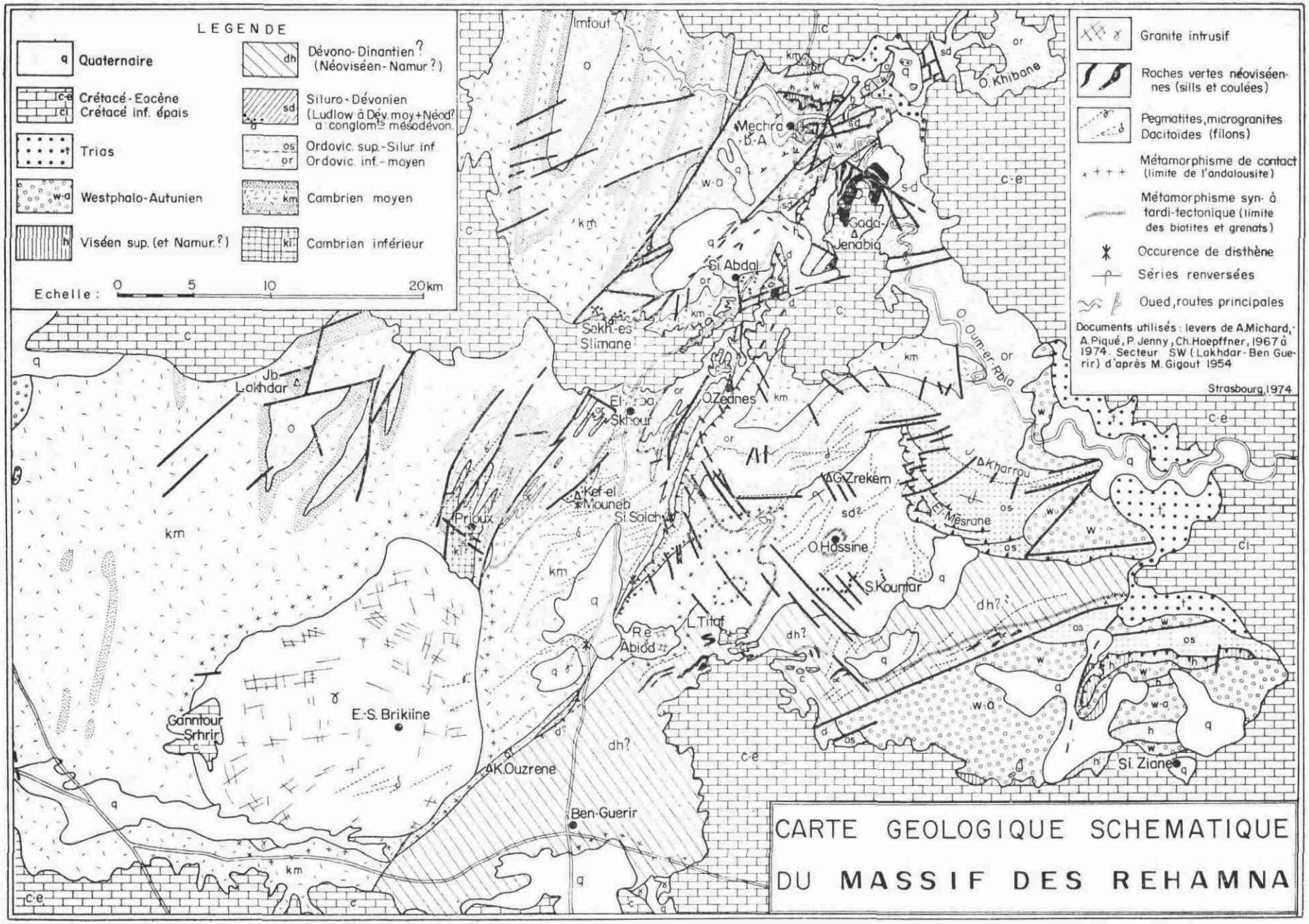

LEGENDE
Quaternaire
Crétacé-Eocène
Crétacé inf. épais
Trias
Westphalo-Autunien
Viséen sup. (et Namur ?)
Dévono-Dinantien ? (Néoviséen-Namur ?)
Siluro-Dévonien (Ludlow à Dév. moy + Néod ? a conglom^ts mésodévon.
Ordovic. sup.-Silur. inf.
Ordovic. inf.-moyen
Cambrien moyen
Cambrien inférieur
Echelle : 0 5 10 20km
Granite intrusif
Roches vertes néoviséennes (sills et coulées)
Pegmatites, microgranites Dacitoïdes (filons)
Métamorphisme de contact (limite de l'andalousite)
Métamorphisme syn- à tardi-tectonique (limite des biotites et grenats)
Occurence de disthène
Séries renversées
Oued, routes principales
Documents utilisés : levers de A. Michard, A. Piqué, P. Jenny, Ch. Hoepffner, 1967 à 1974. Secteur SW (Lakhdar-Ben Guerir) d'après M. Gigout 1954
Strasbourg, 1974
CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE
DU MASSIF DES REHAMNA
Imfout
Mechra b-A
Gada-Jenabia
Si. Abdal
Sekh-es Slimane
O. Khibane
O. Oum-er-Rbia
Jb. Lakhdar
El-Arba Skhour
O. Zeanes
Kef-el Mouneb
Si. Saich
Prioux
G. Zrekem
Kharrou
El-Mesrane
O. Hassine
S. Kountar
L. Titaf
Re Abiod
E.-S. Brikiine
Ganntour Srhrir
K. Ouzrene
Ben-Guerir
Si. Ziane

FIG. 44

séparés par un « horst » n'est pas établie sur une analyse tectonique suffisante). Au Nord, cette zone synclinoriale est limitée par l' « *anticlinorium Rabat-Tiflet* », remarquable structure orientée E-W, où des granitoïdes et des roches métamorphiques affleurent à la faveur d'accidents ;

— encore plus à l'Est, le Massif central proprement dit débute par l'*anticlinorium central Khouribga-Oulmès*. Il est surtout fait de schistes et quartzites ordoviciens et siluriens en plis plus ou moins serrés et schistosés, s'ennoyant au NW sous le Dévonien et le Dinantien. Deux granites y sont intrusifs, celui des Zaër et celui d'Oulmès. Le Carbonifère supérieur discordant et l'Eopermien sont représentés respectivement à Sidi-Kassem et à Bou-Achouch ;

— au milieu du Massif central court la *zone synclinoriale axiale, ou du Fourhal-Telt,* occupée par des flyschs néo-viséens. Sa marge orientale est percée par l'intrusion granitique du Ment. Au Sud du Grou, se présente le bassin stéphano-autunien des Chougrane ;

— tout à l'Est, en Pays Zaïan, la zone *Kasba-Tadla—Azrou* était classiquement considérée comme un simple anticlinorium. Mais des travaux récents (voir plus loin) ont montré qu'à un *autochtone* fait d'anticlinaux surtout cambro-ordoviciens (Zaïan), à couverture viséenne, s'associent des *nappes* diverses (Khénifra, Ziar-Mrirt). L'Infracambrien semble affleurer dans certains anticlinaux autochtones (J. Hadid, Bou-Acila).

Dans le bloc primaire médian, Méséta côtière méridionale - Rehamna (fig. 44), deux parties bien différentes s'opposent de part et d'autre d'une « faille médiane » NNE-SSW :

— la partie ouest montre le prolongement des structures de Casablanca et du Rhebar. C'est une zone de plis peu accentués où domine le Paléozoïque ancien : *anticlinal d'El-Jadida* (Mazagan), qui fait même affleurer le Précambrien ; *synclinorium de Bir-Jdid—Oulad Saïd—Oulad-Abbou* (ex-Foucauld), abritant jusqu'au Dévonien supérieur ; *anticlinorium des Rehamna occidentaux,* prolongeant directement celui de Casablanca et où quelques synclinaux ordoviciens (*Imfout*) interrompent l'extension du Cambrien ;

— la partie est montre une structure beaucoup plus complexe et les terrains y sont touchés, sauf le Westphalo-Autunien tardi-tectonique (*fossé de Mechra-bel-Abbou*), par un métamorphisme qui atteint le faciès amphibolite à staurotide et disthène (*Rehamna centraux*). C'est une zone de culmination structurale et métamorphique. Des flyschs néo-viséens discordants y indiqueraient le prolongement du fossé Ben-Slimane—Ben-Ahmed. La structure E-W chevauchante du *Jbel Kharrou* (*Rehamna orientaux*) recoupe les structures dominantes NNE-SSW et évoque ainsi la structure Rabat-Tiflet. Les granites posttectoniques sont bien développés, comme dans l'anticlinorium Khouribga-Oulmès dont on a peut-être ici la terminaison.

Dans les Jbilet, ensemble le plus méridional (fig. 45), l'allongement E-W du chaînon permet de recouper encore plusieurs zones structurales varisques :

— les *Jbilet occidentales* offrent une structure comparable à celle des Rehamna occidentaux ; c'est exclusivement le Cambrien qui affleure, sauf à leur marge orientale où apparaît l'Ordovicien ;

— les *Jbilet centrales* sont marquées par le développement de la granitisation et du métamorphisme, affectant des séries où des flyschs néo-viséens à roches vertes jouent le rôle principal ; on peut y voir la suite des Rehamna centraux, au Sud de la culmination qui caractérise ce massif ;

— les *Jbilet orientales* voient le flysch viséen recouvert par une nappe du Paléozoïque ancien et moyen ; cette constitution évoque celle de l'Est du Pays Zaïan.

3.1.3.2. *PROBLEME DES ZONES STRUCTURALES MAJEURES ET DE LA CHRONOLOGIE DES PHASES*

On peut constater que, d'un massif mésétien à l'autre, la zone la plus occidentale où domine le Cambro-Ordovicien faiblement plissé se suit sans ambiguïté. Par opposition aux zones orogéniques beaucoup plus déformées qui s'étendent essentiellement en Méséta intérieure, on peut l'appeler « *môle côtier mésétien* » (Michard, 1969) ou « *môle occidental de la Méséta marocaine* ». L'originalité de ce secteur avait été notée déjà par G. Lecointre (1926, p. 99).

Quant aux autres zones, leur continuité est, dans le détail, beaucoup plus difficile à savoir. Elle est de toute manière obscurcie par le phénomène de culmination axiale caractérisant les Rehamna centraux, ainsi que par les accidents transversaux Est-Ouest.

Il est cependant possible d'envisager, au moins à titre d'hypothèse de travail, le groupement des zones tectoniques de Méséta intérieure en deux ensembles dont la disposition et quelques subdivisions sont schématisées (à titre d'essai provisoire) sur la fig. 213 :

— zones tectoniques de Méséta moyenne, comportant l'Ouest du Massif central (du synclinorium axial à la zone de Ben-Slimane), les Rehamna centraux et orientaux, les Jbilet centrales. Les structures y sont actuellement décrites comme autochtones ou parautochtones ;

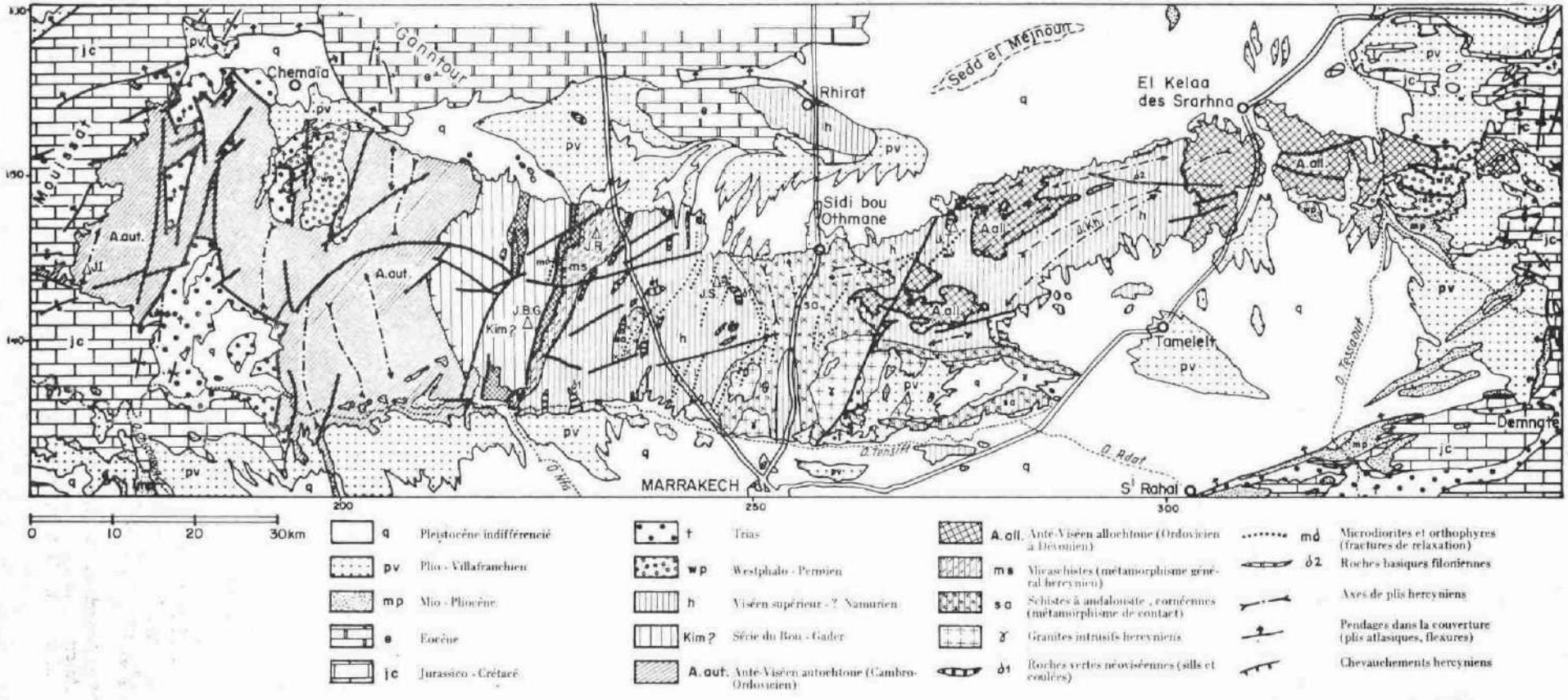


FIG. 45 — Schéma structural du massif des Jbilet, d'après Huvelin.
Principaux sommets : J.B.G. : J. Bou-Gader (Cambrien inférieur moyen *pro parte ?*); J.I. : J. Irhoud (Cambrien inférieur); J. Kh. : J. Kharrouba (flysch néoviséen - namurien); J.R. : J. Rhira (Ordovicien *p.p.*); J.S. : J. Sarhlef (schistes, calcaires et roches vertes du Néoviséen-Namurien); J.T. : J. Teksim.

— zone des nappes orientales, comportant la zone Kasba-Tadla—Azrou, et les Jbilet orientales et caractérisée par la présence d'amples chevauchements au-dessus d'un autochtone peut-être relatif.

Il semblerait dès lors que les zones distinguées dans le Massif central tendent à se resserrer vers le Sud, jusqu'aux Jbilet et peut-être au Massif ancien du Haut Atlas. Un déversement fondamental semble exister de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest, c'est-à-dire vers le môle côtier. Ainsi, celui-ci jouerait-il curieusement le rôle de « zone externe » par rapport aux zones de Méséta intérieure, du moins sous l'angle du déversement des structures.

Mais est-il possible de définir un sens de déversement essentiel, surtout en l'état de nos connaissances ? Et pour quelle phase ?

Plusieurs périodes orogéniques et souvent tectogéniques sont en effet identifiables :

— phases « néodévonienne et éodinantienne » parfois regroupées en phases « anté-Viséen supérieur », introduisant les flyschs et un premier métamorphisme au moins dans l'Est :

— phase « intra-Viséen supérieur » (wildflysch, premières nappes, etc.) ;

— phase « namuro-westphalienne », que l'on peut, pour plusieurs caractères, considérer comme paroxysmale (métamorphisme régional de haut degré dans l'Ouest, charriages dans l'Est, régression durable partout) ;

— phase « éostéphanienne » (fin de la granitisation : voir § 3.5.1) ;

— phase « postautunienne » gauchissant les molasses.

Mais outre ces phases proprement hercyniennes (varisques), des évènements d'âge calédonien se sont aussi marqués dans l'Ouest du domaine. Des terres ont émergé, comme en témoignent des conglomérats et calcaires discordants d'âge éo- à mésodévonien ; un granitoïde s'est mis en place vers 415 Ma (§ 3.3.4.3 et 3.5.1).

On reviendra sur les généralités concernant cette chaîne calédono-hercynienne, son style et son évolution, dans le cadre plus complet du Maroc entier (chap. 6).

3.2. LE SOUBASSEMENT PRECAMBRIEN

Le socle mésétien est essentiellement constitué, au niveau où s'est établie la surface d'érosion antétriasique, par du Paléozoïque plissé. Mais celui-ci laisse localement voir un soubassement où l'on reconnaît certains éléments de l'Infracambrien sinon du Précambrien anti-atlasiques.

Le « Précambrien III » ou Infracambrien inférieur, rhyolitique, affleure à El-Jadida sous le Géorgien probable, indiquant la proximité immédiate du socle précambrien *s.st.* (voir chapitre 2). La disposition sub-tabulaire de l'ensemble est frappante (fig. 46).

De là jusqu'à la région de Casablanca et des Jbilet occidentales le fait que des niveaux de Paléozoïque très inférieur, dolomitiques ou détritiques et peu déformés affleurent, laisse prévoir l'existence de Précambrien rigide à faible profondeur (fig. 66) C'est le « môle côtier » défini plus haut (Michard, 1967, 1969).

L'Infracambrien est aussi connu à l'affleurement en quelques points du Pays Zaïan, au cœur d'anticlinaux particulièrement surélevés et souvent faillés (fig. 47). On peut y reconnaître d'abord un « Pr. III » rhyolitique. Par dessous pointent des métagreywackes et des granites pour lesquels un âge « Précambrien II » a pu être envisagé, mais que les travaux récents placent dans le « Pr. III ».

On est là à l'extrémité sud-ouest de la zone *anticlinoriale dite Kasba-Tadla—Azrou,* où la carte au 1/500 000 (feuille Rabat) figure essentiellement, dans sa première

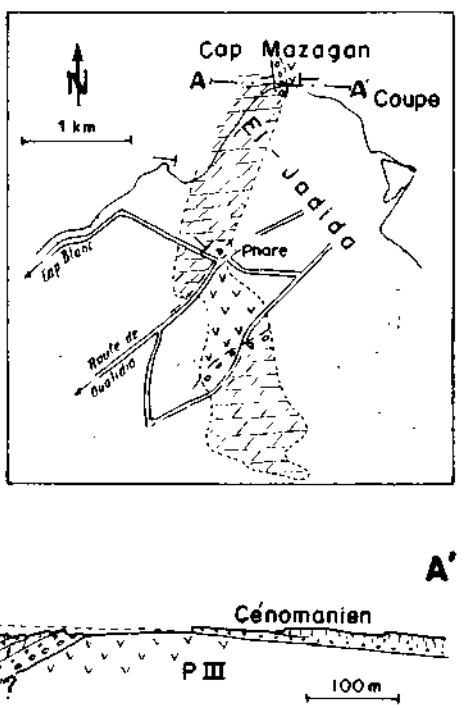


FIG. 46 — La boutonnière infracambrienne (?) et le « Géorgien » probable d'El-Jadida d'après Gigout (1951). *P III :* Rhyolites (?) altérées, attribuées à l'Infracambrien inférieur. *« Géorgien » :* Dolomies avec vers la base, brèches et conglomérats siliceux à éléments éruptifs. *Cénomanien :* Couverture calcaire, avec conglomérats et lumachelles à la base.

édition, des terrains ordoviciens (quartzites des Zaïan) entourés de synclinoriums viséens. En réalité, comme des études ultérieures l'ont montré (Morin, 1960, 1962), ce sont surtout des terrains cambriens et infracambriens, qui, dans cette partie de l'anticlinorium, apparaissent sous le Viséen discordant.

A Bou-Acila (fig. 47 b, c), sous des marbres attribuables au « Géorgien » affleure une série schisto-volcanique et volcanique (andésites) épimétamorphique, attribuable au « Précambrien III ». Au Jbel Hadid, les calcaires marmorisés sont discontinus (failles); par-dessous se présentent des métarhyolites puis une série de métagreywackes à niveaux de tufs basiques. A. Allary (1972) suit Ph. Morin (1962) dans l'attribution des métarhyolites au « Précambrien III ». Par contre, il assigne le même âge à la série sous-jacente, considérant son métamorphisme comme hercynien, alors que Ph. Morin estimait ces « séricitoschistes » beaucoup plus métamorphiques que le Cambrien sus-jacent et hésitait entre un âge « Précambrien II » ou « III ».

Il existe en outre localement, sous les formations précédentes, des pointements de granite rétromorphosé (Berrada, au Sud - Sud-Ouest de Goaïda) qu'on retrouve en galets dans les calcaires sus-jacents, vraisemblablement

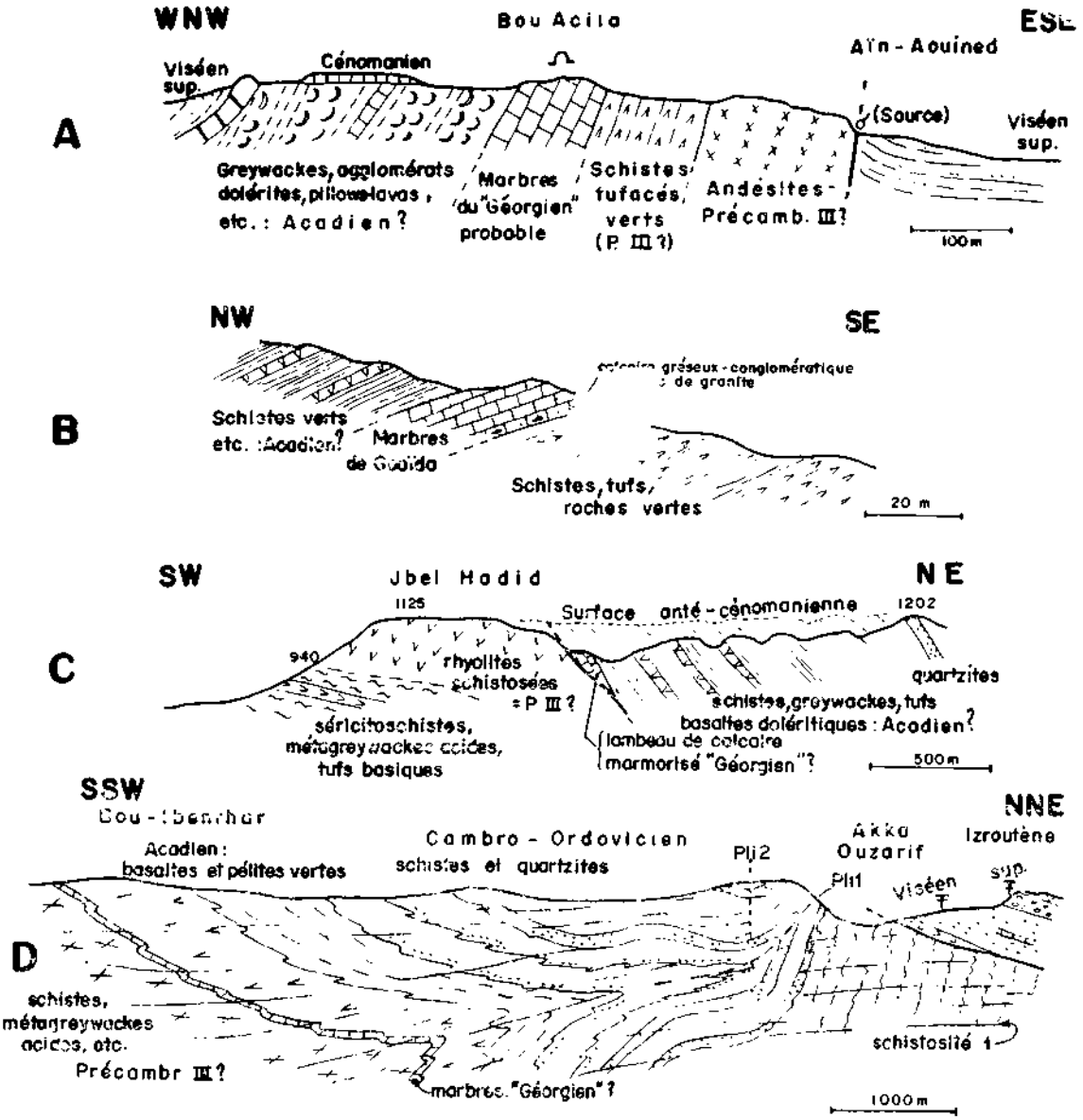


FIG. 47 — Le socle de l'Est du Maroc central.
A et B : Coupes de Bou-Acila et Goaïda, d'après Morin (1960). En B, les calcaires ont montré des structures évoquant des Archaeocyathidés (?).
C : Coupe du Jbel Hadid, d'après Morin (1962) et Allary (1972).
D : Coupe dans l'Ouest du même massif, d'après Allary (1972).
Localisation générale, voir fig. 73.

géorgiens (fig. 47d). Ces granites sont attribués au « Pr. III » par A. Allary, alors que Ph. Morin réservait là aussi la possibilité d'un âge « Pr. II ».

En dehors de ces affleurements, et de leur extension probable « à fleur de peau » sous les môles ou anticlinoriaux cambriens, la présence d'un socle précambrien peut être pressentie dans les zones fortement granitisées, notamment là où les granites sont intrusifs vers la base du Cambro-Ordovicien. Ces granites pourraient tirer leur origine d'une remise en mouvement partielle du socle précambrien durant l'orogenèse hercynienne. C'est en tout cas l'hypothèse qui a pu être avancée pour le vaste batholite des *Rehamna* occidentaux (Michard, 1967), qui, géométriquement remplace les porphyres du Précambrien III sous le « Géorgien ». Cette hypothèse pourrait être étendue, en particulier, au granite d'Oulmès.

Le granite de l'anticlinorium Rabat-Tiflet (fig. 59) pourrait avoir une origine analogue, mais plus précoce, puisqu'il s'agirait d'un granite calédonien d'environ 415 Ma (Wippern, 1955 ; Charlot & *al.*, 1973).

Ainsi, le Précambrien récent ou plus ancien a été reconnu en quelques points du domaine mésétien, surtout dans ses régions médianes (d'El-Jadida au Pays Zaïan). Ailleurs, sa présence plus ou moins profonde se fait sentir de deux manières : extension des séries calcaro-dolomitiques et surtout terrigènes du Cambrien inférieur ou moyen ; forte granitisation et style tectonique plus ou moins rigide. On notera en outre la rareté des roches vertes dans le Paléozoïque *. Il apparaît très probable que l'orogène hercynien de la Méséta marocaine s'est édifié entièrement ou presqu'entièrement au-dessus d'un socle formé lui-même d'un ou de plusieurs orogènes précambriens et non pas au-dessus d'un soubassement non plissé, peut-être océanique ou resté particulièrement « souple » vis-à-vis des efforts tectoniques. Cette superposition des orogènes à des socles déjà orogéniques est d'ailleurs très générale (Michot, 1963).

Analogie du socle, analogie également de la série primaire, comme on va le voir, entre Méséta et Anti-Atlas ; il n'y avait pas entre eux de barrière atlasique pendant l'époque calédono-hercynienne.

3.3. STRATIGRAPHIE DU PRIMAIRE

3.3.1. Le Cambrien

Il est fort semblable à celui de l'Anti-Atlas, surtout en ce qui regarde l'Acadien détritique et pyroclastique à Trilobites succédant (localement) à un « Géorgien » carbonaté à *Archaeocyathus*. A la fin du Cambrien moyen, une régression très générale détermine la lacune du Cambrien supérieur.

3.3.1.1. *DANS LE MOLE COTIER MESETIEN*

La série cambrienne, épaisse de 2 000 m environ et modérément plissée, est bien développée dans tout le môle occidental de la Méséta marocaine, défini plus haut.

Le « *Géorgien* », essentiellement calcaro-dolomitique, n'excède guère 200 m d'épaisseur. Son extension superficielle est limitée.

Il affleure très localement à *El-Jadida* (ex-Mazagan), sous un faciès dolomitique mêlé de conglomérats, faciès classique dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas. Il y est transgressif sur des rhyolites attribuables à l'Infracambrien inférieur ou « Précambrien III » (fig. 46).

Il affleure largement à l'Ouest des Jbilet, au *Jbel Irhoud*, sous forme de calcaires dolomitiques où les *Archaeocyathus* datent le Lénien. Ces calcaires ont été minéralisés en barytine avant la transgression du Jurassique supérieur, éventuellement dans un paléokarst (Huvelin, 1966, 1975). Ils sont célèbres aussi par les restes de Néanderthaliens découverts dans leurs grottes karstiques (Ennouchi, 1963).

Toujours dans les Jbilet occidentales mais un peu plus à l'Est (fig. 45), la *série du Jbel Bou-Gader* paraît pouvoir être attribuée au « Géorgien » au moins en partie (Huvelin, 1975) : des faciès de « schistes à trous » s'y observent, très semblables à ceux des Rehamna voisins.

A l'extrême marge orientale du môle côtier, à l'intérieur d'une zone des *Rehamna occidentaux* déjà atteinte par le métamorphisme, le « Géorgien » probable a été reconnu (Michard, 1967) dans des couches précédemment attribuées au Dévonien (Gigout, 1951 et Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Mazagan, 1954). La figure 48 résume la succession que l'on peut rétablir dans cette zone (Piqué, 1972 ; Hoepffner & *al.*, 1975).

Là, le « Géorgien » est représenté par des *calcaires dolomitiques*, des *cipolins*, *des calcschistes* alternant avec des *tufs et métagreywackes* albitiques également plissotés, schistosés et métamorphisés, au cœur de structures anticlinales à enveloppe acadienne (fig. 69).

Par suite du plongement axial de ces anticlinaux vers le Nord-Est, on s'attendrait à découvrir au Sud-Ouest des couches précambriennes. On n'y observe qu'un granite intrusif, auréolé de schistes tachetés, de cornéennes et de skarns, et ne débordant que faiblement dans l'Acadien sus-jacent au calcaire. On est conduit à l'idée que *ce granite*

* Dans un secteur où les roches vertes dinantiennes sont relativement développées, celui des Jbilet centrales, l'indice d'un socle continental est encore fourni par des enclaves de granitoïdes et gneiss granulitiques à sillimanite et hercynite, remontées par les filons de « microdiorite » tardi-hercynien (Huvelin, 1975, p. 85-86).

a remplacé électivement le socle précambrien et notamment les rhyolites du Précambrien III.

Des schistes et greywackes géorgiens ou acadiens (fossilifères seulement plus haut; voir Gigout, 1951) font suite à ce Géorgien calcaire. Des *couches de passage* à alternances calcaro-pélitiques fournissent ici, par plissotements synschisteux, un faciès de « schistes troués » (fig. 69).

L'Acadien affleure beaucoup plus largement que le « Géorgien », et son épaisseur avoisine 1 500 m au Nord, mais le double ou le triple au Sud, dans les Jbilet. La stratigraphie et la sédimentologie de cette série volcano-détritique ont été surtout étudiées des Rehamna à la Méséta côtière (Gigout, 1951, 1956, 1956 c ; Destombes & Jeannette, 1955, 1966).

On y distingue d'abord (fig. 49 et 65) un ensemble inférieur, à dominante pélitique et pyroclastique, les « Schistes à *Paradoxides* » de G. Lecointre (1926).

Ce sont surtout des « siltstones » verts, argilo-chloriteux et micacés, où les grains feldspathiques ne sont pas rares. Ils ne sont pas toujours schistosés, en fait (fig. 49). Par contre, sur la marge orientale déformée du môle côtier et dans tout l'Ouest des Jbilet, une schistosité subverticale ou déversée s'y développe (cf. fig. 69) : c'est à cause d'elle que les « Schistes de Bouznika » avaient été séparés de l'Acadien par G. Lecointre et attribués, à tort, au Potsdamien (1926) puis à l'Ordovicien (1950).

Vers leur base, ils montrent des *intercalations volcaniques franches*, notamment dans l'oued Rhebar (fig. 65) et à Sidi-Saïd-Maachou (Gigout, 1956 c). On trouve là des coulées et projections trachy-andésitiques relevant d'un volcanisme vraisemblablement sous-marin. Les niveaux pyroclastiques ne sont d'ailleurs pas rares dans les Schistes à *Paradoxides*, ni les silicifications.

Vers le haut, les « schistes » passent au moins localement à des « psammites à arénicoles » (Lecointre, 1926), où l'on reconnaît en fait une série de *greywackes* à litage plus ou moins perturbé par les figures de *slumping* et de charge (Destombes & Jeannette, 1955, 1966).

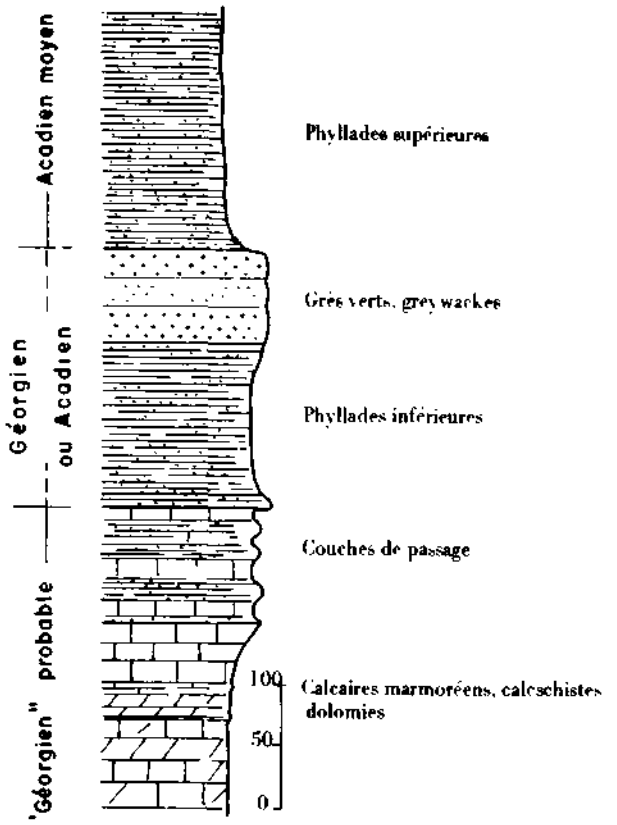


FIG. 48 — Colonne stratigraphique des niveaux inférieurs du Cambrien des Rehamna occidentaux, d'après P qué 1972. Les Phyllades supérieures correspondent aux « Schistes à *Paradoxides* » de l'Anti-Atlas; au-dessous, les grès verts pourraient représenter les « Grès terminaux » du « Géorgien » ? Les « couches de passage » prennent un aspect caractéristique de « schistes à trous » dans les zones schistosées.

L'ensemble supérieur est essentiellement caractérisé par les « Quartzites d'El-Hank », nommés d'après le phare de Casablanca. C'est un repère morphologique important, dont l'épaisseur est cependant irrégulière : 200 m au phare d'El-Hank ; 150 m à l'Oued Nefifikh (fig. 49) ; 100 m à Man-

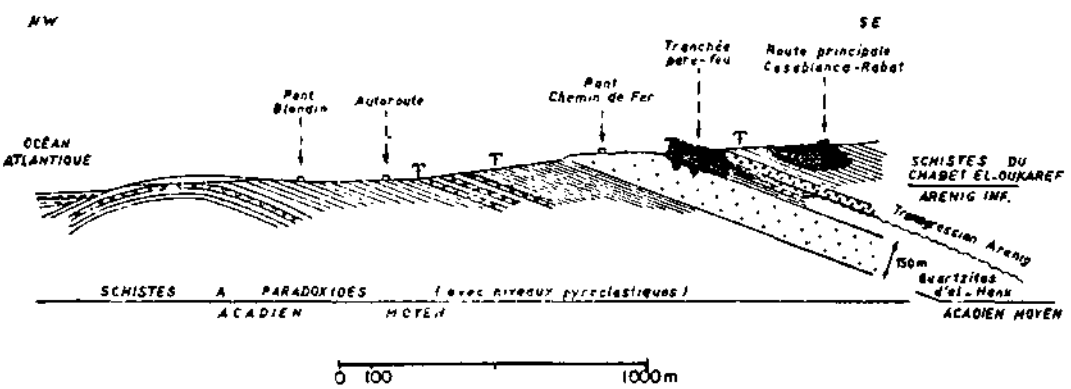


FIG. 49 — Coupe le long de la rive droite du bas Oued Nefifikh, par Destombes & Jeannette (1966) : l'Acadien moyen et l'Arenig inférieur.

souriah (entre Mohammedia et Bouznika) ; 20 m à l'Oued Rhebar ; 150 à 200 m à Imfout (NW des Rehamna), dans les Jbilet occidentales.

Le faciès est généralement celui des quartzites blancs à roses, voire ferrugineux, à stratifications croisées et tigillites, de grès quartzites plus ou moins arkosiques passant aux greywackes.

Localement (Oued Rhebar, Ank-el-Jmel) le niveau, aminci jusqu'à 20 m, est fait de grès quartzites feldspathiques lités et de conglomérats fins ferrugineux.

Le Cambrien se termine par une récurrence de « schistes et grès verts » avec des projections volcaniques et des lumachelles à Brachiopodes (Billingsellidae). Sous la transgression de l'Arenig inférieur, il y aurait lacune du Cambrien supérieur (?) et du Trémadoc.

3.3.1.2. *DANS LES AUTRES REGIONS*

L'Acadien est reconnu ou suspecté dans certaines structures des Rehamna centraux et orientaux. Peut-être existe-t-il dans l'anticlinorium Rabat-Tiflet. Mais les principaux affleurements cambriens, hors du môle côtier, sont ceux des *anticlinoriaux du Massif central.*

Plus ou moins métamorphisés, ils sont surtout attribuables à l'Acadien gréso-quartzitique. Le « Géorgien » calcaro-dolomitique marmorisé et l'Acadien volcano-détritique semblent présents (fig. 47), mais ces couches, très déformées et schistosées, n'ont pas fourni de fossiles. Leur attribution au Cambrien a été faite assez récemment (Morin, 1960, 1962 ; voir aussi Allary, 1972) sur la base d'études structurales et lithostratigraphiques « calées » sur des gisements fossilifères de l'Ordovicien supérieur. C'est ainsi que les Quartzites des Zaïan, attribués jadis au Viséen (Termier, 1936) puis à l'Ordovicien (carte au 1/500 000, feuille Rabat 1954) apparaissent en réalité acadiens. Ils correspondent, toujours selon Ph. Morin, aux Quartzites du Zguit, bordant au Sud le granite d'Oulmès (Cambro-Ordovicien sur la carte au 1/500 000). Le « vieillissement » de ces masses quartzitiques correspond en outre à la description de faciès attribuables au Précambrien, au cœur de certaines structures anticlinales (§ 3.2).

On a cité plus haut l'existence de Précambrien dans l'*anticlinorium du Pays Zaïan* (fig. 47). Au-dessus de ce Précambrien, le Cambrien est essentiellement représenté par une puissante *série volcano-détritique verte* (à grès, greywackes, tufs, roches vertes doléritiques avec coussins variolitiques) qui apparaît comme une exagération des niveaux semblables connus dans le Géorgien-Acadien du Haut Atlas, de la Méséta côtière ou des Rehamna.

Vers sa base s'intercalent des calcaires marmorisés, parfois conglomératiques (avec des structures évoquant des *Archaeocyathus ?*) comme à Goaïda : c'est un Géorgien probable, réduit et métamorphique.

Vers le haut, la série volcano-détritique passe aux « *Schistes bleu-vert d'Ouardane* », faciès classique de l'Acadien, couronnés en effet par des « Grès et Quartzites des Zaïan » comparables à ceux d'El-Hank.

L'*anticlinorium de Khouribga-Oulmès* répond au précédent, au Nord-Ouest du synclinorium axial. La culmination qu'il présente à Oulmès fait affleurer une série attribuable à l'Acadien : les « *schistes et quartzites du Zguit* ». Cette formation, épaisse de plus de 400 m et fort comparable aux Schistes et Quartzites des Zaïan (encore que plus métamorphique), forme l'enveloppe sud-occidentale du granite intrusif d'Oulmès et le soubassement de la série ordovicienne fossilifère. On peut faire ici la même remarque qu'à propos du granite des Rehamna occidentaux; le pluton d'Oulmès tient surtout la place du Précambrien au cœur de l'anticlinorium.

3.3.2. L'Ordovicien

3.3.2.1. *CARACTERES GENERAUX*

C'est un système très largement représenté en Méséta, dans les diverses aires anticlinoriales et également dans les nappes orientales. Comme il en va du Cambrien, la stratigraphie de l'Ordovicien en Méséta est peu différente de ce qu'elle est dans l'Anti-Atlas, région de référence, ou dans les massifs anciens du Haut Atlas, affleurements intermédiaires. J. Destombes (1971) en a donné une révision synthétique, base du présent résumé et à laquelle on se réfèrera pour plus de détails.

On a affaire à une série fondamentalement terrigène, et de mer généralement peu profonde ; son épaisseur varie entre 1 000 et 2 000 m. La lacune du *Tremadoc* est générale, comme dans le reste du Maroc, excepté l'Anti-Atlas central. La transgression de l'*Arenig* inférieur, qui n'épargna que l'Anti-Atlas nord-occidental et peut-être une « Terre de la Moulouya », inaugure en Méséta le dépôt d'une puissante série argilo-gréseuse. Au *Llanvirn,* il semble que des mouvements aient amené une réorientation des bassins (lignes isopaches) qui d'E-W deviennent NE-SW ; la sédimentation est argileuse. Par contre, au *Llandeilo,* une reprise de l'érosion du continent saharien (et peut-être aussi de terres vers l'Ouest de la Méséta ?) détermina une abondance de dépôts sableux ; mais les grès (équivalents du « 1re Bani ») sont surtout importants le long de la « dorsale méridienne du Maroc occidental » (Destombes, 1971), et ils se diluent vers l'Est.

Avec le *Caradoc,* les bassins se diversifièrent (même à l'intérieur de l'Anti-Atlas : chap. 2) ; des dépôts entièrement argileux et puissants caractérisent l'anticlinorium Zaïan et les nappes orientales (tant dans le Massif central que dans les Jbilet), alors qu'ailleurs on voit s'y mêler des quartzites. Des mouvements caractérisent le Caradoc supérieur, suf-

fisants pour amener la sédimentation de conglomérats ou grès grossiers transgressifs, surtout en Méséta côtière.

La mer de l'*Ashgill* semble d'abord avoir été plus profonde, en tout cas a-t-elle été moins détritique : des argiles plus ou moins fines succèdent aux grès caradociens dans l'anticlinorium Khouribga-Oulmès et les Rehamna. Au contraire, la fin de cet étage est marquée, on le sait (§ 2.4.2.5), par les mouvements taconiques et la glaciation de l'Afrique nord-occidentale : des grès grossiers, quartzites et argiles microconglomératiques se déposent alors de façon générale en Méséta, correspondant au « 2e Bani » de l'Anti-Atlas.

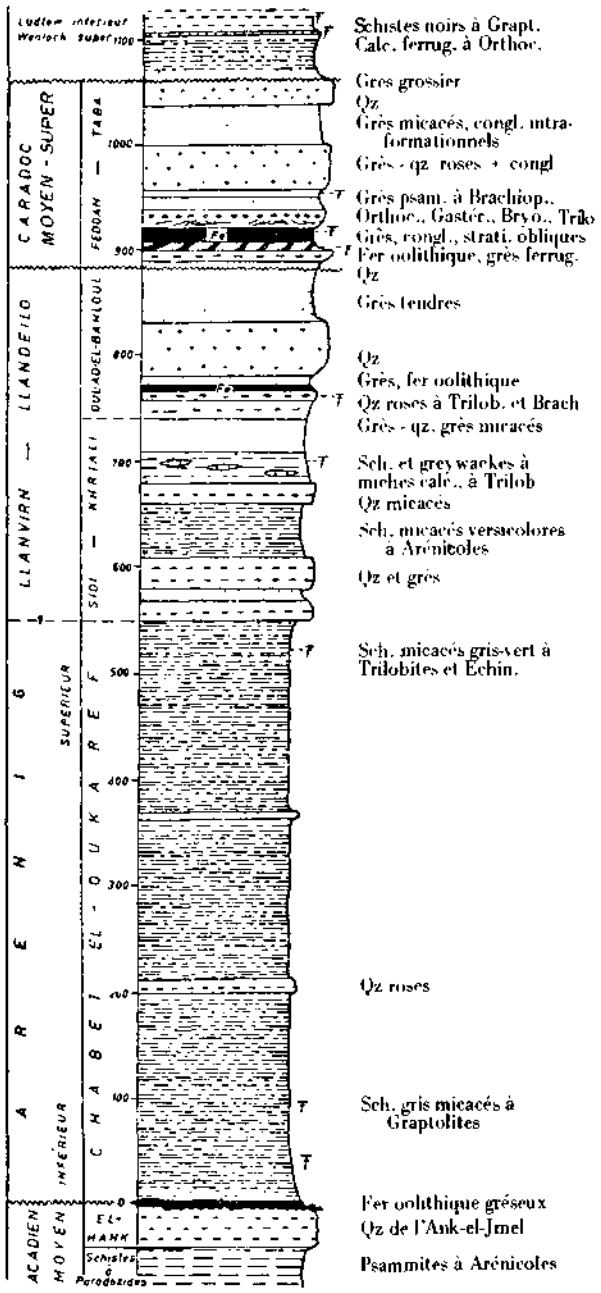


FIG. 50 — Colonne stratigraphique de l'Ordovicien de l'Oued Nefifikh, selon Destombes & Jeannette (1966) et Destombes (1971). *N.B.* : Qz = quartzite blanc ou « bleu ».

3.3.2.2. *SERIES OCCIDENTALES*

La *Méséta côtière* offre de bonnes coupes d'un Ordovicien peu déformé, tant au Nord qu'au Sud de Casablanca.

On pourra prendre comme référence la coupe de l'*Oued Nefifikh* (fig. 49 et 50). En bref, trois ensembles lithostratigraphiques s'y succèdent de bas en haut, respectivement épais de 500, 300 et 200 m environ.

— Arenig gréso-pélitique et micacé, aux couches souvent bioturbées et panachées.

— Llanvirn-Llandeilo gréseux, psammitique ou quartzitique avec quelques niveaux de grès calcareux fossilifères et une couche de fer oolithique.

— Caradoc (moyen-supérieur) gréso-quartzitique, grossier surtout vers sa base, qui paraît transgressive (conglomérats, lumachelles, oolithes ferrugineuses, grès microconglomératiques).

Une série complète affleure aussi dans le *synclinorium de Bir-Jdid—Keradid* (coupe d'Aïn-Targa) La série y est assez analogue (voir *in* J. Destombes, 1971). Le vaste synclinal d'*Imfout*, plus au Sud-Est, est érodé, en son axe, au niveau du Llandeilo inférieur (fig. 51).

Dans les *Jbilet occidentales*, l'Arenig s'observe au-dessus des quartzites acadiens, dans les synclinaux des jbels Dalla et Aleb, avec des caractères analogues à celui de l'Oued Nefifikh (*op. cit.*).

L'Ordovicien est le terrain le mieux représenté à l'affleurement dans l'*anticlinorium Khouribga-Oulmès*. C'est d'ailleurs là qu'il a été découvert pour la première fois au Maroc, en 1927, par H. Termier, qui data le Llandeilo à Ouljet-bou-Khemis. Succédant à la thèse de cet auteur (1936), les travaux de W. van Leckwijck & *al.* (1955), etc., précisèrent la coupe de l'Ordovicien (cf. fig. 52), que complète Y. Cailleux (1974) dans la région des Smaala.

Arenig (p.p. ?) : « Schistes de Tergou », gréso-micacés, épais d'environ 1 700 m (exagéré ?).

Llanvirn supérieur : Grès et grauwacke d'El-Harcha.

Llandeilo (p.p.) : Schistes siliceux bleu-vert, en dalles, avec grès et fer oolithique vers le haut.

Llandeilo sup. ou Caradoc inf. : Schistes argilo-micacés gris-bleu, pyriteux (encroûtement ferrugineux des terrasses quaternaires, en « kercha »), dits d'Ouljet-bou-Khemis (« O.B.K »); 200 à 500 m d'épaisseur.

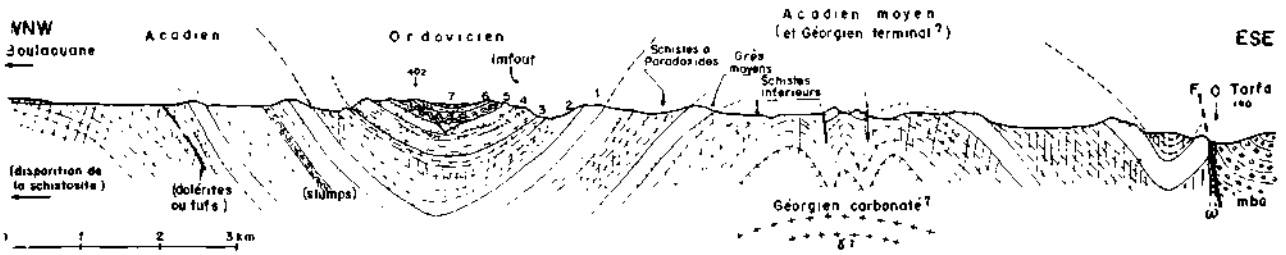


FIG. 51 — Le Cambro Ordovicien d'Imfout, d'après Gigout, 1951, Michard 1967, Destombes 1971.
C'est la marge orientale déformée du môle côtier mésétien. Elle est limitée à l'Est par la faille de l'Oued Tarfa, injectée d' « orthophyres » (ω) et effondrant les poudingues westphalo-autuniens de Mechra-ben-Abbou (mba) au niveau du Cambrien.
Les niveaux inférieurs de celui-ci affleurent dans les anticlinaux de Lalla-Mouchaa, plus au Sud (fig. 48 et 69) Dans le synclinal d'Imfout, noter l'éventail inverse de schistosité (niveau 2) et les chevrons et cisaillements couche-sur-couche (4 et 5).
Le cœur de l'anticlinal central est sans doute cisaillé (cf. études de J.-C. Guezou sur le J. Lakhdar).
1 : quartzites d'El-Hank, repérant le sommet de l'Acadien moyen; le début des schistes 2 appartient peut-être encore à cet étage.
2 : schistes gris verdâtres, plus gréso-psammitiques et bioturbés vers le haut; à la partie supérieure, nodules à Asaphes, Orthocères, Gastéropodes, puis quelques couches gréseuses : *Arenig inférieur-moyen.*
3 : argilites micacées blanches puis schistes argilo-gréseux à nodules ferrugineux.
4 : premier ensemble gréseux, à couches lenticulaires en grand (appui du barrage d'Imfout) puis argilites gréseuses.
5 : second ensemble gréseux, massif, à faciès versicolores vers la base, à Calymenidés etc.; il paraît s'agir déjà du *Llanvirn.*
6 : troisième ensemble gréseux, couronné par des quartzites roses.
7 : séquence argilo-gréseuse blanchâtre, terminée par des grès ferrugineux lumachelliques : ce niveau sommital appartient vraisemblablement au début du *Llandeilo.*

N.B. — Les dolérites altérées visibles dans l'Acadien sont intrusives et attribuables au Trias (recherches en cours).

Caradoc : Quartzites avec les dalles du Tirmah-Bedouz, grès et schistes gréseux (Caradoc moyen) puis quartzites lités du Sid'-Saïd (Caradoc sup.). Série des Oulad-Fennane (Smaala) puis quartzites inférieurs de Chaaf.

Asghill : Schistes argileux gris foncé; grès microconglomératiques et quartzites supérieurs de Chaaf (l'équivalent des « Grès du 2è Bani », probablement).

Il s'agit au total d'une série analogue à celle du môle côtier mais plus épaisse (2 500 m ?), avec un développement remarquable des quartzites vers le haut (quartzites des Zaër) et, par contre, un caractère essentiellement argilo-gréseux des niveaux sous-jacents. L'abondance du fer est frappante, avec notamment un niveau de fer oolithique dans le Llanvirn-Llandeilo inférieur, comme en Méséta côtière.

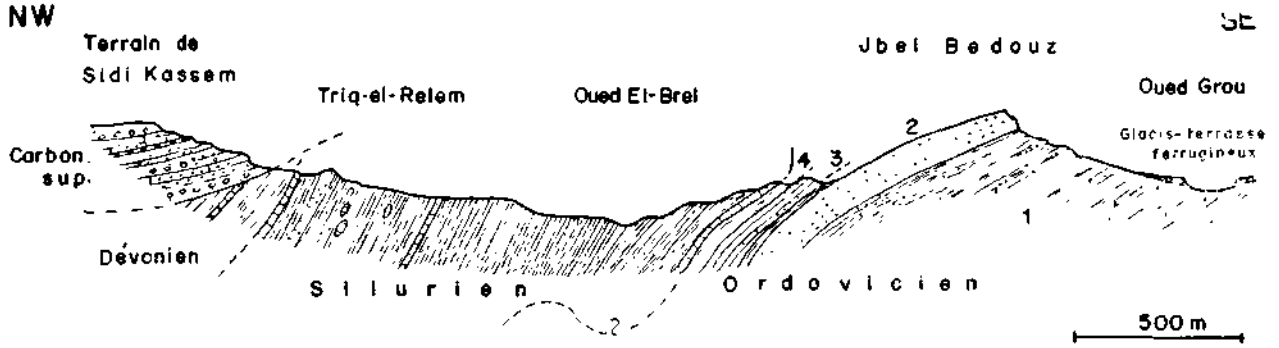


FIG. 52 — Coupe schématique dans l'anticlinorium central à l'Est d'Ezzhiliga, d'après Termier (1936), van Leckwijk & *al.* (1955) et Destombes (1971).
ORDOVICIEN : 1 : *Llandeilo sup. - Caradoc inf.* :schistes argilo-micacés gris-bleu d'Ouljet-bou-Khemis, avec vers le haut des niveaux quartzitiques et passage à des schistes verdâtres.
2 : *Caradoc moyen:* barre quartzitique du Tirmah-Bedouz, puis combe schisto-gréseuse.
3 : *Caradoc supérieur :* quartzites lités du Sidi-Saïd.
4 : *Ashgill :* schistes argileux gris.
SILURIEN : Ampélites à Graptolithes, avec nodules à « Orthocères », intercalations de calcaires crinoïdiques et de quartzites : du Llandovery supérieur au Ludlow identifiés.
DÉVONIEN INFÉRIEUR : *Lochkovien,* de faciès analogue à ceux du Silurien.
CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR : molasse rouge du *Westphalien* C (et D ?).

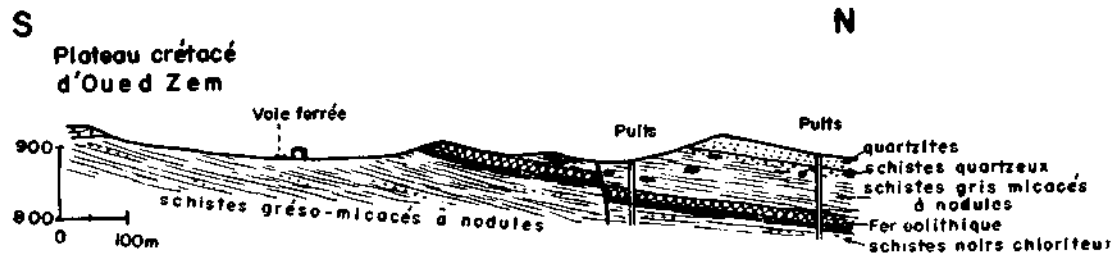


FIG. 53 — Le gisement de fer des Aït-Amar, d'après Agard & *al.* (1952 et 1965) : une intercalation oolithique dans le Llandeilo. Oolithe et ciment chloriteux partiellement substitués par la magnétite, sidérite, hématite, etc. C'est le second gisement oolithique du Maroc (6 millions de tonnes extraites jusqu'en 1963). Teneur en Fe : 43 à 48 %; en SiO_2 : 11 à 17 %.

Il a été exploité aux mines des Aït Amar, dans le « Pays des Sokhret », peu au Nord d'Oued-Zem (fig. 53). On retrouve ce niveau, avec un contexte analogue, dans l'extrémité est de l'anticlinorium *Rabat-Tiflet* (Destombes, 1954).

Une autre coupe, plus méridionale, s'apparente étroitement à celle qu'on vient de décrire : elle se présente au Jbel Kharrou, dans les *Rehamna orientaux*. Les complications tectoniques (fig. 72) y laissent cependant retrouver une série complète de l'Ordovicien probable au Silurien (Gigout, 1951 ; Michard, 1969 ; Destombes, 1971 ; Hoepffner, 1974 ; Hoepffner & *al.*, 1975). La lithologie des niveaux inférieurs de l'Ordovicien est intermédiaire entre ce qu'elle est à Imfout, où les grès sont plus abondants, et dans la zone Khouribga-Oulmès, où ils sont plus rares. Notons que dans les Rehamna centraux un Ordovicien comparable se présente sous des faciès plus ou moins métamorphiques (§ 3.5.2).

3.3.2.3. *SERIES ORIENTALES*

Contrairement aux coupes précédentes, celles que l'on relève plus à l'Est font apparaître un Ordovicien à dominante argileuse ou argilo-gréseuse, sans ou presque sans barres gréseuses individualisées, sauf celles, très peu puissantes, de l'Ordovicien tout à fait supérieur (voir le § suivant).

C'est le caractère de l'Ordovicien autochtone recouvrant les quartzites acadiens des *Zaïan*. Il est constitué par les Schistes d'Asfar (Morin, 1960, 1962), contenant des Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur à leur partie sommitale.

C'est aussi le caractère de l'Ordovicien autochtone et allochtone situé plus à l'Est, dans les régions d'*Azrou, Mrirt, Ziar* et *Khenifra* (Agard, Morin & Termier, 1955 ; Allary & *al.*, 1972).

C'est également le type de l'Ordovicien engagé dans les nappes des *Jbilet orientales* (Huvelin, 1967, 1970 b). Au-dessus de leur semelle de chevauchement, on rencontre jusqu'à 800 m de schistes psammitiques bioturbés suivis de 4 à 200 m d'argiles gréseuses, schistes microconglomératiques et grès conglomératiques ; on a daté l'Asghill dans ces niveaux supérieurs et le Llandeilo peu au-dessous d'eux.

On notera que la province à dominante argileuse qui s'esquisse ainsi s'étendait jusqu'au Pays de Skoura, dans le Haut Atlas central ; les faciès gréseux y sont sensiblement réduits dans le Llandeilo et même dès le niveau d'El-Hank (Destombes, 1971). Par contre, l'Ordovicien de Tamlelt, encore plus à l'Est, « serait curieusement voisin de celui de la Méséta côtière » (*op. cit.*, p. 254).

3.3.3. **Le Silurien**

On l'a dit (§ 2.4.3), le Silurien correspond à une époque de transgression glacio-eustatique aux dépôts monotones. Aussi ce système se présente en Méséta sous des faciès peu différents de ceux qui le caractérisent dans le Sud marocain : argilites et ampélites à Graptolithes, souvent en nodules ou bancs calcaires à « Orthocères » et *Cardiola interrupta* (Lamellibranche), avec localement des apports détritiques plus ou moins importants. Dans le détail, la série est assez variable mais évoque une paléogéographie de type euxinique, une mer assez profonde aux eaux passablement confinées (du moins en profondeur). Plus encore que dans l'Ordovicien, ce sont les Graptolithes qui permettent la subdivision stratigraphique du système (travaux de S. Willefert).

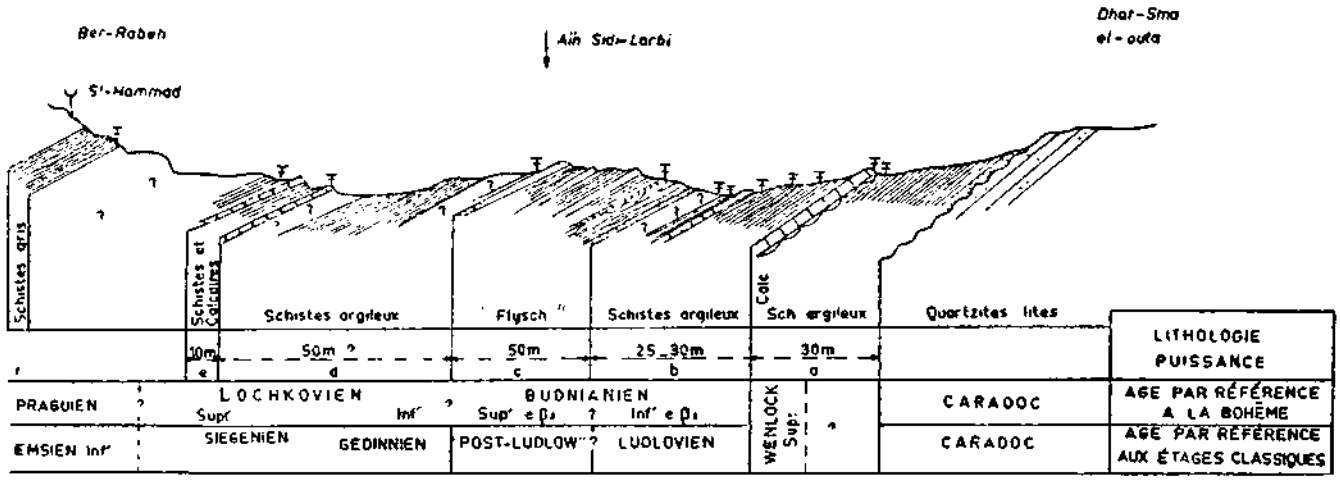


FIG. 54 — Le Silurien et son passage au Dévonien dans le haut Oued Nefifikh, près de l'Aïn-Sidi-Larbi; extrait de Destombes & Jeannette, 1966.

En Méséta côtière, (fig. 50 et 54), le Silurien supérieur et les couches de passage au Dévonien inférieur (« Post-Ludlow ») se développent sur une centaine de mètres seulement ; le Silurien inférieur fait défaut dans diverses coupes (lacune du Llandovery ; Wenlock ou Ludlow transgressif : voir fig. citées).

Les argiles à Graptolithes sont également bien

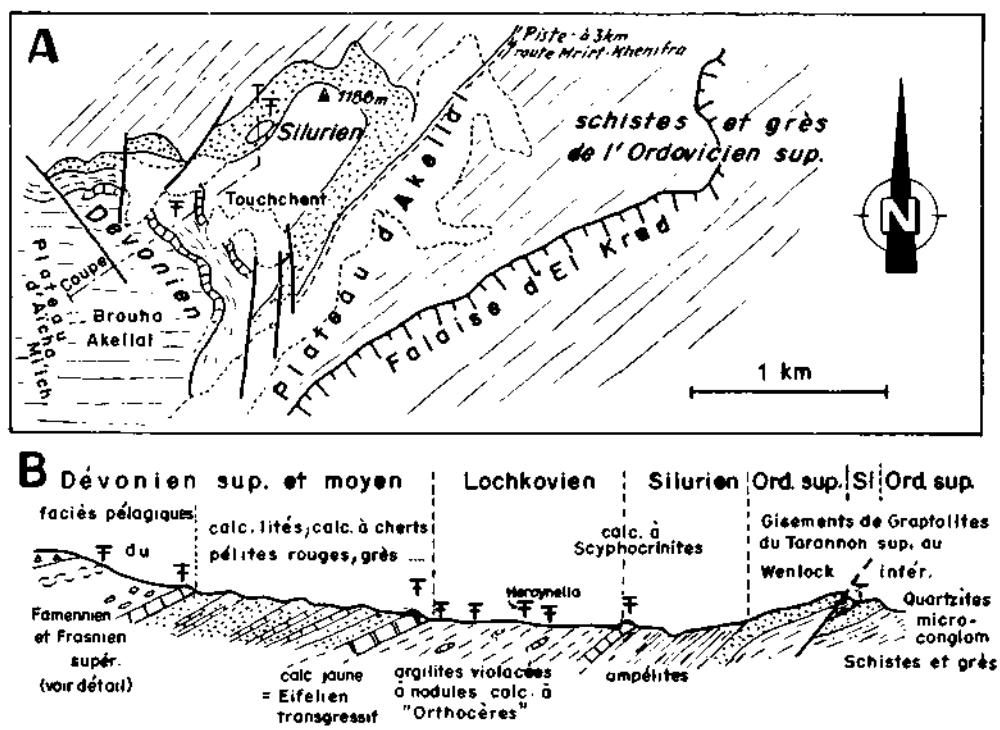


FIG. 55 — Le Silurien de Touchchent (Nappe « C » de Mrirt) et son passage au Dévonien, d'après Agard & *al.*, 1958. Morin *in* Willefert, 1963; Huvelin, 1970b; Ribeyrolles, 1972. Le Dévonien supérieur schématisé d'après Hollard & *al.*, 1970 (voir plus loin fig. 60).
A : Carte schématique (localisation générale : voir fig. 73).
B : Coupe généralisée du « synclinal d'Akellal » (= Ahallal).

représentées dans le synclinorium de Bir-Jdid (Gigout, 1951 ; Bäcker, 1965).

En Méséta intérieure, on rencontre des séries analogues mais qui semblent parfois plus épaisses (fig. 52). Cependant, selon P. Huvelin (1970a), l'épaisseur de certaines coupes a été surestimée faute d'études structurales suffisantes : partout où elle est mesurable entre les Jbilet et Oujda, l'épaisseur de la série siluro-lochkovienne ne dépasse pas 250 m. En particulier, la série « flyschoïde » d'El-Krad, au Sud-Ouest de Mrirt, ne devrait plus être attribuée au Silurien inférieur (Morin *in* Willefert, 1963) mais à l'Ordovicien supérieur (voir aussi M. Ribeyrolles, 1972). Cette série schisto-gréseuse et litée est comprise entre des contacts anormaux, dont le plus haut est visible sur la figure 55. Ce n'est que dans la région du Jbel Aouam que l'on connaît le passage entre les grès et quartzites grossiers de l'Ordovicien terminal et les schistes en plaquettes de Mokattam, peu épais, d'âge llandovery moyen (Agard & *al.*, 1958 ; Destombes, 1971).

Dans le massif du Jbel Kharrou (Rehamna orientaux : voir le § précédent), la série du Goulibet—El-Mesrane est datée du même âge Ashgill à Silurien inférieur (Destombes, 1971 ; Hoepffner & *al.*, 1975).

3.3.4. Le Dévonien

3.3.4.1. *GENERALITES*

Les affleurements de ce système sont exigus relativement à ceux du Paléozoïque plus ancien et du Carbonifère : synclinal d'Ouled-Abbou—Bir-Jdid dans le môle côtier (mais on retrouve le Dévonien en sondage sous les Doukkala) ; anticlinorium Rabat—Tiflet ; axe « horst » du Cherrat—Rehamna ; périphérie ouest et nord de l'anticlinorium Khouribga—Oulmès ; marge est de l'autochtone Zaïan et nappes orientales ; nappes des Jbilet orientales.

La revue synthétique du Dévonien marocain fournie par H. Hollard (1967) servira de base aux pages suivantes. On s'y réfèrera pour plus de précisions. On utilisera aussi les indications générales fournies plus haut sur le Dévonien anti-atlasique (§ 2.4.4.1). En effet, souligne H. Hollard (*op. cit.*), il est possible de traiter tout le Maroc (Rif mis à part) comme un tout, à ce sujet : lors des transgressions maximales au moins, les dépôts furent suffisamment homogènes pour que les corrélations soient possibles entre des zones *a priori* diverses. Diverses coupes dans les massifs anciens des Atlas fournissent des jalons intermédiaires entre Sud marocain et Méséta (§ 4.2).

Dans ce vaste bassin marin, des subdivisions sont indiquées par des faunes et des faciès différents. On retrouve en Méséta la dominance générale des faunes ardennaises, caractérisant l'Ouest du bassin, par rapport aux faunes hercyno-bohémiennes (cependant bien représentées : voir G. Alberti, 1969) et américaines. Celles-ci se répandent assez soudainement à l'extrême fin du Dévonien inférieur, comme conséquence, peut-être de la disparition de terres occidentales.

D'autres indices de telles terres « calédoniennes » existent dans la stratigraphie du Dévonien inférieur et moyen des régions occidentales (lacunes, niveaux détritiques, faciès récifaux, voire même localement discordance angulaire). On y revient ci-dessous. Néanmoins, dans l'essentiel du bassin lui-même, on ne décèle pas de discordance calédonienne et le Dévonien inférieur-moyen, à dominante argilo-calcaire, est continu avec le Silurien.

Quant au Dévonien supérieur, il est marqué, comme dans le Sud, par des mouvements hercyniens précoces. Des faciès récifaux ou griottes caractérisent des hauts-fonds, tandis que des pré-flyschs parfois chaotiques s'accumulent dans des sillons. La paléogéographie réalisée annonce celle du Dinantien qui s'en affranchira cependant assez largement. L'âge et l'extension des mouvements sont moins bien connus que dans le Sud.

3.3.4.2. *LE DEVONIEN INFERIEUR ET MOYEN*

Le *Lochkovien* est présent sous la forme de schistes argileux et de calcaires bioclastiques. Tout au Nord, dans le bas Oued Bou-Regreg, les calcaires dominent nettement sur les schistes ; la proportion s'inverse rapidement vers l'Est et le Sud (fig. 54). Le changement latéral de faciès est visible à l'intérieur même de l'anticlinorium *Rabat-Tiflet* (fig. 56). A Touchchent (fig. 55), il ne subsiste aucun calcaire. Remarquons que cette dernière coupe, comme celle du Bou-Nebdou, est située dans les nappes de Ziar-Mrirt définie par A. Allary & *al.* (1972b) ; selon ces auteurs, la stratigraphie des unités allochtones (dont celle du Dévonien) est toute différente de celle de l'autochtone.

Pour éclairer le problème des terres calédoniennes, déjà évoqué, il est intéressant de noter les particularités des coupes lochkoviennes les plus occidentales : celles des *Ouled Abbou* (= ex-Foucauld, Méséta côtière méridionale) et de *Mechra-ben-Abbou* (Rehamna Nord).

Dans les premières (Gigout, 1951; Bäcker & *al.*, 1965; Hollard, 1967; Alberti, 1969), après une lacune, le Lochko-

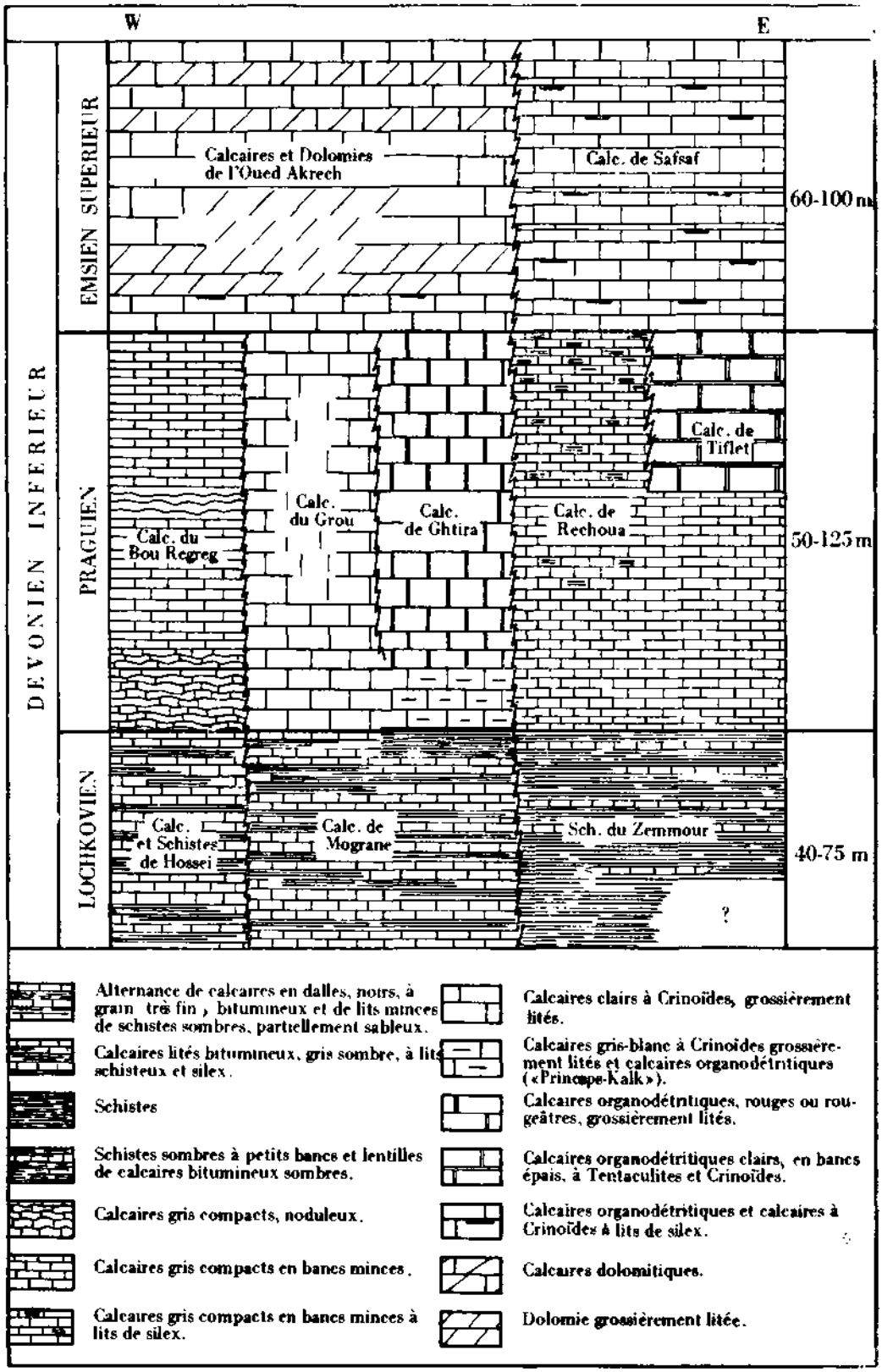


FIG. 56 — Schéma des variations de faciès dans le Dévonien inférieur de l'anticlinorium Rabat-Tiflet, selon Alberti (1969). Localisation des lieux cités sur les deux figures suivantes, ainsi que fig. 43. Les bled Safsaf et Rechoua sont situés dans l'Ouest de l'anticlinorium de Tiflet, en rives gauche et droite du Grou, au Sud des gorges dévoniennes du Khaloua.

vien est transgressif sur le Ludlow, par l'intermédiaire d'un banc dolomitique.

Dans les secondes (mêmes références), le Lockhovien paraît continu avec le Ludlow à Graptolithes, sous la forme d'une épaisse série argilo-silteuse à niveaux de calcaires crinoïdiques rouges ; mais, localement, des grès conglomératiques à Plantes s'y intercalent.

Le *Praguien* est généralement transgressif (jusque sur le Silurien). Il voit se développer les faciès calcaires, avec les premières constructions récifales. Les apports argileux restent importants, mais régressent à l'*Emsien supérieur*. On note des changements latéraux, dans le Praguien, entre des faciès hémipélagiques à Tentaculites et Céphalopodes et des faciès périrécifaux à Crinoïdes et Brachiopodes (fig. 56).

Les calcaires noduleux puis lités du *Jbel Meghrane* (au Nord d'Oulmès) ont fourni une faune praguienne de Trilobites et Tentaculites, d'affinité bohémienne. Dans la zone du Cherrat (fig. 67) des calcaires à Brachiopodes du Praguien passent latéralement à des récifs à Polypiers. Les calcaires crinoïdiques à Brachiopodes et Trilobites de l'*oued Akrech*, près de Rabat, de Sidi-Ahroun au NW d'Oulmès, débutent dès le Praguien mais se développent à l'Emsien supérieur. Les calcaires siliceux à Brachiopodes de Benhamed sont de cet âge, ainsi que les calcaires zoogènes d'*Aïn-Targa* (Ou'ed-Abbou) ou les grès calcareux de *Moulay-Hassane* (NE d'Oulmès, Cogney, 1967)

Le *Dévonien moyen* est transgressif plus ou moins nettement. Dans l'anticlinorium Kasba-Tadla—Azrou, une régression s'est produite après le Lochkovien et la transgression dévonienne ne s'est avancée qu'à la fin de l'Emsien et à l'Eifélien inférieur. Les faciès calcaires, à Goniatites, à Brachiopodes ou à Polypiers, dominent sur les argiles surtout durant le Givétien. Des Flores continentales s'y intercalent. A la marge ouest du Massif central, des grès à Végétaux terrestres sont également associés aux faciès argilo-calcaires. Enfin, dans les Rehamna centraux, un Dévonien moyen conglomératique rouge repose en discordance sur l'Ordovicien-Silurien, alors que vers le Nord du même massif, Eifélien et Givétien sont essentiellement récifaux. L'extension des phénomènes récifaux est donc considérable dans le Dévonien inférieur-moyen du Maroc, tant en Méséta que dans le Sud : ceci explique qu'une étude paléogéographique particulière leur ait été récemment consacrée (Gendrot, 1973), vu le caractère favorable des milieux récifaux dans la genèse et l'accumulation des hydrocarbures.

En ce qui concerne les coupes orientales, au *Bou-Nebdou* (entre Khénifra et Azrou), comme à Touchchent (fig. 55), l'Eifélien calcaire puis argilo-gréseux repose directement sur le Lochkovien; il est suivi du Givétien (?) argilo-calcaire pélagique. A Dechra-Aït-Abdallah (20 km plus au Nord), l'Emsien supérieur est présent sous un Eifélien d'où une riche flore terrestre a été extraite, mais d'un faciès à Tentaculites (G. & H. Termier, 1947).

Au Nord et à l'Ouest du Massif central (régions d'Oulmès et Rabat), l'Eifélien est argilo-calcaire, des « grès à végétaux terrestres » étant localement cités (Termier, 1936). *Plus au Sud-Ouest* les faciès calcaires zoogènes dominent (Oulad-Abbou, Mechra-ben-Abbou).

Le Givétien présente également un faciès récifal dans le *Nord des Rehamna* (récifs dolomitisés de Mechra-ben-Abbou), dans le Nord *de la Méséta côtière* (« Marbres » de l'oued Ykem, riches en Stringocéphales) *et du Massif central* (calcaires à Polypiers et Stromatopores de Tiliouine), ainsi que dans certaines coupes orientales (Jbel Bou-Khemis près de Dechra-Aït-Abdallah).

En Méséta méridionale, on connaît dans les *Rehamna centraux* une série conglomératique rouge d'âge dévonien moyen (et inférieur ?). Fossilifère près de la Skhira-Slimane, en haut Oued Tarfa (Gigout, 1951, 1956; Hoeppfner & *al.*, 1972), cette molasse épaisse se retrouve, très affectée par le métamorphisme, au cœur des Rehamna centraux (Kef-el-Mouneb, voir ci-après § 3.5.2), où elle paraît discordante sur le Cambro-Ordovicien probable. Peut-être la même série se retrouve-t-elle dans les *Jbilet* (Skhirat), où P. Huvelin décrit par ailleurs diverses coupes de Dévonien, en particulier engagé dans les nappes orientales. On pourrait en retrouver aussi l'équivalent à la *Koudiat Mzoudia* (= jbel Ardouz), émergeant du Haouz au Sud des Jbilet centraux (Hollard, 1972; Huvelin, 1975, p. 28).

3.3.4.3. *LE PROBLEME DE LA CHAINE CALEDONIENNE*

Les données précédentes permettent de poser avec H. Hollard (1967) le problème de la chaîne calédonienne au Maroc et, surtout, *dans son voisinage occidental*.

A considérer d'abord le *Lochkovien*, « aucune discordance majeure n'ayant été reconnue au début ou à la fin de cette période, il n'y a aucune preuve directe de la surrection d'une chaîne plissée à la fin du Silurien. Cependant certaines observations pourraient plaider en faveur de la proximité d'une telle chaîne. La répartition des conglomérats et grès rouges à Végétaux terrestres, celle des puissances maximales des sédiments détritiques et celles des faciès suggèrent l'existence, à l'Ouest du Maroc, d'une zone de subsidence active allongée du Zemmour à Mechra-ben-Abbou, bordée à l'Est soit par un plateau à sédimentation lente, soit directement par le bassin marin à Graptolithes. A l'Ouest de cette zone, le Lochkovien est transgressif sur le Ludlow à Oulad-Abbou ; à Talmakent (Massif ancien du Haut Atlas occidental), le conglomérat du Gédinnien inférieur est en contact avec une barre de quartzites ordoviciens visiblement soulevée en falaise à ce moment (Schaer, 1967) ; la proximité nécessaire de terres émergées indiquée par les sédiments du Haut Atlas, des Jbilet et des Rehamna, vient appuyer l'hypothèse que celles-ci bordaient à l'Ouest la zone subsidente définie ci-dessus (Hollard, 1967, p. 236).

La considération de la *suite du Dévonien inférieur* et du *Dévonien moyen* incline à penser que cette terre occidentale dût continuer d'exister au-delà du Lochkovien. Le développement des faciès récifaux surtout à l'Ouest, la présence d'intercala-

tions à Végétaux terrestres et surtout les molasses rouges grossières et discordantes des Rehamna centraux plaident en ce sens.

« Il est permis de douter », souligne H. Hollard, « que cette terre probable fût une chaîne plissée », mais on soulignera avec lui « que l'arrangement décrit rappelle le schéma théorique d'un géosynclinal ou de son voisinage » (*idem*). On doit souligner en outre qu'un granite a pu être attribué à une phase calédonienne, qui affleure au Nord-Ouest de la Méséta : c'est le granite de Rabat-Tiflet, métamorphisant une série vraisemblablement cambro-ordovicienne (§ 3.5.1). Ces observations sont évidemment d'un grand intérêt pour la discussion des rapports entre Afrique et Amérique du Nord avant l'ouverture de l'Atlantique (voir chap. 6). Elles complètent et renforcent celles, d'ordre stratigraphique et aussi d'ordre géochronologique, que l'on peut faire dans le Sud marocain (§ 2.4.4.2).

On en revient donc — mais avec des retouches essentielles — à une idée il y a peu de temps encore fort décriée..., pour avoir été d'abord avancée sur des bases erronées. G. Beaudet (1969) rappelle en ces termes l' « aventure » de la chaîne calédonienne au Maroc : « L'attribution initiale des conglomérats de Sidi-Kassem (en réalité westphaliens : voir § 3.3.5.2) au Dévonien, considérée comme une preuve de mouvements tectoniques calédoniens (Termier, 1930), a d'ailleurs trouvé un écho parmi les géologues du Maroc. W. van Leckwijck (1951) rapportait les barres quartzitiques du Sud d'Ezzhiliga au Gédinnien, qui aurait été discordant sur le Silurien; la même discordance était alors mentionnée dans le Jbel Berkane et aux environs de Moulay-bou-Azza (Colo, Morin & Suter, 1951). Depuis, tous les quartzites en question se sont avérés appartenir au même étage caradocien (Choubert, Hupé, van Leckwijck & Suter, 1956), la prétendue discordance n'était qu'une complication tectonique »... (*op. cit.*, p. 49).

3.3.4.4. *LE DEVONIEN SUPERIEUR*

Les coupes que l'on connaît sont, on l'a dit, assez contrastées et permettent d'envisager, du moins globalement, une paléogéographie en rides et sillons.

C'est ainsi qu'au Sud-Ouest on peut opposer l'épaisse série flyschoïde de Méséta côtière méridionale à la série réduite argilo-grauwackeuse des Rehamna septentrionaux.

Un sillon. Le synclinal des *Ouled-Abbou* montre une série épaisse d'âge frasnien à strunien. Elle n'est connue en entier que par sondage au NE de Safi (Bäcker *& al.*, 1965). Au-dessus des calcaires du Dévonien moyen viennent quelques mètres d'argilites et calcaires à faune du Frasnien et Famennien inférieur. Par-dessus s'empilent 500 m d'argilo-pélites noires à minces lits gréseux, puis 600 m de couches analogues mais où les bancs gréseux et quartzitiques dominent de plus en plus sur les interlits argileux : soit 1 100 m de couches famenno-struniennes.

Une ride. Les environs de *Mechra-ben-Abbou* montrent, directement transgressif sur les dolomies dévoniennes, un Famennien tout à fait supérieur fait de grauwackes à Brachiopodes, de grès à Plantes et argiles. Le sommet des dolomies givétiennes, sous la transgression, est creusé, fissuré, taraudé (coupes *in* Jenny, 1974). La série superposée n'excède guère 50 m d'épaisseur (Bäcker *& al., op. cit.*).

La ride du Frasnien-Famennien inférieur identifiable à Mechra-ben-Abbou s'étendait peut-être — soulignons qu'il s'agit d'une hypothèse — en direction du NNE jusqu'à la zone du Cherrat (fig. 61,67) et pouvait marquer la limite occidentale d'un nouveau sillon.

Un élément septentrional de ride. On connaît, 10 km au Nord de Bouznika, au *Bled-Sguina* (près Skhirat) un calcaire récifal d'âge frasnien. Inclus ici dans la zone viséenne de Ben-Slimane, ce calcaire pourrait aussi couronner, dans la zone du Cherrat, les récifs p.p. givétiens de l'oued Ykem (Hollard, *op. cit.*). Il n'est pas exclu que le haut-fond qu'indique ce « faciès particulier ne soit le prolongement de la ride de Mechra, où le Givétien est également récifal (« ride Mechra-Cherrat » ?).

Un élément de talus ? Le Dévonien supérieur de l'*oued Khibane*, quelques kilomètres à l'Est de Mechra-ben-Abbou s'oppose curieusement à celui de cette localité-même. Il est fait d'une série flyschoïde mince dont la base a livré des Lamellibranches à test fin (*Buchiola*) du Famennien inférieur, tandis que le sommet passe à une série de bancs quartzitiques du Famenno-Strunien (Gigout, 1951, 1956 ; Bäcker *& al.*, 1965; Jenny, 1974). La série, épaisse seulement de 300 à 400 m, évoque une marge de sillon. Cette marge pourrait se retrouver au bord occidental de *la zone de Sidi Bettache*, où le Famennien semble transgressif sur le Givétien (fig. 67) *.

Un sillon semble en effet avoir existé, durant la fin du Dévonien supérieur, à l'emplacement du fossé de Sidi-Bettache, qui continuera (contrairement, semble-t-il, au sillon de Safi—Oulad-Abbou) à fonctionner au Dinantien (fig. 57, 58, 65 et 67). Le Famennien (avec le Frasnien supérieur ?) s'y développe sur une forte épaisseur, évoquant les séries de Safi mais avec un cachet de flysch plus net. Des brèches de talus (?) y font leur apparition. La coupe du bassin reste malheureusement mal connue (voir A. Piqué, travaux en cours).

Elle comprendrait de bas en haut (Lecointre, 1926; Choubert & Faure-Muret, 1961; Carte géologique au 1/200 000 Benahmed—El-Borouj) : des schistes argileux pyriteux du Frasnien-Famennien inférieur (à Goniatites et « *Halorella* » = *Dzieduszyckia*, un Brachiopode Rhynchonillidé); un flysch schisto-gréseux à Plantes, puissant et fin au S, arkosique et mince au NW : des schistes à Goniatites et Clyménies du Famennien supérieur (oued Aricha) avec parfois des calcaires rouges, et des niveaux à conglomérats et schistes rouges; des grès et quartzites struniens. Ce sont ces dernières roches qui constituent les petites arêtes rocheuses ou « skhirat » près de la plage qui porte ce nom. C'est aussi le quartzite strunien qui supporte en rive gauche le pont suspendu de l'oued Cherrat. Les quartzites du pont suspendu de l'oued Ykem (rive droite) représentent au contraire, selon G. Lecointre (1926) des niveaux de base du Dévonien supérieur transgressif.

Les schistes du Famennien supérieur abritent en divers points des niveaux conglomératiques. On les observe à proximité d'Aïn-el-Aouda, peu au Sud de Rabat (fig. 57), près de Tiflet (« conglomérat calcaire » de G. Lecointre & G. Delépine, 1933) et surtout dans la région de Kha-

* La « koudiat » de Tamesloht (El-Moussira) offre une coupe analogue 15 km au Sud-Ouest de Marrakech (Jenny, 1974, fig. 9).

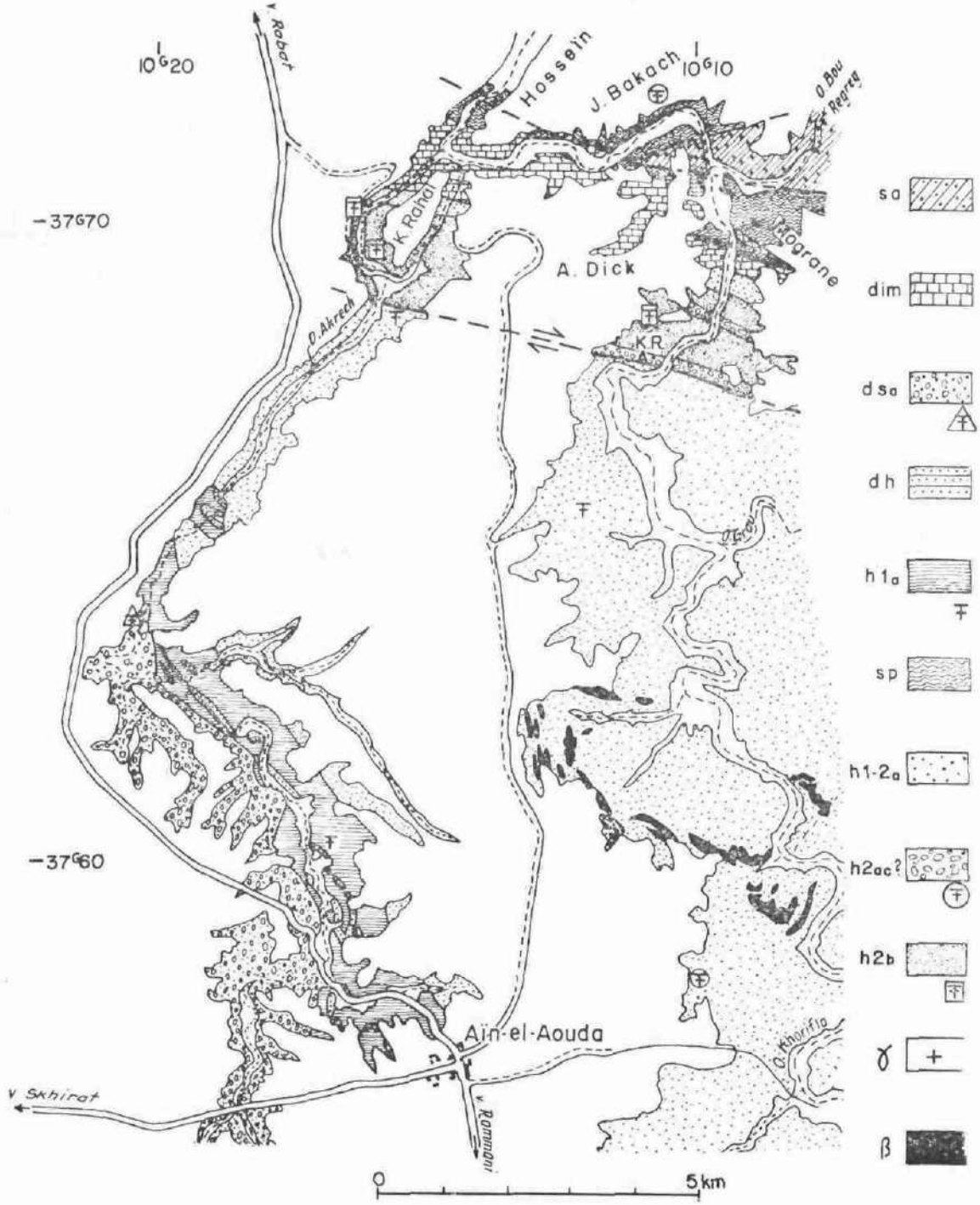


FIG. 57 — Carte géologique simplifiée du Primaire des environs de Rabat, vers le Sud-Est, d'après Cogney, 1957; Choubert & Faure-Muret, 1961; Hamel, 1968; Alberti, 1969 et avec les indications de Piqué (à paraître). Voir la coupe interprétative de la partie nord ci-après, fig. 58. Au Sud du confluent Grou-Korifla, Lecointre 1926) admettait la présence de Dévonien supérieur (cf. Carte géol. du Maroc au 1/500 000, feuille Rabat (1954), non identifié par la suite.
En blanc : plateaux molassiques. *Primaire :* sa : sériciteschistes, quartzites et arkoses métamorphiques : Ordovicien et Précambrien ?; dim : Dévonien inférieur et moyen : calcaires; Silurien : ampélites; dsa : arkoses et conglomérats du Famennien (avec gisement fossilifère); dh : quartzites du Strunien probable; h 1a : schistes du Famennien terminal et schistes à Goniatites du Tournaisien (de part et d'autre de dh); sp : schistes à intercalations de brèches et de roches vertes (Dévonien terminal à Carbonifère ?); h 1-2a : flysch du Korifla attribué au Tournaisien - Viséen inférieur; h 2ac ? : Conglomérats de Koudiat-Rouina (K.P.) et du Jbel Bakach (gisements de flores attribuées au Viséen inférieur); h 2b : flysch de Kassem-Rahal, Viséen supérieur (*p.p.* au moins); γ : granitoïde mylonitisé du Bou-Regreg (calédonien à Précambrien ?); β : basaltes en coussins, « dolérites », etc.

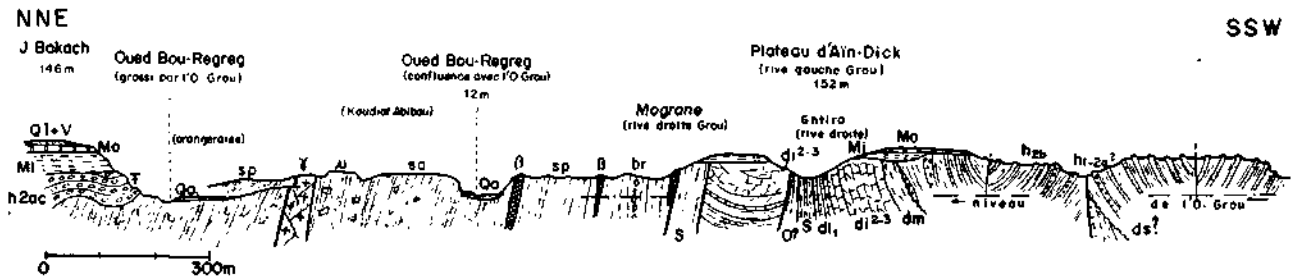


FIG. 58 — Coupe de l' « anticlinorium de Rabat-Tiflet » et de la marge nord du bassin de Sidi-Bettache près de la confluence des oueds Grou et Bou-Regreg (voir la carte de la figure précédente) d'après Cogney (1957), Cogney & Danzé-Corsin (1960), Choubert & Faure-Muret (1961), Hamel (1968), Alberti G. (1969), Piqué (à paraître).

Qa : Alluvions
QI + V : Quaternaire limoneux et Villafranchien supérieur
Mo : Moghrébien (calcarénites)
Mi : Miocène supérieur (marnes bleues et molasses)
h2ac : Conglomérats du Jbel Bakach, à Flore du Viséen inférieur probable
hl-2a ? : Tournaisien ou Viséen inférieur possibles (passant vers le Sud au flysch du Korifla ?)
h2b : Viséen supérieur à lentilles calcaires fossilifères (limites ?)
ds : Dévonien supérieur (schistes, arkoses et conglomérats) connu seulement plus au Sud (O. Akrech)
dm : Eifélien (argilo-pélites)
di2-3 : Emsien supérieur (marbres et dolomies de l'O. Akrech) et Praguien (calcaires bioclastiques lités)
di1 : Lochkovien (calcaires bitumineux lités à silexites, argiles gréseuses sombres)
S : Silurien (ampélites à Graptolithes, lits et nodules calc.).

Terrains non datés :

O? : Ordovicien possible

Sp : schistes pélito-gréseux à intercalations de roches vertes (β : basaltes en coussins, etc) et de brèches chaotiques (br). Jusqu'alors attribués au Paléozoïque ancien à moyen, ces schistes sont, d'après A. Piqué, postérieurs au granite et probablement dévono-carbonifères (travaux en cours).

sa : séricitoschistes arkosiques et quartzitiques, affectés par un métamorphisme à andalousite-cordiérite (μ) au contact du granitoïde. Attribuables au Paléozoïque ancien, voire au Précambrien.

γ : granitoïde mylonitisé, assimilable au granite calédonien de Tiflet (éventuellement plus ancien, précambrien ?)

touat, au cœur du bassin dévono-dinantien. Connus dans cette région sous le nom de « Conglomérats de Biar-Setla » (Termier, 1936, p. 420), ils se signalent par l'association de brèches fines grano-classées, de brèches grossières lenticulaires et de brèches chaotiques hétérométriques. Le passage latéral des faciès fins aux faciès chaotiques peut dans certains cas être observé (Lecointre, 1926, p. 34). Les éléments de ces derniers sont généralement des calcaires et dolomies du Dévonien moyen ; ils atteignent plusieurs centaines de mètres cubes et sont emballés dans des argilo-pélites froissées.

Considérés jusqu'à présent comme des signes de régression ou transgression, ils pourraient plutôt représenter le résultat de glissements sous-marins (coulées boueuses à blocs, coulées turbides) dévalant d'une ride (émergée ou non, éventuellement récifale) dans un sillon. Les données actuelles sont insuffisantes pour préciser la localisation de cette ride ou de ces rides; l'âge des divers ensembles conglomératiques n'est lui-même pas toujours sûr : il n'est pas exclu que certains soient dinantiens (A. Piqué, travaux en cours).

Un équivalent possible de ces faciès chaotiques néodévoniens vient d'être signalé dans la zone métamorphique des Rehamna (fig. 59).

Plus à l'Est, les coupes connues font penser à un bassin irrégulier mais où la sédimentation est en général peu abondante, même dans les sillons relatifs. Les faciès griotte (fig. 60) sont fréquents, ainsi que d'autres types de sédimentation condensée, opposés à quelques pré-flyschs peu développés. Les grès struniens ne dépassent pas la région d'Oulmès vers l'Est (mais l'érosion ayant précédé la transgression du Viséen supérieur a pu les faire disparaître).

Le Frasnien inférieur n'est pas connu. Le Frasnien supérieur très réduit passe en continuité à un Famennien inférieur également très mince. A *Moulay-Hassane* (NE d'Oulmès), on trouve des argiles à Goniatites pyriteuses, des calcaires noduleux et des griottes (Cogney, 1967). Au *Bou-Nebdou*, ces niveaux sont représentés par des calcaires grumeleux ou griottes (Hollard, 1967). Un peu plus au Sud, à *Touchchent* (Agard, Morin & Termier, 1955; Morin *in* Willefert, 1963; Hollard & *al.*, 1970), le Frasnien supérieur montre un faciès griotte, dénotant une sédimentation condensée sur une ride peut-être encore assez profonde; puis se présente une lumachelle à *Dzieduszyckia* (= Halorella), Brachiopode du Famennien inférieur, révélant plutôt une sédimentation dans la zone d'action des vagues.

Le comportement des diverses zones varie ensuite. A Moulay-Hassane, un « flysch » gréseux suivi d'arkoses semble représenter le Famenno-Strunien. Au Bou-Nebdou, la sédimentation calcaire se poursuit durant le Famennien supérieur. A Touchchent, la surrection amorcée se poursuit dans une partie de la ride, déterminant des éboulements de falaises (émergées ou non) avec des glissements chaotiques et coulées bréchiques dans les parties restées

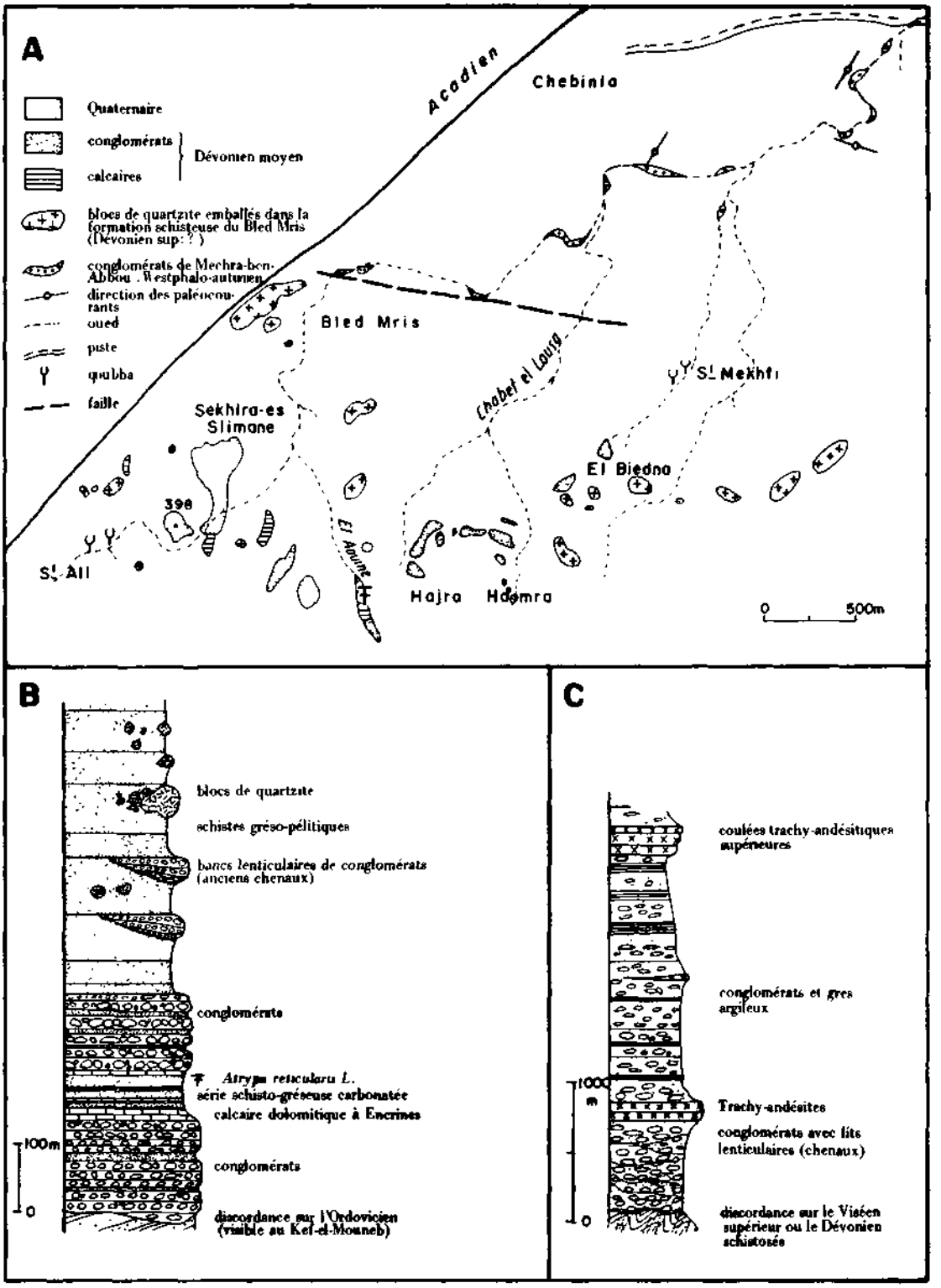


FIG. 59 — Conglomérats dévoniens et conglomérats westphalo-autuniens au bord nord des Rehamna centraux, d'après Piqué, 1972 et Hoepffner & *al.*, 1972 (Localisation : voir fig. 44).
A : Carte localisant les affleurements des deux séries et précisant la direction des paléo-chenaux dans la formation de Mechra-ben-Abbou (Daïa-el-Hamra).
B : Colonne stratigraphique des conglomérats déformés du Dévonien moyen (et inférieur ?) et des schistes à blocs attribuables au Dévonien supérieur (?).
C : Colonne stratigraphique schématique de la formation de Mechra-ben-Abbou attribuable au Westphalo-Autunien, à proximité du lieu de définition même; d'après Gigout, 1951 et Michard, 1968, inédit.

basses. L'âge des brèches ainsi formées n'est pas plus clairement fixé que celui de leurs homologues apparents, les « conglomérats de Biar-Setla » cités plus haut. On retrouve jusque dans le Sud du Pays Zaïan, au Bou-Tazert (Hollard & Morin, 1973) des conglomérats hétérogènes à blocs de calcaires à *Dzieduszyckia*.

Ainsi, comme dans le Sud marocain, le Néodévonien voit se différencier des rides et des sillons dans un bassin mésétien à bathymétrie relativement uniforme jusque là. Le Frasnien inférieur n'est daté nulle part, ce qui laisse à penser que la partie supérieure de l'étage pourrait être transgressive comme elle l'est dans le Sud. Les mouvements, qui auraient donc débuté avec le Frasnien, se poursuivent durant le Famennien, délimitant des rides à sédimentation récifale ou condensée et présentant des lacunes et des sillons à « préflysch ». Dans ces derniers, les brèches chaotiques de glissements sous-marin font leur apparition. Bien qu'il puisse s'agir essentiellement de mouvements verticaux (éventuellement associés à des décrochements ?), leur ampleur et leurs effets en font déjà des mouvements tectoniques hercyniens : ils définissent une véritable *phase orogénique précoce*. Pour A. Allary & *al.*, (1972), il s'agirait même de la « phase hercynienne majeure » (§ 3.4.4.2 et 3.5.1) mais elle peut n'être que son début.

En l'état présent des connaissances, il est difficile de préciser l'orientation des zones isopiques et structurales de cette période. Du moins un couple de sillons séparés par une ride semblent-ils s'être disposés en direction sub-méridienne dans l'Ouest du domaine. Ce dispositif préfigure les structures carbonifères, qui en seront cependant distinctes.

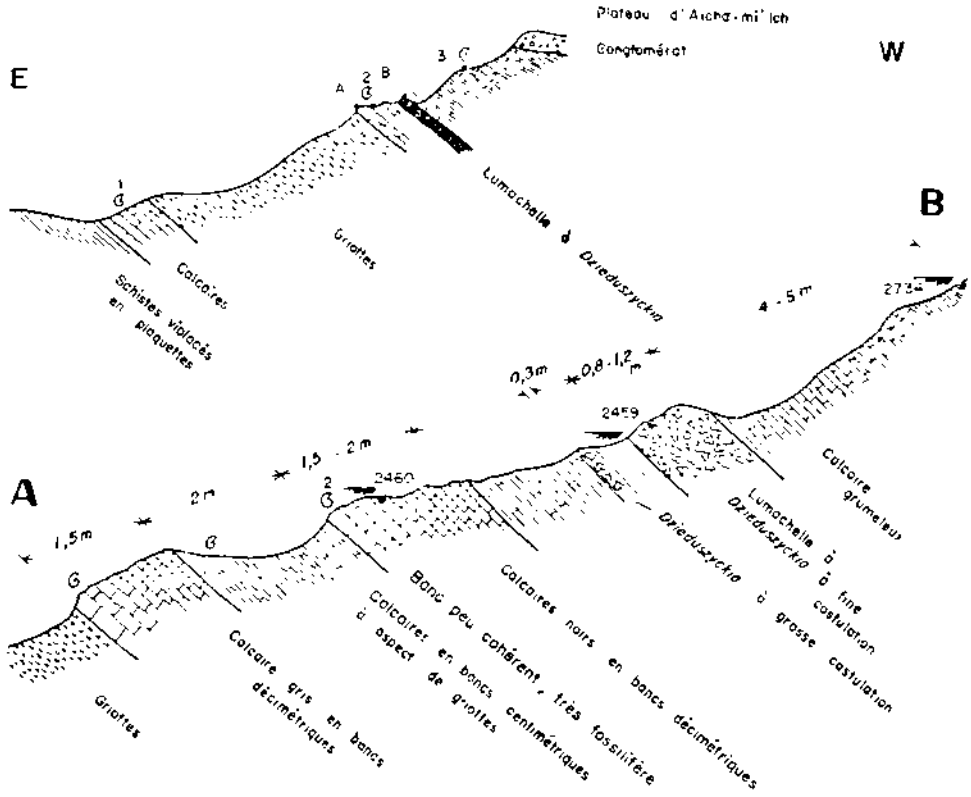


FIG. 60 — La sédimentation pélagique du Frasnien supérieur - Famennien inférieur d'Akellal (= Ahallal), dans la nappe supérieure de Mrirt (Allary & *al.*, 1972); coupe de Ph. Morin *in* Hollard & *al.* (1970). Localisation, fig. 55. Coupes du Dévonien supérieur levées le long du chemin muletier à flanc de coteau allant de Touchchent au plateau d'Aïcha-mi'Ich. La coupe d'ensemble (en haut) montre la position des principaux gisements de Céphalopodes : Frasnien supérieur : 1. *Manticoceras* sp. aff. *acutiforme* Termier et Termier. 2. *Manticoceras* sp. gr. *cordatum* (Sandberger) et *Tornoceras simplex* (von Buch). 3. *Sporadoceras latilobatum* Schindewolf. La coupe de détail A-B montre la position des prises pour conodontes.

3.3.5. Le Carbonifère et le Permien

Les dépôts de cet âge, les roches magmatiques mises en place durant cette période reflètent à leur manière, dans l'étage structural superficiel, la succession des phases tectoniques hercyniennes survenant en profondeur.

Les mouvements dont on a vu l'entrée en jeu au début du Dévonien supérieur, reprennent durant le *Carbonifère inférieur ou Dinantien*, aboutissant à une discordance majeure du Viséen supérieur. Les séries de cet âge (molasses, flyschs abondants, rares roches vertes) sont épaisses et largement réparties dans le centre et l'Est du domaine. Leur bassin de sédimentation ne devait guère éviter que le môle côtier, qui pouvait participer à l'alimentation détritique du bassin, concurremment à la plate-forme saharienne.

Les dépôts du *Carbonifère supérieur* ou *Houiller* sont séparés des précédents par une discordance namurienne ou éowestphalienne. Ils comportent des molasses du Westphalien supérieur, encore sensiblement plissées, et du Stéphano-Autunien, à peine gauchies.

Quant au Néopermien, il n'a jamais été daté. La connaissance de cette stratigraphie permettra ultérieurement (§ 3.4 et 3.5) de dater, avec plus ou moins de précision, les différentes phases de déformation, de métamorphisme et de granitisation.

3.3.5.1. LE DINANTIEN

A. Caractères généraux

Deux types de faciès représentent ce sous-système. Un type molassique *s.l.*, riche en calcaires construits ou bioclastiques, en grès calcareux à Brachiopodes, en grès-quartzites divers, caractérise des périodes et des zones de mer peu profonde. Il s'agit en général de Viséen inférieur, moyen et surtout supérieur, bien daté par ses nombreux fossiles. Un type flyscheux, tantôt à dominante argilo-pélitique, tantôt à dominante gréseuse, caractérise des époques et des zones de mer profonde. On le rencontre essentiellement dans le Tournaisien-Viséen inférieur et dans le Viséen supérieur - Namurien (?). Dans cet équivalent du Culm européen s'intercalent localement des brèches chaotiques, éboulées, semble-t-il, au front de nappes de glissement, ainsi que diverses roches magmatiques, surtout de la série basique.

L'interprétation paléogéographique de ces épaisses séries de flysch, fortement plissées et parfois métamorphisées, ne laisse pas de poser encore nombre de problèmes. Faute de fossiles suffisamment nombreux, leur datation est souvent imparfaite. En effet, les flyschs sont toujours pauvres en macrofossiles et ceux du Primaire n'offrent guère de microfaune en compensation ; les datations sont ici appuyées sur quelques Goniatites, quelques Lamellibranches de mer profonde (*Posidonomya becheri*) ou sur des Plantes flottées.

B. Le Tournaisien et le Viséen inférieur

On ne connaît de niveaux de cet âge que dans la zone de Sidi-Bettache (Khatouat—Korifla) et dans son extension nord-orientale vers le Massif central (Tiflet—Tiddas). Il s'agit de termes argilo-pélitiques, de quelques faciès molassiques et surtout de flysch. Les figures 57, 58 et 65 donnent une idée de la disposition de ces couches à proximité de Rabat, et des complications tectoniques qui se présentent, encore mal connues, aux marges du « fossé ». La délimitation des couches tournaisiennes est encore imprécise. Quoi qu'il en soit, elles sont suivies d'une série viséenne complète, qui est d'abord molassique puis flyscheuse, les flyschs montant probablement jusqu'au Namurien. On a affaire à un sillon particulièrement subsident de l'orogène hercynien.

Dans ce « fossé » de Sidi-Bettache et au-dessus du « Flysch schisteux » famennien où paraissent interstratifiées les formations bréchiques de Biar-Setla (voir plus haut), on observe quelques barres gréseuses et quartzitiques attribuées au Strunien. La stratigraphie des formations successives, telle qu'on l'admet actuellement (Choubert & Faure-Muret, 1961), est ensuite différente suivant que l'on considère les parties sud ou nord du fossé.

Vers le Nord, on décrit quelques centaines de mètres de *schistes à Goniatites* tournaisiens (cf. sortie Nord d'Aïn-el-Aouda, fig. 57), suivis d'un épais *flysch du Korifla tournaiso-viséen* (quelques faunes tournaisiennes ou douteuses, une flore attribuée au Viséen inférieur). Par-dessus vient encore du flysch, bien daté, lui, du Viséen supérieur par des niveaux calcaires à *Productus*, etc. (Kassem-Rahal).

Vers le Sud-Est, c'est le « Strunien » qui s'enflerait pour donner le *flysch du Khatouat*, tandis qu'au Sud-Ouest, resté mince, il supporterait la transgression d'une série dinantienne complète, faite de flysch et de molasse. On peut se demander dans quelle mesure le flysch du Khatouat, non daté et se présentant comme le prolongement méridional de celui du Korifla, ne pourrait pas être lui aussi dinantien.

C. La transgression du Viséen supérieur

Partout ailleurs le Tournaisien et le Viséen inférieur sont inconnus, tant vers l'Ouest, dans la zone de Ben-Slimane, au-delà de la zone du Cherrat, que vers l'Est, dans le Massif central, et le Sud, dans les Jbilet et les Rehamna. Dans cette dernière région, on a seulement retrouvé le Tournaisien en galets dans le Westphalo-Autunien, à Mechra-ben-

Abbou (*in* Roch, 1950). La série dinantienne commence en général par des dépôts molassiques du Viséen supérieur, posés, avec ou sans discordance, sur des niveaux plus ou moins anciens de la série antérieure. Ces niveaux de base passent ensuite à un flysch qui est typique surtout vers l'Est et le Sud (§ D). Dans le cas du fossé de Ben-Slimane, un Tournaisien quartzitique existerait peut-être, là où l'on admet seulement, avec G. Lecointre (1926) l'existence de Strunien (fig. 61).

Ainsi, au pont suspendu de l'oued Cherrat, au Sud de Rabat, le Viséen supérieur paraît reposer sur des quartzites du « Strunien » (ou Tournaisien ?); il débute par des calcaires gréseux pseudo-oolitiques à stratifications croisées, des pélites à Brachiopodes, des grès, etc., évoquant un faciès transgressif. La série comporte ensuite des calcaires et dolomies à Polypiers ou à grands *Productus* et des quartzites (« skhour » de la forêt de Ben-Slimane) alternant avec des grès et pélites à Plantes. C'est seulement au-dessus que la sédimentation prend un cachet flyschoïde (Culm à empreintes végétales). L'épaisseur totale de la série à dominante molassique approcherait 2 000 m.

Des mouvements tectoniques importants se sont donc produits avant le Viséen supérieur. On peut penser qu'ils ont au moins commencé avant le Viséen inférieur. G. Cogney & P. Danzé-Corsin (1960) attribuent en effet cet âge aux conglomérats déformés du Jbel Bakach, à l'Ouest de Rabat (fig. 58),

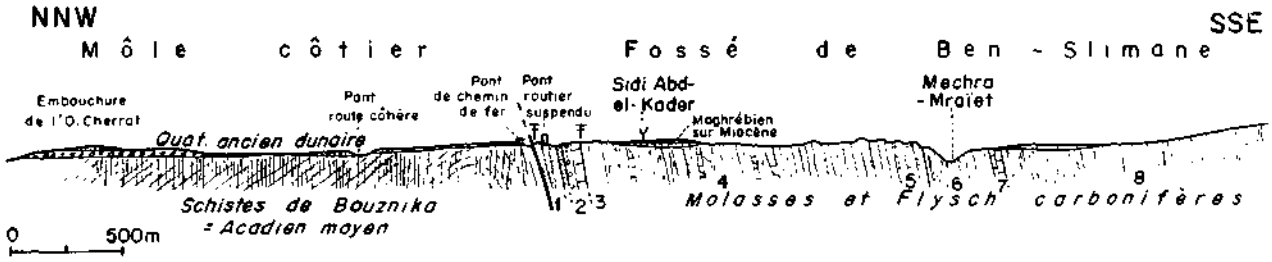


FIG. 61 — Coupe du bas oued Cherrat : la marge orientale du môle côtier et la moitié occidentale du fossé carbonifère de Ben-Slimane d'après Destombes & Jeannette (1966) et Lecointre (1926). Détail des couches dans le fossé : 1. Quartzites des Skhirat = Strunien; 2. Grès grossiers conglomératiques puis grès fins calcareux; 3. Pélites grises à *Spirifer striatus*, etc. : Viséen élevé, sans doute supérieur; 4. Argilo-pélites, grès et lits calcaro-dolomitiques; 5. Quartzites ruiniformes en bancs épais; 6. Schistes ardoisiers; 7. Calcaire marmoréen rose; 8. Alternances de grès-quartzite et d'argilo-pélites (Flysch ?).

qui sont discordants sur un Paléozoïque mal déterminé. Pour G. Choubert & A. Faure-Muret (1961), les poudingues du Bled Rouina (fig. 57) en seraient, peu au Sud, les équivalents, placés entre le flysch du Korifla et le flysch néoviséen.

On observe, dans ce secteur Akrech—Bou-Regreg—Grou, la juxtaposition de deux séries bien différentes. Au Sud, c'est celle de la zone de Sidi-Bettache, où le Viséen succède plus ou moins continuement (avec une discordance pour G. Choubert & A. Faure-Muret, mais non pour Ch. Hamel, fig. 58) au Tournaisien et au Néodévonien. Au Nord, c'est au contraire une série où un Viséen molassique transgresse directement un socle nettement plus ancien, semble-t-il. Peut-être l'anticlinorium Rabat-Tiflet s'est-il trouvé ébauché dès avant le Viséen inférieur (mais après le Tournaisien ?) sous forme d'une « ride des Sehoul » ? Une nouvelle étude de ce secteur serait particulièrement souhaitable (A. Piqué, en cours).

On est donc conduit à envisager plusieurs « phases » de mouvements encadrant ou occupant le Viséen inférieur. Il en va peut-être de même du Viséen moyen. Celui-ci pourrait être présent au NE d'Oulmès, ou au SE d'Azrou (*in* Roch, 1950, p. 189) sous le Viséen supérieur. Mais c'est en général ce dernier qui recouvre directement les terrains antécarbonifères, avec une profonde discordance qui le place jusque sur le Cambrien dans le Pays Zaïan.

Or, cette grande transgression du Viséen supérieur paraît elle-même composite. En l'étudiant du moins dans la partie orientale du Massif central, Ph. Morin (1958) a été amené à y discerner deux pulsations principales.

« La transgression viséenne, d'abord timide, n'a déposé, dnas [un] cong'omérat de base [discontinu] que des éléments empruntés sur place [son mimétisme avec les formations sous-jacentes explique qu'il soit si souvent passé inaperçu...]; puis, après [des dépôts divers; pélites de puissance très variable, calcaire sub-récifal lenticulaire à *Productus*, passées gréseuses], une seconde poussée transgressive fut caractérisée par des apports souvent considérables de matériel détritique allochtone » (*op. cit.*, p. 271).

La généralité de ce dispositif (Jbel Tabaïnout au SE de la plaine d'Asfar (voir N. Chanton-Güvenc & Ph. Morin, 1973), Bou-Ousel près de Khénifra, Dechra-Aït-Abdallah, Ito tout au Nord...) amène l'auteur à conclure « à un profond changement des conditions paléogéographiques et qui est certaine-

ment le reflet de mouvements orogéniques importants au Viséen supérieur ».

P. Huvelin (1969, 1973b) a pu confirmer cette idée et préciser l'existence d'une discordance angulaire entre des séries « Viséen supérieur 1 et 2 » au Jbel Hadid (fig. 62). Il l'interprète comme le résultat du soulèvement d'un « paléo-horst du Jbel Hadid » après le dépôt du Viséen supérieur 1, avant ou, mieux, pendant la transgression principale du Viséen supérieur 2 (âge intra- « V3c supérieur » d'après les déterminations paléontologiques de N. Chanton-Güvenç & *al.*, 1970). Néanmoins, dès le flanc sud du Jbel Hadid la surrection du paléo-horst n'a entraîné selon M. Esterle (1971), qu'une discordance cartographique entre les deux séries du Viséen supérieur. Mais ces interprétations sont contestées par A. Allary (1972), pour qui existent seulement des failles dans une série viséenne unique.

La série supérieure débute, suivant M. Esterle, par une brèche épaisse où sont remaniés sans classement des éléments du socle cambro-ordovicien atteignant parfois 1 m³. Elle passe insensiblement, vers le haut, à des grès et pélites à cailloutis lités, puis à des conglomérats, schistes noirs à lits calcaires ou gréseux mixtes, à lentilles de calcaire massif... Comme P. Huvelin, M. Esterle voit dans cette brèche le signe d'une émersion suivie d'une transgression rapide. Pourrait-il s'agir d'une brèche chaotique de genèse entièrement sous-marine (brèche de cordillère, olistostrome probablement autochtone) ? Des observations plaident en faveur d'une profondeur en tout cas très faible : le conglomérat de base de la série supérieure passe localement à un calcaire à Polypiers, Encrines et Brachiopodes (Chanton-Güvenç & *al.*, 1970).

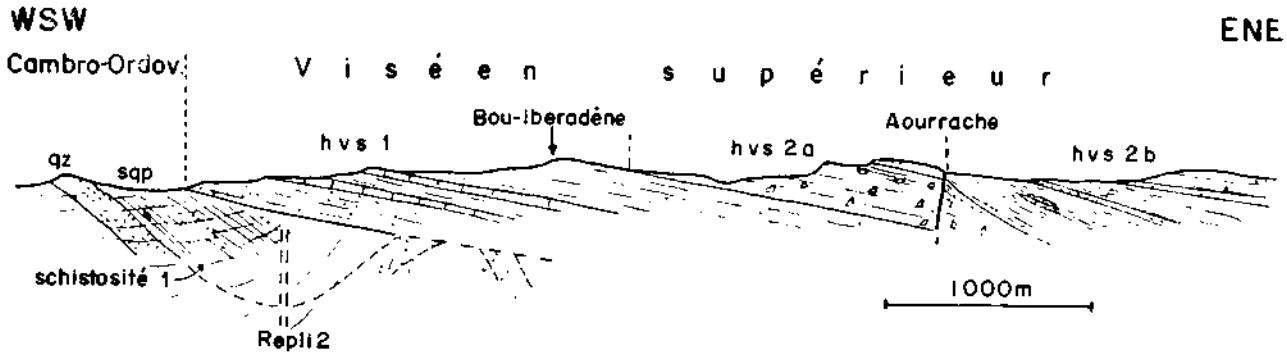


FIG. 62 — La transgression du Viséen supérieur sur le socle cambro-ordovicien du Jbel Hadid, d'après Esterle, 1971 (stratigraphie du Viséen) et Allary, 1972 (structure du socle). La coupe est tracée à la marge sud du « horst » (voir fig. 73).
qz : quartzites; sqp : schistes quartzo-psammitiques
hvs1 : pélites, grès verts, microbrèches, calcaires bioclastiques en petits bancs; « cailloutis de base » très locaux.
hvs2a : brèches passant localement et vers le haut à une série schisto-conglomératique.
schistes noirs à petits lits gréseux et à lentilles calcaires; conglomérats à la base : qzsaq

Une activité volcanique doléritique aurait accompagné les mouvements intra-viséen supérieur et pourrait avoir dirigé la minéralisation en fer et barytine autour du horst (Huvelin, 1973b).

En fait, bien des coupes, dans le Maroc central lui-même ou dans les Rehamna septentrionaux, à Lalla-el-Gara par exemple (Gigout, 1951, 1955, Bäcker & *al.*, 1965) ne montrent pas la superposition tranchée de deux épisodes grossiers, mais une formation molassique irrégulière à la base du flysch (calcaire récifal ou dolomie de base, puis grès plus ou moins grossiers et calcaires divers). Mais même si l'on récuse l'idée de deux phases nettement séparées au début du Viséen supérieur, il est incontestable que des mouvements notables ont pu alors affecter, et le cadre, et le tréfond du bassin mésétien. L'existence de faciès « wildflysch » à peu près contemporains en est un autre indice (§ D). On cite d'ailleurs plus au NE, dans le Tazekka et la Chaîne des Horsts, une discordance notable probablement de même âge (§ 4.2.4) *.

D. Les flyschs du Viséen supérieur - Namurien (?)

Ils présentent une extension considérable dans le domaine mésétien, beaucoup plus large que celle des flyschs et pré-flyschs éodinantiens ou des pré-flyschs néodévoniens, la subsidence gagnant principalement vers l'Est et le Sud. Non seulement ils terminent le remplissage de la zone de Sidi-Bettache et de son extension de Rommani (ex-Marchand) - Tiddas (Tedders) mais en outre ils occupent en transgression de vastes bassins supplémentaires. A l'Ouest on trouve un Viséen supérieur épais dans la zone de Ben-Slimane ; il semble ce-

* G. Kelling et P.R. Mullin (1975) confirment l'existence d'un bref cycle transgressif-régressif à la base du Viséen supérieur d'Izroutène (Jbel Hadid). Dans cette coupe comme dans celle d'Afroug (Azrou) et de l'Oued Cherrat (rive gauche), on a affaire à des dépôts de plate-forme peu profonde où les calcaires granoclassés et les « couplets » calcaire-grès se seraient mis en place par courants de tempête au sein des vases fines.

pendant avoir plus les caractères d'une molasse que d'un flysch (§ C). A l'Est, par contre, les flyschs néodinantiens sont typiques dans le synclinorium axial Fourhal-Telt, l'ennoyage au Nord-Est de la zone Khouribga-Oulmès, de vastes parties du Pays Zaïan et de certaines nappes orientales. Au Sud, on retrouve ces flyschs dans les Rehamna et surtout dans les Jbilet centrales et orientales.

Il est probable qu'en dehors peut-être du môle côtier, tout le domaine mésétien s'est trouvé recouvert par le dépôt de ces flyschs (ou des faciès latéraux à cachet molassique). Du reste, ils se retrouvent aussi dans les massifs anciens atlasiques de Marrakech à Oujda (§ 4.2), jusque dans le bassin anti-atlasique Maïdère—Ben-Zireg (§ 2.4.5.1) et même dans le Rif interne (§ 5.4.2.2). C'est dire que l'alimentation en détritiques de ce bassin ne peut guère se faire que de tout au Sud, au-delà du bassin de Tindouf occupé par des calcaires, et avec peut-être un appoint à partir de l'Anti-Atlas occidental (?) et (peut-être ?) de l'Ouest (môle côtier et terres plus à l'Ouest encore ?). Des études sédimentologiques permettraient d'éclairer ce problème.

Ce que l'on sait actuellement du point de vue sédimentologique est réduit et disparate. Au-dessus des termes molassiques transgressifs ou, dans le cas du fossé de Sidi-Bettache, au-dessus de termes plus ou moins développés à cachet molassique (§ B et C), le « Viséo-Namurien » présente divers faciès de flyschs, dont la succession paraît varier d'une zone à l'autre.

Dans l'Est du Massif central, on trouve d'abord des « schistes à Goniatites et Posidonomyes », à passées gréseuses centimétriques. Ce faciès est connu sous les noms de « schistes de Sidi-Lamine », de « Tiouzinine », etc. (Morin, 1959) et se retrouve aussi dans le Massif du Khatouat. Il peut

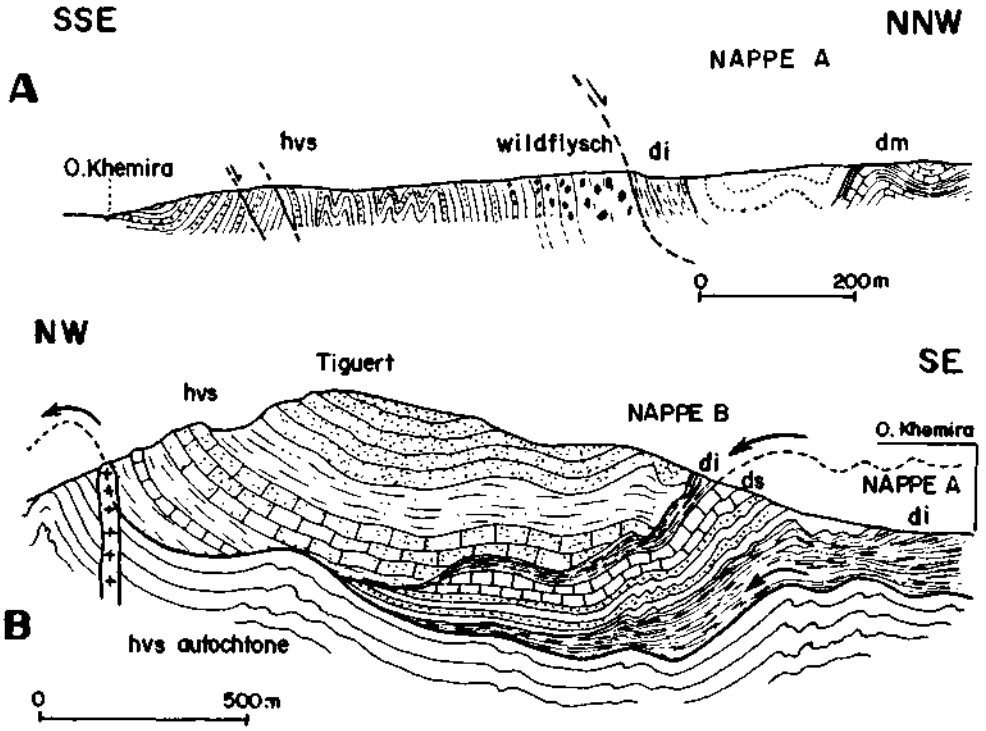


FIG. 63 — Wildflysch et nappes couronnant le Viséen supérieur des environs de Ziar, d'après Ribeyrolles (1972).
A : Coupe où la nappe repose sur un flysch chaotique contenant des éléments pris à la masse charriée elle-même.
B : Coupe montrant les phénomènes de troncature basale sous la nappe (unité B) alors que les couches de flysch viséen ne semblent pas tronquées. N.B. : voir aussi la fig. 73B, où une légère troncature sommitale de l'autochtone est visible.

hvs : Viséen supérieur (flysch)
ds : Dévonien supérieur (griottes, etc.)
dm : Dévonien moyen (schistes et calcaires)
di : Dévonien inférieur argileux (Lochkov).

se comprendre comme un flysch argilo-pélitique fin. C'est au-dessus que s'accumule, dans les zones synclinoriales (Fourhal, etc.), le flysch argilo-gréseux le plus typique, à lits gréseux décimétriques.

Il débute souvent par de multiples niveaux de conglomérats et parfois la limite est aussi soulignée par des lentilles calcaires (Morin, 1959; Beaudet, 1969). Il serait intéressant d'examiner ce qui peut relever ici des phénomènes d'olistostromes, dont on notera ailleurs l'importance.

Au-dessus vient une alternance monotone de lits pélagiques argileux, de laminations pélitiques et de bancs gréseux décimétriques; c'est le « faciès de Fourhal » de H. Termier (1936). Les bases des bancs gréseux sont marquées de nombreuses figures de charge, de glissement et surtout de courant. L'étude de celles-ci pourrait renseigner sur les directions d'apport de la fraction détritique grossière. Toutes ces figures, indiquant la polarité des couches, permettent de constater l'existence de nombreux plis déversés et même couchés, qui déterminent l'épaississement apparent des séries. Les couches gréseuses sont parfois grossières et épaisses (métriques) mais conservent une bonne continuité latérale.

Ce flysch supérieur a livré des Plantes et des faunes littorales (H. & G. Termier, 1951, 1970) mais aussi des Goniatites (*in* Morin, 1959) : il monterait jusqu'au début du Namurien. Cette datation est actuellement réétudiée (M. Bensaïd, com. pers.); des Goniatites du genre *Eumorphoceras* indiquant le Namurien inférieur ont cependant été récemment récoltées dans la région des Smaala (Cailleux, 1974; déterm. H. Hollard). L'épaisseur de ce flysch, difficile à évaluer à cause des replis qui l'affectent, dépasserait 2 000 m. Tout à l'Est du massif, dans la région de Ziar-Mrirt, le flysch viséen supérieur banal, autochtone, est recouvert d'un autre faciès : un « wildflysch » apparemment concordant (Agard & *al.*, 1955 ; Huvelin, 1969, 1970; H. & G. Termier 1970 ; Allary & *al.*, 1972). C'est un dépôt chaotique où des blocs exotiques offrent, outre divers types de métadolérites (Ribeyrolles, 1972), un échantillonnage du Dévonien de la nappe inférieure de Ziar, qui le recouvre en général (fig. 63). C'est le dispositif que l'on retrouve 200 km au Sud-Ouest, comme on va le voir.

Dans le centre et l'Est des Jbilet, les flyschs néoviséens tiennent une place essentielle. Selon P. Huvelin (1961, 1967, 1970 b) il faut y distinguer deux complexes principaux. L'un, à l'Est, est caractérisé par ses wildflyschs sommitaux, supportant des recouvrements allochtones. L'autre, à l'Ouest, présente une dominante schisteuse et abrite d'abondantes roches magmatiques surtout basiques ; il est postérieur aux flyschs orientaux et aux nappes qui les couvrent.

Le flysch oriental (flysch de Karrouba) est un Culm gréseux, ayant livré à son toit *Posidonomya becheri* et surtout *Goniatites crenistria* qui date la partie inférieure du Viséen supérieur. Il se termine par un ensemble bréchique à faciès chaotique qui atteint plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Il s'agit d'une brèche de glissement sous-marin ou « olistostrome » (*s.l.*) contenant, dans une matrice schisteuse à couches contournées, des éléments de toutes dimensions (du gravier au millier de mètres cubes) où l'on note : des calcaires dévoniens, des ampélites siluriennes, des psammites ordoviciens (rares), des grès du flysch lui-même, et enfin des calcaires bioclastiques du Viséen supérieur, parfois oolithiques et souvent conglomératiques. La coupe est interrompue en général par la superposition à ce « wildflysch » d'unités allochtones constituées de Paléozoïque inférieur-moyen, le même que l'on retrouve en blocs au-dessous : Ordovicien, Silurien, Dévonien à griottes.

Mais vers l'Ouest des Jbilet (au-delà de la route principale Casablanca-Marrakech), le flysch oriental est surmonté par l'épaisse formation des « Schistes du Sarhlef ». Ceux-ci sont indiqués en « Primaire indéterminé » sur la Carte géologique au 1/500 000 (édition de 1956) mais datés du Viséen supérieur (et Namurien ?) par *Posidonomya becheri* et d'autres fossiles (Huvelin, 1961). Des niveaux de calcaires bioclastiques marquent la base de cette formation, qui abrite d'abondantes roches magmatiques (voir ci-après). Aux schistes verdâtres du faciès banal s'ajoutent des jaspes et cinérites du cortège magmatique, et quelques niveaux calcareux fossilifères. Le métamorphisme affecte la partie moyenne de ce domaine, que plusieurs granites intrusifs traversent, plus ou moins greisenifiés.

Pour P. Huvelin, les relations observées entre les diverses formations et les caractères particuliers de l'olistostrome s'interprètent par la mise en place au cours même du Viséen supérieur d'une nappe de glissement dans le bassin du flysch.

En effet, « la formation de la brèche (chaotique) paraît liée à la mise en place de la nappe... A l'Ouest de la zone d'affleurement des terrains allochtones, l'épaisse série des schistes du Sarhlef... surmonte immédiatement la série flysch près de Sidi-bou-Othmane et sa base comprend des lentilles du même calcaire bioclastique sans présence de brèche ni de lame allochtone tandis qu'à proximité, à l'Est de la route de Sidi-bou-Othmane vers Marrakech, la brèche apparaît encore, recouverte de terrains ordoviciens ». La brèche, « spatialement liée à la couverture allochtone... se serait formée au fur et à mesure de l'avancée du front (de la nappe), en incorporant les blocs du calcaire bioclastique sédimenté au-delà... ainsi que des paquets de (Silurien) et de Dévonien, ou « klippes sédimentaires » issus du dos de la nappe... La mise en place de la nappe paraît contemporaine de la grande transgression du Viséen supérieur » (l'une et l'autre relevant probablement de la même activité tectonique générale) (*op. cit.*, p. 1040).

On notera avec P. Huvelin, qu'un indice analogue de l'activité orogénique de cette époque est fourni par le wildflysch de Ben-Zireg (§ 2.4.5.1) ; mais celui-ci ne paraît pas lié à des chevauchements (plutôt à un accident vertical, peut-être un décrochement ?), contrairement à celui des Jbilet, ou de Ziar.

Dans les Rehamna, enfin, le flysch néoviséen n'est daté qu'aux environs de Mechra-ben-Abbou, en dehors de la zone métamorphique. La coupe de

Lalla-el-Gara—Gada-Jenabia montre (fig. 64), au-dessus des niveaux molassiques déjà cités (§ C) un flysch finement lité où s'intercalent des roches du cortège basique (ci-après § E). C'est, semble-t-il, l'équivalent réduit de la série du Sarhlef ou peut-être seulement du flysch de Karrouba, où apparaissent les roches vertes (Huvelin, 1971) : ici cette série est en tout cas directement posée sur les molasses de base de la transgression.

Dans le Sud-Est du même massif, on a pu proposer d'attribuer au flysch viséen à olistolites et roches vertes, les schistes métamorphiques des Ouled-Hassine, avec leurs faciès chaotiques, leurs calcaires, conglomérats et amphibolites. Mais la séparation d'avec les schistes à blocs attribuables au Dévonien pose un réel problème (Hoepffner & *al.*, 1972). On peut retenir en tout cas la grande probabilité d'un âge néoviséen à namurien pour les schis-

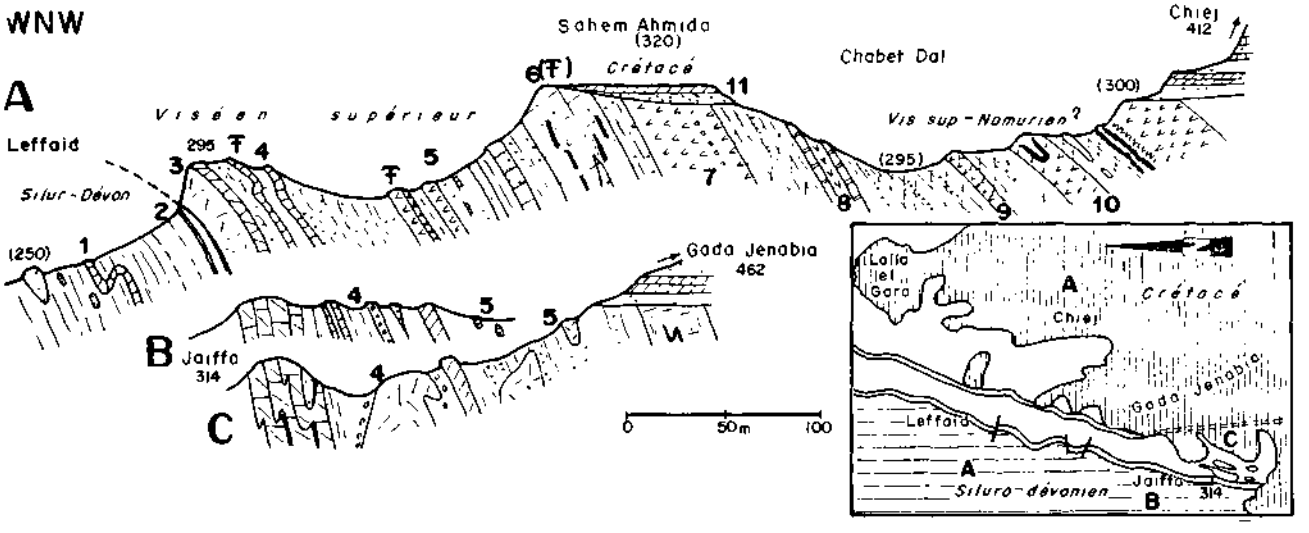


FIG. 64 — Le Viséen supérieur (Namurien ?) à roches vertes de la Gada Jenabia, dans le Nord des Rehamna, d'après Bäcker & *al.*, 1965 et des observations inédites.
Le Néoviséen est discordant sur un soubassement siluro-dévonien; le Namurien est éventuellement présent vers le haut de la coupe, qui n'a pas été daté. Le Crétacé transgressif présente des faciès littoraux dans ses couches inférieures, qui se biseautent sur les paléoreliefs.
1. *Ludlow-Gédinnien inférieur :* argilites et pélites rougeâtres, calcaires à Entroques (*Scyphocrinites*, avec lobolites) et « Orthocères », quartzites à pistes.
2. *Siegénien supérieur :* argilites et grès grisâtres, calcaires noirs ou ocres à Entroques, Brachiopodes, etc. (cf. « Assise d'Assa », déterm. H. Hollard).
3. *Viséen supérieur* (?) : Calcaire gris, ou dolomie calcifère, banc massif péri-récifal à Bryozoaires. Polypiers, Algues, passant à un calcaire dolomitique lité à patine jaune.
4. *Viséen supérieur* - 4A : Alternances de calcaires dolomitiques fossilifères (Crinoïdes, Lamellibr., microfaune néoviséenne), et de grès psammitiques, quartzites ou pélites rouge, gris, vert. - 4B : Développement de bancs lenticulaires de quartzites gris. - 4C : Développement de masses calcaires probablement récifales, avec brèches périphériques; localement, conglomérat rouge.
5. *Viséen supérieur* - 5A : Intercalations de tufs doléritiques massifs ou rubanés, dont l'un a livré des Brachiopodes, dans une série *cf.* 4A; vers le haut, un banc de calcarénite gréseuse rougeâtre à stratifications obliques. - 5B : argilites et grès, blocs de quartzites isolés (Silurien remanié ?). - 5C : Calcaires massifs lenticulaires, probablement récifaux; sur la lentille principale, recouvrement de quartzite gris. Dans la coupe à l'Ouest de Lalla-el-Gara, on rencontre à ce niveau des brèches volcaniques.
6. *Viséen supérieur :* Calcaire dolomitique lité à silex, avec Brachiopodes (Productus, etc.), Encrines, Fenestelles, etc.; localement dédoublé par des lits gréseux (replis isoclinaux ?). Barre très fossilifère plus au Nord (coupe de Lalla-el-Gara), où elle est datée du « V3a et b » (déterm. H. Hollard & *al.*, *in* Baëcker, *op. cit.*). La suite de la coupe n'a pas livré de fossiles, mais des termes semblables contiennent *Posidonomya becheri* du Viséen supérieur dans les Jbilet.
7. Ophite massive (au-dessus de lits pélitiques) avec, à Lalla-el-Gara, variolites et faciès tufacés à son toit.
8. Pélites noires plaquettées, schistosées à rares lits de calcaire siliceux et dolomitique microcristallin, et niveaux tufacés verts.
9. Spilites localement variolitiques, avec croûtes microcristallines à leur toit et/ou à leur mur, intercalées dans la série pélitique (flysch fin).
10. Autres niveaux de roches vertes, avec intercalations de jaspes parfois disloquées (niveau inférieur), d'autrefois bien litées (sous la coulée supérieure). Quelques niveaux en coussins ou boudins ?
11. *Crétacé :* Infracénomanien marno-gréseux couleur saumon, avec une barre calcaro-dolomitique médiane, transgressive; puis marno-calcaires blancs du Cénomano-Turonien et barre turonienne sommitale.

tes à amphibolites (métabasites), porphyroïdes (quartz-kératophyres) et calcaires subordonnés de Lalla-Tittaf (Jenny, 1974 ; Hoepffner, 1974 ; Hoepffner & *al.*, 1975).

E. Le magmatisme initial

Il s'agit d'un magmatisme essentiellement basique, d'âge néoviséen à namurien. Ce sont le plus souvent des intrusions mais aussi des coulées et des tufs de roches vertes gabbroïques, et rarement de roches rhyolitiques, accompagnées de cinérites et de jaspes. Ce cortège n'est guère développé que suivant l'axe Jbilet centrales — Rehamna — synclinorium de Sidi-Bettache et en outre, mais ici les données sont moins claires, dans le synclinorium du Fourhal—Telt.

C'est dans les Jbilet, au sein des schistes du Sarhlef, qu'il connaît son développement le plus typique (Huvelin, 1970e).

« On y observe des coulées sous-marines et surtout des sills de roches sub-volcaniques ou volcaniques montrant des faciès variés parmi lesquels ont été reconnus des gabbros (des dolérites), des microgranites et des rhyolites, des tufs volcaniques acides et basiques alternés; (la série) renferme également des cinérites, des jaspes, des lentilles ou des amas de sulfures massifs (pyrrhotine de Kettara), (génétiquement liés à l'activité magmatique précoce). L'ensemble de ces formations a subi (un métamorphisme régional de faible intensité et) les plissements qui se sont produits avant la mise en place des granites hercyniens » (*op. c t.*, p. 2517).

Comme le remarque encore P. Huvelin (1971), on a affaire à un indice supplémentaire de l'activité crustale durant le Viséen supérieur - Namurien. Le magmatisme s'est manifesté avant ou pendant le glissement de la nappe des Jbilet orientales, « puisque des roches volcaniques basiques forment dans la partie terminale du flysch des lentilles concordantes dont on retrouve des blocs dans la brèche de glissement à la base de la nappe » (*op. cit.*, p. 28).

Dans les Rehamna septentrionaux, les roches vertes de la Gada-Jenabia (fig. 64) sont des variolites, des ophites, des tufs spilitiques dont l'un a livré des moules de Brachiopodes (Hoepffner & *al.*, 1975). Le toit des intercalations de ces roches vertes est souvent fait de jaspes et de calcaires siliceux microcristallins (faciès marin pélagique). On aurait peut-être un équivalent très métamorphique de ces formations dans les amphibolites du Sud du massif (voir ci-dessus § D) associées, rappelons-le, à quelques roches acides.

Dans le Nord de la zone de Sidi-Bettache, on connaît des roches basiques à l'intérieur du flysch du Korifla et des schistes à blocs du Bou Regreg (fig. 57 et 58). Certaines pourraient être des dolérites intrusives (Garcia, 1961) mais d'autres sont des coulées basaltiques à débit en coussins. Leur âge est discuté ; selon A. Piqué (travaux en cours), il s'agirait d'un magmatisme dinantien ou fini-dévonien, alors que P.M. Hurley & *al.* (1974) attribuent les coulées du Bou-Regreg au Paléozoïque moyen. Les deux systèmes pourraient être présents ; en outre existent des serpentinites coincées dans l'accident Est-Ouest du même secteur du Bou-Regreg et d'âge anté-dévonien probable.

Enfin, dans le Massif central, le magmatisme basique est particulièrement développé suivant l'axe Boujad-Agouraï (synclinorium axial). S'il est clair que certaines de ces roches vertes sont intrusives, sécantes par rapport aux bancs sédimentaires du Viséen supérieur, il apparaît que la plupart sont interstratifiées et pourraient bien s'être mises en place sous formes de coulées sous-marines (Termier, 1936, p. 1477). De toute manière, ce magmatisme basique est antérieur aux intrusions acides : les dolérites sont plus ou moins métamorphisées et tourmalinisées à proximité du granite du Ment (Termier, 1936, p. 1478; Morin, 1951, p. 176).

On doit rapprocher ce magmatisme initial de celui qui sévit, à la même époque, dans la région d'Oujda-Jerada (§ 4.2.4). Le cortège volcanique oriental est cependant plus acide que le cortège mésétien, avec une dominante andésitique et non dolérit'ique. Aucun des deux, du reste, n'est un magmatisme eugéosynclinal, puisqu'ils ne sont liés à aucune ultrabasite. De fait, ils se mettent en place dans un flysch — et non sous un pré-flysch — et s'ils précèdent les phases tectoniques du Houiller, ils succèdent à celles, fort importantes, du Néodévonien et surtout du Dinantien. C'est dire que le socle continental acide (dont on a vu plus haut la présence probable sous tout le domaine) a pu se trouver dès cette époque assez remobilisé pour contaminer plus ou moins largement les magmas profonds basiques. Sa remobilisation se poursuivra jusqu'au Stéphanien (§ 3.5).

3.3.5.2. *LE CARBONIFERE SUPERIEUR ET LE PERMIEN*

Les dépôts de cette période ne montent apparemment que jusqu'à l'Autunien. Ils n'ont qu'une faible extension. D'une part, ils n'ont pas dû s'accumuler partout mais seulement dans des bassins subsidents relativement restreints ; il s'agit en effet de molasses grossières, alimentées à faible distance par l'érosion des chaînes fraîchement érigées. D'autre part, ces niveaux superficiels ont été les premiers à être déblayés lors des érosions permo-carbonifères, permo-triasiques et ultérieures : il n'en reste que des « échantillons » dans des fossés d'effondrement.

A. Le Westphalien supérieur

Le Westphalien C a été daté par flore dans les parties inférieure et moyenne du « Terrain de Sidi-Kassem » dont le haut pourrait monter dans le Westphalien D (Pruvost & Termier, 1949).

C'est une molasse conglomératique fort épaisse (plus de 1 600 m), conservée dans un bassin faillé entre Ezzehiliga (Christian) et Tiddas (Tedders), au cœur de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès. On y trouve quelques veines charbonneuses inexploitables, quelques calcaires lacustres (Choubert & Morin, *in* Choubert & *al.*, 1956), des pélites et surtout des conglomérats peu roulés, mal cimentés et de couleur lie de vin.

Discordante sur tous les terrains du Silurien au Viséen (fig. 52), cette formation est cependant affectée par un plissement sensible.

Il est vraisemblable que les conglomérats de Mechra-ben-Abbou en soient contemporains (en partie ?) mais ils n'ont pas encore pu être datés et on les décrira à part (§ C).

B. Le Stéphano-Autunien

Il est daté dans trois bassins distincts, l'un à l'Est, à Khénifra, l'autre au Nord, à Bou-Achouch, le dernier au Sud, dans les Senhaja. Leurs Flores à *Walchia piniformis* indiquent la fin du Carbonifère supérieur ou le début du Permien (Carpentier, 1930 ; Termier, 1936 ; Horon & Owodenko, 1952).

Le bassin de Khenifra est le plus vaste et montre, sur près de 1 000 m d'épaisseur, une série argilo-gréso-conglomératique rouge à niveaux de lignite. Les galets sont mieux roulés et beaucoup plus rarement constitués de calcaire que dans le Westphalien : ceci reflète une altération et une trituration plus longue. On trouve des éléments de granite dès la base.

Les couches de Bou-Achouch n'ont que quelques mètres de puissance; ce sont des conglomérats, des grès arkosiques (peut-être alimentés à partir du granite d'Oulmès, selon H. Termier) et des pélites grises; une coulée volcanique (andésitique ?) est associée aux couches à plantes (Agard & Morin, *in* Choubert & *al.*, 1956).

La déformation de ces couches est plus faible que celle du Westphalien supérieur, limitée à des ploiements ou gauchissements et à des failles (fig. 73). On ne connaît pas de Permien *s. str.* (Néopermien) et c'est le Trias horizontal qui est discordant, à Khénifra, sur l'Autunien gauchi.

A l'Est des Jbilet, les terrains rutilants des Senhaja (800 m de poudingues, un peu de laves acides, 600 m de couches rythmiques à plantes) se prolongent sous le Haouz où l'on a cherché le charbon en sondage (Huvelin, 1975, p. 65).

C. Les séries non datées

Les « Conglomérats de Mechra-ben-Abbou » (Termier, 1936 ; Gigout, 1951, 1955) ont été définis dans le Nord des Rehamna, où ils sont conservés dans un bassin faillé sub-méridien (fig. 51 et 59). On retrouve des terrains très analogues dans les Jbilet occidentales (Huvelin, 1971, 1975).

C. Hoepffner & *al.*, (1972) résument ainsi leurs caractères dans leur région de définition :

« C'est une série détritique rouge d'environ 2 000 m où l'on ne connaît pas de fossiles.

De l'Acadien au Viséen supérieur (calcaires et roches vertes de la Gada-Jenabia), tous les étages s'y trouvent remaniés; la discordance est localement visible sur le Dévonien inférieur-moyen et probable aussi sur le Silurien et le Viséen supérieur. Les galets (surtout le Cambro-Ordovicien) y sont souvent schistosés, épimétamorphiques.

Des plis concentriques, à rayon de courbure kilométrique, de direction axiale E-W, affectent ces conglomérats.

L'assimilation au Westphalien C (et D ?) de Sidi-Kassem au Maroc central reste donc valable (Gigout, 1955). Il faut cependant admettre que les couches de Mechra pourraient comporter des niveaux stéphano-autuniens, dont on sait qu'une phase hercynienne tardive (saalienne ?) les plisse à Khénifra. Dans le doute, la désignation comme Westphalo-Autunien probable (= Westphalo-Permien de P. Huvelin) paraît la plus objective ».

Ajoutons que des laves trachy-andésitiques s'intercalent dans les niveaux élevés de cette série (coupe du viaduc de chemin de fer à l'Est de Mechra, notamment). Leur chimisme en fait des latites.

Les « terrains rouges des Chougrane » affleurent, eux, entre l'oued Grou et le plateau d'Oued-Zem—Boujad, à la faveur d'un bassin faillé.

Comme G. Beaudet (1969) l'explique, ils « avaient été attribués par H. Termier (1936) au Permo-Trias » (*idem* sur la Carte géologique au 1/500 000, feuille Rabat 1954). « En fait, malgré l'absence de preuves paléontologiques, il semble bien qu'il faille rapporter ces couches, ployées en synclinal, au Permien, probablement à l'Autunien (Ph. Morin, communication orale)... Argiles rouges, quelques passées de grès friables et surtout de conglomérats à galets inégalement roulés, dont certains de quartz à tourmaline : ces couches présentent ainsi un faciès analogue à celui de l'Autunien daté à Khénifra... A l'Ouest, la série se tient en discordance sur les schistes gréseux du Namurien et son pendage, qui atteint par endroit 25-30°E laisse supposer une épaisseur minimum de 300 à 400 m » (*op. cit.*, p. 52-53).

H. Termier appuyait son attribution de la série des Chougrane au « Permo-Trias » sur la description de roches basaltiques associées aux argiles rouges. En fait, selon H. Salvan (inéd.), les roches basaltiques que l'on trouve couronnant des buttes au Sud du bassin sont beaucoup moins altérées que celles qui caractérisent le Trias et ne sont pas interstratifiées dans la série. Il semblerait par contre qu'au bord-même du plateau de Boujad, une série argileuse rouge d'environ 30 m d'épaisseur, recouvrant la série argilo-conglomératique en discordance, doive en être séparée et être attribuée au Trias.

Quant aux coulées volcaniques du Nord du bassin, elles sont situées sous les grès et sont donc

anté-autuniennes ou autuniennes comme ceux-ci ; elles sont d'ailleurs bien distinctes des basaltes triasiques, se rapprochant au contraire des latites et trachy-andésites de Mechra-ben-Abbou (Michard *in* Hamzeh & Westphal, 1973 ; Cailleux, travaux en cours).

D. La lacune du Permien et du Permo-Trias *s. str.*

L'Eopermien, ou Autunien, directement rattaché au Carbonifère supérieur, vient d'être étudié. On le retrouve dans les Atlas (Ida-ou-Zal, Demnate : § 4.2.2 et 4.2.3) et le Sud (§ 2.4.5.2) avec les mêmes caractères. Par contre, ni le Permien *s. str.* ou Néopermien, ni le Trias inférieur et les couches de passage permo-triasiques qui souvent les unissent ne sont datés dans le domaine mésétien, pas plus que dans le reste du « Maroc africain » (ce que l'on a longtemps désigné, faute de datation précise, comme « Permo-Trias » appartient en fait au Trias moyen (?) - supérieur : voir § 3.6.4).

Ainsi, cette période terminale du Primaire et l'aube même du Secondaire constituent une époque d'érosion généralisée dans tout le « Maroc africain ». S'il y eût localement quelque dépôt, il fut assez réduit pour disparaître ensuite. La « pénéplanation » de la chaîne hercynienne, entamée dès le Westphalien (âge de la base : 315 Ma) et surtout au Stéphano-Autunien (âge de la base : 290 Ma), s'est alors poursuivie longuement (de 270 à environ 220 Ma).

L'ablation réalisée depuis le Stéphano-Autunien atteint, dans les zones qui furent soumises aux surrections les plus fortes, quelques 7 à 8 000 m (mésozone des Rehamna), tandis que les zones synclinoriales n'ont perdu que 3 000 m environ (à en juger par leur type de plissement, le type des granites, etc.). Sur ce total, 2 000 m relèvent de l'érosion néo-permienne et permo-triasique (décapage du Carbonifère supérieur). Il est vraisemblable que le matériel détritique alors libéré ait pu aller nourrir la sédimentation du Néopermien et du Permo-Trias rifain (§ 5.4.1.3 et 5.4.2.2).

3.4. LA TECTONIQUE HERCYNIENNE

3.4.1. Remarques générales

Les séries primaires dont on vient de résumer la constitution stratigraphique sont affectées par divers types de déformations.

On n'en a pas identifié jusqu'à présent qui soit imputable à l'orogenèse calédonienne. Celle-ci s'est manifestée surtout à l'Ouest de la Méséta ; on ne la connaît ici que par certains détails stratigraphiques (§ 3.3.4.3). Peut-être une première évolution pétrographique des couches anté-dévoniennes lui est-elle attribuable, avec mise en place locale de granite (§ 3.5.1). Certaines déformations relèvent du cycle alpin ; elles se reconnaissent à ce qu'elles affectent aussi la couverture mésétienne et doivent être étudiées avec celle-ci (§ 1.3.1 et 3.6.6). En fait, elles se limitent au jeu ou rejeu de fractures d'ampleur généralement modérée.

Les déformations visibles dans le Primaire mésétien sont essentiellement le fait de l'orogenèse hercynienne. Toute une suite de phases tectoniques (plus ou moins continues ?) ont modelé les structures dont les transgressions mésozoïques fossilisèrent ensuite les restes érodés. Certaines de ces phases au moins se sont même accompagnées, dans quelques-uns des niveaux structuraux aujourd'hui visibles à l'affleurement, de phénomènes de pétrogenèse profonde conduisant au métamorphisme et à la granitisation.

Les caractères de cette pétrogenèse profonde hercynienne seront envisagés à part (§ 3.5). Le présent paragraphe cherchera, à travers la description des structures (ou plutôt... de ce que l'on en connaît : voir § 3.1.3), à donner une idée du style tectonique de la chaîne hercynienne en Méséta et de son développement au fil des « phases » successives. L'étude se fera en suivant le découpage en zones structurales majeures proposé au § 3.1.3.2, sans revenir sur la définition générale de ces zones. La corrélation chronologique n'est pas toujours aisée, on le verra, entre les phases ou stades de la géodynamique interne et les coupures stratigraphiques qui en sont le reflet superficiel imparfait (§ 3.3.4.4 et 3.3.5). Quant à l'examen des traits les plus généraux de la chaîne hercynienne visible en Méséta, il ne sera abordé qu'au chapitre 6, et dans le cadre du Maroc entier (fig. 213 et 214).

3.4.2. Le môle côtier

3.4.2.1. LA ZONE SUB-TABULAIRE OCCIDENTALE

La partie la moins déformée et, partant, la plus typique du môle rigide de Méséta occidentale, s'étend de la région de Mohammedia au Nord à celle d'El-Jadida et Boulaouane au Sud (bas oued Oum-er-Rbia) ; la région de Safi, où le socle est seulement connu en sondage (Bäcker & *al.*, 1965)

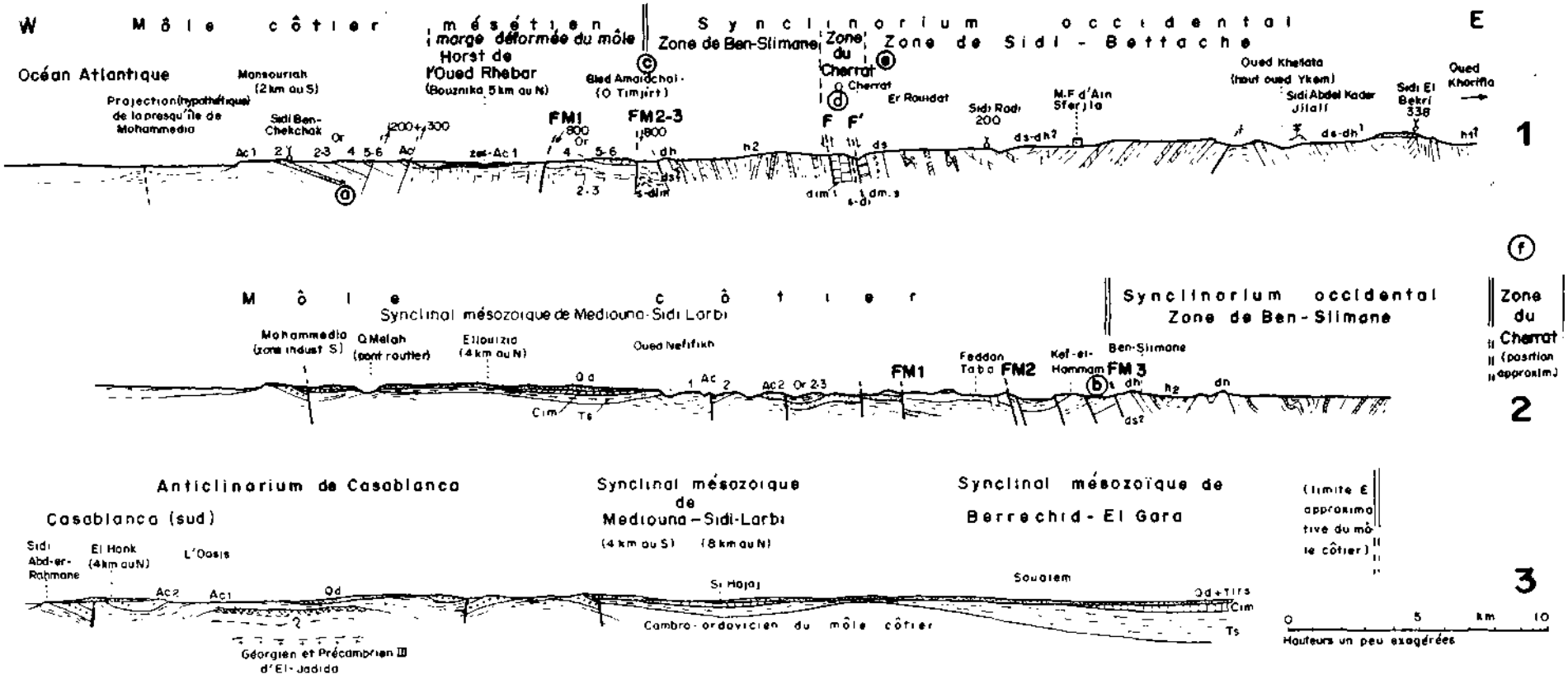


FIG. 65 — Coupes sériées dans la Méséta côtière septentrionale, d'après les coupes et la carte au 1/50 000 de Destombes & Jeannette 1965-66, ainsi que d'après Lecointre 1926 (coupe 1, zone de Sidi-Bettache).
Ac : Acadien moyen; 1 : « Schistes à *Paradoxides* » et Schistes de Bouznika; *2 :* Quartzites d'El-Hank; *α* : trachy-andésite - *Or : Ordovicien; 2-3 :* Arenig inférieur-moyen ; *4 :* Llanvirn-Llandeilos; *5-6 :* Caradoc. - *s : Silurien - d : Dévonien, im :* inférieur moyen; *s :* supérieur - *dh :* Strunien quartzitique - *dk-ds ? :* Strunien (?) flyschoïde - *h1 : Tournaisien* (limites ?) - *h2 : Viséen supérieur,* molassique puis flyscheux.
Ts : Trias supérieur (et moyen ?) argilo-salifère. *Cim : Crétacé* inférieur et moyen. Qd : Quaternaire ancien et Moghrébien dunaire.
FM : Failles marginales du môle côtier. F et F' : Failles-limites de la zone du Cherrat. F : Faille avec filon de microdiorite quartzifère (marge W de l'anticlinal du Khellata).
Localisation des coupes : Fig. 43. Des coupes détaillées correspondent approximativement aux points indiqués (a), (b) etc.; ce sont respectivement les figures 49, 54, 61, 67 A et B, 67 C, D et E.

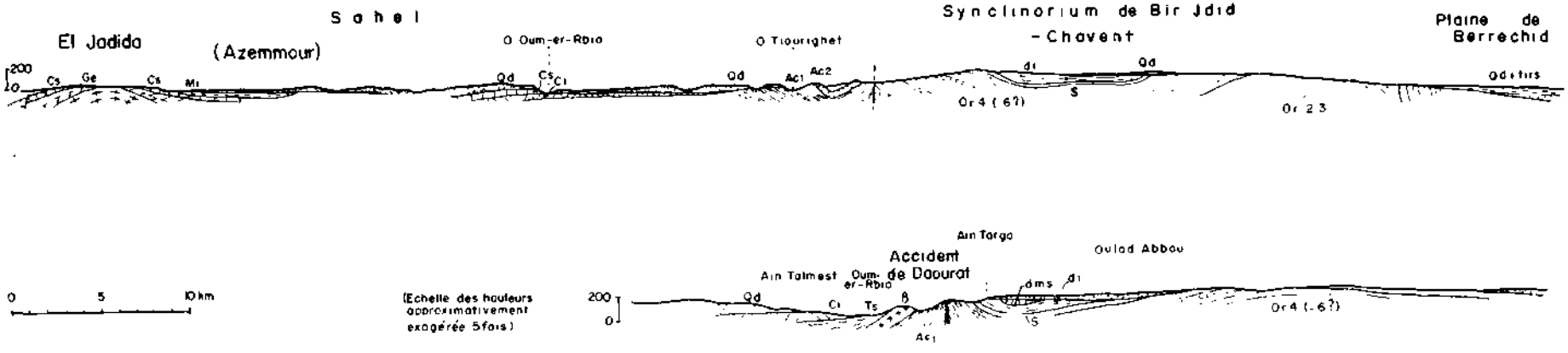


FIG. 66 — Deux coupes générales dans la Méséta *côtière* méridionale, d'après Gigout, 1951. Légende des lettres : voir fig. précédente; en plus, Mi : Miocène marin; Cs : Crétacé supérieur (Maestrichtien exclu); Gé : « Géorgien » dolomitique; Pr. III : Rhyolites du Précambrien supérieur (Infracambrien ? voir fig. 46).

et par la géophysique (Henry & *al.*, comm. pers.) lui appartient probablement.

Le Primaire n'est affecté ici que par des plis concentriques (« parallèles ») à plan axial vertical. La schistosité y est inconnue, même dans le Cambrien, dont on peut cependant penser qu'il fut recouvert par environ 3 000 m de couches (Cambrien à Dévonien supérieur).

Les plis ont un rayon de courbure plurikilométrique dans les couches les plus profondes : anticlinorium de Casablanca (fig. 65 et 49), anticlinaux d'El-Jadida et de Boulaouane (fig. 66 et 46). Par contre, on peut trouver quelques replis en chevrons dans les couches récentes au creux des synclinaux (Oulad-Abbou, Daourat). C'est une variation de style déjà rencontrée dans l'Anti-Atlas (fig. 20), avec lequel le môle côtier a effectivement de remarquables analogies.

Les directions axiales sont sub-méridiennes (N 00 à N 20), ainsi, d'ailleurs, que dans l'Anti-Atlas occidental.

3.4.2.2. *LA MARGE DEFORMEE ORIENTALE*

Sans changer d'orientation ni d'attitude générale, les structures de la marge ESE du môle voient apparaître la schistosité (schistosité vraie, de flux).

C'est ainsi que le « horst du Rhebar », aux environs de Bouznika (fig. 65), est affectée d'une schistosité subverticale serrée (Destombes & Jeannette, 1966). De même, entre Boulaouane et Imfout (fig. 51), on constate l'apparition de la schistosité dans le Cambro-Ordovicien, en même temps que l'on voit s'accentuer son plissement.

Cette corrélation reflète classiquement un lien génétique : l'accentuation des plis s'est faite grâce à l'entrée en jeu du mécanisme de l'aplatissement « pénétratif » des roches, qui se traduit par leur débit schisteux. La possibilité même de cette déformation intime des roches est vraisemblablement liée à leur réchauffement plus fort ici qu'à l'Ouest. Ceci étant observable à l'intérieur d'un même niveau stratigraphique (c'est-à-dire à peu près à profondeur constante lors du plissement) traduit l'intervention d'un gradient thermique régional non pas vertical mais oblique. C'est une manifestation du phénomène de « dôme ou échine thermique » que l'on retrouvera à propos du métamorphisme (Michard 1967, 1968; Piqué, 1972).

La coupe d'Imfout a l'intérêt de montrer la « décomposition » du gradient oblique en ses deux composantes horizontales et verticales. La première se manifeste par l'accentuation progressive de la schistosité, d'Ouest en Est, au sein du même Acadien. La seconde se remarque à la disparition de la schistosité dans les niveaux les plus récents au creux du synclinal. Les caractères lithologiques de l'Arenig moyen-supérieur (grès, psammites, quartzites) interviennent évidemment pour la localisation précise du « front de la schistosité » au toit de l'Arenig inférieur argilo-gréseux. On notera dans celui-ci la déflection de la schistosité en « éventail inverse » par rapport au plan axial. Ceci caractérise un niveau incompétent pris entre deux barres compétentes.

Bien des points restent à préciser ici : cartographie exacte de la zone à schistosité vraie, existence d'une zone à schistosité de fracture, corrélation avec l'évolution pétrographique (anchi-et épimétamorphisme), etc.

3.4.2.3. *LA LIMITE AVEC LES ZONES TECTONIQUES DE MESETA MOYENNE*

Elle est en général marquée par des failles. C'est en particulier ce que l'on observe en Méséta côtière septentrionale (fig. 43 et fig. 65, 1 et 2).

Dans les Rehamna (fig. 44), on peut placer cette limite le long de la « faille médiane ». Dans sa partie nord, cette faille est rendue très visible par un rejeu tardif qui juxtapose Cambro-Ordovicien schistosé et Westphalo-Autunien non schistosé (fig. 51). Au Sud, la faille court entre des terrains également déformés et métamorphiques, les uns cambriens (Ouest), les autres (à l'Est), ordoviciens à dévoniens (fig. 69). Elle paraît donc avoir joué avant et pendant le plissement et le métamorphisme (Michard, 1969 ; Piqué, 1972). Quelques kilomètres à l'Est de la faille médiane et parallèlement à elle court l'accident des Ouled-Zednes, plus ou moins chevauchant (Michard, 1969 ; Jenny, 1974 ; Hoepffner & *al.*, 1974, 1975 ; voir plus loin § 3.4.3.2).

On remarque ici que la séparation entre môle et zones tectoniques de Méséta moyenne, bien que faillée, n'est pas exempte d'une certaine progressivité : les anticlinaux géorgiens (?) de Lalla-Mouchaa (fig. 69) appartiennent au môle côtier mais présentent un style et des phases de déformation identiques à ce que l'on observe plus à l'Est. L'extrême marge du môle a été affectée en même temps que les zones tectoniques voisines par les compressions synmétamorphiques et la granitisation tardive.

Dans les Jbilet (fig. 45), le prolongement des zones des Rehamna centraux s'observe de part et d'autre du massif du Jbel Bou-Gader. P. Huvelin (travaux en cours) montre que le môle autochtone occidental est chevauché par la série du Bou-Gader (parautochtone ?), d'âge probable Cambrien inférieur (*pro parte*). La position tectonique des unités des Skhirat, à matériel silurien et dévonien, est discutée : la bande située à l'Est du Jbel Bou-Gader (fig. 45) vient chevaucher les terrains cambriens, mais quelle est l'ampleur du chevauchement ? Les phénomènes de cisaillement et décrochement paraissent jouer un rôle important, peut-être analogue à celui qu'ils ont dans les Rehamna.

Cette marge orientale du môle côtier correspond donc à une zone de fracture majeure, qui paraît avoir joué aux diverses étapes du cycle hercynien. Il est vraisemblable qu'elle ait joué en décrochement dextre durant le plissement paroxysmal, mais son étude détaillée reste à faire.

3.4.3. Les zones tectoniques de Méséta moyenne

3.4.3.1. *L'OUEST DU MASSIF CENTRAL ET SES BORDURES*

On regroupe ici un faisceau de zones structurales assez variées, disposées en une sorte d'éventail (fig. 43 et 213), à l'Est du môle côtier. Aux directions méridiennes et NE se combinent des accidents E-W. La zone la plus orientale de cet ensemble est celle dite du « synclinorium Fourhal-Telt » : au-delà débute la zone des nappes orientales (autochtone Zaïan, nappes de Khénifra, Mrirt, etc.). On ne dispose d'aucune analyse tectonique récente qui couvre entièrement cet ensemble : bien des données essentielles manquent dans l'inventaire qui suit (Piqué et Cailleux, travaux en cours).

A. Le synclinorium occidental et ses marges

La zone de Ben-Slimane (fig. 61 et 65) est allongée du N au S entre le môle côtier et la zone du Cherrat. Les couches viséennes y sont en général fort redressées et l'on note des charnières en chevron (sans schistosité ?). Il est à remarquer que les couches et les axes ne semblent orientés N-S, *grosso modo*, que dans la partie nord de la zone, proche de la côte ; ailleurs dominent les axes NW-SE (voir la carte au 1/50 000 de J. Desormbes & A. Jeannette, 1965). Cette obliquité des plis par rapport aux failles bordières et notamment par rapport à celles de la marge du môle côtier, pourrait indiquer pour celles-ci un jeu en décrochement dextre (voir ci-dessus).

La zone du Cherrat (fig. 65 et 67) est classiquement qualifiée de « horst ». Elle est en effet constituée de terrains d'âge silurien, dévonien inférieur et dévonien moyen, entre des « fossés » à couches plus récentes. Mais la disposition fréquente des couches en monoclinal sub-vertical ou renversé vers l'Ouest, le caractère au moins localement chevauchant de la faille bordière occidentale, la dissemblance (soulignée par G. Lecointre en 1926) des séries affleurant de part et d'autre de cette structure, donnent à penser qu'elle ne présente pas un simple « horst ». A titre d'hypothèse de travail, on peut y voir une zone de flanc inverse cisaillé à la base d'une zone de Sidi-Bettache chevauchante, poussée vers l'Ouest (l'idée d'une racine de nappe est avancée par G. Lecointre, 1926, p. 102).

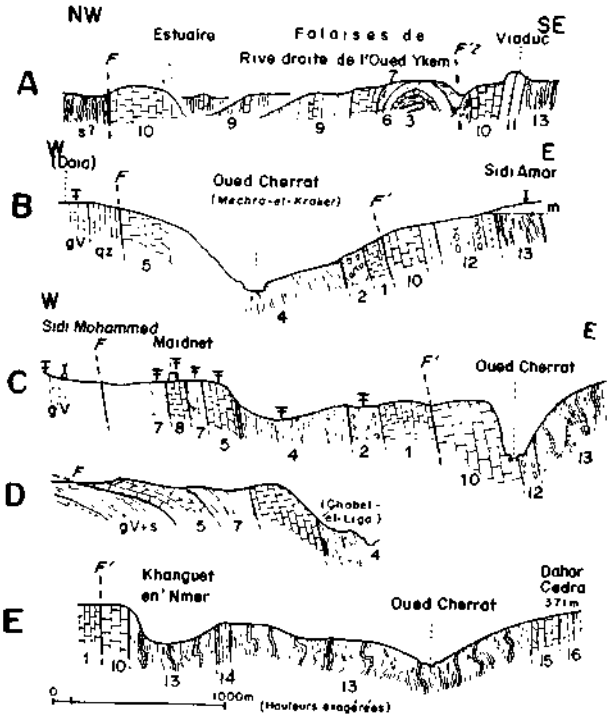


FIG. 67 — Coupes dans la « zone de l'oued Cherrat » et à sa marge est (coupe E) empruntées à Lecointre (1926). Ces coupes, déjà anciennes, mériteraient d'être réétudiées en détail. « A » est plutôt une « coupe panoramique ». Les attributions stratigraphiques originales de Lecointre sont modifiées d'après Hollard (1967).

Localisation : voir fig. 65.
1 : Calcaires noirs réglés, à « Orthocères » (coupe 3) = Lochkovien (Silurien ?). - 2 : Schistes à nodules calcaires, à « Orthocères » et *Monograptus* (coupe 3) = Lochkovien. - 3 : Schistes ardoisiers à limonite, fi'on de quartz, et banc de quartzite (éboulis ? formation discordante inférieure ?). - 4 : Schistes à *Phacops intermedius* = passage du Lochkovien au Praguien. - 5 : Calcaires zoogènes et calcaires dolomitiques « à faune de Konieprus » = Praguien. - 6 : Dolomies à *Atrypa reticularis* (coupe 1). - 7 : Schistes à *Crypheus barrandei* = *Praguien-Emsien*. - 8 : Ca'caires bleus lités à *Proetus bohemicus* : Emsien supérieur. - 9 : Schistes et bancs calcaires = Eifélien ? - 10 : Calcaires zoogènes à Stromatopores et Polypiers = Givétien (passant au Frasnien à *Alveolites* au Bled Sguina, au Sud de Skhirat). - 11 à 16 : Dévonien supérieur probable (Famennien) et Dévono-Strunien flyschoïde (carte géolog. au 1/500 000, Rabat 1954). - 11 : Quartzites en bancs épais - 12 : Grès grossiers et poudingues (passant à brèche chaotique vers le Sud). - 13 : Schistes et quartzites en bancs minces plissotés. - 14 : Grès feldspathiques à *Archaeocalamites*. - 15 : Calcaires dolomitiques. - 16 : Schistes et phyllades verdâtres lustrés (à proximité, schistes écailleux à brèches granoclassées et chaotiques).

A l'Ouest de la faille occidentale F, dans la zone de Ben-Slimane (ex-Boulhaut), on note : gV : grauwacke viséenne; qz : quartzites; s : schistes froissés. F', faille orientale de la zone du Cherrat, fait la limite avec la « zone de Sidi-Bettache ». A Sidi-Amar : m = molasse néogène à huîtres.

La zone de Sidi-Bettache (fig. 65/A, 57 et 58) est remarquable par la diversité des directions tectoniques qu'on y rencontre (Lecointre, 1926 ; Choubert & Faure-Muret, 1961). Vers le Sud dominent en grand les directions méridiennes (anticlinal du Khellata avec, au moins localement, une schistosité verticale N-S ; barres struniennes (?) d'Argoub-Besba...) ou sub-méridiennes (Khatouat), tandis qu'au Nord la direction E-W est cartographiquement dominante, à l'approche de la zone Rabat-Tiflet.

On peut constater l'existence de petits plis E-W en chevrons dans les schistes tournaisiens d'Aïn-el-Aouda, dans le flysch tournaiso-viséen du Korifla plus au Sud; au Nord-Ouest de Rommani (ex-Marchand), des strates de flysch dirigées E-W présentent une schistosité subverticale déversée au N, ainsi que des flexures (postérieures) d'axe NE. La direction E-W à ENE est à la fois celle de la zone Rabat-Tiflet et du bord sud de la zone Rommani-Tiddas (prolongement oriental de celle de Sidi-Bettache), au contact de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès. Pour A. Piqué (1975) le passage des directions N-S aux directions E-W est une véritable virgation essentiellement monophasée et contemporaine d'un plissement simple, même si la continuation des mouvements dextres le long de décrochements orientés NNW-SSE a pu l'accentuer après le plissement.

La zone anticlinoriale Rabat-Tiflet (fig. 57 et 58) est définie par l'affleurement de terrains antéviséens plus ou moins métamorphiques et de granitoïdes cataclasés attribuables à une phase calédonienne, en bandes dirigées à peu près E-W. Les unités tendent à se déverser au Sud. En outre, la région a été le siège de mouvements coulissants sans doute importants, reconnus notamment au long de décrochements dextres NNW-SSE (Piqué, 1975). Peu au Sud-Ouest, entre Bouznika et Temara, G. Lecointre a montré dès 1926 que des décrochements décalent les alignements méridiens de la zone de Ben-Slimane et de celle du Cherrat (fig. 68). Il est aussi possible que de tels décrochements soient responsables du décalage dextre de la marge du môle côtier, qui semble intervenir sous la Chaouia (carte h.-t.). Le rôle des décrochements N 110 dextres durant et après la genèse des plis post-viséens (virgation de Rabat) est actuellement étudié par A. Piqué (1974).

B. Anticlinorium Khouribga-Oulmès et synclinorium axial

La zone Khouribga-Oulmès est un noyau massif qui paraît surgir de sous les flyschs dévono-dinantiens des synclinoriums voisins (fig. 43). Ceux-ci tendent à se rejoindre au NE, à la faveur du plongement axial des structures SW-NE de l'anticlinorium; dans cette zone d'ennoyage ne subsistent que des anticlinaux siluro-dévoniens isolés : Aguettouane, Tiliouine—Slimane, Bou-Chmil—Karraba—Ouljet-Soltane, Jbel Moufrès et Achmèche (ces derniers non indiqués sur la carte géologique au 1/500 000,

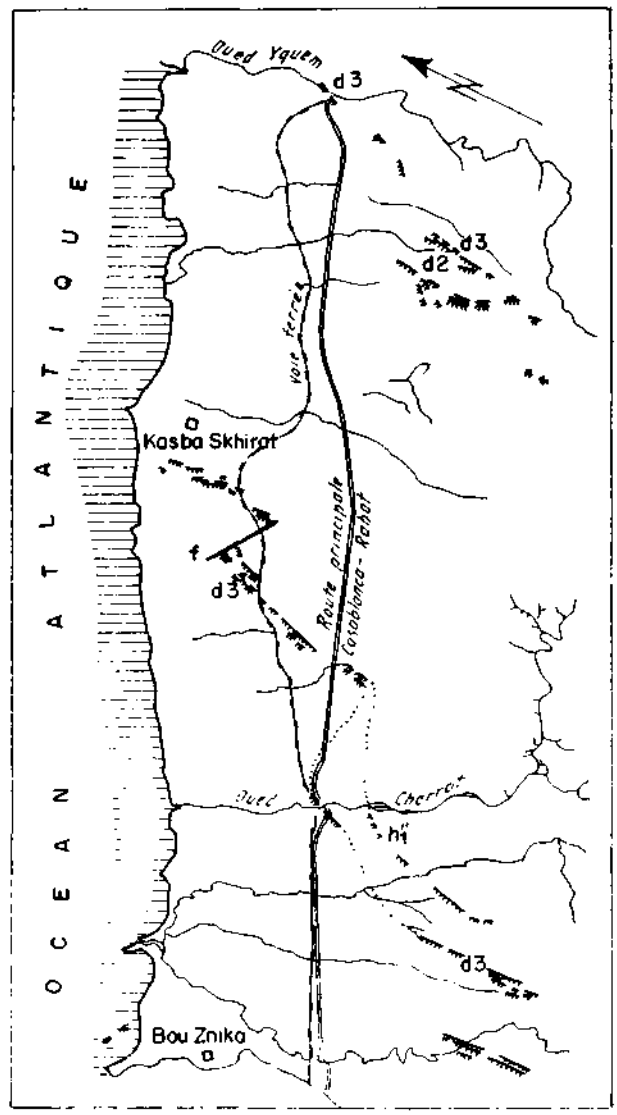


Fig. 68 — Décrochements dextres E-W à SE-NW au Sud de Rabat : carte photogéologique des arêtes rocheuses de la région de Skhirat, d'après Lecointre (1926).

d2 : Marbres givétiens
d3 : Arêtes de quartzites (Dévonien supérieur-Strunien)
h"1 : Dolomies viséennes.

édition 1954 ; voir Morin, 1959 ; Cogney, 1967 et à paraître).

A l'intérieur même du noyau anticlinorial (Van Leckwijck & *al.*, 1955), des zones d'exaltation du soulèvement, faites de Cambro-Ordovicien, alternent avec des zones moins soulevées, où affleurent l'Ordovicien supérieur et le Silurien, parfois le Carbonifère. Parmi les premières figurent le dôme de Mserser-Zguit et la zone anticlinale des Ouled-Aïssa (côté est), les zones anticlinales J. Hadid—J. Atchane et Ouled-Khalouk (côté ouest). Parmi

les secondes on compte les synclinaux d'Et-Tnine Chaaf—Jbel Kranez, d'Ezzehiliga—Sidi-Arhoun, avec le « fossé » de Sidi-Kassem où est conservé le Westphalien, et enfin l'ensellement de Moulay-Bou-Azza. Près de cette dernière ville se trouve un petit massif granitique, mais les grands batholites sont installés dans les zones anticlinales : granite d'Oulmès et de l'Achmèche au Nord-Est, granite des Zaër à l'Ouest (§ 3.5.3). Au Sud-Ouest de ce dernier, le « Pays des Sokhret » et le Sud-Ouest des Smaala offrent un relief appalachien relativement peu surcreusé et vont disparaître bientôt sous le Plateau des Phosphates.

Ainsi l'anticlinorium est-il classiquement présenté comme un ensemble relativement simple de plis droits (fig. 52) affecté d'ensellements, de relais, de déviations axiales. Probablement a-t-on affaire, en fait, à des structures polyphasées (voir § 3.5.1). L'analyse des tectoniques superposées reste ici à faire, et pas seulement à l'aide des petites structures. La tectonique infra ou éoviséenne (phase bretonne) paraît importante, responsable d'un plissement synschisteux.

Au Nord-Ouest du granite des Zaër, G. Vandenven (1969) a noté la superposition de schistosités, dont la première au moins est régionale. Des schistosités sub-horizontales reprises par des plis droits sont visibles en divers points dans l'Ordovicien d'Oulmès, mais aussi dans le flysch au Nord ou au Sud-Est de cette localité. La discordance du Viséen supérieur sur le Dévonien supérieur près de Tiliouine semble montrer que la phase tectonique anté-viséenne est ici infra ou éoviséenne, et non *infra famenienne* (Cogney, travaux en cours). Enfin, les jeux de décrochements paraissent revêtir une importance capitale dans les discontinuités affectant les axes de plis (par exemple dans les Smaala : Y. Cailleux, 1974), sans qu'on doive a priori exclure, dans d'autres cas, l'existence de failles plates (*idem*).

Les limites NW et SE de la zone anticlinoriale sont actuellement aussi peu connues, tectoniquement, que l'intérieur de la zone. Vers le NW, du côté de la zone de Sidi-Bettache, la cartographie disponible fait apparaître d'importantes suppressions d'étages (Carte géologique au 1/500 000, feuille Rabat ; au 1/200 000, feuille Ben-Ahmed). De l'autre côté, à la limite avec la zone du Fourhal, la « faille des Smaala » a été reconnue par H. Termier (1936) sur plus de 25 km ; d'autres failles paraissent la relayer au Nord du Grou jusqu'à la région d'Oulmès (Humbert, 1965), voire du Saïs (Morin, 1973). Dans les Smaala au moins, il s'agit d'un accident décrochant dextre ; il affecte tardivement des unités ayant déjà subi une tectonique polyphasée : sur un autochtone ordovicien-silurien plissé et faillé reposent des écailles ordoviciennes, un parautochtone viséen et enfin un allochtone constitué par le flysch viséo-namurien déjà plissé à deux reprises (Cailleux, 1974, 1975).

Ce flysch allochtone des Smaala appartient à la *zone du Fourhal-Telt* (fig. 43) qui présente donc une tectonique plus complexe que ne le laissait supposer sa cartographie ancienne (cf. carte du Maroc au 1/500 000). Dans les Smaala (région minéralisée d'Enta), Y. Cailleux y décrit une première génération de plis sub-isoclinaux associés à une schistosité de flux (tectonique de glissement à rapprocher de la phase « 3 » orientale, ci-dessous 3.5.3.1) ; puis une deuxième génération de plis, cette fois-ci du type chevrons déversés au NW avec schistosité de fracture ou de crénulation. C'est le début du mouvement des unités supérieures vers l'W et le NW ; il va se poursuivre par les chevauchements cisaillants déjà indiqués. Le décrochement dextre des Smaala intervient ensuite, provoquant encore dans le flysch diverses déformations, notamment des plis à axes subverticaux. Ces mouvements de failles sont peut-être « tardi-hercyniens » puisque peu à l'Est ils affectent le Westphalo- Autunien (?) des Chougrane.

Sur son bord est, la zone du Fourhal paraît s'appuyer normalement sur les structures « autochtones » de la zone Kasba-Tadla—Azrou, c'est-à-dire essentiellement sur les quartzites des Zaïan et le « horst » du Jbel Hadid. Par la périphérie de ces structures, le flysch de la zone Fourhal-Telt semble se raccorder au flysch autochtone de la zone des nappes orientales. Le granite du Ment est intrusif de part et d'autre de la limite du flysch Fourhal-Telt et du petit massif cambro-ordovicien de Beten-Aïch, annexe de celui des Zaïan.

3.4.3.2. *LES REHAMNA CENTRAUX ET ORIENTAUX*

Le massif des Rehamna (fig. 44) est à cheval sur deux domaines tectoniques différents de l'orogène hercynien. Sa partie ouest ressortit du môle côtier et plus précisément de sa marge déformée (§ 3.4.2.2 et 3). Ses parties centrales et orientales appartiennent aux zones tectoniques de Méséta moyenne. Leurs caractères essentiels seront résumés ici d'après les travaux publiés par l'équipe de Strasbourg (Michard, 1967 à 1969 ; Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 ; Hoepffner, 1974 ; Hoepffner & *al.*, 1972, 1974, 1975).

La région nord du massif a été relativement peu étudiée sous l'angle tectonique, du fait qu'une grande partie disparaît sous la molasse westphalo-

autunienne (conglomérats de Mechra-ben-Abbou, § 3.3.5.2c) et du fait aussi du morcellement du secteur par un dense réseau de failles décrochantes. Dans ce « champ de fractures plissé », le synclinal viséen de la Gada-Jenabia fait figure de grande structure (fig. 44 et 64). Absents du West-phalo-Autunien, le métamorphisme et la schistosité sont peu marqués dans les couches viséennes et plus anciennes. La tectonique, supracrustale, se marque par des plis, des cisaillements sub-horizontaux et enfin des décrochements en partie tardi-hercyniens (recherches en cours).

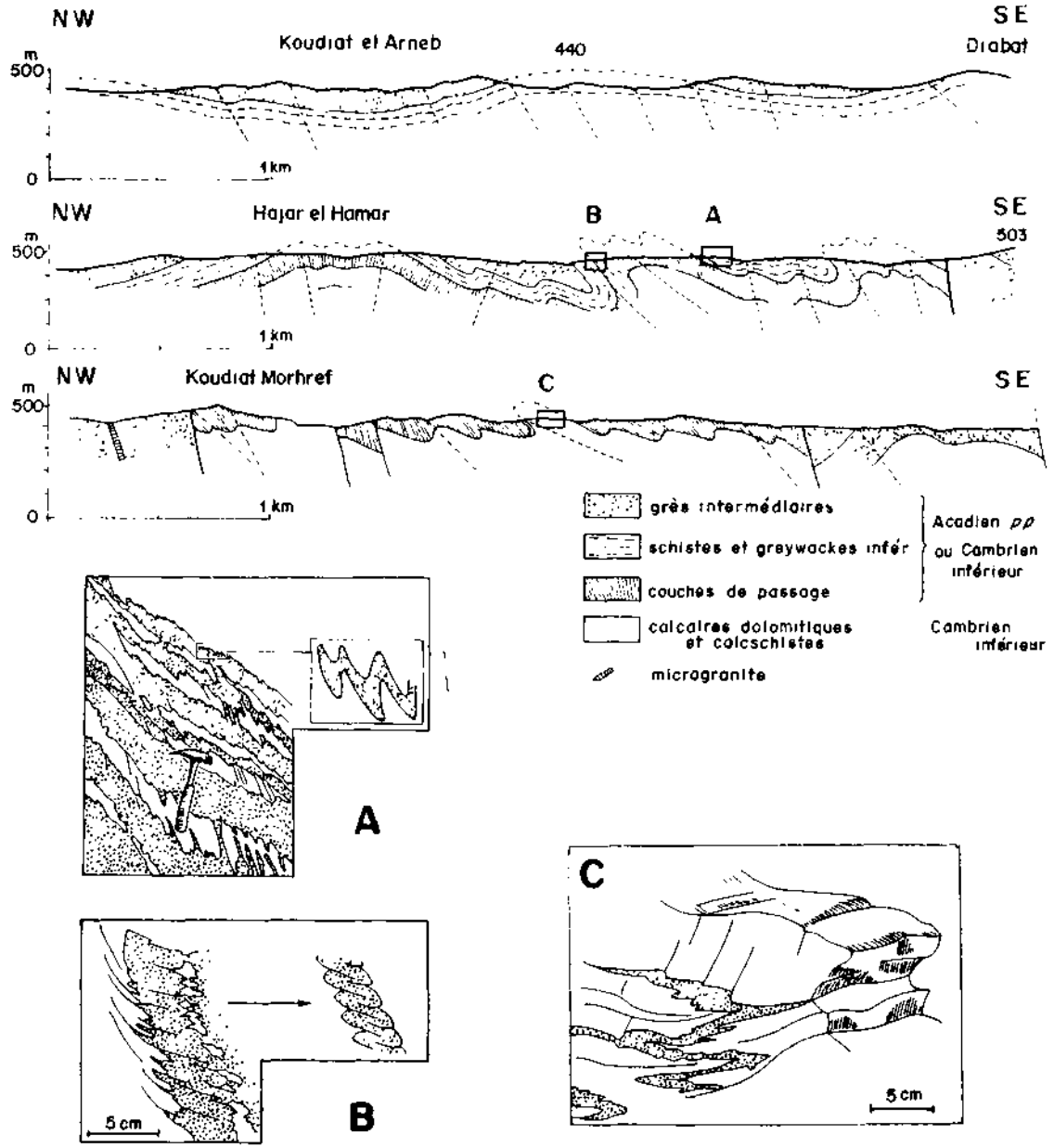


FIG. 69 — Variation du style de plissement dans le Cambrien des Rehamna occidentaux d'après Piqué (1972); on complètera les coupes sériées par celles des structures d'Imfout, 15 km au Nord (fig. 51). Localisation : fig. 44.

Détails :

A : figures de flanc normal dans les couches de passage

B : figures de flanc inverse (« schistes à trous »)

C : allure du plissement, isoclinal (puis replissé par la suite) dans les calcaires dolomitiques du « Géorgien ».

En A, B, C : blanc = calcaire; pointillé = métagreywacke.

Les parties moyenne et méridionale du massif ont été plus étudiées, d'une part pour en reconnaître la stratigraphie, problématique à cause du métamorphisme, d'autre part pour analyser les relations de celui-ci avec les déformations. On a là, en effet, une culmination remarquable du métamorphisme mésétien (§ 3.5.2).

On a pu reconnaître la succession des « phases » tectoniques suivantes — dont l'échelonnement chronologique est sans doute très variable : certaines ne sont que des épisodes d'une même phase majeure :

— plissement (?) anté-dévonien moyen (— inférieur ?), entraînant la discordance des conglomérats

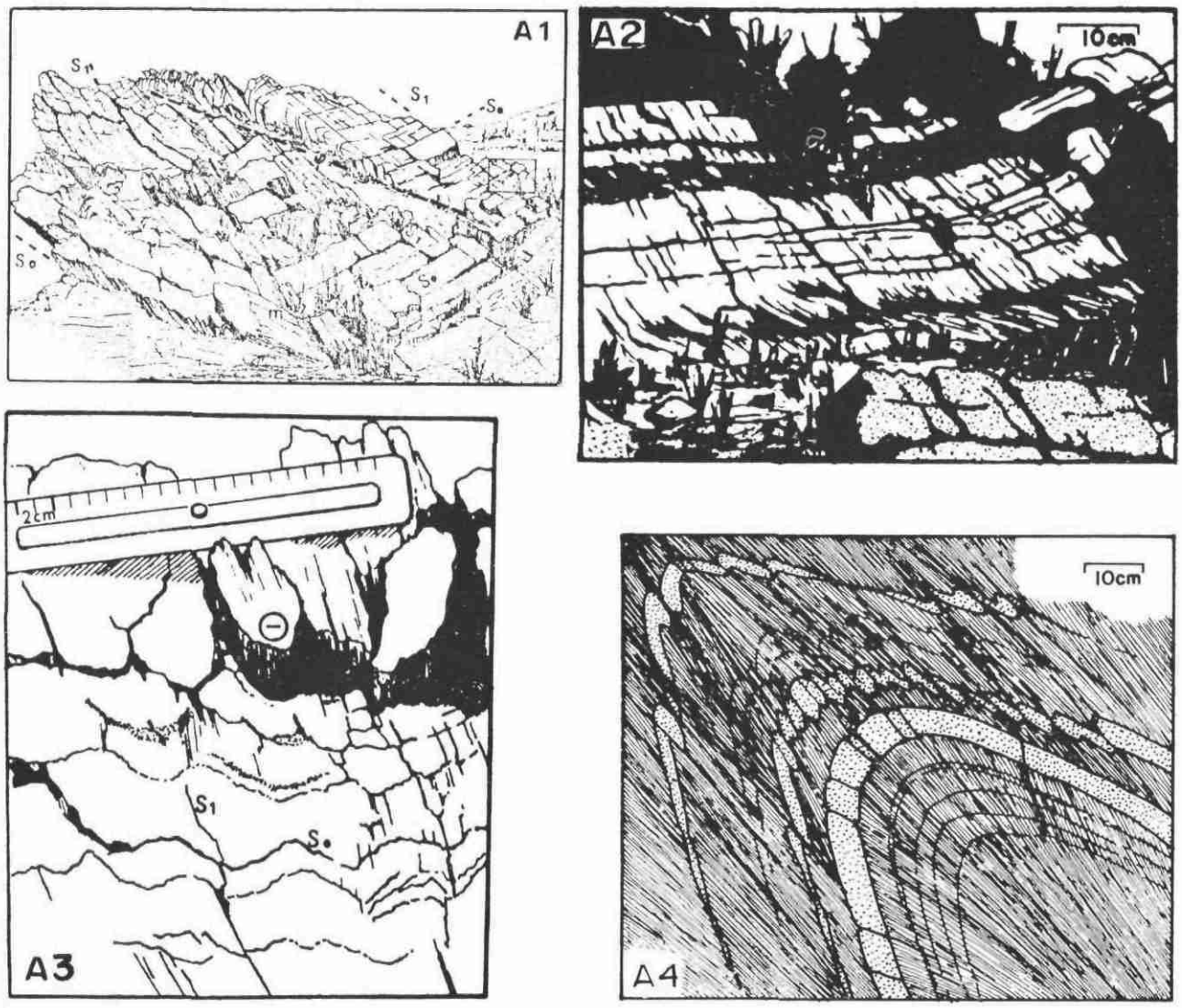


FIG. 70 A — Variation de la déformation suivant le degré de métamorphisme dans les Rehamna centraux; dessins de P. Jenny, 1974.
Zone des phyllades
Déformation dans le faciès schistes verts supérieurs : les plis concentriques-aplatis de Bir Jdid-Cherfa, dans l'Ordovicien inférieur - Cambrien des Skhour. So : stratification; S_1 : schistosité de première phase faiblement cisaillée durant la deuxième phase.
1 : Vue générale d'un couple décamétrique anticlinal cisaillé - synclinal.
2 : Détail (encadré sur 1) dans un flanc normal; réfraction de la S_1 entre bancs quartzitiques (clairs) et phylladiques.
3 : Plis mineurs dans un niveau phylladique voisin; éventails de S_1 normal (en bas à droite) et inverse (en haut à gauche); les mouvements de cisaillement dans la schistosité provoquent la dilacération des petites charnières gréseuses.
4 : Plis mineurs dans des strates quartzophylladiques; flambage et meneaux.

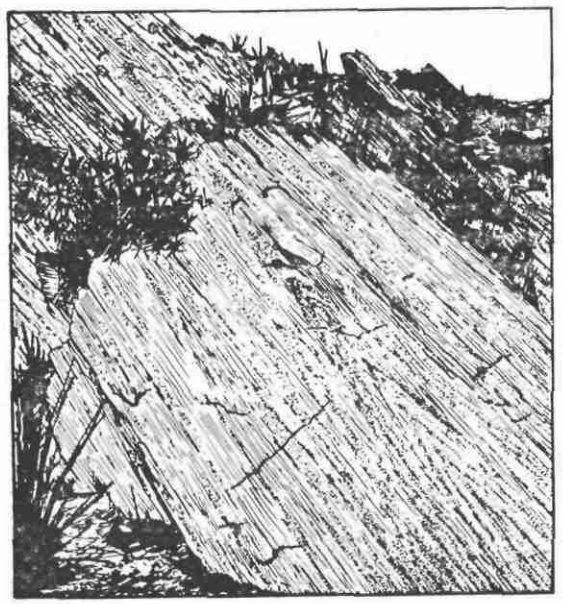
du Kef-el-Mouneb, sur leur substratum (fig. 59 et 71) ; celui-ci est constitué par les termes inférieurs de la série des Schistes et quartzites cambro-ordoviciens des Skhour.

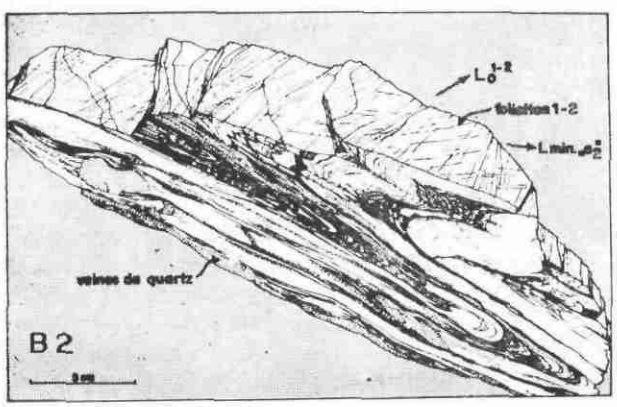
— plissement (?) post-dévonien (post-tournaisien ?) et anté-viséen supérieur, entraînant la discordance des calcaires et grès néoviséens jusque sur le Silurien (fig. 64) ;

— plissement de la première phase de déformation pénétrative synschisteuse qui ait été identifiée, ou phase D_1, sub-méridienne et plus ou moins déversée à l'WNW ; elle se déroule en conditions anchizonales au Nord (Hoepffner, 1974), épizonales au Sud. Si l'on admet l'âge néoviséen (et namurien ?) des Schistes à amphibolites de Lalla-Tittaf, cette phase D_1 y étant présente est d'âge post-viséo-namurien, ainsi que les phases qui la suivent. Le style des plis évoluait sans doute déjà en fonction du degré métamorphique, en s'aplatissant et se déversant du Nord au Sud (fig. 69) ;

— plissement et cisaillements intrafoliaires de phase D_2 ; elle coïncide avec l'établissement de conditions mésozonales dans le Sud du massif, c'est-à-dire du paroxysme thermique généralisé à un vaste domaine. Elle se trouve caractérisée par un plan de glissement privilégié de la matière (glissement continu ou discontinu, par cisaillement intrafoliaire) encore dirigé N 30 en moyenne, avec coulissement dextre et déversement à l'WNW ; des plis P_2 apparaissent là où l'obliquité de ce plan avec la foliation S_1 est suffisante, sinon on n'observe qu'un aplatissement exagéré et une dilacération des P_1 dans leur propre foliation. Ces phénomènes sont maximum dans la zone des micaschistes (fig. 70). La déformation des galets dans les conglomérats montre également une variation en fonction du degré de métamorphisme et du régime tectonique local (fig. 71) ;

— plissement flexural et décrochements NW-SE dextres de phase D_3, infléchissant vers la direction N 120 les structures antérieures proches de N 30 - N 60 ; cette phase se déroule en conditions rétromorphiques, alors que la température redescend dans le bâti orogénique et juste à la fin de la mise en place des apex granitiques, semble-t-il ;





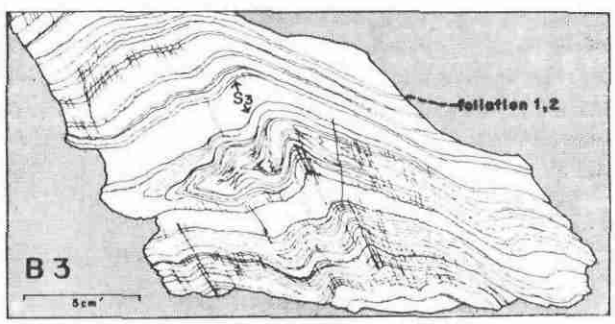


FIG. 70 B — Variation de la déformation suivant le degré de métamorphisme dans les Rehamna centraux; dessins de P. Jenny, 1974.
Zone des micaschistes
Déformation dans le faciès amphibolite à grenat : les plis isoclinaux cisaillés et les plis tardifs.
1 : Pli intrafoliaire à peine repérable dans un affleurement micaschisteux (Kam-Koum).
2 : Sur un échantillon de micaschiste à stratification contrastée, on observe l'intensité des cisaillements intrafoliaires et glissements de phase 2 (selon l'axe a_2), qui accompagnent la formation de plis 2 crénulants (en haut) et la dilacération des charnières 1 (Kam-Koum).
3 : Un échantillon de calcschiste montre la reprise d'un pli isoclinal du type précédent par un pli flexural associé à une schistosité de crénulation fruste (S_3).

— dans l'Est du massif, une phase D_4 détermine alors le déversement et l'écaillage du Jbel Kharrou qui vient chevaucher vers le SSW les unités métamorphiques centrales (fig. 72). Dans des fractures associées ou postérieures se met en place tout un chevelu filonien de dacitoïdes.

Ces phases — ou épisodes — D_1 à D_4 sont antérieures au Westphalo-Autunien, dont la molasse est discordante sur les structures qu'elles ont créées. Ces structures sont observables à diverses échelles. Les tectoniques successives D_1 à D_4 sont analysables surtout grâce à l'observation des structures méso- et microscopiques : analyse géométrique des petites structures à l'affleurement, par l'emploi systématique de la projection stéréographique (voir les thèses de Piqué, Jenny, Hoepffner) ; pétrographie structurale en lame mince (§ 3.5.2). Mais ce sont également ces phases tectoniques qui ont individualisé et mis en place les grands ensembles structuraux (fig. 44 et 74). Pour leur description résumée, on citera P. Jenny (1974) :

« A l'Ouest, c'est le *Cambro-Ordovicien des Skhour*, de structure très homogène jusqu'à la « faille médiane » et portant quelques résidus de terrains dévoniens discordants (conglomérats métamorphiques du Kef-el-Mouneb : Piqué, 1972).

Cette unité se présente comme une lanière marginale bordant le môle occidental de la Méséta côtière (Michard, 1969). Les structures 1 y sont peu déversées et la phase 2 s'y marque presque exclusivement par des glissements et cisaillements dans S_1. Les décrochements 3 sont surtout visibles au Nord du secteur.

On retrouve au NE une unité à ossature cambro-ordovicienne : c'est *le massif du Jorf-Ahmar—Jbel Kharrou*, étudié par C. Hoepffner (1974) dans sa partie est, où la série monte jusqu'au Silurien moyen. Si l'on admet que cette unité représente le socle de la région de Mechra-ben-Abbou, sa série monterait jusqu'au Viséen supérieur. L'unité cambro-silurienne elle-même se caractérise par des plis 1 synschisteux plus ouverts que dans le massif des Skhour, sauf dans la terminaison périclinale SW; la phase 2 se manifeste par des cisaillements parallèles à S_1 et de plus en plus vifs vers la marge ouest de l'unité. La phase 3, très marquée, provoque la torsion de la terminaison périclinale; plus à l'Est, elle amène le massif du Kharrou en direction N 120 (*op. cit.*).

Un troisième ensemble majeur occupe le SE du secteur : *les micaschistes des Rehamna orientaux*, qui se poursuivent largement vers l'Est. Leur âge s'échelonne — du moins d'après les comparaisons lithostratigraphiques proposées — du Dévonien inférieur au Viséen supérieur - Namurien ? Grâce au niveau repère calcaro-détritique attribué au Dévonien moyen, il semble possible d'y reconnaître une structure en plis couchés datant de la phase 1 (Hoepffner, *op. cit.*). Les plans de glissement 2 étant très obliques sur S_1, les plis 2 à déversement W prennent un développement important. La phase 3 détermine des décrochements dextres de grande ampleur.

— *L'accident du Broumi* superpose les micaschistes dévono-dinantiens en série inverse au Silurien du massif du Jorf-Ahmar en série normale. Cette interprétation est corroborée par les observations que l'on peut faire plus à l'Est : après un décrochement E-W dextre, l'accident du Broumi se retrouve dans le secteur du Guelb-Zraïkem, avec les mêmes caractéristiques (*op. cit.*).

Il traduit pendant la phase 1, le déversement vers l'Ouest des plis couchés orientaux, cette déformation se réalisant en conditions épizonales.

Les effets de la phase 2 sur cet accident sont les mêmes que sur les deux unités en contact.

— Tout cet ensemble est pris en écharpe par l'*accident des Ouled-Zednes*. Il s'agit d'une zone faillée qui s'élargit vers le Nord et où affleurent des terrains dévoniens et éventuellement viséens, en pincée synclinale.

La limite occidentale recoupe en oblique les plis des Skhour; elle correspond à un décrochement ayant peut-être déjà fonctionné lors de la phase 1 et en tout cas lors de la phase 2 (cisaillements internes des P_1 mineurs); ce décrochement a peut-être utilisé une discordance mésodévonienne ou antéviséenne verticalisée lors de la phase 1.

La limite orientale est plus nettement du type pli-faille chevauchant vers l'Ouest, au moins dans sa partie nord. Toute la bande des Ouled-Zednes et ses marges immédiates sont le siège de cisaillements intenses durant la phase 2. Dans ce couloir l'effet cumulé des cisaillements est un décrochement dont le sens dextre est indiqué par la dissymétrie des replis 2 associés.

Pendant la phase 3, cet accident a rejoué en décrochement dextre; de nombreux crochons associés à des décrochements dextres N 140 se greffent sur cet accident dont ils paraissent être des structures d'ordre supérieur.

Les rejets respectifs de ces 2 épisodes de décrochement peuvent être évalués en considérant le décalage des isogrades de part et d'autre de l'accident. Les isogrades de phase 1 sont décalés d'environ 20 km (de Sidi-Abdallah au Nord, à la Koudiat-el-Mizane au Sud); celle de phase 2 d'environ 3 km (de Sidi-Aïssa au Nord à Kam-Koum au Sud). Ce dernier décalage est entièrement imputable à la phase 3; le décalage propre à la phase 2 est donc de 17 km ».

Après l'érosion des structures édifiées pendant cette tectogenèse, le dépôt des molasses westphalo-autuniennes et la mise en place de vastes coulées acides (latites et trachy-andésites), des plis à grand rayon de courbure et des failles interviennent encore, qui terminent le cycle hercynien (mouvements tardi-hercyniens, notamment décrochements dextres sub-méridiens bien identifiables au Nord, dans la région de Mechra-ben-Abbou).

On notera l'intérêt du massif des Rehamna pour l'étude des relations entre le style des déformations et, d'une part, le régime tectonique local (délimitant des couloirs hautement cisaillés le long de décrochements permanents) ; d'autre part, le degré de recristallisation métamorphique. Celui-ci s'est progressivement (?) élevé sous l'influence d'un dôme thermique syntectonique (cf. fig. 75, § 3.5.2) ; l'obliquité du gradient géothermique a déjà été signalée à propos de la disposition du front de la schistosité au NW du massif (§ 3.4.2.2). Le bombement des isogrades a ensuite été accentué par les phénomènes tectoniques tardifs, déterminant la surélévation du cœur du massif.

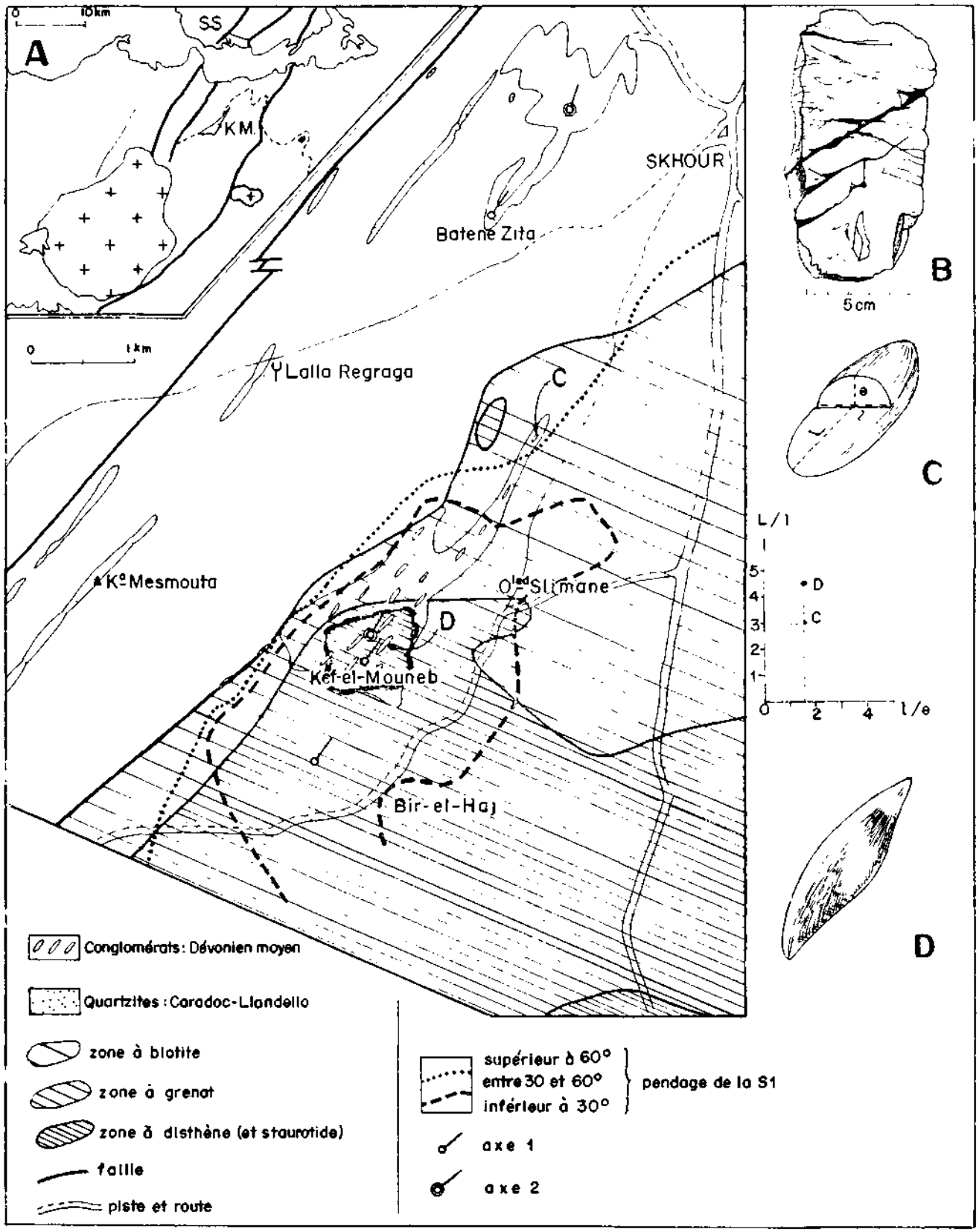
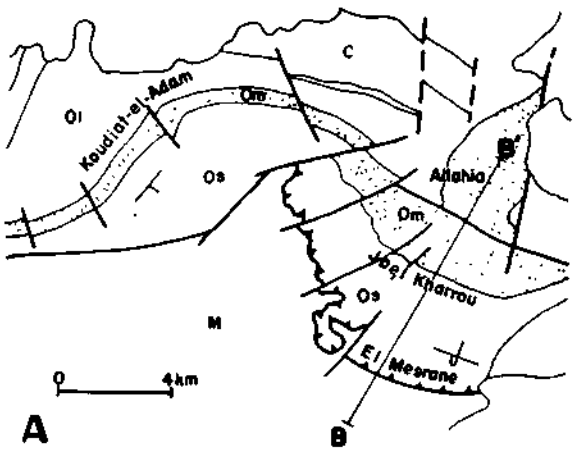

A
0 10km
SS
KM
SKHOUR
Batene Zita
0 1km
Lalla Regraga
C
K^a Mesmouta
O^led Slimane
D
Kef-el-Mouneb
Bir-el-Haj
B
5cm
C
L/l
5
4
3
2
1
D
C
0 2 4 l/e
D
Conglomérats : Dévonien moyen
Quartzites : Caradoc-Llandello
zone à biotite
zone à grenat
zone à disthène (et staurotide)
faille
piste et route
supérieur à 60°
entre 30 et 60°
inférieur à 30°
pendage de la S1
axe 1
axe 2

FIG 71

3.4.3.3. *LES JBILET CENTRALES*

A l'Est du faisceau de failles signalé plus haut (§ 3.4.2.3) et jusqu'aux environs de la route principale Casablanca-Marrakech s'étend, dans les Jbilet, un secteur assez homogène (fig. 45). C'est ce que l'on désigne comme « Jbilet centrales ». On voit que sa limite vers les Jbilet orientales n'est pas tranchée. Selon P. Huvelin (1970 a, b), toutes deux possèdent le même substratum de flysch du Viséen supérieur autochtone mais alors que des nappes recouvrent ce flysch dans l'Est, il est surmonté dans le centre en continuité par le flysch à roches vertes du Sarhlef (§ 3.3.5.1 D et E).

Peu de données sont actuellement publiées sur la tectonique des Jbilets centrales, P. Huvelin (1970 a, 1971) y note des plis serrés, réalisés avant la mise en place des granites (§ 3.5.3.1) et accompagnés d'un métamorphisme régional faible ; au moins deux phases de plissement se sont succédées. On remarquera que la direction des plissements les plus apparents cartographiquement est ici méridienne, comme plus à l'Ouest, alors que dans les Jbilet orientales, elle est E-NE.



A : Croquis structural. C : Cambrien ; Oi : Ordovicien inférieur ; Om : Ordovicien moyen ; Os : Ordovicien supérieur et Silurien ; M : micaschistes de la formation des Ouled-Hassine (Dévonien à Néoviséen probable)

B B'. Coupe semi-interprétative. O1 : Formation de Drioukat : grès-micacés bioturbés (Arenig) ; O2 : Formation de Demja : argilites et quartzites (Arenig-Llanvirn) ; O3 : Série inférieure d'Allahia : pélites gréseuses (Llandeilo - Caradoc) ; O4 : Série supérieure d'Allahia : quartzites (Caradoc supérieur) ; O5 : Formation du Goulibet-el-Mesrane : pélites, quartzites (Ashgill ? - Silurien supérieur au sommet). M : micaschistes de la Formation des Ouled-Hassine

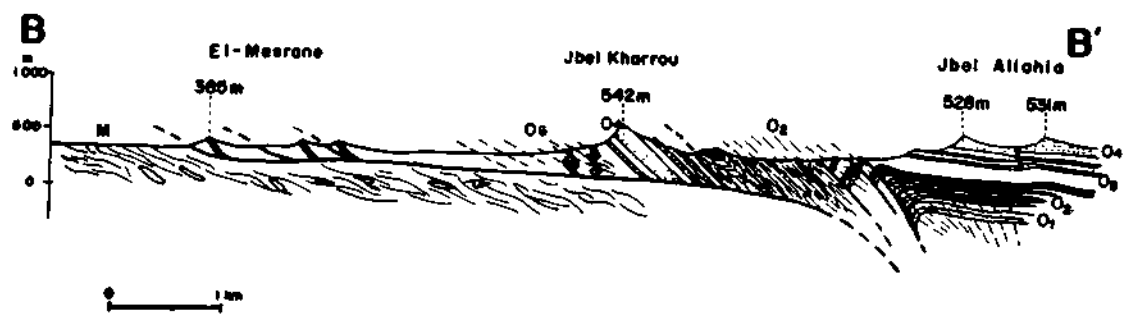


FIG. 72 — Le chevauchement du Jbel Kharrou, dans les Rehamna orientaux, selon Hoepffner (1974); déversement et écaillage (avec troncature basale très nette) sont rapportés à un épisode tardif (D_4).

FIG. 71 — Zonéographie métamorphique et déformation des conglomérats dévoniens dans les Rehamna centraux, autour de Kef-el-Mouneb, selon Piqué (1972).
Carte zonéographique : Noter que l'apparition des minéraux dépend non seulement de la température mais aussi de la composition des roches; les limites indiquées ne sont pas des isogrades *s. str.*
En cartouches :
A : Croquis de localisation (voir aussi la carte structurale fig. 44) : K.M. : Kef-el-Mouneb; S.S. : Skhirat-es-Slimane; tirets : limite phyllades (au Nord), micaschistes à biotite et grenat (au Sud).
B : galet typique de Skhirat-es-Slimane.
C : galet moyen au NE du Kef-el-Mouneb.
D : *idem* au SW; le graphique indique l'étirement statistique de ces « cigares » spectaculaires (voir aussi Gigout, 1956 b). Noter qu'à 10 km à l'Est de Skhirat-es-Slimane (Sidi-Abdallah), c'est au contraire la forme en « galette » qui domine, révélant un autre régime de déformation synmétamorphique.

3.4.4. La zone des nappes orientales

3.4.4.1. *LES JBILET ORIENTALES*

C'est précisément dans cette région qu'ont été décrits pour la première fois dans l'Hercynien du Maroc des chevauchements de grande ampleur (Huvelin, 1967). On vient d'en définir la limite conventionnelle (?) vers l'Ouest ; le dernier lambeau des nappes s'observe à 1 km à l'Est de la route principale, peu au Sud de Sidi-Bou-Othmane (fig. 45). A partir de là jusqu'à l'ennoyage oriental du chaînon sous le Secondaire atlasique, on observe la superposition anormale des terrains anté-viséens sur le flysch. Des demi-fenêtres ou fenêtres comme celles de Bou-Marhara sont démonstratrices à cet égard.

Les terrains anté-viséens sont en succession normale, avec, « au-dessus de la surface du chevauchement : schistes psammitiques et psammites de l'Ordovicien (jusqu'à 800 m); argiles détritiques ou schistes à grains de quartz ronds, grès conglomératiques et quartzites de la fin de l'Ordovicien (4 à 200 m); phtanites et schistes argileux à graptolithes du Silurien (30-120 m) et du Lochkovien (0-120 m ?); schistes à lentilles de calcaire griotte, grès et schistes du Dévonien (environ 300 m de puissance affleurante) » (Huvelin, 1970b, p. 2760).

On a résumé plus haut (§ 3.3.5.1 D) les arguments qui ont conduit P. Huvelin à l'idée d'une mise en place précoce pour cette nappe, par glissement sous-marin déterminant la formation d'un wildflysch durant le Viséen supérieur. Il semble que la mise en place se soit faite d'Est en Ouest (Huvelin, 1967). Par la suite, nappe et autochtone ont été plissés, écaillés et replissés ensemble (fig. 63).

« Au cours des plissements hercyniens majeurs, les terrains anté-viséens ont suivi un style de déformation différent de celui du substratum carbonifère : ils ont plissé ensemble, mais là où ce dernier se serrait en plis aigus, les terrains allochtones ont été affectés de plis écaillés et forment par place, comme dans les régions d'El-Kelaa des Srarhna et du Bou-Marhara, des successions d'écailles replissées par la suite. Les limites entre les écailles de psammite ordovicien sont jalonnées parfois par des lambeaux tectoniques de Dévonien ou de quartzite ordovicien, beaucoup plus fréquemment par du schiste silurien. A la base de la nappe elle-même, ce dernier forme des lambeaux tectoniques (parfois confondus avec des klippes sédimentaires, qui existent ailleurs dans le flysch remanié) » (Huvelin, 1970b, p. 2760).

La fin de la tectonique hercynienne est marquée par la mise en place de batholites granitiques (§ 3.5.3) aux confins des Jbilet orientales et centrales.

3.4.4.2. *LA ZONE KASBA-TADLA—AZROU*

L'Est du Massif central est inégalement connu, au plan tectonique. Pour une orientation structurale d'ensemble, on peut faire référence aux travaux de Ph. Morin (1959, etc.) et à la description de G. Beaudet (1969), mais dans ces publications, le pays est tout entier présenté comme autochtone, du moins pour l'essentiel.

« Localement », écrit Ph. Morin, « des accidents WSW-ENE montrent même de nets chevauchements, avec décollement au niveau des schistes gothlandiens... mais on ne connaît pas leur ampleur; le désordre tectonique qui règne dans la couverture viséenne du Jbel Mguedh suggère qu'ils ont peut-être une importance encore insoupçonnée » (*op. cit.*, p. 19). Un style en écailles avait été pressenti par H. Termier en 1936, et les premiers chevauchements sont signalés dans un travail de J. Agard & *al.*, en 1955. On peut remarquer avec H. et G. Termier (1970) que la découverte des nappes se trouvait ainsi « préparée » dans cette région.

L'existence de nappes n'a été reconnue que dans les années les plus récentes. En 1970, elle est envisagée par P. Huvelin qui décrit des chevauchements d'âge viséen supérieur ou plus récent au Nord (Bou-Irhial) et au Sud (Ahallal) de Mrirt. Il souligne l'association de wildflysch avec ce dernier chevauchement comme avec celui de Dechra-Aït-Abdallah déjà connu (Agard & *al.*, 1955). Il faut attendre 1972 pour que, concurremment à la poursuite des travaux de P. Huvelin (1973), une étude tectonique systématique des nappes et de leur autochtone dans la région de Khénifra et Mrirt soit réalisée et publiée, d'abord sous forme de notes préliminaires (Allary & *al.*, 1972 a, b). C'est essentiellement les résultats de ces travaux de l'équipe de Montpellier qui seront ici utilisés ; ils laissent dans l'ombre les extrémités nord et sud de la zone (région d'Azrou—Bou-Khemis et Sud du Pays

FIG. 73 — La tectonique de la zone des nappes orientales, dans le Maroc central, d'après Allary & *al.*, 1972, Allary, 1972 et Ribeyrolles, 1972.
A : Carte structurale.
B : Coupe dans la partie nord du secteur : les nappes de Ziar-Mrirt et le bassin de Khenifra (extrémité nord).
Constitution des nappes :
Nappe A : schistes argileux du Lochkovien, calcaires noduleux et flyschs du Dévonien moyen-supérieur.
Nappe B : quartzites, schistes et calcaires du Viséen supérieur (faciès analogue à celui du Jbel Aouam).
Nappe C : Ordovicien, Silurien et Dévonien (voir les coupes du plateau d'Ahallal, ou Akellal, aux fig. 55 et 60).
C : Coupe composite dans les structures méridionales : la nappe de Khénifra et l'autochtone du Bou-Guergour.
N.B. : Voir également les coupes dans l'autochtone du Jbel Hadid aux figures 47 (C et D) et 62, ainsi que des coupes détaillées à la base des nappes de Ziar-Mrirt : fig. 63.

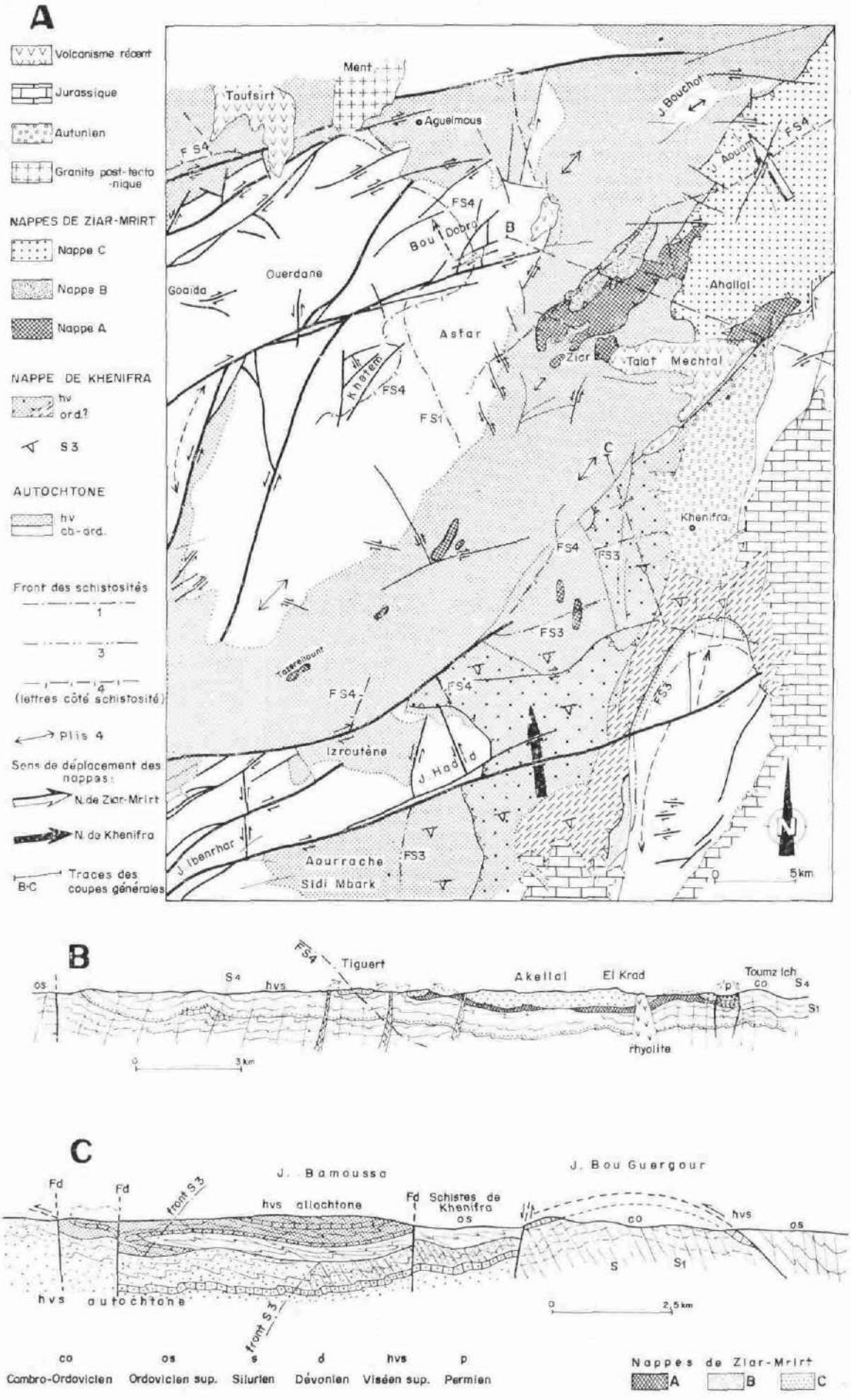

A
Volcanisme récent
Jurassique
Autunien
Granite post-tecto-nique
NAPPES DE ZIAR-MRIRT
Nappe C
Nappe B
Nappe A
NAPPE DE KHENIFRA
hv
ord.?
S3
AUTOCHTONE
hv
cb-ord.
Front des schistosités
1
3
4
(lettres côté schistosité)
Plis 4
Sens de déplacement des nappes:
N. de Ziar-Mrirt
N. de Khenifra
B-C
Traces des coupes générales
Ment
Toufsirt
Aguelmous
J. Bouchot
J. Aouam
FS4
Bou Dobra
B
Ouerdane
Goaida
Ahallal
Asfar
Ziar
Talat Mechtal
Khetem
FS1
C
Khenifra
FS3
Tazerehount
Izroutène
J. Hadid
J. Ibenrhar
Aourrache
Sidi Mbark
N
0
5km
B
FS4
Tiguert
os
S4
hvs
Akellal
El Krad
Toumz Ich
co
p
S1
rhyolite
0
3km
C
J. Bamoussa
J. Bou Guergour
Fd
front S3
hvs allochtone
Schistes de Khenifra
os
co
hvs
S
S1
hvs autochtone
0
2,5km
co
Cambro-Ordovicien
os
Ordovicien sup.
s
Silurien
d
Dévonien
hvs
Viséen sup.
p
Permien
Nappes de Ziar-Mrirt
A
B
C

FIG. 73

Zaïan) mais on peut compter que les unités décrites au milieu s'y prolongent d'une manière ou d'une autre (voir la carte structurale, fig. 44, ainsi que les travaux de Ph. Morin & *al.* cités plus haut).

A. Allary & *al.* (1972) reconnaissent donc dans la région de Khénifra (fig. 73) une suite complexe de déformations :

— plissement 1, « anté-viséen », accompagné par une schistosité S 1 plus ou moins couchée ; l'axe de cette phase est proche du N-S ; antérieure au Viséen supérieur, cette phase paraît postérieure au moins au Dévonien moyen ;

— plissement 2, anté-viséen, post-schisteux peu important et de même axe que le premier ;

— phase cassante anté-viséenne, comportant des décrochements importants ;

— plissement 3, dit « post-viséen » (et anté-permien), mais caractérisé comme intervenant au cours du Viséen supérieur, avec une direction proche d'E-W et une schistosité « S 3 » déversée. Des nappes se mettent en place pendant cette phase ou peu après ;

— plissement 4, post-viséen et anté-permien, correspondant à des plis NE-SW bien visibles, avec parfois une schistosité S 4 subverticale ;

— phase cassante successive ;

— plis peu accentués et failles post-permiennes et anté-triasiques, affectant le bassin de Khénifra et non le Mésozoïque.

Ces auteurs décrivent donc trois schistosités successives, numérotées 1, 3 et 4. Seules les deux dernières affectent le Viséen supérieur. L'existence d'une schistosité antérieure à cet étage est claire là où le Viséen non schistosé transgresse sur des terrains schistosés.

Ainsi au Jbel Hadid, P. Huvelin (1969, 1973 b) et M. Esterle (1971) signalent comme A. Allary (1972) une schistosité quasi-horizontale dans le soubassement du Viséen sub-tabulaire (voir aussi H. & G. Termier, 1972). Elle est associée à des plis couchés d'axe E-W. La datation de ce phénomène est ici incertaine. Les derniers terrains affectés par cette « S 1 » sont, au-dessus du Précambrien supérieur, un « Cambro-Ordovicien » mal daté.

Plus au Nord, dans les montagnes quartzitiques du Pays Zaïan (Bou-Dobra, etc.), M. Ribeyrolles (1972) décrit des plis « 1 » sub-méridiens à plan axial déversé; les plis du Siluro-Dévonien du Jbel Bouchot, sous le Viséen discordant, sont attribuables à cette « phase 1 », qui est donc ici post-dévonien moyen et anté-viséen supérieur. On observera que dans cet intervalle de temps, les déformations ont pu se dérouler en plusieurs étapes. Les variations dans la direction de ces structures anté-viséennes sont imputées, pour une part au moins, au jeu des décrochements ultérieurs.

L'équipe de Montpellier a porté une attention particulière aux structures de décrochement et de chevauchement.

Analysant les nombreuses failles verticales de la région de Khénifra (orientation en réseau, zones broyées linéaires, stries très souvent horizontales, décalage des axes de plis tels que « a-a » sur la fig. 73, filons et cassures annexes), A. Allary & *al.* (1972a) ont conclu qu'il s'agit là de décrochements, indiquant un raccourcissement NW-SE. Une partie de cette tectonique cassante s'est réalisée avant le Viséen supérieur; une partie après cet étage mais sans doute avant l'Autunien. Un rejeu s'est effectué aussi après le Crétacé, qui a pu intervenir dans la tectonique du Moyen Atlas (cf. § 4.4.4.2). On notera avec Ph. Morin (1958), P. Huvelin (1969) et M. Esterle (1971), que des mouvements verticaux importants se sont produits aussi le long de certaines de ces failles au cours même du Viséen supérieur (paléo-horst du Jbel Hadid).

Quant aux chevauchements, A. Allary & *al.* (1972b) en distinguent deux types (fig. 73).

La nappe de Khénifra est faite de Viséen supérieur et d'un matériel probablement ordovicien, reposant sur un Viséen autochtone (lui-même discordant sur un Cambro-Ordovicien plus profond). Son front est un anticlinal couché de phase 3, phase qui se marque aussi par de nombreux plis mineurs dans la nappe et dans l'autochtone : la nappe se serait déplacée vers le NNW par compression vers la fin de la phase 3 ; après la formation de la « S 3 », la nappe a encore avancé de quelques kilomètres (décalage du front de S 3) mais son déplacement total atteint 20 km au moins.

Les nappes de Ziar-Mrirt comportent un matériel varié (Ordovicien, Silurien, Dévonien, Viséen) dont le faciès diffère de celui de l'autochtone (notamment pour le Viséen supérieur et le Dévonien). Elles sont pelliculaires et leur contact basal est en général parallèle aux couches du Viséen autochtone, ne tronquant que rarement des structures 3. Ce contact tronque par contre les couches allochtones. Au Nord-Ouest, sous le contact, le flysch autochtone se termine par un « wildflysch » (voir les travaux de P. Huvelin, etc., cités plus haut) dont les olistolites sont formés par du matériel de la nappe inférieure « A ». Les nappes reposeraient donc sur une surface d'érosion passant vers le NW à un bassin de sédimentation et se seraient mises en place par gravité (du moins en partie ?). L'absence de Dévonien autochtone à l'Ouest des nappes, et certains détails tectoniques (stries, plis d'entraînement) sont en accord avec un déplacement vers le NW, d'au moins 20 km. Le serrage de la phase 4 succède à ces différents charriages. P. Huvelin (1970 a) a reconnu une schistosité sub-verticale postérieure aux charriages dans la région NE du Bou-Irhial.

3.5. LA PETROGENESE PROFONDE HERCYNIENNE

3.5.1. Caractères généraux et chronologie

La géodynamique interne hercynienne, dont on vient de voir les effets tectoniques, s'est assortie en profondeur de phénomènes pétrogénétiques : métamorphisme, magmatisme tardi- et post-orogénique (le magmatisme « initial » a été envisagé au §3.3.5 1 E). La corrélation étroite entre tectonique et pétrogenèse profonde a déjà été illustrée plus haut (§ 3.4.2.2 et 3.4.3.2). A l'échelle générale, elle est indiquée par la quasi-absence de schistosité synmétamorphique dans le Primaire même le plus ancien du môle côtier occidental, zone sub-tabulaire. Dans les autres zones, sièges d'une tectonique plus intense, une ou plusieurs schistosités s'observent toujours, au moins localement. La granitisation se limite aux zones de la Méséta moyenne et à leurs marges. Les manifestations filoniennes sont répandues jusque dans les zones orientales de nappes (Mrirt).

La chronologie des phénomènes pétrogénétiques peut se déduire des relations de remplacement entre les cristallisations successives (voir ci-dessous) et de leurs relations avec les structures tectoniques. Par ces méthodes on peut conclure que la pétrogenèse profonde hercynienne a connu une suite de phases :

— phase (s) antérieure (s) au Viséen supérieur (cf. § 3.4.4.2) ;

— phases postérieures à celui-ci mais antérieures au Westphalien supérieur.

Dans les Rehamna, zone de culmination du métamorphisme hercynien, on peut montrer (§ 3.5.2) qu'à une évolution initiale dynamo-thermique intéressant une région très vaste succède une évolution syn- à tardi-tectonique à plus haute température dans un secteur plus restreint et, enfin, des recristallisations « chaudes » substatiques encore plus localisées au contact de granites circonscrits.

L'âge des granites mésétiens — qui sont tous de type voisin, sinon identique — est d'abord défini par les arguments géologiques classiques. Certains granites recoupent le Viséen supérieur (et Namurien ?) plissé et schistosé (Ment, Jbilet...) ; on cite un filon granitique dans le Westphalien supérieur de Sidi-Kassem ; les premiers galets de tourmalinite de contact sont remaniés dans le Stéphano-Autunien. De plus, des mesures isotopiques ont été effectuées (Choubert & *al.*, 1965 ; Charlot & *al.*, 1967 ; Tisserant *in* Piqué, 1972). Parmi les résultats de ces mesures, encore trop dispersées, on retiendra les suivants (en millions d'années) :

Biotite du granite des Zaër (K/A, 1965)	284 ± 15
Muscovite, filons stannifères du granite d'Oulmès (*id*)	290 ± 7
Muscovite d'une apophyse granitique du Ment (*id*)	261 ± 10
Biotites du granite de Moulay-bou-Azza (Rb/Sr, 1967)	280 ± 10
Biotites du granite des Jbilet (isochrone Rb/Sr, 1967)	296 ± 3
Roche totale, même granite (Rb/Sr, 1967)	273 et 367 ± 20
6 résultats pour le massif des Rehamna (Rb/Sr, 1972) :	
— biotite du granite occidental	291 ± 9
— muscovite du granite central de Ras-el-Abiod	276 ± 8
— pegmatite du même	292 ± 9
— pegmatite de Ben-Guerir	272 ± 8
— microgranite de la Ferme Prioux (granite W)	297 ± 12
— micaschistes des Ouled-Slimane (Rehamna centraux)	287 ± 3

Ces résultats, donnés sous toute réserve, offrent déjà une nette dominante vers 290 Ma : cela signifierait que le refroidissement du bâti était achevé vers la fin du Westphalien. Certains âges anciens (Jbilet) pourraient refléter une origine palingénétique. Des âges récents, proches de 270 Ma, comme ceux du Ment, de Ras-el-Abiod (granite muscoviteux), pegmatite de Ben-Guerir, traduiraient une cristallisation (partielle ?) plus tardive, éopermienne, ou un réchauffement suffisant à cette époque.

Ainsi la granitisation mésétienne semble s'être achevée pour l'essentiel durant la « phase asturienne *s. str.* » (Eostéphanien, 295 Ma), avec des séquelles « saaliennes » possibles (Eopermien, 270 Ma). Mais la fin de l'évolution métamorphique qui la précède est namuro-éowestphalienne, « sudète tardive » ou contemporaine de la « phase de l'Erzgebirge » ou simplement « asturienne précoce » dans la terminologie européenne (Harland, 1969). Quant aux premiers stades, ils se placent entre le Dévonien moyen et le Viséen supérieur. Il s'agirait essentiellement de la tectonique du Dévonien supérieur, selon A. Allary & *al.* (1972). Mais on peut également envisager un âge infra ou éoviséen. Cette recristallisation syntectonique précoce est particulièrement marquée dans la zone mésétienne orientale (*op. cit.*). Dans le Nord-Est de l'anticlinorium occidental, la discordance du Viséen supérieur sur le Dévonien supérieur tend à montrer que l'essentiel de cette structuration précoce est post-dévonienne, infra ou éoviséenne (Cogney, en préparation).

Notons enfin que des phénomènes de granitisation ont pu intervenir plus anciennement dans certaines zones (phases taconiques ?) ; un âge de 415 Ma a été rencontré par R. Charlot & *al.* (1973) par isochrone Rb/Sr sur 8 échantillons du granitoïde de Rabat-Tiflet, dont J. Wippern (1955) a noté qu'on le trouve remanié dans le Dévonien moyen ou supérieur (conglomérat calcaire).

3.5.2. La culmination métamorphique des Rehamna et sa granitisation

C'est dans le centre des Rehamna que se rencontrent les faciès les plus métamorphiques de la Méséta. Dans tout l'orogène hercynien du Maroc, les seuls faciès de degré analogue se trouvent dans le massif du Jbel Tichka (§ 4.2.2.2). Ces deux culminations métamorphiques forment des « taches » sur la ceinture tecto-métamorphique qui court à la marge du môle côtier (§ 3.4.2.) et sur son homologue du Haut Atlas (fig. 213) ; le disthène n'y est connu que dans les Rehamna.

En décrivant la tectonique de ce secteur (§ 3.4.3.2) on a souligné le lien entre la déformation polyphasée du bâti et sa recristallisation ; on a aussi noté que l'agencement des zones de métamorphisme découle de l'intervention de deux types de phénomènes, d'une part un front thermique syntectonique, d'autre part un bombement tardif. On donnera ici quelques précisions sur les observations pétro-structurales qui conduisent à ces conclusions, toujours d'après les travaux de l'équipe de Strasbourg.

3.5.2.1. *LES CRISTALLISATIONS DU METAMORPHISME REGIONAL*

A. Dispositions des zones isogrades et étapes successives de cristallisation

La limite supérieure du métamorphisme n'a été étudiée ici que sous l'angle structural (§ 3.4.2.2) et la zone de l'anchimétamorphisme reste à décrire. On possède cependant des données sur le passage anchizone-épizone dans l'Est des Rehamna (massif du Jbel Kharrou). En s'appuyant sur l'analyse de la fraction argileuse aux rayons X, qui permet de définir la limite inférieure de l'anchizone à partir de la cristallinité de l'illite (cf. Dunoyer de Segonzac, 1969), Ch. Hoepffner (1974) a pu faire apparaître ici aussi l'intervention d'un front thermique syntectonique.

L'auteur distingue à l'intérieur des mêmes formations ordoviciennes :

— un domaine anchizonal au NE, avec une schistosité de type fracture ou flux-fracture ;

— un domaine épizonal au SW, avec une schistosité de type flux, dans le plan de laquelle cristallisent les micas.

La limite entre anchi- et épizone recoupe les plis, orientés NE-SW; comme cette variation du métamorphisme ne peut pas s'expliquer par celle de la surcharge lithostatique, il faut admettre, comme à l'Ouest des Rehamna (cf. § 3.4.2.2),. une accentuation du gradient géothermique vers le Sud pendant le plissement correspondant.

Les paragenèses métamorphiques de faible degré ont une extension générale dans le massif, en dehors des molasses tardi-orogéniques de Mechra-ben-Abbou et en dehors de la zone centrale micaschisteuse (fig. 71). Elles définissent le faciès des schistes verts supérieurs et les cristallisations, couchées dans la foliation des roches, sont contemporaines de l'aplatissement des plis.

Ces paragenèses à quartz-(albite)-muscovite-chlorite sont celles des Schistes à *Paradoxides* occidentaux, des Skhour, etc. Les cristaux sont de petite dimension vers l'extérieur du massif (roches du type « schistes »), mieux développés vers l'intérieur (phyllades, quartzophyllades...). Aux marbres et calcschistes géorgiens (?) sont associés des métagreywackes; les quartzites sont fréquents.

Les paragenèses de plus haut degré ne sont observables que dans le centre et le Sud du massif. Les limites d'apparition des minéraux symptomatiques (surfaces isogrades approximatives) recoupent, à l'échelle du massif (fig. 44 et 74) les axes tectoniques sub-méridiens et certains ensembles stratigraphiques (ex. : les conglomérats du Kef-el-Mouneb, fig. 71) : on retrouve le dispositif rencontré entre anchi- et épizone, qui conduit à envisager un dôme thermique syn- à tardi-tectonique. Cependant, les surfaces « isogrades » paraissent déformées, notamment décrochées au voisinage de certains accidents : c'est là l'indice des mouvements tardifs (cf. § 3.4.3.2).

On rencontre successivement des associations minérales du faciès schistes verts inférieurs, puis du faciès amphibolite à almandin, sous-faciès à staurotide et disthène. Mais les minéraux caractéristiques de ces associations (biotite, chloritoïde, staurotide, disthène, grenat, plus rarement hornblende et plagioclase calcique) sont généralement individualisés sous forme de phénoblastes assez peu orientés, recoupant à l'emporte-pièce un tissu micaschisteux fin. Certains cristaux, surtout les grenats, présentent des structures rotationnelles : des mouvements de glissement dans la schistosité (cisaillement intrafoliaire) accompagnés ou non de replis se sont effectués durant leur croissance. Celle-ci se termine tantôt avant (grenats), tantôt après (certains staurotides, surtout dans l'Est du massif)

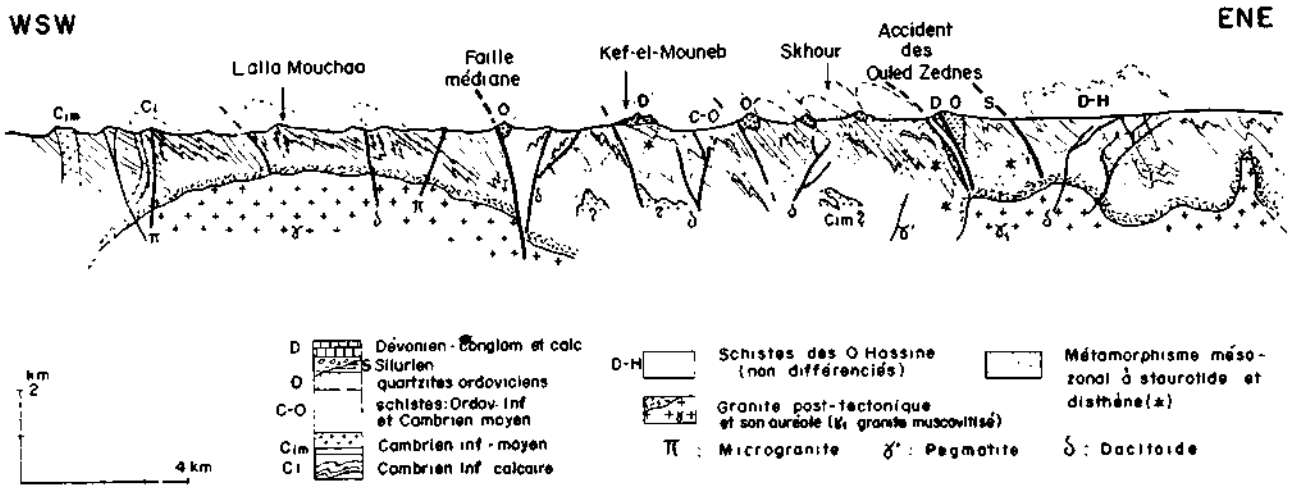


FIG. 74 — Essai d'interprétation de la structure profonde des Rehamna, en relation avec les phénomènes pétrogénétiques (d'après les observations de l'auteur et les thèses de A. Piqué, P. Jenny et Ch. Hoepffner).

les mouvements de cet épisode D_2 (cf. § 3.4.3.2).

Dans ces zones centrales, deux stades de cristallogenèse se sont donc succédés ; d'abord une cristallogenèse synschisteuse du même type que dans les zones plus externes ; ensuite une cristallogenèse de haut degré, limitée aux zones centrales. Cette dernière cristallogenèse paraît liée au dôme thermique défini plus haut, d'extension restreinte et dont la figure 75 donne un modèle possible. La première cristallogenèse peut être rapportée à un front thermique beaucoup plus vaste, et probablement moins oblique sur les axes structuraux. Cette première étape du métamorphisme a accompagné l'épisode de plissement D_1, la deuxième a accompagné et juste suivi l'épisode D_2 (§ 3.4.3.2) : on soulignera l'association du métamorphisme de « hautes pressions intermédiaires » — à disthène — et d'une tectonique de cisaillement généralisée (Hoepffner *& al.*, 1974).

La zone à *muscovite* et *biotite* phénoblastiques seules (sans grenat) est généralement étroite (moins de mille mètres, sauf au NW de Skhour).

Les associations à *chloritoïde* sont surtout fréquentes dans l'Est du massif (Hoepffner, 1974).

B. Quelques détails sur les roches et les minéraux

Les roches principales dans ces zones centrales sont des micaschistes. De teinte dominante verte à l'Ouest de l'accident des Ouled-Zednes (faciès des Ouled-Slimane), ils dériveraient du Cambrien moyen - Ordovicien inférieur ; noirâtres et riches en staurotide ou chloritoïde à l'Est (faciès des Ouled-Hassine), ils seraient là d'âge viséen supérieur - namurien et dévonien.

Le *disthène* est présent dans les micaschistes à staurotide de Sidi-Salah ainsi que dans le ciment des conglomérats du Kef-el-Mouneb. Il est plus apparent sous forme de prismes et rosettes centimétriques, à l'intérieur des lentilles de quartz d'exsudation intercalées dans les micaschistes (Agard & Permingeat, 1954).

Le staurotide lui est associé en abondance (croisettes, prismes simples de 2 cm) à Sidi-Salah et à Lalla-Titaf, en moindre quantité au Kef-el-Mouneb. On le retrouve seul beaucoup plus à l'Est, dans une autre « tache » à haut degré de métamorphisme (Hoepffner). Dans quelques échantillons, le chloritoïde s'associe à lui sous forme de petits prismes dispersés, sans qu'apparaissent de clairs rapports de remplacement entre les deux minéraux : leur cristallisation s'est réalisée là dans des conditions proches de l'isograde supérieur des faciès à staurotide.

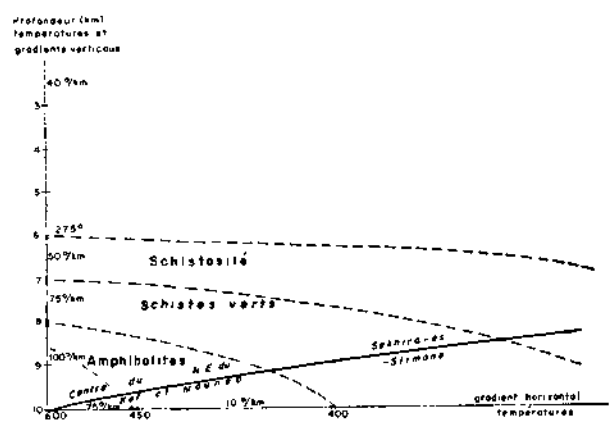


FIG. 75 — Un modèle de dôme thermique, pour rendre compte du métamorphisme des Rehamna centraux, d'après Piqué (1972) modifié. La profondeur de la structure thermique pourrait être fixée à des valeurs différentes, peut-être sensiblement moindres.

Le chloritoïde et le staurotide ne se développent pas partout, compte tenu de leurs exigences chimiques. Ils réclament en effet des milieux très alumineux, très pauvres en alcalino-terreux et moyennement riches en fer (sédiments à argiles kaoliniques). Même à l'intérieur de la formation des Ouled-Hassine, qui lui est « propice », le staurotide ne se trouve généralement pas dans les mêmes lits que les grenats (almandins), qui réclament des compositions chimiques plus équilibrées. Leur tendance à la disjonction même à cette échelle révèle le *caractère essentiellement topochimique du métamorphisme.*

Dans le détail, il apparaît que l'andalousite elle-même est souvent déformée et séricitisée : l'épisode pneumatolytique, accompagné de derniers mouvements (D_3 : cf. § 3.4.3.2), a suivi avec un certain décalage les cristallisations du faciès cornéenne (Hoepffner, 1974; Jenny, 1974).

La zone de haut métamorphisme ne comporte pas que des micaschistes. On y trouve encore quelques quartzites (rares, surtout parce que ceux de l'Ordovicien ont été érodés avant le Dévonien moyen : voir les § 3.3.4.2 et 3), des marbres à silicates, des porphyroïdes, des amphibolites. Les conglomérats du Kef-el-Mouneb et leurs équivalents orientaux doivent à ce métamorphisme leurs déformations spectaculaires (§ 3.4.3.2).

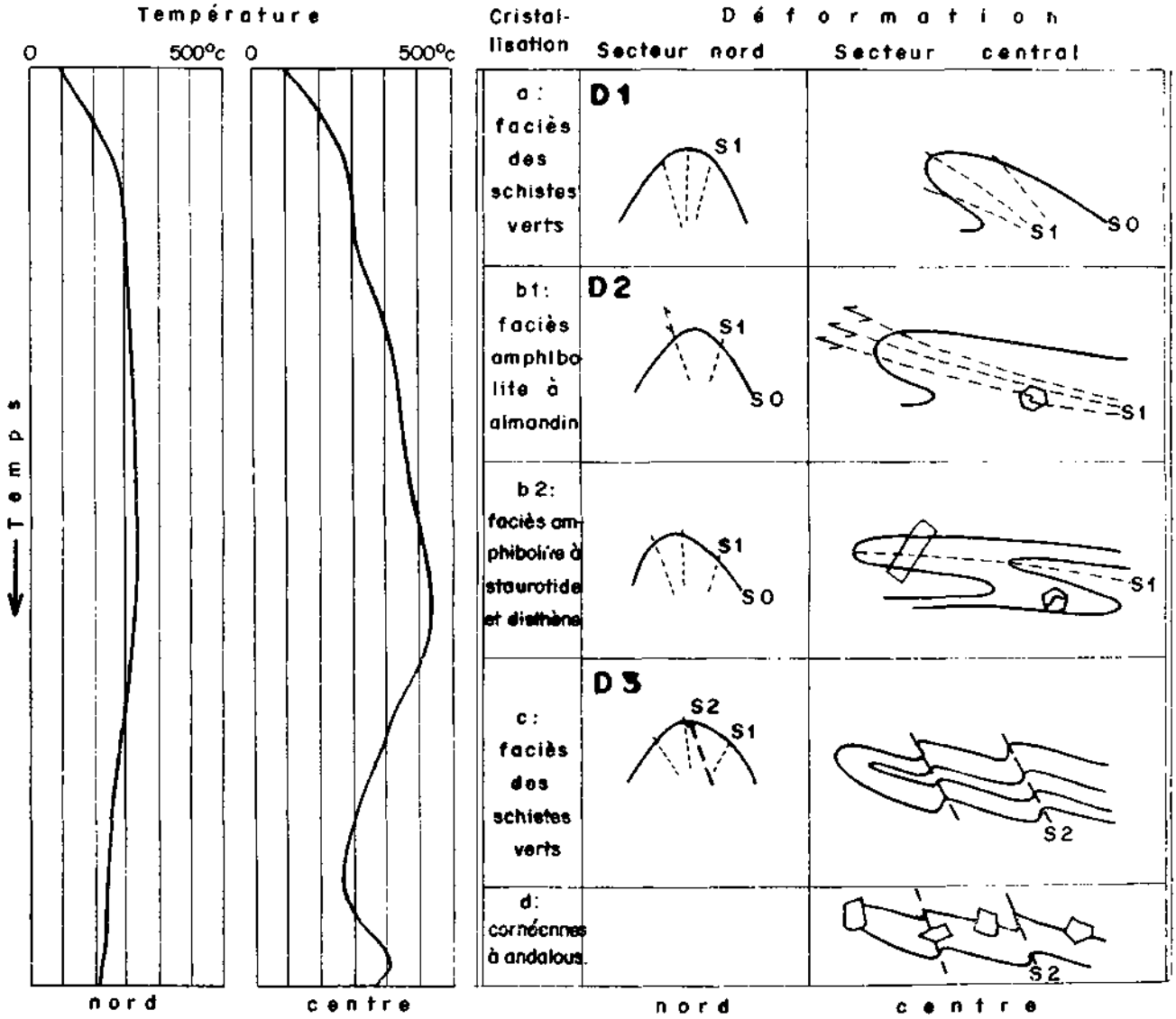


FIG. 76 A — Déformations et cristallisations dans les Rehamna
Diagramme des phases reconnues dans l'Ouest, selon Piqué (1972).
N.B. : dans l'Est, des plis et une foliation de crénulation S_3 peuvent accompagner l'épisode D_3; la schistosité fruste tardive (D_3), prend alors le nom de S_3, elle semble d'ailleurs légèrement postérieure à la cristallisation des andalousites (Jenny, 1974; Hoepffner, 1974). Tout à l'Est, on décrit en outre une phase D_4, de déversement et écaillage (fig. 72).

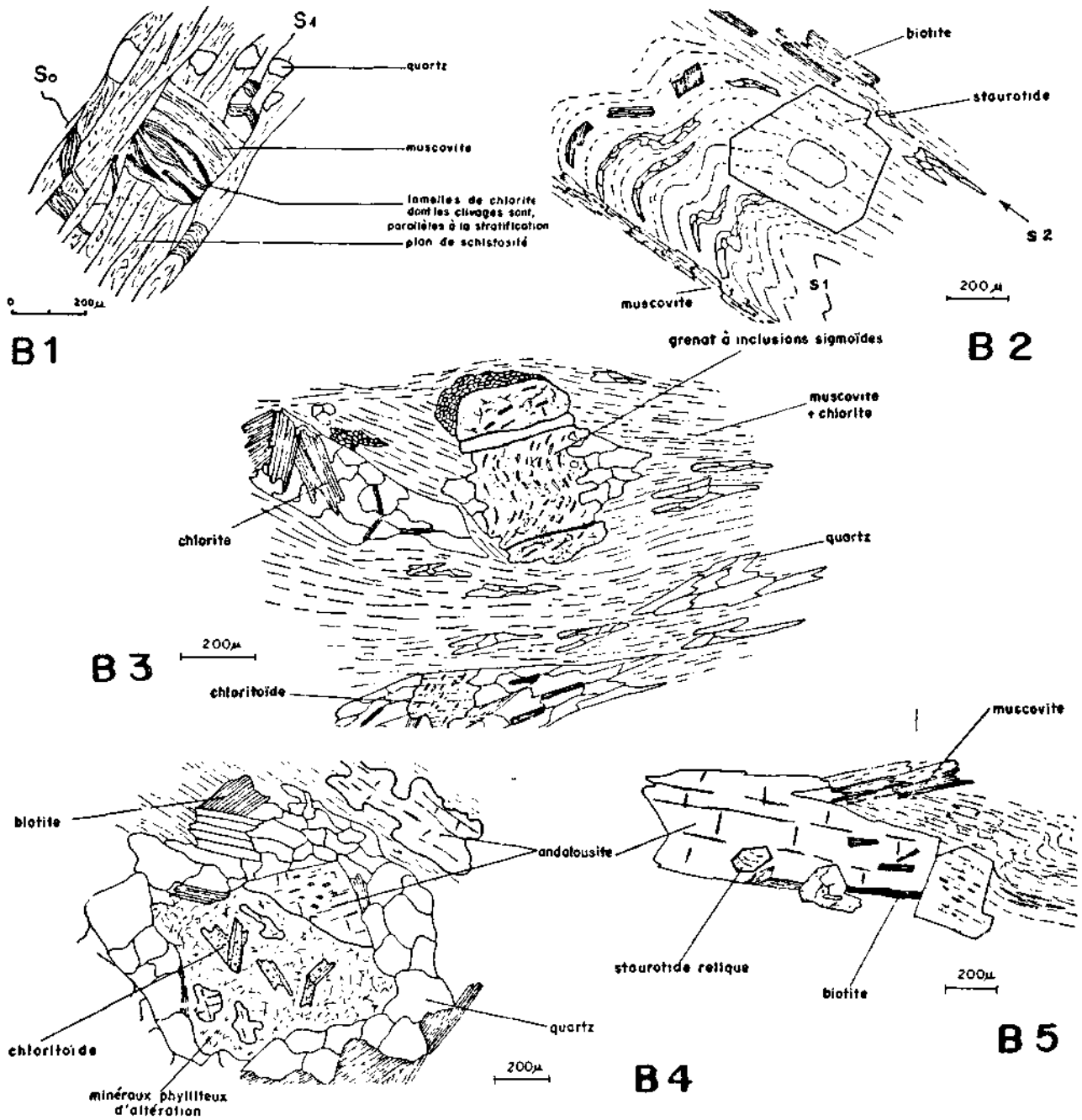


FIG. 76 B — Déformations et cristallisations dans les Rehamna.

Microstructures; croquis de lames minces, d'après Jenny (1974) et Hoepffner (1974).

1 : A la limite anchizone-épizone, transposition de la stratification So dans la schistosité S_1, avec déformation des phyllites détritiques (chlorite-muscovite « en barillet »).

2 et 3 : Dans la mésozone : transposition de la foliation S_1, dans la schistosité de crénulation S_2 (« pseudo-foliation »), et cristallisation de grenat (syntectonique), chloritoïde, staurotide et biotite (syn- à post-tectonique).

4 et 5 : Dans les auréoles de contact : cristallisation post-tectonique (et post-paragenèse à staurotide-chloritoïde) d'andalousite et biotite, puis pneumatolyse altérant l'andalousite en B4; flexuration tardive de la S_2 en B5.

A ces conglomérats, attribuables au Dévonien inférieur (?) - moyen et précisément nourris par l'érosion des quartzites ordoviciens, sont souvent associés des *calcaires dolomitiques marmorisés* parfois conglomératiques (Ouled Zednes, etc.). Les *marbres* de la Koudiat-Tement sont riches en sphène.

Des amphibolites quartziques à grenat sont intercalées dans les micaschistes verts sous forme de lits et de filonnets. Il pourrait s'agir de niveaux tufacés du Cambrien moyen (cf. Jbilet : Huvelin, 1975). Mais la masse principale d'amphibolites et schistes amphiboliques s'observe dans les micaschistes en staurotide et grenat du sanctuaire de Lalla-Titaf. Elles sont assimilables hypothétiquement aux roches vertes viséennes de la Gada-Jenabia ou du Sarhlef (§ 3.3.5.1 E).

Les porphyroïdes de Sidi-Bahlil sont associés à des quartzites granulaires micacés. Ces « gneiss » (Gigout, 1951) seraient d'anciennes arkoses (et leurs feldspaths potassiques des héritages et non des néogenèses métamorphiques) comme il en existe dans le Cambrien plus à l'Ouest. Certains porphyroïdes de Lalla-Tittaf paraissent quant à eux attribuables à des roches volcaniques acides (avec quartz sub-automorphes corrodés), probablement des kératophyres quartziques, également représentés au Jbel Sarhlef.

Les minéraux de haut degré sont affectés fréquemment par des cristallisations rétromorphiques, définissant une paragenèse tardive à quartz-albite-muscovite (séricite) - chlorite. Elle apparaît liée à des flexurations tardives, créant un clivage fruste redressé.

L'enchaînement de ces phases régionales est schématisé sur la figure 76. Localement s'y ajoutent les effets de la granitisation intrusive.

3.5.2.2. *LES GRANITES INTRUSIFS ET LEURS AUREOLES*

La carte de la figure 44 montre l'extension des granites dans les Rehamna. Leurs contours circonscrits, déviant et recoupant les axes structuraux ; leur système de joints (concentriques, rayonnants, obliques) ; leur mince auréole de contact sont typiques des granites intrusifs supra-crustaux, de mise en place finale post-tectonique. Là où ces granites traversent les micaschistes, les recristallisations de contact remplacent partiellement ou effacent les paragenèses du métamorphisme régional, ce qui confirme le caractère tardif de la mise en place finale des granites. Des filons de pegmatites et de microgranite leur sont associés.

Les granites orientaux, muscovitisés et même localement greisenifiés (Chauris & Huvelin, 1964), se présentent comme de petits *apex à tendance pneumatolytique*, dépendant probablement d'un même batholite. Le pointement de la Koudiat-er-Rmel perce les phyllades et s'y entoure d'une mince auréole de schistes à andalousite : les deux autres sont intrusifs au sein des micaschistes de Sidi-Salah et y induisent de remarquables phénomènes de *polymétamorphisme* (*sensu lato*). Les phénoblastes de staurotide sont remplacés, en partie ou en totalité, par des épigénies phylliteuses à granules ferrugineux, montrant parfois des inclusions sigmoïdes fantômes; les grenats, les biotites, sont plus ou moins chloritisés, pendant qu'apparaissent des andalousites néogénétiques (chiastolites de 10 cm parfois) ou des myriades d'aiguilles de tourmaline, attestant l'importance de la pneumatolyse. Un apex caché paraît responsable de la minéralisation en wolfram qui fut exploitée à Raïchet. Les filons de pegmatite sont fréquents; à Ras-el-Abiod, ils contiennent du béryl et de la niobite (Huvelin & Lévy, 1969).

De même, le batholite occidental, qui doit être subdivisé, au moins par son système de joints, en un apex nord et un corps principal sud, pénètre par son bord sud-est en zone micaschisteuse et par l'ouest dans la zone phyladique. Il est entouré d'une *auréole de cornéennes à andalousite et cordiérite*. Les calcaires dolomitiques du « Géorgien » fournissent des skarns à quartz — calcite — diopside ± scapolite ± idocrase ± trémolite.

La mise en place de ces granites peut se comprendre comme l'acte final des phénomènes thermiques révélés par le métamorphisme régional. La zone micaschisteuse pourrait en particulier représenter « l'auréole dynamique » d'un granite syntectonique en lame, niveau de glissement mésostructural, non dégagé par l'érosion et qui constitue peut-être la base commune des « verrues » batholitiques (fig. 74). Un certain délai se serait écoulé entre la mobilisation d'un tel granite en profondeur et l'arrivée des batholites dans les superstructures. L'exagération régionale du gradient géothermique, responsable à la fois de la fusion palingénétique du tréfond précambrien, de l'extension du métamorphisme épizonal et de la montée de l'échine thermique mésozonale, est un caractère typique de cette zone tectonique marginale de la Méséta moyenne. La libération d'énormes énergies mécaniques dans cette zone est éventuellement un des facteurs de cet échauffement régional. L'empilement des plis et des écailles, sinon de nappes, est à l'origine des pressions élevées requises par le staurotide et le disthène.

3.5.3. **Autres secteurs de métamorphisme et granitisation**

3.5.3.1. *METAMORPHISME GENERAL*

Partout ailleurs en Méséta moyenne ou orientale, le métamorphisme général est plus discret que dans les Rehamna et n'a guère été décrit jusqu'à présent. Il semble s'agir exclusivement de cristallisations épizonales synschisteuses plus ou moins marquées. Elles sont surtout sensibles dans l'entourage des massifs granitiques, mais il faut les distinguer des phénomènes de contact, comme il en va dans les Rehamna et comme G. Vandenven (1969) a pu le montrer au Nord-Ouest du granite des Zaër (fig. 77).

Entre les Zaër et Rabat, A. Piqué (1975) met en évidence l'intervention de fronts thermiques syntectoniques, en s'appuyant sur une cartographie tectonique et métamorphique du flysch dinantien :

« — au centre du terrain considéré, les minéraux argileux indiquent une évolution diagénétique peu accentuée : illite peu cristalline, kaolinite, montmorillonite (rare), interstratifiés irréguliers;

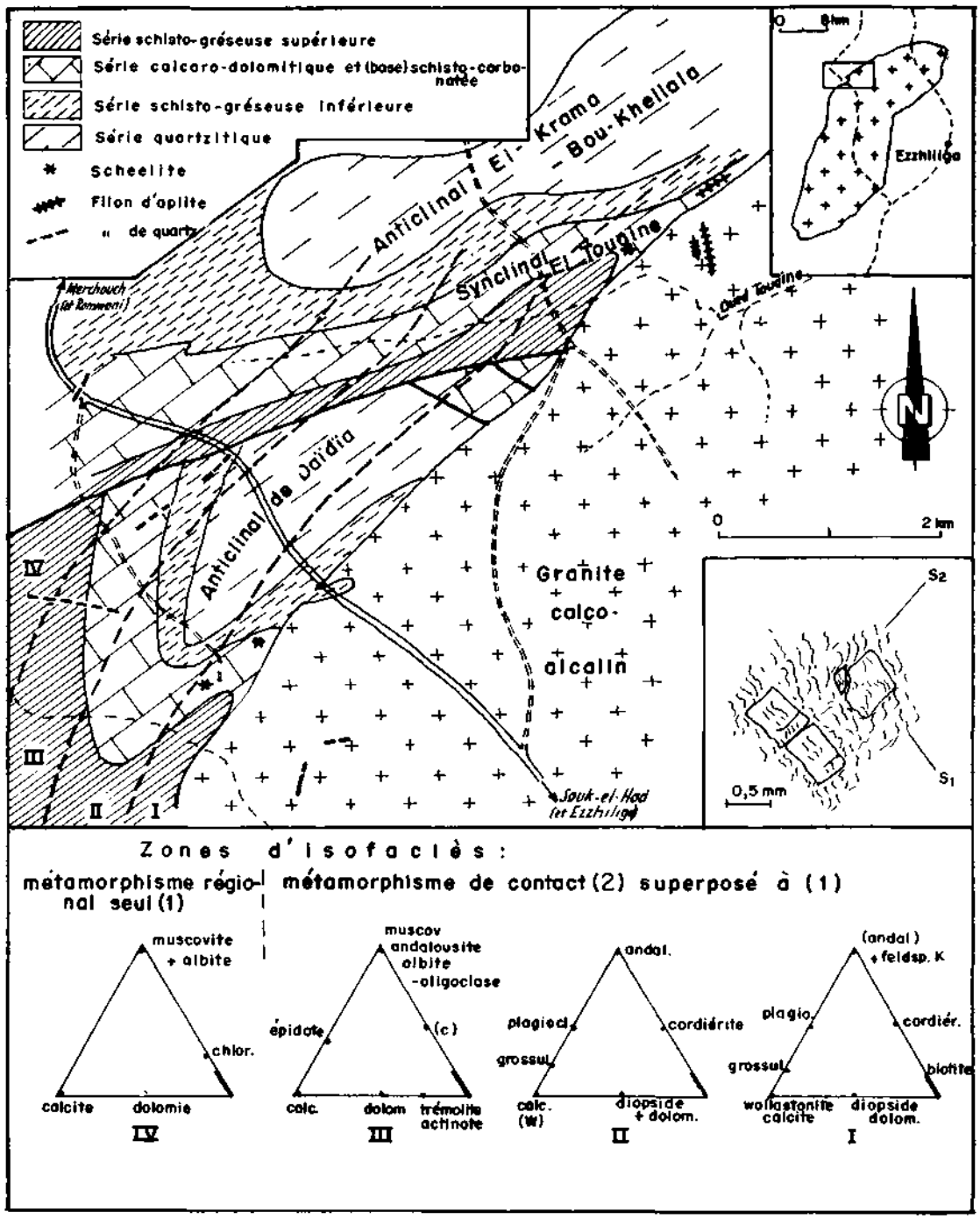


FIG. 77 — Les terrains métamorphiques au contact du granite des Zaër dans la région de Sibara, selon Vandenven (1969). Superposition des cristallisations de contact (2) à celles du métamorphisme régional synschisteux (1) pendant les déformations. En cartouche, croquis de lame mince légèrement modifié par rapport à l'original de Vandenven pour faire apparaître la poursuite des mouvements après la cristallisation de l'andalousite (observ. inédites, Piqué, 1974). En bas : paragenèses minérales dans les zones successives de l'auréole.

— au Nord et au Sud, la diagenèse a été plus forte, ainsi qu'en témoignent une illite plus cristalline, la diminution de la kaolinite et de la montmorillonite, l'apparition de la chlorite, la régularisation de l'interstratifié;

— plus au Sud encore, on rencontre l'anchizone puis le sommet de l'épizone : kaolinite et montmorillonite ont disparu, la chlorite et l'illite bien cristalline forment l'essentiel de la paragenèse.

Cette agradation diagénétique et métamorphique est contemporaine de l'apparition et du développement de la schistosité. Les terrains dinantiens ayant été portés à des profondeurs comparables au cours du plissement, il s'ensuit que le facteur essentiel des transformations diagénétiques et métamorphiques est thermique, et que deux secteurs ont connu un flux thermique plus accentué : la bande de Rabat au Nord, siège d'importants cisaillements, et le futur centre de granitisation des Zaër au Sud ».

Les Jbilet centrales sont affectées par un métamorphisme général relativement intense puisque même le Viséen supérieur y est fortement recristallisé (Schistes du Sarhlef; voir P. Huvelin, 1970 et à paraître). La granitisation y est d'ailleurs active (ci-après) et il est logique de voir ici le prolongement de la zone tecto-métamorphique des Rehamna centraux.

On rappellera que le métamorphisme de certains schistes du Pays Zaïan est attribué à une phase hercynienne précoce après avoir été attribué au Précambrien (§ 3.2). L'âge de celui qui affecte les schistes et quartzites du Bou-Regreg (Garcia, 1961) pourrait être calédonien précoce (taconique), comme le granite voisin (fig. 57 et 58 ; Charlot *& al.*, 1973).

3.5.3.2. *LES GRANITES ET LEURS AUREOLES*

Les nombreux granites connus en Méséta septentrionale-centrale et dans les Jbilet (fig. 43 à 45) sont du même type que ceux des Rehamna, déjà décrits. Ils appartiennent à la même génération (voir § 3.5.1). Leurs caractères pétrographiques et leur taille varient pour une part en fonction de leur genèse propre, pour une part aussi suivant leur profondeur d'érosion. On mettra cependant à part, dans cette description, les granitoïdes de la zone Rabat-Tiflet (fig. 57-58) très cataclasés, attribués à une phase taconique (§ précédent) et celui de Berrada, attribué avec doute au Précambrien (§ 3.2).

Les stades d'érosion peuvent être qualifiés d'endobatholitique pour le vaste massif des Zaër ou des Jbilet; épibatholitique pour ceux, plus restreints, d'Oulmès, du Ment, du Bramram (Jbilet); acrobatholitique pour les pointements de Moulay-bou-Azza et du Jbel Aouam. Un granite presqu'entièrement enfoui se manifeste à l'Achemèche surtout par son auréole de contact.

Du point de vue pétrographique, les granites affleurants offrent un large éventail de faciès. Le type fondamental est un granite calco-alcalin banal, à tendance porphyroïde locale. Certaines bandes du granite des Zaër, les apophyses du granite du Ment et l'essentiel de l'apex d'Oulmès présentent des caractères pneumatolytiques : richesse en muscovite, excluant parfois la biotite, avec raréfaction concomitante des feldspaths, abondance de tourmaline. Dans les Jbilet on trouve de véritables greisens (Jbel Bramram). Le batholite du Ment présente souvent un grain très fin, quasi microgranitique, porphyroïde ou non.

Tous ces granites sont supracrustaux, mais leur profondeur de mise en place varie. Ainsi le granite de Ment est intrusif dans le flysch du Viséen supérieur (et Namurien ?) affecté par la schistosité S4 (Ribeyrolles, 1972) ; lors de la mise en place du granite, l'épaisseur des terrains surincombants n'excédait probablement pas 3 000 m, ce qui s'accorde avec sa tendance microgranitique. Au contraire, le granite d'Oulmès (fig. 78) affleure tout à la base de la série primaire ; au moins 6 000 m de terrains

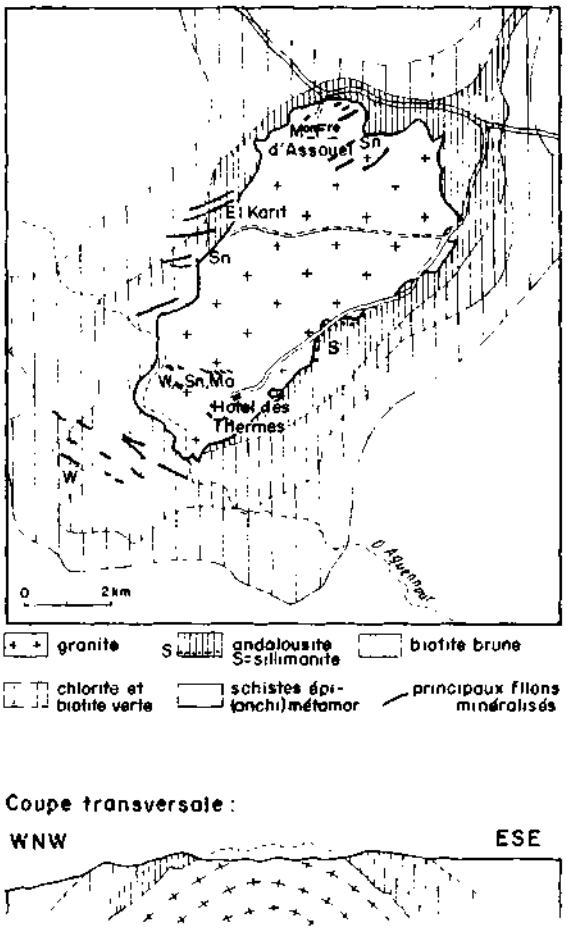
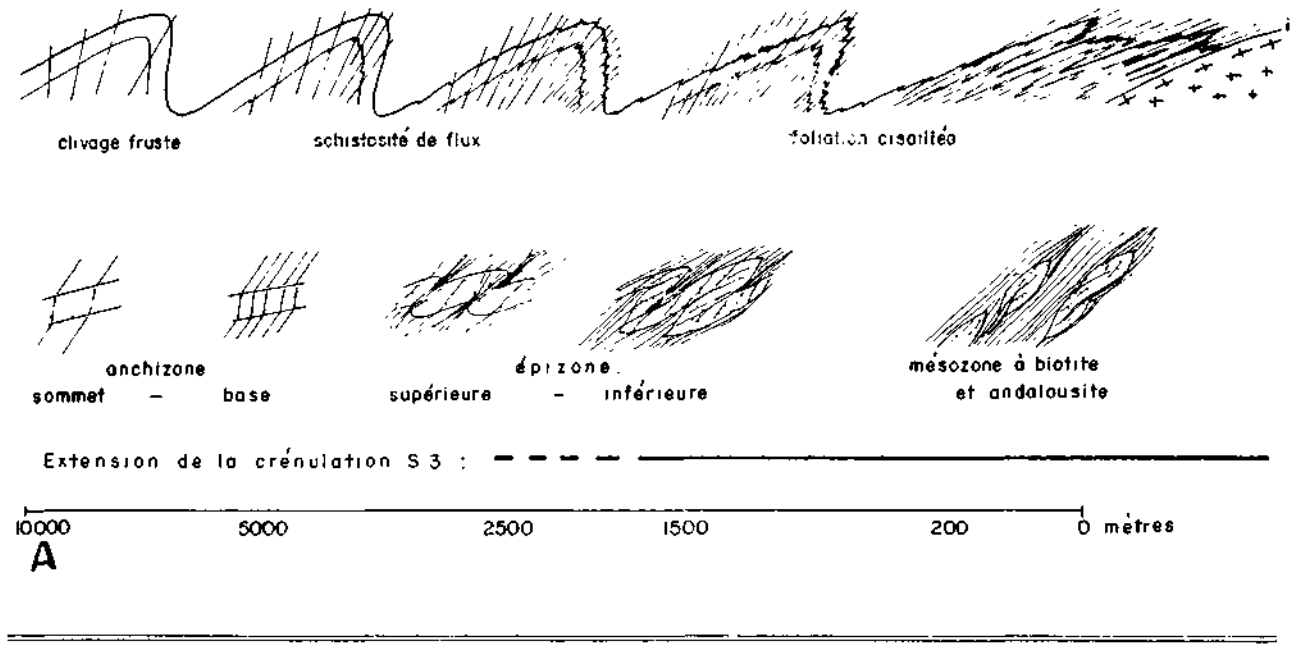


FIG. 78 — Le massif granitique d'Oulmès : carte schématique des auréoles métamorphiques (barré vertical) avec localisation des essaims de filons minéralisés, d'après Termier *& al.* (1950). L'intervention d'un métamorphisme dynamo-thermique avant les phénomènes de contact proprement dits (qui ont donné la zone à andalousite-sillimanite) est certaine (Piqué, à paraître).



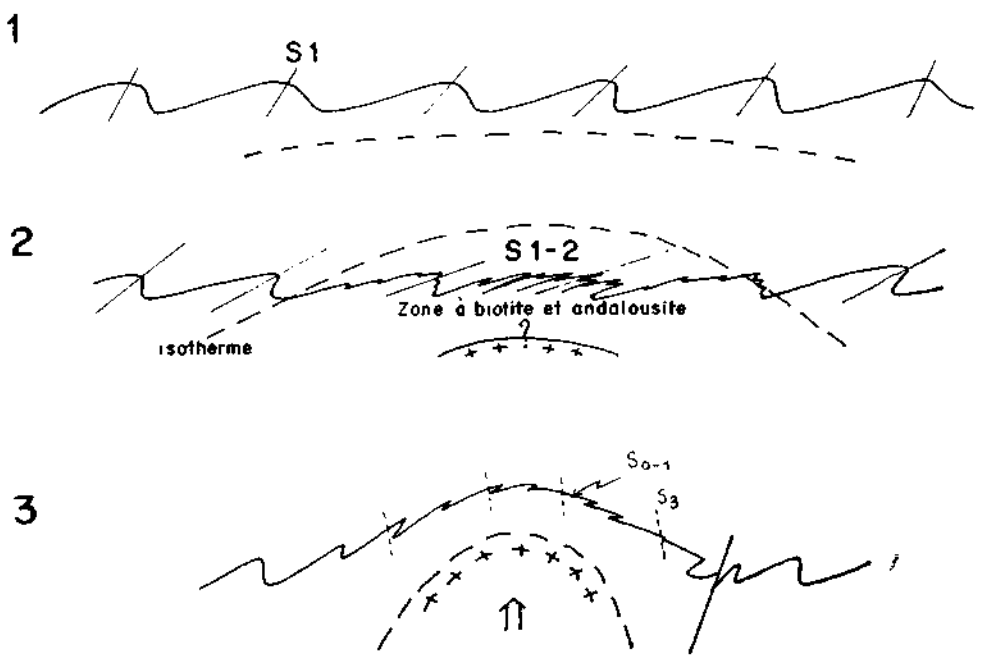


FIG 78 bis. - Rapports entre cristallisations et déformations à Oulmès, selon A. Piqué, à paraître.

A : Style des plis et de la schistosité sur une coupe NW-SE allant d'El-Harcha à la maison forestière d'Assouel (voir carte précédente). Seules sont figurées les structures synmétamorphiques découlant des « phases » 1 et 2.

B : Interprétation du dispositif structural en coupole. Coupes schématiques NW-SE durant les trois « phases » distinguées :

1 : au début du plissement

2 : au cours de la montée du granite

3 : fin de la mise en place, par diapirisme et voussure.

le recouvraient lorsqu'il cristallisa. *Les paragenèses des auréoles métamorphiques varient en conséquence.*

On rencontre en général des auréoles de cornéennes et de schistes à biotite et andalousite, pénétrées d'apophyses granitiques et filons divers (fig. 77 et 78). Les roches calcaires fournissent des cipolins et grenatites plissotées (barégiennes du Ment); des parapyroxénites et wollastonitites (Dévonien métamorphisé des Zaër); des marbres à idocrase associés à des couches graphiteuses (Viséen de Frag-el-Ma dans les Jbilet : Agard & *al.*, 1952; Raguin, 1952; Huvelin à paraître); des skarns à hedenbergite (Givétien du Guéliz de Marrakech, voir Hollard, 1967), etc.

La sillimanite apparaît dans l'auréole d'Oulmès (Termier, 1936, p. 1442), significative des conditions drastiques de température et de pression ayant régné autour de ce granite relativement profond. Les cornéennes très micacées et la périphérie du granite sont d'ailleurs marquées par une nette foliation, parallèle au toit du batholite. Malgré ces particularités, il s'agit là comme ailleurs d'un granite post-tectonique, dont la masse déforme et recoupe les axes de plis synschisteux des terrains encaissants.

Autour de ces granites, on note le *cortège filonien classique :* aplites, pegmatites, rares lamprophyres (voir H. Termier, 1936, p. 1489), quartz à tourmaline et minéralisations diverses. L'étude des *minéralisations* est intéressante tant sur le plan théorique que sur le plan économique (étain, tungstène et molybdène d'Oulmès, fluorine et pyrrhotine de l'Achemèche ; blende-pyrite-galène de Sidi-bou-Othmane, Jbilet ; B-P-G et cuivre du Jbel Aouam, etc.). On en trouvera une présentation synthétique récente dans la notice explicative de la carte métallogénique du Maroc (Agard & *al.*, 1965, p. 22 à 30).

Des microgranites se rencontrent en assez grand nombre dans le Massif central. Ils ont fait l'objet d'études particulières du fait qu'une minéralisation en stibine paraît leur être associée (Morin, 1951). Cela est particulièrement sensible dans l'Azarar (Nord de Khénifra) et la région de Mrirt, ainsi que dans le Tafoudeit (Sud de Khémisset) ; mais on peut aussi penser (Agard & *al.*, 1965, p. 30) que la minéralisation en sulfure d'antimoine s'installe dans les zones de fractures, avec ou sans microgranites (l'absence de microgranites, du moins en surface, frappe au Bled-Smaala et vers Ich-ou-Mellal).

Il s'agit de microgranites et granophyres typiques, calco-alcalins, rarement amphiboliques, et dont le grain oscille entre les pôles grenus et microlithiques. Ils forment des filons, des sills, des dykes plus ou moins renflés. Nul métamorphisme n'affecte, à leur contact, les roches qu'ils traversent et l'on note en général l'absence de minéraux pneumatolytiques, en particulier de la tourmaline. Ce minéral et les cornéennes n'apparaissent que lorsque de vrais granites sont aussi présents : ainsi au Jbel Aouam. On doit donc admettre deux phases intrusives distinctes. Leur ordre est délicat à établir. Selon P. Morin (1951, p. 170, 177) l'intrusion des microgranites eut lieu d'abord, vers la fin de la tectonique majeure (allongement des dykes et sills dans la direction des plis, mais déformation faible ou nulle). M. Ribeyrolles (1972) les voit succéder à la « S_4 » et précéder la phase cassante ultérieure (voir § 3.4.4.2). Puis se déroula la mise en place finale des granites monzonitiques (tourmalinisant localement des microgranites et développant leur minéralisation propre à tungstène, chalcopyrite, etc.; voir Agard & *al.*, 1955, p. 27). Il serait intéressant d'étudier en détail ces successions de phénomènes plutoniques et le rôle qu'ont pu jouer les microgranites comme « mèches prégranitiques » favorisant la montée ultérieure du granite.

La Géophysique apporte d'utiles données complémentaires pour la connaissance de la granitisation mésétienne, et notamment la gravimétrie. Sur la carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000 (van den Bosch, 1971, 1974), la Méséta fournit une zone d'anomalie générale faible (bordée au Nord par une zone à forte anomalie négative, correspondant au sillon sud-rifain et à l'Est-Sud-Est par celle correspondant aux épaisses séries sédimentaires des Atlas). Dans ce contexte se distinguent des anomalies négatives locales. Certaines, de formes allongées, sont liées aux zones à recouvrement sédimentaire relativement épais (bassins de Rommani, de Berrechid, Bahira, etc.). D'autres, ovales, correspondent à des batholites granitiques. Les uns affleurent réellement : granite des Zaër, de l'Achemèche, de Benguerir, mais la gravimétrie permet de préciser leur forme. Les autres sont révélés « par transparence » sous la couverture post-hercynienne : c'est le cas sous le Crétacé d'Oued-Zem ou sous celui d'El-Borouj ou encore le Miocène de la Mamora (dans cette région on a effectivement rencontré le granite dans divers sondages). On trouvera une esquisse de ces anomalies sur la figure 215 D.

3.6. LA COUVERTURE POST-HERCYNIENNE ET SA TECTONIQUE

3.6.1. Rappels et généralités

L'étude d'une coupe générale de la Méséta côtière nous a donné l'occasion, à propos du Quaternaire marocain (§ 1.3), de définir brièvement cette couverture : une série subhorizontale mince, où dominent les dépôts d'âge triasique, crétacé supérieur, miocène et plio-quaternaire. La coupe de la

figure 79 en est un exemple typique (encore que la discordance du Crétacé sur le Trias soit d'ordinaire invisible, si ce n'est cartographiquement).

Souvent les termes les plus anciens font défaut, tandis que le Lias est présent sur les marges est et sud. Le Miocène présente des variations latérales de faciès qui indiquent l'essoufflement de sa transgression vers l'intérieur de la Méséta : son absence en Méséta côtière méridionale et dans le Massif central résulte d'une lacune de sédimentation. Il n'en va pas de même des couches du Trias et du Crétacé supérieur dont l'extension a été certainement beaucoup plus considérable qu'il ne semble aujourd'hui, après les érosions jurassiques (pour le Trias), tertiaires et quaternaires (pour l'ensemble).

La sédimentation du Trias et celle du Crétacé supérieur-Eocène feront l'objet de paragraphes particuliers (3.6.4. et 5), étendus à l'ensemble du Moyen-Maroc (comme le furent les bassins de ces époques). Le Néogène, lui, après l'émersion éocène-oligocène, a vu la sédimentation marine limitée aux marges nord et ouest de la Méséta. C'est l'époque du Miocène sud-rifain (§ 1.3.1., fig. 7 ; § 1.3.3.1. ; § 5.1.4.1).

Pendant la même période, le reste du domaine mésétien a été soumis à l'érosion, sauf dans quelques sillons intramontanes qui accueillirent une sédimentation continentale : conglomérats, limons argileux, calcaires lacustres pontiens ou ponto-pliocènes (voir § 1.3.3). Il s'agit essentiellement des sillons du *Haouz* et du *Tadla*, avec leur annexe, la *Bahira*. Leur subsidence et leur remplissage dépendant essentiellement de la surrection des Atlas, ils seront étudiés avec ces derniers (§ 4.3.6.3).

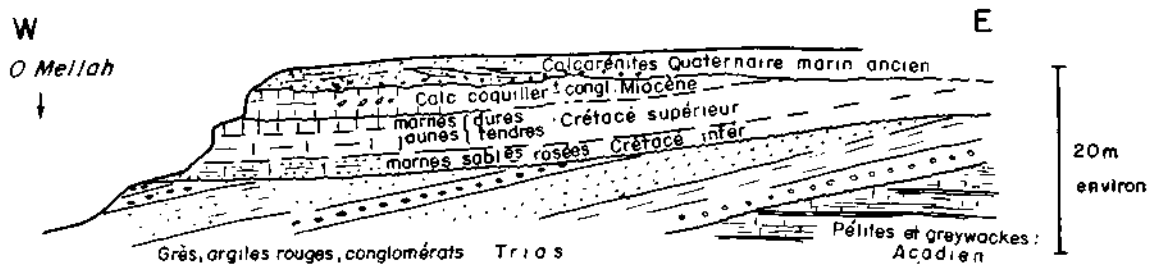


FIG. 79 — La couverture mésétienne à l'embouchure de l'Oued Mellah (ou Melah) (croquis).

3.6.2. La couverture dans la partie nord de la Méséta

Progressant en direction du Nord-Est (fig. 43) a partir de la zone « moyenne » qu'illustre la figure 79, on traverse d'abord une zone dépourvue de toute couverture autre que pléistocène. Puis on retrouve le *Miocène* avec des faciès côtiers molassiques dans les zones internes (Rommani, fig. 6) et, plus au Nord-Ouest, des faciès argilo-marneux gris bien plus épais : une centaine de mètres, en amont de Rabat (fig. 7 et 11). On est là en bordure de ce « sillon sud-rifain » qui prend en écharpe le Maroc africain, du Rharb jusqu'à la plaine d'Oujda. Son histoire dépend étroitement de celle de la chaîne rifaine (§ 5.2.2 et 3).

Sur cette marge nord de la Méséta, le *Crétacé* est absent, vraisemblablement érodé. Il réapparaît dans certaines rides prérifaines (Dahar-N'Sour, § 5.2.2) et dans une partie du soubassement du Rharb occidental et de la Mamora.

Quant au *Trias*, il est conservé dans le bassin de Rommani-Khemisset (fig. 6) où il s'était accumulé sous une forte épaisseur. Le bassin de Boufekrane (fig. 80) en est le répondant un peu plus à l'Est, au Sud de Meknès. Entre des séries argilo-salifères inférieures et supérieures s'intercalent un ou plusieurs niveaux basaltiques, qui montrent localement un débit en coussin (fig. 81).

Enfin, le *Lias* participe, dans ces régions nord-orientales, au revêtement tabulaire du socle hercynien. Ses couches calcaro-dolomitiques, superposées au Trias, constituent le Causse moyen-atlasique, au relief karstique (El-Hajeb, Agouraï). La stratigraphie et la paléogéographie rattachent ces régions au domaine de la chaîne atlasique (§ 4.3.3).

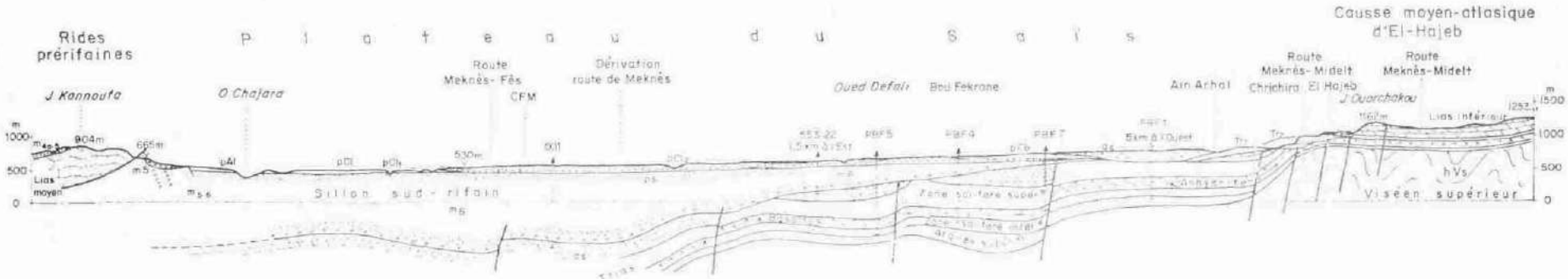


FIG 80 — L'ennoyage de la Méséta au Nord du Maroc central : bassin triasique salifère de Boufekrane; Lias atlasique; Miocène sud-rifain; Plio-Quaternaire du Saïs (d'après le Bur. Rech. Part. Min. 1965, et la feuille El-Hajeb au 1/100 000, 1975).
m4a : Miocène moyen (« Tortonien inférieur »); m5 : Tortonien (molasses conglomératiques, marnes bleues); m5-6 : Tortonien supérieur-Messinien; p : Pliocène. s : sables fauves *p.p.*; Cl : Calcaires lacustres 1 et 2 (2 = Plio-Villafranchien ?); Al : alluvial; Trl-2 : Travertins plio-quaternaires; q6 : Quaternaire ancien alluvial.

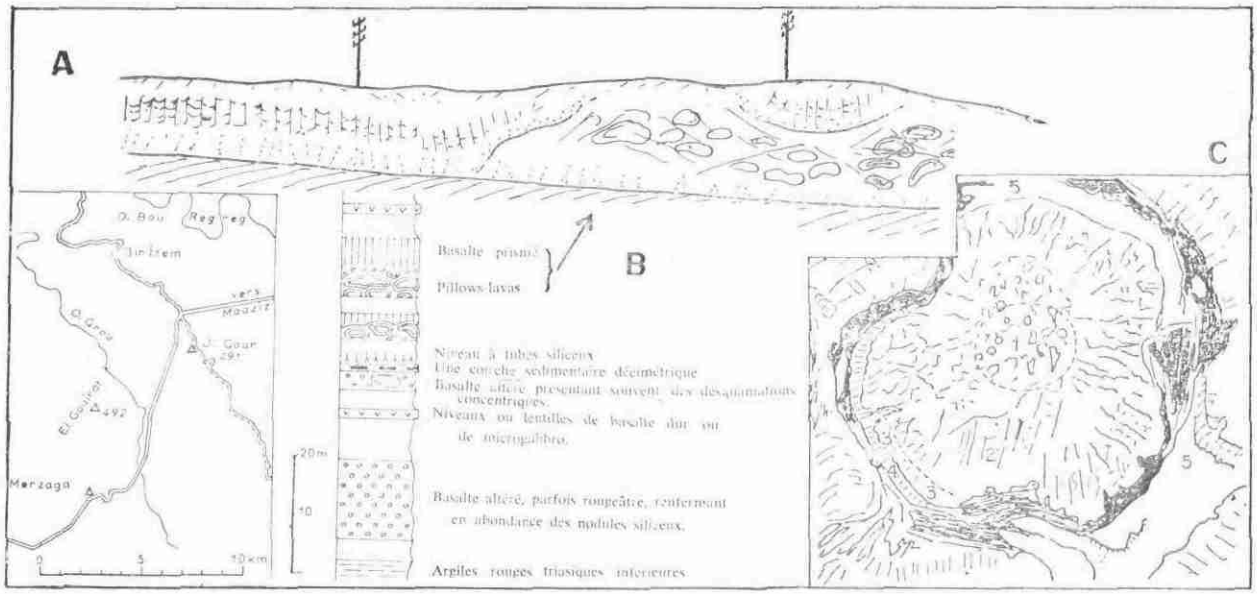


FIG. 81 — Les basaltes triasiques du bassin de Maaziz, d'après G. Gogney & *al.*, 1974, et des observations personnelles (croquis A).

A : Affleurement 1 km à l'Est de Merzaga, en bord de route.

B : Stratigraphie de la série basaltique de Merzaga (sauf les 40 derniers mètres, peu différenciés).

C : Un coussin à Bir-Izem. Diamètre : 50 cm. 1 : nucleus basaltique à quartz géodique; 2 : basalte vacuolaire à tubes siliceux et fissures radiaires; 3 : basalte vitreux; 4 : cortex vitreux noir; 5 : hyaloclastite altérée (?).

N B. : La coupe A est interprétée par G. Cogney & *al.* (1974) comme le résultat d'une coulée dont seule la base était immergée, dans une faible tranche d'eau. L'allure du contact laisse plutôt penser à la succession de 2 coulées, l'une sous-aquatique, l'autre aérienne, ravinant la première déjà peut-être érodée. Le contexte paléogéographique est équivalent. La pétrographie des intercalations sédimentaires (calcaires inter- à supratidaux plus ou moins silicifiés) confirme la très faible profondeur de ces eaux inconstantes (Cogney & Faugères, 1975).

3.6.3. La couverture dans la partie sud-ouest de la Méséta

Le *Miocène* disparaît presqu'entièrement, surtout, semble-t-il, par lacune de sédimentation; un placage exigu existe seulement à Azemmour.

Au contraire, le *Crétacé* prend de l'importance, encore que les érosions ultérieures l'aient emporté sur de vastes surfaces (de Casablanca à Boulaouane) et l'aient privé, là où il affleure, d'une bonne part de son épaisseur.

Le *Crétacé supérieur* change peu de faciès par rapport à la coupe moyenne de l'Oued Mellah. On le retrouve en Méséta méridionale, complet et continu avec l'Eocène inférieur-moyen (fig. 82) : c'est la série du Plateau des Phosphates, détaillée plus loin (§ 3.6.5).

Le *Crétacé inférieur* présente au contraire une forte variation latérale de faciès, liée à l'existence d'une transgression néocomienne. Cette avancée marine occupa *grosso modo* l'emplacement des Doukkala actuels, cependant que des faciès marginaux (calcaires dolomitiques interstratifiés dans des couches détritiques à cachet continental, analogues à celles de l'Oued Mellah, fig. 82) s'étendaient jusque sur la marge d'une « île (?) des Rehamna ». C'est ce que l'on appelle le bassin de Safi (calcaires à Ammonites, marnes à Huîtres de cette ville) qui se raccordait vers le Sud à celui des Haha (= Agadir-Essaouira : voir § 4.3.5). Avec le bassin de Tarfaya qui reste marin au moins de l'Aptien au Campanien (voir § 2.6.1.2) ces bassins sont la preuve de l'obédience atlantique des transgressions du Crétacé inférieur. Vers l'Est, l'ensemble atlasomésétien restait émergé ; des dépôts marins ne le recouvrent qu'en Algérie (grès deltaïques, calcaires gréseux, à la marge de la plate-forme présaharienne : voir J. Delfaud, 1974, 1975).

Le *Jurassique* est également limité au bassin côtier sud-occidental d'Essaouira ; ses dépôts épicontinentaux viennent lécher le Primaire des Jbilet (Mouissat, etc.) ; on les étudiera plutôt à propos de l'Atlas occidental (§ 4.3.5.2).

Quant au Trias, il est localisé dans quelques bassins, dont celui de Berrechid est le plus profond (fig. 65) : 1 400 m d'une série salifère comportant même des sels de potasse ; le bassin de Médiouna ne contient que 150 m de couches sous le Crétacé. Cette localisation discontinue du Trias résulte pour une part des érosions post-triasiques. Elle reflète sans doute aussi des inégalités originelles dans l'épaisseur des dépôts : la nature de ceux-ci, permet tout à fait de le supposer (§ suivant).

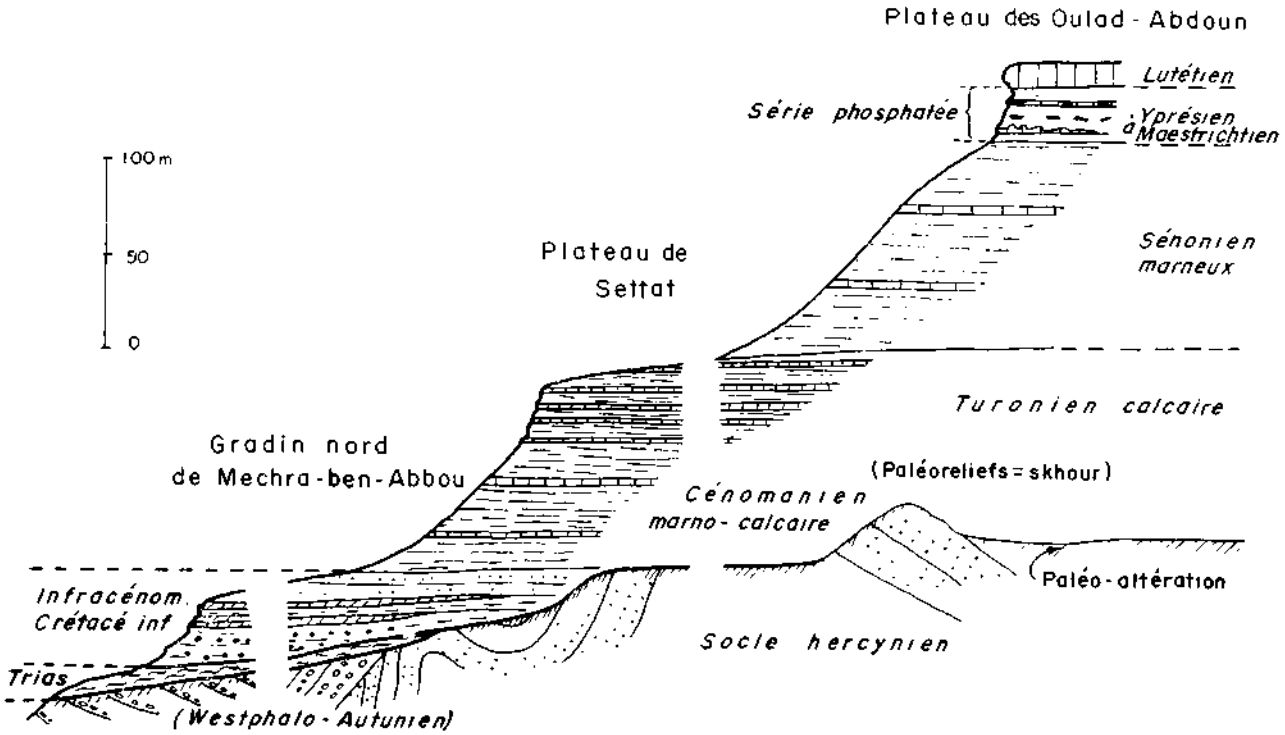


FIG. 82 — Coupe schématique de la couverture des régions centrales de la Méséta, d'après Gigout, 1951, 1952 et l'auteur.
A la base de la série, Trias argilo-gréseux rouge, puis couches *pro parte* continentales gréso-silteuses et argileuses rose saumon, avec conglomérats « de base » et intercalation calcaro-dolomitique. Cette intercalation marine de Mechra, attribuée par L. Gentil au Lias, a été datée du Néocomien par M. Gigout.

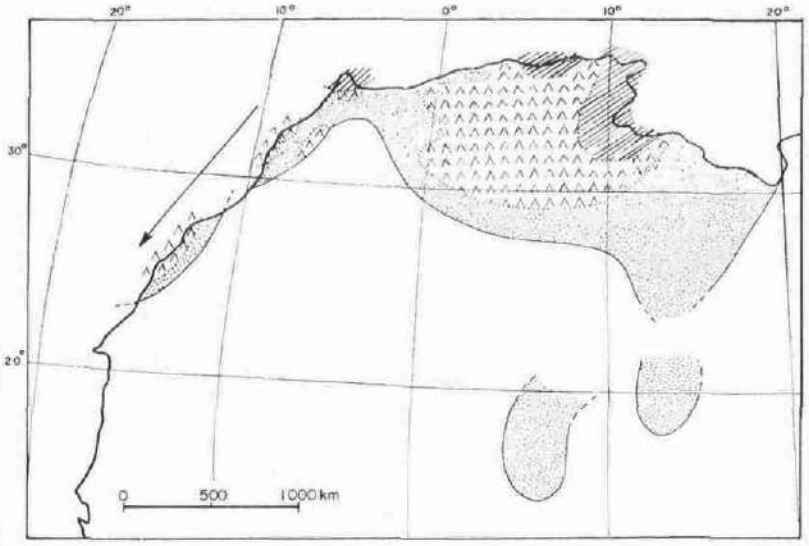
3.6.4. Le Trias (—Infralias ?) du Moyen-Maroc

Les bassins sédimentaires triasiques (fig. 83) sont développés à cheval sur ce qui se diversifiera seulement au Lias en deux domaines distincts, celui de la Méséta et celui des Atlas. Aussi est-il intéressant d'envisager le Trias dans le cadre du Moyen-Maroc tout entier (Choubert & Faure-Muret, 1960-62 ; Salvan, 1968, 1974). Il n'est pas jusqu'au Trias du Rif externe qui n'appartienne à la même zone paléogéographique, des faciès nouveaux n'apparaissant que dans la Chaîne calcaire (§ 5.4.3). En dehors de cette région d'obédience méditerranéenne, le Trias marocain présente généralement l'association de trois termes : détritique et argilo-salifère à la base, basaltique au milieu, argilo-salifère au sommet. Mais l'essentiel semble appartenir au Trias supérieur, sans que soit exclue la présence du Trias moyen vers la base, et surtout de l'Infralias au sommet. L'ensemble constitue la première série largement transgressive sur l'orogène calédono-hercynien cratonisé (ou quasi), le premier « cycle » si l'on admet une régression, non démontrée, avant le Lias calcaro-dolomitique (§ 4.3.3).

3.6.4.1. *LA SERIE DETRITIQUE ET ARGILO-SALIFERE INFERIEURE*

C'est une alternance de grès, conglomérats, pélites rouges, passant à des argiles rouges salifères. Les sels sont généralement du gypse, de l'anhydrite et du sel gemme (plus rare). Il s'y associe des sels de potasse dans certains bassins subsidents (Berrechid, fig. 65 ; Khemisset et Boufekrane, fig. 80). Généralement plus épaisse que les termes supérieurs, cette série s'enfle, surtout par ses termes gréso-pélitiques, dans les bassins du Haut Atlas central et occidental (Argana). Elle y a fourni des Flores à *Voltzia*, des *Estheria* et surtout de remarquables gisements de Vertébrés indiquant le Trias supérieur.

D'abord signalés par C. Arambourg & F Duffaud (1960) qui les découvrit, puis exploités systématiquement par J.-M. Dutuit (1966, 1970...), les principaux gisements de Vertébrés se trouvent dans la vallée de l'Irohalène, peu au SW d'Imi-n'Tanout. Plus de 50 tonnes de plaques gréseuses portant des squelettes fossiles plus ou moins fragmentés ont été extraites, après protection par collage et plâtrage.



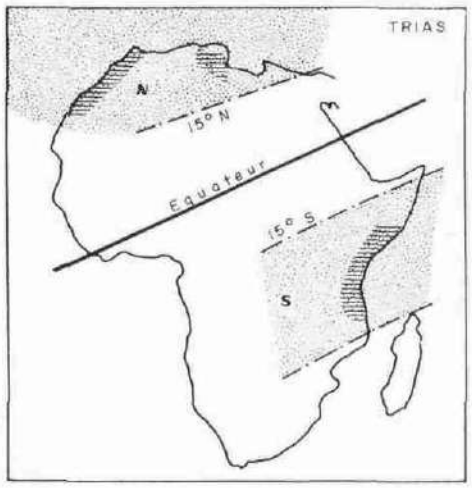


FIG. 83 — Schéma de répartition des faciès du Trias supérieur du Maroc, d'après Salvan (avec la collaboration de du Dresnay, 1972). *En cartouche :* position des bassins marocains dans le cadre des « ceintures salifères » de l'Afrique au Trias, d'après Machens (1970).

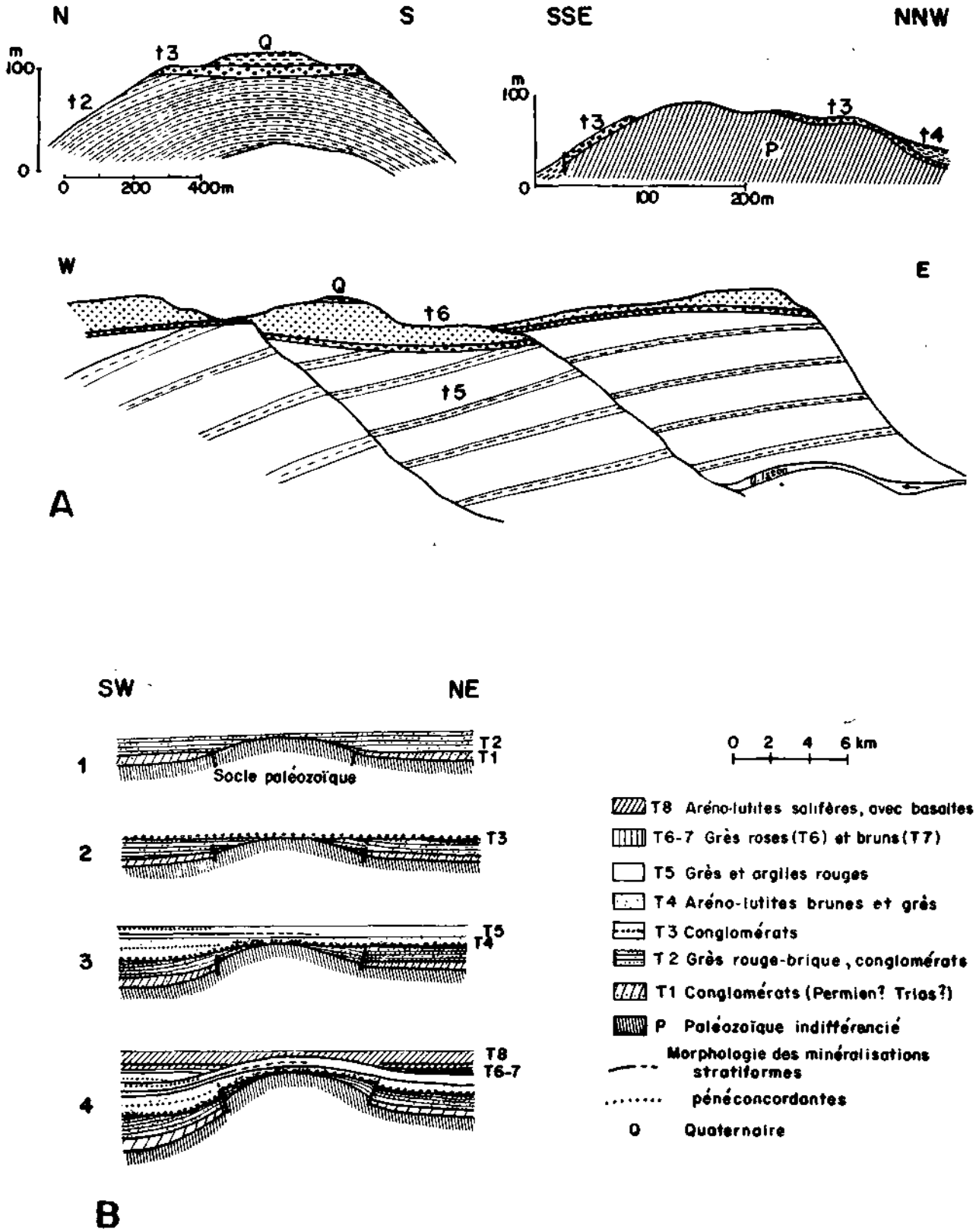


FIG. 83 bis — Les mouvements de blocs dans le socle atlasique durant le Trias et la disposition des minéralisations en U et Cu, d'après Tixeront, 1973.
Les discordances internes (A) et les variations de faciès dans les séries triasiques du Couloir d'Argana révèlent des mouvements de horsts et grabens. Exemple : le horst de Tirkou, 20 km au SW d'Argana (B).

Plusieurs grands groupes s'y côtoient. Les Dipneustes (« poissons à poumons »), souvent associés à des Invertébrés Phyllopodes, localement à des poissons Actinoptérygiens, pourraient indiquer un milieu à salinité variable. Les Reptiles sont représentés par des Phytosaures, occupant, au Trias, la « niche écologique » des Crocodiliens ultérieurs; des Dinosaures Prosauropodes et Théropodes, reptiles terrestres « ancêtres » des géants jurassiques (§ 4.3.3.5 B); des Dicynodontes, grands herbivores de la lignée mammalienne. Enfin, les Amphibiens abondent, en l'espèce : les Stégocéphales; ces animaux piscivores atteignaient 2,5 m de long.

C'est également dans le bassin d'Argana que des mouvements synsédimentaires, de horsts et de grabens (fig. 83 bis), ont été clairement mis en évidence (Tixeront, 1973), tectonique triasique (*s.l.*) dont P. Huvelin (1973) retrouve aussi la trace dans l'Ouest des Jbilet.

Dans le « couloir » d'Argana, la puissance de la succession « permo-triasique » varie de 2 500 à plus de 6 000 m. M. Tixeront y distingue trois séries séparées par deux discordances (pouvant être des discordances angulaires); une dernière discordance les sépare du Jurassique sub-tabulaire (Lias sup. et Infra-Lias sup. ?). La « série inférieure » est la plus grossière; son terme basal, conglomératique, est azoïque : peut-être appartient-il au Permien ? mais les grès surincombants contiennent déjà des *Voltzia* triasiques. La « série intermédiaire » silto-gréseuse est celle qui abrite, vers son sommet, les gisements de Vertébrés. Quant à la « série supérieure » où des Phyllopodes indiquent le Keuper moyen, elle est caractérisée par des coulées de basaltes au sein de couches argilo-gréseuses (cf. les § 3.6.4.2 et 3 ci-après).

Discordances et variations de faciès et d'épaisseur permettent de mettre en lumière des mouvements de blocs dans le socle primaire durant la sédimentation (fig. 83 bis). Les sens des apports détritiques en sont perturbés (apports orientaux dans les deux premières séries, méridionaux dans la dernière). Cette étude a été particulièrement poussée du fait du lien entre cette sédimentation et la minéralisation en uranium et cuivre (types *Kupferschiefer et red beds*), stratiforme, provenant d'une accumulation syngénétique à partir du remaniement de sols en période de « biostasie évolutive » (*op. cit.*).

Pour parvenir à une bonne reconstitution paléogéographique de ce secteur atlasique occidental, des recherches sédimentologiques et stratigraphiques sont encore nécessaires malgré les travaux entrepris par A. Avertchenko (1971). Des gisements de Phyllopodes, Ostracodes et Lamellibranches sont à l'étude. Mais déjà, la faune de Vertébrés, à spectre assez large, évoque selon J.-M. Dutuit (*op. cit.*) un paysage de piedmont humide et chaud, boisé et marécageux, vaste plaine côtière en pente douce au pied d'un Anti-Atlas érodé. Vers le Nord, on passait à un domaine marin se présentant essentiellement comme une plate-forme creusée de bassins inégaux, séparés probablement par des seuils et ainsi isolés de la mer ouverte (Salvan, 1968). L'évaporation pouvait concentrer les eaux non seulement grâce à ces seuils possibles mais aussi, semble-t-il, grâce à la lenteur de la circulation de l'eau sur l'immense plate-forme épicontinentale (« confinement dynamique », Busson, 1968). Le climat était propice, l'Afrique se trouvant décalée vers le Sud par rapport à aujourd'hui : d'où la « ceinture salifère nord-africaine » (fig. 83) à laquelle une « ceinture sud » faisait pendant (Machens, 1970).

On trouvera dans un travail récent de H.M. Salvan (1974) l'exposé des modèles génétiques envisagés pour les séries salifères marocaines, chacun étant plus ou moins justifié pour les divers cas d'espèce : confinement dynamique sur une plate-forme sans seuil; confinement profond dans des bassins individualisés par leur subsidence propre; diagenèse dans des séries argileuses.

3.6.4.2. *LE COMPLEXE BASALTIQUE*

Il est pétrographiquement mal connu, car très altéré : globules de céladonite (une argile glauconieuse), de calcédoine, de calcite; géodes de calcite et prehnite, filonnets et géodes de quartz parfois améthyste, argiles diverses. Une étude concernant essentiellement l'Atlas de Marrakech (Bertrand, à paraître) indique qu'il s'agit de basaltes tholéitiques ayant subi divers types d' « altération », pouvant se superposer : hydrothermale précoce, métamorphique (jusque dans le faciès prehnite - pumpellyite), superficielle. Leur mise en place apparaît tantôt effusive, tantôt intrusive. G. Cogney *& al.* (1974) ont reconnu, dans les basaltes de Bir-Izem, entre les oueds Grou et Bou-Regreg, un débit en coussin (fig. 81). Le cœur des « pillows » est un basalte typique, devenant vacuolaire vers la périphérie que limite un cortex vitreux. J. Verdier (1971 a) décrit au barrage des Aït-Aadel sur la Tessaoute une succession de faciès dans un complexe épais (200 m) : microgabbros souvent ophitique à la base, puis alternance de ces mêmes roches avec des basaltes noirs ; les argiles au toit de la série englobent des éléments bréchiques de basalte.

Ces particularités structurales, ainsi que l'altération profonde de ces roches, plaident en faveur d'une mise en place généralement sous-aquatique. Néanmoins, à en juger par la présence locale d'orgues (Maaziz), G. Cogney *& al.* (*op. cit.*) admettent l'existence de coulées à l'air libre ; un cas de coulée en coussins à la base, prismée au sommet, est attribué à un épanchement dans une étendue d'eau très peu profonde (fig. 81, avec discussion). Mais l'injection de sills précoces, dans la partie supérieure des vases triasiques en cours de compaction, peut également être invoquée (Levêque, 1961 ; Bertrand, à paraître ; un léger métamorphisme de l'encaissant peut alors être reconnu. Quoi qu'il en soit, l'association stratigraphique de ce complexe basaltique et des séries argilo-salifères est étroite, comme le montrent par exemple, les interstratifications basaltes-argiles rencontrées à Khémisset (fig. 83). Dans l'Est du Pays de Skoura, on rencontre de même dans le basalte des lentilles de calcaire à Foraminifères, spicules

d'Eponges, radioles d'Echinodermes, etc. (Levêque, 1961) *.

Un volcanisme basaltique de grande ampleur s'est donc manifesté dans tout le Moyen-Maroc durant le Trias supérieur. Peut-être a-t-il débuté plus tôt (intercalations de calcaires à *Anaplophora lettica* du Muschelkalk supérieur de Jerada, se- Owodenko, 1946, *in* Salvan, 1974 et s'est-il prolongé jusqu'au début du Lias (non daté mais peut-être présent dans la série argilo-salifère supérieure) ? S'ils s'accordent avec cette hypothèse, les âges K/Ar récemment fournis ne permettent guère de la préciser, du fait, semble-t-il, des « altérations » subies. Les âges les plus anciens, obtenus sur les échantillons les moins transformés, sont de 200 Ma ; beaucoup de mesures donnent 190 à 180 Ma, mais d'autres des nombres bien inférieurs (Thuizat, à paraître). Ce magmatisme d'origine profonde, probablement fissural, s'est aussi étendu aux zones externes du Rif où abondent les « ophites » triasiques (§ 5.2.1). Les dykes et sills doléritiques du Sud marocain semblent représenter des manifestations subvolcaniques du même magmatisme (§ 2.6.2.2.), peut-être associées à des « trapps » ultérieurement érodés. Des dykes du même type et probablement homologues se rencontrent en Méséta (Huvelin, 1971 et 1975, p. 106) **.

On reconnaît aujourd'hui dans ce magmatisme l'effet d'une fissuration du socle liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord (chap. 6). Certains gauchissements se sont produits durant cette période, de telle sorte que les basaltes et la série salifère superposée reposent parfois directement sur la série inférieure et le socle lui-même (Tessaoute, Est du Maroc central).

3.6.4.3. *LA SERIE ARGILO-SALIFERE SUPERIEURE*

Elle se présente comme la continuation de la série argilo-salifère inférieure, au-delà de l'épisode volcanique. Cependant, les constituants détritiques sont ici réduits à la portion congrue et les argiles dominent, dont l'étude a été abordée par J. Lucas (1962). Le régime de bassins aux eaux confinées se poursuit dans tout le domaine mésétien, conclut cet auteur ; à la précipitation saline s'associe la néogenèse de grandes quantités d'argiles fibreuses du type attapulgite. Dans le sillon atlasique en voie de subsidence, plus ouvert déjà aux influences marines, l'évolution des argiles paraît avoir été différente et l'on note seulement des illites et des chlorites largement cristallisées ***.

3.6.5. La série phosphatée et la transgression du Crétacé supérieur-Eocène dans le Moyen-Maroc

3.6.5.1. *GENERALITES*

Comme celle du Trias, l'unité de la série du Crétacé supérieur - Eocène au Sud du domaine rifain est telle qu'on est amené ici à déborder le cadre mésétien pour l'envisager dans l'ensemble du Moyen-Maroc. Celui-ci s'est trouvé investi par une mer peu profonde mais étendue à la plus grande part de son territoire (fig. 84). La mer s'est retirée durant l'Eocène moyen, après que se soit déposée la série sédimentaire la plus précieuse qui existe au Maroc : *la série phosphatée.*

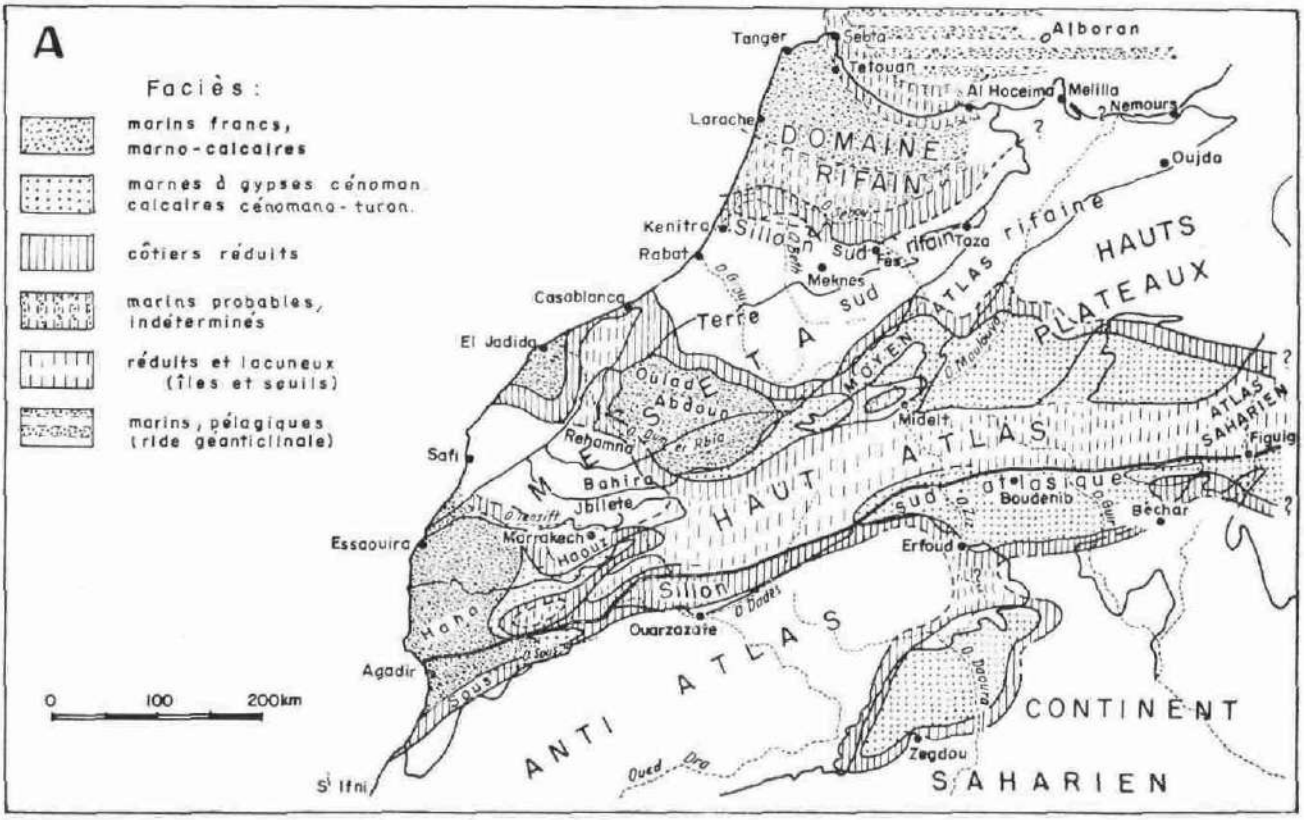
Succédant aux incursions marines éocrétacées qui avaient surtout intéressé la frange atlantique et les confins du Rif oriental, la transgression maximum se réalise au Cénomano-Turonien (fig. 84 A). Le centre et l'Est de l'Afrique du Nord (Algérie et Tunisie) étaient déjà occupés par une mer épicontinentale, alors que le Maroc était émergé. Maintenant la transgression va submerger largement le Maroc, qui continuera néanmoins à faire figure de zone haute (fig. 84 B). L'essentiel du Moyen-Maroc est ennoyé. Cependant, le Massif central et le Nord-Est atlasique sont dépourvus de Crétacé supérieur ; l'érosion ultérieure suffirait peut-être à expliquer cette lacune, mais on peut envisager qu'une terre sud-rifaine surbaissée ait ici existé, dite « Terre des Idrissides » par G. Choubert & A. Faure-Muret (1960-62), ainsi, peut-être, qu'une île en Méséta méridionale. Plus hardie que la grande transgression du Trias, celle du Cénomano-Turonien s'avance largement dans le domaine anti-atlasique où deux vastes golfes permettent le dépôt des calcaires marins des hamadas. A cette époque où Méditerranée et Atlantique se mêlent largement, où seule, peut-être, en dehors de la Terre sud-rifaine, une partie de l'Anti-Atlas émerge comme une presqu'île rattachée à un Sahara partiellement inondé, *rien ou presque ne trahit le plan des futures unités structurales atlasiques.* La série cénomano-turonienne est relativement uniforme dans tout le Maroc africain.

---

* G. Cogney *& al.* (1975) montrent la présence de stromatolites, brèches de tempête, figures de dessication dans les intercalations calcaires des basaltes du Nord du Massif central : autant d'indices de milieu inter- à supracotidal. P. Huvelin (1975, p. 68), par contre, note des radiolaires dans [illegible] triasiques des Jbilet occidentales.

** Dans les Jbilet occidentales, un granite monzonitique peut s'observer au sein des dolérites (Huvelin 1975, p. 67).

*** Le lac Zima, sebkha continentale à l'Ouest de Chemaïa, paraît alimenté en sel par la nappe phréatique léchant des diapirs triasiques souterrains (*op. cit.*, p. 257).



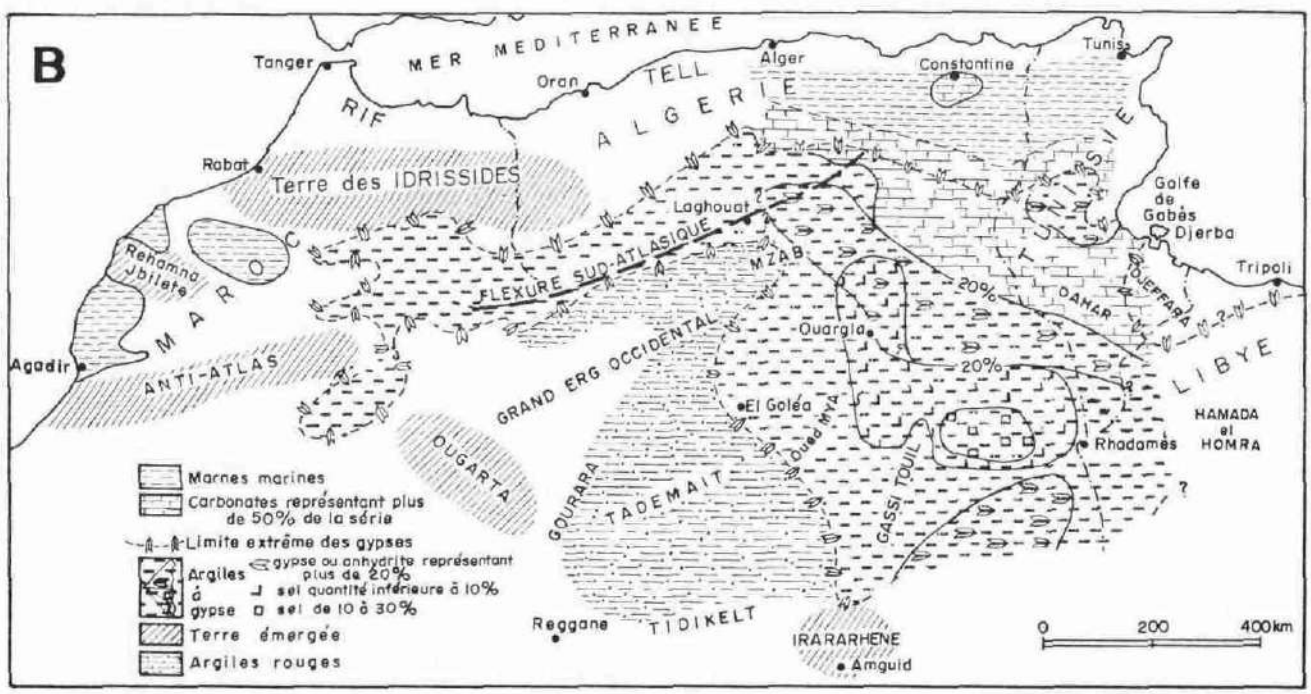


FIG. 84 — Schémas paléogéographiques du Crétacé moyen.
A : La transgression cénomano-turonienne au Maroc, d'après Choubert & Faure-Muret (1960-62).
B : Extension de cette transgression en Afrique du Nord et sur ses confins sahariens, d'après Busson (1970).
La dissymétrie foncière entre l'Est et l'Ouest de l'Afrique du Nord se manifeste ici nettement.

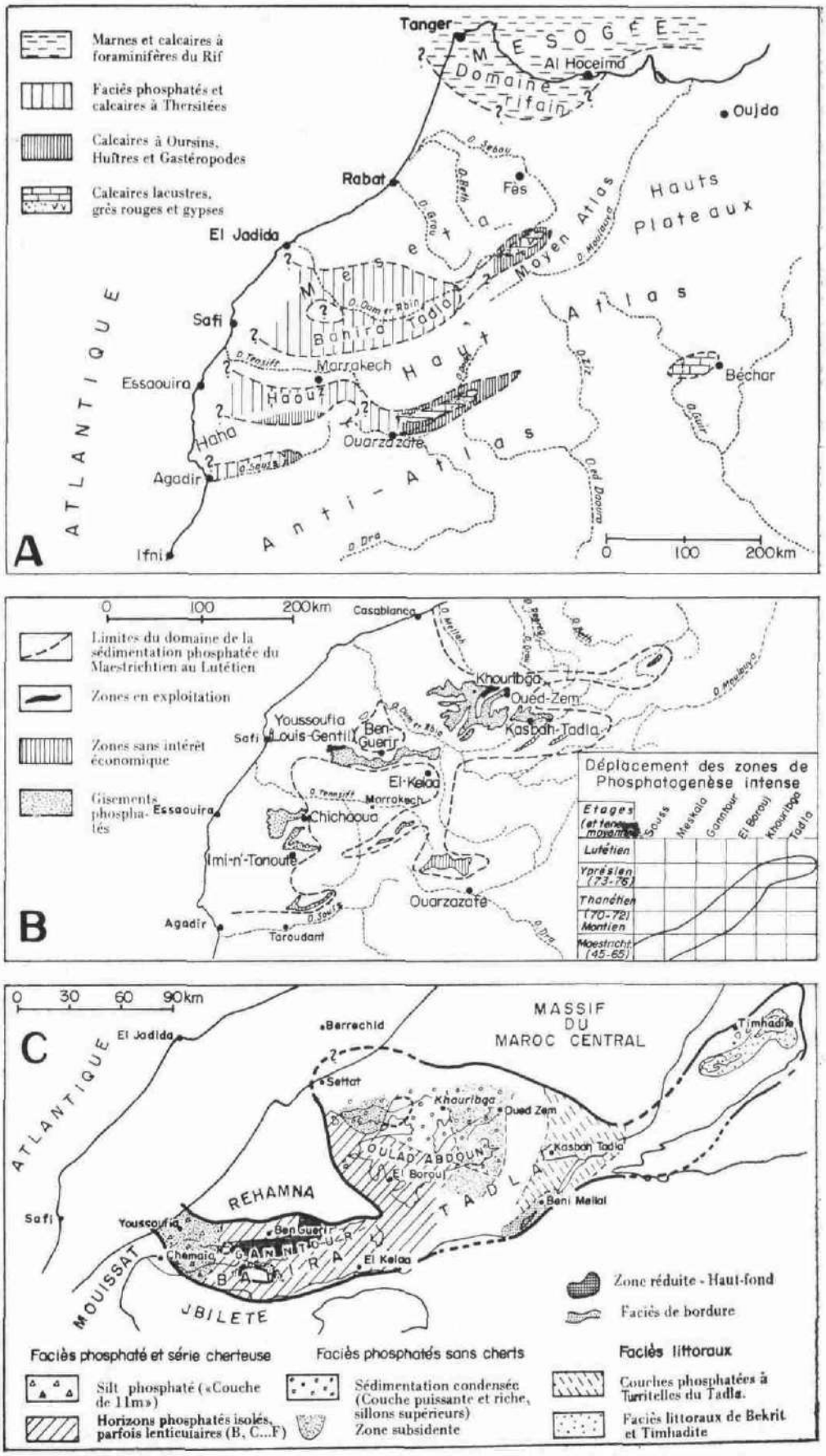


FIG. 85 — **Répartition des faciès de la série phosphatée et interprétations de la paléogéographie marocaine du Maestrichtien à l'Eocène moyen.**

A : Schéma général, selon Choubert & Faure-Muret (1960-62) (complété pour le Rif).

B : Schéma de Salvan (1960), indiquant la répartition des gisements phosphatiers.

C : Détail des faciès du « Golfe septentrional » à l'Yprésien, d'après Boujo (1972).

D.R. : Ile de Douar Rhirat
M. : Haut-fond de Mrizig.
DK : de Djenat-el-Kheil.

Du Sénonien au Lutétien inclus, cette uniformité ou quasi-uniformité disparaît. L'Atlantique, à partir des bassins côtiers, ne mord sur le Maroc intérieur que par des golfes, séparés plus ou moins complètement par des îles ou presqu'îles (fig. 85). La plus septentrionale de ces terres émergées (« Terre des Idrissides » de G. Choubert & A. Faure-Muret, 1960-62) sépare le golfe phosphatier principal (Ganntour—Oulad-Abdoun) du bassin rifain, d'obédience mésogéenne. Il est difficile de délimiter exactement ces terres par suite de l'intervention des érosions ultérieures. Les études sédimentologiques de A. Boujo (1972) lui permettent de conclure que le Massif des Rehamna devait se rattacher à la terre septentrionale ; la communication du bassin des Ouled-Abdoun avec l'Océan ne se faisait que par les Ganntour.

3.6.5.2. *LA COLONNE STRATIGRAPHIQUE*

Elle est particulièrement bien connue dans les bassins phosphatiers des Ouled-Abdoun et des Ganntour, grâce aux nombreux ouvrages d'exploitation et de prospection (fig. 86). En discordance très faible sur le Trias (voir aussi les figures 79 et 82) vient souvent un *Infracénomanien* mal daté, rosé, détritique à lits de calcaires où de mauvais fossiles indiqueraient le Crétacé inférieur (et localement le Lias ?), avec des couches dolomitiques de faciès évaporitique (Mechra-ben-Abbou). C'est le haut du « Continental intercalaire » du domaine saharien. Il est remplacé dans les bassins atlantiques par un Crétacé inférieur marin (Haut Atlas occidental et bassin de Safi : voir § 3.6.3 et 4.3.5). C'est au-dessus que débute la grande transgression du *Cénomano-Turonien.*

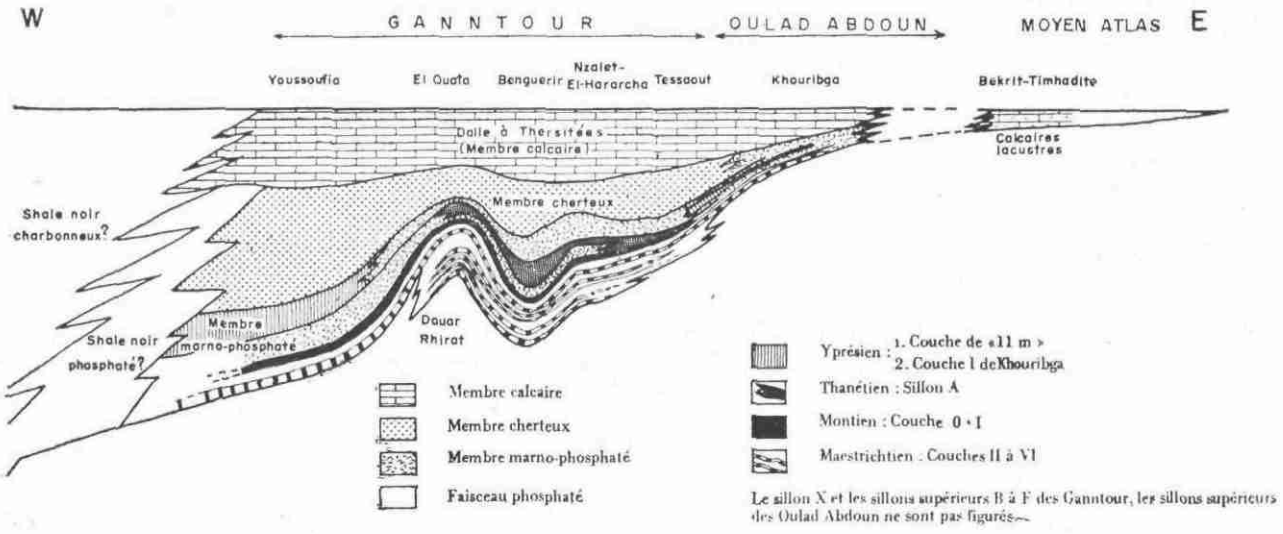


FIG. 86 — La série phosphatée dans le golfe septentrional du Moyen-Maroc : changements latéraux de faciès et migration de la phosphatogenèse, schématisés par Boujo (1972).

On rencontre d'abord une série marno-calcaire blanchâtre ennoyant les derniers paléoreliefs (Rehamna centraux). Les strates sont souvent gypsifères dans le Cénomanien et particulièrement calcaires dans le Turonien (Ammonites, Oursins). C'est la série la plus monotone ; même son épaisseur varie peu (100 à 150 m).

Au-dessus vient un *Sénonien* marneux et jaune-verdâtre, coupé de quelques barres calcaires. Il est assez varié, en épaisseur et en faciès. Epais de 50 à 100 m en Méséta, il atteint 750 m dans le Haut Atlas occidental, du moins dans deux sillons (Agadir et Essaouira) qui paraissent avoir été séparés par quelque haut-fond axial (Cunéolines cénomaniennes remaniées à la base du Santonien, voir § 4.3.5.3). Une partie du futur Haut Atlas a pu être ainsi surélevée (mais pas forcément émergée) dès cette époque. Au Sud (§ 2.6.1.2) et sur l'Atlas oriental (§ 4.3.4.4) se sont répandus des apports continentaux rubéfiés ; la concentration des eaux aidant, il s'est ainsi déposé un Sénonien rouge argilo-détritique gypsifère et parfois salifère.

Puis s'observe le *complexe phosphaté* lui-même, dont les termes s'échelonnent typiquement *du Maes-*

trichtien à l'Yprésien inclusivement. C'est un ensemble sédimentologique remarquable : calcaires microcristallins plus ou moins phosphatés ou siliceux parfois dolomitiques ; phosphate oolithique où abondent les dents et os de Sélaciens (bien conservés dans une telle concentration de phosphate de calcium) ; silex et cherts incluant les oolithes phosphatées ; rares lits argileux où dominent les montmorillonites et les argiles fibreuses (attapulgites, sépiolites). Il s'agit donc d'une sédimentation chimique et biochimique (Spongiaires, Foraminifères, Radiolaires et Diatomées), dont on notera le caractère condensé (épaisseur totale de l'ordre de 30 m dans les Oulad-Abdoun, de 100 m dans les Ganntour).

Les variations présentées par cette série portent d'abord sur l'épaisseur, le développement relatif de certains niveaux, la présence de matière organique.

L'épaisseur atteint 180 m à l'Ouest des Ganntour, s'abaissant à 1,10 m à l'Est; la variation n'est pas régulière ni homogène dans les divers étages (Boujo, 1968, 1972; Boujo & Rahhali, 1971). Les niveaux phosphatés eux-mêmes ont en général une allure lenticulaire, évoquant des phénomènes de remaniement sur un fond irrégulier. L'abondance de matière organique est considérable dans la zone méridionale des Ganntour (*op. cit.*), où les phosphates bitumineux sont gris à noirs. Le phénomène serait en partie lié à l'accumulation des Algues et (ou) du microplancton.

Mais la variation la plus intéressante porte sur l'intensité de la phosphatogenèse. On constate que la zone où elle est maximum tend à migrer peu à peu vers le NE : aussi bien exploite-t-on le phosphate dans le Montien à Youssoufia (sous le « calcaire à *Cardita* », encore Montien), et dans l'Yprésien à Khouribga (sous la dalle à Thersitées, du Lutétien). En fait, les colonnes stratigraphiques révèlent de grandes irrégularités dans cette évolution globale et une indépendance assez nette de l'évolution de chaque étage (Boujo, 1968, cf. fig. 85 et 86). Dans tous les cas on note que la phosphatogenèse évite les fonds de golfe orientaux. Ceux-ci sont occupés par des faciès à Oursins (Ouarzazate), à Nautiles et pinces de crabes (calcaire de Timhadite en Moyen Atlas, § 4.3.4.4), etc.

L'interprétation de ces extraordinaires et bénéfiques accumulations de phosphate tricalcique pose des problèmes d'autant plus intéressants qu'ils concernent tout un chapelet de bassins échelonnés sur les marges atlantique et méditerranéenne de l'Afrique. En bref, il semble que plusieurs facteurs doivent se combiner (voir Reyre, 1964 ; Agard & *al.*, 1965 ; Beaudet, 1969 ; Boujo, 1972, etc.) : stabilité du continent où dominait une altération latéritique ; confinement relatif des golfes où le lessivage du continent déterminait l'apparition de conditions basiques ; remontées d'eaux océaniques profondes (« upwelling »), eaux froides et azoïques donc riches en phosphates dissous, jusqu'au niveau du plateau continental; là, chimiquement et biologiquement (?), ce phosphate pouvait se trouver fixé et accumulé mécaniquement.

Notons qu'à l'époque actuelle, le phosphate rencontré dans une partie des sédiments du plateau continental atlantique, tout au long de l'Afrique nord-occidentale, est d'origine détritique, remanié à partir des dépôts du Crétacé-Eocène (Summerhayes & *al.*, 1972).

La fin de la série phosphatée est marquée par une dalle calcaire à Thersitées (Gastéropodes), plus ou moins siliceuse encore et datée du *Lutétien*. On voit localement cette dalle reposer en transgression directement sur le Primaire, à la marge nord des Jbilet (Huvelin, 1973 a). Le faciès à Thersitées est remplacé vers l'Est par des calcaires à Huîtres ou Turritelles. Plus à l'Est encore, on passe aux faciès lacustres, commençant parfois dès l'Eocène inférieur (Lac à *Ceratodes* de Kenadza, § 4.3.6.1). Ces dépôts annoncent en quelque sorte la régression générale qui suit l'Eocène moyen et introduit le cycle des mouvements alpins paroxysmaux.

3.6.6. La tectonique et le volcanisme post-hercyniens

La tectonique post-hercynienne, en première approximation, se résume à des mouvements verticaux, soulèvements ou effondrements relatifs de vastes blocs séparés par des failles normales ou des flexures. Il s'agit surtout de mouvements épeirogéniques, mais qui ont pu s'associer à des déplacements horizontaux (Michard & *al.*, 1975) notamment les plus jeunes (Allary & *al.*, 1972). Tous dirigent la sédimentation ou l'érosion ; les mouvements néogènes ne provoquent que localement la déformation des terrains concernés.

3.6.6.1. *EPEIROGENESE MESOZOIQUE*

Dès l'*époque triasique*, de tels mouvements épeirogéniques ont présidé à l'accumulation des dépôts, variable en fonction de l'intensité de la subsidence (§ 3.6.6.). Des failles en extension permirent l'ascension du magma basique profond. Il est loisible de mettre ces phénomènes en rapport avec l'ouverture commençante de l'Océan Atlantique (§ 3.6.4.2 et chap. 6).

Pendant le *Jurassique*, un soulèvement quasi

général de la Méséta intervint, n'épargnant que ses marges méditerranéenne et atlantique (à l'Ouest, au Nord et au Sud-Est) et s'accentuant à la fin du Dogger (Jurassique moyen). L'érosion des terres émergées alimenta une sédimentation détritique dans le sillon rifain externe. P. Huvelin (1973 a) souligne l'importance des mouvements post-triasiques et anté-kimméridgiens dans les Jbilet occidentaux comme dans le Haut Atlas à l'Ouest de Marrakech ; des plis d'axe NNE semblent bien liés à une tectonique de horsts et grabens.

Durant le *Crétacé inférieur*, seule la partie sud de la marge atlantique actuellement visible s'effondra au-dessous du niveau de la mer. Par contre, au Crétacé supérieur, la transgression gagna l'essentiel de la Méséta (§ 3.6.5.1), pour se restreindre ensuite à un ensemble de vastes golfes. On peut voir là le résultat d'une élévation générale du niveau des mers, mais aussi de l'arrêt de toute surrection mésétienne. C'est une époque de calme tectonique que cette période ultime du Secondaire, précédant les « tempêtes » du Tertiaire.

3.6.6.2. *TECTONIQUE TERTIAIRE*

La Méséta n'est d'abord affectée que par d'amples mouvements épeirogéniques, l'exondant entièrement à partir de l'Eocène moyen, effondrant ses marges nord et ouest durant le Miocène supérieur. *La tectonique ponto-plio-quaternaire* paraît plus vive. Elle s'assortit de failles importantes qui délimitent les unités géomorphologiques actuelles (§ 3.1.3).

Cette tectonique est particulièrement accentuée dans les Jbilet (fig. 45). Ce chaînon se présente comme un horst dissymétrique Est-Ouest, s'ennoyant en pente douce sous le Mésozoïque et le Néogène au Sud et à l'Ouest, mais bordé au Nord par une faille dont le rejet avoisine le millier de mètres. Dissimulée sous les glacis quaternaires, elle sépare les Jbilet de la plaine néogène de la Bahira. Des failles post-triasiques dont certaines semblent des décrochements, recoupent obliquement le chaînon. Une telle structure rapproche beaucoup les Jbilet de l'Atlas voisin, dont elles sont une sorte de réplique au Nord du sillon du Haouz *.

On note aussi la présence de grandes failles sur les marges du Massif central, en bordure du Saïs (fig. 80 ; voir le Miocène redressé à 60° le long d'une telle faille entre Tiddas et Oulmès) ou de la Méséta côtière (fig. 7, 47, 44, 65, 66). L'évolution de ces failles peut, dans une certaine mesure, être reconstituée à partir de l'étude des surfaces d'érosion et des dépôts corrélatifs (§ 1.3.1). Il est clair que la Méséta ne pouvait rester inerte alors que toute l'Afrique du Nord se trouvait ébranlée. Coincée entre le Rif et les Atlas elle s'est trouvée découpée par des failles en une mosaïque de bassins et de massifs, blocs inégalement surélevés et coulissants plus ou moins les uns contre les autres. Nombre de failles de rejet modeste échappent sans doute à l'observation ou sont confondues avec des failles hercyniennes faute de dépôts repères. On en a mis en évidence tout un réseau dans le Plateau des Phosphates ; elles n'ont que des rejets métriques, mais suffisent déjà à gêner l'extraction mécanique des sables phosphatés.

3.6.6.3. *VOLCANISME PONTO-PLIO-QUATERNAIRE*

Enfin, cette tectonique ponto-plio-quaternaire s'est assortie d'un volcanisme notable (H. & G. Termier, 1956 ; Beaudet, 1969). Il se développe surtout suivant les axes Khénifra—Tiddas (Tedders) et Itzer—El-Hajeb, ce dernier axe recoupant le Moyen Atlas et les confins de la Méséta et de l'Atlas (Causse moyen-atlasique). Les laves les plus anciennes paraissent être les rhyolites ignimbritiques ou dacitiques de Tiddas et de Khénifra (grande coulée et dykes de Tala-Mechtal, voir fig. 73). Les andésites de Tiddas et de Taztot (au Nord-Est de Moulay-bou-Azza) pourraient être de la même époque ponto-pliocène.

Ensuite se sont surtout épanchés des basaltes. Ce sont d'abord les immenses cheires des plateaux de Ment et d'Azrou (celui-ci à cheval sur le Moyen Atlas). Puis se formèrent les longues coulées des vallées, durant un Quaternaire plus récent encore, dont la plus spectaculaire est celle de l'Oum-er-Rbia (100 km environ à partir du Jbel Tamaracoït dans le Moyen Atlas).

Des roches alcalines diverses participent à ce volcanisme récent : phonolites à leucite, à néphéline, à haüyne de la région d'Oulmès (voir notamment la coulée de Maza sur la route de Tiddas à Oulmès, à 25 km de ce bourg) ; basanites limburgitiques du Ment, d'Azrou ; ankaratrites de la région d'Oulmès (voir P. Huvelin, 1973 et ci-après le § 4.3.6.3).

L'ensemble de ce volcanisme s'apparente à celui du Massif central français. Comme lui, il se présente comme une manifestation tardi- et post-orogénique, séquelle de l'orogenèse alpine (rifo-atlasique) apparaissant dans l'avant-pays du géosynclinal rifain. Il s'étend, au travers du Moyen Atlas (§ 4.3.4.4) jusqu'aux confins sahariens (§ 2.6.1.2 C).

* Ce sillon est lui-même faillé, ainsi que la Bahira (bords septentrionaux des massifs de Guemassa et Douar-Rhirat, respectivement) et ces diverses failles atlasiques sont toutes déversées au Nord (Huvelin, 1975).

CHAPITRE 4

LE DOMAINE DE LA CHAINE ATLASIQUE

4.1. REPERES GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

Suivant la terminologie adoptée ici (carte hors-texte et § 1.2), le domaine de la chaîne atlasique est la partie du Maroc quasi cratonique la plus déformée durant le cycle orogénique alpin. C'en est aussi la plus montagneuse.

4.1.1. Données géographiques essentielles

Le Haut Atlas constitue la pièce maîtresse de ce domaine. C'est une barrière montagneuse beaucoup plus longue que large (800 km de long, 40 à 80 km de large). Bien que les sommets proches de 4 000 m n'y soient pas rares (c'est la chaîne la plus élevée de toute l'Afrique du Nord), la chaîne conserve un aspect lourd, massif. Les vallées restent étroites, les crêtes culminent à des altitudes qui varient très progressivement d'un bout à l'autre du mur montagneux.

Les géographes y ont cependant distingué trois parties, de longueur comparable. *Le Haut Atlas occidental* s'élève depuis la côte atlantique jusqu'au segment le plus haut de toute la chaîne, culminant au Jbel Toubkal (4 165 m). Relativement bien arrosé, c'est un « pays paysan » (cultures de vallées et de terrains) opposé au « pays pastoral » (élevage nomade) du Haut Atlas central et oriental. En effet, vers l'Est se renforce la sécheresse : on ne relève plus que 2 à 600 mm de pluie ou neige suivant l'altitude, sauf sur la lisière nord qui reçoit jusqu'à 7 à 800 mm, alors que dans l'Atlas occidental il tombe partout plus de 900 mm. On fait commencer le *Haut Atlas central* à l'Est des vallées du Rdat et de l'Imini (massif culminant : J. Mgoun 4 071 m), cependant que sa limite orientale, plus fluctuante au gré des auteurs, correspond *grosso modo* à la vallée du Ziz. Au-delà, le *Haut Atlas oriental* présente des altitudes généralement plus modestes sauf vers sa lisière nord-ouest (prolongement oriental du massif du J. Ayachi, 3 751 m) ; il tend à se résoudre en chaînons séparés par de larges plateaux et s'ennoie finalement dans les Hauts-Plateaux et la plaine de Tamlelt. Au-delà de celle-ci, s'allongeant surtout en territoire algérien, l'Atlas saharien (Monts des Kçours) prend le relai de l'Atlas oriental, avec un aspect comparable.

Vue de face, le plus souvent, la barrière atlasique s'élève brusquement au-dessus d'une plaine bordière, suivant un front rectiligne qui indique déjà le rôle des failles récentes dans cette orogenèse. Ainsi se présente à Marrakech le célèbre paysage de l' « Adrar-n'Dren » (la montagne des montagnes en berbère) dominant au loin la palmeraie et fermant l'horizon du Haouz, du Levant jusqu'au Sud-Ouest. Si cette longue barrière est peu découpée, c'est qu'elle a été à peine effleurée par l'érosion glaciaire. Les neiges s'y accumulent volontiers l'hiver, mais il n'en est pas aujourd'hui d'éternelles et, durant les périodes quaternaires les plus fraîches, elles n'y nourrirent que de modestes glaciers suspendus. Aussi les cols (« Tizi », en berbère) carossables sont-ils rares dans cette chaîne massive : Tizi-Maachou (1 100 m) entre la plaine de Chichaoua et le couloir d'Argana ; Tizi-n'Test (2 100 m) et Tizi-n'Tichka (2 200 m) à l'Ouest et à l'Est du Haut Massif de Marrakech (Adrar-n'Dren), Tizi-n'Talrhemt (2 000 m) aux confins du Haut Atlas central et du Haut Atlas oriental.

La plaine de Tamlelt ouvre par contre un large passage entre Bou-Arfa et Talzaza, entre les Hauts-Plateaux sub-tabulaires au Nord et le domaine présaharien au Sud, dans une zone d'ailleurs ambiguë où les limites des différents domaines structuraux sont particulièrement floues (§ 4.4.1.1).

De nombreuses sources et oueds permanents dépendent du Haut Atlas, qui partage avec le Moyen Atlas le rôle de « château d'eau » principal du Maroc. On a déjà énuméré les principaux cours d'eau méridionaux (§ 2.1.3) et nord-occidentaux (§ 3.1.3). Il faut y ajouter au Nord-Ouest l'oued Moulouya, mitoyen avec le Moyen

Atlas, et son affluent plus oriental encore et, partant, bien plus maigre, l'oued-el-Haï.

Occupant le Nord-Est du domaine, le Moyen Atlas se rattache obliquement au Haut Atlas central, dans la région de Ksiba et Beni-Mellal. Les « cuvettes » de la Haute-Moulouya les séparent progressivement vers l'Est. La montagne est ici moins élevée (J. Bou-Nasseur 3 340 m, Bou-Iblane 3 172 m, J. Tichoukt 2 796 m), plus découpée (Col du Zad 2 178 m, entre Azrou et Midelt). Les fleuves, grossis par des pluies et des neiges abondantes (climat humide à subhumide, 1 m à Ifrane), y creusent de larges vallées. Ce sont en particulier l'oued Guigou, qui devient l'oued Sebou avant Fès, et l'oued Oum-er-Rbia s'en allant vers le Tadla ; la Moulouya reçoit du Moyen Atlas une partie de son alimentation. L'hydrogéologie du Moyen Atlas est en réalité compliquée par les phénomènes karstiques et l'écoulement en profondeur est souvent distinct de l'écoulement superficiel. C'est ainsi que l'Oum-er-Rbia, avant qu'il ne quitte le Causse vers le Sud-Ouest, est grossi par une quarantaine de sources dont les eaux sont soutirées au bassin du Guigou, donc en quelques sorte « volées » au Sebou, par un réseau souterrain.

Les Hauts-Plateaux orientaux forment des étendues monotones, arides ou sub-arides, entre 1 000 et 1 500 m d'altitude. Vers l'Est, en Algérie, ils se prolongent longuement dans les vastes Hauts-Plateaux oranais (parfois l'ensemble est nommé « Méséta oranaise » ce qui est assez impropre). Vers le Sud et le Sud-Ouest, ils passent progressivement à la zone montagneuse du Haut Atlas oriental. Vers l'Ouest, dans le Rekkame, ils s'inclinent jusqu'à la cuvette de la Moyenne-Moulouya. Enfin, une marge nord à peine rehaussée, dite « *Chaîne des horsts* » ou Monts d'Oujda les sépare des plaines (Guercif, Oujda, Zebra et Triffa) et des petits massifs (Terni-Mazgout, Beni-Snassene, Kebdana...) du Nord-Est du Maroc, *région de la Basse-Moulouya* au sens large. Là, l'aridité générale est tempérée par les influences marines: la montagne des Beni-Snassene (1 532 m) reçoit plus de 630 mm d'eau, mais la plaine de Zebra, sous le vent du chaînon des Kebdana, n'en reçoit que 270 (d'où un intéressant modèle pédologique : voir Ruellan, 1970).

4.1.2. Grandes unités structurales

Par l'âge et la structure du matériel qui les constitue, diverses zones s'opposent à l'intérieur du domaine de la chaîne atlasique.

Les parties moyennes du Haut Atlas, où se rassemblent les points culminants de la chaîne montagneuse et qui sont relativement homogènes, par conséquent, en ce qui concerne l'orographie, comportent deux grandes unités structurales (carte hors-texte). *Le Massif ancien du Haut Atlas occidental* (dit aussi Massif central atlasique ou Atlas de Marrakech ; voir E. Roch, 1950) est constitué d'un socle précambrien et de terrains primaires plissés et granitisés durant l'orogenèse hercynienne ; sa couverture n'y est guère épaisse là où elle n'est pas érodée, sauf en ce qui regarde le Permien et le Trias. En somme, c'est un domaine mésétien qui aurait « mal tourné » pendant le Tertiaire supérieur. Au contraire, le *Haut Atlas central,* prolongeant vers l'Est le précédent massif, comporte une épaisse série marine d'âge jurassique inférieur et moyen, à dominante calcaire, coupée de synclinaux crétacés (surtout marginaux) et d'anticlinaux triasiques. Le Primaire ne se montre qu'exceptionnellement sous la couverture plissée, sauf au Sud-Ouest, à proximité du Massif ancien : Pays de Skoura (avec Précambrien), boutonnières anticlinales de la Tessaout : Aït-Tamellil, Aït-Mdioulal (= Aït-Mdioual).

On retrouve les traces de la même subsidence jurassique dans le *Haut Atlas oriental,* mais le Trias y perd beaucoup de son épaisseur, cependant que les affleurements de socle hercynien y retrouvent un développement notable.

De l'autre côté, le *Haut Atlas occidental calcaire,* séparé du Massif ancien par le *couloir triasique d'Argana,* offre une série où, après un Trias épais, dominent le Jurassique supérieur « lagunomarin » et le Crétacé inférieur marin, suivis du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Cette série du bassin d'Agadir-Essaouira, d'obédience atlantique, se rattache à celle du bassin franchement mésétien de Safi mais elle est plus nettement plissée (surtout au Sud du cap Tafelney) et traversée de diapirs triasiques.

Le *Moyen Atlas,* pour sa part, est analogue à l'Atlas central calcaire, à ceci près que le Crétacé et le Tertiaire y jouent un rôle notable dans les synclinaux. Faut-il le faire commencer, au Sud-Est, par l'Atlas de Beni-Mellal, au Nord des synclinaux crétacés de l'oued El-Abid (barrage de Bine-el-Ouidane) ? ou seulement à partir d'El-Ksiba, où s'accentuent les déversements vers le Nord-Ouest ?

Vers le Nord-Est, le Moyen Atlas s'ennoie provisoirement sous le *Mio-Pliocène* sud-rifain (plaine de Guercif) pour réapparaître, émietté, sous la forme des petits massifs qui encadrent le couloir Taza-Oujda : *Mazgout, Beni-Snassene, Kebdana pro parte* au Nord ; « *Chaîne des Horsts* » au Sud.

Mais le domaine considéré ne comporte pas que des chaînes plissées et surélevées : le tiers de sa surface environ, correspond à des plateaux (d'altitude encore élevée mais inférieure à celle des Atlas) et à des cuvettes tabulaires effondrées.

Ainsi, le Moyen Atlas est compris entre le *Causse moyen-atlasique* (dit aussi Moyen Atlas tabulaire) et les *cuvettes de Haute et Moyenne Moulouya*. Le Causse est appuyé sur la Méséta centrale au Sud de Meknès ; son socle surgit de nouveau dans le massif du *Tazekka*, dont on a des équivalents plus à l'Est dans le Boudoufoud (Mazgout) et les Beni-Snassene. Les couches subtabulaires des cuvettes de Moulouya se soulèvent vers l'Est, où s'étendent les *Hauts-Plateaux*.

La surrection de ceux-ci dans leur partie nord-ouest est assez forte pour qu'affleure largement le socle dans le *Debdou* et le *Mekkam*, annonçant la Chaîne des Horsts. Vers le Sud, les Hauts-Plateaux sont bordés par le Haut Atlas oriental. La limite entre ces deux ensembles est souvent floue ; les zones tabulaires ne manquent pas plus dans l'Atlas que les accidents tectoniques dans les Plateaux. Le chaînon SW-NE du *J. Mechkakour* se sépare obliquement de l'Atlas pour aller se perdre dans les Hauts-Plateaux sous forme de plis E-W « en chenilles processionnaires », les *Trarit*. On rattache d'ordinaire aux Hauts-Plateaux le trapèze limité par ces chaînons et par l'Atlas ; néanmoins il est accidenté par plusieurs plis, notamment par le dôme de *Tendrara* et le monoclinal du *Chott Tigri* (Médioni, 1969, 1970), si bien que E. Roch (1950) proposait déjà de l'inclure à l'Atlas. Au Nord-Ouest du Jbel Mechkakour, les « *plis marginaux* » et le Dahra font transition vers le *Rekkame* et les Hauts-Plateaux tabulaires. A l'Est de Aïn-Beni-Mathar (Berguent), néanmoins, le même axe structural SW-NE se manifeste par un anticlinal en plein Hauts-Plateaux (*Sidi-el-Abed*).

Aux chaînes atlasiques surélevées correspondent des *dépressions sub-atlasiques* où vont décanter les oueds et s'accumuler la partie grossière des produits d'érosion de la chaîne. Ces sillons déprimés sont formés, au long du Haut Atlas, par le fléchissement du socle des domaines voisins, mésétien et anti-atlasique : c'est le *Haouz* et le *Tadla* au Nord, le *Souss* et les sillons d'*Ouarzazate* et *Boudenib* au Sud. Les cuvettes de Haute et Moyenne Moulouya constituent des *dépressions intramontanes*, communes au Haut et Moyen Atlas. Ce dernier a alimenté au Nord une partie du comblement du *sillon sud-rifain*, dépendant surtout du Rif (Chap. 5).

4.2. LE SOCLE

4.2.1. Données générales

Pour autant qu'on en juge d'après ses zones d'affleurement, il est très semblable au socle de l'Anti-Atlas et plus encore à celui du domaine mésétien (chap. 3).

Sous les couches mésozoïques et tertiaires plissées par l'orogenèse alpine (ce qualificatif étant pris au sens chronologique le plus général) apparaissent des *éléments de la chaîne hercynienne* dont certains montrent même leur *soubassement précambrien :* des orogènes gigognes, en quelque sorte. C'est le cas notamment dans le *Massif ancien du Haut Atlas occidental où, vers l'Est* (« *bloc oriental* »), le Précambrien affleure largement, prolongeant celui de l'Anti-Atlas et supportant une série primaire en général peu plissée, cependant que vers l'Ouest (« bloc occidental ») le Paléozoïque est profondément affecté par la tectonique et le métamorphisme hercyniens, sous le Trias discordant. Le *Haut Atlas de Demnate* montre encore de vastes « boutonnières » anticlinales de terrains du socle, dans la zone d'ennoyage du Massif ancien sous la couverture mésozoïque du Haut Atlas central, de plus en plus épaisse. Le « *Pays de Skoura* » montre essentiellement un Cambro-Ordovicien peu plissé discordant sur un Précambrien schisteux (Précambrien II ?). Plus au Nord, en Haute Tessaout et sous la masse synclinale du Rhat, le pays des *Aït-Tamellil—Aït-Mdioulal* montre surtout le Silurien, le Dévonien et le Viséen fortement plissés. Le Stéphano-Permien est largement développé dans tout ce secteur ainsi que dans le Massif ancien.

Les émergences du socle atlasique dans le *Maroc oriental* offrent des séries moins complètes. Celles de l'Atlas lui-même, *J. Bou-Dahar, Tamlelt*, etc., montrent surtout de l'Ordovicien et du Silurien, avec très localement des schistes attribuables au Précambrien (deux affleurements à Graptolithes ordoviciens sont connus, au Foum Zabel sur la route de l'oued Ziz : voir fig. 136, ainsi qu'au J. Tisoufra (du Dresnay & Willefert, 1960). Celles du Nord-Est atlasique montrent divers niveaux du Carbonifère, ainsi que quelques granites : *Tazekka, Boudoufoud, Debdou, Mekkam, Jerada, Beni-Snassene*.

Enfin le socle affleure largement en *Haute-Moulouya*, sous la forme de granites et de séries métamorphiques mal datées (voir fig. 94).

L'orogène atlasique s'est développé en *surimposition* sur la chaîne hercynienne pénéplanée, aussi bien sur des secteurs peu affectés par l'orogenèse du Carbonifère (Bloc oriental du Massif ancien, Pays de Skoura et plus à l'Est peut-être jusqu'à Tamlelt) que sur des secteurs très tectonisés à cette époque (Bloc occidental du Massif ancien, Massifs du Nord-Est atlasique). On sait que le domaine mésétien présente également dans son socle des contrastes importants entre môles peu déformés et sillons plissés, métamorphisés, etc. Dans le domaine anti-atlasique lui-même, le socle présente des caractères structuraux analogues, surtout vers le Nord du Bassin de Béchar ou le centre et l'Ouest de l'Anti-Atlas. On doit donc conclure qu'à l'*échelle régionale* il y a une *complète indépendance entre l'intensité de l'orogenèse atlasique et celle de l'orogenèse hercynienne.*

Par contre, à l'échelle générale, on doit constater que les deux orogenèses se sont essentiellement localisées dans la même zone marginale, voire même angulaire de la plate-forme précambrienne d'Afrique, zone peut-être restée « fragile », en tout cas zone la plus exposée aux cassures et aux frottements entre plaques lithosphériques.

Cette *semi-indépendance* entre les deux orogenèses — celle d'il y a 300 Ma et celle d'il y a 40 Ma — se constate aussi lorsqu'on examine *leurs directions structurales*. Les failles atlasiques majeures est-ouest (direction méditerranéenne) recoupent les plis hercyniens sub-méridiens (direction atlantique) dans le Massif ancien occidental. Par contre plis hercyniens et plis alpins sont subparallèles dans l'Atlas oriental et le Moyen Atlas.

Dans les paragraphes qui suivent, on ne donnera que quelques indications sur les particularités essentielles du socle atlasique, renvoyant au chapitre 6 pour l'étude générale de l'orogène hercynien au Maroc.

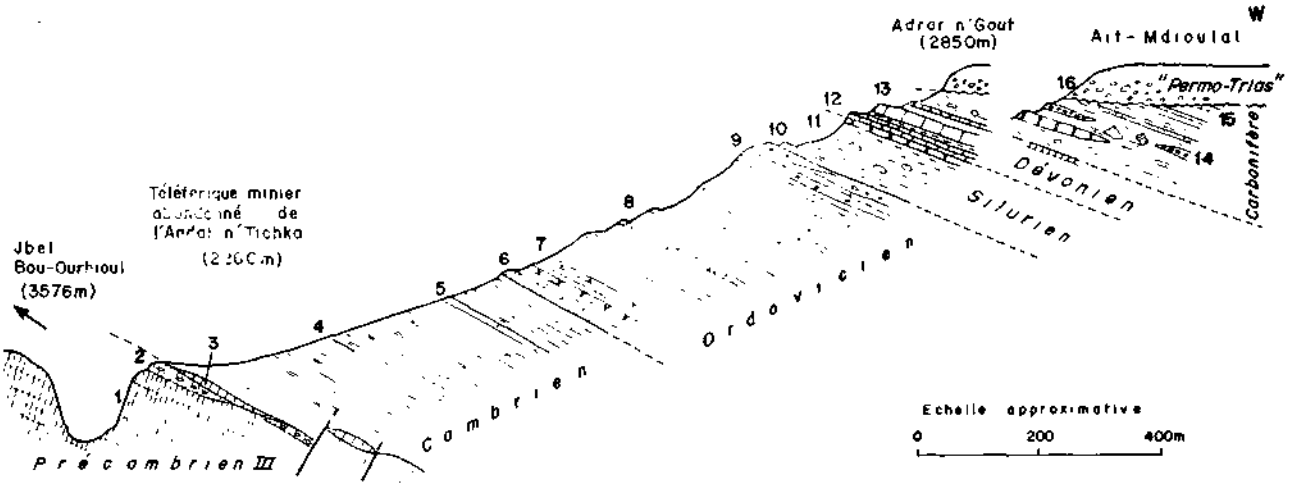


FIG. 87 — Le Paléozoïque de l'Atlas au Sud-Est de Marrakech : schéma composite, complétant la coupe Tizi-n'Tichka—Adrar-n'Gout (d'après Gigout, 1937; Roch, 1950; Choubert & *al.*, 1970; Destombes, comm. pers.) par celle des Aït-Mdioulal (d'après Lévêque, 1961).
L'échelle indiquée est plutôt sous-estimée; d'après la Soc. Chérif. des Pétroles (1966, *in* Laville 1975), le Cambro-Ordovicien du Pays de Skoura peu à l'Est dépasse 2 000 m d'épaisseur.
1 : Rhyolites (ignimbrites) tufs et conglomérats rhyolitiques : Précambrien III (?) - 2 : Conglomérats lenticulaires schistosés, à galets et blocs de Précambrien - 3 : Calcaires roses à débris de Trilobites et de Brachiopodes : fin du Cambrien inférieur équivalent de la « brèche à *Micmacca* » d'Ouriken-n'Ourmast) 1 à 3 m. - 4 : Graywackes et pélites vert-olive; avec débris de Trilobites : « Schistes à *Paradoxides* » de l'Acadien moyen 250 m. - 5 : Pélites micacées bariolées azoïques : Cambrien ou Ordovicien 100 m (?). - 6 : Grès à petits galets de rhyolite. - 7 : Pélites psammitiques à cone-in-cone, Arenig *p.p.* - 8 : Gréso-pélites vertes à concrétions carbonatées, grès micacés à lits d'hématite oolithique, pélites noires : Llandeilo-Caradoc. 9 : Grès et quartzites conglomératiques (Ashgill) - 10 : Grès grossier à *Monograptus* du Tarannon (Llandovery terminal). - 11 : Pélites et grès, argilites noires à *Monograptus* du Wenlock; argilites à nodules calcaires (Orthocères, *Cardiola interrupta*) et Trilobites du Ludlow, qui montent jusqu'aux permiers bancs calcaires du niveau 12 *. - 12 : Calcaire crinoïdiques, à *Hercynella* dans les niveaux supérieurs : Lochkovien. - 13 : Argiles grises et jaunes, calcaires à Conodontes, marnes fossilifères; Eifelien recouvert à l'Adrar-n'Gout par des pélites micacées vertes à nodules : Dévonien ou Viséen ? - 14 : Flysch du Viséen (supérieur), avec barres calcaires discontinues, conglomérats lenticulaires, blocs de grès cambro-ordoviciens et de calcaires viséens. Discordance cartographique jusque sur le Cambrien. - 15 : Grès à plantes : Namurien et peut-être Westphalien. - 16 : Grès conglomératiques rouges du Stéphano-Permien puis du Trias.

* Dans les Aït-Mdioulal, le Silurien débute dès le Llandovery inf. avec des schistes noirs à *Akidograptus acuminatus* puis des schistes micacés à *Orthograptus vesiculosus;* le reste du Llandovery et le Tarannon sont phtanitiques, le Wenlock et la base du Ludlow sont schistosés à Graptolithes déformés (révision des faunes citées par P. Lévêque, 1961 et E. Roch, 1950, par S. Willefert).

4.2.2. Le Massif ancien du Haut Atlas occidental

4.2.2.1. *STRATIGRAPHIE*

Comme dans l'Anti-Atlas, le Précambrien est largement représenté et la série infracambrienne et primaire montre une notable variation d'Est en Ouest.

Le socle précambrien constitue essentiellement le Massif de l'Ouzellarh, prolongeant, à l'altitude près, celui du Siroua.

La route de l'Ourika (Proust, 1961, 1973) en offre une coupe commode (fig. 123). Sous le « Précambrien III », on distingue actuellement un Précambrien ancien profondément métamorphisé (avec notamment des amphibolites injectées de lits et filons granitoïdes, associés à divers gneiss) et un Précambrien moyen ?-supérieur représenté par des granites intrusifs post-tectoniques. Quant au « Précambrien III » ou Infracambrien inférieur, il est représenté par ses habituelles rhyolites, andésites, etc., associées aux habituels conglomérats. Le Jbel Bou-Ourhioul, bien visible à l'Ouest du Tizi-n'Tichka, en offre une coupe classique (fig. 87, voir M. Gigout, 1937).

En divers points du massif sont signalés des granites roses d'âge « Précambrien III », recoupant les laves du « Pr. III » inférieur et recoupés par des filons verts du Pr. III supérieur (Proust, 1973); certains passent à des faciès sub-volcaniques et volcaniques (dacites) *.

L'Infracambrien supérieur (Adoudounien) et le Cambrien inférieur sont bien développés à l'Ouest de la chaîne du Haut Atlas. Ils sont remarquables par l'importance qu'y prend le volcanisme acide ou intermédiaire (Schaer, 1964). Dans l'Ounein, une série schisto-calcaire à Trilobites surmonte directement la « Série lie de vin » et tient la place, selon A. Boudda et G. Choubert (1972), des « Calcaires supérieurs de l'Anti-Atlas » ; cette coupe conduit d'ailleurs à poser le problème de la limite inférieure du Cambrien au Maroc (voir § 2.2.1).

Selon J.-P. Schaer (1964), à la bordure ouest du « promontoire de l'Ouzellarh », l'Adoudounien (au sens classique) se montre sous des faciès de calcaires à stromatolites associés à des schistes « lie de vin » et à un matériel pyroclastique abondant à composition trachy-andésitique ou dacitique.

Le Cambrien inférieur (« Géorgien ») y est essentiellement représenté par un puissant complexe volcanique de laves, tufs, brèches, etc., à chimisme également acide à intermédiaire, où s'intercalent de rares bancs de calcaires à *Archaeocyathus*. L'épaisseur de cet étage avoisinerait 5 000 m. Il s'agit d'une province bien particulière dans la paléogéographie marocaine de cette époque, d'où force débris feldspathiques ont pu être emportés vers le Sud et vers le Nord (greywackes « géorgiens » et acadiens).

A partir du Cambrien moyen transgressif, commence une série primaire plus classique (fig. 87).

* Ces laves et granites du Pr. III ont été datés de 580 ± 12 Ma tandis que les granodiorites du Pr. II ont fourni 610 ± 15 Ma; quant aux gneiss du Pr. I de l'Ourika, leurs âges apparents oscillent entre ces valeurs, ce qui montre l'importance des phénomènes thermiques pan-africains, Juery & *al.*, 1975).

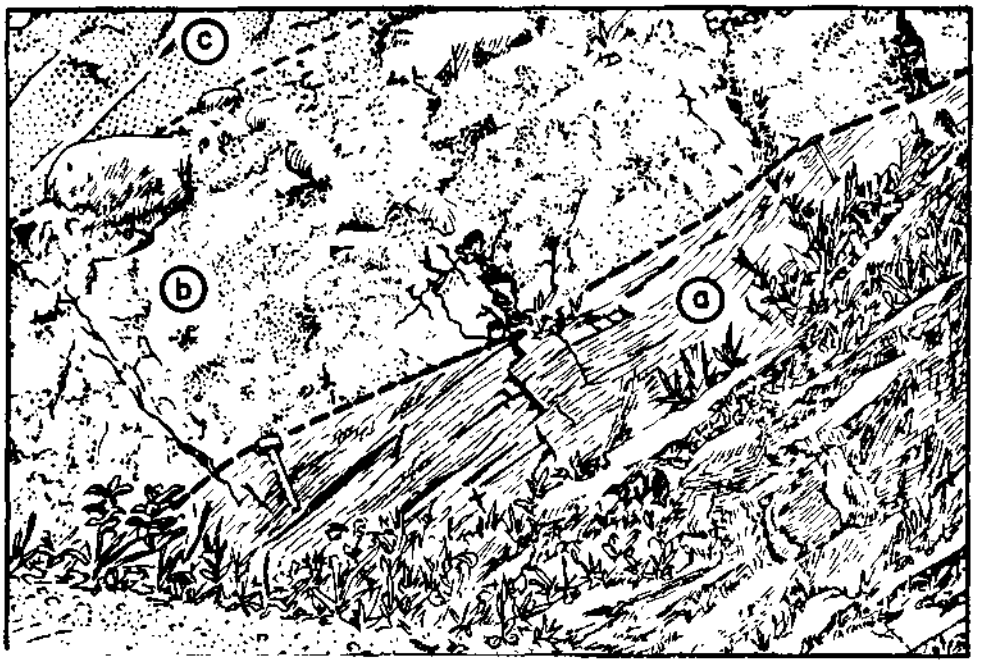
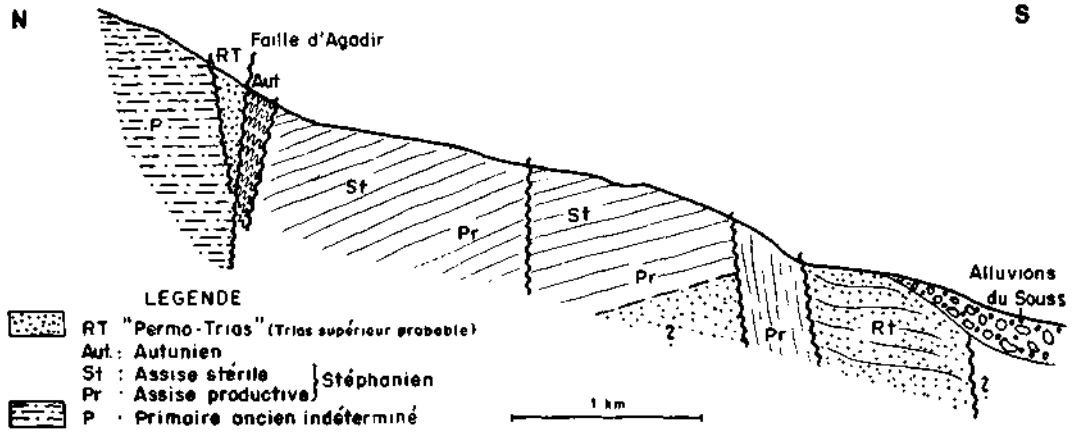


FIG. 88 — Le Carbonifère inférieur au Sud de Marrakech. Discordance angulaire du Viséen supérieur sur le Cambro-Ordovicien à la borne kilométrique « Asni 5 », d'après Huvelin (1970 c).
a : schistes psammitiques cambro-ordoviciens; b : conglomérats et c : grès à Entroques - Viséen supérieur.

On notera cependant l'importance des faciès « Vieux grès rouges » avec des conglomérats à blocs de quartz, dans le Lochkovien occidental (Schaer, 1966 ; Hollard, 1967 : couches rouges et conglomérats de Talmakent) ; les mouvements calédoniens sont particulièrement nets dans cette région occidentale (cf. § 3.3.4.3).

La première discordance hercynienne est visible, localement, à la base du *Viséen supérieur* du versant nord du Massif (fig. 88).

Sur la route de Marrakech au Tizi-n'Test, à 5 km d'Asni, un conglomérat à gros blocs quartzitiques recouvre en discordance des pélites et psammites de type cambro-ordovicien (Huvelin, 1970 c). Au-dessus du poudingue, des grès néritiques, puis (« bande de Moulay-Brahim ») une épaisse série de « schistes à Plantes », à Productidés, à *Posidonomya becheri* : c'est le Viséen



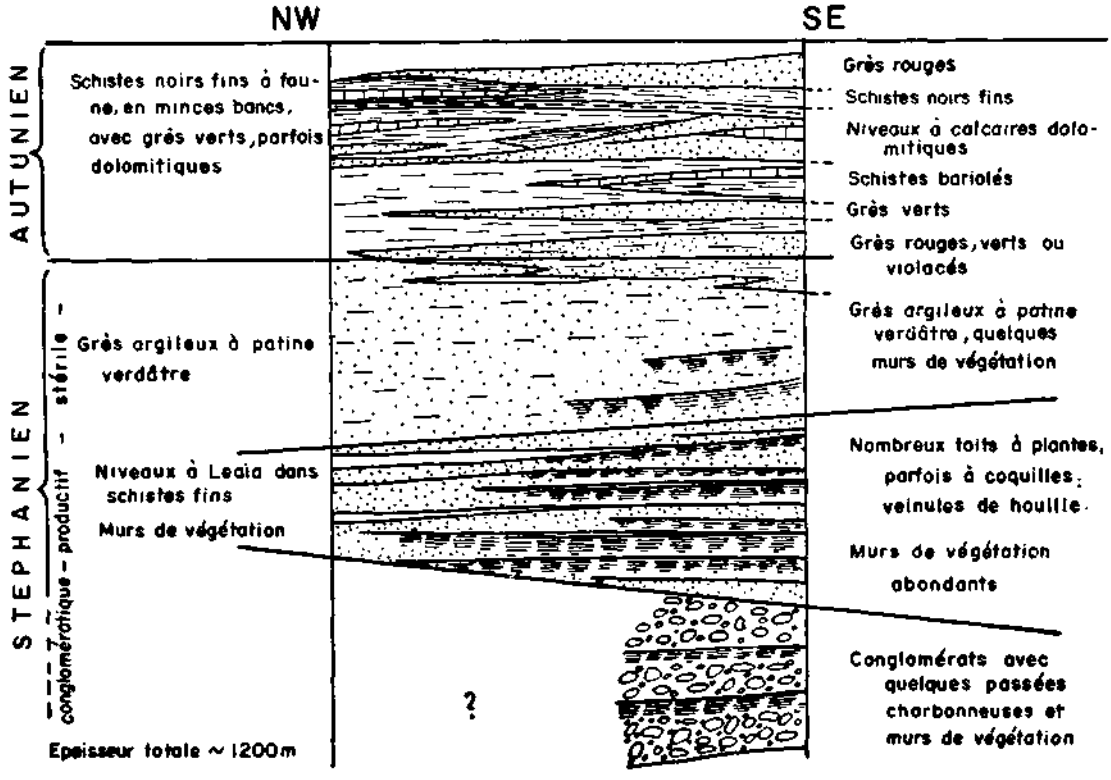


FIG. 89 — Le Stéphano-Autunien des Ida-ou-Zal, au Nord du Souss (extrait de Feys & Gréber, 1963). *En haut :* Coupe schématique des divers compartiments du bassin, limités par des failles atlasiques (noter la « pincée » triasique). *En bas :* Schéma des variations longitudinales de faciès.

supérieur à caractère de flysch, où l'on note des brèches intraformationnelles.

Il semble qu'une terre émergée se soit trouvée au Sud de cette mer viséenne sub-atlasique (Proust, 1973); les reconstitutions paléogéographiques sont en fait hypothéquées par les décrochements tardi- et post-paléozoïques (§ 2.5.2.5 et chap. 6).

Le Stéphano-Autunien des Ida-ou-Zal constitue, en bordure du Souss, un intéressant bassin houiller post-tectonique (fig. 89).

R. Feys & Ch. Gréber (1963) soulignent qu'il s'agit du bassin limnique à Flore euraméricaine le plus au Sud que l'on connaisse de cet âge en Afrique, avant les gisements du Congo à Flore gondwanienne. Le Stéphanien y débute par des conglomérats discordants sur le Primaire plissé, se poursuit par une série « productive » (inexploitée) qui passe progressivement à une série stérile; le sommet de celle-ci est autunien. L'ensemble a pu être affecté de quelques déformations posthumes du cycle hercynien (comme le Stéphano-Autunien de Khénifra, voir § 3.3.5.3) mais la tectonique la plus visible est d'âge tertiaire.

Le Stéphano-Autunien est aussi représenté dans la base du « Permo-Trias » de l'Atlas de Marrakech. Ch. Gréber & F. Proust (1958) ont signalé une flore à *Walchia* cf. *piniformis* à la base des falaises gréso-conglomératiques de l'Ourika. Le joint serait ainsi fait avec les épais dépôts du Stéphano-Permien de la Tessaout (Lévêque, 1961 ; voir § 4.2.3 ci-dessous).

4.2.2.2. *OROGENESE HERCYNIENNE*

Elle est malaisée à déchiffrer, du fait de la monotonie de certaines formations primaires (notamment cambriennes) et du morcellement qu'introduisent les failles tertiaires. Ce que l'on en sait aujourd'hui fait déjà ressortir une opposition sensible entre l'Est et l'Ouest du Massif ancien. Alors que le plissement paraît très modéré vers l'Est et le style quasi anti-atlasique, on rencontre à l'Ouest les effets d'une vigoureuse dynamique hercynienne. Dans le « bloc oriental », la discordance anté-viséenne est importante, mais paraît surtout liée à des mouvements épeirogéniques plus ou moins échelonnés ; le plissement anté-triasique du Carbonifère est faible, le Stéphanien généralement concordant sur le Viséen et le Permien sur le Stéphanien (Proust, 1973). Au contraire, *tant par sa position géographique que par son style tectonique et son métamorphisme, la partie ouest du Massif ancien paraît prolonger la zone de fracture profonde (couloir de déformation) de Méséta occidentale.*

On y retrouve un plissement synschisteux associé à un métamorphisme de degré variable. Des paragenèses de type « schistes verts » sont remplacées localement par des paragenèses à grenat, staurotide, amphibole verte (Schaer, 1962, 1964). Dans la base de la série se met en place le massif granito-dioritique du Jbel Tichka, issu probablement pour une large part de la palingenèse des granites et rhyolites du Précambrien et de l'Eocambrien (fig. 90). Une étude approfondie de ce massif vient d'être publiée par H. & G. Termier (tome I : 1971) ; on empruntera à H. Termier (1971) les lignes suivantes, qui résument les caractères de ce remarquable « laboratoire pétrologique » :

Structure du massif et de l'encaissant

« *Le massif* est un dôme cerné par le mouvement tournant des calcaires à Archéocyathes du Cambrien inférieur à l'E, au S et à l'W. Plus à l'E, affleurent des niveaux appartenant probablement au Cambrien moyen. Il est caractérisé par trois particularités remarquables :

— dans sa partie NE il a émis *quatre feuillets péribatholitiques,* grandes lames de granite qui ont traversé l'auréole métamorphique et dont l'une atteint 12 km de long;

—il renferme d'immenses *bandes de terrains sédimentaires* encagées dans le granite, par exemple celle de l'Adericha—Akoui-ou-Khider (SW), qui dépasse 5 km de long, et celle d'Iskimoula, qui atteint 2,5 km ;

— dans sa moitié méridionale, il montre une curieuse *structure zébrée*, formée par l'alternance de bandes de granite et de bandes de diorite.

Les terrains coupés, métamorphisés ou digérés par le granite appartiennent à quatre *termes successifs :*

— des *andésites* et des agglomérats andésitiques bien développés dans le bled Igoudachène. La partie haute des agglomérats alterne avec les premiers calcaires;

— *rhyolite* (perlite) de Tikfilt et *felsite* du Bou-Oufounas, postérieure à la masse principale des calcaires qu'elle ne traverse en aucun point;

— *schistes* servant également de substratum aux calcaires;

— *calcaires à Archéocyathes,* très fossilifères dans le bled Ifouzarène et renfermant, dans le bled Aït-Anzal, un organisme très primitif mais très net (*Anzalia cerebriformis*). Il faut noter qu'en certains endroits les calcaires sont fortement conglomératiques et renferment de nombreux galets de roches volcaniques.

Le massif a été découpé par de *multiples cassures.* Il y a des failles verticales dont l'orientation va depuis le NW jusqu'au N-NE : celle de Tizi-n'Tifirelt a 12 km de long. Certaines d'entre elles datent probablement de la tectonique varisque. Il existe aussi des failles verticales ou très redressées E-W, comme celle des Tizi Agouri (10 km de long). Certaines d'entre elles offrent des miroirs d'une ampleur extraordinaire (à Amguerd-n'Drassit on peut voir un miroir de 875 m de distance verticale). Il faut remarquer une convergence des failles vers Asdim et vers Targa-Oufella.

Pétrographie

Au point de vue pétrographique, nous mettons à part la région NW de notre carte où les terrains sédimentaires ont subi un *métamorphisme régional* antérieur au granite et pas de métamorphisme de contact. Les deux faciès principaux sont les séricitoschistes et les chloritoschistes mais, dans le détail, il y a des types très divers, correspondant les uns aux « greenschist facies » d'Eskola, les autres à l' « amphibolit facies » de Winkler, Turner et autres auteurs contemporains.

Dans le reste du massif et de sa périphérie, il y a eu le plus souvent superposition des *deux métamorphismes* et les plutonites homogènes appartiennent aux familles du granite, du granodiorite, du diorite et du gabbro. *Le granite offre un grand nombre de variétés* parmi lesquelles du granite orbiculaire (deux de ses gisements ont

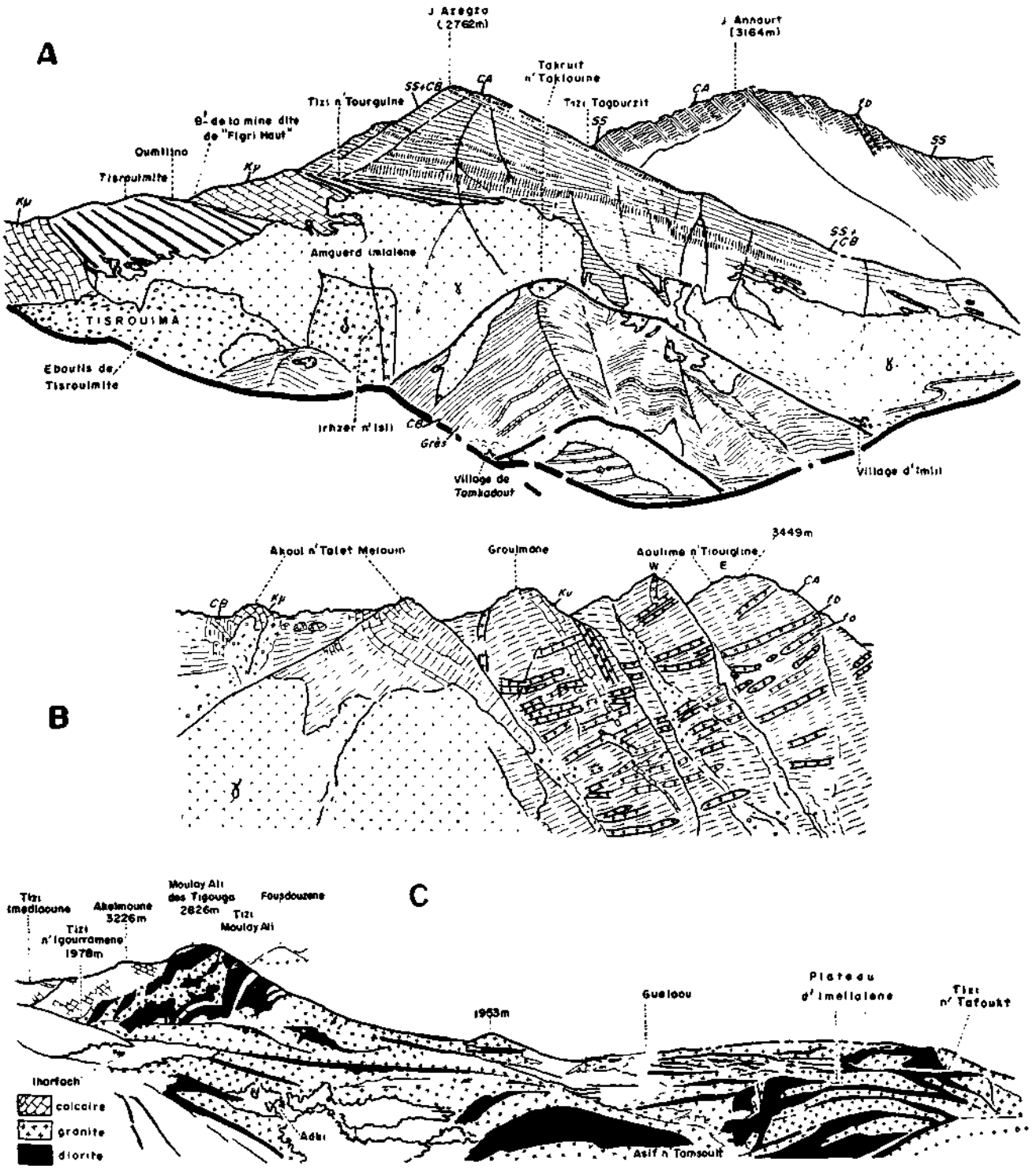


FIG. 90 — Trois panoramas dans le massif granito-gneissique du Jbel Tichka, d'après H. & G. Termier (1971).
A : Les apophyses granitiques (γ), le diorite (δ) et les roches métamorphiques à la marge SW du massif. La « tisrouimite » est une cornéenne charbonneuse à grain fin, à prehnite et andalousite. K : calcaires métamorphiques (Cambrien inférieur), SS : Schistes sériciteux; CB : complexe à biotite (micaschistes, etc.); CA : complexe à amphibole; Fb : filons basiques.
B : Un réseau de filons basiques (fb) — surtout microdioritiques — et acides (fa), à l'extrémité N du massif. Autres lettres : voir A.
C : Les relations complexes du granite et des diorites dans le centre du massif : structure « zébrée » évoquant une transformation presque *in situ* de strates sédimentaires en plutonites (*op. cit.*, p. 93).

été trouvés par J.-P. Schaer) et du granite à amphibole où un premier stade a formé des feldspaths calcosodiques et un second stade, venu en continuité, a donné du microcline souvent épitaxique avec les plagioclases. S'gnalons qu'un granite à pyroxène et amphibole nous a fourni une petite écaille d'Echinoderme du Cambrien, incluse dans un feldspath (cas unique dans la littérature géologique). Les rhyolites franches sont des perlites et, soumises au métamorphisme de contact, elles sont devenues des felsites. Les granodiorites sont très développés. La plupart des diorites sont quartzifères et micacées.

Nous avons observé *trois venues andésitiques :* les laves, tufs et brèches antérieurs au calcaire à Archéocyathes; des sills et des filons transformés en métaandésite par le métamorphisme régional, donc antérieurs au granite; des filons d'andésite antérieurs à la microdiorite, postérieurs au granite.

On rencontre des amas de *gabbro à olivine,* souvent subordonnés à la diorite, et beaucoup de *filons de dolérite.*

Les roches métamorphiques sont prodigieusement variées : micaschistes à biotite et andalousite, à grenat; cornéennes à biotite et sillimanite; micagrès; schistes charbonneux à dipyre, tisrouimite; gneiss très divers et migmatites.

La séquence carbonatée fournit des calcaires chloriteux, des cipolins roses et verts (ornementaux), des cipolins à grenats, des grenatites, des tactites et des skarns à diopside et grenat, des wollastonitites à grenat, des amphibolites très diverses et des hornblendites.

Pétrogenèse

La mise en place du massif s'est faite au cours de l'orogenèse varisque. F. Leutwein a déterminé un âge de 318 ± 10 Ma et un âge de 305 ± 10 Ma dans deux granites à biotite.

Nous pensons que les réactions dans le solide ont régné dans tout le domaine métamorphique jusques et y compris les terrains enclavés, où la présence de *wollastonite* indique des températures voisines de 600°C. En revanche, le cœur du massif est constitué par des plutonites homogènes et l'on peut estimer que leur température de formation est comprise entre 700 et 800°C. Pour nous, le granite représente le terme ultime de l'évolution (métamorphisme, puis fusion au moins partielle) de la séquence pélitique tandis que la diorite représente le terme ultime de la séquence carbonatée (calcaires et dolomies) *.

Minéralisation

Le massif est minéralisé sur sa périphérie et au sein des bandes de terrains métamorphiques enclavées dans le granite. Cette minéralisation est disposée en écorces successives, à savoir du granite vers l'extérieur :

1. la *pyrrhotine* en *dépôt pyrométasomatique* au contact d'un granite à deux micas avec les cipolins et les grenatites;

2. la *molybdénite,* minerai principal, en *gîtes pneumatolytiques,* en relation avec les leucogranites et des veines de pegmatite et d'aplite;

3. du *mispickel aurifère* dans les filons de quartz coupant les terrains métamorphiques;

4. des *cuivres gris* (surtout panabase) et de la *chalcopyrite,* associés à de la sidérose;

5. de la *blende et de la galène* dans les calcaires.

Ces trois derniers gîtes sont hydrothermaux. Enfin, un peu partout, on rencontre de l'oligiste ». (*op. cit.* p. 37

* L'intrusion de magmas distincts est souvent invoquée pour rendre compte de dispositifs analogues à celui du J. Tichka. Pour Th. A. Vogel & *al.* (1975), il s'agirait ici non pas d'intrusions successives mais d'un plutonisme simultanément acide et basique (magmas non miscibles par suite de leurs viscosités différentes).

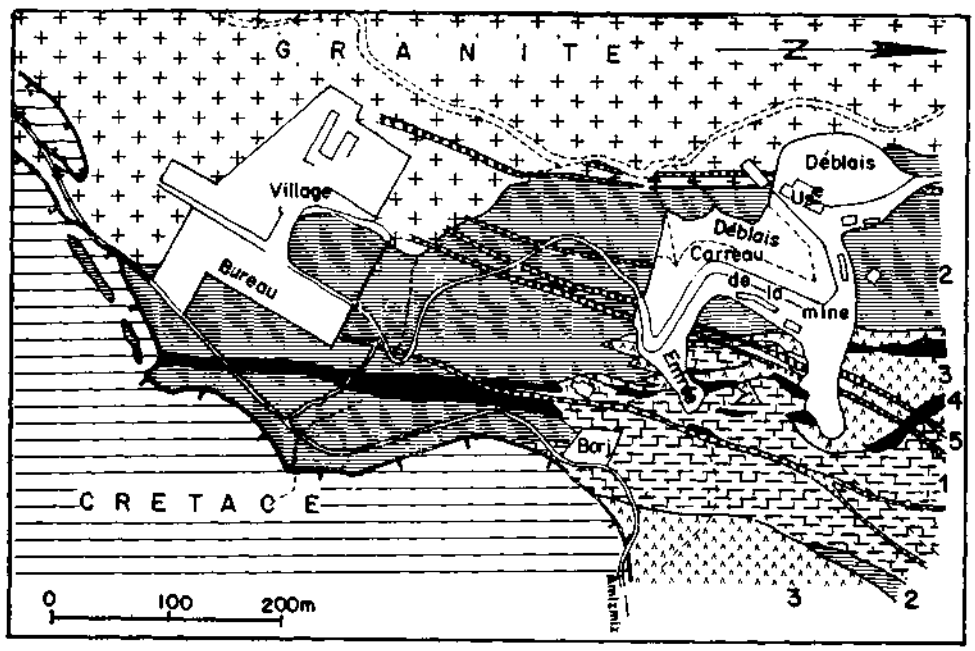


FIG. 91 — La mine d'Azegour, un gîte pyrométasomatique à W, Mo, Cu, Be; carte géologique d'après Permingeat (1957), *in* Agard & *al.* (1965). Entre le granite intrusif et la couverture crétacée sont figurés : 1 : Cipolins; 2 : Schistes cambriens; 3 : Roches volcaniques; 4 : Tactites (grenatites, idocrasites, amphibolites, pyroxénites, wollastonitites minéralisées); 5 : porphyres.

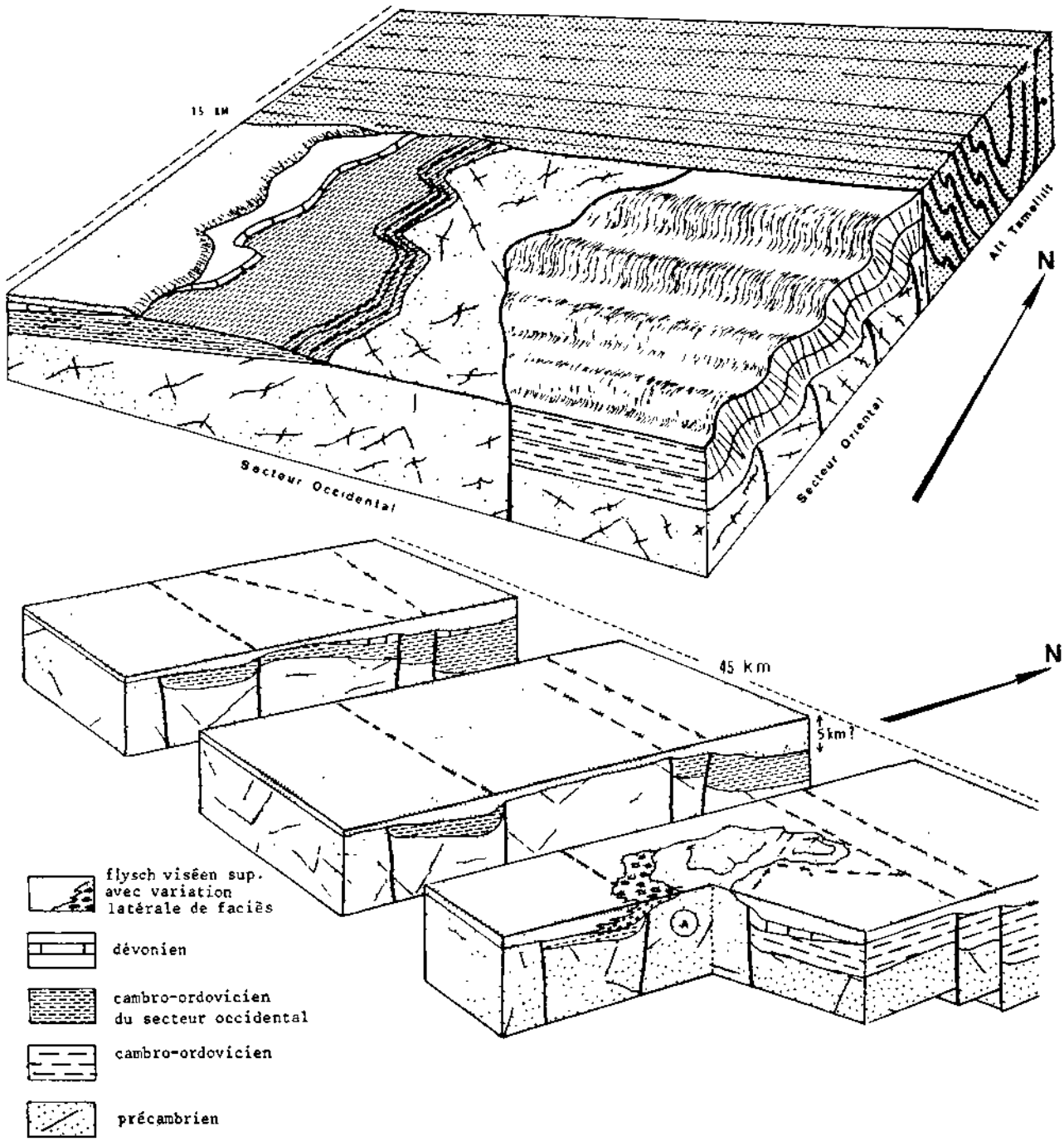


FIG. 91 bis — Contrastes tectoniques et paléogéographie dans les boutonnières at'asiques au Sud-Est de Marrakech, d'après Laville (1975).

En haut : opposition de 3 secteurs : boutonnière des Aït-Tamellilt, avec plissement à tendance isoclinale reprenant des écaillages post-viséen supérieur (cf. nappes possibles selon P. Huvelin, 1970 b); secteur oriental de la boutonnière de Skoura, à plissement synschisteux ouvert également post-viséen (avec une phase antérieure ?). secteur occidental sub-tabulaire.

En bas : l'origine du dispositif actuel est un découpage précoce, traduit dans la sédimentation du Viséen supérieur (noter les termes détritiques transgressifs en A, charnière des secteurs E et W).

à 40; voir aussi H. & G. Termier, 1970, 1971; *id.* & *al.*, 1972; Pinet & *al.*, 1972).

Le granite d'Azgour, sur le versant nord de l'Atlas, donne également lieu à une intéressante minéralisation pyrométasomatique (fig. 91). Quelques mesures par la méthode Rb/Sr ont conduit à une isochrone de 269 ± 11 Ma (Charlot & *al.*, 1967), qui indiquerait une phase stéphano-autunienne.

En outre, les chevauchements d'âge hercynien paraissent exister, parfois délicats à distinguer de recouvrements tertiaires locaux (ainsi à l'Est du couloir d'Argana, sur la bordure du Souss, dans le secteur étudié par G. de Koning en 1957). Dans le centre du Massif, on note des décollements de la série siluro-dévonienne, reposant en contact anormal sur le « Géorgien » (Schaer, 1962, 1964). Il s'y ajoute des décrochements de direction Est-Ouest, dont le rejet dextre atteint au moins 3 ou 4 km : on est là à proximité de l'accident nord-anti-atlasique (§ 2.5.2.5 et 4.4.2.4).

4.2.3. Le socle du Haut Atlas de Demnate

On le décrira d'après les thèses de P. Lévêque (1961) et E. Laville (1975) ; cette dernière intègre les observations stratigraphiques de la Société Chérifienne des Pétroles ; et les études mitoyennes de J.-L. Lesage (à paraître).

L'Antécambrien affleure largement dans le Pays de Skoura, sous forme d'une série schisto-quartzitique plissée (Précambrien II ?), avec quelques venues rhyolitiques (Pr. III ?). Il est recouvert en discordance angulaire (avec conglomérat de base) par un *Cambro-Ordovicien* suivi du *Silurien*, avec des faciès terrigènes classiques où les fossiles ont indiqué la présence de l'Acadien, de l'Arenig et du Llandovery (cf. fig. 87).

Les termes plus récents du Primaire plissé sont essentiellement représentés plus au Nord, dans les pays des Aït-Mdioulal (à l'Ouest du Rhat). On peut y détailler un *Silurien* épais, riche en Graptolithes, *Scyphocrinus* cf. *elegans*, etc., avec quelques écailles de *Pterygotus* (Gigantostracés). Le *Dévonien* moyen est représenté par des calcaires à Tentaculites et Conodontes, légèrement discordants sur le Silurien (du Tarannon au Llandovery ; discordance angulaire à Amalrout).

Le *Viséen* semble suivre sans discordance le Dévonien, ou avec une simple discordance cartographique. Pourtant, il est fortement détritique et dans sa partie moyenne, à caractère de flysch, s'intercalent des conglomérats grossiers. Ceux-ci comportent aussi bien des blocs de quartzites cambro-ordoviciens que des fragments de calcaires et des Foraminifères viséens ; lenticulaires, ils étaient probablement apportés dans le bassin marin par des « courants de densité » à partir des hauts-fonds ou des zones côtières voisines. Dans la partie supérieure de la série, formée de grès à Plantes, le *Namurien*, voire le *Westphalien* sont peut-être présents (?).

L'*orogenèse hercynienne* a peu affecté le Pays de Skoura (fig. 91 bis). Suivant les résultats préliminaires de E. Laville & *al.* (1973), l'Est de la boutonnière est affecté par un plissement E-W, cependant que l'Ouest est sub-tabulaire. Par contre, la boutonnière septentrionale des Aït-Tamellilt est affectée par deux phases de plissement post-viséen, dont la première présente un style isoclinal.

Une période de glyptogenèse suit le paroxysme hercynien et conduit au dépôt d'une épaisse série du *Stéphano-Permien*. On peut y distinguer (Rhojdama et sondages du Haouz oriental) une série de base stéphano-autunienne, gréso-conglomératique à teintes vertes et rouges et à lentilles charbonneuses (*Walchia* (*Lebachia*) cf. *piniformis* ; *Annularia* cf. *stellata* ; *Odontopteris minor* ; Calamites, Cordaïtes...), suivie d'épandages gréso-conglomératiques rouges à stratifications obliques fréquentes. Cet ensemble repose en discordance franche sur les terrains antérieurs (jusqu'au Cambro-Ordovicien, avec surface anté-stéphanienne altérée, creusée de paléothalwegs) mais à son tour est affecté par de légers mouvements hercyniens « posthumes » : le complexe argilo-doléritique du Trias le recouvre en discordance modérée. Cette discordance relève autant de mouvements à grand rayon de courbure que du comblement d'un relief résiduel.

4.2.4. Les massifs primaires du Nord-Est atlasique

Les assises les plus anciennes que l'on connaisse dans ces massifs sont les formations siluriennes et ordoviciennes du Tazekka occidental et de la région d'Oujda (Lucas, 1942 ; Huvelin, 1970 b). Des calcaires dévoniens sont connus localement en écailles (voir P. Huvelin, *op. cit.*). Tout le reste est constitué de Carbonifère, dont les coupes les mieux connues sont celles qu'offre la Chaîne des Horsts. On y distingue un complexe de flyschs viséens et namuriens comportant une puissante intercalation volcano-sédimentaire (volcanisme précoce et cependant relativement acide : voir § 3.3.5.1. E). P. Huvelin (*op. cit.*) décrit des olistostromes juste antérieurs à ce volcanisme et qui seraient liés à des phénomènes d'écaillage précoce dans la région même d'Oujda.

Vers son sommet, le flysch néoviséen et namurien passe à une molasse marine deltaïque, sé-

rie houillère paralique d'âge westphalien, exploitée à Jerada. L'Autunien est connu dans le Tazekka oriental.

Le flysch le plus ancien, à dominante argilo-pélitique, est connu sous le nom de « *schistes de Debdou et du Mekkam* »; noir ou vert-violacé, à rares niveaux greywackeux, sa schistification s'est généralement accompagnée d'un discret métamorphisme sériciteux. Dans le Tazekka on l'a attribué avec doute au Viséen inférieur; quelques végétaux trouvés dans les boutonnières orientales incitent à en faire du Viséen supérieur (Médioni, 1967) mais un âge viséen inférieur, voire tournaisien pour la base, est aussi possible (Morin, 1973).

La série successive d'âge viséen supérieur certain, serait discordante par-dessus ces schistes. Les *conglomérats* qui en marquent la base contiendraient même des galets des schistes précédents, remaniés alors qu'ils étaient déjà épimétamorphiques (Morin, 1960b, 1973; Médioni, 1967). Une telle succession pose le problème de la surcharge nécessaire à l'épimétamorphisme des schistes de Debdou. Quoi qu'il en soit, ces conglomérats s'associent à des *calcaires* à Encrines, Polypiers, Productidés, attestant la réalisation de conditions récifales au moins sur certains hauts-fonds. Près d'Oujda (Jorf-el-Ouazène, Zekkara) des olistostromes et écailles comportant du matériel ordovicien à dévonien semblent s'être mis en place à cette époque du Viséen supérieur (Huvelin, 1970b). A ces niveaux succède un *complexe volcano-sédimentaire* où pélites, greywackes et phtanites alternent avec des tufs, cinérites et brèches andésitiques ou dacitiques. Par-dessus recommence la sédimentation de type *flysch*, avec quelques récurrences calcaires. Celles-ci se présentent au moins localement sous la forme de calcarénites ou de blocs exotiques qui paraissent avoir été alimentés par l'érosion sous-marine de hauts-fonds néritiques. Les niveaux les plus élevés de ce *Culm* (dont l'épaisseur peut atteindre 5 000 m) contiennent des Goniatites namuriennes.

Le *Westphalien* lui succède sans discordance. Tout en restant marine, la sédimentation perd son caractère de flysch pour prendre le type molassique riche en conglomérats, en grès argileux non classés, en psammites à Plantes fossiles auxquels s'ajoutent bientôt des niveaux calcaires à fossiles marins, des veines de houille, des pélites à faune d'eau douce (Owodenko, 1946).

L'*orogenèse hercynienne* se manifeste par le développement de plis qu'une schistosité et même un épimétamorphisme accompagnent, au moins dans les niveaux assez profonds (schistes de Debdou et du Mekkam, flysch du Viséen supérieur à Jerada, voir fig. 92 et 93). Un plissement synschisteux est post- ou de la fin du westphalien au moins à Jerada mais il a été précédé de phase de la fin du namurien et, peut-être, intra-viséennes, sur le style desquelles on est peu documenté. L'Autunien du Tazekka n'est affecté que par un faible plissement posthume (sur ce massif, voir Ch. Hoepffner, travaux en cours).

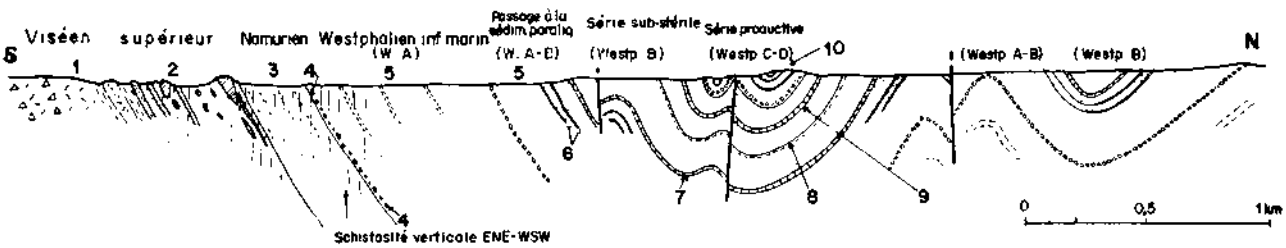


FIG. 92 — Le Carbonifère de Jerada : coupe le long de la route Oujda—Aïn-Beni-Mathar (ex. Berguent) (d'après Horon, 1952 et Owodenko, 1952, avec quelques additions). 1 : Tufs et brèches andésitiques, cinérites; 2 : Flysch argilo-calcaire et pyroclastique (pélites à Goniatites; turbidites bioclastiques ± pyroclastiques; blocs exotiques calcaires ou dolomitiques. 3 : Flysch pélitique à Goniatites; 4 : 1er conglomérat à galets de phtanites siluriens; 5 : Grès ± pyroclastiques + argilopélites à Goniatites; 6 : 1ères veines de houille et niveaux à Fougères; 7 : Niveau marin (calcaire crinoïdique + Goniatites); 8 : *id.* (calcaire à *Productus*); 9 : *id.* (à Goniatites); 10 : Assise de Jerada : 5 veines d'anthracite dans stérile paralique (quelques niveaux à Goniatites, pélites à Plantes, à faune limnique, etc.).

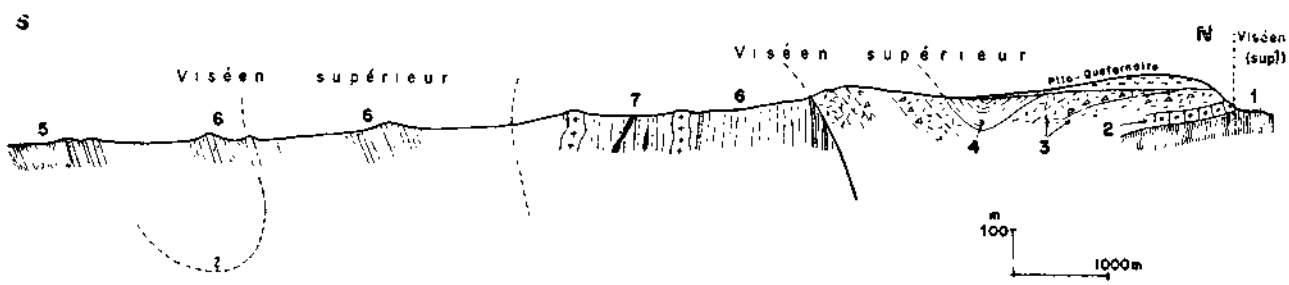


FIG. 93 — Coupe du Carbonifère du Mekkam, selon Médioni (1967).
1 : Schistes de Debdou et du Mekkam; flysch fin épimétamorphique + Dolérites; 2 : Calcaires à Encrines et Productidés; 3 : Série volcano-sédimentaire : pélites, phtanites... + tufs et brèches andésitiques, dacitiques.... 4 : Schistes rouges et noirs; 5 : Schistes rouges à *Goniatites* gr. *striatus, Posidomya becheri;* 6 : Culm : flysch fin graywackeux, à rares récurrences calcaires; 7 : Zone granitisée : filons de greisen, de microgranites, de quartz à wolfram.

La pétrogenèse profonde manifeste son activité par la mise en place de granites à apex souvent greisenifiés, wolframifères (Tazekka, Boudoufoud, Mekkam, Beni-Snassene) et de microgranites antimonifères (Tazekka).

Le granite de Soulouina (Mekkam) a été daté de 287 ± 11 millions d'années (Stéphanien) par la méthode Rb/Sr (Tisserant, 1968). Remarquons ici que cette même méthode a conduit à proposer un âge également hercynien mais en partie plus ancien pour le granite de la Haute-Moulouya : 311 ± 8 millions d'années pour la roche totale, 297 ± 9 Ma pour les biotites isolées ainsi que pour des feldspaths de pegmatites, fournissant aussi 272 ± 14 Ma. La cristallogenèse semble ici s'être étalée du Westphalien au Stéphanien.

Toute cette province nord-orientale de la chaîne hercynienne marocaine ne laisse pas de se distinguer de la province mésétienne, tant par son épaisse série schisteuse viséenne que par le plissement synmétamorphique qui affecte cette série, tant par l'importance du volcanisme intermédiaire à acide néoviséen que par la permanence de la mer au Westphalien. P. Morin (1973) suppose qu'un décrochement majeur sépare ces deux provinces, l'accident de Bsabis-Tazekka (la « boutonnière » de Bsabis affleure sous le Causse moyen-atlasique 15 km au SE de Sefrou).

4.2.5. Les massifs anciens de l'Atlas oriental et de la Haute-Moulouya

4.2.5.1. *DEUX TYPES DE MASSIFS ANCIENS*

On donnera ici quelques indications sur les quelques massifs anciens du Sud-Est du domaine atlasique, particulièrement sur les mieux connus d'entre eux. Ils affleurent en « boutonnières » sous la couverture atlasique, mais la surélévation qui a conduit à leur mise à jour par l'érosion est dans tous les cas modeste, voire contrebalancée par une tendance actuelle à l'effondrement.

D'une part, il s'agit de la boutonnière d'Aouli, avec son annexe de Bou-Mia, dans la « cuvette » tabulaire de la Haute-Moulouya.

D'autre part, il s'agit des massifs du Haut Atlas oriental, échelonnés d'Ouest en Est :

— massif d'El-Bour—Mougueur, au Sud de la cuvette de Moyenne-Moulouya ;

— massif de Sebbab, soubassement des récifs liasiques du J. Bou-Dahar (Sebbab-Kébir) ;

— vaste massif de Bou-Anane—Tamlelt, avec son annexe de Bou-Kaïs—Talzaza, d'obédience déjà anti-atlasique.

Dans les massifs du Haut Atlas oriental affleurent essentiellement des terrains cambriens, ordoviciens et siluriens fossilifères, avec quelques vastes émergences de leur socle précambrien. L'orogenèse hercynienne semble y avoir été très modérée. Par contre, les boutonnières de Haute-Moulouya montrent des terrains métamorphisés et granitisés pendant, semble-t-il, l'orogenèse hercynienne. *Une limite importante* paraît donc séparer ces deux ensembles (fig. 3), qui pourrait être une branche du décrochement nord-atlasique (§ 2.5.2.5).

D'une manière générale, il serait capital d'avoir une bonne connaissance de ces diverses « boutonnières » pour pouvoir apprécier les décrochements supposés dans le socle atlasique et à sa limite sud (§ 4.4, chap. 6 et Dichard & *al.*, 1975).

4.2.5.2. *LES MASSIFS HAUT-ATLASIQUES*

Le massif d'El-Bour dit aussi de Mougueur Caia, 1969b) ou de *Mesrouh-Tafrara* (Roch, 1950) est étroit mais allongé sur quelque 60 km. Peu connu, il est constitué de séries gréso-schisteuses d'âge indéterminé, appartenant vraisemblablement au Cambro-Ordovicien et touchées, au moins localement, par un léger métamorphisme sériciteux. Non loin à l'Ouest, le copeau schisteux de l'accident à cœur triasique du *Foum Zabel* a livré des Graptolithes ordoviciens (fig. 136).

Le petit massif du Sebbab (*Bou-Dahar,* cf. fig. 100) comporte « une alternance de schistes et quartzites en pendage assez doux vers le Nord » (Agard & du Dresnay, 1965, p. 138). On y a daté le Llandeilo, par un *Illaenus,* et le Silurien, par des Graptolithes échelonnés du Tarannonien au Wenlockien.

Le « massif » paléozoïque et précambrien du Tamlelt (50 km x 70 km environ) mérite assez peu le nom de « massif » ; au lieu d'une zone surélevée au cœur de la chaîne atlasique orientale, on a là une zone déprimée entre l'Atlas oriental calcaire et l'Atlas saharien, occupée essentiellement par la plaine de Tamlelt-Mengoub, en contrebas des Hauts-Plateaux.

Mais cette tendance à la subsidence relative semble récente, postérieure au plissement atlasique ; elle a remplacé une tendance contraire à la surrection (du Dresnay, 1965b, p. 133). Cette tendance « positive » s'est manifestée notamment du Trias au Jurassique moyen (voir au § 4.3.3.3 l'étude des coupes de Bou-Arfa). Il semble possible de la reconnaître dès le Primaire.

Celui-ci comporte d'abord (du Dresnay, *op. cit.,* avec bibliographie, et carte géol. au 1/200 000, feuille Bou-Arfa, 1964) au-dessus de conglomérats de base, des dolomies et calcaires géorgiens « c polinisés », avec Stromatolithes probables, passant vers le haut à une série schisto-gréseuse. Après une dalle à *Kingaspis,* des schistes à Lingules acadiens se développent, terminés par des

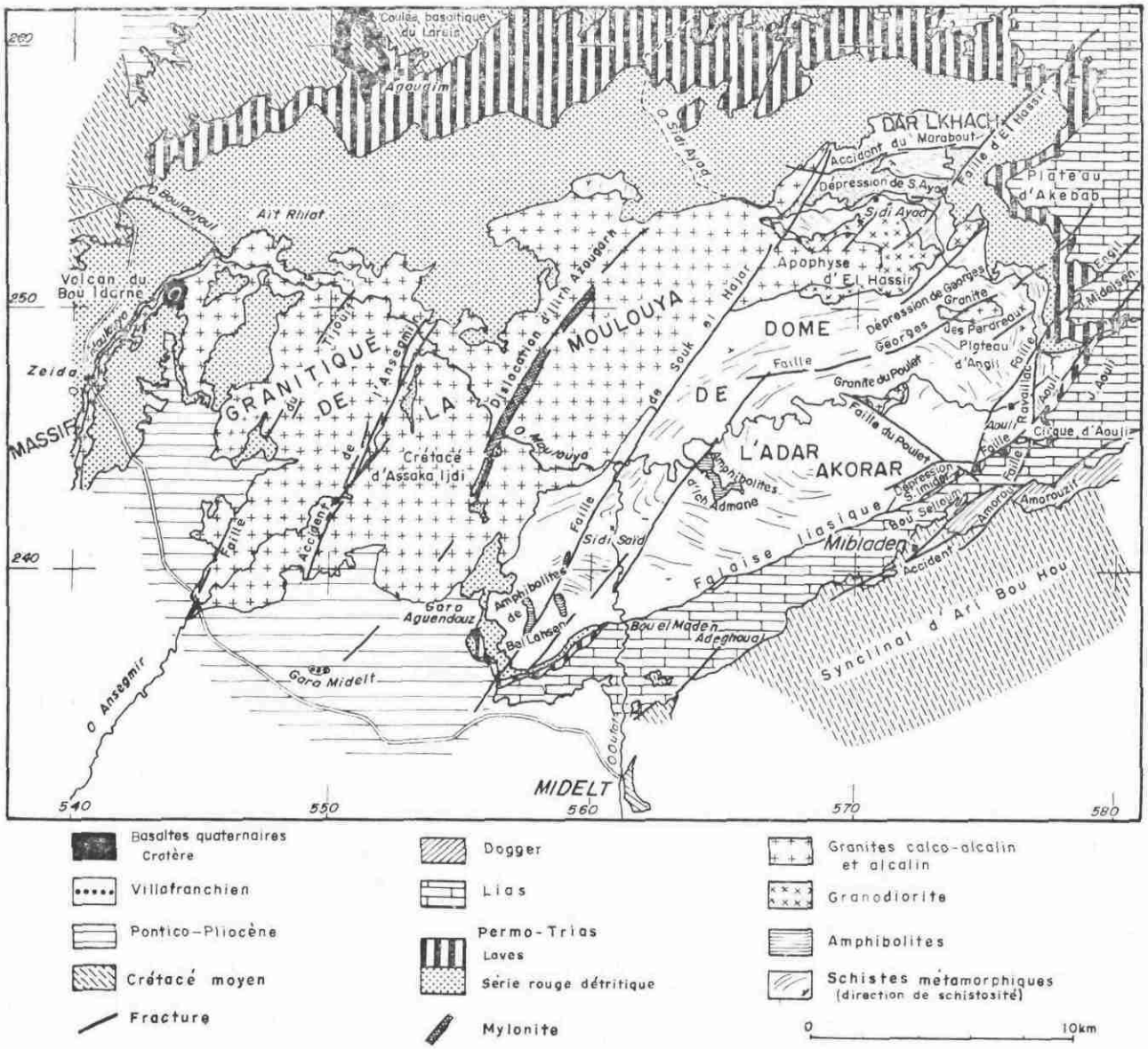


FIG. 94 — La boutonnière d'Aouli, en Haute-Moulouya: carte géologique généralisée par Emberger (1965).

schistes verts de l'Arenig et des quartzites attribués au Llandeilo-Caradoc. Le Silurien est transgressif (Llandovery à phtanites et schistes noirs à Graptolithes; Wenlock à Ludlow calcaires). Le Dévonien et le Viséen, bien représentés dans le bassin de Béchar juste au Sud, ici sont pratiquement absents, comme si les transgressions correspondantes s'étaient arrêtées plus au Sud; la présence de faciès chaotiques à certains niveaux du flysch viséen de Ben-Zireg a été mise en rapport avec la surrection du haut-fond du Tamlelt (Pareyn, 1961).

Cette série cambro-silurienne repose sur un soubassement *précambrien*. On y reconnaît un complexe volcano-détritique acide attribuable au « *Précambrien III* » et particulièrement développé dans le massif du Bou-Kaïs. Celui-ci, à vrai dire, peut aussi être considéré comme une unité anti-atlasique (marge nord-ouest du bassin de Béchar) effleurée par la tectonique atlasique. Dans l'Ouest du massif de Tamlelt lui-même affleurent en outre des schistes satinés attribuables au « *Précambrien II* » (Aïn-Chaïr).

Ainsi la constitution du massif de Tamlelt, comme sa taille et sa position, en font pour l'essentiel une sorte d'équivalent oriental du massif ancien du Haut Atlas (spécialement du « bloc oriental » et de son prolongement vers le Pays de Skoura). Pourtant, son comportement durant les phases tectoniques les plus récentes a été tout différent : au lieu de se surélever, le Tamlelt s'est légèrement effondré ; sa limite sud est marquée par une zone de failles encore actives au Quaternaire.

4.2.5.3. *LE MASSIF DE HAUTE-MOULOUYA*

Le socle de la boutonnière d'Aouli (fig. 94) a surtout été étudié et cartographié (Emberger,

1965) en tant que soubassement du district plombifère de la Haute-Moulouya. L'interprétation et la datation des séries métamorphiques et des granites qui le constituent ne sont pas encore clairement établies.

Toute la partie ouest-nord-ouest de la boutonnière est occupée par un massif granitique *s.l.* (« granite » de la Moulouya) où l'on reconnaît des faciès de plus en plus acides vers le haut : diorites et granodiorites (apophyse d'El-Hassia); granites monzonitiques souvent porphyroïdes, et, vers le sommet, feuillets subhorizontaux de granite aplitique rosé, alcalin. Deux « sills » de granite muscoviteux apparaissent isolés dans les schistes.

Ceux-ci sont essentiellement des schistes à chlorite et séricite, localement biotitiques, avec des quartzites et des amphiboloschistes et amphibolites (anciennes dolérites dans certains cas). La cartographie de ces niveaux repères (*op. cit.*, carte hors-texte au 1/200 000) semble faire apparaître des plis isoclinaux dont la schistosité serait le plan axial. A. Emberger (*op. cit.*, p. 170) considère que « la mise en place du granite est antérieure à la phase de métamorphisme général, probablement hercynienne qui a provoqué une rétromorphose de l'auréole de métamorphisme de contact (cornéenne à muscovite, schistes à taches de chlorite et séricite) ».

Néanmoins, les premiers résultats d'une étude de géochronologie isotopique Rb/Sr (Tisserant, 1968, Rapp. inédit S.C.G.M., p. 129-131) ne s'accordent pas avec l'interprétation précédente. En effet, le granite calco-alcalin a fourni une isochrone bien définie à 311 ± 8 millions d'années et les autres faciès, moins bien datés, fournissent des âges généralement voisins. Les feldspaths des pegmatites ont indiqué des âges proches de 290 Ma. Les schistes cristallins, hors de la zone de contact, indiqueraient 333 ± 40 Ma.

4.3. LA COUVERTURE. STRATIGRAPHIE ET MAGMATISME

4.3.1. Deux parties et une zone-charnière

Le domaine atlasique comporte deux parties aussi dissemblables au regard de la sédimentation et du magmatisme post-hercyniens qu'inégales quant à leur extension.

D'une part, c'est le *domaine atlasique central et oriental*, s'étendant depuis l'Est du Massif ancien haut-atlasique (Atlas de Marrakech) jusqu'à l'Ouest oranais et à la Méditerranée (avec le Haut Atlas central et oriental, le Moyen-Atlas ; les Hauts-Plateaux et le Nord-Est marocain). Il est fondamentalement caractérisé par une subsidence sous-marine importante durant le Jurassique inférieur et moyen, par une orogenèse précoce jurassique et éocrétacée, suivie d'une évolution ultérieure surtout continentale ou épicontinentale, analogue à celle de la Méséta voisine.

D'autre part, c'est le *Haut Atlas occidental calcaire*, entre le massif ancien et l'Atlantique. La subsidence, relativement accentuée durant le Trias supérieur, s'y instaure de nouveau à partir du Jurassique moyen et jusqu'au Crétacé supérieur, sous la dépendance de l'Atlantique en voie d'expansion et non de la Méditerranée. Par contre à partir de l'Eocène, l'évolution de cette région ne se démarque guère de celle du domaine atlasique principal si ce n'est qu'elle reste plus à l'écart de l'orogenèse rifaine (pas de grande transgression marine ni de trachy-andésites miocènes) et qu'elle est prise en écharpe par de modestes transgressions littorales plio-quaternaires.

Cette dualité de l'évolution du domaine atlasique est donc essentiellement mésozoïque mais plutôt post-triasique : d'où le plan retenu ci-dessous.

Une sorte de « no man's land », de zone-charnière, sépare les deux domaines que l'on vient d'opposer. Le territoire du *Massif ancien du Haut Atlas occidental* est resté à l'écart de toute subsidence liasico-médiojurassique ou néojurassique-éocrétacée. Le plus clair de sa série de couverture est d'âge triasique. A-t-il été constamment émergé par la suite ? ou a-t-il accueilli quelques minces dépôts, sinon durant le Jurassique (faciès particulièrement néritiques tout autour de lui), du moins durant le Crétacé supérieur-Eocène, dépôts ultérieurement érodés ? Il est remarquable que malgré une histoire anté-orogénique si particulière, exempte de toute subsidence post-triasique notable, ce segment de l'Atlas ait été soulevé, à la fin du Tertiaire, autant, voire davantage que ses voisins.

4.3.2. Le Trias dans l'ensemble du domaine

On se contentera de rappeler la constitution générale des couches triasiques, renvoyant au § 3.6.6 pour plus de précisions. Il s'agit en effet d'un Trias à dominante argilo-salifère, présentant le plus souvent dans sa partie moyenne des intercalations de « basaltes doléritiques » — type de Trias connu depuis la marge du Sud marocain jusqu'au Rif externe inclus.

Ces couches sont particulièrement développées, semble-t-il (cf. Carte au 1/500 000), autour du Massif ancien du Haut Atlas, grâce à l'ampleur

qu'y prend la « série de base », antérieure aux basaltes. En réalité, si l'importance des couches terrigènes d'âge triasique est vérifiée dans l'Ouest de cette zone (Trias supérieur fossilifère du couloir d'Argana), elle ne peut pas être admise sans restriction vers l'Est : la distinction entre ce qui est triasique et ce qui est stéphano-permien doit en effet être faite. Ainsi, dans la vallée de l'Ourika, la base des hautes séries rouges a fourni des *Walchia cf. piniformis* (ci-dessus § 4.2.2.1). Plus à l'Est, dans le Haut Atlas de Demnate, P. Lévêque (1961) a pu distinguer un Stéphano-Permien grossier (§ 4.2.3) d'un Trias à sédimentation généralement plus fine, légèrement discordant sur la série stéphano-permienne et dont le haut n'est pas daté et pourrait être déjà triasique (?).

Dans l'Atlas oriental ou sur les marges du Moyen Atlas, la série argileuse inférieure aux basaltes est très réduite, voire nulle (fig. 100). La discordance cartographique des basaltes et de la série argileuse supérieure sur les terrains plus anciens s'explique autant par un comblement progressif d'un relief résiduel que par des mouvements synsédimentaires triasiques (cf. § 3.6.6). Une « phase saalienne » existe sans doute à la fin du Stéphano-Permien, mais ne doit pas être surestimée (Lévêque, 1961).

Une paléogéographie en massifs et bassins peut localement être envisagée à cette époque : ainsi dans la région d'Itzer, une série « permo-triasique » de plus de 100 m a sans doute été alimentée en détritique à partir du massif de Bou-Mia (Arsicault, 1973).

La fin de la série marine triasique est discutée ci-dessous.

4.3.3. Le Jurassique d'obédience mésogéenne

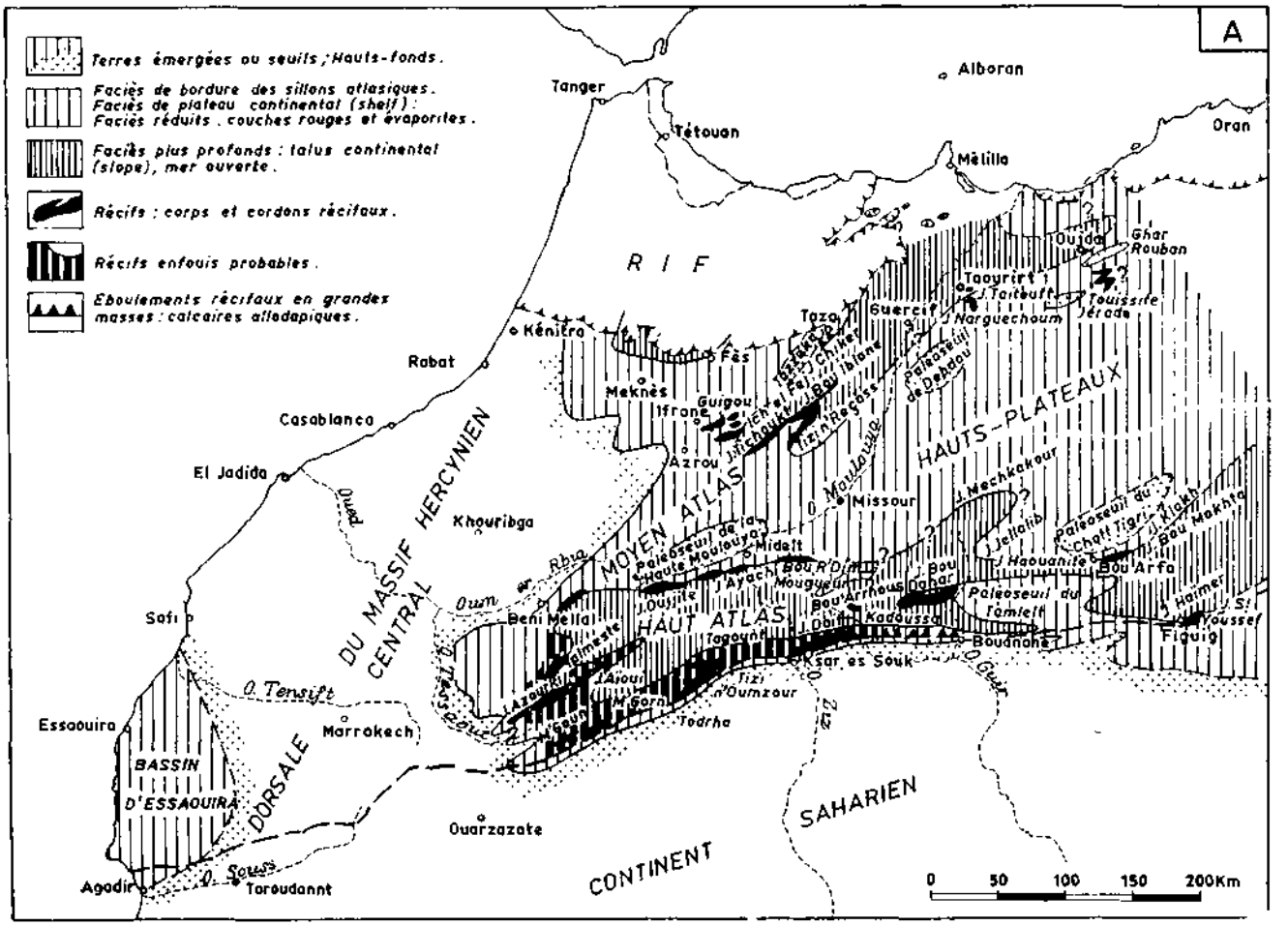
4.3.3.1. *PLAN GENERAL DE LA TRANSGRESSION*

Le Trias supérieur fut ici une période de sédimentation argilo-salifère. Le Jurassique qui lui succède débute dans le centre et l'Est du domaine de la chaîne atlasique par une sédimentation carbonatée. Les premiers repères paléontologiques dont on dispose, déjà assez haut au sein de la sédimentation carbonatée, sont du Sinémurien moyen. L'Hettangien n'est daté avec certitude que dans le Rif (voir § 5.2.1).

L'interprétation de telles données peut se faire en admettant qu'une régression générale a terminé la période « laguno-marine » du Trias puis qu'une « transgression » s'est avancée vers le Sud-Ouest au cours du Lias inférieur, à partir de la Mésogée ou Téthys (cf. Choubert & Faure-Muret, 1960-62). Mais on peut se demander avec R. du Dresnay (1964) si la sédimentation argilo-détritique rouge (qu'elle soit marine ou « lagunaire ») n'a pas persisté durant le début du Lias dans une bonne partie au moins des territoires qu'elle occupait au Trias ; l'absence de niveaux datés paléontologiquement n'implique pas une lacune stratigraphique, pas plus qu'un changement de sédimentation ne signifie une régression suivie d'une transgression. Quoi qu'il en soit, la sédimentation calcaire semble relever d'une mer moins confinée que la sédimentation argilo-salifère antérieure (en même temps que de conditions différentes sur les terres émergées voisines, moins érodées). Suivant R. du Dresnay (1972) et P. Burri & *al.* (1973), elle paraît avoir débuté dans de nombreuses régions par des faciès intercotidaux (à *birds eyes*, brèches diagénétiques, Stromatolithes), voire supracotidaux (structures en *teepees*, croûtes à pisolites vadoses, faciès de sebkha du Kerdouss, etc.). D'ailleurs, le Sinémurien supérieur semble avoir vu l'invasion de quelques territoires supplémentaires, dont le plus notable serait celui du Causse moyen-atlasique. Enfin, certaines îles ne furent investies qu'au Lias moyen (J. Bou Dahar, fig. 100) ou supérieur (Chaîne des Horsts, fig. 102).

Les rives de cette transgression nord-orientale paraissent avoir dessiné *un vaste golfe*, enfoncé en coin entre les domaines anti-atlasiques et mésétien, ses plages les plus reculées se situant à la marge orientale d'un Massif ancien atlasique exondé (fig. 95). La rive sud de ce golfe majeur courait généralement au voisinage de l'actuel accident sud-atlasique (dont le rôle de linéament profond et ancien est ainsi souligné), hormis quelques indentations définissant les golfes mineurs du Ziz (au droit de Ksar-es-Souk, fig. 96 et 136) et de la Zousfana, plus à l'Est. Sa rive nord longeait le Sud-Est du futur domaine mésétien, l'investissant quelque peu au Sud de Fès (Causse moyen-atlasique, fig. 135) et le contournant par le sillon prérifain pour rejoindre l' « Atlantique » et le bassin d'Essaouira-Agadir. Ainsi les mers liasiques contournaient une péninsule émergée : *la Terre du massif central mésétien* (« Terre des Almohades » de G. Choubert & A. Faure-Muret, 1960-62 ou « dorsale du Massif hercynien central » de R. du Dresnay, 1972), rattachée au continent anti-atlasique et saharien par un isthme correspondant à l'actuel Massif ancien de l'Atlas.

FIG. 95 — Paléogéographie du golfe atlasique mésogéen, et des territoires voisins au cours du Jurassique inférieur et moyen; deux étapes, selon du Dresnay (1971).
A : Lias moyen (Carixien et Domérien *p.p.*)
B : Aalénien - Bajocien inférieur.


A
Terres émergées ou seuils ; Hauts-fonds.
Faciès de bordure des sillons atlasiques. Faciès de plateau continental (shelf) : Faciès réduits, couches rouges et évaporites.
Faciès plus profonds : talus continental (slope), mer ouverte.
Récifs : corps et cordons récifaux.
Récifs enfouis probables.
Eboulements récifaux en grandes masses : calcaires allodapiques.
Tanger
Tétouan
Alboran
Oran
Mèlilla
Oujda
Ghar Rouban
RIF
Taourirt
Taïteuft
Touissite
Jérada
Taza
Guercif
J. Narguechoum
Kénitra
Fès
Rabat
Meknès
Ifrane
Guigou
Azrou
Casablanca
El Jadida
Khouribga
Missour
J. Mechkakour
HAUTS-PLATEAUX
MOYEN ATLAS
HAUT ATLAS
DU MASSIF HERCYNIEN CENTRAL
DORSALE
Paléoseuil de la Haute Moulouya
Midelt
J. Ayach
J. Oujlite
Beni Mellal
Tagount
Ksar es Souk
Boudnane
Figuig
Paléoseuil du Tamlelt
Bou Arfa
J. Haouanite
Paléoseuil du Chott Tigri
J. Klakh
Bou Makhta
Safi
Essaouira
Marrakech
Ouarzazate
Agadir
Taroudannt
BASSIN D'ESSAOUIRA
O. Tensift
O. Souss
Oum er Rbia
Tizi n'Oumzour
Todrha
SAHARIEN
CONTINENT
0 50 100 150 200Km

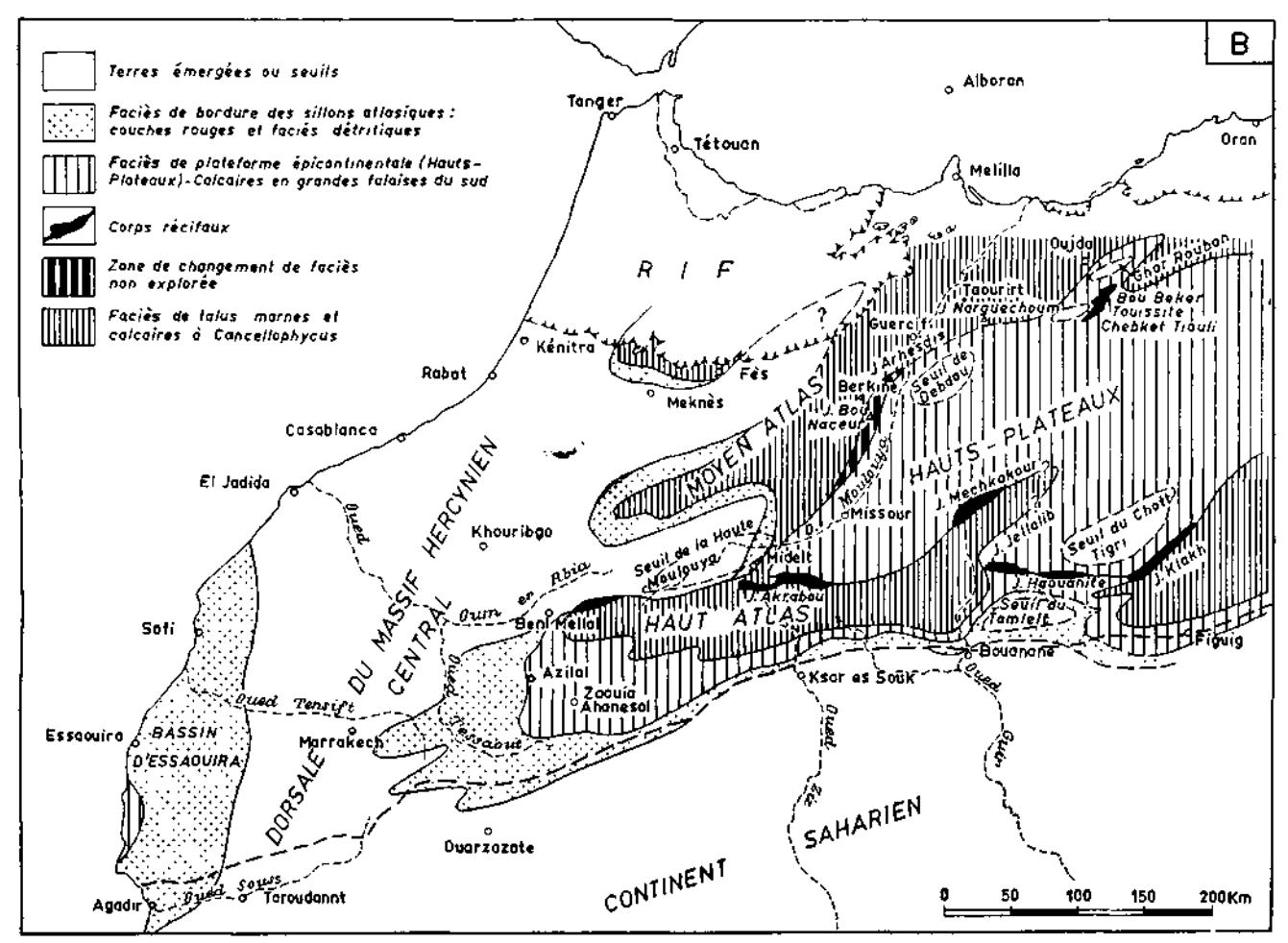

B
Terres émergées ou seuils
Faciès de bordure des sillons atlasiques : couches rouges et faciès détritiques
Faciès de plateforme épicontinentale (Hauts-Plateaux)-Calcaires en grandes falaises du sud
Corps récifaux
Zone de changement de faciès non explorée
Faciès de talus marnes et calcaires à Cancellophycus
Tanger
Tétouan
Alboran
Oran
Melilla
Oujda
Ghar Rouban
RIF
Taourirt
J. Narguechoum
Bou Beker
Touissite
Chebket Tiouli
Guercif
Kénitra
Fès
Rabat
Meknès
Berkine
J. Bou Naceur
Seuil de Debdou
Casablanca
El Jadida
Khouribga
Missour
J. Mechkakour
HAUTS-PLATEAUX
MOYEN ATLAS
HAUT ATLAS
DU MASSIF HERCYNIEN CENTRAL
DORSALE
Seuil de la Haute Moulouya
Midelt
J. Akrabou
J. Jellalb
Seuil du Chott Tigri
J. Klakh
J. Haouanite
Seuil du Tamlelt
Beni Mellal
Azilal
Zaouia Ahansal
Bouanane
Figuig
Ksar es Souk
Safi
Essaouira
Marrakech
Ouarzazate
Agadir
Taroudannt
BASSIN D'ESSAOUIRA
Oued Tensift
Oum er Rbia
Oued Souss
SAHARIEN
CONTINENT
0 50 100 150 200Km

FIG. 95

Le dessin de ce golfe jurassique (faiblement variable suivant les étages) correspond approximativement à l'extension de la couleur bleue sur la carte géologique au 1/500 000. *A priori*, les limites véritables de ces mers anciennes ne peuvent être identifiées aux limites d'affleurement actuelles du Jurassique : trop d'érosions sont intervenues depuis l'émersion médio jurassique qui ont pu déblayer le Lias et le Dogger d'autant plus qu'ils étaient minces sur les bordures. En particulier, la Terre du Massif central mésétien a probablement été plus réduite qu'il ne paraît. Néanmoins, les contours paléogéographiques généraux ne devaient pas s'écarter notablement de ce que l'on vient d'esquisser. Des variations latérales de faciès montrant la proximité des côtes sont notamment connues sur la marge sud-atlasique près de Ksar-es-Souk (faciès « lagunaire » ou sebkhaïque du Kerdouss, fig. 96 et 137), au Sud du Tizi-n'Tichka dans la région de Telouet (fig. 101), près de l'île de Bou-Arfa, ou encore dans le Causse moyen-atlasique ou près du paléoseuil de la Haute-Moulouya (faciès d'Iʻzer : Dubar & Termier, 1940).

4.3.3.2. *PRINCIPAUX TERMES DE LA SERIE*

Leur *datation* a surtout été faite grâce aux Ammonites (voir les travaux de G. Dubar, de R. du Dresnay, de H. Msougar, etc..., pour ne citer que les plus récents) auxquelles s'adjoignent les Brachiopodes (L. Rousselle), les Lamellibranches, etc. Les microfaunes ont été étudiées par divers auteurs (en particulier L. Hottinger. 1969 ainsi que G. Sossipatrova et I. Rahhali, 1974). Les *études sédimentologiques* sont encore rares, surtout en dehors de certains faciès (récifaux ou continentaux, notamment).

La *coupe générale* de la partie moyenne du domaine étudié est offerte par l'ensemble des figures 134 à 136. Le plissement des terrains étant modéré et les grands charriages absents, on a pu en déduire avec une facilité relative les grandes lignes d'une coupe « paléogéographique ». Une telle restitution en coupe de la série jurassique à la fin de sa sédimentation est représentée, en ce qui regarde sa partie haut-atlasique, par la figure 96.

On y voit se dessiner un *sillon subsident*, où l'épaisseur du Jurassique dépasse localement 4 500 m et se tient en général aux alentours de 3 000 m. Ce sillon est bordé par deux zones non subsidentes. Au Sud, c'est le *continent saharien*, frangé d'une zone de sédimentation terrigène et sebkhaïque. Au Nord, c'est un haut-fond, un seuil

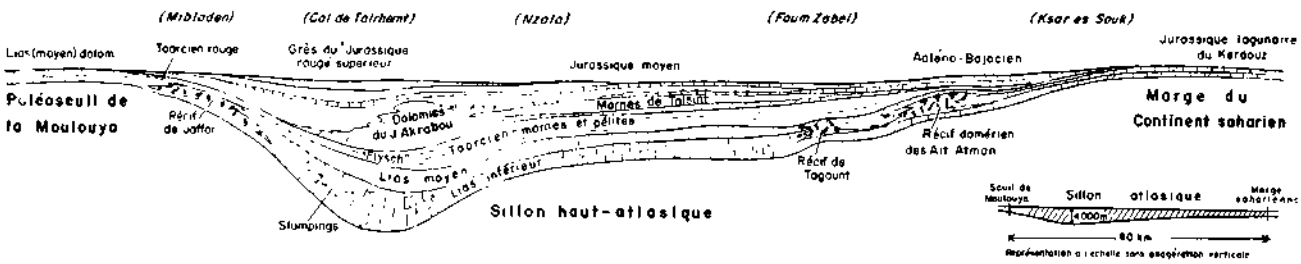


FIG. 96 — Le remplissage jurassique du sillon haut-atlasique : coupe schématique, au droit de la vallée du Ziz, selon du Dresnay (croquis inédit, 1966).

où le Jurassique est relativement mince, lacuneux, représenté surtout par des faciès calcaro-dolomitiques et des dépôts *terrigènes rouges :* le *paléoseuil de la Haute Moulouya.*

Ce paléoseuil était le trait d'union entre la Terre du Massif mésétien et les hauts-fonds orientaux, correspondant aux actuels Hauts-Plateaux. Le Moyen Atlas s'est constitué à partir d'un *deuxième sillon,* disposé entre le bord nord-ouest de ces hauts-fonds et la marge sud-est de la péninsule mésétienne.

Ces sillons subsidents accueillirent une sédimentation dont la figure 97 résume la constitution type. Le premier terme en est un complexe carbonaté du *Lias inférieur et moyen* (1 000 à 1 200 m), à nombreux appareils récifaux (biohermes) disposés à proximité des rivages ou parfois sur des hauts-fonds. Le *Lias supérieur* (3 à 800 m), surtout marneux et pélitique, se termine par des calcaires déposés eux aussi en eaux peu profondes. Le Dogger (≃ Jurassique moyen, 1 200 à 1 800 m) est surtout constitué de marnes où les intercalations calcaires, souvent récifales aussi, indiquent encore une bathymétrie des plus modestes. Il se termine par des couches deltaïques ou saumâtres englobant le Dogger supérieur et la base du Jurassique supérieur (500 à 1 000 m). Ainsi, en dépit de la puissance des sédiments déposés, il est clair que la *profondeur des sillons n'a jamais été considérable,* même aux périodes de dépôt des calcaires à Ammonites les mieux lités (Lias moyen)

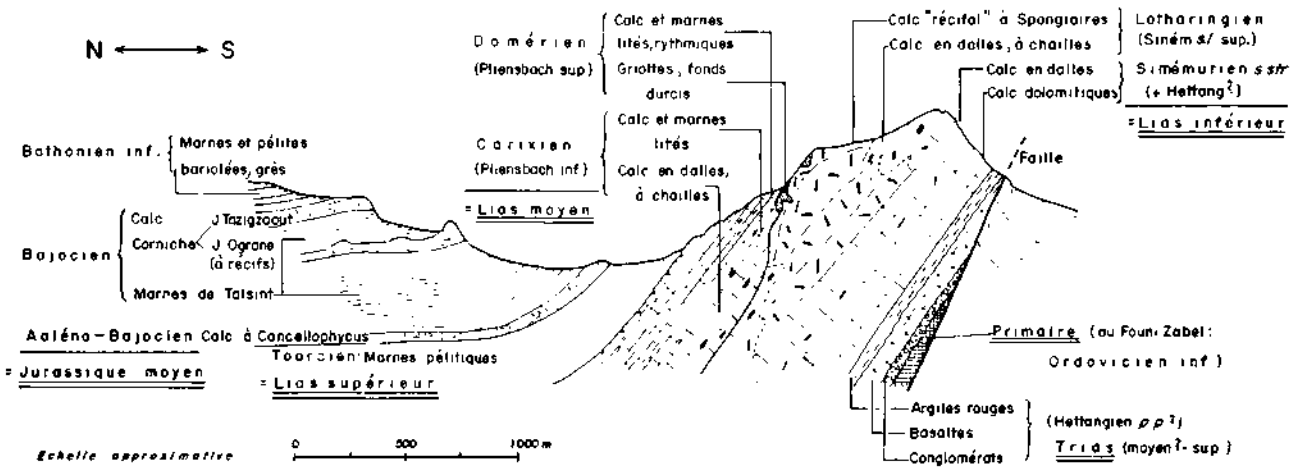


FIG. 97 — Coupe stratigraphique-type dans l'axe du Haut Atlas, au droit de la vallée du Ziz; schéma de du Dresnay (1966, inédit).

ou des marnes les plus épaisses (Dogger inférieur). Elle a oscillé probablement, pour fixer les idées, entre 0 et 500 m, restant celle d'une mer épicontinentale. Le terme de « fosse », parfois employé, paraît donc inopportun pour désigner de telles zones subsidentes, en cela qu'il tend à faire attribuer une profondeur excessive aux mers qui les occupèrent, par assimilation ou comparaison aux « fosses océaniques » actuelles (ou encore aux fosses eugéosynclinales). Le terme de « sillon subsident » (du Dresnay, 1967, réutilisant un terme de Marc Sanguier, 1890) assez imprécis à dire vrai, n'implique pas, en tout cas, une telle profondeur marine. Le terme de *paragéosynclinal* pourrait également être utilisé, à condition de n'y attacher aucune indication de profondeur déjà importante. Du reste, pour un géosynclinal, l'épaisseur de la pile sédimentaire est ici relativement faible. C'est que le paragéosynclinal atlasique *avorta à la fin du Dogger*. La mer se retira alors et, plus tard, la transgression du Crétacé supérieur ne fut accompagnée d'aucune subsidence notable. On notera que le fonctionnement jurassique des sillons est une subsidence active, tectonique : la puissante accumulation de faciès subcotidaux et intercotidaux, parfois supracotidaux, implique le jeu de failles normales en bordure des sillons (*cf.* le linéament sud-atlasique), donnant à cette mer un type intermédiaire entre la Mer Rouge et le Golfe Persique actuels (du Dresnay, *in litt.*). Si des phénomènes d'extension ont nécessairement accompagné la subsidence de ce sillon, permettant peut-être une certaine remontée des magmas basiques, ils n'ont pas été suffisants pour y former des fonds de type océanique : les seules roches vertes identifiées à ce jour sont des roches intrusives ou effusives jurassico-éocrétacées (§ 4.3.4.2) et le socle du sillon est resté continental. Parler d' « ophiolites éojurassiques » (Dewey & *al.*, 1973) semble impropre, en l'état actuel des descriptions (cf. chap. 6 et Michard § *al.*, 1975). *

4.3.3.3. *LE LIAS INFERIEUR ET LE LIAS MOYEN*

A. ASPECT GÉNÉRAL

Ces époques sont caractérisées par une *sédimentation presqu'exclusivement carbonatée,* plus ou moins puissante suivant la subsidence de la zone considérée. Constatation valable à l'échelle du Maroc tout entier, d'ailleurs, *qu'il soit atlasique ou rifain.* L'ablation chimique dominait donc sur les terres émergées, probablement basses. Pendant le même temps, dans la mer, un climat et des courants chauds favorisaient la croissance des organismes à squelette ou encroûtement calcaire. C'est une période « biostasique » dans l'ensemble du Maroc. Néanmoins, des faciès terrigènes sont connus à proximité des reliefs émergés ; l'exemple le plus notable est fourni par le Domérien grésoconglomératique (galets de quartzites et de rhyolites du socle) de la Haute Tessaoute et de l'oued El-Abid (avec gypse), dans la région des paléorivages orientaux du Massif ancien haut-atlasique (Lévêque, 1961).

B. LA SÉRIE TYPE DES AXES DE SILLON

C'est une série épaisse, essentiellement calcaire et marno-calcaire, bien stratifiée sauf vers la base et dans les intercalations récifales, qui caractérise les parties les plus creuses des sillons. La figure 97 en résume la stratigraphie.

* Pour Evans & *al.*, 1974, la profondeur du sillon haut-atlasique central dut dépasser 1 000 m au cours du Jurassique inférieur : d'où l'importance des glissements synsédimentaires sur les talus marginaux (blocs, slumping, turbidites).

Elle repose en concordance apparente sur le Trias et l'on ignore si une lacune les sépare réellement (voir ci-dessus § 4.3.2). Viennent d'abord des barres calcaires ou dolomitiques massives, suivies de calcaires massifs souvent à silex, attribuables au *Sinémurien* (*s.l.*) *inférieur et moyen* (*Sinémurien s. str.*). Ce sont ensuite, typiquement, des calcaires mieux lités où les Ammonites se font progressivement plus fréquentes. On y distingue, grâce à elles, le *Sinémurien supérieur* (Lotharingien) et le *Carixien* (Pliensbach en inférieur ou, approximativement, Pliensbachien au sens restreint de E. Haug; voir la discussion de cette nomenclature in R. du Dresnay, 1969). La partie supérieure de la série montre une sédimentation rythmique, où bancs calcaires et lits argileux

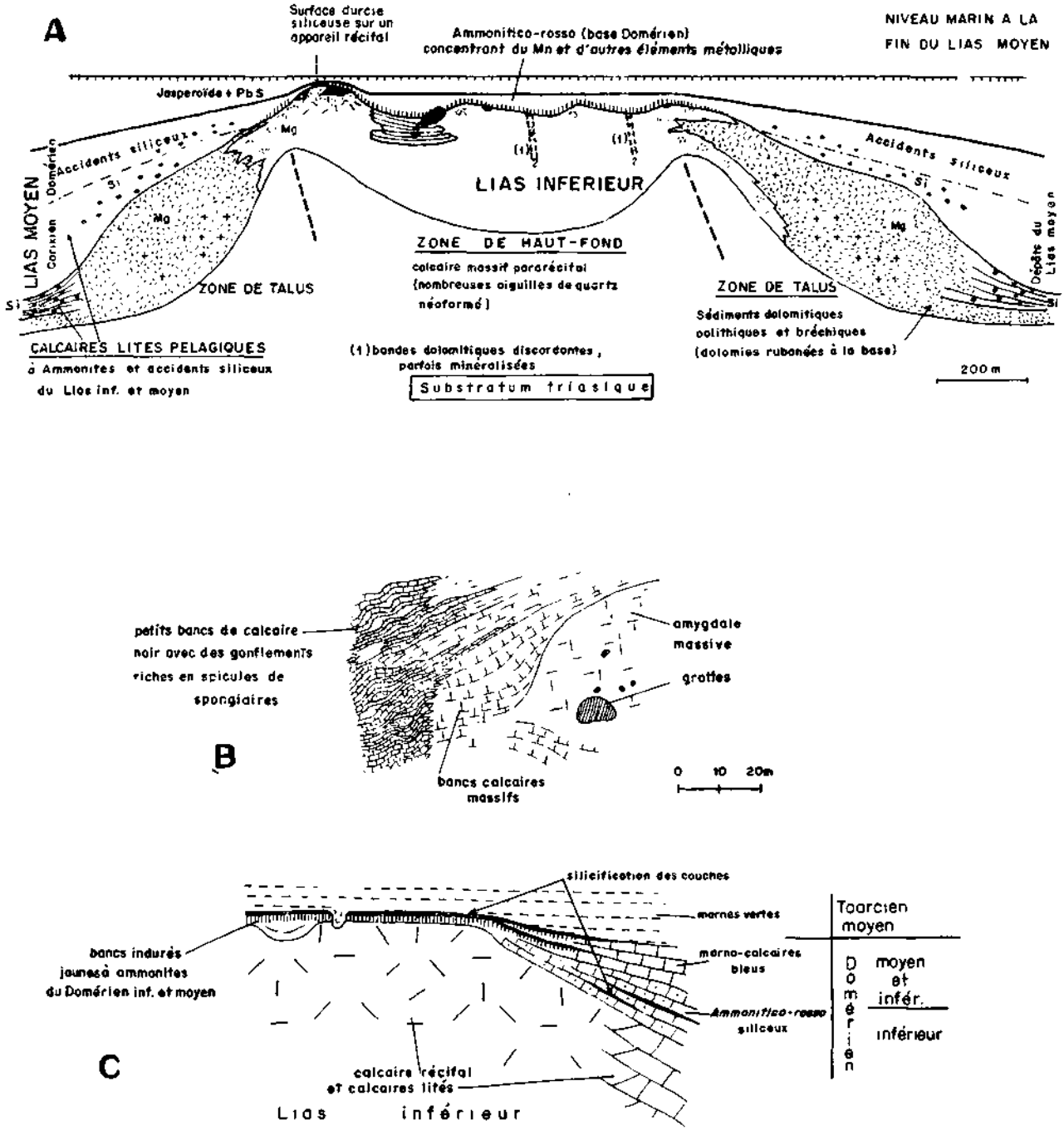


FIG. 98 — Le récif haut-atlasique du Bou-Arhous, selon M. blanc (1968). Ce récif est situé dans le Haut Oued Guir, entre ceux de Tagount et du Bou-Dahar (fig. suivantes) et probablement sur la même ride qu'eux.
A : Reconstitution schématique avant son ennoiement total, noter la localisation de diverses concentrations chimiques.
B : Un détail des variations de faciès du Sinémurien (entrée nord du Khang-el-Rhar).
C : Détail des couches condensées et de l'ennoyage; discordance du Toarcien.

alternent. On passe ainsi au *Domérien* (Pliensbachien supérieur) dont les dépôts sont représentés soit par des calcaires à Céphalopodes, à sédimentation rythmique très caractéristique (« calcaire en petits bancs ») dans les zones les plus « profondes » des bassins marins), soit par des constructions récifales (avec leurs apophyses et leurs environnements bioclastiques) dans les parties les plus proches des zones de bordure ou sur les hauts-fonds des sillons marins. Dans le Lotharingien et tout le Lias moyen, *silicifications* (chailles, cherts lités) et *glissements synsédimentaires* (« slumping ») ne sont pas rares, spécialement vers les marges, les talus de ces parties axiales, autour des récifs (§ C. ci-dessous).

Les *silicifications* fréquentes dans ces couches résultent tantôt de la dissolution des spicules de spongiaires, dans certaines zones à biohermes du Haut Atlas central, tantôt directement de la dissolution de la silice par altération autour de certains paléoreliefs. Ainsi aux environs de Bou-Arfa (voir § D.), on note le passage latéral, dans des couches liasiques de même âge, d'arkoses à des dolomies à graviers, puis à des calcaires à silex (du Dresnay, 1965a, p. 125). De nombreux troncs silicifiés (du Dresnay, 1969) se rencontrent dans le Moyen Atlas, dispersés dans les argiles à silex de la haute surface (pré-pliocène ?). Ils proviennent très probablement de l'érosion du Lias moyen, où l'un d'eux a été trouvé en place (Arsicault, 1965). On ne confondra pas ces bois fossiles avec ceux du Jurassique moyen de Skoura—El-Mers (ci-après § 4.3.3.5.B.) ni avec ceux, minéralisés en cuivre, qu'abritent parfois les basaltes triasiques (Ito), ni avec ceux remaniés dans l'Oligocène (?), du J. Hayane (§ 4.3.6.1.).

C. Les phénomènes récifaux

Dans certaines zones du golfe jurassique, des récifs coralliens se sont édifiés à diverses reprises, et notamment pendant le Lias moyen (du Dresnay, 1971). Leur apparition souligne la tiédeur relative des eaux marines, déjà indiquée dans ces régions par les Ammonites mésogéennes. En outre, si certains coraux solitaires peuvent vivre à forte profondeur, les constructions coralliennes ne se développent bien qu'à de très faibles profondeurs, leur crête se trouvant généralement à fleur d'eau : cette exigence biologique en fait de précieux indicateurs bathymétriques.

Ils s'épanouissent aussi bien dans le Moyen Atlas que dans le Haut Atlas ; dans cette dernière région, ils apparaissent dans les parties marginales du sillon et aussi le long de certains axes (rides ou paléoreliefs) courant en son sein même. Leur présence confirme que, dans son ensemble, ce golfe ne devait pas atteindre de bien grandes profondeurs.

Les récifs marginaux sont, par exemple, ceux de la région de Tounfite, Jaffar, Foum Ikiss (fig. 96) en bordure du paléoseuil de Moulouya; ceux des gorges du Todra ou du Ziz (Aït-Atmane, même fig.) et ceux du J. Daït, du Tizi-n'Oumzour, le long du continent saharien; ceux d'El-Ksiba—Foum-el-Anseur à la limite de la terre mésétienne (Rolley, 1973a). Les récifs internes sont notamment ceux d'Azourki-Ahansal à l'Ouest, du Bou-Dahar, Bou-Arhous, Tagount à l'Est.

D'un récif à l'autre, *l'époque principale de construction* et les *organismes constructeurs* peuvent varier : leur *forme* même (bioherme proéminent, biostromes plus plats et banquettes) est fonction de la nature des organismes constructeurs. Ceux-ci sont des Polypiers, des Algues encroûtantes, de grands Lamellibranches (Megalodontidés, *Lithiotis, Durga*) et Gastéropodes, des Oursins Cidaridés, tous organismes à armature calcaire épaisse. Au Lias inférieur, les organismes responsables sont surtout des Spongiaires Hexactinellides, dont les spicules siliceux, dissous après la mort, alimentent les calcaires en chailles et autres *silicifications* surtout marginales (fig. 97, 98). Parfois une forte recristallisation, liée à une circulation intense des eaux souterraines dans ces édifices poreux a effacé les restes de ces organismes constructeurs. Une

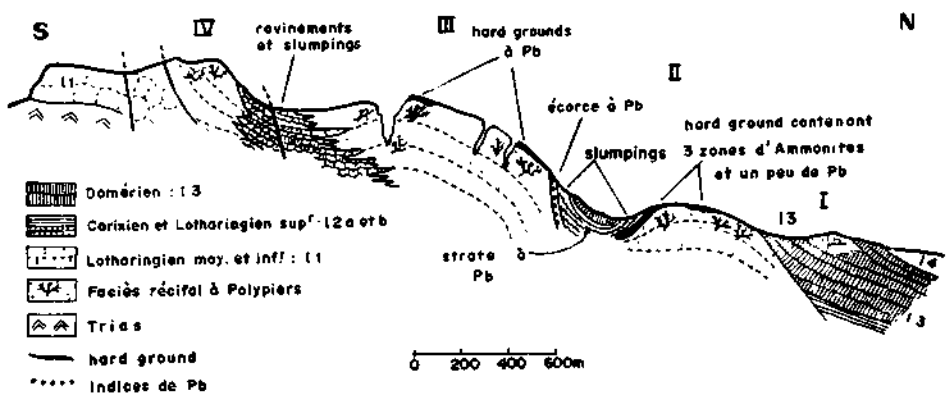


FIG. 99 — Les pinacles récifaux de Tagount et leur minéralisation sulfurée, selon Bazin (1968). Ils sont situés sur la « ride du Tizi-n'Firest », que l'oued Ziz recoupe au Foum-Zabel, et à environ 12 km à l'Ouest de cette cluse.

dolomitisation intervient fréquemment, tantôt sur les parties centrales du récif, tantôt sur sa périphérie (fig. 98 A).

L'âge du récif, c'est-à-dire l'époque à laquelle il s'est édifié, n'est pas tant indiqué par les fossiles qu'il contient (faunes souvent particulières au Maroc) que par ceux des couches qui le *recouvrent* ou qui *passent latéralement* à l'édifice récifal par des changements de faciès souvent rapides (fig. 98 à 100).

Par exemple, le récif du Bou-Arhous s'est édifié plutôt à la fin du Lias inférieur : ses faciès construits *passent latéralement* au Sinémurien *s. str.* ou au Lotharingien lité (fig. 98 B et C); ils sont recouverts par des couches condensées, *griottes* (« ammonitico rosso ») ou *fonds durcis* (« hard ground ») d'âge domérien inférieur et moyen (fig. 98C); le Carixien n'est représenté que sur les marges du récif, par des couches transgressives, riches en débris et traces de glissements (fig. 98A). Ici, à une période de construction récifale sur haut-fond subsident, couvrant l'essentiel du Lias inférieur, a succédé un mouvement de surrection et de gauchissement, faisant émerger faiblement le récif durant le début du Lias moyen. Le récif est à nouveau sous les eaux durant le reste du Lias moyen, assez englouti pour que la construction organogène ne reprenne pas, mais assez surélevé pour être balayé par les courants sous-marins bien oxygénés et épargné par l'accumulation vaseuse environnante, en eaux réductrices. Il est de nouveau émergé à la fin du Lias moyen, puisque c'est le Toarcien moyen qui transgresse au-dessus.

Les pinacles récifaux du Tagount présentent des caractères analogues (fig. 99); la périphérie de cette zone récifale a cessé de croître au Lotharingien supérieur, son centre durant le Carixien. *Le massif bostromal des Aït-Atman*, à grands Lamellibranches couchés (et non en position de vie), Algues et Spongiomorphidés, montre son toit au long de la route du Ziz. D'âge domérien, il est recouvert avec une légère discordance de ravinement (fossiles tronqués) par le Toarcien moyen (zone à *Hildoceras* à peu de distance du contact).

Au Foum Ikiss (au Sud de Midelt; commun. pers. de H. Msougar; voir G. Dubar, 1932), un récif domérien dolomitisé a été creusé de poches et fissures de type karstique, avec des parois curieusement cannelées, avant la transgression du Lias supérieur. Il en résulte que le Toarcien moyen (et inférieur ?) s'infiltre en « filons » sédimentaires dans le récif sous-jacent (poches à

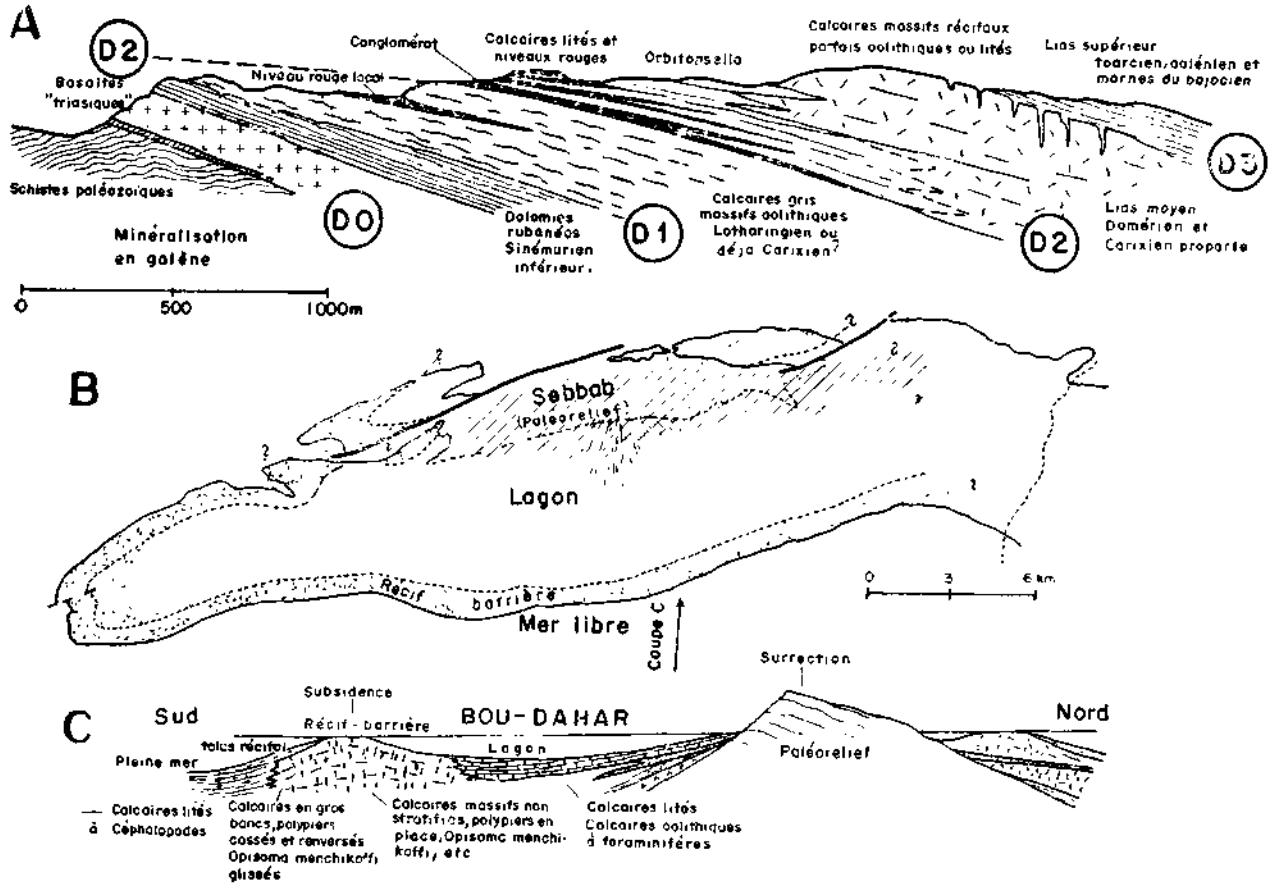


FIG. 100 — Récif frangeant et récif barrière du Bou-Dahar, d'après Agard & du Dresnay (1965).
A : Coupe stratigraphique schématisée, mettant en évidence quatre discordances ou phases de transgression ou ravinements successifs (D0 à D3).
B et C : Essai de reconstitution au Domérien inférieur (carte et coupe).
Situé dans le Haut Atlas oriental, ce massif voit affleurer le socle de la ride récifale déjà illustrée, plus à l'Ouest, par les figures précédentes.

innombrables Bélemnites, remplissage rouge à Algues filamenteuses, encroûtements de type hard-ground).

Un cas remarquable de *récif ceinturant une île* de la mer domérienne est offert par le J. Bou-Dahar (fig. 100). Frangeant la côte nord de ce paléorelief, la plate-forme biohermale (construction biologique de 40 x 15 km) devient récif-barrière vers le Sud, isolant ainsi un lagon entre elle-même et l'île. Les sédiments internes de ce lagon sont de faciès intercotidal : *birds-eyes,* polygones de dessiccation, etc. (du Dresnay, 1972). La paléographie « polynésienne » de cette île d'il y a 170 millions d'années est aujourd'hui inscrite dans les faciès sédimentaires qui entourent le petit massif primaire du Sebbab.

Les particularités géochimiques de ces dispositifs récifaux dépassent le cadre de la sédimentologie (silicifications et dolomitisation déjà citées) et concernent également la *métallogénie*. Les fonds durcis y sont enrichis en fer, en manganèse et souvent en plomb et zinc (mouches de galène) comme l'indiquent les figures précédentes. Une telle concentration est considérée par beaucoup comme précoce, sous-marine. Mais, outre ces enrichissements « syngénétiques », sont intervenues des minéralisations plus tardives, épigénétiques, particulièrement abondantes dans ces massifs richement fracturés (filons de galène, poches à galène et oxydes de zinc).

D. Les plates-formes internes et les marges du golfe

Elles sont occupées par des formations à *dominante calcaro-dolomitique,* à stratification fruste, en bancs massifs souvent « homogénéisés » par la dolomitisation. Aux dépôts bioclastiques se mêlent parfois des faciès à tendance évaporitique de dolomies rubanées (Stromatolites), localement de gypse, et quelques apports terrigènes rouges.

La *marge saharienne* en offre des exemples près de Ksar-es-Souk (fig. 96) ou de Telouet, au fond sud-oriental du golfe liasique (fig. 101). La marge mésétienne est largement investie par de tels faciès dans le Causse moyen-atlasique.

Les plates-formes internes présentent des séries du même type, dont le caractère transgressif apparaît dans plusieurs régions. Cette transgressivité est particulièrement nette dans la « Chaîne des Horsts », dont l'immersion complète attendit le Lias supérieur (fig. 102). Le *paléoseuil de Haute-Moulouya* montre des faciès réduits à interstratifications argileuses rouges et vertes (faciès d'Itzer—Bou-Mia) (fig. 103). Dans la région de *Bou-Arfa,* à la limite sud des Hauts-Plateaux orientaux, des arkoses représentent le Lias moyen et supérieur (fig. 104), attestant l'érosion d'une île primaire à cette époque (*cf.* J. Bou Dahar, fig. 100).

La paléogéographie de ces hauts-fonds orientaux est d'autant plus intéressante à connaître que, à la manière des récifs étudiés plus haut, ils ont exercé un contrôle assez strict sur des *minéralisations* économiquement importantes. Les gisements

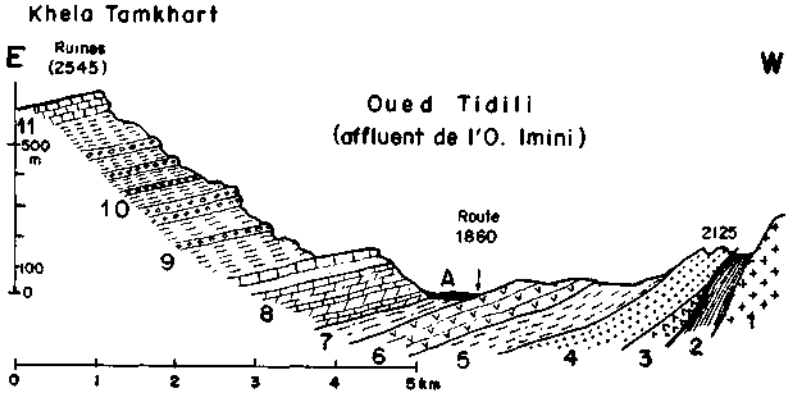


FIG. 101 — La série mésozoïque près d'Igherm, au pied du Tizi-n'Tichka, d'après Ambroggi & Neltner (1952) et Choubert & *al.* (1970) : réduction du Jurassique à la marge sud-ouest du golfe atlasique. 1 : Granite; 2 : Schistes du Précambrien II; 3 : Rhyolites du Précambrien III. 4 à 7 : Trias; 4 : gréseux; 5 : argilo-gréseux; 6 : basaltique (« trapps » prismés, à veines et géodes de quartz blanc ou améthyste); enfin 7 : argilo-gréseux et salifère; 8 : Lias calcaro-dolomitique blanc avec grès blancs et argiles vertes et brunes. 9 : Niveaux continentaux non datés (Lias supérieur, Jurassique ?); 10 : Cénomanien (?) conglomératique et argilo-gréseux rose, localement discordant; 11 : Calcaire marin du Turonien. Il supporte plus à l'Est un Sénonien rouge puis une série éocène marine présentant un niveau phosphaté. A : Dépôts quaternaires.

de manganèse de Bou-Arfa, les gisements de plomb et zinc de Mibladen-Aouli et de Touissit—Bou-Beker en dépendent.

La figure 103 illustre la disposition des minéralisations sulfurées en Haute-Moulouya (galène et blende argentifères, accompagnées de barytine) en filons montant du socle primaire et en amas stratiformes (syn- ou diagénétiques) dans le Lias calcaire. A Bou-Arfa (fig. 104) la minéralisation revêt des formes variées. Les plus anciennes semblent contemporaines de la sédimentation, ou quasi (« dolomie-chocolat » à minéralisation carbonatée; alternances fines de dolomie et de lits d'oxydes de Mn). Ultérieurement se sont réalisées des minéralisations épigénétiques jusque dans les arkoses supérieures qui terminent ici le Lias, liées à des failles dont l'âge encore liasique est probable. Des chenaux minéralisés se rencontrent également où le Mn s'est peut-être concentré ultérieurement, à partir de solutions minéralisées. L'ensemble de ces minéralisations est lié à une sorte de sillon alternativement envahi par la mer et émergé, au pied d'un paléorelief, dans un contexte régional de hauts-fonds peu subsidents. Il est intéressant de noter avec R. du Dresnay l'équivalence de ce gisement (origine et âge) avec ceux de Urkut et Epleny, en Hongrie, situés dans une toute autre partie de la Téthys, mais dans des couches de même âge et selon un modèle équivalent.

4.3.3.4. *LE LIAS SUPERIEUR*

Une *régression* a affecté au moins en partie le domaine étudié au début du Lias supérieur, déterminant une lacune de sédimentation dans les régions de faible profondeur. Le Toarcien inférieur ne se dépose que dans les parties centrales des sillons. On a déjà signalé l'émersion qui clôt l'édification des récifs pliensbachiens des Aït-Atman, de Foum Ikiss ou du J. Bou-Dahar (fig. 100). Le Causse moyen-atlasique, les Hauts-Plateaux orientaux, le paléoseuil de la Haute-Moulouya et le fond occidental du sillon atlasique semblent aussi avoir été émergés à cette époque.

Mais une certaine *transgression* suit bientôt ce retrait, transgression qui s'affirmera surtout avec le Dogger. La mer du Toarcien moyen réenvahit une partie des territoires perdus (par exemple les récifs ci-dessus) et semble même gagner quelques terres émergées de la Chaîne des Horsts (fig. 102). On est frappé par la « rapidité » de ces déplacements de lignes de rivage. En réalité la lacune du Toarcien inférieur correspond déjà à une durée de l'ordre de quelques millions d'années. De plus le changement de décor est facilité par la faible profondeur des mers liasiques et la topographie très plate de leurs fonds ou des terres émergées.

Les dépôts consécutifs à cette crise de la fin du Domérien et éotoarcienne reflètent la rupture de l'équilibre « biostasique » qui régnait jusqu'alors, et l'ouverture d'une *période « rhexistasique »* (Dubar, 1960-62). L'argile, les oxydes de fer (colorations rouges ou vertes) ou même les sables grossiers apparaissent brusquement, sans que disparaissent les calcaires.

A la périphérie des terres émergées, les dépôts terrigènes abondent. On a déjà noté la présence au Lias moyen et au Toarcien d'arkoses autour de l'île de Bou-Arfa (fig. 104); de marnes rouges associées à des calcaires crinoïdiques, sur l'Est du seuil de Haute-Moulouya (fig. 103), de marnes versicolores, associées à des dolomies roses, dans le Toarcien transgressif sur le Sud de la Chaîne des Horsts et dans la partie ouest des Hauts-Plateaux (J. Nador, Daya Nefouikha (fig. 102). Plus au

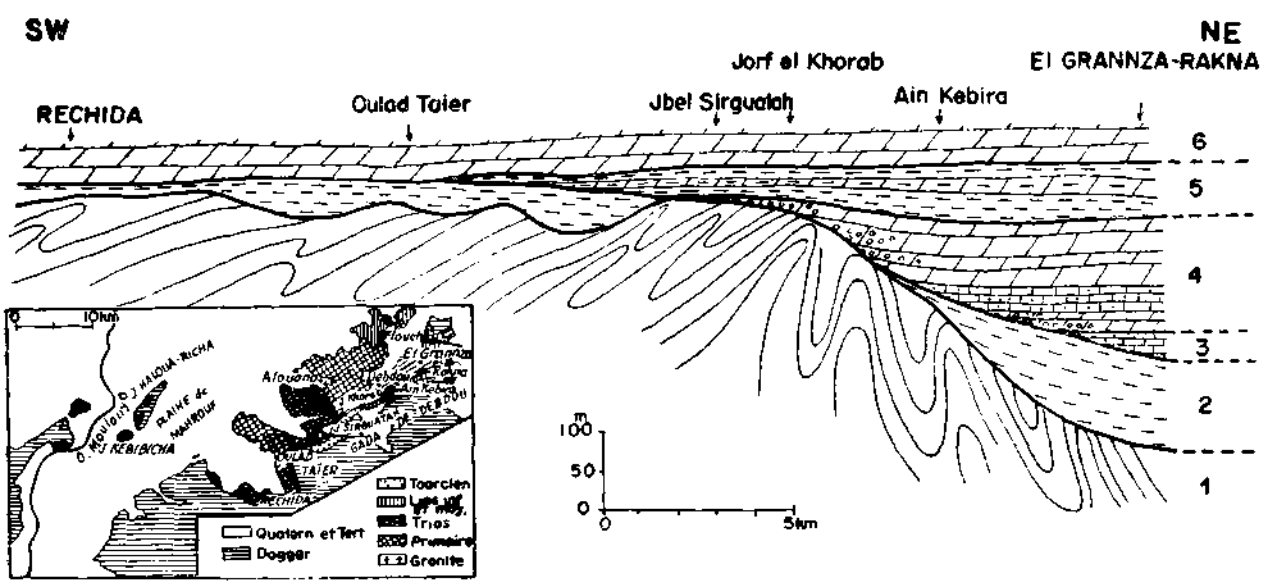


FIG. 102 — Les transgressions jurassiques sur le socle hercynien dans la région de Debdou. Coupe et carte schématiques de Médioni (1966). - 1 : Socle hercynien, schistes viséens et granite, formant paléorelief; 2 : Trias argilo-gréseux rouge; 3 : **Pliensbachien : calcaires crinoïdiques ou sub-récifaux, ± gréseux**; 4 : Lias moyen indéterminé : dolomies, intercalation de calcaire graveleux- oolithique à Foraminifères; 5 : **Toarcien : marnes versicolores**, dolomies roses; 6 : Aaléno-bajocien : dalle des Hauts-Plateaux, dolomitique.

Nord-Ouest, au Ghar-Rouban (G. Lucas, 1942), le Toarcien ravine plus ou moins le Lias moyen; il le dépasse parfois pour reposer directement sur le Primaire et, non loin, le Toarcien se charge de galets de schistes, de dolérites, de Lias moyen, il se remanie lui-même. Dans le couloir de Taza à Oujda, près de Taourirt, la base du Toarcien est parfois gypsifère, parfois chargée de débris végétaux. Les « marnes chocolat » du Lias supérieur de Ouaouizarth et Bine-el-Ouidane, vers le Sud-Ouest du golfe liasique, sont des marnes sableuses à gros bancs de grès, pauvres en fossiles. Vers le Sud-Ouest (région du Mgoun), les niveaux « laguno-continentaux » à *mud-cracks* se multiplient, avec des conglomérats à éléments de Primaire.

Dans la partie centrale des sillons (Est du Haut Atlas; Nord du Moyen Atlas), *le Toarcien montre des faciès marneux sombres*, parfois à manganèse (Nord du Moyen Atlas, Colo, 1961), à lits de calcaires marneux et à Ammonites. Des calcaires fossilifères marquent parfois la transgression du Toarcien moyen sur les récifs pliensbachiens émergés et fissurés (Bou-Dahar, Foum Ikiss, avec leurs filons sédimentaires). Mais les marnes sableuses et les lits gréseux à fines laminations sont fréquents,

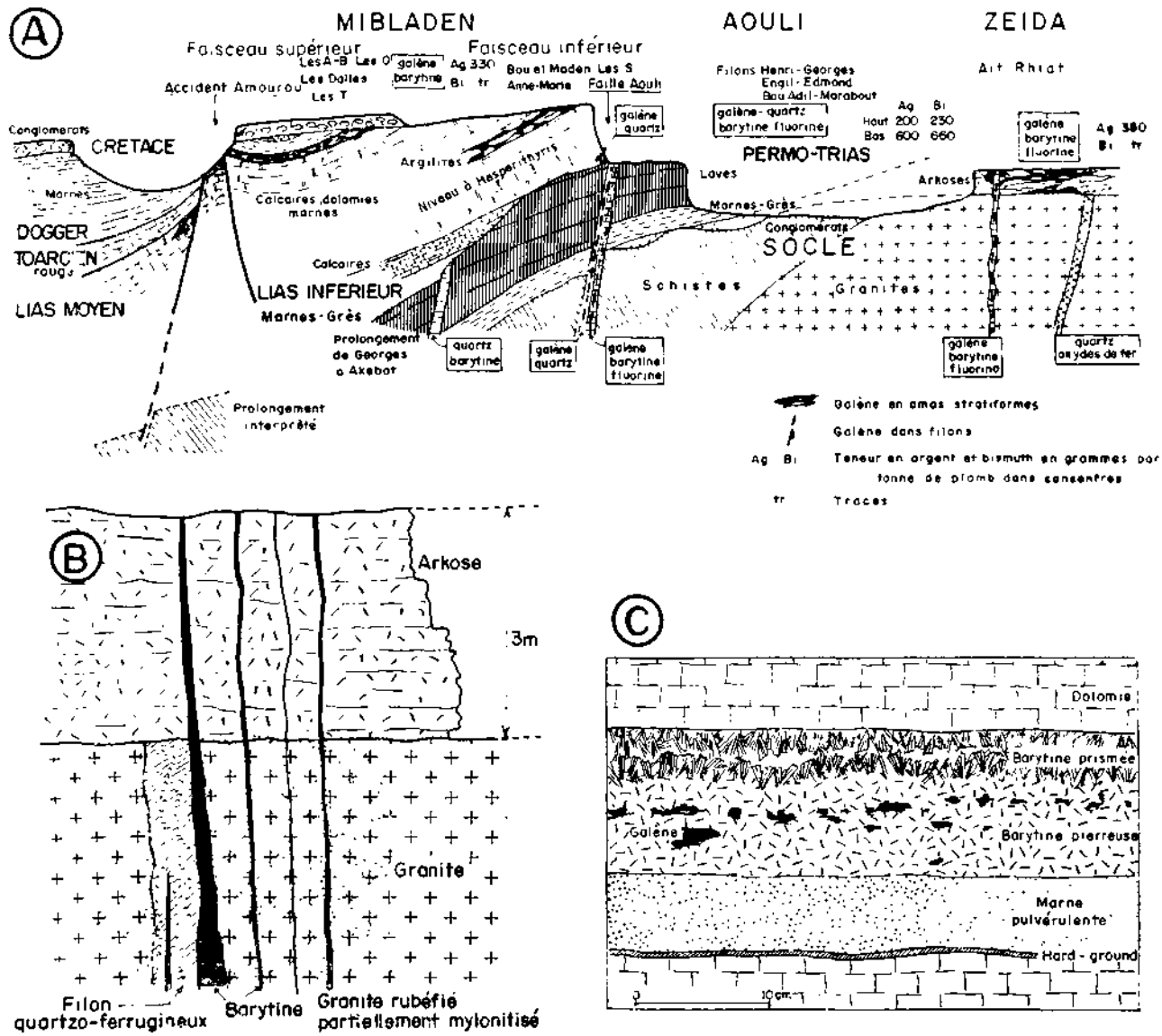


FIG. 103 — Le paléoseuil de la Haute-Moulouya et sa minéralisation, selon Emberger (1965). Localisation fig. 94.

A : Coupe schématisée (échelle très approximative; longueur totale de la coupe : environ 10 km; épaisseur maximum de la couverture triasico-jurassique : environ 200 m).

B : Superposition de filons barytiques, postérieurs au Permo-Trias, à un filon quartzeux antérieur. Zeïda, S des Aït-Rhiat.

C : Minéralisation stratiforme, type galène associée à la barytine pierreuse, dans une séquence sédimentaire. Mibladen, chantier Anne-Marie.

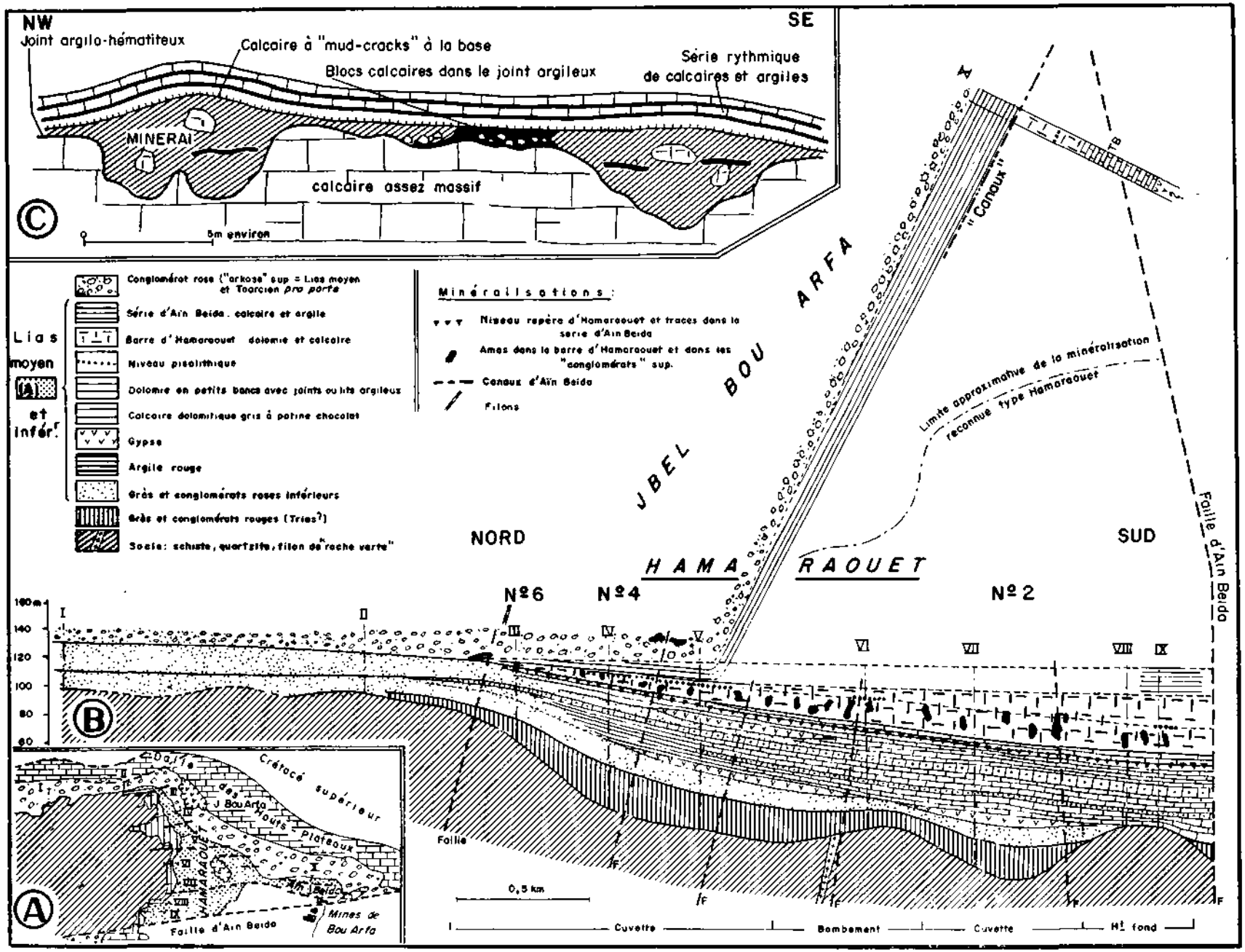


FIG. 104 – Le haut-fond et le bassin liasique de Bou-Arfa, dans l'Atlas oriental; stratigraphie et localisation des minéralisations dans la séquence lithologique, d'après Pouit & Jouravsky (1965).
A : Esquisse cartographique et localisation des coupes, d'après une carte géologique de R. du Dresnay.
B : Stratigraphie et lithologie restituées.
C : Coupe de « canaux » minéralisés d'Aïn-Beïda.

surtout dans le Toarcien inférieur, évoquant des accumulations deltaïques sous-marines (couches à lignite du J. Azourki, « flysch » du Sud du J. Ayachi, etc.).

Les faciès marno-calcaires du Toarcien supérieur se prolongent en général sans discontinuité dans la partie inférieure de l'Aalénien, étage anciennement individualisé mais que l'on tend aujourd'hui à intégrer au Bajocien (Jurassique moyen). Quant aux faunes d'Ammonites qui autorisent les divers découpages stratigraphiques, on notera leur constance du Nord au Sud du golfe. Cette *homogénéisation paléobiologique* s'observe d'ailleurs du Midi de la France aux rives du Sahara (Dubar, 1960-62).

Cependant, on doit noter en même temps l'apparition de faunes d'Ammonites particulières de la Province arabo-malgache, qui correspondent au peuplement de la Téthys orientale. Amorcée par l'arrivée de quelques rares exemplaires (Blaison, 1968, p. 45) au Toarcien inférieur et moyen (où l'on note aussi des affinités faunistiques avec le Japon), cette tendance se développera au Bajocien supérieur, par la présence d'*Ermoceras* et de *Thambites*, connues principalement dans le Nord de la péninsule du Sinaï, en Arabie et au Belouchistan (Arkell & G. Lucas, 1953 ; du Dresnay, 1964 et 1969).

L'épeirogenèse (sensu lato) du Lias supérieur - fin du Lias moyen a eu une grosse importance sur le *tracé ultérieur des plis atlasiques* (du Dresnay, 1962-64) ; on y revient au § 4.4.4.2. G. Dubar (1938) a le premier signalé la formation des rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt.

4.3.3.5. *LE JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR*

A. Les dépôts marins

S'il se termine par une régression quasi générale, le Jurassique moyen (cf. Dogger) voit d'abord le golfe atlasique réinstallé à peu près dans son extension maximum. A l'inverse, dans l'Est, des terres jusqu'alors émergées vont se trouver noyées. Divers territoires restent cependant émergés, notamment la partie sud de l'Atlas de Demnate (on voit l'épaisseur du Dogger se réduire de 200 m à quelques mètres sur 7 km de distance dans les Aït-Iouariden, selon P. Lévêque, 1961).

Succédant aux émersions de la fin du Domérien, la *transgression* inaugurée avec le Toarcien moyen et supérieur *s'affirme avec l'Aléno-Bajocien.*

Dans les parties centrales des sillons, des calcaires à *Cancellophycus,* épais de quelques dizaines de mètres, représentent cette période (fig. 96). Ils semblent s'être déposés à une profondeur modérée.

Ce sont des calcaires bleus, bien lités, à interlits marneux et dont les plaques portent d'innombrables « traces en coups de balai ». L'origine de ce type de fossile (*Cancellophycus, Zoophycon*) a fait l'objet d'interprétations diverses : moulages d'Algues, traces de courants, empreintes d'Alcyonaires (G. Lucas, 1938), de prostomium de Sabellidés (Plička, 1969), ou traces d'activité de Vers fouisseurs (en dernier, voir Webby, 1969). Il semble que dans tous les cas les grands peuplements de ces fossiles caractérisent des profondeurs moyennes, correspondant peut-être au talus continental, où le rythme de la sédimentation est rapide. Pour fragile que soit cette indication bathymétrique, on peut constater qu'elle s'accorde avec ce que l'on sait des faciès marginaux de même âge.

Sur les marges des sillons et notamment, à la limite des Hauts-Plateaux, on observe souvent le passage latéral des calcaires lités aaléno-bajociens à des masses récifales dolomitisées puis à des dolomies litées transgressives. Ainsi, ce qui constitue aujourd'hui l'ossature du J. Mechkakour (fig. 105 ; voir R. Bouchta, 1967) constituait, à l'aube du Jurassique moyen, un récif-barrière séparant la mer ouverte d'un vaste lagon chaud et peu profond. Ce'ui-ci accueillait un dépôt de vase carbonatée qui, dans ces conditions évaporitiques, se trouva bientôt transformée en dolomie litée : c'est la formation connue sous le nom de « dalle des Hauts-Plateaux ».

Le rôle vraisemblable d'une émersion post-récifale dans la dolomitisation de cette formation mérite d'être souligné (du Dresnay, 1962-64, p. 906). Néanmoins, l'hypothèse d'une dolomitisation plus tardive, postérieure à l'Infracénomanien, a pu être aussi avancée du fait que ces derniers terrains, au Sud du Rekkame d'où ils semblent avoir reçu leurs apports détritiques, ne contiennent pas de galets dolomitiques (Caia, 1969, p. 109).

On remarquera que cette dalle dolomitique est largement *transgressive* sur les parties précédemment émergées des Hauts-Plateaux : par exemple à Bou-Arfa (fig. 104) ou sur la chaîne des Horsts (fig. 102). Le J. Akrabou (fig. 96) en bordure sud du seuil de Haute-Moulouya de même que les J. Jellabib, J. Haouanite, J. Klakh, au Nord du paléoseuil de Tamlelt, paraissent être homologues au J. Mechkakour. En bordure nord du paléoseuil de la Haute-Moulouya, la zone de changement de faciès, moins bien connue, paraît se situer sur les flancs orientaux des J. Bou-Naçeur et Arhesdis, pour aboutir finalement dans le pays des Horsts au J. Narguechoum. Mais la Haute-Moulouya elle-même n'a été recouverte qu'un peu plus tard et seulement sur ses marges lors du dépôt des marnes bajociennes (fig. 103). De même, à Foum Ikiss, le récif domérien ou sa croûte toarcienne sont drapés par ces mêmes marnes.

Les marnes bajociennes, dites de Boulemane (voir G. Choubert & *al.*, 1956) dans le Moyen Atlas (fig. 135), de Talsint dans le Haut Atlas (fig. 96 et 97), se sont accumulées sur des épaisseurs notables *dans les parties centrales des sillons.* Faciès beaucoup plus argileux que les précédents, riche en Lamellibranches pélagiques à test très fin, les Posidonomyes (*Posidomya alpina* Gros = *Bositra*

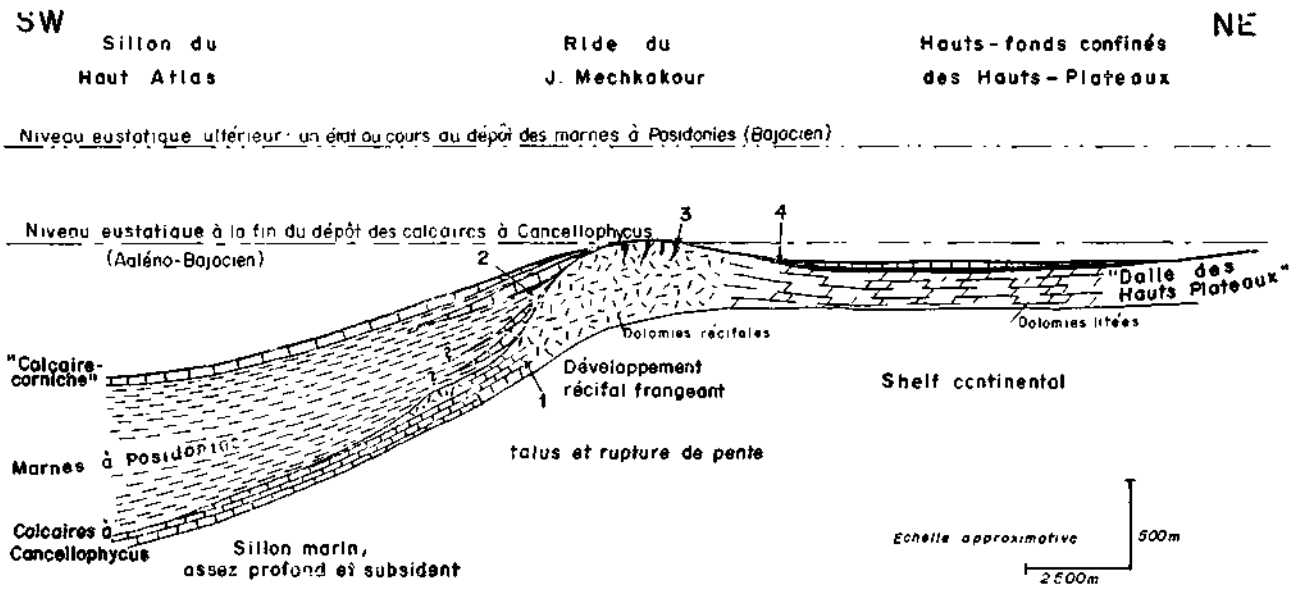


FIG. 105 — Variation des faciès du Jurassique moyen à la limite des hauts-fonds orientaux et du sillon haut-atlasique selon du Dresnay (1963, 1967). - 1 : passages latéraux isochrones. 2 : ennoyage post-récifal : aux (?) éboulements post-récifaux ou brèches périrécifales; 3 : fissures de dissolution aérienne et 4 : débris rubéfiés, traces de l'émersion éobajocienne.

buchi Roemer), il n'indique pas nécessairement pour autant un bassin profond. Les barres de calcaire qui s'y interstratifient en sont la preuve. Offrant souvent un faciès bioclastique ou même construit, certaines se signalent par de pittoresques mamelons récifaux : les renflements du Jbel Ograne ont été décrits récemment comme de petits plis parasites, mais cette nouvelle interprétation n'a pas reçu confirmation ; il s'agit plutôt de petits pinacles disséminés suivant une loi indéterminée (du Dresnay, 1971 et com. person.). *Sur les marges des sillons,* les marnes s'appuient sur les récifs antérieurs (Foum Ikiss). Elles passent à des faciès calcaires sur les flancs sud du sillon haut-atlasique (gorges du Ziz, fig. 96). Les seuils de Moulouya et probablement des Hauts-Plateaux restèrent pour l'essentiel émergés durant cette période (fig. 105).

La fin de la formation des marnes à Posidonomyes est marquée par une série calcaire encore bajocienne. Souvent érodée dans le Haut Atlas, elle n'y est conservée que dans les synclinaux les plus creux (J. Tazigzaout, par exemple, sur la fig. 97). Elle a, au contraire, un rôle morphologique important dans le Moyen Atlas, où elle a reçu le nom de « *calcaire-corniche* ». Les faciès néritiques ou récifaux qu'on y rencontre témoignent encore de la faible profondeur marine. Ces faciès marins mais peu profonds annoncent les faciès saumâtres et continentaux ultérieurs.

B. La régression

La fin du Dogger voit se produire une régression qui n'épargnera que le Nord du golfe atlasique, à la marge du sillon rifain externe. Cette régression se lit dans la variation des faciès et des faunes *depuis le Bajocien supérieur jusqu'au Callovien.* Ses effets se font sentir plus tôt dans le Sud du golfe ; c'est ainsi que les Ammonites semblent disparaître du Haut Atlas, dès le Bajocien moyen, alors qu'on en rencontre encore du Callovien dans le bassin de Guercif et dans le pays des Horsts (dans le Moyen Atlas, on ne connaît encore qu'une seule ammonite callovienne...).

Au-dessus du « calcaire-corniche » reprend d'abord une sédimentation marneuse à intercalations calcaires. Mais *les marnes sont maintenant versicolores,* alors que de telles variations de couleurs étaient rares dans les marnes à Posidonomyes (à dominante verte). D'abord limités à des argiles, les apports terrigènes deviennent *argilo-gréseux* à partir du Bathonien moyen. Quant aux calcaires, ils contiennent des Rhynchonelles, des Huîtres, Moules, Corbules, Nucules, des Oursins, des Gastéropodes.

L'adaptation de ces faunes aux écarts de salinités — *faunes « saumâtres », ou, mieux eurybalines* (Rousselle, 1965 ; Mongin, 1967) — indique l'installation d'une *paléogéographie deltaïque* (H. Termier, 1936 ; G. & H. Termier, 1967).

Les *gauchissements* du fond marin s'accentuent pendant la même période. A El-Mers (fig. 106), après avoir fait naître des inégalités sensibles dans l'épaisseur des dépôts ainsi que des discordances

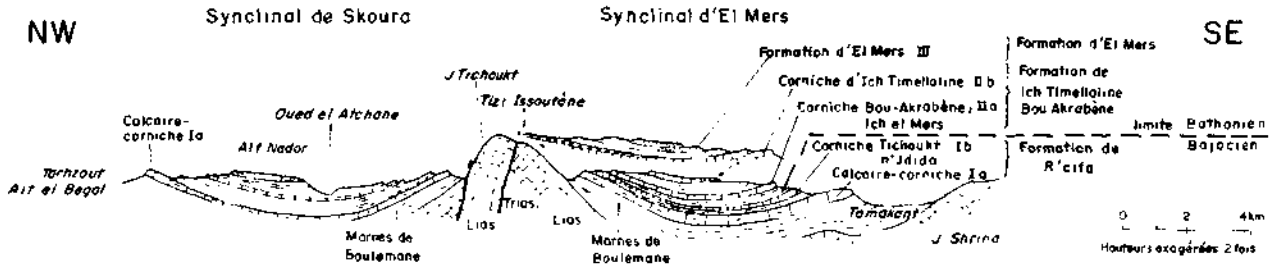


FIG 106 — Variations d'épaisseur du Jurassique moyen et discordance intra-bathonienne dans le Moyen Atlas : coupe schématique des synclinaux d'El-Mers et Skoura, d'après du Dresnay 1963 et 1969.

intraformationnelles, ils provoquent même une émersion temporaire des bords de la cuvette subsidente, soulignée par des faciès à pistes de vers (G. & H. Termier, 1967, les décrivent comme des slikkes estuariennes). Le basculement fut suffisant pour amener en discordance sur l'anticlinal liasique du J. Tichoukt la dernière de ces formations. Celle-ci, la « *formation d'El-Mers* », se présente comme une molasse marno-gréseuse avec niveaux calcaires et lits de lignites. Les faunes malacologiques euryhalines, les bois silicifiés, les ossements de Dinosaures, y révèlent les influences contradictoires de la mer et du continent dans un paysage de deltas à demi émergés. Ce décor semble être resté en place au moins jusqu'à la fin du Callovien (dernière Ammonite !) dans ces régions.

La même sédimentation molassique, continentale à saumâtre, semble avoir caractérisé la plus grande part de l'ancien sillon haut-atlasique durant cette période du Jurassique moyen. Des couches rouges à ossements et traces de Dinosaures (Demnate), à magnifiques troncs silicifiés (Anoual) sont conservées dans de nombreux synclinaux (du Dresnay, 1969). Néanmoins on hésite assez souvent sur l'âge à assigner au sommet de ces formations rouges, voire même à leur corps principal. Un type de sédimentation détritique assez voisin, quoique moins pélitique, caractérise en effet le Crétacé inférieur des mêmes régions.

Ce problème se pose par exemple dans les cuvettes de *Ouaouizarht* et de *Taguelft* (Atlas de Beni-Mella'). Dans la première, selon G. Dubar (1952, p. 14-15), on peut seulement rapporter au Jurassique (Bathonien ?) des marnes vertes avec calcaires et grès en plaquettes à *Mytilus*, peu épaisses, succédant à la dernière falaise de calcaire à Rhynchonelles. Les grès et pélites qui les recouvrent en concordance apparente sont à rapporter au Crétacé; elles sont discordantes à l'Est de Ouaouizarht et liées, en leur milieu et à leur sommet, au Crétacé à faune marine (avec notamment une intercalation calcaire à Ammonites, à Huîtres et Oursins du Crétacé inférieur). Dans la cuvette de Taguelft, couronnée par les coulées basaltiques du J. Sgat, où l'épaisseur des pélites et des grès et même du Bathonien sous-jacent varie assez rapidement entre le centre et le bord de la cuvette (esquisse ancienne du mouvement synclinal), la base de la série rouge a fourni des vertèbres, fragments de fémur, etc., de Sauropodes de très grande taille, d'affinité jurassique (Bourcart, Lapparent & Termier, 1942) : d'où l'idée d'un âge jurassique pour cette série d'Isseksi-Taguelft (Bourcart, 1942; cet auteur admet par contre l'existence de l'Infracénomanien détritique à Ouaouizarht, au-dessus du Bathonien rouge). Mais selon G. Dubar (1952, p. 24), même si ces ossements sont jurassiques, ils pourraient être remaniés à la base du Crétacé, au même titre que les nombreux galets de ces niveaux conglomératiques.

Dans l'Atlas de Demnate, les couches terrigènes rouges des *Aït-Iouariden* sont célèbres pour leurs empreintes de pas de Dinosaures. Des couches gréseuses analogues ont livré dans les *Guettioua* quelques bois fossiles (Lévêque, 1961). Or, la datation de ces séries rouges a donné lieu à des discussions que résume R. du Dresnay (1969). Elles furent d'abord attribuées respectivement au Lias supérieur et au Dogger (Roch, Bourcart). Puis toutes deux furent placées dans le Crétacé, mis à part les horizons de base, inférieurs à un niveau calcaire du Dogger (Choubert, Faure-Muret & Lévêque, 1956). Un argument important était l'attribution des bois fossiles des Guettioua au Crétacé. Mais R. du Dresnay souligne que les mêmes bois sont maintenant connus dans le Jurassique moyen, à Skoura (groupe d'El-Mers) notamment. Ceci et divers autres arguments conduisent à conserver un âge jurassique à ces couches rouges (Jurassique moyen et peut-être, à la base, Lias supérieur). Diverses données sont ajoutées au dossier des bois fossiles marocains par G. Choubert (1973), qui souligne la nécessité de nouvelles études sur les couches détritiques rouges du Jurassico-Crétacé *.

Dans l'Atlas oriental, les synclinaux d'*Anoual* montrent la superposition de deux séries rouges, séparées par une discordance (du Dresnay, 1956, 1969). L'une est comparable à la série d'El-Mers. L'autre, transgressive appartient au Crétacé. Une discordance du même type est visible peu au Nord-Est, dans les *Hauts-Plateaux* (fig. 107).

Dans la région des « *plis marginaux* », c'est-à-dire peu à l'Ouest de la région d'Anoual, J. Caia (1969a) a pu de même opposer une série inférieure, attribuée au Jurassique continental, à une série infracénomanienne, en utilisant notamment les directions de courants (chenaux, stratifications croisées). La série inférieure, faite d'ar-

* Du point de vue climatique, on notera que selon J.-Ph. Lefranc (1975), la silicification des troncs serait intervenue *in vivo*, sur des sols riches en silice dissoute et grâce à un climat tropical.

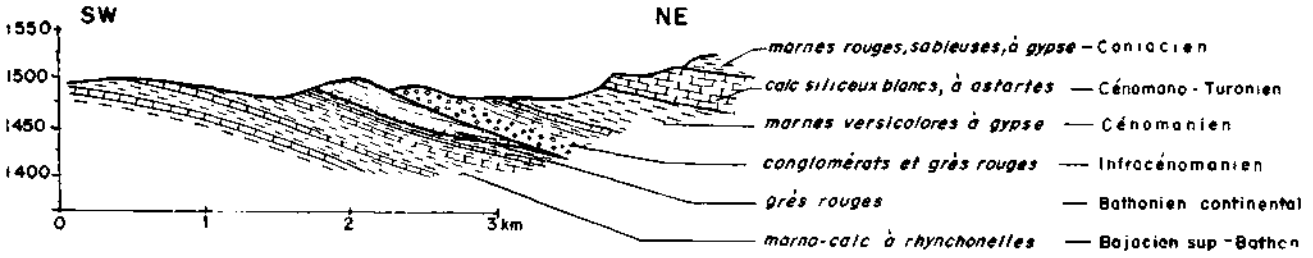


FIG. 107 — Discordance du Crétacé sur le Dogger à l'extrémité SW du synclinal de Tendrara, selon Médioni (1968).

giles et grès rouges et verts (0 à 250 m d'épaisseur), montre des paléocourants E-W. La série supérieure montre surtout des directions N-S, avec néanmoins des chenaux ESE-WNW près de Merija. Ces observations permettent de montrer le caractère progressif de la déformation dans ce secteur (fig. 141).

Enfin et à l'inverse des précédentes, des couches rouges comme celles du synclinal des *Aït-Ifous* (barrage de Foum Rhiour sur le Ziz) doivent être attribuées entièrement au Crétacé (du Dresnay, 1969).

Au contraire, la mer continua alors d'occuper *l'extrême Nord-Est du golfe atlasique, zone de transition vers le sillon rifain externe.* Dans l'avant-pays rifain du Maroc oriental (Terni-Masgout, Beni-Snassene, Gareb, Kebdana *pro parte*) on trouve, et le Jurassique moyen, et le Jurassique supérieur, sous forme de dépôts marins épais. Il s'agit d'abord (Hamel, 1967) d'une série gréseuse carbonatée, à Echinodermes et Mollusques, avec des Polypiers vers le sommet. Son âge va du Bathonien au Kimméridgien inférieur. Dans le Terni, on distingue deux formations gréseuses séparées par une discordance : la plus basse appartient au Bathonien, la plus haute débute au Callovien et est recouverte par le Kimméridgien calcaire (Benzaquen & *al.*, 1969). Les « grès du Zehroun » sont l'équivalent partiel de ces séries gréseuses orientales dans les rides prérifaines, au Nord de Meknès.

Le reste du Kimméridgien et le Portlandien sont essentiellement calcaro-dolomitiques. On y voit des faciès déposés par quelques mètres ou dizaines de mètres de fond ; l'épaisseur considérable de ces calcaires (de l'ordre de 1 500 m) indique donc une forte subsidence du fond marin. Localement existent des accumulations gypseuses d'âge oxfordien ou, dans le Terni, kimméridgien ; celles que l'on connaît dans le synclinal moyen-atlasique de Skoura pourraient être d'âge bathono-callovien (du Dresnay, 1963 ; Martin, 1968) et représenter l'équivalent latéral de la formation d'El-Mers (Choubert & Faure-Muret, 1967 b).

Ainsi la mer s'est-elle maintenue durant tout le Jurassique supérieur dans la région nord-est du domaine atlasique. Mais elle se retire dans le domaine rifain à la fin du Jurassique.

4.3.4. Le Crétacé et l'Eocène inférieur et moyen, hors du bassin côtier atlantique

Dans le domaine atlasique central et oriental, en dehors du Haut Atlas occidental calcaire (§ 4.3.5.), la stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène est comparable avec quelques différences, à ce qu'elle est dans le domaine mésétien : à une série gréseuse rouge principalement continentale du Crétacé inférieur - Infracénomanien, succède une série calcaréo-phosphatée marine du Crétacé supérieur - Eocène inférieur et moyen. On a décrit les grandes lignes de cette stratigraphie au § 3.6.7.

4.3.4.1. *LE CRETACE INFERIEUR, EPOQUE D'EMERSION ET DE SEDIMENTATION DETRITIQUE DOMINANTES*

Au Crétacé inférieur et jusqu'au Cénomanien inférieur, seuls les territoires les plus orientaux (transgressions rifaines et mésogéennes) et les plus occidentaux (transgressions atlantiques) sont plus ou moins durablement reconquis par la mer.

Au NE, *le Gareb et les Kebdana* sont franchement marins à l'Hauterivien et à l'Aptien. La coupe-type est celle du J. Hamzah (Gareb oriental) que l'on peut résumer ainsi d'après Ch. Hamel (1967) :

— Néocomien marno-gréseux rougeâtre, à Echinides du Valanginien-Hauterivien. Transgressif, avec lacune basale possible, mais sans discordance généralisée.

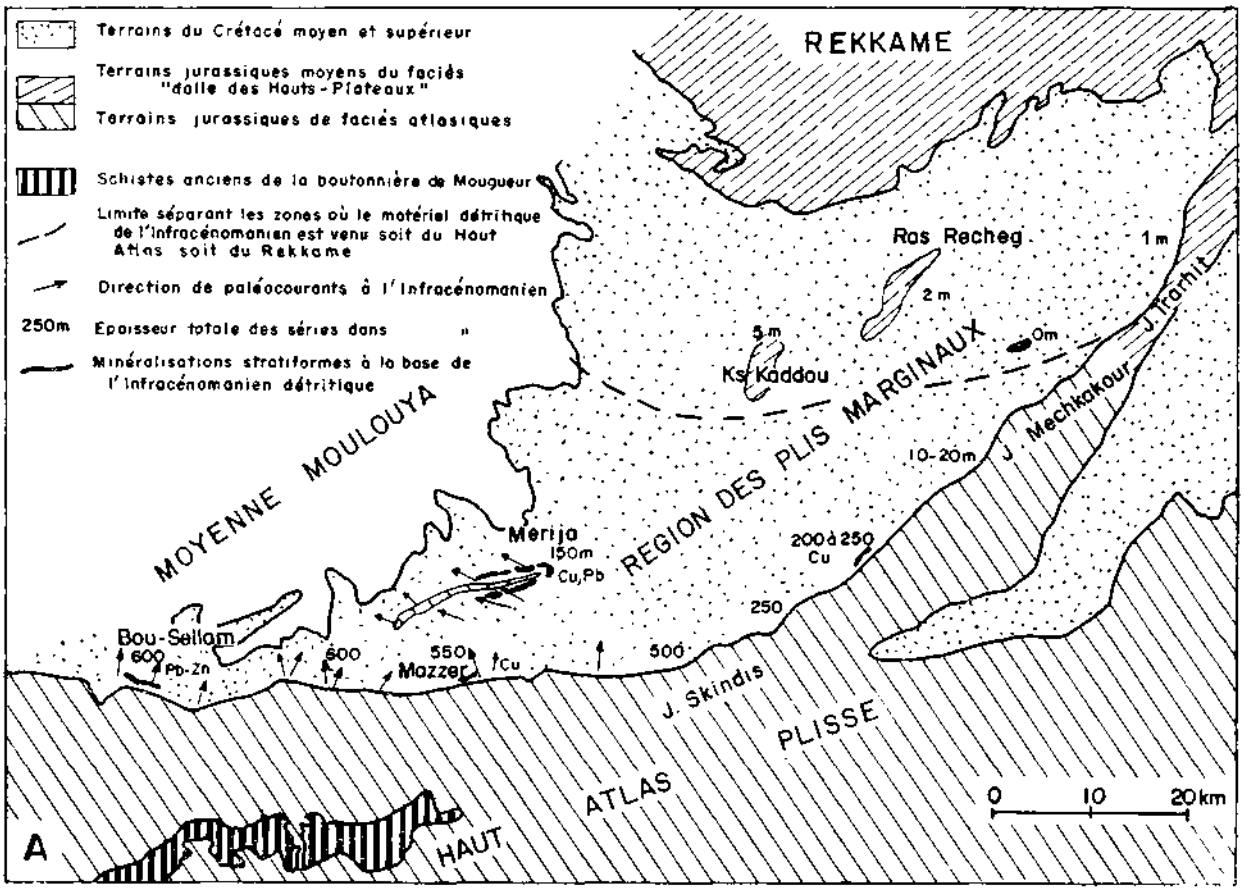
— Barrémien calcaire, sableux à la base.

— Barrémo-Aptien calcaro-marneux à Orbitolines et autres fossiles benthiques.

— Albien (?) calcaro-sableux rouge régressif.

L'épaisseur de l'ensemble est de l'ordre de 500 m.

La mer Méditerranée s'avance jusque sur la marge orientale des Hauts-Plateaux, en territoire algérien : marno-calcaires des Monts de Tlemcen et de leur revers sud ; grès blancs du J. Amour



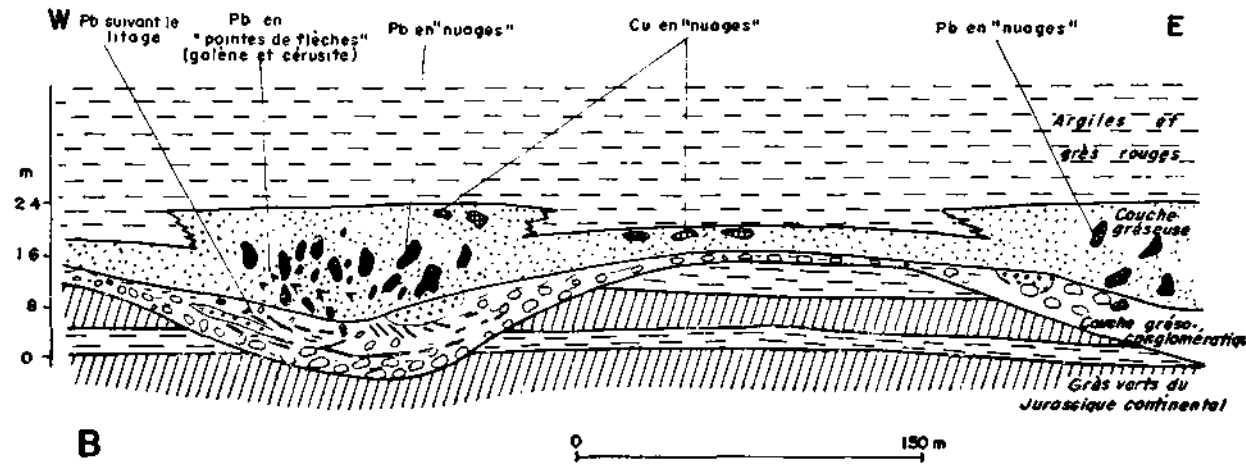


FIG. 108 — Sédimentologie et minéralisation (Pb, Zn, Cu) de l'Infracénomanien dans les « plis marginaux » de l'Est atlasique, selon Caia (1969).
A : Carte schématique. B : Coupe généralisée : le plomb (galène et cérusite) est situé dans les paléochenaux, le cuivre dans les seuils interchenaux. Les stratifications obliques de la couche gréso-conglomératique traduisent des courants Sud-Nord, celles des grès verts du Jurassique continental des courants Est-Ouest. Le matériel détritique de la couche gréso-conglomératique est plus grossier dans les chenaux.

dans l'Atlas saharien (dont on peut cependant se demander s'ils sont marins ou continentaux).

Quant à l'influence atlantique, elle se marque par l'intercalation de couches marines d'âge aptien supérieur dans la série infracénomanienne affleurant au Sud du Haouz (fig. 126 A) et au Nord du Souss. Interprétation : deux golfes se seraient formés à cette époque, à partir du bassin d'Agadir—Essaouira au Nord et au Sud du Massif ancien haut-atlasique (§ 4.3.5.3) ; le golfe Nord se serait étiré le plus loin à l'Est, sur 350 km, jusqu'à l'Atlas de Beni-Mellal.

Cependant, on peut s'interroger sur l'extension et la durée réelles qu'eurent ces golfes et, en général, sur la nature continentale de certains niveaux des formations gréseuses « infracénomaniennes » (dits « grès de Wansero » près d'Asni). J. Bourcart (1942) a signalé de la glauconie, des granules phosphatés et des Foraminifères roulés dans les grès infracrétacés des synclinaux du Haut Tadla et de Ouaouizarth.

J.-P. Rolley (1971) retrouve l'Aptien à Ammonites jusque dans la région d'El-Ksiba—Naour. Sous la corniche cénomano-turonienne, il décrit la succession :

— Albo-Cénomanien : marnes vertes gypsifères, marnes rouges gréseuses;

— Aptien : calcaires marneux et marnes jaunes à huîtres;

— Infra-Aptien : pélites gréseuses et conglomérats, gypse, basaltes.

Dans les formations détritiques du Crétacé inférieur, qu'elles soient marines ou plus généralement continentales, le matériel remanié vient pour une large part de la plate-forme saharienne. mais il comporte aussi des éléments jurassiques. Ceux-ci révèlent que certaines parties de l'Atlas sont alors soumises à l'érosion : leur démantèlement progressif fournit des galets de plus en plus anciens aux « molasses » continentales voisines. Il est donc loisible d'imaginer que des *plis* étaient déjà formés dans l'Atlas au début de cette période. Quand s'étaient-ils formés ?

La stratigraphie atlasique permet seulement d'indiquer comme dernière période possible l'essentiel du Jurassique supérieur (après le Callovien) et le début du Crétacé inférieur. Par référence au Rif, on tend à envisager parfois des mouvements kimméridgiens mais un âge néocomien inférieur est peut-être plus vraisemblable : une phase importante de cet âge a été reconnue dans le J. Haouz et les Bokkoya (§ 5.4.3.1). Il s'agit d'ailleurs sans doute de mouvements assez étalés dans le temps. En outre, il apparaît que les plis atlasiques de cette époque peuvent hériter d'ébauches plus anciennes, résultant des mouvements dont on a en particulier noté l'importance dans le Bathonien, à l'aube du Lias supérieur et même au début du Lias moyen (du Dresnay, 1962-64). Une discordance est parfois signalée entre les grès crétacés et les couches rouges du Jurassique (moyen ?), dans l'Atlas oriental (§ 4.3.3.5 B).

Une *étude sédimentologique* en même temps que *métallogénique* a été consacrée à l'*Infracénomanien continental par J. Caia* (1969a), dans la région des « plis marginaux » à la bordure nord du Haut Atlas oriental. La série, discordante sur le Jurassique moyen ou superposée à un Jurassique continental probable (fig. 108), y débute par 20 à 50 *m* de grès blancs où les stratifications croisées et les chenaux indiquent des apports méridionaux (sable quartzeux, grains et galets de calcaire jurassique) et un régime de piédmont. Vers le Nord, les apports septentrionaux (Rekkame) dominent (cf. § 4.3.3.5 B). A ces couches basales succèdent les couches rouges argilo-gréseuses, atteignant 600 m d'épaisseur au Sud, se biseautant au Nord. Il s'y intercale des couches de gypse et des calcaires à Ostracodes (sebkhas ?). Une minéralisation plombo-cupro-zincifère s'observe dans la série de base; l'auteur la considère comme « pénésyngénétique ».

4.3.4.2. *LE MAGMATISME JURASSICO-EOCRETACE*

La géodynamique jurassico-éocrétacée ne saurait se décrire seulement en termes de régression, d'érosion et de discordances. Dans le Haut Atlas calcaire, entre la transversale de Demnate et celle de Talsinnt, elle se traduit en outre par la mise en place de tout un cortège de roches magmatiques, principalement basiques mais aussi alcalines. Aucune des descriptions actuellement disponibles ne permet d'y voir des « ophiolites » (cf. § 4.3.3.2).

A. Les basaltes

Les seuls qui soient clairement datés sont *les basaltes*, dont les coulées sont interstratifiées dans le Crétacé inférieur en divers lieux.

Ainsi en observe-t-on dans le bassin d'Ouaouizarht, ici sous la forme d'une « nappe » de 5 à 10 m d'épaisseur (Dubar, 1952, p. 15) ailleurs sous forme de deux coulées superposées (*id.* p. 24). Plus au NE, près d'El-Ksiba, vers le pont de Naour, le basalte s'est accumulé sur une épaisseur d'une centaine de mètres; certaines coulées épaisses sont doléritiques (*ibid.* p. 27). Plus à l'Est encore, sur la piste de Bou-Mia, la coupe d'Arhbala montre de tels basaltes (Agard, 1960). Vers le Sud, on en observe jusque dans les gorges du Dadès (fig. 133).

Des mesures géochronologiques K/Ar viennent d'être rendues publiques (Thuizat, à paraître), concernant quelques coulées du Haut Atlas de Beni-Mellal ; elles indiquent effectivement des âges échelonnés entre le Jurassique terminal et l'Aptien (Aït-Attab : 148 Ma ; Naour : 136 à 129 Ma ; Ouaouizarth : 108 à 100 Ma).

B. Les roches intrusives

Elles sont moins précisément datées. Les dé-

pôts les plus récents qu'elles pénètrent sont généralement d'âge jurassique moyen. Certains massifs, tel celui de Tassent (Haut Atlas de Midelt) et celui de Tabanast, près d'Imilchil, sont recouverts en discordance par l'Infracénomanien continental (Rapport inédit de R. Moussu & *al.*, cité *in* G. Choubert & A. Faure-Muret, 1960-62, p. 473 et *in* J. Caia, 1968, p. 12). Il est donc logique de considérer ces manifestations magmatiques comme relevant du même grand cycle que le volcanisme néocrétacé de la même région, c'est-à-dire contemporaines ou « peu » antérieures à lui. La nature pétrographique des intrusions ne s'oppose pas *a priori* à une telle datation globale : il s'agit essentiellement de gabbros et de diorites, avec différenciations basiques à olivine (troctolites), ou inversement avec différenciations leucocrates, de type syénitique. Cette datation est enfin corroborée par les âges K/Ar récemment mesurés : environ 155 Ma (Jurassique supérieur) pour le gabbro de Tassent et 130 à 120 Ma (Crétacé inférieur) pour divers dykes (Hailwood & Mitchell, 1971). Dans l'Atlas de Beni-Mellal, le sill d'Ouzoud a fourni 114 Ma (Thuizat, à paraître).

Dans le SE du Haut Atlas de Midelt, *les deux massifs intrusifs de la région de Tirrhist* ont fait l'objet d'une étude récente de J. Caia (1968). Ils comportent essentiellement les roches suivantes (fig. 109) :

— *des gabbros,* disposés surtout à la périphérie des massifs, et comportant des types mélanocrates, riches en olivine (troctolites de E. Jérémine) et des types ordinaires, mésocrates, à texture souvent ophitique. Ces roches sont riches en hornblende brune et en biotite. Elles sont fortement altérées en surface (boules et arènes),

— *des diorites,* se partageant avec les gabbros le volume principal des intrusions et présentant également des types mésocrates, riches en pyroxènes, à plagioclases fortement calciques et des types leucocrates, à hornblende verte abondante, à plagioclases surtout sodiques. Riches en plagioclases, ces roches sont plus altérées encore que les précédentes,

— *des épisyénites hololeucocrates = plagioclasites = anorthosites,* en aiguilles ou filons recoupant les précédentes, parfois en différenciations diffuses. La roche est essentiellement faite de plagioclases sodiques (oligoclase); les feldspaths potassiques sont rares, les inclusions d'apatite abondantes. On remarque dans les aiguilles la fréquence des miaroles, cavités centimétriques tapissées de magnétite octaédrique, de rares pyroxènes et amphiboles, d'épidote, de grenats noirs...

Des épisyénites vertes forment généralement une auréole de transition entre ces roches et les gabbros ou diorites. Elles sont riches en épidote. On y remarque la présence de scapolite, signe de circulations pneumatolytiques.

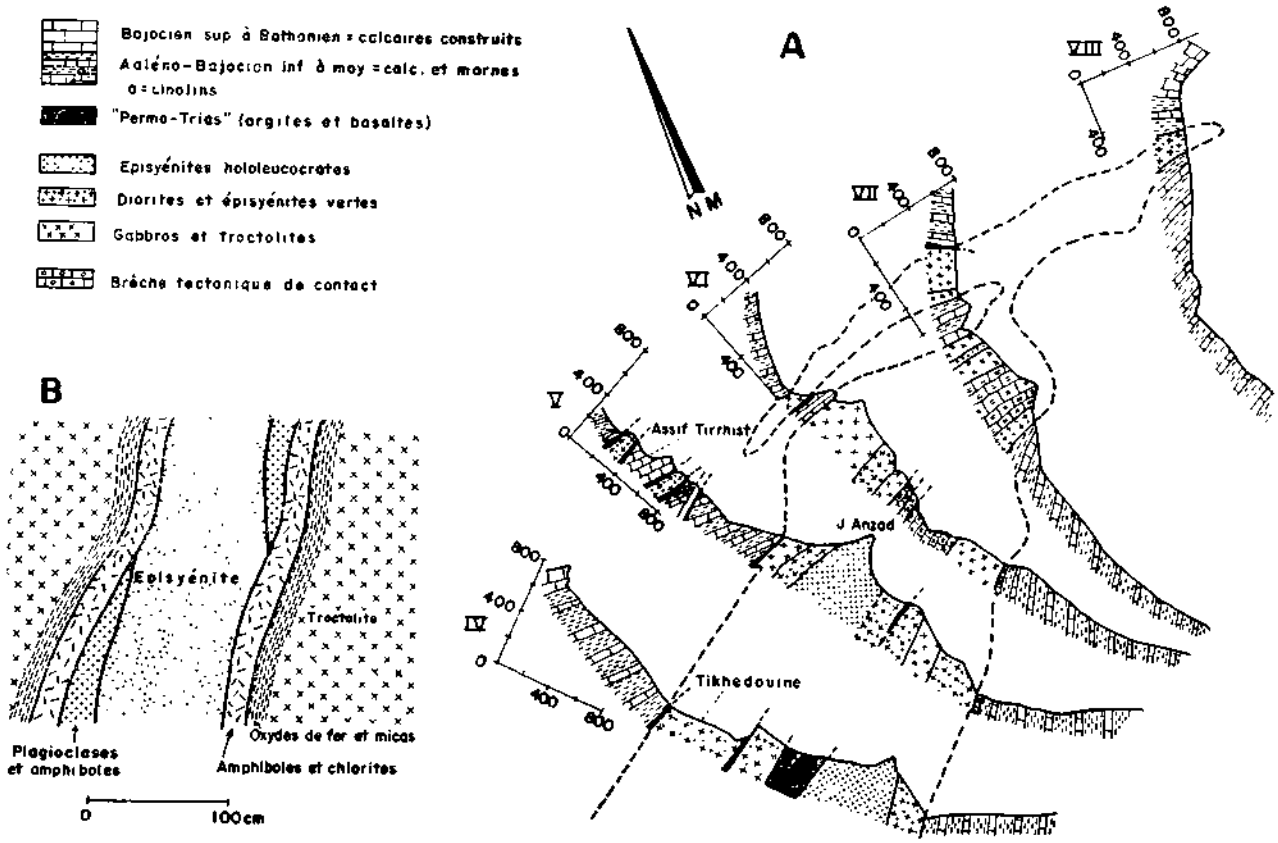


FIG. 109 — Les intrusions basiques et leucocrates de Tirrhist, Haut Atlas de Midelt, d'après Caia (1968).
A : Coupes sériées. B : Détail d'un filonnet d'épisyénite hololeucocrate recoupant des troctolites.

Le cortège gabbros-diorites a d'abord été mis en place par intrusion (métamorphisant ses épontes jurassiques ou triasiques, d'où les marbres à pyrite, cipolins à pyroxène etc., visibles çà et là). Puis se sont mises en place, à un stade tardi-magmatique, les épisyénites hololeucocrates. Les contacts ont été déformés pendant l'orogenèse tertiaire.

C. Un massif complexe, le Tamazert-Bou-Agrao

Dans le massif de roches alcalines du Tamazert (fig. 110) — connu aussi sous le nom de massif de syénites néphéliniques du J. Bou-Agrao — une grande variété de roches se sont formées successivement, durant une évolution magmatique probablement assez longue (Agard, 1959). Si les derniers dykes de roches volcaniques sous-saturées recoupant le massif peuvent être attribués au Tertiaire avec quelque vraisemblance, la formation des syénites néphéliniques, qui serait métasomatique, pourrait être à peine plus récente que l'in-

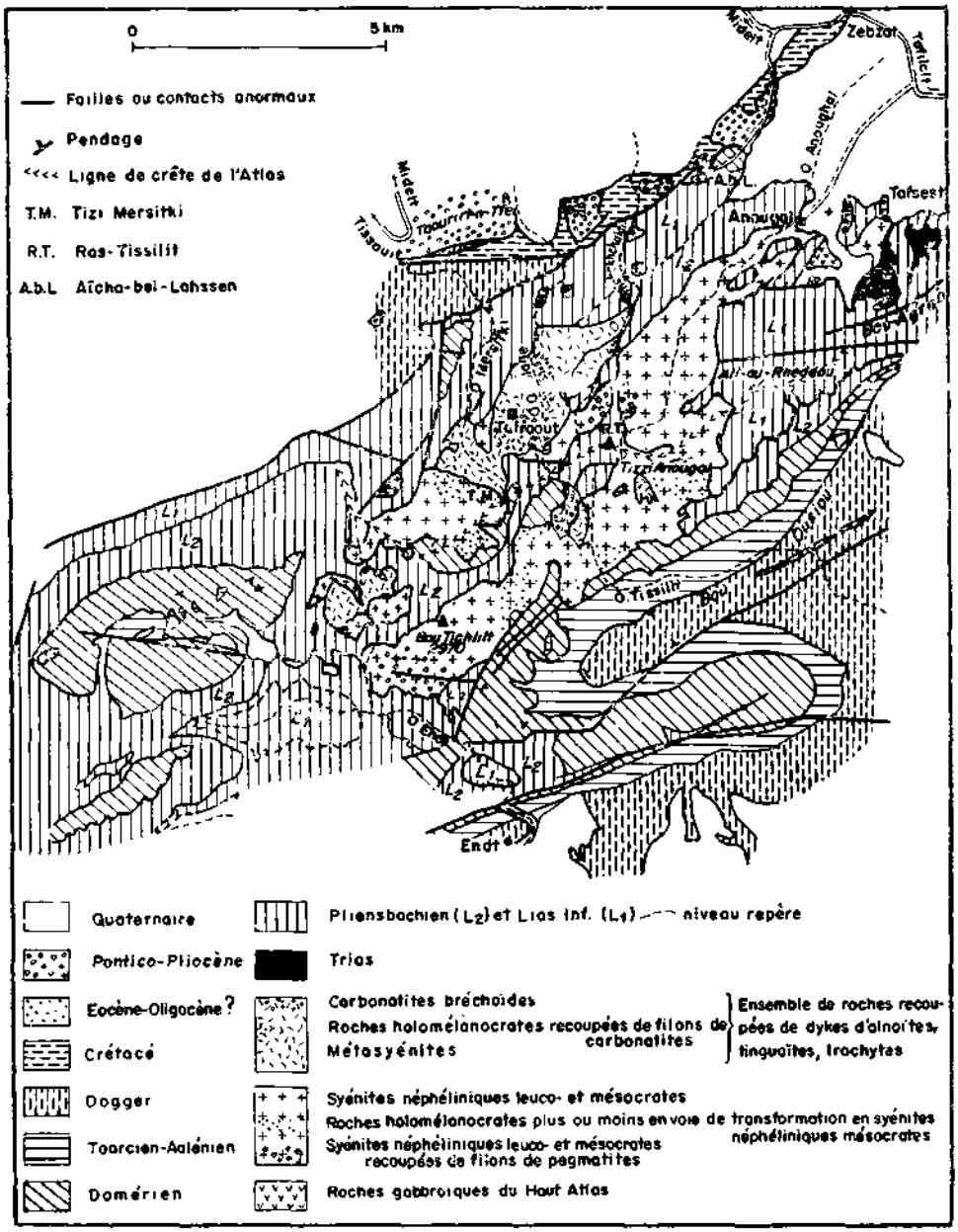


FIG. 110 — Le massif de roches alcalines et de carbonatites du Tamazert (Haut Atlas de Midelt). Carte géologique simplifiée, Agard (1959). Les terrains métamorphiques (essentiellement cipolins), les innombrables dykes de tinguaïtes, trachytes et surtout alnoïtes (ces derniers grossièrement radiaux autour du centre des carbonatites de Tafraout) n'ont pas été figurés.

trusion des gabbros (post-Dogger—anté-Crétacé). Entre ces deux phénomènes, à deux époques successives inconnues, se sont formées des carbonatites et roches à silicates et carbonates associées, par des processus considérés également comme métasomatiques. Les seules mesures de géochronologie isotopique actuellement disponibles confirment l'existence de phénomènes thermiques autour de 40 millions d'années, soit vers la fin de l'Eocène (biotites, Rb/Sr et K/Ar ; Charlot *& al.*, Rapport inédit, 1967).

Célèbre par ses beaux minéraux et ses curiosités pétrographiques, le massif du Tamazert—Bou-Agrao est en outre intéressant par les potentialités économiques de ses carbonatites (minéraux du niobium et des terres rares) voire de ses syénites néphéliniques (comme minerai d'aluminium : Cherotzky, 1970). D'après la description détaillée qu'en donne J. Agard (1959), la masse principale syénitique alcaline, logée en grands lobes dans un anticlinal liasique, comporte deux séries pétrographiques. La première part des cipolins (calcaires et marno-calcaires métamorphisés sur quelques dizaines de mètres autour des roches cristallines, ou en blocs enclavés dans celles-ci) et aboutit par étapes à une *syénite néphélinique mésocrate* (haüyne, néphéline, sodalite, augite aegyrinique, sphène, etc.). L'autre part de *roches holomélanocrates* analogues à des jacupirangites (porphyroïdes, à biotite, hornblende barkevicite, augite aegyrinque, olivine, sphène, etc.) et aboutit aux mêmes syénites néphéliniques. Dans les deux cas il s'agirait de la même métasomatose (n° 1). Des filons de *pegmatites* recoupent toutes ces roches, riches en minéraux remarquables (orthose, aegyrine en baguettes vertes, néphéline rosée, cancrinite citron, fluorine violette...). Les cipolins renferment également des richesses minéralogiques (grenats calciques, vésuvianite verte, diopside en étoile...).

La formation des carbonatites les plus anciennes est précédée par l' « altération » locale des roches alcalines en *métasyénites* (feldspaths potassiques jaune-rosé, muscovite, oxydes de fer) sous l'influence de solutions de type pneumatolytique. Puis se réalisent des *amas et filons de roches à silicates et carbonates associés*, surtout des grenatites noires (schorlomite, néphéline rose, apatite, hydrobiotite, calcite...) et des pyroxénites vertes (augite aegyrinique etc.) à nombreux filonnets calcitiques. De structure souvent bréchoïde, ces roches sont à leur tour recoupées par des *filons de carbonatites à gros grain* (calcite, vermiculite, zircon, pyrochlore, apatite, pyrite abondante, carbonates et sulfates divers, etc.), de formation hydrothermale. L'ensemble de ces roches est repris dans des brèches (diatrèmes volcaniques ?) plus ou moins homogénéisées en *carbonates à grain fin* par une métasomatose ultérieure.

Enfin *trois générations de dykes* subvolcaniques se succèdent, recoupant les roches précédentes. Ce sont, dans l'ordre indiqué par leur relation de recoupement : des trachytes, des alnoïtes (porphyroïdes, mélanocrates sous saturées, riches en biotite) et des tinguaïtes (à néphéline, pseudo-leucite ou analcime, etc.).

Peut-être est-il possible d'attribuer à l'évolution d'un *même réservoir magmatique profond* cette succession de phénomènes pétrogénétiques. En tout cas, il s'agit d'une longue histoire évolutive.

4.3.4.3. *L'OROGENESE JURASSICO - EOCRETACEE, OU NEVADIENNE*

Elle est caractérisée par *deux types de phénomènes :* des plissements, dont les effets stratigraphiques ont été évoqués plus haut, et les processus magmatiques qu'on vient de décrire. Les premiers phénomènes ont entraîné une émersion, une lacune et des discordances parfois sensibles ; ils semblent dater du Jurassique supérieur ou du tout début du Crétacé. Les seconds comportent la mise en place intrusive ou effusive de roches basiques ou alcalines ; ils paraissent d'âge éocrétacé un peu plus récent que les plis (encore que cela ne soit peut-être pas général). On a donc bien affaire à une « phase névadienne » assez marquée, se signalant par des plis, une orogenèse *s. str.* et un magmatisme basique.

La rareté et la discrétion de *la discordance de l'Infracrétacé-Infracénomanien* sur le Jurassique ne doivent pas faire illusion. Elles sont en effet bien conciliables avec l'hypothèse d'un plissement de *style éjectif*. Dans un tel plissement, où de vastes bassins synclinaux séparent d'étroits anticlinaux, les discordances n'apparaissent guère que sur ces derniers. Mais ces anticlinaux sont rehaussés lors des phases ultérieures du Tertiaire et les érosions consécutives font alors disparaître, avec les couches crétacées, les discordances infracrétacées, c'est-à-dire les preuves essentielles du plissement ancien.

Il reste que *le socle* atlasique, de nature continentale, n'a subi durant cette orogenèse aucune palingenèse apparente, à en juger par la composition chimique des magmas mis en place. Le socle dut rester rigide et cassant et se déformer par le biais de failles, réexploitant probablement des cassures anciennes : tardi-hercyniennes, triasiques et liasiques, à rejet en partie horizontal (cf. § 4.4, chap. 6 et Michard *& al.*, 1974).

4.3.4.4. *DU CRETACE SUPERIEUR A L'EOCENE MOYEN, EPOQUE DE SEDIMENTATION CHIMIQUE ET DE PENEPLANATION DOMINANTES*

Après la phase orogénique jurassico-éocrétacée et dépassant les incursions marines du Crétacé inférieur, la mer réoccupe l'essentiel des domaines atlasique et mésétien au cours du Cénomanien (§ 3.6.5.4) (fig. 84). On a vu qu'elle s'étale même largement sur le domaine pré-saharien (§ 2.7). Il semble que certaines parties septentrionales du domaine atlasique (Moyen Atlas au Nord de Boulemane, Basse-Moulouya, Nord des Hauts-Plateaux) aient échappé à l'inondation. Avec le massif central mésétien, ces régions ont pu constituer, au moins au Sénonien, une « Terre sud-rifaine » (« Terre des Idrissides » de G. Choubert *&* A. Faure-Muret, 1960-62, p. 483) séparant le géo-

synclinal rifain du bassin atlasique et mésétien, de type épicontinental.

Tel est en effet le caractère de ce bassin, où la sédimentation, d'épaisseur modeste, est surtout argileuse ou calcaire, temporairement bitumineuse ou phosphatée, localement évaporitique.

C'est pendant le *Cénomano-Turonien* que l'extension marine est maximum. Au-dessus des derniers grès rouges se déposent d'abord des marnes à gypse, puis des calcaires blancs à Ammonites, Oursins, etc. (avec des faciès côtiers à rudistes dans la région de Haute-Moulouya et Tendrara). Sous la barre calcaire du Turonien existent en plusieurs points des calcaires bitumineux. A Arhbala, par exemple, à la marge sud-ouest de la cuvette de Haute-Moulouya, un pli marginal du Haut Atlas, déversé au Nord, fait affleurer des calcaires bitumineux noirs à patine blanche, pétris d'Inocérames (Agard, 1960).

Le Sénonien est régressif : la mer abandonne une part importante du Haut Atlas ainsi que du Moyen Atlas. Des marnes et grès rouges se déposent dans le sillon sud-atlasique à l'Est d'Ouarzazate ainsi que dans le Haut Atlas oriental. Des faciès laguno-continentaux s'observent aussi au fond du golfe du Haouz, au Sud-Est de Marrakech. Ailleurs se rencontrent des marnes diverses, avec des bancs de calcaires néritiques intercalés. Soulignons que pour être épicontinentaux, ces faciès n'en sont pas moins épais : en plusieurs régions ils excèdent 1 000 m (Souss, Tadla). A la marge sud des Hauts-Plateaux, un Sénonien conglomératique (J. Lakhdar, Chott-Tigri) semble avoir été alimenté par l'érosion d'un *Haut Atlas en surrection* (du Dresnay, 1969 ; Médioni, 1970).

Le Maestrichtien est derechef transgressif et ses dépôts calcaires (phosphatés dans l'Ouest atlasique) sont à leur tour recouverts par ceux de l'*Eocène*, plus transgressif encore et de faciès généralement néritique (voir § 3.6.7. ainsi que les coupes du Dadès et des Aït-Ourir, sur les marges sud et nord-atlasiques, fig. 133 et 126).

Vers la marge des bassins atteints par ces transgressions, on remarque la discordance des dépôts sur leur substratum. L'existence d'une phase d'érosion (pénéplanation) anté-maestrichtienne est généralement admise et s'accorde avec ce que l'on sait des tendances régressives du Sénonien. Par contre, l'intervention d'une phase anté-éocène distincte de la phase anté-maestrichtienne est discutable (du Dresnay 1963, 1969). L'exemple du synclinal crétacé-tertiaire de Bou-Angueur (fig. 111) est typique à cet égard, où la discordance angulaire entre Eocène et Lias est sans doute exclusivement héritée de mouvements antérieurs au Maestrichtien et remontant même jusqu'au Lias.

La coupe du J. Hayane (du Dresnay, 1969) est observable à la bordure ouest du synclinal. On est là sur la première ride anticlinale du Moyen Atlas plissé, bordée sur son flanc NW par un accident post-éocène. Cette structure, jalonnée par les affleurements liasiques du Tizi n'Laafit, du Foum Kheneg (cluse de la route Azrou-Midelt) etc., se raccorde à la ride du J. Tichoukt (fig. 106), dont on a vu qu'elle faisait déjà relief à la fin du Lias. Son plissement s'est trouvé accentué au cours du Jurassique moyen puis durant la tectonique jurassico-éocrétacée (§ 4.3.3.5.B), donnant naissance à une topographie accidentée. Celle-ci a été recouverte en discordance, à partir du Crétacé moyen, par les différents cycles crétacés et tertiaires dont les couches furent ensuite ployées par la tectonique tertiaire, cependant que s'accentuait encore la ride jurassique, bientôt largement dénudée.

Le Cénomanien et le Turonien sont représentés sur le flanc est du synclinal, le Sénonien à l'Ouest du J. Hayane (voir I. Rahhali, 1970), le Maestrichtien quelques kilomètres au Nord, au Foum-Kheneg. Ces dépôts sont légèrement discordants les uns sur les autres et des gauchissements sont probablement intervenus entre cha-

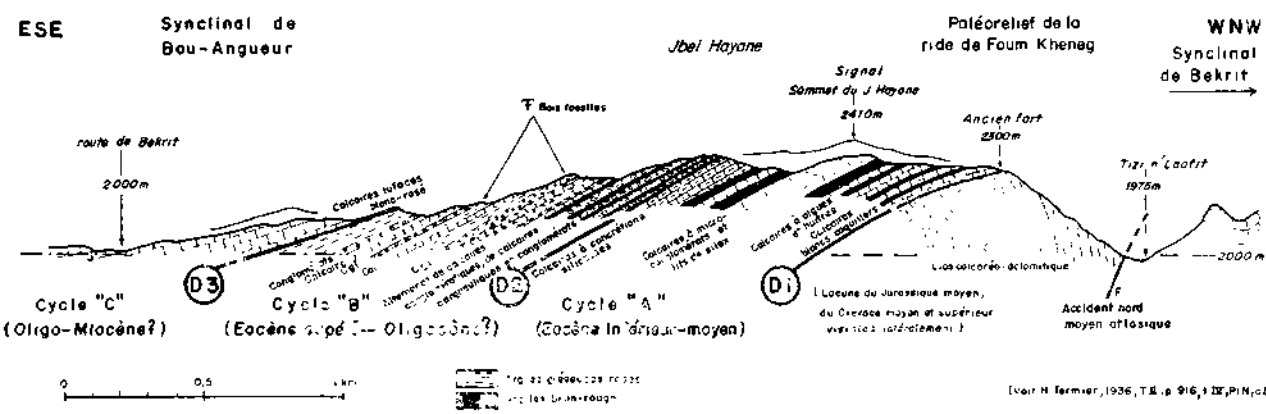


FIG. 111 — Le Tertiaire du Jbel Hayane au NW du synclinal crétacé-tertiaire de Bou-Angueur (Moyen Atlas); coupe passant un peu au Nord du sommet, d'après du Dresnay (1969).

cun d'eux. Par contre, entre Maestrichtien et Eocène, il semble y avoir eu continuité de sédimentation, la transgressivité de l'Eocène s'expliquant seulement par l'envasement progressif du paléorelief. Ce cycle débute au Foum-Kheneg par des calcaires graveleux phosphatés à dents de Sélaciens. Ce niveau maestrichtien est suivi en continuité par le Paléocène (Rahhali, *op. cit.*) et l'Eocène. On distingue, dans la région de Timhadite (synclinal au Nord de la ride), un horizon montien à Foraminifères et Characées, suivi de lumachelles puis de calcaires roses à pinces de Crabes et Nautiles de l'Eocène inférieur, enfin de marno-calcaires à Gastéropodes et Lamellibranches silicifiés du Lutétien. D'autres faciès de cet âge sont représentés au J. Hayane (fig. 111). La partie supérieure de ce cycle, plus argileuse, correspond au niveau à *Vicentinia* (Gastéropode) du flanc sud du synclinal (Eocène inférieur-moyen).

Au total, cette période crétacée-éocène inférieur et moyen est un moment tectoniquement paisible, une accalmie entre les mouvements jurassiques et éocrétacés (subsidence et gauchissements liasiques, émersion, déformations et magmatisme de la fin et post-dogger) et les phases paroxysmales du Tertiaire plus récent. Entre les âges où dominèrent la subsidence, l'accumulation sédimentaire et ceux où vont dominer la surrection et l'érosion mécanique, c'est une sorte de période neutre où se réalise le renversement de tendance, avec une sédimentation épicontinentale et des pénéplanations par une érosion surtout chimique. La disparition de la mer à l'issue du Lutétien en marque la fin.

Cependant, toute « tranquille » que soit cette période par rapport à celles qui l'encadrent, elle ne laisse pas d'être jalonnée par diverses discordances : la déformation générale de l'écorce atlasique continue à se réaliser.

4.3.5. Le Mésozoïque et l'Eocène inférieur - moyen du Haut Atlas occidental

Le Haut Atlas occidental s'érige au Tertiaire à partir de la moitié sud (« bassin des Haha ») d'un bassin sédimentaire s'étendant aussi sur le Sud-Ouest du domaine mésétien : le bassin côtier atlantique d'Agadir-Essaouira.

4.3.5.1. *SUBSIDENCE TRIASIQUE DU BASSIN D'AGADIR-ESSAOUIRA*

Cette région ne commence à se distinguer du reste du domaine atlasique que durant le *Trias*. Les dépôts salifères rouges et les basaltes de cet âge y sont analogues à ce qu'ils sont plus à l'Est (§ 4.3.1), mais cependant sous une épaisseur particulièrement importante (fig. 112). On peut voir ici, comme dans les bassins triasiques épais de Méséta côtière et septentrionale, l'effet de l'ouverture progressive de l'Atlantique (chap. 6).

4.3.5.2. *DIFFERENCIATION JURASSIQUE DU BASSIN D'AGADIR-ESSAOUIRA*

Pendant le *Lias* et le *Jurassique moyen*, un régime « épicontinental » est établi, où se combattent les apports terrigènes deltaïques ou alluviaux (domaine saharien au Sud, Terre du Massif hercynien central à l'Est, § 4.3.2.1) et les dépôts marins organogènes ou évaporitiques. L'Atlantique, plus largement ouvert, transgressait périodiquement sur le Continent africain.

Une bonne coupe du Jurassique est celle du *J. Amsittène* (Roch, 1930; Ambroggi & Neltner, 1952, p. 28; Duffaud, 1960, p. 730). Le Lias y débuterait par un faciès dit « récifal à périrécifal » (Brachiopodes, Crinoïdes) passant vers l'Est à un mince calcaire noir et datant déjà du Lotharingien.

Il lui fait suite une série « régressive » à couches rouges puis une série dolomitique à moules de Bivalves et de Gastéropodes (Lias moyen ?) enfin de nouvelles couches rouges ou calcaires où une faune de Brachiopodes indiquerait (?) le Toarcien-Aalénien (cf. Ambroggi, 1963).

Au-dessus, le Dogger comporte d'abord une série détritique rouge (conglomérats, grès, marnes à *Pholadomya*) puis des niveaux dolomitiques. L'épaisseur de tout cet ensemble du Jurassique inférieur et moyen varie de 200 à 600 m.

Au *Jurassique supérieur* s'instaure un régime plus franchement marin et moins détritique que le précédent, (alors que, dans le même temps, la mer abandonne presqu'entièrement le domaine atlasique central et oriental). Bien qu'atteignant presque 1 000 m d'épaisseur, la série reste de type épicontinental : calcaires organogènes, souvent récifaux, coupés de niveaux évaporitiques, parfois de niveaux remaniés et détritiques. Les faciès sont plus épais et surtout plus franchement marins à l'Ouest qu'à l'Est.

La zone littorale (au sens large) s'étendait de Safi à l'Anti-Atlas, léchant l'Ouest des Jbilet, du Haouz et du bloc ancien haut-atlasique. Les mouvements de cette zone instable irrégulièrement subsidente, sont particulièrement accentués vers le milieu du Lusitanien : le Séquanien (probable) est largement transgressif.

Selon F. Duffaud (1960) et R. Ambroggi (1963) la succession est, en bref, la suivante (épaisseurs moyennes) :

Callovien (50 m) : calcaire pseudo-oolithique et lumachellique à Ammonites;

Oxfordien (20 m) : marnes versicolores, lumachelles, dolomies;

« Argovien » (40 m) : calcaro-dolomitiq. : dans la « zone moyenne », calcaro-marneux dans la « zone profonde », avec faciès épirécifaux à Polypiers, Nérinées, Diceratidés;

« Rauracien » (60 m) : calcaires sublithographiques dans la « zone moyenne », calcaires récifaux ou zoogènes (Nérinées) dans la « zone profonde » (en fait zone peu profonde — à récifs barrières — séparant du large la zone du lagon à dépôts microcristallins). Vers le haut, remaniements intraformationnels et faciès à Characées;

« Séquanien » ? (120 m) : marnes et grès rouges, calcaires algaires à Characées et Ostracodes : c'est-à-dire faciès deltaïques-lagunaires;

« Kimméridgien » ? (120 m) : deux barres de calcaires dolomitiques encadrant des marnes à anhydrite : régime évaporitique;

Portlandien ? (60 à 70 m) : nouvelle formation marno-dolomitique riche en anhydrite (affleurements gypseux au long de la route Safi-Essaouira, à la traversée du Tensift);

Portlandien-Berr asien (200 m) : calcaires et marnes plus ou moins dolomitiques avec faciès pseudo-Oolithiques, Algues et Foraminifères, etc., se terminant par un fond durci à Ammonites, seul niveau bien daté de tout ce « Jurassico-Crétacé » post-rauracien.

4.3.5.3. *LA SUBSIDENCE DU BASSIN COTIER D'AGADIR-ESSAOUIRA AU CRETACE*

Durant le Crétacé, le bassin d'Agadir-Essaouira (ainsi que, plus au Nord, celui de Safi : § 3.6.4) fonctionne à l'instar de tous les bassins qui, jusqu'en Angola, festonnent la côte Atlantique de l'Afrique.

Le *Crétacé inférieur* est caractérisé par un régime essentiellement marin, à calcaires néritiques et marnes, où quelques épisodes à couches rouges (régressifs ou en tout cas terrigènes) alternent avec des poussées transgressives de plus en plus efficaces. Au Barrémien, la mer atteint le plateau de Kik (Asni) ; à l'Aptien supérieur, le synclinal d'Ouaouizarht au Nord, la route du Tizi-n'Test dans le Souss (cf. Choubert & Faure-Muret 1960-62, et ci-dessus § 4.3.4.1). Dans la zone côtière, la série dépasse 800 m d'épaisseur. Variations de faciès et variations de puissance sont importantes depuis cette zone occidentale jusqu'à la marge orientale du bassin, où un golfe méridional s'individualise (fig. 113).

D'après F. Duffaud (1960) et R. Ambroggi (1963), on peut résumer ainsi la succession typique :

Valanginien (20 m) : calcaires marneux lumachelliques à Echinides. Ces dépôts, ainsi que ceux du Berriasien, sont souvent remaniés dans l'Hauterivien. Des lacunes et des variations de puissance s'observent dans les flancs des diapirs (zone d'Essaouira), dont la mise en place a pu commencer au cours de cette période.

Hauterivien (250 m) : série transgressive gréseuse et marno-dolomitique, puis calcaires lumachelliques et récifaux, puis série rouge arg.lo-gréseuse, enfin nouveaux calcaires néritiques et algaires.

Barrémien (40 m) : poursuite de la sédimentation calcaire organogène ou marneuse.

Bédoulien (20 m) : épisode « régressif » à grès dolomitiques, marnes rouges, récifs à l'Ouest.

Gargaso-Albien (290 m) : essentiellement marneux (marno-calcaire et marno-gréseux à la base).

Vraconien (Albo-Cénomanien) (150 m) : calcaires dolomitiques gréseux à la base, néritiques.

Au *Crétacé supérieur*, après une période régressive qui chevauche la fin de l'Albien et le début du Cénomanien, la mer envahit largement l'ensemble du Maroc (§ 2.7, 3.6.7 et 4.3.4.4). La période de transgression maximum, qui recouvre une partie du Cénomanien et le Turonien, voit ici comme ailleurs se déposer des marnes et calcaires néritiques divers (« dalle à Astartes »). Il lui fait suite une période instable, où des arrivées terrigènes rouges et des dépôts évaporitiques paraissent révéler des soulèvements épeirogéniques, livrant des terres à l'érosion et confinant les bassins marins résiduels. Dès cette époque sénonienne (Duffaud, 1960 ; Choubert & Faure-Muret, 1960-62), le Haut Atlas semble avoir été émergé à l'exception de ses marges nord et sud et de quelques ennoyages transverses (Telouet ?, Atlas oriental). La transgression du Maestrichtien-Paléocène (§ 4.3) empruntera les mêmes sillons subsidents. Dans la zone d'Agadir, où la subsidence fut la plus régulière, l'épaisseur de la série du Crétacé supérieur avoisine 1 000 m (fig. 113).

La coupe du Crétacé supérieur peut se résumer ainsi d'après les auteurs cités.

Cénomanien (300 m) : marnes et calcaires lumachelliques (avec dolomies gréseuses à la base); faute d'Ammonites, il est daté par sa riche microfaune.

Turonien (60 m) : dalle de calcaires lités à chailles et calcaires dolomitiques. La base de la corniche contient encore une faune cénomanienne.

Coniacien (150 m) : calcaires lumachelliques, calcaires dolomitiques, enfin épisode « régressif » de marnes rouges gypsifères.

Santonien ? (150 m) : mêmes types de calcaires et marno-dolomies; près d'Agadir, on y remarque des Cunéolines cénomaniennes remaniées.

Campanien (100 m) : nouvel épisode détritique-évaporitique à marnes gréso-dolomitiques et marnes rouges gypsifères (avec microfaune marine près d'Agadir).

Maestrichtien (200 m, près d'Agadir) : dans cette région côtière il débute par une barre de calcaire lumachellique silicifié, puis succède une série marno-siliceuse et marno-dolomitique. La série comporte de rares *Baculites cf. anceps*, *Alectryonia* et autres coquilles marines, mais aussi des empreintes de pas de Dinosauriens, Lacertiliens, et Oiseaux (passage à l'Eocène ?). Les faciès phosphatés, plus minces, caractérisent le « fond » du golfe du Souss (Erguita, Taroudannt) et le golfe d'Imi-n'Tanout.

Ainsi la série épicontinentale secondaire post-

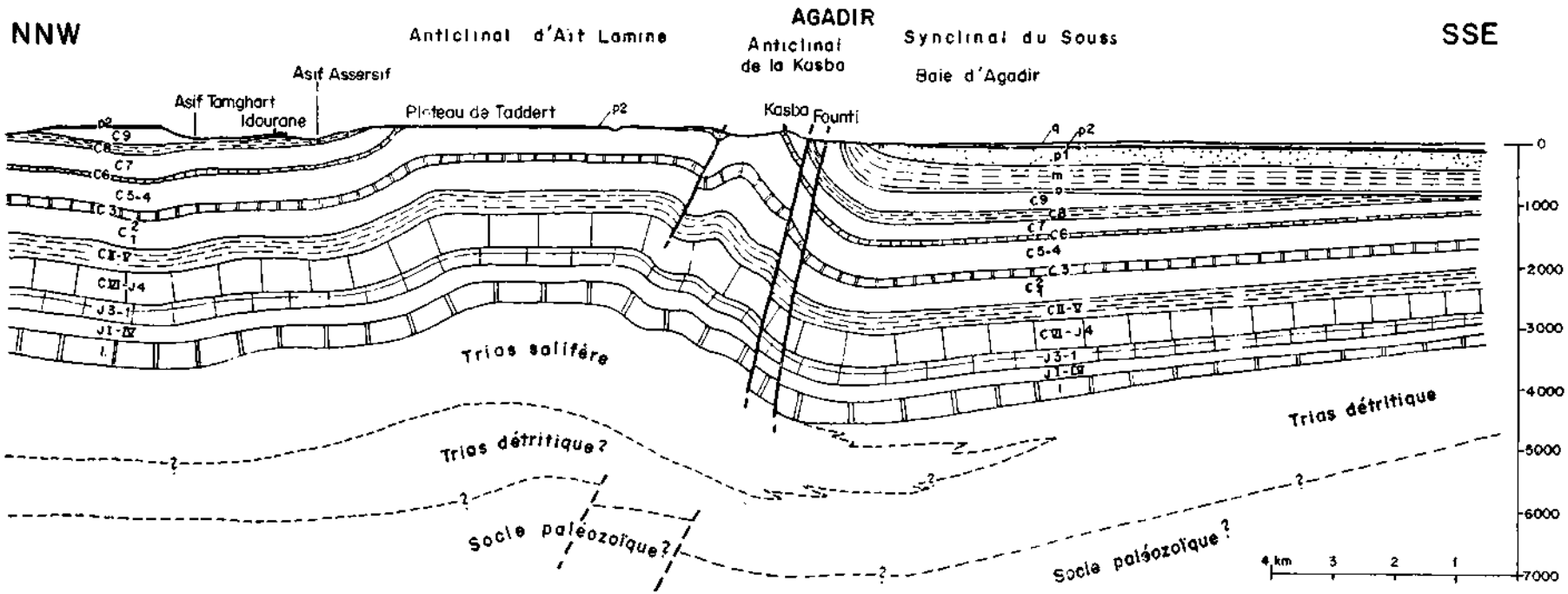


FIG. 112 — La série mésozoïque du Haut Atlas occidental : coupe schématique de la bordure sud de l'Atlas, passant par Agadir, d'après Duffaud (1962)
I : Lias calcaro-dolomitique à couches rouges; JI-IV : Dogger détritique rouge à dolomies; J3-1 : Callovien-Rauracien calcaro-marneux; CVI-J4 : Séquanien-Berriasien : calcaires et évaporites; CII-V : Valanginien-Bédoulien : marnes, lumachelles, calcaires; C2-1 : Gargasien-Albien marneux. C3 : Vraconien calcaro-dolomitique; C5-4 : Cénomanien marno-calcaire; C6 : Turonien : calcaires lités à chailles; C7 : Coniacien-Santonien : lumachelles; C8 : Campanien : marnes gréso-dolomitiques gypsifères; C9 : Maestrichtien : calcaires et marnes silicifiés; O : Oligocène supérieur : grès blancs; m ? : Miocène (?) marneux; pl : Pliocène inférieur marno-sableux; p2 : Moghrébien : calcarénites; q : Quaternaire.

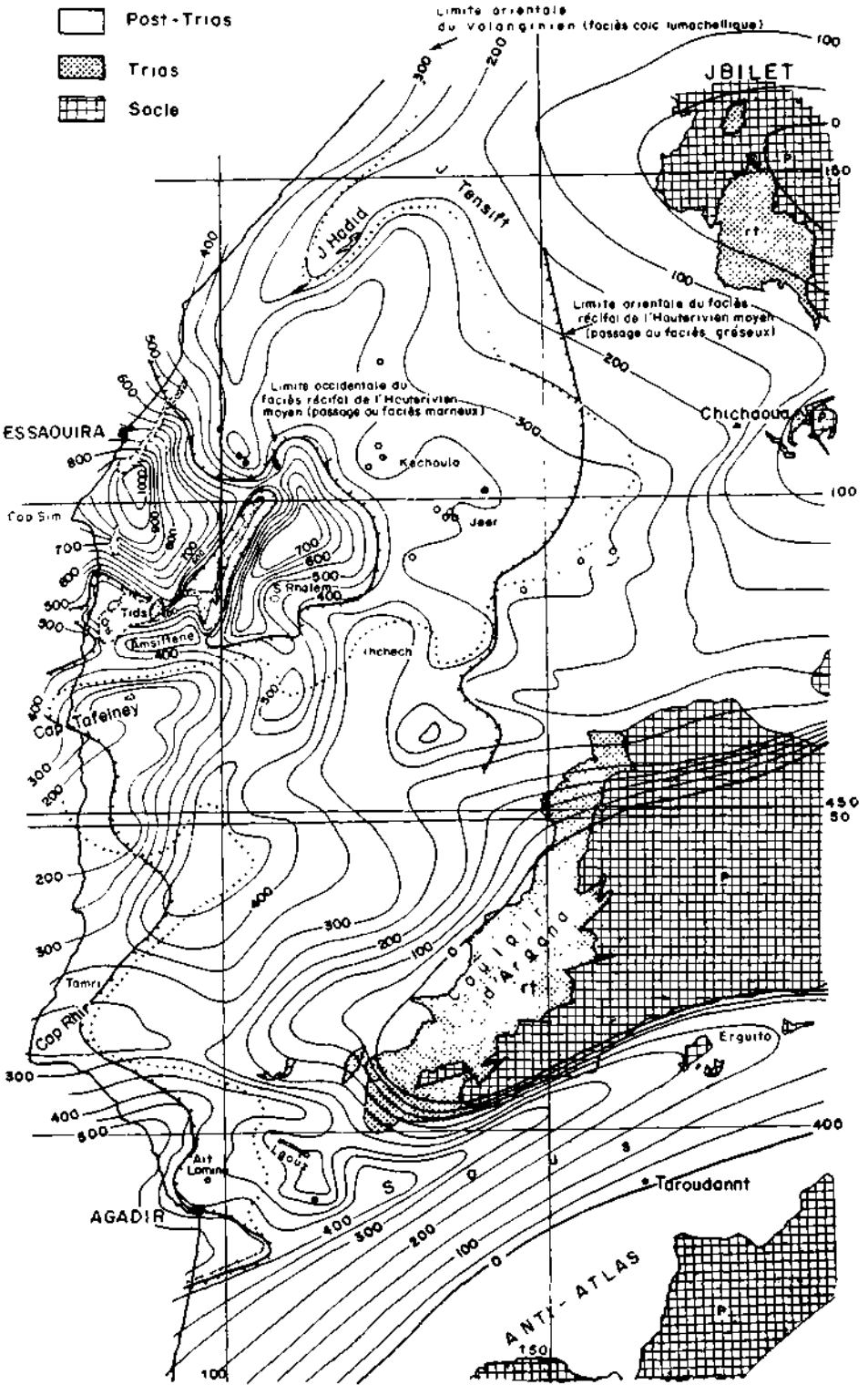


FIG. 113 — Variations d'épaisseur et de faciès du Valanginien au Barrémien inclus dans le bassin d'Agadir-Essaouira, d'après la Société Chérifienne des Pétroles, 1966. Les petits cercles indiquent les sondages.

triasique approche-t-elle dans cette région, de 3 000 m d'épaisseur partagés en trois parties à peu près égales entre le Jurassique, le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Cette épaisseur excède à peine celle de la série triasique. Pourtant le Trias (32 millions d'années) a duré quatre fois moins longtemps que le Jurassique et le Crétacé (130 Ma).

4.3.5.4. *LE DEBUT DU TERTIAIRE DANS LE BASSIN D'AGADIR-ESSAOUIRA*

Le Paléocène-Eocène inférieur et moyen n'est connu, au-dessus du Maestrichtien, que dans la zone nord-atlasique, de Chichaoua au J. Amsittene, et dans la zone sud-atlasique, au Nord de Taroudannt. Il se présente sous un faciès de mer peu profonde : calcaires, marnes, grès dolomitiques et marnes siliceuses, enfin dalle à Thersitées se succèdent.

Sans doute ne s'est-il pas déposé entre ces golfes nord et sud-atlasiques — pas plus que le Maestrichtien : l'Atlas était déjà différencié (§ ci-dessus). On peut penser cependant que l'extension des golfes éocènes était plus grande qu'il ne paraît, compte-tenu des érosions anté-oligocènes et postérieures, qui obscurcissent grandement la paléogéographie (Soc. Chérif. Pétroles, 1966).

Parmi les faciès continentaux, on distingue assez bien ceux qui sont anté-tortoniens de ceux, plus fortement discordants, qui sont de la fin ou post-tortonien. Mais dans le premier ensemble, objet du présent paragraphe, la distinction entre un « cycle éocène-oligocène » et un « cycle oligo-miocène » (Choubert & Faure-Muret, 1960-62) reste imprécise.

4.3.6. De l'Eocène supérieur au Quaternaire

C'est l'époque des phases orogéniques principales d'où naquirent les Atlas. Elle débute avec la régression de la fin du Lutétien. L'essentiel des structures observables aujourd'hui est réalisé dès la fin du Miocène. Entre temps, plusieurs phases de déformation se sont produites, dont la datation est malaisée, vu la rareté des dépôts concomitants et leur pauvreté en fossiles. Un volcanisme intense est relié à cette orogenèse, essentiellement dans le Nord-Est du domaine.

Soulignons ici encore (*cf.* § 4.3.4.4) que le terme de « phase », commode pour la description des discordances, et dépôts successifs, ne doit pas cacher la continuité générale de la déformation à l'échelle régionale.

4.3.6.1. *LES DEPOTS CONTINENTAUX DU PALEOGENE-NEOGENE ANCIEN*

Dans tout le domaine atlasique, les dépôts postlutétiens sont essentiellement continentaux. Seules font exception les molasses marines du Tortonien (Miocène) dont la transgression s'aventura jusqu'au cœur du Moyen Atlas, et de modestes transgressions littorales en bordure de l'Atlantique à l'Oligocène, au Miocène et au Plio-Quaternaire.

Les séries attribuées à l'*Eocène supérieur ou Oligocène* continental sont des couches souvent rutilantes, détritiques, parfois gypsifères. Aucun fossile n'a permis de les dater jusqu'à présent. Elles sont tantôt discordantes, tantôt concordantes sur le Lutétien marin de sorte qu'il s'agit peut-être non pas d'un seul « cycle » mais de deux ou plusieurs.

On connaît de telles couches dans divers synclinaux du Moyen Atlas (fig. 111 et 135). Les *couches d'Aïn-Nokhra* près de l'anticlinal de Feleddi, surmontent en concordance apparente le « calcaire corniche » du Jurassique moyen. A Aïn-Nokhra ces couches molassiques comportent une puissante masse gypseuse, dominée par des calcaires lacustres à Algues (?). Vers l'Est, elles sont surtout argilo-gréseuses, de teinte rouge. Dans le synclinal de Bou-Angueur, les conglomérats du *J. Hayane* contiennent des bois silicifiés remaniés du Lias.

Des couches continentales du Paléogène probable sont également connues dans le sillon sud-atlasique. Dans le bassin de Ouarzazate, des couches rutilantes sont connues aux *Aït-Arbi* (Boumaine) en concordance sur le Lutétien calcaire (fig. 133 D) et attribuées, de ce fait, à l'Eocène supérieur. Par contre, les *conglomérats des Aït-Ibrhirène* (fig. 133 B) reposent en discordance sur le Crétacé et l'Eocène sud-atlasique du Dadès. Ils sont à leur tour recouverts par des calcaires lacustres assimilés par H. Gauthier (1952) aux dépôts aquitaniens de la Hamada de Boudenib (§ 2.6.1.2), d'où leur attribution — cependant incertaine — à l' « Eocène-Oligocène ».

D'autres dépôts continentaux ont été attribués à l'Oligocène ou Oligo-Miocène, localement sur des bases paléontologiques, à vrai dire assez fragiles. Les séries typiques sont celles qui, à la marge sud du Haut Atlas, dans la Hamada de Boudenib (§ 2.6.1.2), montrent des calcaires à *Clavator* aquitaniens reposant sur une série rouge. L'Aquitanien rouge à Gastéropodes que l'on décrit dans les Rides prérifaines (§ 5.2.3.1) en est l'homologue septentrional. On en rapproche en outre :

— les calcaires lacustres des Aït-Ibrhirène, et peut-être ceux d'Aïn-Nokhra, Oudiksou, Bou-Angueur (Cycle C, voir ci-dessus);

— ceux du bord septentrional du *Souss* (Taroudannt);

— les formations de *Moyenne-Moulouya*. Elles comportent d'abord des couches rouges gypsifères (évoquant la série d'Aïn-Nokhra), puis une série de calcaires lacustres à silex, localement accompagnés de couches de « rhassoul » (A. Jeannette, 1952). Argile dégraissante, utilisée au Maroc, le rhassoul est une montmorillonite magnésienne et lithinifère, du type stevensite (N. Trauth, comm. person.) qui serait apparue dans un bassin confiné, sursalé, alimenté en eaux magnésiennes et sili-

ceuses à partir des massifs de Crétacé inférieur voisin;

— les calcaires lacustres à silex des *Hauts-Plateaux* méridionaux. Ils montrent parfois des Ostracodes et des tiges de Characées et sont légèrement discordants sur le Crétacé supérieur. Au J. Trarhit, 40 m de calcaires à silex reposent sur 30 m d'argiles sableuses rouges concordantes (Médioni, 1968). La formation d'El-Anaguer, qui remanie le Sénonien du Chott Tigri, est analogue et probablement contemporaine (Médioni, 1970). On a considéré les conglomérats du J. Lakhdar (voir la carte géologique au 1/200 000 du Haut Atlas oriental, à l'Ouest de Bou-Arfa), comme du même âge, mais ils seraient sénoniens (§ 4.3.4.4).

On range enfin dans l'Oligo-Miocène un certain dépôt marin affleurant à la lisière sud-ouest du Haut Atlas occidental : le « conglomérat blanc » d'Agadir (Allard & *al.*, 1958 ; *in* Choubert & *al.*, 1960-62 ; Ambroggi, 1963). Ce dépôt repose tantôt en légère discordance sur le Maestrichtien (fig. 112), tantôt en concordance sur l'Eocène supérieur continental (?) du Souss oriental (Erguita).

4.3.6.2. *LES DEPOTS MARINS DU MIOCENE SUPERIEUR - PLIOCENE ANCIEN ET LA SURFACE CORRESPONDANTE*

S'avançant sur une *surface d'érosion anté-miocène emboîtée* dans la surface anté-maestrichtienne et anté-éocène, la transgression miocène a investi, à partir du domaine prérifain, une large frange de l' « avant-pays » rifain. C'est au Tortonien (Vindobonien) que s'est individualisé ce *sillon sud-rifain* dont on a déjà décrit la partie occidentale mésétienne (§ 3.6.5). La partie orientale s'est étalée sur le domaine atlasique, occupant tout le couloir Taza-Oujda, la Basse-Moulouya, et jusqu'au synclinal de Skoura, au cœur du Moyen Atlas. Cependant, tout un archipel paraît avoir encombré la mer de la molasse dans ces régions orientales : les îles d'alors (mais peut-être ne s'agissait-il que de hauts-fonds ? cf. § 5.2.3.1) auraient donné naissance aux massifs du Tazekka, de Terni-Masgout, des Beni-Snassene. Moins profonde, la mer orientale semble avoir été également asséchée plus tôt : les derniers dépôts marins sont encore miocènes au Sud-Est et à l'Est de Taza, alors que vers l'Ouest, les faluns et sables fauves couronnant les marnes tortoniennes montent, eux, dans le Pliocène.

Ce sillon périphérique qui, à l'aube du Vindobonien, se déprime autour du bombement orogénique rifain, va fonctionner comme un « grand collecteur » de détritus. Son remplissage est essentiellement détritique ; il s'y adjoint des apports calcaires divers — débris organiques, sédiments néritiques, Foraminifères — autorisés par la faible profondeur du sillon : leurs faciès évoquent ceux d'une molasse typique et sont particulièrement variés dans l'Est du sillon, précisément là où ils recouvrent le domaine atlasique.

Le Miocène du « Golfe de Skoura » (fig. 114) offre en particulier des faciès de grès molassiques à Huîtres géantes, Pectinidés, Oursins..., des calcaires à Madrépores, des marnes, gypseuses ou non, des conglomérats et microconglomérats. Cette formation, d'âge tortonien (sommet pliocène ?), est discordante sur le Jurassique; vers l'amont, la même surface de discordance est plaquée de calcaires tufacés lacustres ou de conglomérats continentaux. Mais, souligne J. Martin (1968), à en juger par les pendages respectifs du Miocène et de son substratum le *plissement anté-tortonien* a été ici beaucoup moins vigoureux que la *phase post-tortonienne*. La discordance est plus marquée dans le Sud-Ouest du Moyen Atlas : cette phase n'agit pas partout avec la même intensité. *Pendant le Tortonien lui-même*, des mouvements se sont produits : la zone subsidente s'est progressivement étendue du SE au NW au gré de la déformation de la surface anté-miocène. Ces déformations d'âge tortonien supérieur paraissent avoir été du type faille ou flexure. Localement (sources du Sebou) la molasse miocène, cassée par une faille à rejeu récent, repose d'un côté de la faille sur du Lias, de l'autre sur une brèche révélant un jeu « anté-molasse » de la faille.

Dans la région de Guercif, les marnes tortoniennes sont couronnées par des séries « laguno-lacustres » à lignites (Khandek-el-Ouaïch) et à argiles smectiques (Melka-el-Ouidane, ex. Camp-Berteaux) (A. Jeannette, 1952). Celles-ci (argiles à foulon montmorillonitiques), dérivent de l'évolution de cinérites et sont l'écho du volcanisme andésitique qui sévissait alors dans le Rif oriental (§ 4.3.6.4 B). La formation qui les contient a livré des restes de Mastodontes et d'Hipparion. Il s'agirait, d'après une dent d'Hipparion déterminée par C. Arambourg comme *H. africanum*, de Miocène terminal ou Pikermien (Choubert & Faure-Muret, 1961a, p. 23).

La faune de rongeurs de Khandek-el-Ouaïch (Turolien élevé) et la datation des cinérites de Melka-el-Ouidane (7,4 ± 1,2 Ma = limite Tortonien-Messinien) confirment cet âge relativement récent (Jaeger & *al.*, 1973). Des couches à Huîtres géantes recouvrent encore localement ces niveaux laguno-continentaux.

Dans l'Oranais voisin, J. Delfaut & J. Revert (1974) montrent que des mouvements flexuraux se produisaient durant la sédimentation; des calcaires à Stromatolithes marquent le biseau de transgression, passant latéralement à des faciès évaporitiques. Dans des baies fermées et peu profondes, Diatomées et Silicoflagellés pouvaient prospérer grâce au climat sub-tropical (Baudrimont & Degiovanni, 1974).

Outre cette importante transgression septentrionale, de modestes avancées marines effleuraient le domaine atlasique tout à fait à l'Ouest, en bordure de l'Atlantique, formant notamment de petits golfes à *El-Jadida et Agadir*. Dans cette dernière région, il s'agit précisément de Pliocène ancien (Plaisancien-Astien), selon R. Ambroggi (1963).

4.3.6.3. *LES DEPOTS CONTINENTAUX DU NEOGENE RECENT*

Alors que se déposaient les molasses du sillon marin sud-rifain, que se passait-il dans l'essentiel du domaine atlasique, au Sud des rivages tortoniens ? Il semble que l'érosion ait alors affecté de vastes territoires en cours de surrection, dans les zones anticlinoriales, cependant qu'une sédimentation continentale s'accumulait dans les dépressions subsidentes. Celles-ci se localisèrent essentiellement à la marge des chaînes atlasiques : sillons du

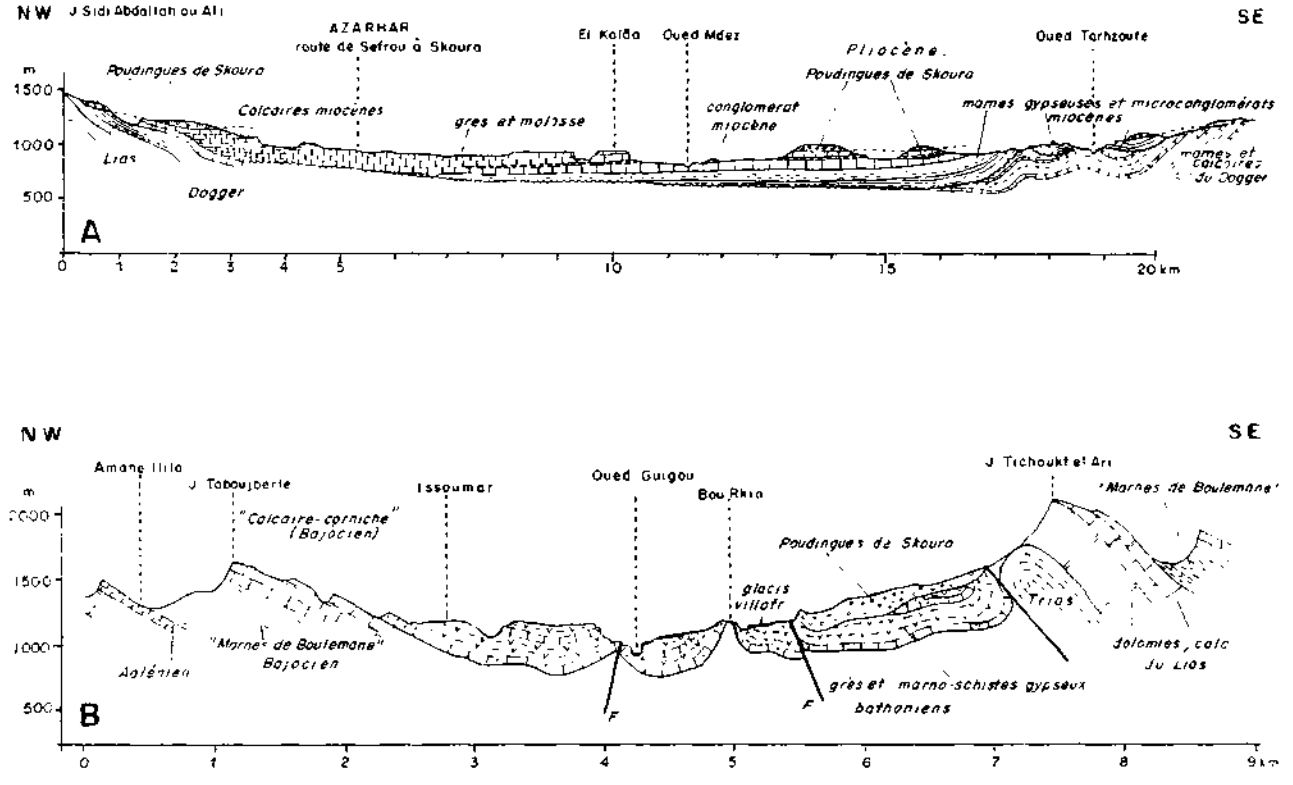


FIG. 114 — Le bassin moyen-atlasique de Skoura; déformation des assises néogènes successives, selon Martin (1968).
A : Coupe transversale du bassin de Miocène marin; discordance des poudingues pliocènes.
B : Coupe de la terminaison sud du bassin; emboîtement du Villafranchien dans le Pliocène déformé.

Souss, d'Ouarzazate, du Haouz, du Tadla ou entre les faisceaux haut et moyen-atlasiques : cuvettes de la Moulouya. Les dépôts détritiques qu'on trouve dans ces *sillons marginaux* ou *intramontanes* sont des *molasses continentales* homologues des molasses marines sud-rifaines. Elles « transgressaient » largement vers le Sud, à partir des sillons sud-atlasiques, vers les territoires pré-sahariens (§ 2.6.1.2). Mais la sédimentation continentale ne cessa pas définitivement dans ces régions à la fin du Miocène ou au début du Pliocène, comme il advint plus au Nord de la sédimentation marine. Des dépôts analogues s'accumulèrent durant le Pliocène, parfois aussi pendant le Villafranchien et le Quaternaire *s. str.*

A. PONTIEN (PONTICO-PLIOCÈNE) ET PLIOCÈNE

La distinction entre *dépôts miocènes et dépôts pliocènes* n'est pas chose aisée dans les faciès purement continentaux, pauvres en fossiles significatifs, d'autant plus que la stabilité tectonique de ces zones d'épandage a généralement été telle que les dépôts y sont tous tabulaires, parallèles entre eux. C'est pourquoi ces molasses sont souvent désignées comme « pontiennes *s.l.* » ou « pontico-pliocènes ». Par contre, une région-charnière comme celle de Skoura dans le Moyen Atlas, permet d'observer l'articulation du Miocène décrit ci-dessus (voir fig. 114) et du Pliocène, séparés par la phase tectonique majeure de la fin du Miocène.

A Skoura (Martin, 1968), la dépression molassique miocène s'est trouvée plissée avec tout son cadre à la fin du Tortonien ou au début du Pliocène. Une érosion prolongée a ensuite entaillé dans ces nouveaux reliefs une vaste surface d'aplanissement bientôt recouverte par une épaisse couche conglomératique. Ces « poudingues de Skoura » comportent des faciès quasi chaotiques, avec des blocs dépassant le mètre cube : les reliefs avoisinants étaient alors vigoureux (J. Tichoukt). Des mouvements postérieurs ont gauchi la masse conglomératique, surélevé les anticlinaux et permis l'emboîtement du Villafranchien à l'Ouest et sa superposition, à l'Est par les poudingues. Ceux-ci datent donc du *Pliocène*.

C'est aussi dans le Moyen Atlas, mais plus au Nord, dans le Causse de Sefrou, qu'a été daté récemment le *Pontien s.l. inférieur* (Vallésien), à la base des marno-calcaires lacustres de l'oued Zra (Jaeger & Martin, 1971) ; leur position par rapport au Tortonien supérieur marin, connu à quelques kilomètres de là, n'a malheureusement pu être

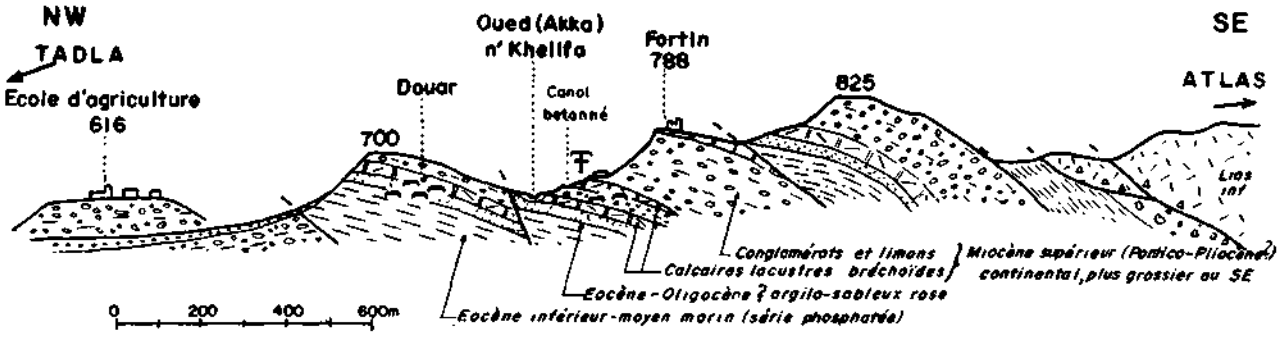


FIG. 115 — La marge nord-atlasique (« dir ») à l'Ouest de Beni-Mellal, d'après Choubert & Faure-Muret (1961a). Ecaillage et chevauchement du « Pontico-Pliocène ». Le signe « fossiles » conventionnel localise le gisement de Rongeurs, Insectivores, Cheiroptères etc., décrit par Lavocat (1961), d'âge miocène supérieur légèrement antérieur au Vallésien selon Jaeger & Martin (1971).
Il s'agirait même de la partie supérieure du Miocène moyen suivant les dernières études (Jaeger & *al.*, 1973).

directement précisée, mais un basalte situé à la base des couches continentales fossilifères a fourni un âge K/A de 10 millions d'années, qui correspond au milieu du Tortonien (Jaeger & *al.*, 1973).

Les molasses du *Tadla* paraissent attribuables, pour l'essentiel de leur épaisseur et sans autre précision à un « *Pontico-Pliocène* ». On connaît vers leur base (fig. 115) un gisement de Vertébrés, qui indiquerait un âge un peu plus ancien que le Vallésien (*op. cit.*) : il s'agirait de Miocène moyen-supérieur (Serravallien élevé, environ 14 Ma) suivant les auteurs cités. La phase tectonique déversant l'Atlas de Beni-Mellal sur les molasses du Tadla pourrait être contemporaine de celle qui, au tout début du Pliocène selon J. Martin (1968), réalise le déversement du J. Tichoukt.

A la marge nord de l'Atlas de Demnate, P. Lévêque (1961) remarque que le « Pontico-Pliocène » comporte surtout des galets jurassiques, avec de rares dolérites du Trias, et qu'il est souvent en pseudo-concordance sur le Lias. Les niveaux à grain fin (limons roses) n'y sont pas rares. Tout ceci indique que les mouvements ayant précédé le dépôt de cette série ont été relativement modérés. La phase essentielle de la tectonique est postérieure, elle affecte le « Pontico-pliocène » dont les strates plissées (fig. 116) sont parfois recouvertes en discordance par des conglomérats attribuables au Pliocène (fig. 118).

Les conglomérats de « la Cathédrale » (Zaouia Ahensal) sont célèbres par le beau rocher qu'ils constituent. Ils occupent plusieurs cuvettes synclinales de l'Atlas de Beni-Mellal. Néanmoins, leur âge est mal connu.

B. Du Plio-Villafranchien au Quaternaire

La distinction entre *Pliocène et Villafranchien* n'est pas plus aisée, dans le cas général, c'est-à-dire en domaine continental, que celle que l'on vient d'étudier entre Miocène et Pliocène.

On définit communément comme « Plio-Villafranchien » les calcaires lacustres, associés à des marnes sableuses et à des conglomérats, qui occupent de vastes régions subsidentes du Maroc. Ceux du Saïs, du Tadla, des Hamadas supérieures (Guir,

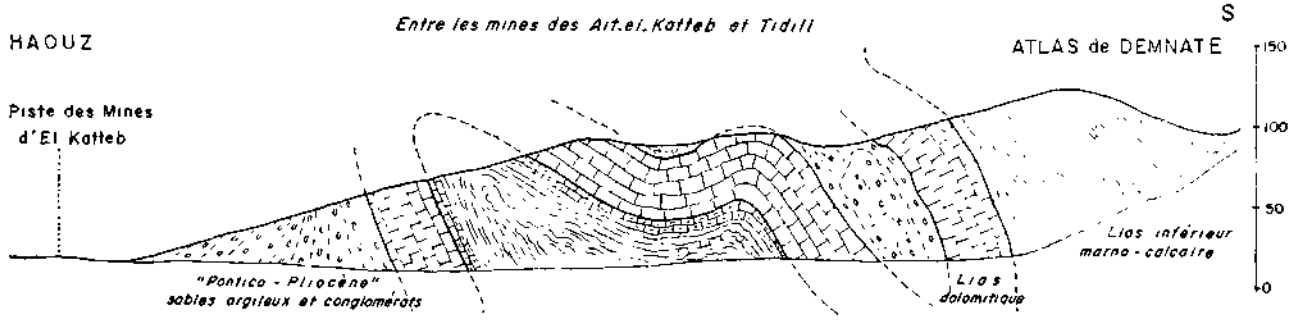


FIG. 116 — Le marge nord-atlasique à l'Ouest de Demnate, selon Lévêque (1961). Plissement du Néogène continental.

etc.) en sont les exemples typiques (§ 1.3.3.1, 2.6.1.2 et 3.6.5). Il peut s'agir en fait essentiellement de Pliocène (cf. G. Conrad, 1971). Une coupe telle que celle du plateau de Seffoula, annexe des plateaux de Moyenne-Moulouya (fig. 117) montre bien la continuité de la sédimentation continentale dans les bassins néogènes.

Par contre, dans une *zone tectoniquement plus active* comme le bassin moyen-atlasique de *Skoura*, le Pliocène conglomératique est nettement déformé; une formation de tufs travertineux et de calcaires lacustres lui succède, disposée soit en emboîtement, soit en superposition et suffisamment indépendante pour qu'on la distingue sous le nom de Villafranchien (voir § 4.3.6.3.A) *.

A la *marge nord du Haut Atlas* de Demnate et de Marrakech, toutes ces formations récentes sont essentiellement conglomératiques, à cause de la surrection récente très intense de la chaîne. Suivant P. Huvelin (1966, 1970 d, 1973 a) qui a repris récemment cette question (voir aussi J. Dresch, 1941 ; P. Lévêque, 1961), on peut distinguer quatre niveaux dans le Pliocène et le Villafranchien, emboîtés à l'intérieur de la chaîne mais superposés dans les cuvettes subsidentes du Haouz (fig. 118 A) :

— PV_0 correspond au plateau de la Tessaout, nivelant les plis du « Mio-Pliocène » (= Pontico-Pliocène) et constitué d'une blocaille de piémont.

— PV_1, conglomérat du niveau d'Igmir (cluse du Lakhdar), très grossier et souvent encroûté; il forme la plus haute terrasse des vallées et passe dans le Haouz à des cônes déformés.

— PV_2, nettement emboîté dans les vallées, ne se distingue pas du niveau suivant dans la plaine.

— V est le niveau de remblaiement le plus récent, considéré comme de la fin du Villafranchien : cônes de déjection majeurs se raccordant au niveau moyen de la plaine.

Ces formations conglomératiques permettent de jalonner les étapes de la déformation atlasique ;

— plissement post- « mio-pliocène », antérieur au premier niveau « plio-villafranchien » PV_0;

— flexuration et failles entre PV_0 et PV_1 ;

— accentuation de ces flexures et failles entre PV_1 et PV_2 amenant même les massifs atlasiques à chevaucher les deux premiers niveaux « plio-villafranchiens » (avec miroirs striés pendant à 60° au SE : fig. 118 A) ; plissement à grands rayons de courbure (cluse du Lakhdar, fig. 118 B) ;

— poursuite de la surrection atlasique et de la subsidence bordière jusqu'après la fin du Villafranchien.

Il semble donc que le début de l'époque plio-villafranchienne ait été marqué par des dépôts conglomératiques limités, pour l'essentiel, aux environs des reliefs en cours de formation. Puis une période de relative stabilité se serait instaurée, avec fréquents dépôts calcaires (« PV_1 » ou Villafranchien ancien ?). Enfin, la reprise des mouvements orogéniques et un certain refroidissement du climat auraient déterminé la suite des phases d'érosion et de sédimentation durant le Villafranchien et le Quaternaire *s. str.* (cf. chap. 1).

A la marge sud du Haut Atlas, une succession assez semblable est décrite par G. Couvreur (1973) dans le « synclinal des Khelas » et ses voisins, au pied de la chaîne du Mgoun.

Les dépôts du Mio-Pliocène (= « Pontien » ou « Pontico-Pliocène ») sont souvent assez fins (limons, marnes, grès) mais comportent des conglomérats déposés en éventails par des précurseurs des cours d'eau actuels. Ces dépôts sont déformés par des plis ou surtout des flexures. Après une érosion profonde, se déposent en discordance des éventails plus grossiers et moins épais du Plio-Villafranchien, comportant parfois deux parties. Les glacis quaternaires s'y emboîtent à la faveur des érosions successives. Les mouvements de flexure continuent à se manifester durant le Plio-Villafranchien et le Quaternaire.

La frange occidentale du domaine atlasique se distingue du reste du domaine, pendant cette période. Elle subit en effet au cours du Villafran-

* De même, le Néogène du bassin de Guercif porte la marque de mouvements de la fin du Pliocène (avec injections diapiriques) et quaternaires (dépôts grossiers et volcanisme) (Colletta & *al.*, 1975).

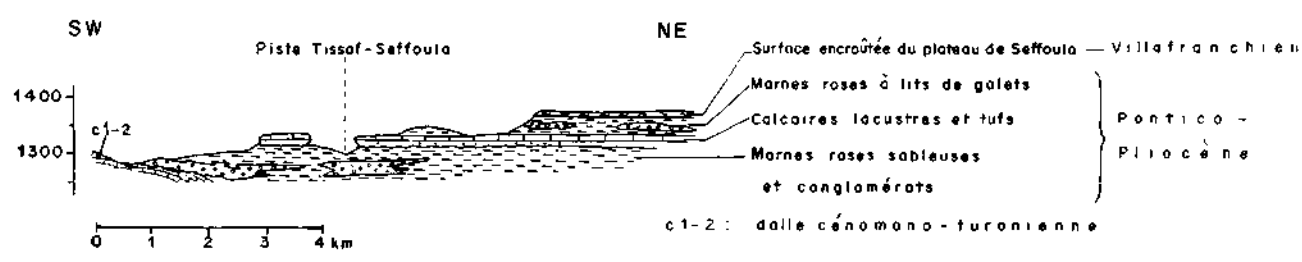


FIG. 117 — Le Pontico-Pliocène et le Villafranchien du plateau de Seffoula (N de Rekkame, coupe de R. Médioni, 1968).

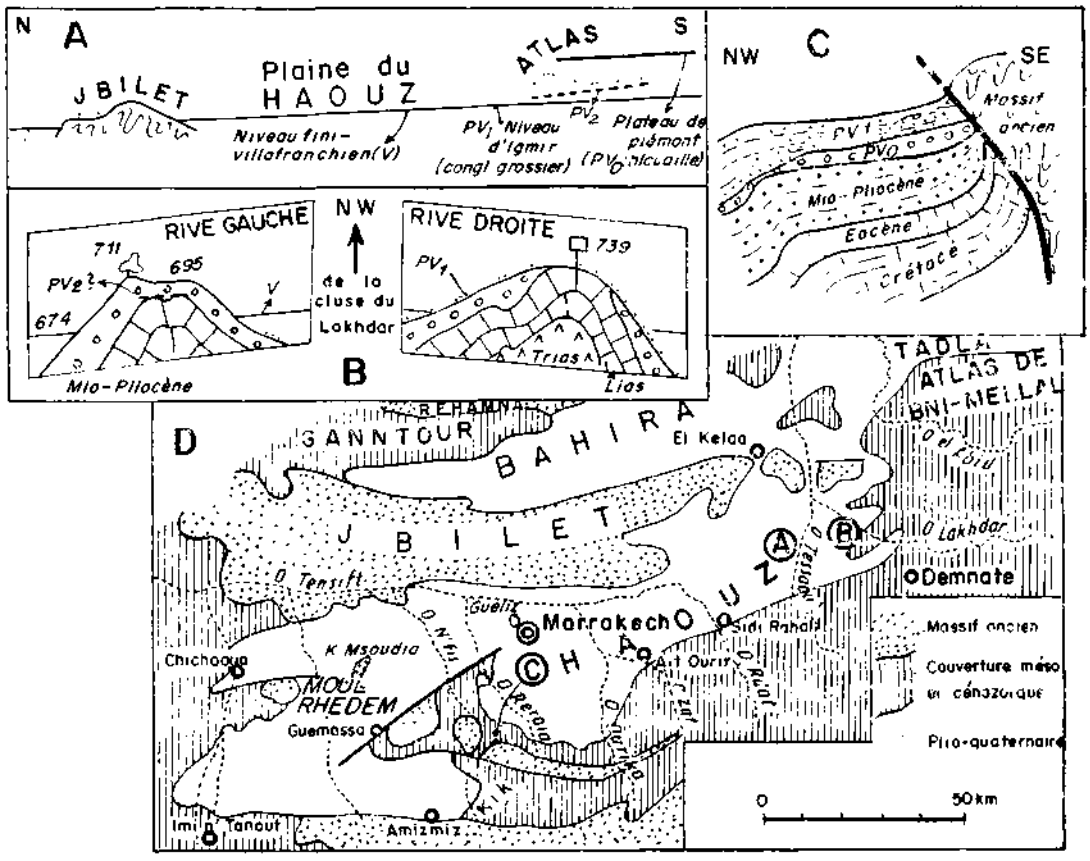


FIG. 118 — Les déformations du Plio-Quaternaire à la marge nord de l'Atlas; schémas de Huvelin, 1966 (A, B, D) et 1970 (C, D).
A : au Nord-Ouest de Demnate, suivant la vallée de l'Oued Tessaout.
B : *idem*, dans la cluse de l'Oued Lakhdar.
C : au Sud-Ouest de Marrakech, près des Aït-Khaled, dans la vallée de l'Oued Nfis.
D : croquis de situation.

chien une transgression marine (cycle « moghrébien » de G. Choubert & A. Faure-Muret, 1960-62) qui dépose une couche de sables coquilliers sur une largeur de plusieurs kilomètres. Les sables de cette transgression sont ensuite modelés en dunes, durant la régression ultérieure. Puis les oscillations eustatiques quaternaires, superposées à la lente remontée du socle atlasique, vont sculpter dans la côte des niveaux étagés (Cap Rhir). On a donné au chapitre 1 quelques indications générales sur ces phénomènes, desquels dépend la morphologie de la pittoresque côte ouest-atlasique.

4.3.6.4. *LE VOLCANISME TERTIAIRE ET QUATERNAIRE*

Déjà durant le Trias et à l'aube du Crétacé, le domaine atlasique a été le siège de phénomènes magmatiques (§ 4.3.1 et 4.3.4.2). Quant au magmatisme récent, il se manifeste surtout par des épanchements volcaniques qui s'étendent, on l'a vu, aux domaines mésétien et pré-saharien (§ 3.6.6.3 et 2.6.1.2.B). Cependant, il est surtout développé dans les régions nord-orientales, du Massif central marocain à la Moulouya.

A. INTRUSIONS PALÉOGÈNES

Il s'agit essentiellement d'un ensemble de dykes et de sills, groupés dans le Nord du Maroc oriental et constitués de roches basiques déficitaires en silice (à néphéline) et à tendance lamprophyrique (biotite). Les plus typiques ont reçu les noms d'*aïounites* et de *mestigmérites*, d'après deux localités entre Oujda et Taourirt.

Les aïounites forment divers filons dans la région de Taourirt—Mestigmer—El-Aïoun, traversant le Jurassique et le Crétacé inférieur et moyen. Des filons affleurent dans l'Oued Za au Nord de Taourirt près de la Ferme Dubois, près de laquelle les conglomérats miocènes en contiennent des galets. On en trouve encore dans la fenêtre mésorifaine du Tamda (J. Marçais) avec également des galets remaniés dans le Miocène. Quant aux mestigmérites, un de leurs principaux affleurements est logé dans le Lias du J. Tirremi, près de la Ferme Dubois.

Du point de vue pétrographique (H. & G. Termier, 1955, p. 558), les aïounites sont des roches grenues à augite, biotite, néphéline englobant des microlites d'augite, d'olivine serpentinisée et de magnétite. Les mestigmérites sont mieux cristallisées, plus sodiques et lamprophyriques, avec hornblende brune, augite, biotite, hydronéphéline, magnétite, apatite, sphène. Ce sont des phénoijolites à composition de théralites (biotite).

L'âge de ces roches a pu être précisé par des mesures radiochronologiques (Charlot & *al.*, 1964) : il est de l'ordre de 57 millions d'années vers le Sud du district, de 37 Ma plus près du Rif par suite d'un rajeunissement. *Grosso modo*, c'est un âge éocène. On notera que, précisément, quelques épanchements très basiques sont connus dans l'Eocène du Prérif oriental (Marçais, 1932).

Quelques dykes d'aïounites existent également à la marge du Moyen Atlas, au Sud de Khénifra (Arsicault, 1963); dans le complexe du Tamazert, relativement proche (§ 4.3.4.2. C), les dykes d'alnoïtes 'eur sont comparables.

B. Volcanisme néogène et quaternaire

C'est l'homologue marocain du volcanisme auvergnat et provençal. On reconnaît des centres à fonctionnement prolongé, où s'édifient des strato-volcans complexes : cas de l'avant-pays rifain oriental, et des zones à volcanisme basaltique plus simple : cas du Moyen Atlas. Les strato-volcans commencent à fonctionner vers la fin du Miocène supérieur par l'émission de *roches trachy-andésitiques* potassiques ; leurs édifices sont couronnés et entourés par des *épanchements basaltiques* (s.l.) plio-quaternaires ; un *volcanisme sous-saturé* à roches néphéliniques (phonolites et surtout basanites et ankaratrites) se développe souvent vers le milieu de cette évolution, surtout au Pliocène et au Villafranchien.

Ainsi, le Guilliz, le Gourrougou (Guelayas) et leurs voisins du Maroc nord-oriental évoquent le Mont-Dore, le Cantal. Le Moyen Atlas, avec ses cratères, égueulés ou non, ses diatrèmes, ses basaltes des plateaux et des vallées, évoque l'Auvergne des Puys et des cheires.

Ce volcanisme néogène s'étend vers l'Est jusqu'aux Hauts-Plateaux (Rekkame : piton du Tiskemit, Chott Tigri ; à l'Ouest, au Massif central (rhyolites de Khénifra et Tedders, phonolites d'Oulmès, basaltes et ankaratrites du Ment, etc. : § 3.6.3.3) ; vers le Sud, à la marge pré-saharienne (vaste strato-volcan du J. Siroua, ankaratrite de Foum-el-Kouss, etc. : § 2.6.2.3).

La répartition des centres éruptifs dépend de failles distensives généralement tardives (plio-quaternaires) par rapport à l'orogenèse atlasique (§ 4.4.4.1) sauf en ce qui concerne les volcans trachy-andésitiques (localement rhyolitiques) de l'avant-pays rifain : plus précoces (miocènes), ils doivent leur apparition à la réactivation profonde de l'écorce sous l'influence de l'orogenèse rifaine (§ 5.1.3.5).

Les *sources thermales* que l'on peut considérer comme les séquelles de ce volcanisme ne sont pas rares. Par contre les ressources en *énergie géothermique* semblent restreintes (Alsac & *al.*, 1969).

Le complexe volcanique du *Guilliz* offre une bonne illustration du volcanisme de l'avant-pays rifain oriental (Jérémine & Marçais, 1960-62).

Les premières coulées sont des andésites — certaines sont vitreuses, à aspect d'obsidienne — et des trachytes, dont certaines sont des dômites. Elles sont localement recouvertes par des couches tortoniennes comportant des marnes et sables marins, des cinérites, des argiles smectiques (cf. argiles de Camp-Berteaux, § 4.3.4.2). Il est loisible de penser que les premières coulées furent sous-marines mais elles se développèrent surtout à l'air libre (cinérites, absence de coussins). Les « complexes » supérieurs sont des andésites, trachytes, trachyandésites, certaines en coulées assez allongées (1 à 2 km), d'autres en accumulations moins fluides, en pitons, d'autres en projections (tufs à lapilli). Sur ces roches acides et intermédiaires sont disposés des plateaux basaltiques (deux plateaux étagés ?) cependant que des coulées basaltiques descendent jusque dans la plaine. Leur étagement (200, 100 et 50 m au-dessus de la plaine) permet de les rapporter au Plio-Villafranchien et au Quaternaire ancien et moyen (300 000 à 250 000 ans). Les basaltes à olivine qui les constituent ont été émis par des fissures, matérialisées parfois par des feuillets basaltiques *.

A la même province appartiennent les volcans du *Cabo Quilates*, du Cap des *Trois-Fourches*, du *Gourrougou* et des *Beni-Bou-Ifrour*, avec également deux « lignées » magmatiques (Alsac & *al.*, 1969). Au Ras-Tarf (Cabo Quilates) au-dessus de cinérites blanches terminant les formations volcaniques, on remarque plusieurs couches métriques de kieselguhr (diatomites) à la base d'une série argileuse dont le haut est sablo-gypsifère ; ces dépôts sont attribués au Miocène précédant juste le Pontien (Hilali & Nataf, 1970). Le Gourrougou (massif principal des Guelayas), est édifié au-dessus du massif de l'*Ouichane*, connu par ses *gisements de fer* (Nador) qui voisinent avec des intrusions de microdiorite quartzique (fig. 119). Le volcanisme de ce même massif du Gourrougou est actuellement ré-étudié : J. Hernandez (1975) montre que ses andésites ont un caractère shoshonitique très accusé, caractéristique des marges continentales ; cette richesse en potasse s'observe tout le long de la façade méditerranéenne de l'Afrique du Nord (Tell oranais, Chenoua, Constantinois).

Intrusives dans les calcaires tithoniques (minéralisations) et le flysch du Crétacé inférieur, en filons ramifiés ou en laccolites à tendance grenue, les microdiorites sont recoupées à leur tour par des filons de micromonzonites en rapport avec le volcan du Gourrougou : ce qui donne pour la datation des microdiorites une « four-

* Deux coulées de ces basaltes, ainsi que deux autres situées dans les Guelayas, montrent des polarités inverses qui, vu leur position, les placent dans la « période Matuyama », entre 0,7 et 2,3 Ma (Hamzeh & Westpha', 1973).

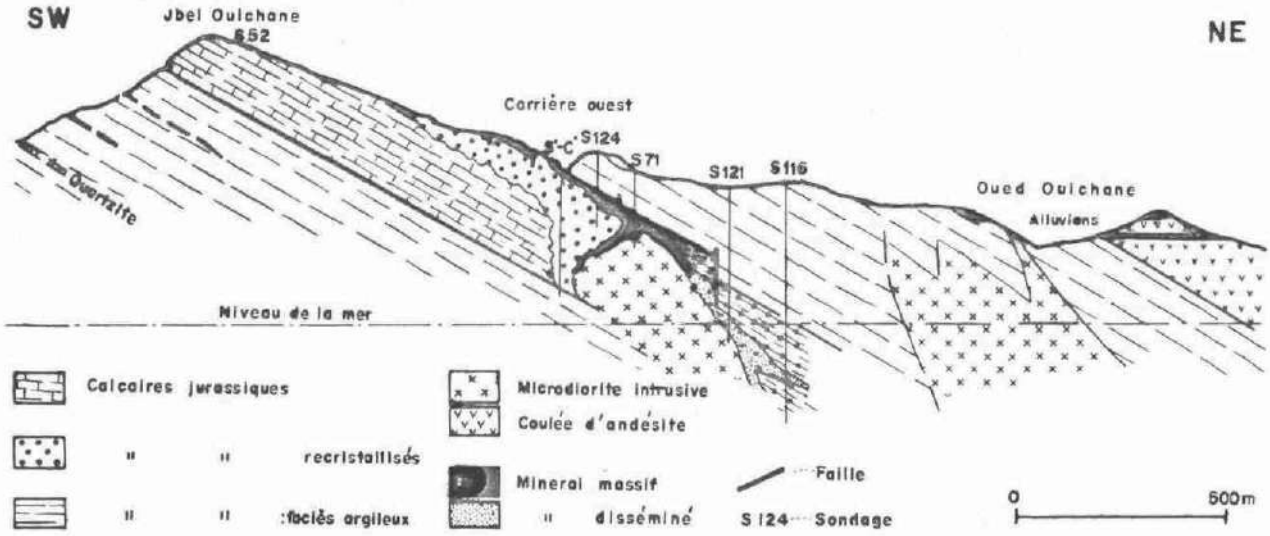


FIG. 119 — Le gisement de fer de Ouichane (Nador), dans le massif volcanique du Gourrougou; coupe de N.H. Rhoden, 1961.

chette » encore bien large. Les rhyodacites de la base du volcan ont été datées de 7,5 millions d'années, c'est-à-dire de la limite mio-pliocène (Alsac & *al.*, p. 15; cf. Hernandez, 1975 : 8 ± 0,5 Ma).

Dans ce vaste ensemble volcanique du Rif nord-oriental, on rencontre une grande variété de laves et de roches pyroclastiques (voir G. Cherotzky, 1971a). Selon J.-C. Viland (1966), les laves potassiques acides des Beni-Bou-Ifrour sont les équivalents effusifs des roches filoniennes voisines, mais sous des faciès plus variés, avec une évolution depuis des rhyodacites à amphibole jusqu'à des rhyodacites à pyroxène, légèrement moins acides. La minéralisation paraît liée à l'arrivée de solutions hydrothermales en rapport avec le volcanisme et non pas directement avec les intrusions granodioritiques plus anciennes. Celles-ci n'ont développé de métamorphisme de contact que sur une faible épaisseur (un mètre de cornéenne à anorthite, spinelle, diopside, grenat). Puis se sont développées des cristallisations pneumatolytiques-hydrothermales à actinote, phlogopite, dipyre, épidote, magnétite, pyrite, essentiellement dans les calcaires susceptibles de dissolution par les solutions acides. L'origine du fer pourrait être trouvée dans les microdiorites elles-mêmes, dont les amphiboles sont largement altérées, même en profondeur : d'où la localisation de ce minerai, de substitution des calcaires, au front et au toit des roches intrusives.

Plus à l'Est encore, dans la *région d'Oujda* se rencontrent diverses coulées plio-quaternaires de basaltes sous-saturés à néphéline et surtout analcime (Cherotzky, 1971b). Des laves mélanocrates analogues, ankaratrites généralement néphéliniques, présentent un développement notable dans le *Rekkame*, sous forme de coulées, de necks et culots variés. En outre, il apparaît dans cette région un grand nombre de *diatrèmes*, dépressions circulaires ou elliptiques résultant soit d'explosions essentiellement gazeuses, soit plus vraisemblablement, d'effondrements, au toit des réservoirs magmatiques succédant à l'émission des laves (fig. 120). R.

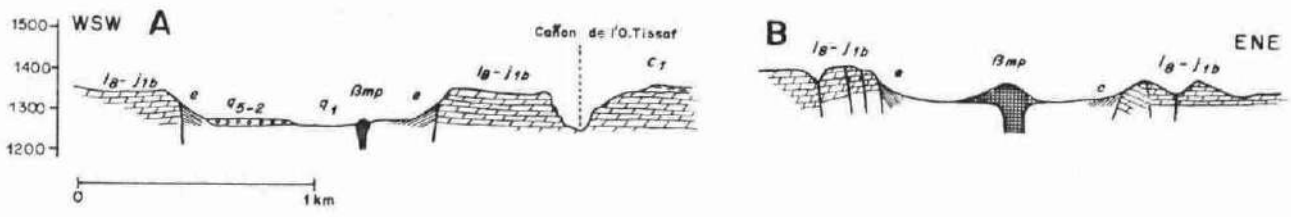


FIG. 120 — Les diatrèmes de Mhrijiba (A) et de Takrount (B), dans le Rekkame (voir fig. 138c), d'après Médioni (1968). - 18-jlb : calcaires et dolomies des Hauts-Plateaux; cl : marnes cénomaniennes; βmp : culots d'ankaratrite; q5-2 : Quaternaire moyen et ancien : terrasses encroûtées; ql : basse terrasse limoneuse; e : recouvrement des pentes : lapillis, cendres, etc.

Médioni (1968) note dans cette région l'interstratification de coulées d'ankaratrites et de cendres dans les conglomérats attribuables au Pontico-Pliocène. Ce serait aussi l'âge du volcanisme du

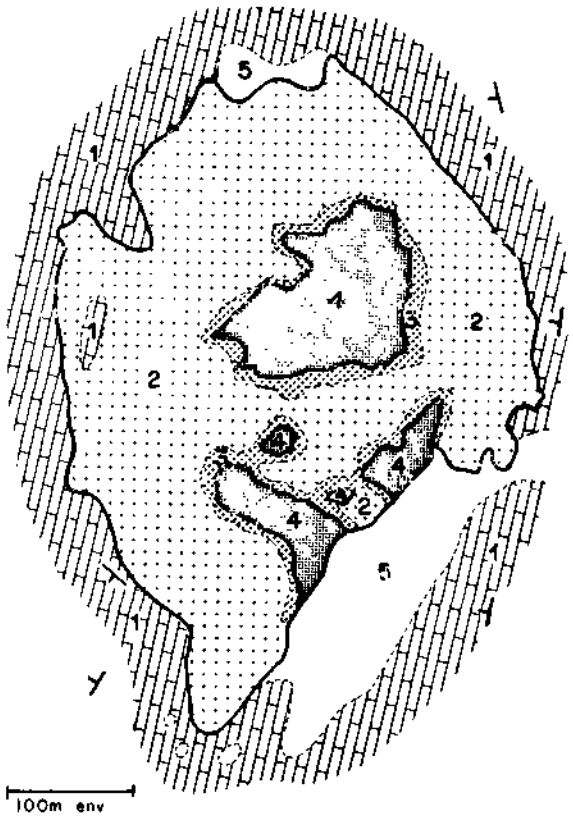


FIG. 121 — Le volcan quaternaire à ankaratrite de Talzast (Moyen Atlas marocain). D'après H. & G. Termier, 1955 et du Dresnay, 1969. 1 : Calcaires du Lias moyen; 2 : Ankaratrite; 3 : Roches intermédiaires (fasinite, etc.). 4 : Talzastite; 5 : Quaternaire.

Chott Tigri, dépression fermée dont le creusement éolien aurait profité d'un effondrement dû à ce volcanisme (Médioni, 1970). Par contre, les ankaratrites de la région d'Itzer-Boumia, en *Haute-Moulouya*, seraient d'âge villafranchien (Dubar, Jérémine, Raynal). Il en serait de même en *Moyen Atlas*, où l'on citera particulièrement les ankaratrites du volcan de Talzast (fig. 121).

Elles entourent deux masses d'une roche grenue et même pegmatitoïde, sorte d'ijolitoïde (meltéigite) à augite titanifère, biotite, néphéline, apatite, etc., qui a reçu le nom de talzastite (Termier & Jouravsky, 1948). Il ne s'agit pas d'une véritable ijolite, comme le laisse croire sa composition minéralogique, car sa composition chimique est celle d'une théralite, plus alumineuse (Chérotzky, 1969).

Mais le *Moyen Atlas* est surtout riche en volcans et coulées de basaltes ordinaires. Les formes volcaniques sont variées et souvent très bien conservées (cf. J. Martin, Carte géomorphologique générale, 1973).

Les *coulées* les plus fluides et les plus récentes s'allongent suivant les vallées, loin en contrebas des volcans : ainsi celles de la dépression d'Azrou et surtout celle de l'Oum-er-Rbia, issue du J. Tamaracoït et atteignant presque le Tadla, longue d'environ 80 km. Sur le Causse et les plateaux s'étalent de vastes *cheires* au-dessus desquelles s'érigent des *cônes* réguliers ou égueulés (ex. : Koudiat d'Ifrane ; J. Hebri avec ses cônes voisins, en particulier cote 1978, à coulées et projections, avec bombes en fuseaux ; volcan de Timhadite, analogue, avec laves cordées, lapillis et bombes diverses ; etc.). Des phénomènes explosifs ont créé des *diatrèmes et caldeiras* (« lechmine ») : diatrème du Michlifène, creusé dans le Lias, avec quelques placages de brèche volcanique ; caldeira du Lechmine n'Ikettane, ouverte dans un empilement de brèches et coulées. Enfin, une particularité curieuse de certaines cheires est de présenter des groupes de dépressions circulaires, de 10 à 50 m de diamètre moyen, pour une profondeur de quelques mètres. Ces entonnoirs sont-ils liés au volcanisme : explosions gazeuses ou plutôt effondrements du toit de tunnels de laves ? ou bien à l'évolution karstique des plateaux sous-jacents, par effondrement à l'aplomb de dolines ? ou tantôt à l'un, tantôt à l'autre type de phénomènes ? (J. Martin et R. du Dresnay, communications orales).

4.4. LA TECTONIQUE ATLASIQUE

4.4.1. Caractères généraux jurassiens - Avertissement

Les indications du paragraphe 4.1.2, concernant les grands traits structuraux du domaine atlasique et définissant les ensembles qu'on y peut distinguer, montrent déjà que la tectonique atlasique est d'un type général assez simple.

La géométrie d'une couche-repère n'ayant subi que cette tectonique, c'est-à-dire une couche d'âge tertiaire ancien ou secondaire, voire permien, peut se comprendre assez aisément, *du moins dans ses grandes lignes*, et se décrire en termes de plis con-

centriques et de failles, compliqués localement de diapirisme. On n'y connaît pas de déformation intime de la matière, avec apparition de clivage schisteux généralisé, signe d'aplatissement synmétamorphique. Telle est la tectonique de la *couverture,* matériel proprement atlasique au sens chronologique du terme, discordant sur le Primaire plissé lors de l'orogenèse hercynienne : une tectonique de *superstructure élevée,* non métamorphique, une tectonique jurassienne, pour faire référence à un type classique. Encore les manifestations de cette tectonique modérée sont-elles surtout concentrées dans les *chaînes plissées* (Haut et Moyen Atlas) et même dans des faisceaux à l'intérieur de ces chaînes, laissant presqu'intactes des *zones tabulaires* plus ou moins vastes (Hauts-Plateaux, Haute-Moulouya, Causse moyen-atlasique...). Du reste, cette répartition inégale des déformations est aussi un caractère jurassien ; *on verra que les similitudes sont considérables entre le style atlasique et le style jurassien,* même si des différences les séparent.

Considérons maintenant le socle. Sous cette couverture discordante, il est fait de terrains primaires ayant subi une orogenèse hercynienne d'intensité très variable et de leur propre soubassement précambrien, lui-même à cycles emboîtés (§ 4.2). En première approximation, on peut concevoir — et effectivement constater — que ce socle s'est comporté dans son ensemble d'une manière *rigide* vis-à-vis de la tectonique atlasique : les accidents atlasiques y sont essentiellement des *failles,* des cassures d'ampleur variée. C'est le comportement normal pour des séries à dominante détritique, déjà plissées et touchées par le métamorphisme ou au moins l'anchimétamorphisme, lorsqu'elles se trouvent soumises à une tectonique de superstructure « froide ». C'est aussi le comportement que l'on tend à attribuer au *socle du Jura.* Mais le socle du Jura proprement dit est invisible et force est ici de se référer aux massifs voisins (Vosges, Forêt-Noire, Crémieu...). *L'avantage de l'Atlas est de montrer largement son propre socle :* point n'est besoin de se référer à l'Anti-Atlas, ni à la Méséta. En particulier, la zone axiale du Haut Atlas de Marrakech fait affleurer le socle sur un vaste segment de la chaîne, jusqu'au soubassement précambrien, grâce à la conjonction de deux circonstances : minceur relative de la couverture post-hercynienne et exaltation particulière de la surrection verticale de la chaîne. Cette *vaste zone de culmination axiale* permet de se faire une idée dans d'assez bonnes conditions, par une extrapolation minimum, de la tectonique du socle plus à l'Est ou plus à l'Ouest, là où il disparaît presqu'entièrement sous la couverture.

C'est donc par cette zone particulière qu'on commencera l'étude de la tectonique atlasique. Elle permettra déjà de faire apparaître une notion que les paragraphes suivants permettront de préciser : celle du *rôle moteur du socle* dans le raccourcissement de la couverture par l'intervention du phénomène de glissement horizontal de coins et tranches de socle, s'ajoutant aux mouvements verticaux. La discussion générale de la géodynamique atlasique ne sera pas abordée ici, mais seulement au chapitre 6, après l'étude du Rif, dont l'orogenèse est liée à celle de l'Atlas.

Il est bon de souligner encore la *rareté des travaux* traitant d'une manière quelque peu approfondie de tectonique atlasique et l'abordant par une analyse structurale moderne. Les descriptions géométriques ont généralement eu jusqu'à présent un caractère de reconnaissance globale et préliminaire, susceptible de fournir un cadre suffisant aux descriptions stratigraphiques. Aussi est-il impossible en général de répondre aujourd'hui à des questions telles que celles-ci : une schistosité atlasique apparaît-elle en profondeur dans la couverture ? dans le socle ? Dans quelle mesure, localement la série primaire ou au moins sa partie haute (Dévono-Dinantien) peut-elle être affectée de plis atlasiques, éventuellement disharmoniques (entre Silurien et Trias) par rapport à ceux de la couverture, constituant ainsi un « étage structural » intermédiaire entre couverture et socle plus profond ? De même, bien des interprétations concernant les rejets des failles, l'importance du serrage ou des coulissements et la mécanique des plissements restent-elles hypothétiques fautes d'études de fracturation, de striation, etc.

Des études de ce type sont cependant en cours dans divers secteurs de la chaîne, et quelques résultats préliminaires en sont donnés plus loin (§ 4.4.2.4, 4.4.4.2, 4.4.5).

Les nombreuses études stratigraphiques autorisent-elles une bonne chronologie des phases atlasiques majeures ? Pas même, tant la datation des faciès continentaux tertiaire et plio-quaternaire rencontre de difficultés. Par contre, la multiplicité et l'importance structurale des *phases paléotectoniques ou embryonnaires* ont été assez bien précisées ces temps derniers.

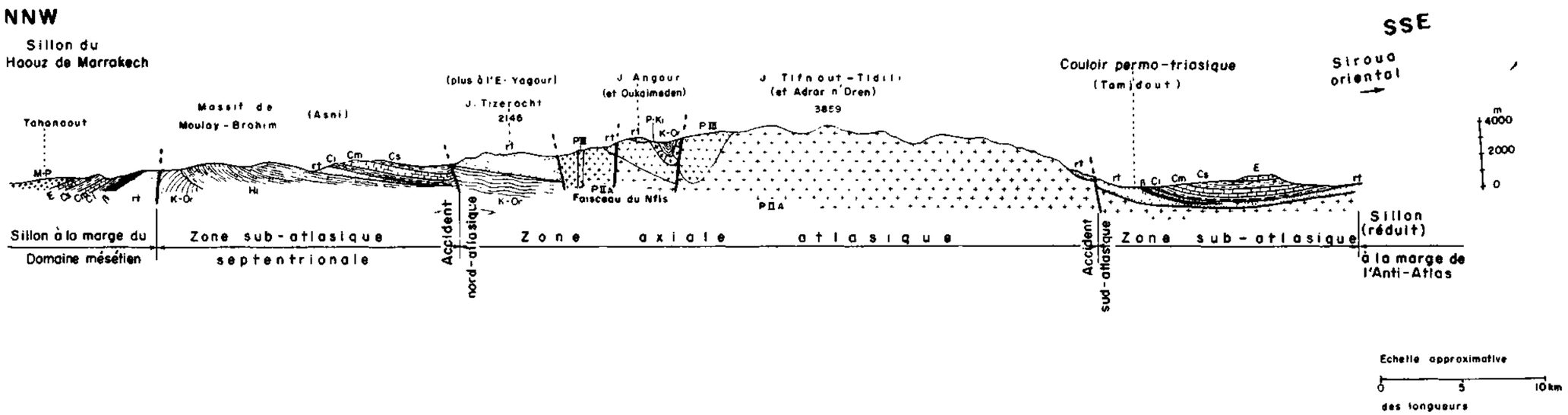


FIG. 122 — Deux coupes générales à travers l'Atlas de Marrakech, d'après Ambroggi et Neltner (1952) et la carte géologique du Maroc au 1/500 000 (1956-1959).
A : Par le milieu du Massif ancien (bloc oriental) : la transversale de l'Oukaïmeden.
B : Près de l'ennoyage oriental du Massif ancien : la transversale du Tizi-n'Tichka.
Tant à cause de leur échelle que par manque de données, ces coupes sont très schématiques. On n'oubliera pas qu'en coupe, seuls les rejets verticaux sont visibles : cela n'empêche pas les rejets horizontaux d'être éventuellement bien supérieurs (faisceau d'accidents Tizi-n'Test—Nfis).
PII : Précambrien II schisteux (B) ou surtout granitique (A).
PIII : Précambrien récent volcano-détritique. P-Ki : Adoudounien et Cambrien inférieur; Km : Cambrien moyen : Or : Ordovicien; Si (-D) : Silurien et Dévonien inf.; Hi : Carbonifère inférieur; rt : Permien et Trias, non subdivisés; β : Basaltes triasiques; L : Lias. Ci, Cm, Cs : Crétacé inférieur, moyen, supérieur; E : Eocène inférieur-moyen marin; M-P : Mio-Pliocène continental.

4.4.2. L'Atlas de Marrakech et la tectonique du socle

Comme on l'a souligné plus haut, on a affaire ici à une *zone de culmination axiale* de la chaîne atlasique, dont l'intérêt est particulièrement grand pour la connaissance du socle de cette chaîne et notamment de sa tectonique.

4.4.2.1. *AGENCEMENT GENERAL EN HORST A DOUBLE DEVERSEMENT*

Sur une transversale, c'est-à-dire *grosso modo* suivant un méridien, la structure de *la chaîne est grossièrement symétrique :* une chaîne s'élevant par *gradins successifs* entre deux plaines (fig. 122 ; voir également F. Proust, 1973).

Le versant sud est en général moins déprimé que le versant nord. Cette *tendance à la dissymétrie* est maximale entre Marrakech et le Siroua. Elle est générale dans toute la chaîne atlasique et se traduit aussi par un déversement des structures en moyenne plus accentué vers le N-NW que vers le S-SE.

Le versant nord de l'Atlas de Marrakech est constamment bordé par la *plaine de Haouz,* sorte de sillon de subsidence récente où le socle et sa couverture marine tabulaire sont enfouis sous un Néogène et un Quaternaire continentaux. L'épaisseur de ces derniers, maximale près de la chaîne, n'excède pas quelques centaines de mètres et s'annule même sur quelques « seuils » faiblement surélevés (Guemassa, cf. fig. 118 D).

Au contraire, la *plaine du Souss,* correspondant méridional du Haouz, bien développée de l'Atlantique jusqu'à Taroudannt, s'étrangle non loin vers l'Est. Le socle anti-atlasique du Siroua semble ici se prolonger dans le socle atlasique du Haut-Tifnout et de l'Ouzellarh : seule les sépare une dénivellation de 1 000 à 2 000 m. Au-delà réapparaît un simple « *couloir triasique* » puis la bande d'affleurements mésozoïques s'élargit mais le Néogène épais ne réapparaît pas avant le *sillon de Ouarzazate,* sensiblement moins surbaissé que le Haouz.

Sur une transversale complète et typique telle que celle de la figure 122, on recoupe les zones longitudinales suivantes :

— la *zone axiale,* où n'affleure que le socle (Primaire plissé ou Précambrien), sauf quelques témoins stéphano-permiens. C'est la zone qui a été la plus surélevée et la plus érodée mais qui demeure la plus haute,

— les *zones sub-atlasiques,* septentrionales et méridionales, où la couverture post-hercynienne constitue l'essentiel des affleurements. La zone sub-atlasique *septentrionale* se subdivise généralement en *plusieurs gradins,* les plus internes (et plus hauts) faisant affleurer les couches les plus anciennes de la couverture.

Ces gradins sont séparés par des *failles subverticales* surélevant en général les compartiments les plus internes et souvent déversées vers l'extérieur ce qui les qualifie comme failles inverses. D'autres failles découpent la zone axiale elle-même. Entre les plus hauts sommets de la zone axiale, où la pénéplaine anté-permienne a été portée à plus de 4 000 m, et le Haouz où elle se trouve près du niveau de la mer, *leur rejet vertical cumulé* est d'environ 4 km. Ceci ne préjuge en rien de leur rejet horizontal, dont on discute plus loin.

4.4.2.2. *LE SOCLE RIGIDE ET SON RESEAU DE FAILLES*

La rigidité du socle atlasique vis-à-vis de l'orogenèse tertiaire n'est pas une simple hypothèse invérifiable. Cette notion importante est au contraire clairement démontrée par l'existence de vastes placages de couverture adhérant au socle et demeurée *tabulaire :* tels sont les plateaux permiens de la figure 123 (Yagour) ou ceux, d'âge crétacé-tertiaire, schématisés sur la figure 124 (bloc du J. Tiradine et d'Azegour, 3 et 4). J.-P. Schaer (1967) en donne aussi pour preuve plus générale la préservation de belles *surfaces de pénéplaine*

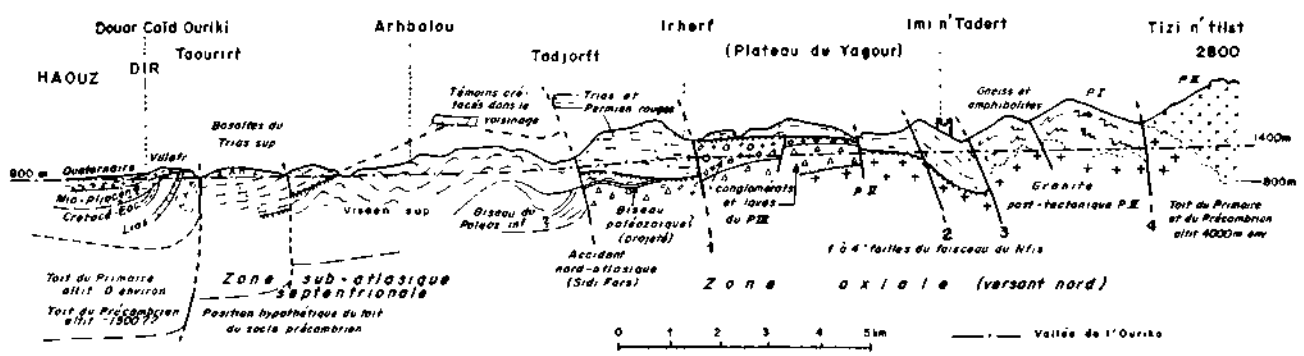


FIG. 123 — Coupe du versant nord de l'Atlas suivant la vallée de l'Ourika, au Sud de Marrakech, d'après du Dresnay et Proust, 1952 (*in* Ambroggi & Neltner, 1952), la carte géologique du Maroc au 1/500 000 (feuille Marrakech, 1955-56) et Proust (1962).

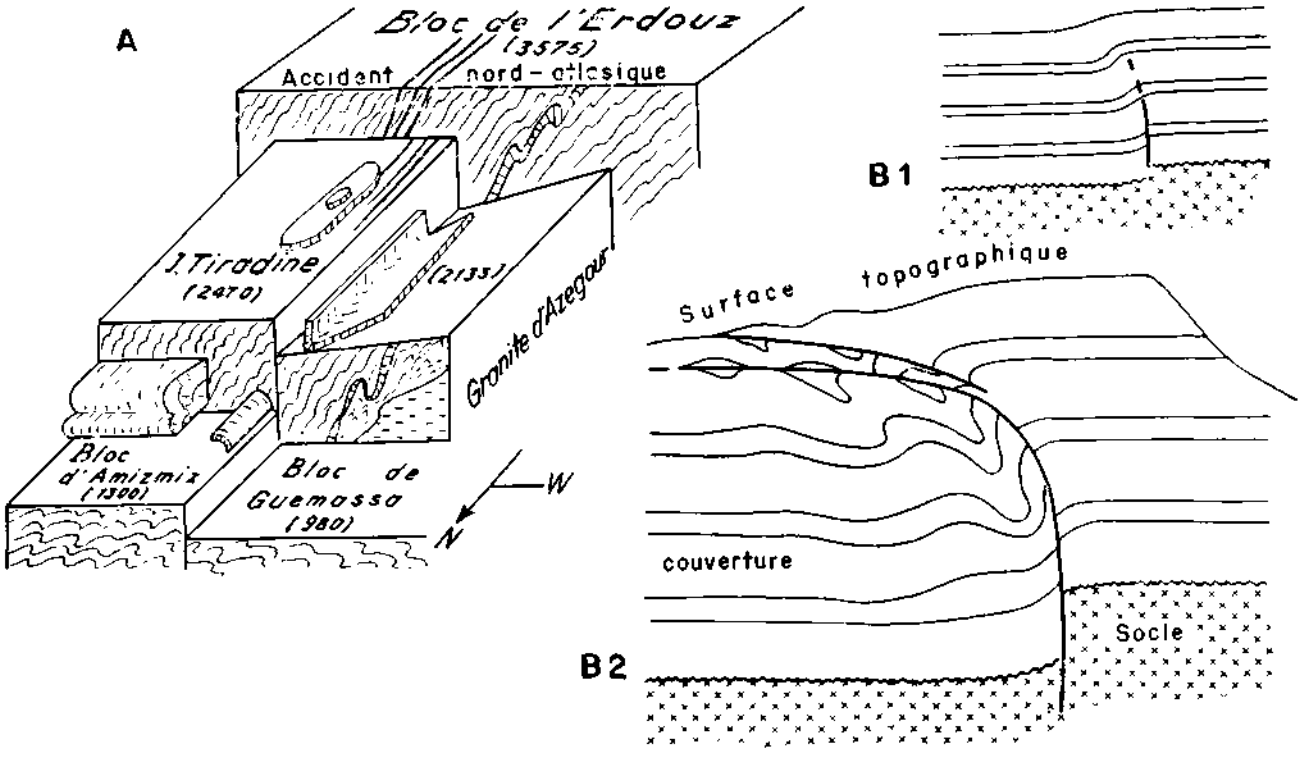


FIG. 124 — La tectonique cassante à rejet vertical dans le socle atlasique et son rôle dans le plissement de la couverture.
A : Bloc-diagramme schématique de J.-P. Schaer (1967) représentant le versant nord de l'Atlas occidental au Sud-Ouest de Marrakech.
B : Représentation théorique de l'évolution progressive d'une faille inverse sub-verticale en faille plate chevauchante, dans le temps (deux stades 1 et 2) et l'espace (de la profondeur à la surface), et plis associés, d'après Phipps & Reeve (1969).

qui se rencontrent un peu partout dans le Massif ancien. Les plus significatives et aussi les plus parfaites sont celles qui se raccordent à des horizons de nivellement anciens, triasiques ou crétacés (fig. 124, 6 et 7). Le fait que ces très anciennes pénéplaines soient encore de nos jours parfaitement planes montre qu'il n'y a pas eu ici de plissement ou de gauchissement appréciable du socle. Tout a bougé en *blocs séparés* par des *accidents cassants*. Les mouvements se sont produits dans des zones limitées, une faille ou un complexe de failles grossièrement parallèles, de quelques centaines de mètres d'épaisseur au maximum.

Une *nuance* doit être apportée à cette règle générale : la série sédimentaire primaire, surtout là où sa tectonisation hercynienne a été discrète, est susceptible de présenter localement des *déformations atlasiques souples*. C'est par exemple le cas pour l'Ordovicien flexuré de Telouet (accident sud-atlasique). On en trouve d'autres exemples plus à l'Est.

Suivant la définition restrictive donnée par R. Ambroggi & L. Neltner (1952), on désigne sous les noms d'*accidents nord* et *sud-atlasiques*, les failles ou faisceaux de failles qui bordent immédiatement la zone axiale. Cependant, sous le nom d'accident sud-atlasique (ou sud-atlasien, etc.), on entend plus généralement depuis P. Russo (1934) la ligne de failles ou flexures qui sépare la chaîne plissée des dépressions pré-sahariennes et s'étire d'Agadir à Gabès, en Tunisie.

L'*accident sud-atlasique*, au long du Souss, est une grande faille verticale (Tizi-n'Test) ou inverse, doublée de failles auxiliaires et qui peut occasionner des chevauchements modestes sur le Crétacé retourné (fig. 125). Au droit de Telouet (Tizi-n'Tichka) il occasionne une flexure verticale dans le Primaire. Plus à l'Est, il reprend un déversement sensible. La position moyenne de cet accident est assez fixe et court près du bord méridional de la chaîne. Sa *direction* est E-W ou NE-SW ou ENE, bissectrice des deux précédentes, cette dernière direction ENE étant aussi celle de la résultante des deux, et cela est valable jusqu'en Algérie, voire même au Cap Bon tunisien. Il arrive souvent que d'un segment ENE *se détache obliquement*, en direction NE, une faille pénétrant dans

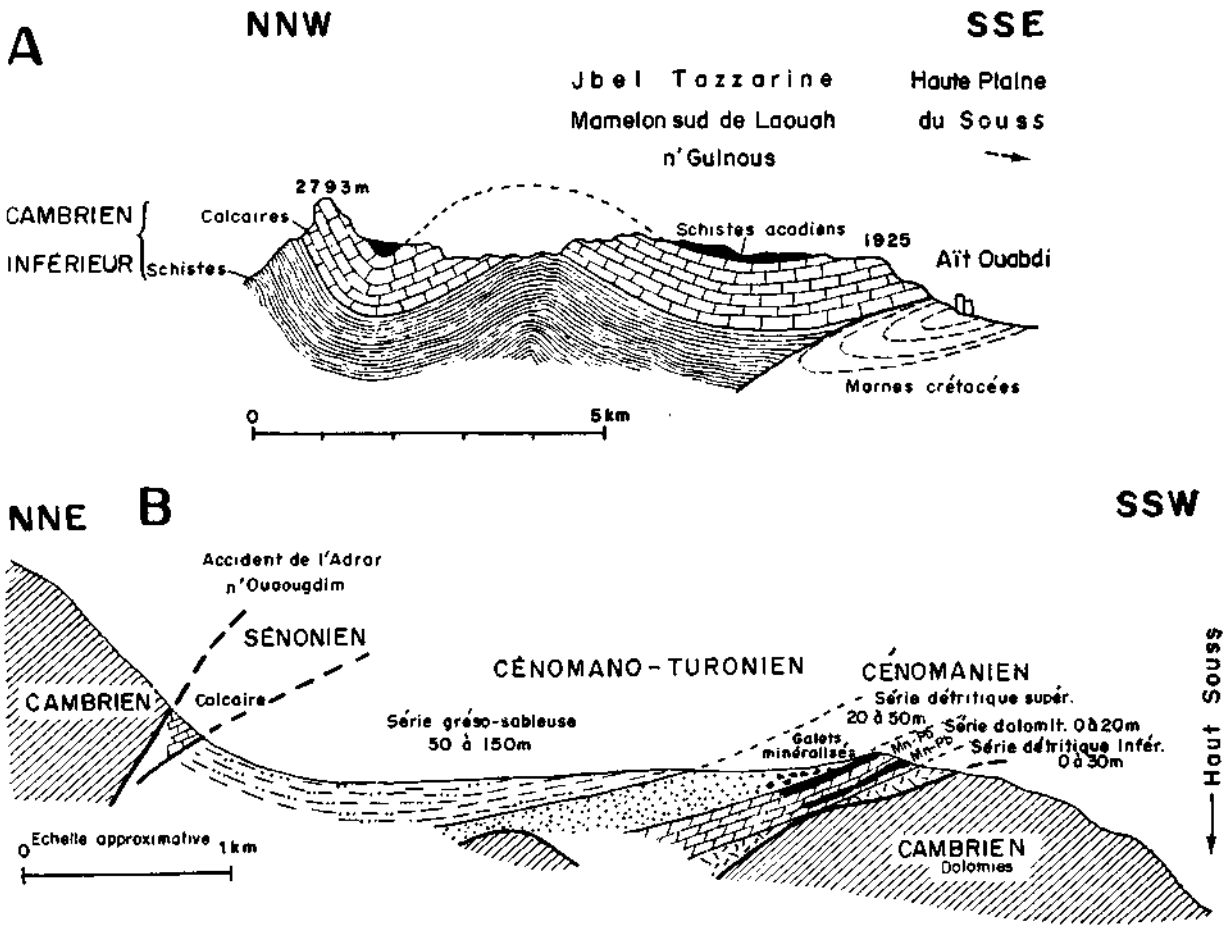


FIG. 125 — L'accident sud-atlasique et un de ses satellites dans le Haut-Souss.
A : L'accident principal, à l'Ouest du Tizi-n'Test, d'après Ambroggi & Neltner (1952).
B : Faille inverse satellite à l'Est du col, entre le socle du Siroua (*s.l.*) au NE et celui de l'Anti-Atlas occidental (avec une couverture minéralisée), selon Emberger (1966-68).

la chaine atlasique. C'est en particulier le cas de l'*accident du Nfis* (fig. 127 bis) que suit la route de Tizi-n'Test (un cas très analogue s'observe à l'Est du Haut Atlas central : c'est l'accident du Tizi-n'Firest : fig. 137 et 140). Inversement, des failles E-W peuvent se détacher de l'accident sud-atlasique en direction de l'Anti-Atlas (fig. 125 B). Dans le Précambrien du Haut-Tifnout, l'accident semble « éclater » en *failles multiples* de direction dominante NE.

L'accident nord-atlasique, défini comme marge nord de la zone axiale, ne joue pas aussi constamment que son homologue sud le rôle de limite majeure de la chaîne entière. Sa position par rapport à la largeur de la chaîne est variable : proche du bord septentrional lorsqu'il longe le bloc occidental du Massif ancien (fig. 122 A et 123), il est, plus à l'Est, presque au milieu de la chaîne (fig. 122 B) puis, vers l'Atlas de Demnate, se perd dans les accidents de la moitié sud de la chaîne plissée. Son rejet vertical est du même ordre de grandeur que celui d'*autres accidents* plus septentrionaux, et notamment des *accidents bordiers nord-atlasiques,* séparant la zone sub-atlasique ou d'une manière générale la chaîne du sillon du Haouz (fig. 123 et 124). Plus à l'Est, d'ailleurs, au long du Tadla, ces accidents bordiers sont les seuls à présenter un rejet vertical, particulièrement fort au Nord de l'Atlas de Beni-Mellal. Les failles qui tracent le bord nord de l'Atlas et d'une façon générale, les accidents nord-atlasiques présentent, à la manière des accidents sud, des *directions* E-W, WSW et NE-SW. Cette dernière tend à dominer les deux autres. On note enfin des *accidents transversaux* (NNW-SSE) qui, lorsque l'on suit le bord atlasique d'Ouest en Est, le décalent soudainement vers le Nord. Cette organisation est d'ailleurs constante à l'échelle de toute la chaîne atlasique (cf. fig. 127). Sa marge nord, dont la direction-enve-

foppe est proche du NE, s'écarte peu à peu de sa marge sud, de sorte que le domaine atlasique s'élargit vers l'Est.

On reviendra plus loin sur le fonctionnement de ces failles (4.4.2). On notera encore ici trois de leurs caractéristiques :

— leur pendage est souvent variable : inclinées généralement de 45 à 60° vers l'intérieur de la chaîne, elles deviennent progressivement sub-verticales tandis que leur rejet vertical s'annule : éventuellement elles s'inclinent même dans l'autre sens tout en restant inverses (Proust, 1973) ;

— elles coincent souvent entre elles de minces bandes de terrains plus anciens (« montées ») ou plus récents (« pincées ») que les compartiments voisins (bandes de quelques dizaines de mètres d'épaisseur sur quelques centaines de long, *op. cit.*) ;

— en plan ces accidents déterminent, grâce à la diversité de leurs directions, une sorte de *réseau* plus ou moins curviligne de failles, *découpant le socle en prismes à section losangique ou triangulaire*, diversement dénivelés les uns par rapports aux autres. On est loin de l'image simple des « marches d'escalier » ou « touches de piano » en prismes rectangles parallèles à la chaîne.

4.4.2.3. *LES PLISSEMENTS DE LA COUVERTURE ; ROLE DU SOCLE*

Le phénomène de plissement ne se développe, à vrai dire, que dans la partie post-permienne de la couverture, c'est-à-dire dans la série allant du Trias à l'Eocène inférieur (et au Ponto-Pliocène sur les marges). Quand elle existe, la base permienne (stéphano-permienne) de la couverture reste tabulaire et solidaire du socle, dont elle souligne bien la rigidité (§ ci-dessus). Un *décollement disharmonique* intervient donc au niveau du complexe argilo-salifère triasique. *La série plissée n'est jamais très épaisse.* Dans ce secteur de l'Atlas, si le Permien peut avoir un grand développement (1 000 m), le Secondaire et le Tertiaire ancien n'excèdent guère 5 à 600 m de puissance. Soulignons encore que les niveaux calcaires de l'Eocène moyen, marquant le haut de la série marine plissée, ne devaient supporter qu'une *très faible surcharge* lorsque se déroulèrent les étapes principales du plissement (surcharge de quelques dizaines ou d'une centaine de mètres ?).

Dans ces conditions, le style général des *plis sub-atlasiques*, tel qu'il est visible par exemple dans la région des Aït-Ourir (fig. 126), est caractérisé par des *synclinaux en cuvette*, peu allongés à fond plat, à flancs raides et par des *anticlinaux coffrés* (Igourdane) ou *éjectifs* (Adenndin). Les plis peuvent être *déversés* à la limite des « gradins « majeurs : ainsi la marge interne du Crétacé sub-atlasique est-elle souvent *rebroussée* et renversée au long des accidents nord-atlasiques (fig. 124) ou sud-atlasique (fig. 125).

La *disposition en plan* de ces plis fait apparaître d'autres caractères significatifs : tendance à la disposition en *échelon* (peu visible dans les « bandes » sub-atlasiques, on l'observe mieux dans l'Atlas central calcaire), existence *d'axes croisés* (des plis voisins et de style analogue présentant des directions axiales diverses, voire perpendiculaires) ou d'*axes courbes* (passage progressif d'une direction à l'autre). En outre, il apparaît fréquemment des *décrochements* (failles ou flexures) recoupant obliquement les plis (cluse du Zat, fig. 126).

Les déformations affectant en chaque lieu cette *mince* couverture post-permienne ne sont rien d'autres que l'écho, à ce niveau, des déformations affectant le socle sous-jacent ou immédiatement voisin, déformations cassantes dont on a vu plus haut l'intensité.

La couverture doit s'adapter aux mouvements verticaux. Un petit horst du socle peut donner naissance, dans la couverture qui se moule sur lui, à une forme anticlinale coffrée (fig. 126). La surélévation des blocs internes vis-à-vis des blocs externes par des failles inverses, indiquant un régime compressif, permet de comprendre (Schaer, 1967) l'apparition le long de ces accidents de flexures ou de plis déversés, voire couchés, à axes éventuellement croisés (fig. 124 A). Il est classique que dans une tectonique de ce style, les failles inverses limitant les blocs soient courbes, se déversent vers le haut et passent ou s'associent à des failles plates chevauchant des plis déversés (fig. 124 B). Une telle tectonique peut rendre compte, dans l'Atlas, de structures telles que celles des figures 125 A, 131, etc.

Mais *les mouvements verticaux* du socle ne *sauraient* cependant *expliquer l'ensemble des plis* de la couverture. D'une part, ils ne créent aucun rétrécissement général de la surface offerte à la couverture. D'autre part, l'hypothèse d'un « tassement » de la couverture par glissement sur les blocs du socle surélevé (hypothèse dont on a souvent souligné ailleurs l'invraisemblance mécanique) ne saurait être retenue dès que l'on considère l'ensemble de la chaîne atlasique : un tel phénomène impliquerait l'existence d'une vaste zone de socle dénudé, introuvable pour l'Atlas central, le Moyen Atlas ou l'Atlas occidental calcaire.

Suivant une hypothèse exprimée par Wegmann (1961) a propos du *Jura*, on doit plutôt envisager l'intervention de *coulissements horizontaux*, par

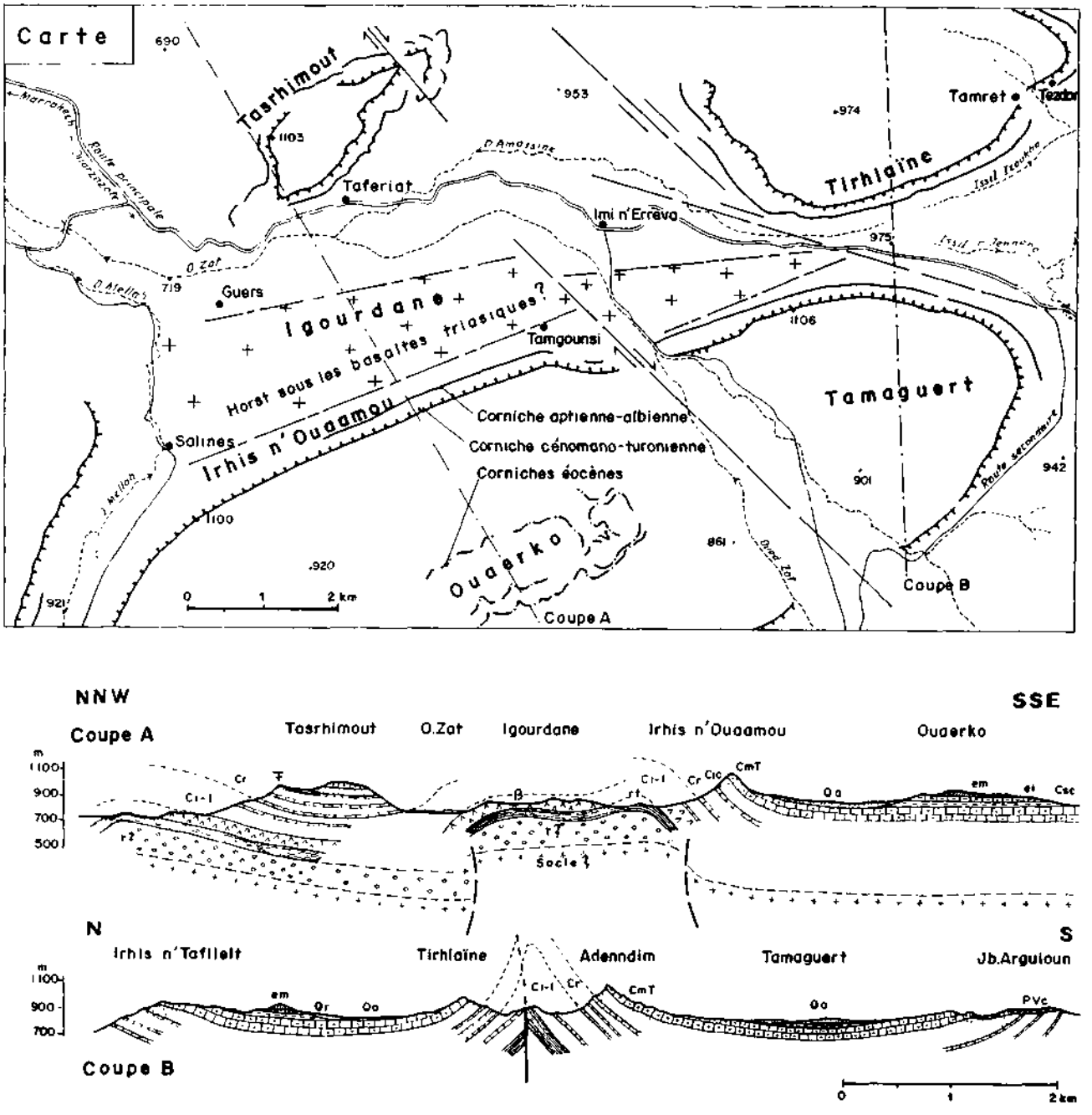


FIG. 126 — Les plis sub-atlasiques des Aït-Ourir, à l'Est de Marrakech. Carte géomorphologique et coupes géologiques simplifiées, dessinées par P. Jenny (1970) d'après les documents existants. - Qr, Qa : Quaternaire récent, ancien; PVc : Plio (?) - Villafranchien conglomératique à gros blocs; em : Eocène moyen, grès et marnes; ei : Eocène inférieur, calcaires et marnes phosphatées; Csc : Sénonien « continental », marnes rouges gypsifères; CmT : Cénomano-Turonien calcaro-marneux à Rudistes (signe « fossiles » du Tasrhimout, voir Ambroggi & Neltner, 1952); Ci-l : Crétacé inférieur — Lias argilo-gréseux rouge-saumon. β : Basaltes du Trias; rt : Trias supérieur puis r : Permien (?).

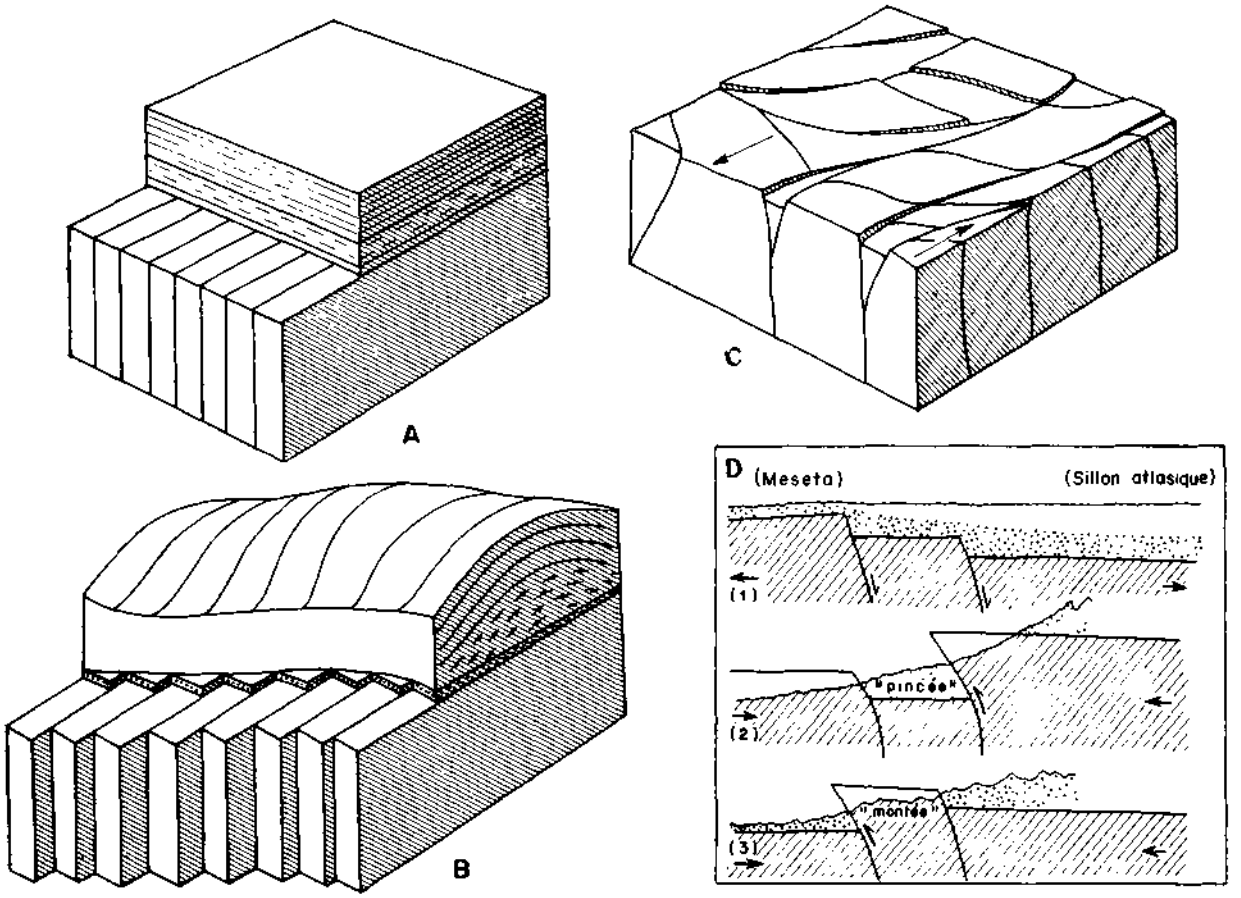


FIG. 127 — Rejets horizontaux et rejets verticaux opposés polygéniques : hypothèses sur les failles atlasiques.
A à C : Schémas théoriques de Wegmann (1961) pour les plissements jurassiens.
A : Couverture sédimentaire contenant un horizon de décollement reposant sur un socle. B : Glissement inégal de tranches du socle produisant un anticlinal dans la couverture. C : Disposition naturelle plus complexe des failles dans le socle; combinaison des mouvements verticaux et horizontaux. D : Renversement de rejet d'une faille, d'après Proust (1962) : à une époque d'extension (1) succède une époque de compression réalisant les dispositifs (2) ou (3).

glissement latéral des blocs de socle les uns contre les autres (fig. 127). On sait que toute zone de décrochement s'assortit de plis dont les axes sont obliques sur sa direction et souvent arqués (Pavoni, 1961 ; Tanner, 1962...). Mouvements verticaux et horizontaux peuvent bien entendu se combiner (Phipps & Reeve, 1969, etc.). La *déformation générale d'une large bande de socle par de multiples décrochements, se cumulant avec des mouvements verticaux dans un même régime de compression,* telle paraît être la clé du plissement de la couverture atlasique (interprétation générale : cf. chap. 6).

On en aura d'autres indices dans les paragraphes suivants, indices bien incomplets faute d'étude détaillée des fractures, des stries, etc. Mais ce qui apparaît bien déjà dans l'Atlas de Marrakech, c'est que les décrochements d'âge alpin ont souvent réutilisé des failles hercyniennes ayant déjà joué en décrochement.

4.4.2.4. *LE FONCTIONNEMENT POLYPHASE DES ACCIDENTS*

Un cas typique de rejeu atlasique d'un décrochement hercynien est fourni par l'*accident du Nfis,* localisé ci-dessus (§ 4.4.2.2). R. Ambroggi & L. Neltner (1952) le considéraient comme un ancien faisceau de failles normales d'âge permien — ayant alors délimité un fossé détritique — qui aurait rejoué durant l'orogenèse atlasique, en partie en décrochement. Nous avons vu (§ 2.5.2.5) qu'il correspond, au moins en partie, à un décrochement majeur dextre du socle calédono-hercynien, séparant les structures peu déformées de l'Anti-

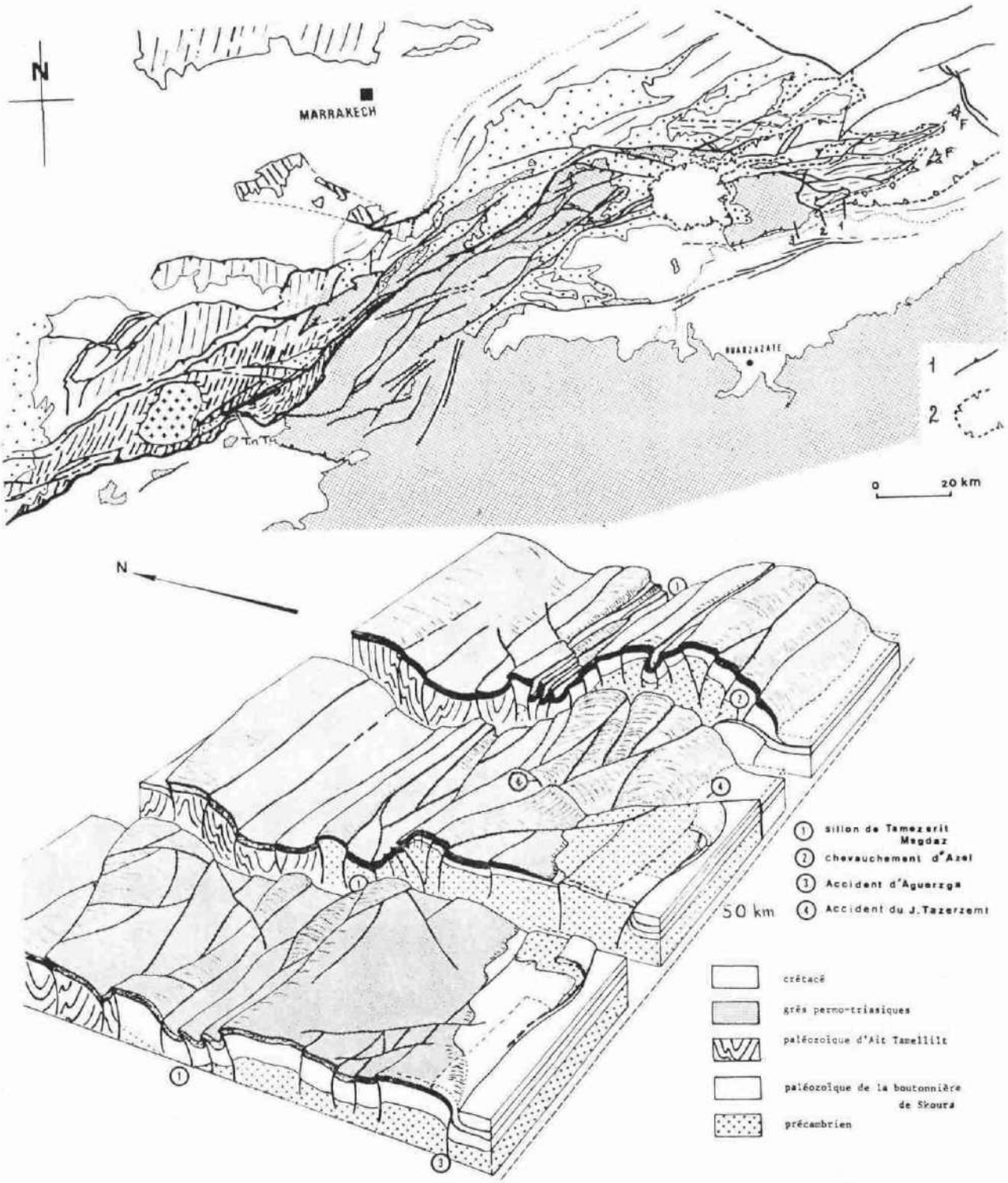


FIG. 127 bis — Les failles de l'Atlas au Sud de Marrakech, d'après F. Proust et P. Tapponnier, E. Laville, J.-L. Lesage et J.-P. Petit, *in* Laville, 1975.
En haut : Carte schématique des accidents majeurs.
Figurés : 1 : Failles inverses alpines; 2 : Décollement alpin (nappe de Toundout); pointillé lâche : Permo-Trias; pointillé serré : Paléozoïque plissé et schistosé; croix: granite du Jbel Tichka; TnT : accident du Tizi-n'Test (décrochement dextre tardi-hercynien, sénestre alpin). F : fenêtres de Crétacé supérieur sous le Trias-Jurassique. Traces des coupes 1, 2 et 3 : voir fig. 133 bis.
En bas : Bloc diagramme schématique au versant sud du Haut Atlas de Demnate.

Atlas de celles, très déformées et métamorphiques, de la zone Haut Atlas occidental — Méséta moyenne. Ce « décrochement nord-anti-atlasique » a pu jouer en partie durant les plissements hercyniens, en partie après. L'accident du Nfis apparaît comme l'expression atlasique (à rejeu horizontal et vertical) d'un de ses rameaux. M. Mattauer & *al.* (1972 et études en cours) décrivent par ailleurs cet accident sous le nom de « décrochement tardi-hercynien du Tizi-n'Test » et lui accordent un rejet horizontal d'au moins 100 km, probablement de 200 km, contre un rejet atlasique avant tout vertical (4 km) ; il est cependant vraisemblable qu'il ait encore rejoué en décrochement au Secondaire et au Tertiaire (Michard & *al.*, 1975 ; cf. ci-après chap. 6) *.

On a identifié d'autres failles atlasiques à « passé hercynien ». J.-P. Schaer (1967) en donne un exemple (fig. 124) : les blocs du J. Tirardine (3) et d'Azegour (4) sont séparés par une faille subméridienne de 700 m de rejet vertical récent : cette faille se superpose presque parfaitement aux zones d'injections filoniennes et aux plis schistosés liés au granite tardi-hercynien d'Azegour. Autre exemple : dans la coupe de l'Ourika (fig. 123), à l'aval de l'accident nord-atlasique, le Permien repose sur le Carbonifère ; à l'amont, sur le Précambrien.

Mais un phénomène propre à l'histoire atlasique des failles est la *succession de deux rejets verticaux de sens opposé.* Il concerne surtout les grandes failles marginales et comporte d'abord un fonctionnement en faille normale, avec effondrement des parties axiales de la future chaîne, en *régime d'extension ;* ensuite un fonctionnement en faille inverse, avec surélévation du « horst » axial, en régime de compression. F. Proust (1962, 1973) a montré qu'une telle histoire explique à la fois les données géométriques et stratigraphiques. Géométriquement, elle rend compte de la présence fréquente, dans les failles, de « pincées » de terrains plus récents que les deux lèvres, ou de « montées » de terrains plus anciens (schéma fig. 127 D). Stratigraphiquement, l'hypothèse s'accorde avec l'existence d'une série permienne gréseuse fortement épaissie dans l'Atlas (plus de 1 000 m) par rapport à ses bordures. Plus à l'Est, la subsidence particulière de la future chaîne est surtout liasique (fig. 96) ; plus à l'Ouest, elle est jurassico-crétacée (fig. 112). Dans tous les cas, *une zone subsidente anté-tertiaire bordée par des flexures ou des failles* (une sorte de graben) *est remplacée par une chaîne* (un horst, dans l'ensemble) *durant les phases tertiaires et quaternaires.*

A propos d'un accident nord-atlasique, celui de Sidi-Fars (voir fig. 123), on peut donner la démonstration que deux rejets en sens opposés se sont bien succédés. « C'est une faille redressée à plongement sud, mettant en contact le Viséen au Nord et le Permo-Trias au Sud. On pourrait penser qu'il s'agit d'une faille normale: en fait, des témoins de la couverture crétacée, reposant sur le Permo-Trias au Sud et directement sur le Viséen au Nord à une altitude par ailleurs nettement plus basse, montrent que le rejet post-crétacé est celui d'une faille inverse, superposée à une faille normale anté-crétacée. Le rebroussement des couches permo-triasiques au contact confirme cette manière de voir.

De même, le versant sud de l'Atlas montre la juxtaposition de failles parallèles, les unes inverses à rejet important (4 000 m au total), les autres normales et nettement anté-crétacées : il est tentant de considérer que, dans un ensemble de failles normales anté-crétacées, quelques-unes, et plus précisément les plus couchées d'entre elles, ont rejoué plus tard en failles inverses, lors de la phase de compression qui a fait surgir le horst atlasique » (Proust, 1962, p. 10).

Une remarque supplémentaire peut être faite à propos de l'accident de Sidi-Fars : le rejet « normal » anté-crétacé semble avoir été lui-même précédé d'un rejet inverse anté-permien, dont on indiquait ci-dessus la vraisemblance.

Quelque fondée que soit l'idée d'un rejet vertical s'inversant au cours de l'évolution atlasique, elle n'exclut nullement celle de rejets horizontaux importants. Les caractères des failles atlasiques (fig. 127 bis) et des plis de couverture associés sont favorables à cette hypothèse (cf. § 4.4.4.2, chap. 6, et Michard & *al.*, 1975). Il est vraisemblable que les mouvements au long de certaines (au moins) de ces failles se soient échelonnés sur tout le Secondaire (cf. § 4.4.3.3).

4.4.3. L'Atlas central à l'Ouest de la Haute-Moulouya

4.4.3.1. *UNE CHAINE PLISSEE SIMPLE DONT LE SOCLE AFFLEURE AU SUD-OUEST*

Il s'agit ici de cette partie tout à fait centrale du Haut Atlas, qui s'étend depuis l'Est du Massif ancien jusqu'à l'Atlas de Beni-Mellal et du Plateau des Lacs, en passant par l'Atlas de Demnate et de la Haute-Tessaout. La chaîne offre ici une *disposition générale simple,* analogue à celle de l'Atlas de Marrakech : entre deux plaines effondrées, un ruban montagneux avec une zone de surrection maximale (zone axiale à boutonnières primaires) plus proche du bord sud que du bord nord. Particularités nouvelles : le « ruban » s'élargit brusquement à l'Est de Demnate (fig. 128) ; il est essentiellement constitué à l'affleurement, d'une

* La figure 127 bis montre la position de cet accident au sein du dense réseau des failles atlasiques.

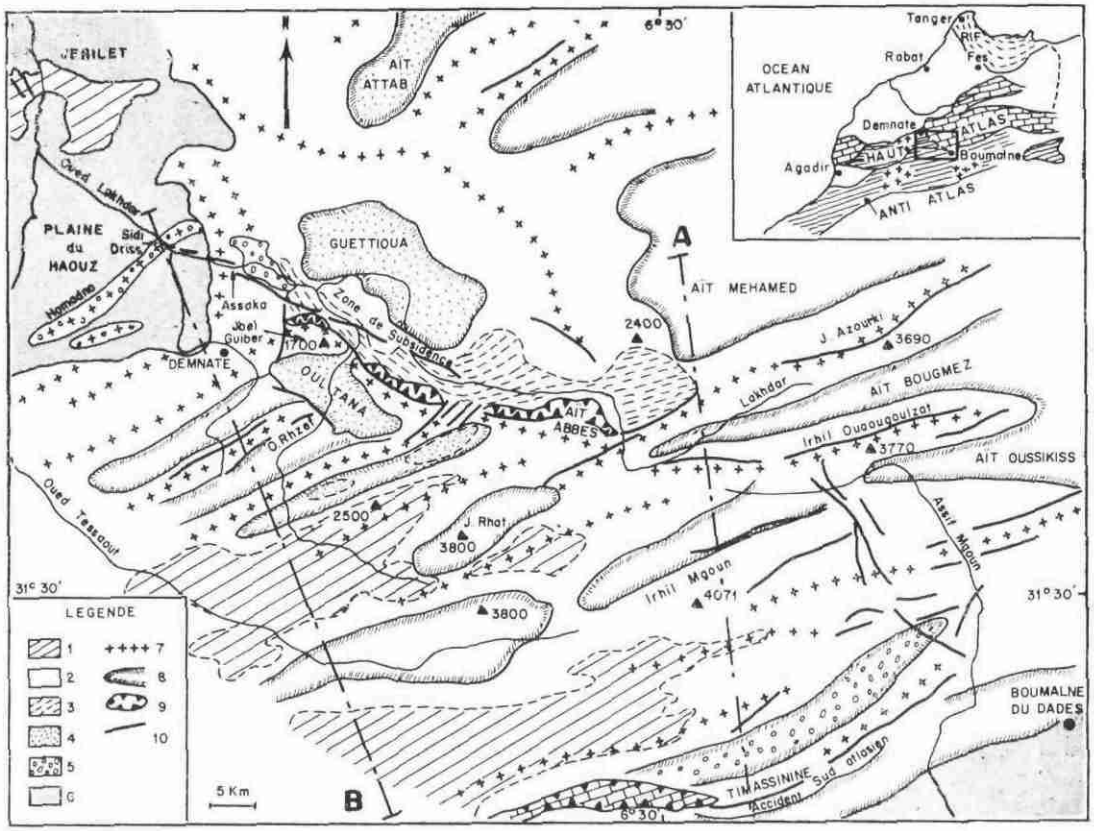


FIG. 128 — Carte structurale schématique de l'Atlas de Demnate, selon Verdier (1972).
1 : Paléozoïque; 2 : Mésozoïque; 3 : Lias subsident; 4 : cuvette de Jurassique-Crétacé (?) continental; 5 : Miocène; 6 : Quaternaire; 7 : axe anticlinal; 8 : zone synclinale; 9 : contact anormal; 10 : faille.
Les deux traits de coupe marquent les profils de la figure suivante.

couverture plissée et non plus d'un socle faillé — sans que celui-ci soit entièrement invisible.

L'*ennoyage progressif du socle sous la couverture* s'observe dans de bonnes conditions à l'Est de la culmination axiale de Marrakech, dans l'Atlas de Demnate. On peut y constater que la tectonique essentiellement cassante du socle se poursuit sous la couverture avec les mêmes caractères que dans la culmination (ci-dessus). La coupe générale fig. 129 B montre par exemple des failles inverses bordant l'axe paléozoïque du Pays de Skoura.

En second lieu cette disposition permet d'observer que la traduction directe des accidents du socle sous forme de plis dans la couverture n'intervient guère que là où la série argilo-salifère du Trias est nulle ou peu épaisse : cas de la Haute-Tessaout et du Mgoun ou encore de l'accident sud-atlasique sur une partie de sa longueur (exemple : fig. 129 B, Timizlit). Ailleurs intervient un *décollement disharmonique,* que l'on ne confondra pas avec une indépendance absolue mais qui permet à la couverture de se plisser souplement et de se déplacer plus ou moins au-dessus du socle rigide. Ce décollement est généralement sous la dépendance du Trias ; il peut aussi se développer dans le Sénonien sud-atlasique où se développent également les faciès argilo-salifères (fig. 129 A, Timassinine).

En troisième lieu, le fait que l'ennoyage du socle se fasse essentiellement dans l'axe de la chaîne plissée (ou obliquement) montre bien qu'il n'y a ici *aucun phénomène de dénudation tectonique,* mais une simple dénudation par érosion (facilitée par la minceur relative de la couverture). L'hypothèse d'un rétrécissement de la couverture par glissement sur le socle soulevé ne saurait être retenue.

4.4.3.2. *LES STRUCTURES DANS LA CHAINE ET SUR SES BORDURES; LA DEFORMATION DU SOCLE*

Le *rétrécissement de la couverture* est pourtant sensible, bien qu'inégalement réparti. D'après les plis, parfois déversés, voire chevauchants, disposés à l'intérieur de la chaîne, et d'après le déver-

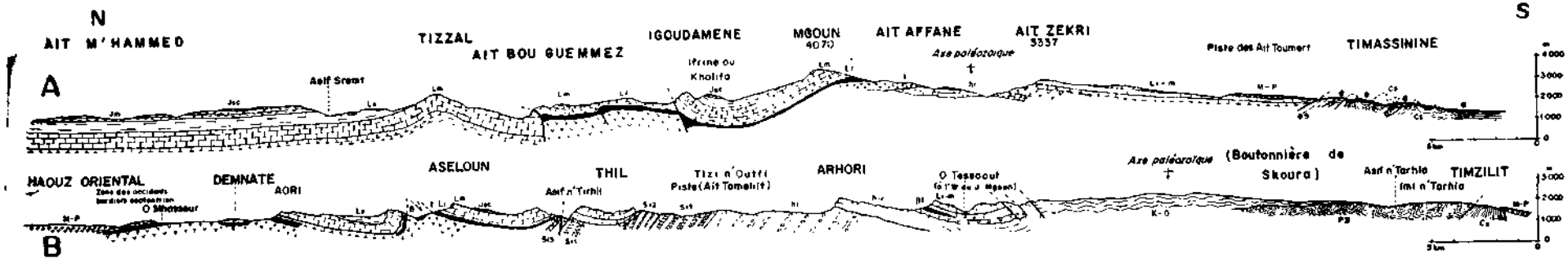


FIG 129 — Deux coupes à travers l'Atlas de Demnate, d'après Lévêque (1961). - mp : « Pontico-Pliocène », conglomérats sablo-argileux; es : Eocène supérieur (?) gréseux gypsifère; e : Paléocène et Eocène inférieur et moyen marins; Cs : Crétacé supérieur, Sénonien rouge gypsifère; Jsc : Jurassique supérieur, grès et microgrès rouges continentaux; Jm : Dogger, calcaires et marnes; Ls : Lias supérieur : marnes sableuses, calcaires marneux. Lm : Lias moyen, Pliensbachien et Domérien : calcaires, dolomies et marnes; Li : Lias inférieur : marnes plus ou moins calcaires; t : Trias : argiles et marnes rouges à sel et à gypse; βt : Trias : dolérites basaltes doléritiques; h-r : Stéphano-Permien : grès rouge; hi : Viséen : conglomérats, flysch; Si3 : Wenlock : schistes et psammites; Si2 : Tarannon : schistes et psammites; Si1 : Llandovery : schistes et psammites; K-O : Cambrien, Cambro-Ordovicien et Ordovicien : schistes, psammites, quartzites, conglomérats à la base; PII : Précambrien II (?).

sement fréquent des bordures vers les plaines effondrées marginales, on peut l'estimer à *environ 10 %* de la largeur initiale, soit 5 à 10 km suivant la transversale. A la marge sud de la boutonnière de Skoura, suivant E. Laville & *al.* (1973, travaux en cours), le Lias de la « nappe de Toundoute » chevauche le Crétacé-Eocène sub-atlasique avec une flèche minimum de 15 km (fig. 133 bis).

Les plis présentent dans la chaîne un style *jurassien* assez semblable à celui que l'on a décrit plus haut pour la zone sub-atlasique de Marrakech, bien que la série plissée soit ici plus épaisse, dépassant 2 000 m. Des complications interviennent qui résultent de l'accentuation des *phénomènes diapiriques*, du moins dans la partie nord de la chaîne, où le Trias est épais. Le chaînon Kerroul-Irhil n'Aït-Ziad (fig. 130) illustre le comportement de ces couches triasiques argilo-salifères à intercalations basaltiques. S'inspirant d'idées avancées par L. Glangeaud à propos du Jura, P. Lévêque (1961) propose de voir ici un cas de « faille-pli » ; résultat

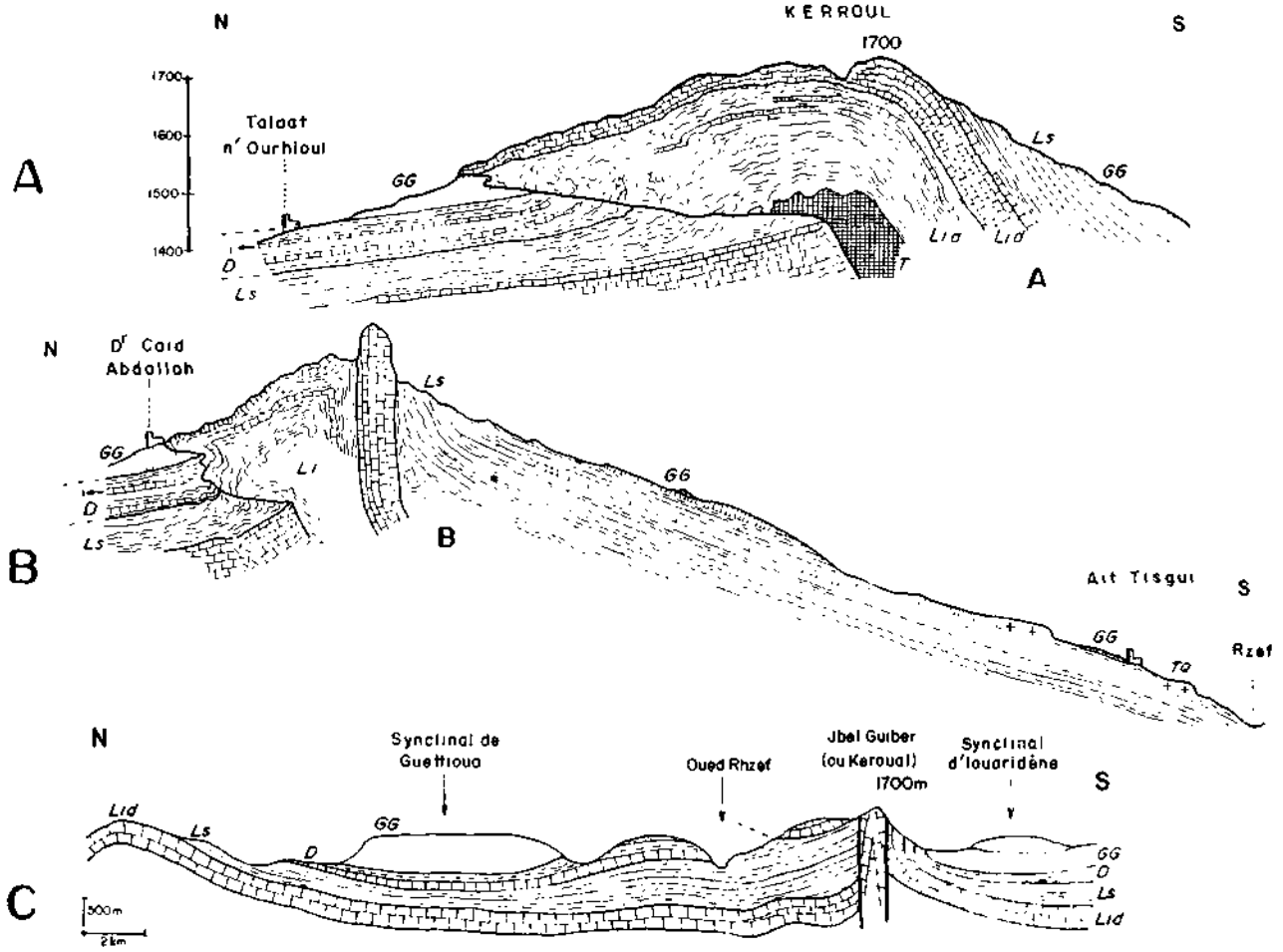


FIG. 130 — L'accident du Jbel Guiber (ou Kerroul, ou Kerroual) dans l'Atlas de Demnate (carte : voir fig. 128). - A et B : deux aspects de faille-pli extrusif selon Lévêque (1961); C : coupe selon Verdier (1972) : intervention du phénomène de « collapse ».
T : Trias; Li : Lias inférieur. - a : argilo-calcaire; d : calcaro-dolomitique. Ls : Lias supérieur marneux, D : Dogger calcaro-marneux. GG : Jurassique continental (grès rouges des Guettioua); E : éboulis; C : collapse; TQ : tufs quaternaires.

de l'évolution d'une faille ancienne, sous l'influence du plissement ultérieur et du diapirisme. Celui-ci intervient pour désorganiser le cœur anticlinal, l'injecter vers le haut, faciliter la mise en position *extrusive* des dalles calcaires et aider au chevauchement. J. Verdier (1972) souligne l'importance de cette ligne de faille, accident ancien puisqu'il limite au SW une zone à Lias subsident, accident à rejet horizontal (dextre) puisque les axes des plis du compartiment ouest s'incurvent en l'atteignant

(fig. 128). Mais en outre, cet auteur fait jouer un rôle important à la gravité pour l'aménagement final de la structure chevauchante : il s'agit pour lui d'une *collapse structure*, décoiffement intervenant lors de la surrection quaternaire, après les phases de compression. Le chevauchement du Rnim est un autre exemple de structure cisaillante observable entre Beni-Mellal et Ouaouizarht ; il est également situé en un point singulier où les structures changent de direction (Dubar, 1952, p. 16-18).

Les bordures atlasiques présentent *souvent des structures subverticales*, failles, flexures brusques, avec éventuellement un pli à peine basculé. C'est par exemple le cas près de Beni-Mellal (fig. 115) ou dans les gorges inférieures du Todra (fig. 38). Mais sur de nombreux segments elles montrent des *déversements* plus ou moins importants et des *chevauchements vers l'extérieur* de la chaîne. Il peut s'agir de *plis multiples déversés*, comme dans la région des Aït-Fellalat, à l'Ouest de Demnate (fig. 129 B et 116) où le plissement est favorisé par la minceur de la dalle calcaire liasique. Ailleurs, ce seront des écailles, typiques dans la région d'El-Ksiba (fig. 131) et, symétriquement, dans celle du Kerdouss de Goulmima (fig. 132 A). Dans les gorges du Dadès (fig. 133) s'observent à la fois une écaille liasique (Aït-Ibrhirene) et des plis plus externes.

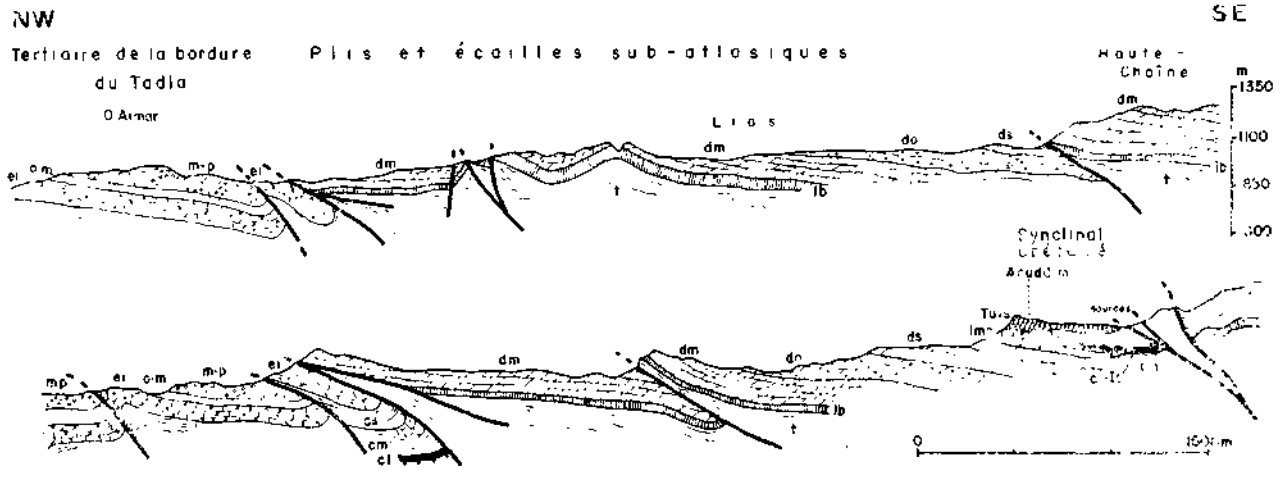


FIG. 131 — Les écailles d'El-Ksiba, sur la bordure nord-atlasique (voir coupe générale fig. 132 A) d'après Benzaquen (1963). Des écailles comme celles de la coupe du bas peuvent se comprendre comme des plis-failles épiglyptiques, formés à partir d'anticlinaux érodés du type de ceux de la coupe du haut. — m-p : « Pontien » ou Mio-Pliocène; o-m : molasse rouge, Oligo-Miocène ?; ei : Eocène inférieur; cs-cm : Sénonien, Cénomano-Turonien ; Cénomanien marneux; ci-Ic : Infracénomanien et Crétacé inférieur discordants. Lias : lmc : dolomies et calcaires du Lias moyen; ds : dolomies saccharoïdes; do : dolomies à restes d'oolithes. dm : dolomies massives; lb : série basale du Lias; t : Trias supérieur argilo-salifère à grès et ophites,

On reviendra plus loin sur les indications d'ordre chronologique qu'apportent ces coupes. Ce qui importe ici est de constater l'importance du *rétrécissement qui doit nécessairement affecter le socle* sous une couverture atlasique ainsi plissée, écaillée et « débordant » sur ses marges.

Comment concevoir ce rétrécissement au niveau du socle — au moins de toute sa partie supérieure rigide et cassante ? On est derechef amené à appliquer à l'Atlas les hypothèses développées par Wegmann à propos du Jura, ainsi qu'il a été dit pour l'Atlas de Marrakech (§ 4.4.2.3). Le plissement, le gauchissement de la couverture résulteraient du *coulissement de coins de socle*, les structures se compliquant du fait de la *surrection inégale* des blocs et l'ensemble se déroulant en *régime de compression cisaillante régionale*.

La bande du Haut Atlas central ici considérée paraît « coincée » entre le socle anti-atlasique du Sarhro et le socle mésétien. Le rétrécissement du socle fracturé de cette bande a pu intervenir par une tendance à l' « expulsion » longitudinale de coins de socle. Nous verrons que ce modèle paraît s'accorder avec les données concernant l'ensemble de la tectonique atlasique (chap. 6). La disposition cartographique des accidents de la couverture est cohérente avec cette interprétation. On remarquera notamment (fig. 127) l'obliquité des plis du Rhat, du Thil etc., sur l'axe paléozoïque de la Haute-Tessaout, les axes courbes du bas Oued-el-Abid, les axes transverses qui correspondent entre ces

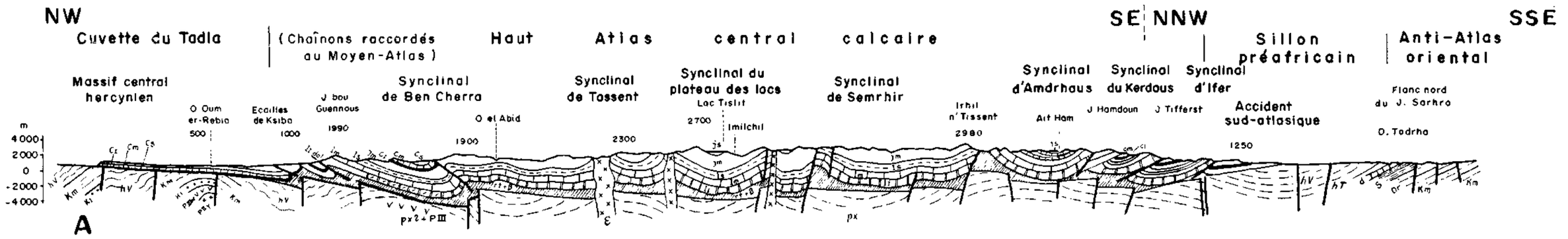


FIG. 132 — Deux coupes schématiques du Haut Atlas, d'après Choubert (1964), modifié en ce qui concerne la figuration du socle; massif d'El-Bour, d'après Caia (1969). - M-P : Mio-Pliocène continental (« Pontien »); H. M-P : Hammada du Guir (« Pontien ») et calcaires lacustres pliocènes à plio-villafranchiens; O-M : Oligo-Miocène continental (« Aquitanien »); H. O-M : Hammada de Boudenib (calcaires lacustres à *Clavator*); et : Eocène : calcaires phosphatés; Cs : Crétacé supérieur (au Sud : grès rouges); Cm : Cénomanien « lagunaire » et Cénomano-Turonien marin. Ci : Infracénomanien : grès rouges; ε : gabbros (Jurassico-Crétacé); js : Jurassique (supérieur ?) continental; jm : Jurassique moyen (essentiellement Bajocien) : marnes et calcaires; j dol : Jurassique moyen dolomitique (Moulouya); ls : Lias supérieur : marnes et calcaires lités, marnes rouges; lm : Lias moyen : marno-calcaires et calcaireslités; li : Lias inférieur : calcaires lités et massifs; l dol : Lias dolomitique (Moulouya, Ksiba et flanc sud); rt + β : Permo (?) - Trias salifère et basaltes, grès rouges (Moulouya), indéterminés; hN ?, hW : Namurien et Westphalien (?); hT, hV : Tournaisien et Viséen schistes et grès; d : Dévonien réduit, surtout calcaire; S : Silurien : schistes à Graptolithes; Or : Ordovicien : grès et schistes; Km : Cambrien moyen : grès et schistes. Ki : Cambrien inférieur (?); PIII : Précambrien III : rhyolites, andésites; PII : granite précambrien moyen.

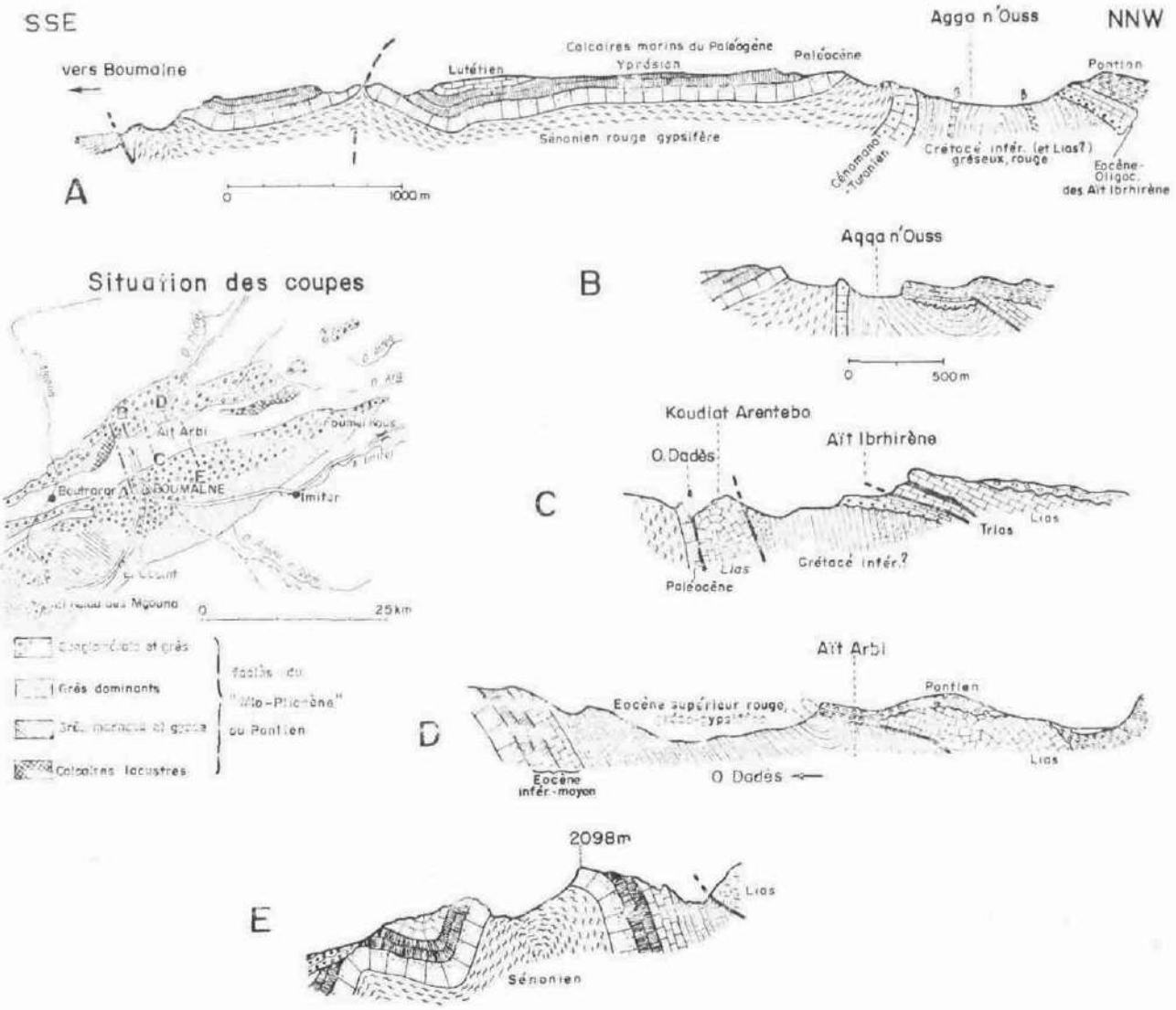


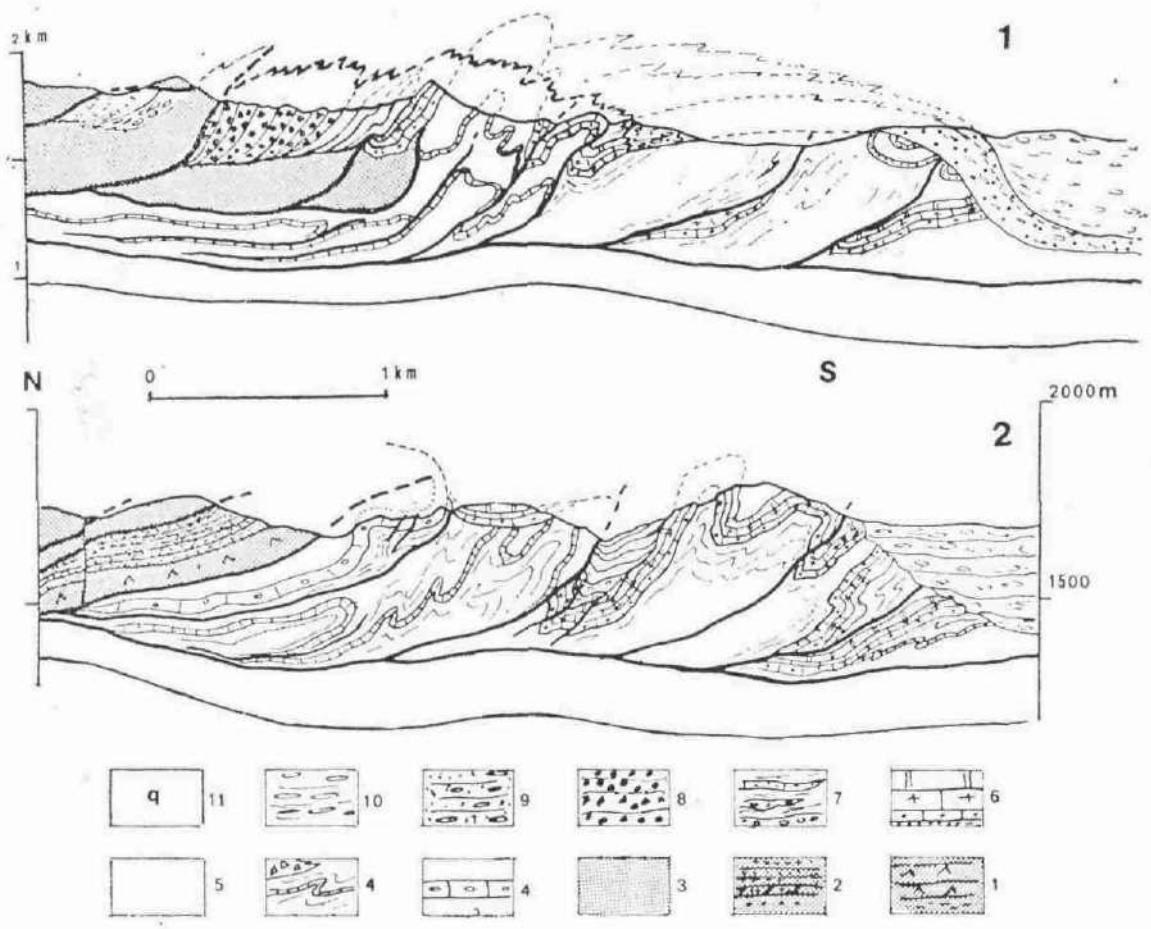
FIG. 133 — Les accidents sud-atlasiques dans les gorges inférieures du Dadès, d'après Gauthier (1957); aux failles et plis longitudinaux s'ajoutent des accidents transversaux (décrochement à l'entrée aval des gorges) ou obliques (faille sud de la Koudiat Arentebo, séparant les coupes C et D). Sur le croquis situant les coupes on a indiqué en outre les variations de faciès du « Pontien » (Mio-Pliocène), selon le même auteur.

deux régions à l'ennoyage oriental du coin de socle Jbilet-Haouz, etc.

Enfin, un autre mécanisme de raccourcissement du socle est envisagé par E. Laville & *al.* (1973), celui de l'écrasement d'anciens grabens permiens. Ce mécanisme n'est pas exclusif du précédent (fig. 133 ter).

4.4.3.3. *PLURALITE DES PHASES ATLASIQUES*

Les structures atlasiques ne se sont pas réalisées d'un seul coup. Dans les zones de bordure, on peut analyser la succession des phases récentes grâce à la présence de terrains néogènes et quaternaires. Ces phases ont été énumérées plus haut (§ 4.3.6) et se résument schématiquement à une tectonique de la fin du *Pontico-Pliocène,* suivie de soulèvements et gauchissements *plio-quaternaires.* Ces derniers mouvements sont susceptibles d'avoir provoqué les phénomènes de « *collapse* », *accentuant le déversement* des plis et des écailles, réalisés lors de la phase précédente, ou créant même des replis disharmoniques déversés ou des chevauchements locaux.



1.dolérites et Trias chaotique en semelle. 2.Lias calcaire 3.Lias sup.
4.Crétacé et Cénomanien décollés. 5.Crétacé autochtone. 6.Eocène inf.
7.Lutétien. 8.Eocène sup. 9.formations du Paléorelief post-éocène sup.
10. Néogène du bassin de Ouarzazate. 11. Quaternaire.

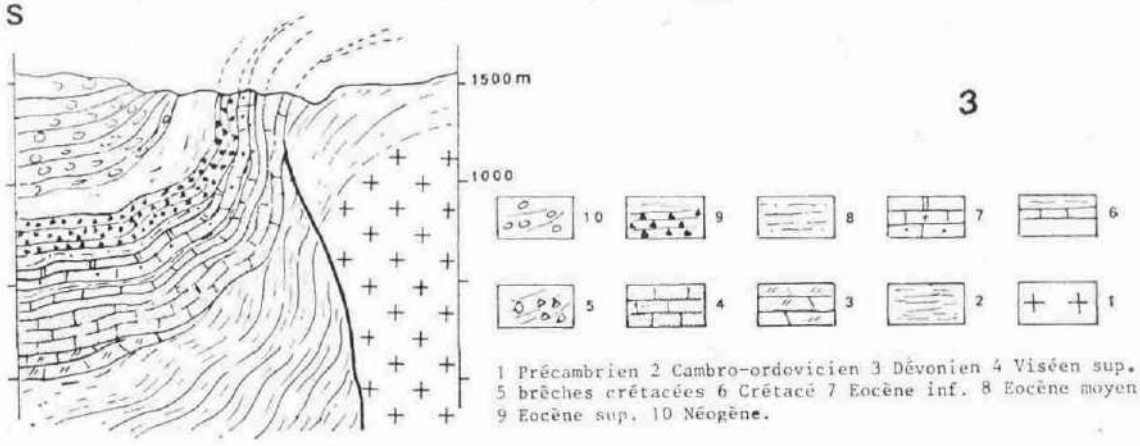


FIG. 133 bis — Le front de la nappe de Toundout (1 et 2) et l'accident sud-atlasique (3) au Nord de Ouarzazate (boutonnière de Skoura). Extrait de Laville, 1975. Localisation : voir fig. 127 bis.

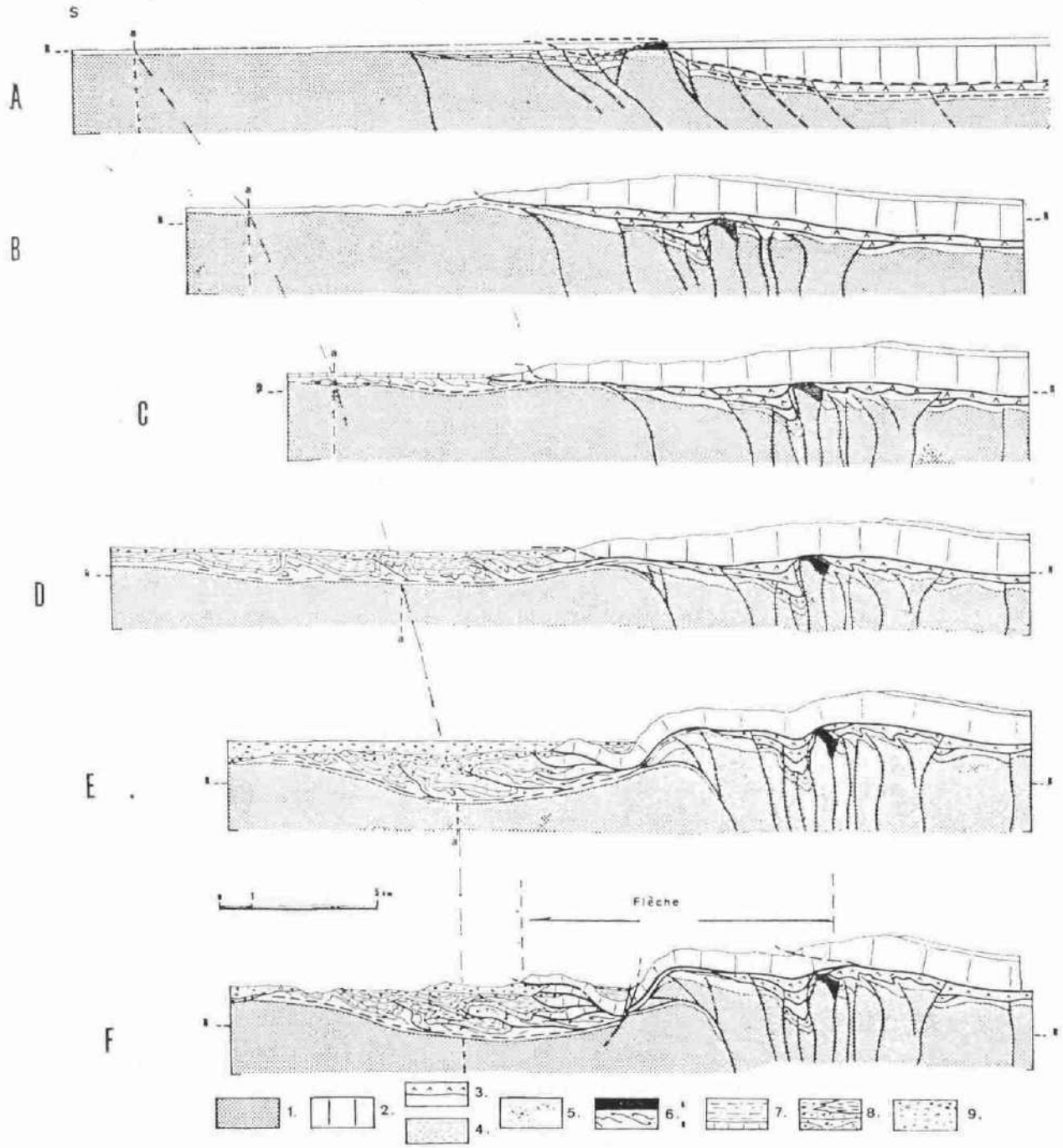


FIG. 133 ter — Evolution du versant sud du Haut Atlas dans le secteur de Skoura du Dadès, d'après E. Laville et J.-L. Lesage (*in* Laville, 1975). A partir de l'état initial A (Crétacé moyen), 5 stades d'une tectonique probablement continue sont représentés : B : fin du Crétacé; C : Eocène moyen; D : Eocène supérieur; E : Miocène supérieur; F : Plio-Quaternaire.

Mais à son tour, la phase du Pontico-Pliocène final a été précédée d'une tectonique de la fin de l' « *Oligo-Miocène* ». Elle est responsable d'abord du faciès conglomératique du Pontico-Pliocène et de sa discordance fréquente sur les terrains antérieurs. Il n'est pas improbable que ces mouvements se soient poursuivis durant le dépôt du Pontico-Pliocène, à en juger par l'épaisseur et la grossièreté particulière de cette formation à la marge même de l'Atlas. Cette même phase a créé (ou accentué) des voûtes anticlinales que l'érosion a immédiatement attaquées (alimentant les conglomérats pontico-pliocènes) : d'où affaiblissement vis-à-vis des efforts tectoniques ultérieurs. La phase du Pontico-Pliocène final pourra transformer en écailles chevauchantes les flancs surélevés de ces anticlinaux crevés (fig. 131) : c'est un exemple de *tectonique épiglyptique* évoquant ceux dont L. Lutaud prit le type en Provence ou aussi bien ceux qui peuvent être décrits dans le Jura.

La tectonique oligo-miocène a elle-même les caractères d'une tectonique épiglyptique : elle succède à la longue émersion post-lutétienne liée aux mouvements de l'*Eocène supérieur - Oligocène*. Suivant E. Laville & *al.* (1973, résultats préliminaires), sur la bordure sud du Haut Atlas central, la tectonique majeure est de la fin du Crétacé : la « nappe de Toundoute » (fig. 133 bis et ter) est interstratifiée dans l'Eocène ; elle a été replissée ensuite, durant une déformation fondamentalement continue.

L'étude stratigraphique nous a montré l'intervention, durant le Mésozoïque, de mouvements plus ou moins accentués conduisant à des discordances localement très marquées. On regroupera ces phénomènes sous le nom de *phases paléotectoniques ou embryonnaires*.

Celle qui s'est déroulée vers la fin du Crétacé supérieur, ou *phase* (*s.l.*) *anté-maestrichtienne*, semble avoir eu peu d'influence sur l'élaboration des structures (néanmoins les conglomérats du Lakhdar sont imposants). Par contre, la phase (au sens large) qui s'est étalée dans le Jurassique supérieur et le début du Crétacé inférieur, ou *phase* (s.l.) *jurassico-éocrétacée*, a laissé ici des traces nettes, non seulement sous forme de discordances mais aussi sous forme d'intrusions gabbroïques (§ 4.3.4.3). La localisation très fréquente de ces intrusions dans l'axe des anticlinaux semble indiquer que ceux-ci étaient alors ébauchés ; les magmas auraient profité de lignes particulièrement fracturées pour monter, en accentuant encore les pendages anticlinaux sur leurs flancs ; les mouvements ultérieurs ont moulé les couches sur ces noyaux résistants. Les observations préliminaires de J.-P. Schaer & L. Kiraly (1973) dans un secteur plus oriental, vont dans le même sens (voir ci-après).

Les plis ébauchés par la phase jurassico-éocrétacée paraissent avoir été encore plus marqués vers l'Est de l'Atlas central (§ 4.4.4.2) ; de même les traces des mouvements *intrabathoniens* et *liasiques* y semblent plus nettes. Dans le secteur qui nous occupe, les déformations de cette période et surtout du Lias interviennent essentiellement au long des marges atlasiques et déterminent un phénomène dont on a noté le rôle à propos de l'Atlas de Marrakech (§ 4.4.2.4) : l'*inversion de tendances orogéniques*. Ce processus (nommé ailleurs « renversement de subsidence » par F. Ellenberger) transforme les flexures ou failles normales du sillon atlasique en accidents inverses limitant la chaîne tertiaire-quaternaire.

P. Huvelin (1973 a) insiste également sur la multiplicité des phases « pré-atlasiques ». En fait, il s'agit d'étapes, retenues par l'enregistrement sédimentaire, d'un mouvement qui a peut-être été beaucoup plus continu. On remarquera que les déformations ont généralement repris les mêmes accidents : déjà la répartition des récifs liasiques fait apparaître le découpage « losangique » du socle de l'Atlas (cf. fig. 95). On revient au chap. 6 sur l'interprétation générale de cette évolution (cf. Michard & *al.*, 1975).

4.4.4. La partie est du domaine atlasique

4.4.4.1. *CARACTERES GENERAUX DES STRUCTURES*

L'Est du Haut Atlas central et le Haut Atlas oriental, le Moyen Atlas et les Hauts-Plateaux forment *un ensemble structural* dont il est intéressant d'étudier globalement la tectonique. Le dispositif en plan est celui d'une chaîne haut-atlasique allongée E-W à partir de laquelle divergent vers le Nord-Est les faisceaux plissés du Moyen Atlas et des plis marginaux—Dahra, s'infléchissant derechef vers l'Est à leur extrémité nord (carte hors-texte). Dans les *losanges* ainsi délimités se présentent des zones tabulaires. Ce dispositif d'ensemble possède son équivalent à une échelle plus petite dans la disposition des plis à l'intérieur des chaînes et même des Hauts-Plateaux.

Une *coupe* d'ensemble du domaine considéré peut être observée commodément au long de la route principale qui joint Meknès au Tafilalt, via Midelt (fig. 134 à 136). La coupe 132 B concerne une transversale plus orientale, tandis que la coupe

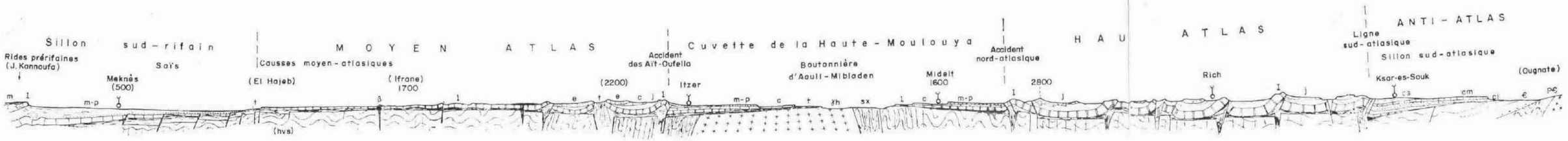


FIG. 134 — Coupe générale du domaine atlasique des confins rifains à la plate-forme saharienne. Cette figure schématise les données des figures 135 (Moyen Atlas) et 136 (Haut Atlas); sillon sud-rifain, d'après la carte d'El-Hajeb au 1/100 000; cuvette de Midelt d'après la carte au 1/500 000 (feuille Rabat); socle antétriasique très hypothétique.
PC : Précambrien; C : Cambrien moyen; sx : schistes métamorphiques non datés; hvs : Viséen supérieur; t : Trias argilo-salifère à basaltes; l : Lias inf.-moyen surtout calcaire; j : Lias supérieur et surtout Jurassique moyen, marneux et calcaire; δ : dolérites et gabbros jurassico-crétacés; c : Crétacé (i : inférieur continental; m : moyen, marin, calcaire; s : supérieur détritique) : e : Eocène inférieur-moyen, laguno-marin; m-p : Miocène sup.-Pliocène marin (nord) ou continentaux (centre); β : Basaltes sous-saturés quaternaires.

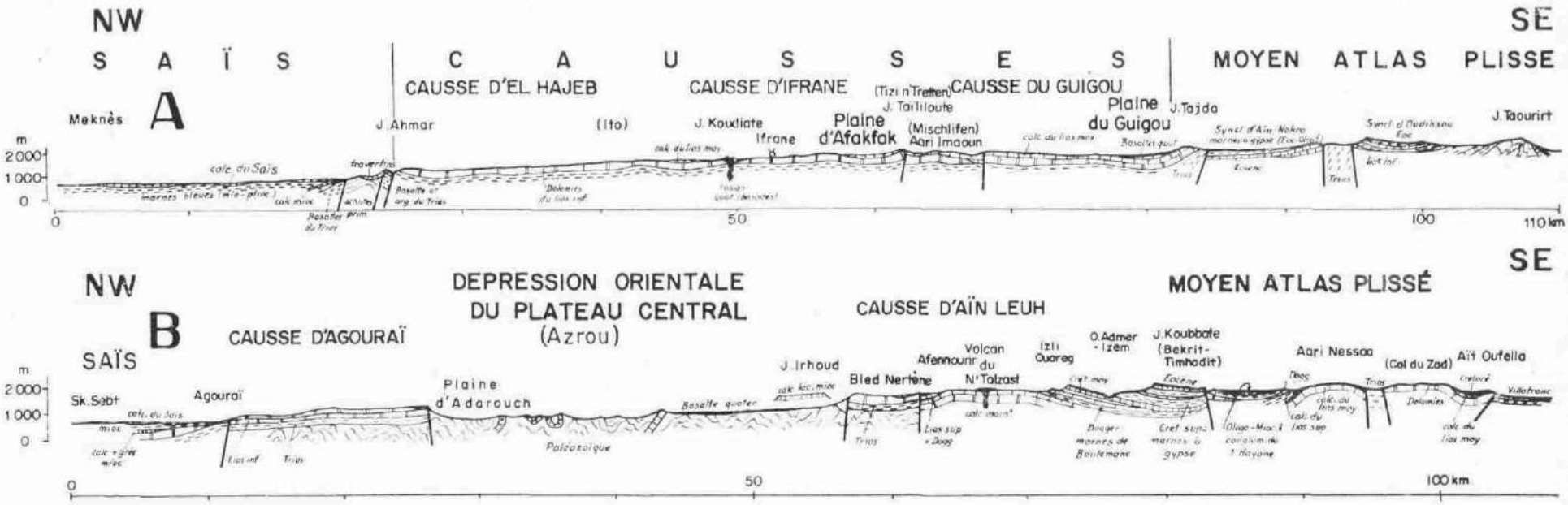


FIG. 135 — Deux coupes générales dans le Moyen Atlas, établies par J. Martin (*in* André, Beaudet & Martin, 1970).
N.B. : hauteurs exagérées.

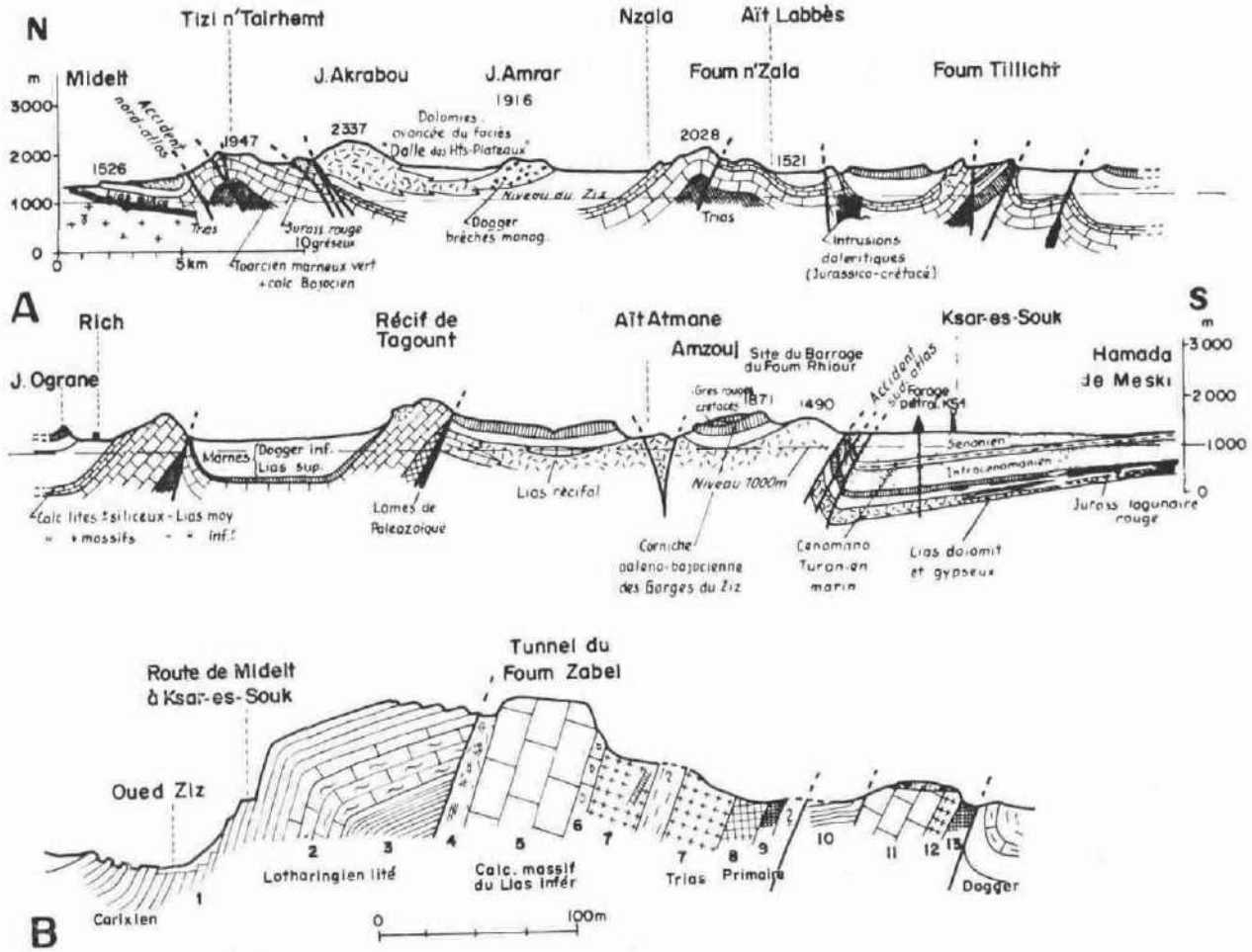


FIG. 136 — Coupes de l'Atlas dans la vallée du Ziz.
A : Coupe générale, d'après R. du Dresnay (1967, inédit). N.B. : hauteurs exagérées.
B : Coupe semi-détaillée de l'accident du Tizi-n'Firest au Foum-Zabel, selon Bazin (1968). - 1 : Calcaires lités sombres pouvant passer à des calcaires massifs; 2 : Calcaires peu lités, très sombres, azoïques; 3 : Calcaires lités en petits bancs, faciès du Lotharingien supérieur; 4 : Calcaires noirs en petits bancs dans une zone broyée; 5 : Calcaires massifs à patine ocre, cassure noire, azoïques, lithographiques; 6 : Brèche calcaire « intraformationnelle »; 7 : Basaltes doléritiques verts altérés à filonnets; 8 : Schistes *rouges, très durs et diaclasés*; 9 : *Schistes verts, lustrés, en plaquettes*, à *Didymograptus hirundo* (Arenig moyen); 10 : Calcaires en petits bancs (10 cm) analogues à ceux du Lotharingien supérieur; 11 : Calcaires massifs, très diaclasés, marqués par des « collapses structures »; 12, 13 : Basaltes et schistes primaires au contact du Dogger.

A de la même figure concerne la zone de rattachement du Moyen Atlas au Haut Atlas.

On y retrouve, d'une manière générale, un plissement de *type jurassien,* défini par des caractères déjà rencontrés plus à l'Ouest (§ 4.4.2.3 et 4.4.3.2). Ceci est vrai non seulement pour le profil des plis et le type de failles qui leur sont associées, mais aussi pour la disposition cartographique des accidents : l'obliquité des plis moyen-atlasiques sur les plis haut-atlasiques, les courbures, voire les sinuosités axiales et les décrochements à l'intérieur de chaque chaîne sont monnaie courante (fig. 137).

Chacune des chaînes majeures que franchit la coupe présente un double déversement dissymétrique, comme il en allait du Haut Atlas plus à l'Ouest. Mais ici la zone axiale haut-atlasique est plus proche du bord nord (J. Ayachi, boutonnière primaire de Mougueur—El-Bour) que du bord sud. Par ailleurs, dans le Moyen Atlas, le déversement au Sud-Est est très peu marqué (accident des Aït-

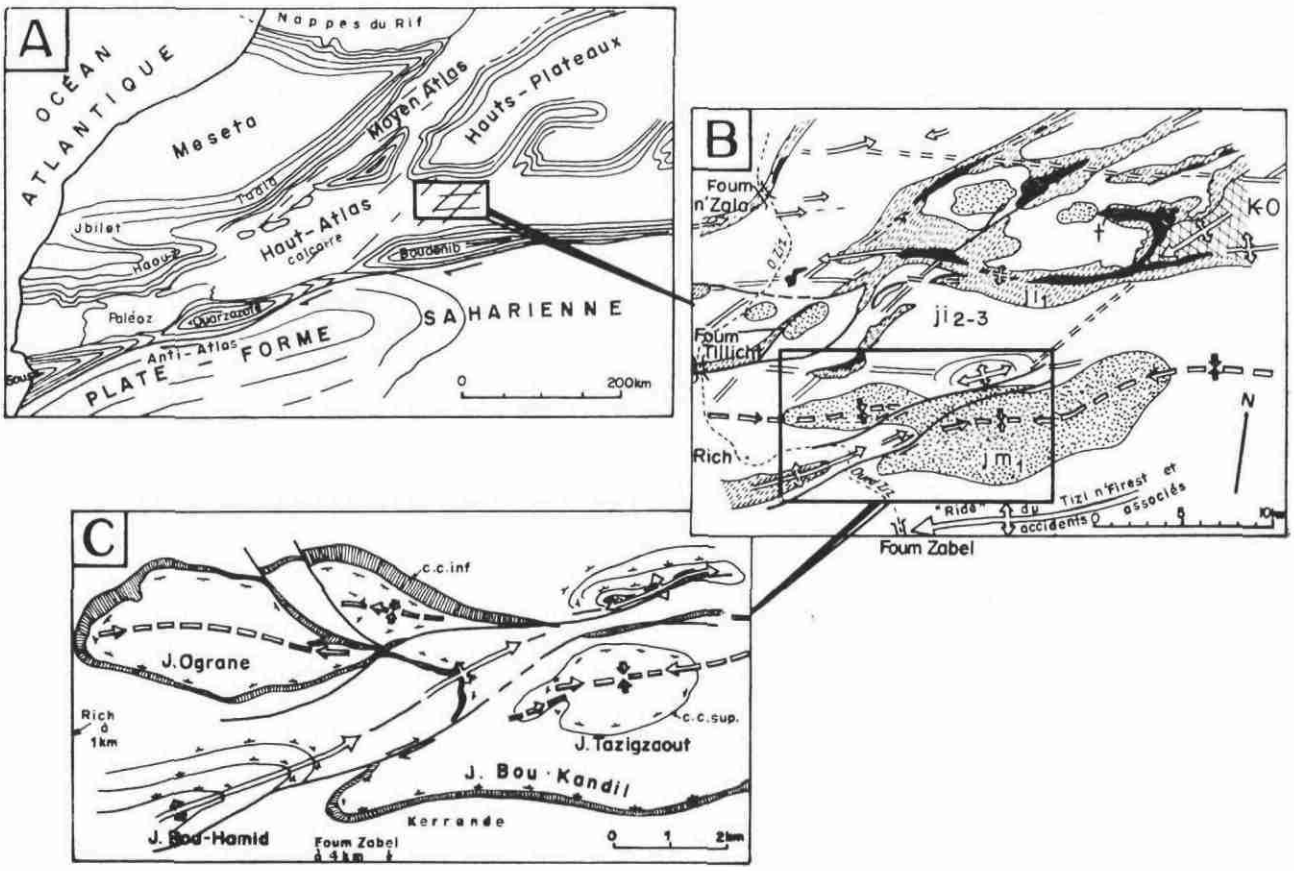


FIG. 137 — Disposition croisée des accidents atlasiques à diverses échelles, selon de Sitter (1956), augmenté. - K-O : Cambro-Ordovicien du massif d'El-Bour; t : Trias argilo-salifère; ji1 : Lias inférieur; ji2-3 : Lias moyen-supérieur; jm1 : Bajocien avec c.c. : calcaires corniches.

Oufella, fig. 135 B) et le passage est progressif vers le Nord-Ouest entre chaîne plissée et Causse tabulaire (couverture du socle mésétien).

Entre les deux chaînes s'étend la cuvette de Haute-Moulouya, zone à couverture d'épaisseur réduite, restée tabulaire (fig. 134). On remarque ici une bonne *corrélation entre subsidence post-hercynienne anté-crétacée et orogenèse atlasique.* C'est le phénomène déjà rencontré dans l'Atlas central et, moins caractéristique, dans l'Atlas de Marrakech (où la subsidence est surtout permienne) avec son corrolaire, l'inversion du sens de rejet des accidents marginaux.

Plus à l'Est, les *Hauts-Plateaux* désobéissent quelque peu à cette règle générale. Essentiellement tabulaires (fig. 138), ils comportent bien une couverture jurassique mince, en gros réduite à la « dalle dolomitique » de l'Aalénien-Bajocien ; par contre la subsidence triasique y fut intense dans de vastes secteurs : plusieurs sondages ont révélé environ mille mètres de Trias argilo-salifère (Médioni, 1969, p. 22). Peut-être est-ce grâce à un mécanisme de « *dalle flottante* » que les Hauts-Plateaux ont conservé leur structure tabulaire ? On remarquera qu'ils sont cependant parcourus par de minces faisceaux plissés et faillés (plis « en chenilles processionnaires » des Trarit, fig. 138, par exemple) ou ondulés par de vastes dômes et synclinaux (Tendrara, fig. 138). En plan, ces accidents se disposent en « plis croisés » suivant les directions SW-NE et E-W (Médioni, 1969).

La zone des *plis marginaux et du Dahra* est établie sur un ancien territoire subsident, où Trias et Jurassique atteignent presque 3 000 m (Médioni, 1968). Les plis y sont cependant modérés et espacés (fig. 138 B et 139) peut-être encore à cause de la rigidité du Jurassique, riche en *dolomies.* Le Rekkame, ancienne zone de seuil, se signale par son style tabulaire et sa fracturation en réseau orthogonal SW-NE et NW-SE (*op. cit.*). La chaîne *des Horsts,* enfin, et les massifs du *Mazgout,* des *Beni-Snassene* et des *Kebdana* retrouvent une tectonique de plus en plus accentuée au fur et à mesure que l'on se rapproche du sillon rifain externe et que la subsidence du Jurassique moyen-supérieur, notamment, se manifeste.

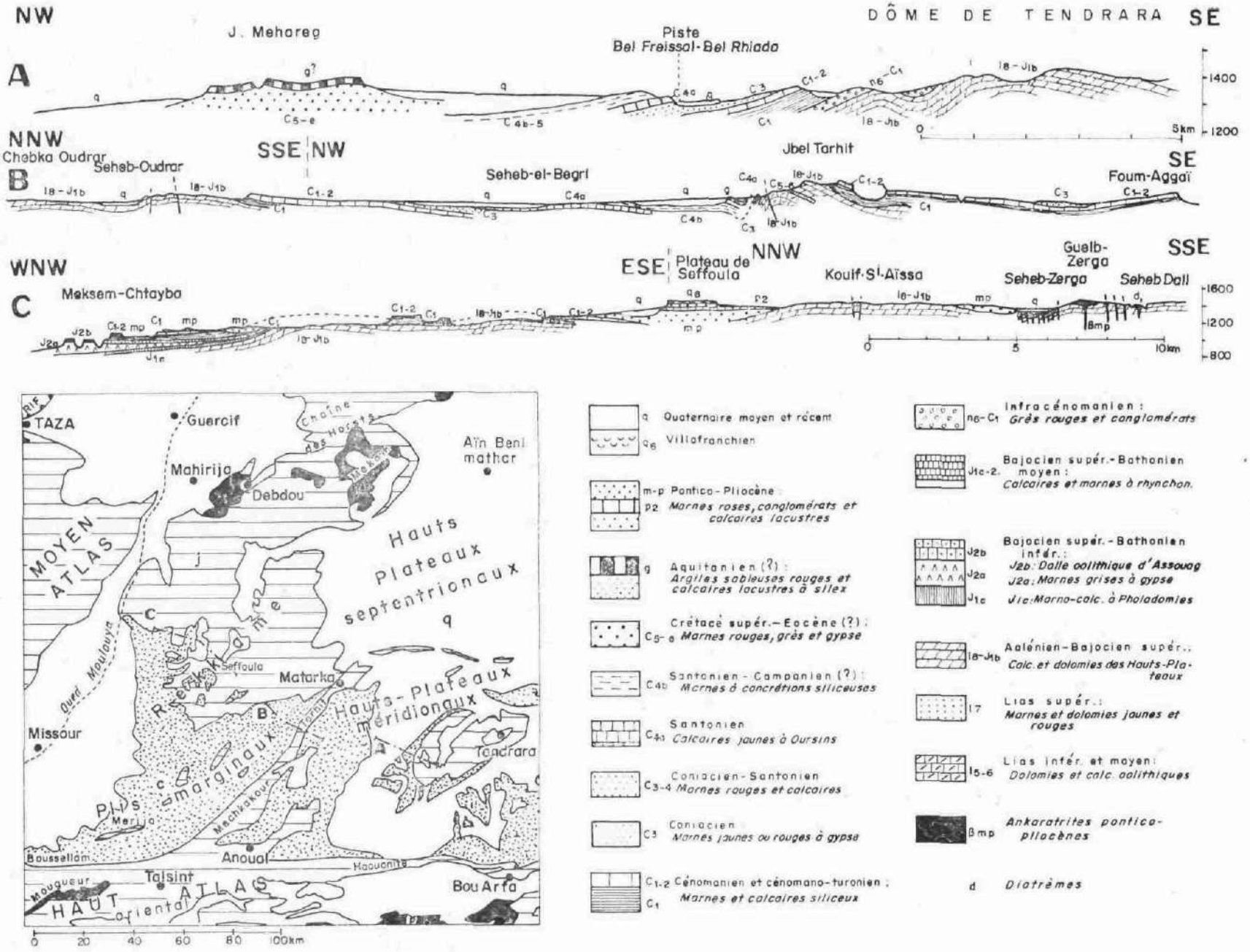


FIG. 138 — La zone tabulaire et sub-tabulaire orientale, des Hauts-Plateaux au Rekkame, d'après Médioni (1968, 1969). Les hauteurs sont exagérées 3 fois en B et C, 5 fois en A. Sur le croquis de situation : q = Quaternaire et Néogène; c = Crétacé; j = Jurassique; en noir : socle primaire.

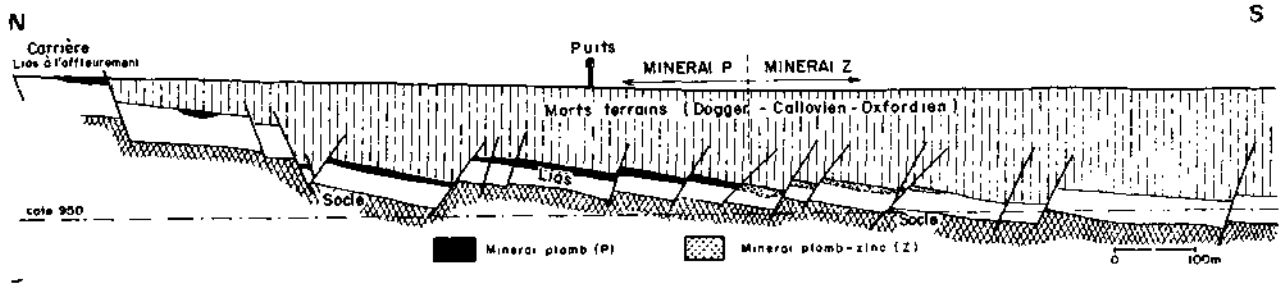


FIG. 139 — **Tectonique d'extension dans le Maroc nord-oriental. Compartimentage du gisement plombo-zincifère de Touissit en horsts et grabens, selon Samson (1965).**

L'épaisseur des couches argilo-salifères du Trias autorise le développement du diapirisme dans le *bassin de Guercif,* où les diapirs s'alignent sensiblement selon les rides anticlinales du Moyen Atlas (Colo, 1961). Certains au moins sont encore en ascension, comme celui de Khorgia qui déforme les terrasses villafranchiennes de la Moulouya (cf. Salvan, 1974 ; Colletta & *al.,* 1975).

Il est intéressant de noter dans ce secteur une tectonique d'*effondrements en extension ;* elle provoque « l'émiettement » du Moyen Atlas, recoupé par les diverses plaines du *couloir Taza-Oujda* et de *Basse et Moyenne-Moulouya,* et des structures en horst et graben avec failles antithétiques et synthétiques (fig. 139). Il s'agit d'effondrements tardifs, plio-quaternaires, succédant aux surrections mio-pliocènes. De tels mouvements ont été mis en avant par R. du Dresnay (cf. ci-dessus § 4.2.4.2) pour expliquer la structure particulière du *Tamlelt,* cette dépression intramontane aux confins Atlas oriental — Monts des Ksour.

« L'orogenèse atlasique... l'a vraisemblablement élevé assez haut comme en témoignent les éboulements de dolomies jurassiques (*collapse structure*) que l'on observe actuellement sur le sommet de la chaîne bordière nord **(J. Haouanite), alors qu'aujourd'hui leurs affleurements** se trouvent au Sud en contrebas » (du Dresnay, 1965b, p. 133). Le Tamlelt a été débarrassé de la majeure partie de sa couverture jurassique grâce à la minceur relative de celle-ci mais surtout grâce à cette phase de surrection, suivie de l'effondrement de la partie culminante, effondrement se poursuivant encore actuellement.

Comme preuves de cette subsidence actuelle, on peut citer :

— l'existence de failles quaternaires longitudinales (du Dresnay, 1954), au Nord et au Sud de cette plaine; celle du Sud atteint 80 km de long : cette disposition rappelle celle de certains bassins intramontanes des Montagnes Rocheuses;

— l'enfoncement des glacis d'accumulation encroûtes, au piedmont sud de la chaîne bordière nord, sous le recouvrement récent du Tamlelt;

— en outre, les grandes hamadas du Tertiaire continental qui forment au Sud-Ouest et au Sud le cirque de Saf-Saf sur le versant saharien, contiennent dans leurs conglomérats des galets de phtanites siluriens du Tamlelt, inconnus dans les faciès siluriens situés plus au Sud, ce qui prouve que l'écoulement du Tamlelt se faisait alors par le Sud, tandis qu'actuellement, la subsidence ayant joué et la partie au Sud du Tamlelt étant limitée par des seuils rocheux, l'écoulement superficiel se fait vers l'Ouest » (*op. cit.*) *.

Sans doute faut-il mettre en rapport avec de tels mouvements de faille en extension le développement du *volcanisme plio-quaternaire* dans tout le Maroc oriental et le Moyen Atlas (voir § 4.3.6.4). R. Médioni (1968) a pu montrer dans le Rekkame que les diatrèmes et culots volcaniques se disposent de préférence à l'intersection des lignes de fracture.

4.4.4.2. *L'ENCHAINEMENT DES PHASES TECTONIQUES*

On ne connaît pas, à cet égard, de différence notable entre le secteur concerné et les secteurs plus occidentaux décrits précédemment (voir § 4.4.3.3, notamment).

Les premières déformations de la couverture atlasique se font jour dès le début de son accumulation, durant le *Lias.* Les failles ou flexures qui déterminent la paléogéographie contrastée de cette époque rejoueront par la suite, souvent avec un rejet inverse. C'est ce qui explique l'aspect des accidents bordiers des chaînes plissées, ou encore la localisation de plis-failles à l'endroit de changements de faciès internes aux chaînes (fig. 140).

Les déformations d'âge jurassique moyen s'amorcent dans le Toarcien qui est la grande coupure, et entraînent la restriction progressive du bassin marin, accentuant dans le même temps les anticlinaux préexistants, dont on suivra l'évolution jusqu'au Quaternaire (fig. 106 et 114).

La tectonique névadienne du *Jurassique supérieur - Eocrétacé* joue ensuite un rôle notable,

* **L'accident nord du Tamlelt (ou Tamlalet) est jalonné de minéralisations. Celles de Bou-Arfa (Mn; cf. fig. 104 ci-dessus) montrent le rôle des concentrations syngénétiques. Celles du J. Klakh (sulfurées à Cu-Fe) dépendent, selon A. Salahan (1975), de concentrations très tardives dans des poches karstiques.**

même si les discordances sont rares sous le Crétacé inférieur continental (§ 4.3.4.3). Des anticlinaux se forment ou s'accentuent alors dans l'Atlas, dans un style probablement le plus souvent éjectif ; leur érosion alimentera en partie les molasses éocrétacées (§ 4.3.4.1 et fig. 141). Il s'ensuit que

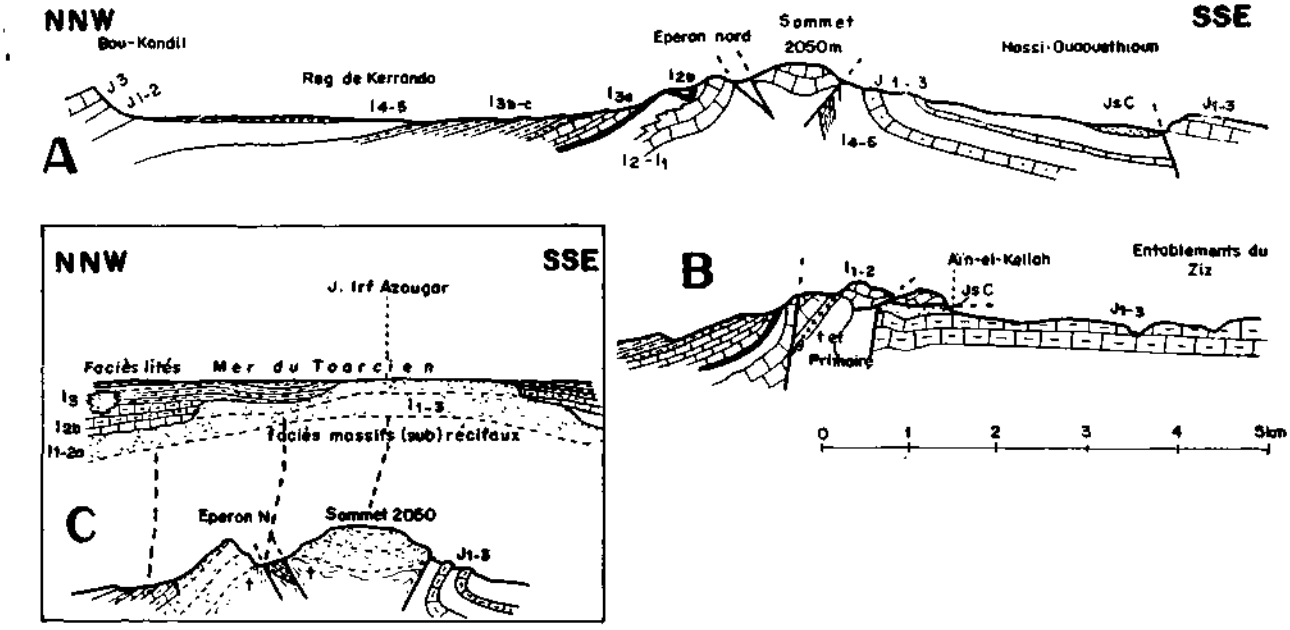


FIG. 140 — Accidents atlasiques et faciès du Lias : la « ride » du Tizi-n'Firest, selon Bazin (1968). Localisation générale (voir fig. 137). L'accident du Tizi-n'Firest est un rameau de l'accident sud-atlasique, long de 150 km. La coupe A passe à 10 km à l'Est de la vallée du Ziz, B à 2 km; la coupe de la vallée elle-même (Foum-Zabel) est donnée fig. 136 B. Remarquer l'importance du resserrement transversal à l'accident, avec forme « en champignon » (A) ou dissymétrique, avec chevauchement (B). Les coupes C font ressortir le lien entre les accidents observés et les changements de faciès dans le Lias.
t : Trias (β : basaltes); l1-2 : Sinémurien à Lotharingien moyen; l2b : Lotharingien sup.; l3 : Carixien et Domérien; l4-5 : Toarcien et Aalénien *p.p.*; j1-3 : Bajocien (et Aalénien *p.p.*); JsC : Jurassique supérieur (et moyen ?) continental, gréseux et rouge.

les plis des assises crétacées seront moins aigus, en général, que ceux des séries plus anciennes. Les intrusions gabbroïques jurassico-éocrétacées se mettent généralement en place dans les charnières fracturées de ces plis (fig. 109 et 132), dont la forme en a probablement été modifiée.

Les déformations et la fracturation des calcaires viennent d'être analysées, dans le secteur de Rich, par J.-P. Schaer et L. Kiraly (1973). Ces auteurs avancent l'idée que les intrusions ont joué un rôle essentiel dans le décollement de la couverture. La preuve d'un réchauffement sensible aux abords de ces masses magmatiques est fournie par une schistosité sub-verticale dans les calcaires voisins.

Des mouvements laramiens de la *fin du Crétacé*, sont connus (discordance du Foum-Kheneg, conglomérats du J. Lakhdar) mais relativement peu marqués (§ 4.3.4.4). Les premières phases atlasiques tertiaires, mal datées, interviennent vers la *fin de l'Eocène* (phase « pyrénéo-provençale ») et de l'*Oligo--Miocène* (« alpine précoce »), comme le montre l'étude stratigraphique (§ 4.3.6.1). Cette dernière phase fut responsable de plis préparant le terrain pour la tectonique épiglyptique du Pontien (6.4.4.3 c) et même d'écailles chevauchantes. C'est la conclusion à laquelle on parvient, avec H. Gauthier, dans la zone sud-atlasique du Dadès (fig. 133), dès le moment qu'on admet l'âge « oligo-miocène » des conglomérats des Aït-Ibrhirène et le chevauchement anté-pontien du Lias atlasique par-dessus eux. Cette même phase présente déjà un caractère épiglyptique : elle succède à une longue période d'érosion consécutive à l'émersion généralisée post-lutétienne.

Enfin les phases *ponto-plio-quaternaires* (« alpines récentes ») se superposent à tout cela, plissant et écaillant les molasses « pontiennes » (fig. 115, 131, 133...) déformant les poudingues pliocènes (fig. 114) et plio-villafranchiens (fig. 118).

Le jeu vertical des failles de cette époque surélève la chaîne, effondre ses marges ou certains bassins internes, là en compression, ici en extension (fig. 139).

Les structures réalisées à chaque phase de cette longue histoire influencent fortement celles que réalise la phase suivante. Mais l'héritage le plus ancien est essentiellement *hercynien* et *tardi-hercynien*, inscrit dans le socle.

Comme pour les secteurs plus occidentaux du domaine (§ 4.4.2.3 et 4.4.3.2) on peut en effet concevoir que le mécanisme du raccourcissement atlasique réside dans le *coulissement de « tranches » et de « coins » de socle* (fig.127). Remarquant la disposition des plis atlasiques en « axes croisés » (fig. 137), L.U. de Sitter (1956) y voyait l'interférence de deux systèmes de plis successifs, résultants le premier de compressions NW-SE post-éocène, le second de poussées N-S post-miocène. On ignore en fait l'orientation des contraintes principales correspondant à ces périodes successives. Une hypothèse plus simple est de considérer que cette orientation n'a guère varié (conclusion à laquelle J.-P. Schaer et L. Kiraly, *op. cit.*, aboutissent de leur côté pour l'étude de la fracturation) et que la disposition « croisée » des plis traduit fondamentalement la structuration du socle et sa déformation par coulissement de blocs, comme indiqué. De fait, certaines cartes de détail (fig. 142)

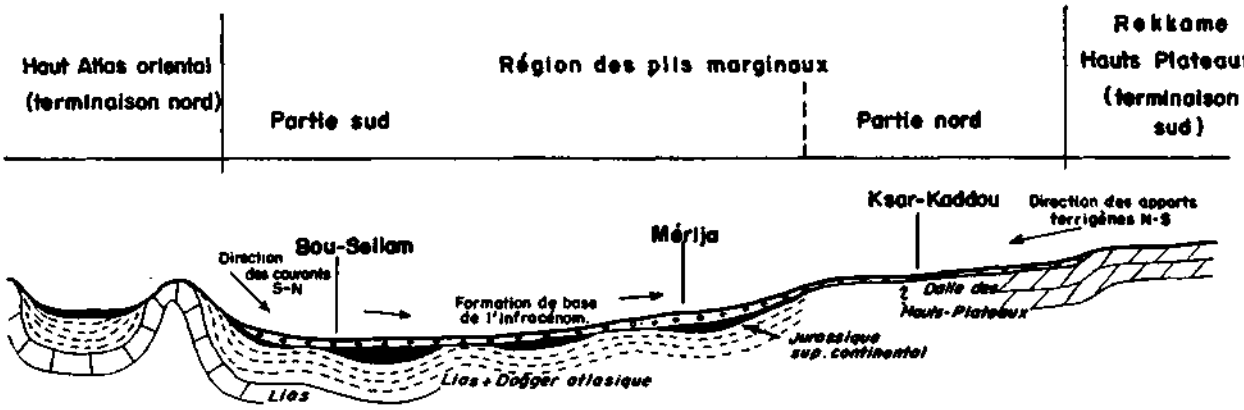


FIG. 141 — Allure des confins septentrionaux du « paléo-Atlas » oriental au début du Crétacé, selon Caia (1969). Coupe schématique; les plis « névadiens » de l'Atlas ont été ici dessinés plus ouverts que sur la coupe originale de Caia.

font apparaître des axes non pas « croisés », mais arqués et raccordés obliquement sur un même accident, suivant des dispositions propres aux zones de décrochement. La même disposition se retrouve à grande échelle. Le rôle directeur est joué, dans cette hypothèse, par l'orientation des accidents hercyniens précoces et tardifs, qui, justement, sont approximativement orientés NE-SW et E-W. Le principal est l'accident sud-atlasique. La traduction de cet héritage hercynien dans la couverture n'est d'ailleurs pas seulement tertiaire, mais également mésozoïque. Le rejeu des accidents mésétiens est bien observable : A. Allary & *al.* (1972a) notent le rejeu horizontal post-autunien et au moins en partie post-crétacé des accidents NE-SW dans le Moyen Atlas et le Plateau des Phosphates.

4.4.5. L'Atlas occidental calcaire

Entre le Massif ancien de l'Atlas de Marrakech (§ 4.4.2) et l'Océan, plus exactement entre le couloir permien et permo (?)-triasique d'Argana et les terrasses marines plio-quaternaires s'étend l'Atlas occidental calcaire. Il correspond à la partie la plus plissée et globalement surélevée d'un bassin sédimentaire bien plus vaste, le bassin côtier d'Agadir-Essaouira (§ 4.3.5).

C'est le Sud de ce bassin qui a fourni la chaîne plissée. *Les accidents sud-atlasiques* correspondent *grosso-modo* à la marge sud du bassin méso- et cénozoïque ; le sillon molassique du Souss s'est effondré à cet endroit (fig. 142, 143 A). On distingue (assez conventionnellement) une zone sub-atlasique méridionale entre les deux principaux accidents, dont l'importance respective varie, en fait,

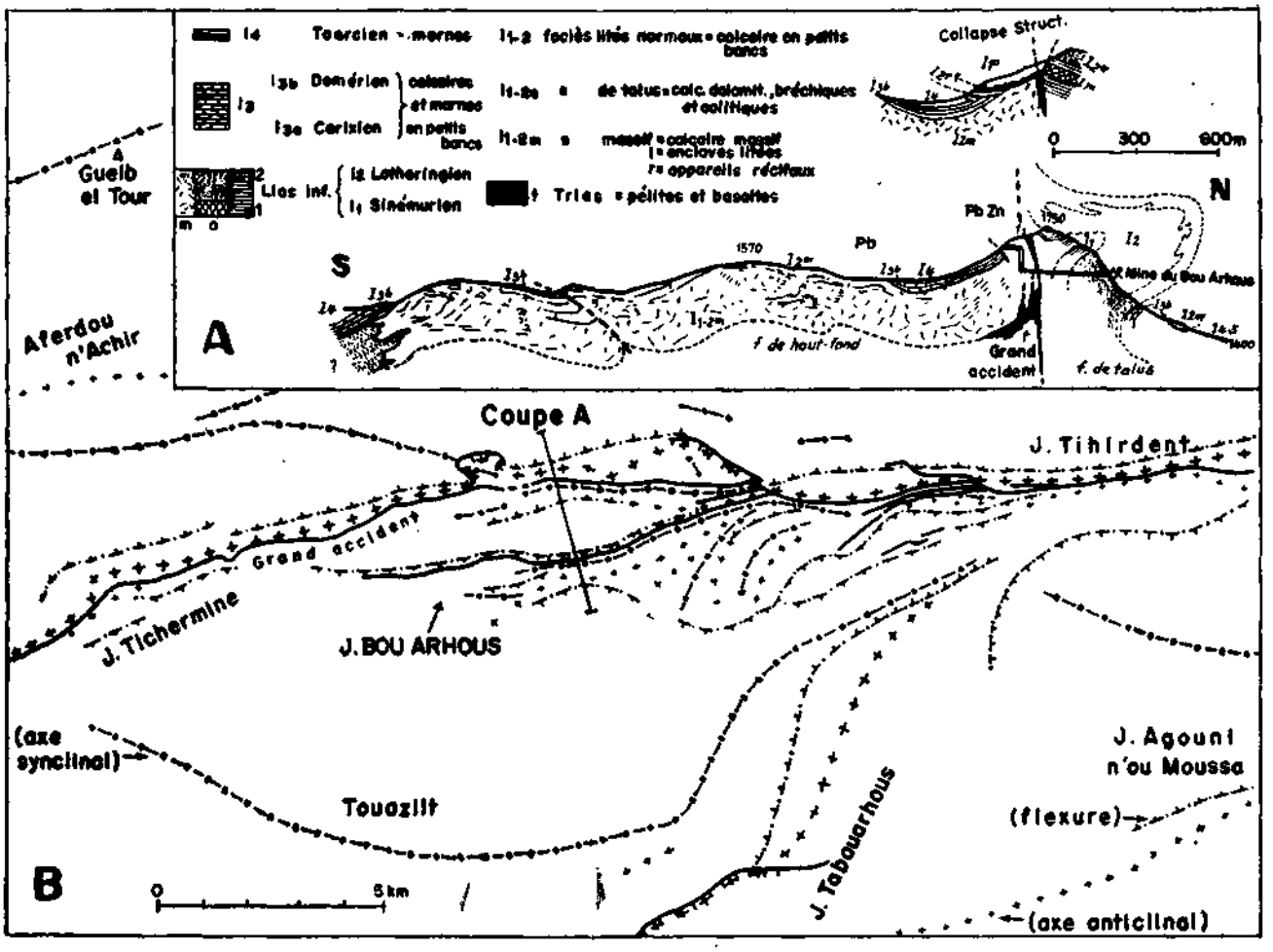


FIG. 142 — L'accident du Jbel Bou-Arhous et les plis qui s'y raccordent. Coupe et carte structurale schématique de M. Leblanc (1968). Cet accident se localise dans le prolongement oriental de celui du Tizi-n'Firest (fig. 140), à l'Est de l'Oued Guir; plus à l'Est encore il se raccorde à l'accident nord du Bou-Dahar—Sebab (fig. 100). Sur les faciès liasiques du Bou-Arhous et leur minéralisation : voir fig. 98. Le dispositif cartographique suggère un rejet en décrochement dextre le long de l'accident.

longitudinalement par un phénomène de relai. L'accident septentrional limite la « zone axiale ».

La limite nord de la chaîne est beaucoup moins nette que sa limite sud. On passe d'une manière souvent toute progressive au domaine tabulaire de Méséta — comme il en allait, plus à l'Est, entre « Moyen Atlas plissé » et « Moyen Atlas tabulaire », par exemple. On convient de limiter la zone axiale à la retombée nord des anticlinaux d'Imouzzer et du Cap Rhir (accidents en relai, là encore). Au-delà s'étend une zone de plateaux subtabulaires, à perturbations très espacées. On peut la considérer comme une « zone sub-atlasique septentrionale ». Elle est bordée au Nord, dans la région d'Essaouira (Mogador), par un bassin relativement déprimé, qui correspond en bien plus atténué, au sillon molassique du Haouz. Au-delà on est typiquement en domaine mésétien.

Le style tectonique de cette partie occidentale de la chaîne est *fondamentalement du même type* qu'à l'Est du Massif ancien (§ 4.4.1 et 4.4.3, notamment). On retrouve un style jurassien à anticlinaux relativement longs et étroits, à synclinaux larges, à axes « sinueux » ou décrochés entre les directions E-W et NE-SW (Ambroggi, 1963, voir fig. 143).

Mais *les particularités* de la série stratigraphique occidentale vont déterminer des nuances plus ou moins appréciables dans la mécanique du plissement et le résultat des déformations. C'est notamment l'épais Trias argilo-salifère qui va jouer un rôle important, introduisant une *tectonique diapirique*.

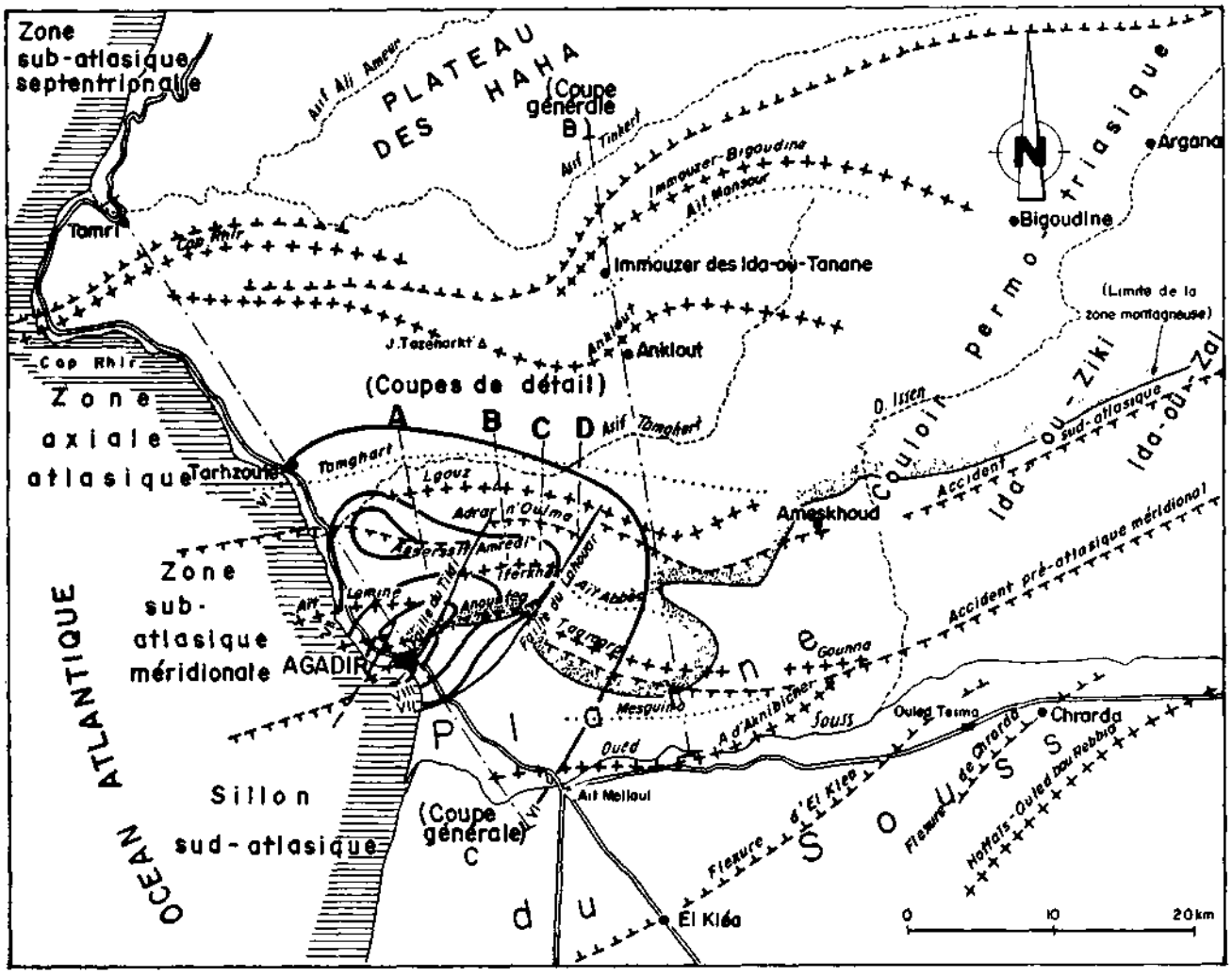


FIG. 143 — Carte structurale schématique du Haut Atlas occidental, d'après Ambroggi (1963), avec indication des isoséistes (tirets) du séisme ayant détruit Agadir en 1960, d'après Rothé, 1962. Croix : axes anticlinaux; Points : axes synclinaux; Demi-croix : flexures. On a aussi localisé les coupes représentées sur les figures suivantes.

Celle-ci est typique vers le Nord de la « zone sub-atlasique septentrionale ». Il s'est formé, dans ce secteur sub-tabulaire, des *diapirs* bien caractérisés comme celui de l'oued Tidsi, ou comme le petit dôme diapirique de Sidi-Rhalem.

La tectonique du dôme de Sidi-Rhalem a été étudiée en détail dernièrement (Ruhland & *al.*, 1973 et à paraître). Ceci a conduit en particulier à la mise en évidence, tout autour du dôme, de plis coniques à axes rayonnants associés à des ondulations concentriques, ainsi qu'à une connaissance précise de la fracturation des roches. Une telle description structurale est importante pour l'exploitant pétrolier. Le diapir de Sidi-Rhalem est aujourd'hui presqu'épuisé (Kanouni, 1972) mais il peut jouer le rôle de modèle, dans une région par ailleurs prometteuse (Jeer et Kechoula — fig. 113 — : 48 millions de m³ de gaz en 1973, contre 32 dans les puits du Rharb) (Alem *in* Nicod, 1974) .

Plus au Sud s'observent des *plis à noyau perçant*, comme celui du J. Amsitten. Dans la « zone axiale » elle-même, le plissement généralisé de la couverture (fig. 144 B-C) dépend du décollement de celle-ci au-dessus du socle, grâce à l'épaisse assise triasique incompétente. C'est ce qui permet l'apparition d'*anticlinaux coffrés*, à couches presqu'accolées à l'intrados, déversés ou droits, parfois en *champignons* (fig. 145).

Quant aux particularités du reste de la série stratigraphique — et notamment l'existence de couches compétentes assez minces au sein de séries stratifiées incompétentes — elles interviennent non seulement dans la forme des plis mais aussi dans la réalisation de diverses structures de *morphotectonique*, dont la figure 146 donne une idée.

On ne reviendra pas ici sur l'interprétation des relations socle-couverture dans la mécanique du plissement local, non plus que sur l'âge des mou-

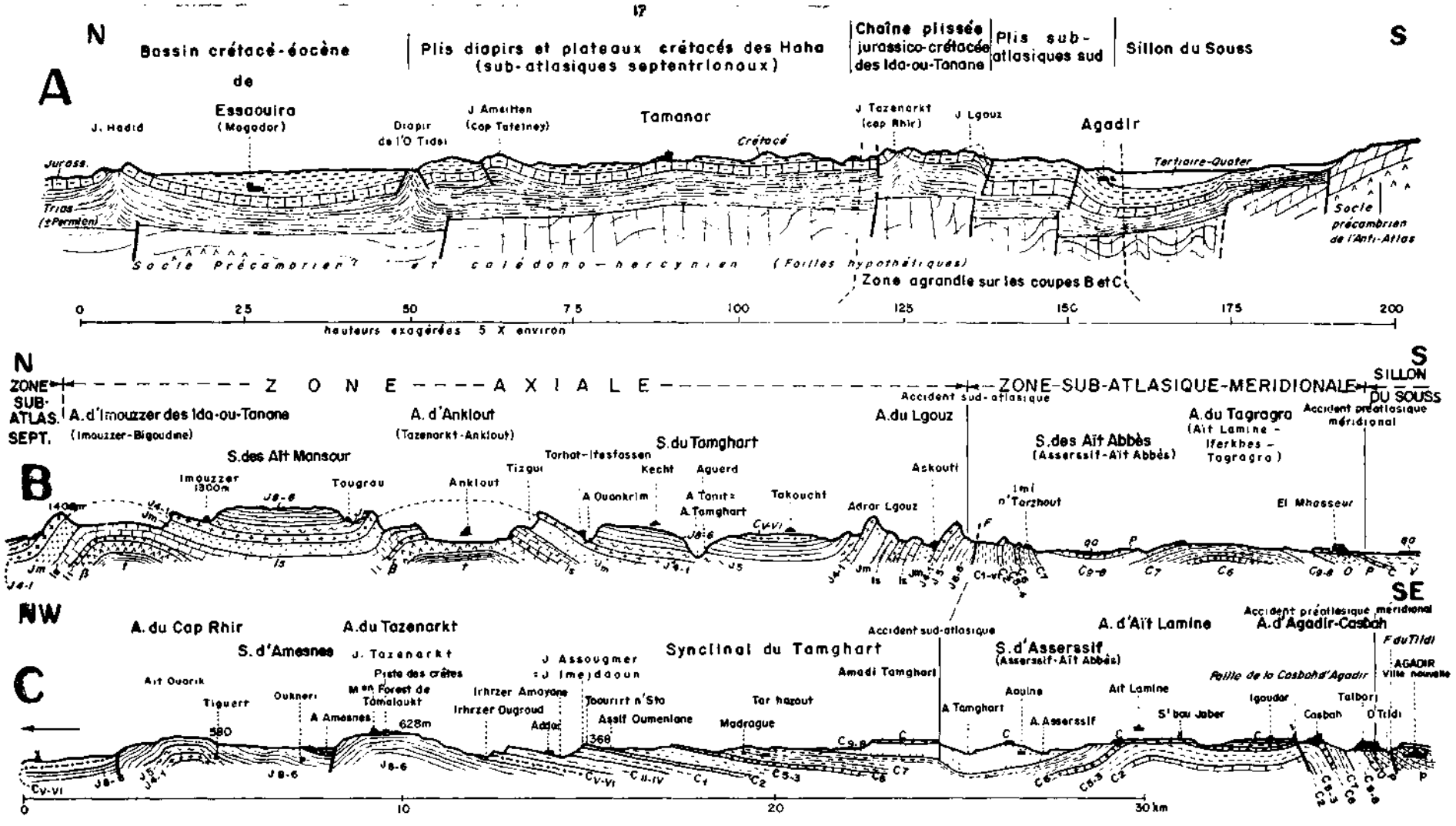


FIG. 144 — Trois coupes méridiennes du domaine de la chaîne atlasique en bordure de l'Atlantique.
A : Coupe schématique d'ensemble de l'ancien bassin côtier Agadir-Essaouira : l'Atlas et les zones subtabulaires plus ou moins déprimées qui le bordent; d'après une coupe de Ambroggi (1963), modifiée.
B et C : Coupes de la chaîne plissée dans sa partie moyenne (B) et le long de la côte (C) selon Ambroggi (1963).

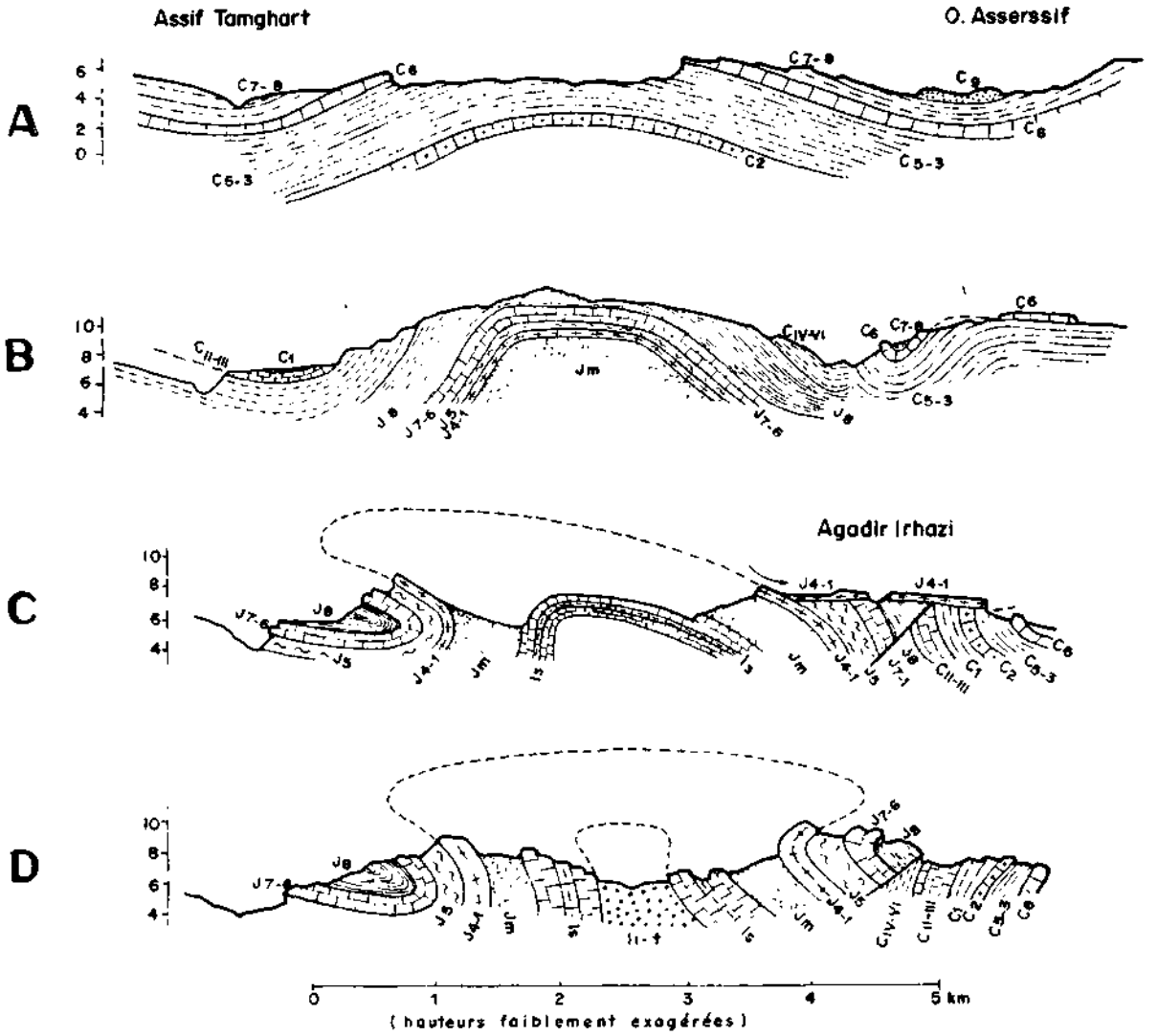


FIG. 145 — Coupes sériées dans l'anticlinal du Lgouz, entre les deux coupes générales B et C, figure précédente. Relèvement axial progressif d'Ouest (A) en Est (D), avec forme coffrée (B), déversement au Nord (en C), puis au Sud (coupe générale C), avec double déversement intermédiaire (D). D'après Ambroggi (1963). Lettre comme sur les coupes générales précédentes.

vements successifs. Ce qui a été exposé pour l'Atlas central-oriental (§ 4.4.4.2 par ex.) peut s'appliquer ici. La différenciation progressive de la chaîne au Crétacé supérieur et au Tertiaire a été signalée aux § 4.3.5.3. et 4. La seule particularité — il est vrai de taille — est ici l'*ennoyage rapide des structures côtières vers l'Océan,* par plongement axial, flexures et failles transversales. Constaté sur la terre ferme (voir fig. 143), le phénomène se poursuit sous le plateau continental (voir chap. 1, fig. 18). L'existence de vastes placages surélevés de Moghrébien (calcarénites souvent modelées en dunes ; fig. 144 B) montre l'ampleur des déformations récentes près du littoral. Ces déformations du Villafranchien et du Quaternaire sont également nettes à la *marge sud-atlasique* (même coupe et également fig. 112). Il semble que ce soit un rejeu de cette ligne d'accident qui ait provoqué en 1960 le *séisme* catastrophique d'Agadir.

Les courbes isoséites indiquées sur la fig. 143 sont éloquentes à cet égard (Duffaud, 1962). Le foyer se situait dans les couches verticales de la flexure entre le port et la Casbah (voir la coupe fig. 112), à une profondeur de 1,3 à 2 km. La magnitude du séisme fut assez faible (5,5 à 6) mais la faible profondeur du foyer et sa position sous la ville elle-même le rendirent très destructeur. Des destructions sévères ont été aussi observées le long de la flexure nord de l'anticlinal des Aït-Lamine.

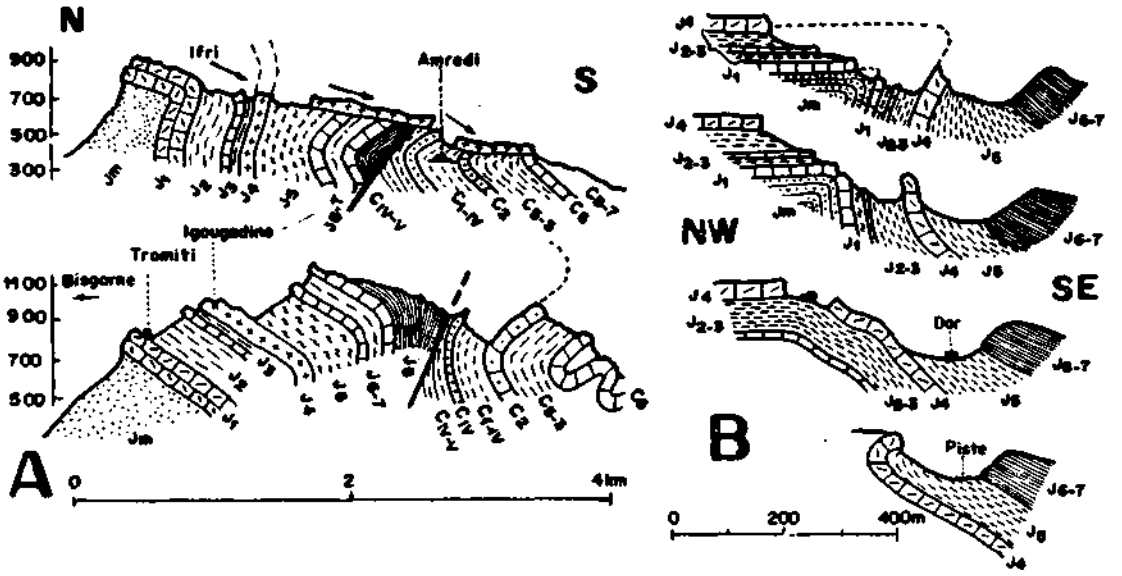


FIG. 146 — Détails de phénomènes morphotectoniques selon Ambroggi (1963). Légende des lettres comme précédemment.
A : Décoiffement (en haut) et *collapse* probable (en bas) sur le flanc sud de l'anticlinal du Lgouz (fig. précédente).
B : *Collapse* ou fauchage à grande échelle au flanc sud de l'anticlinal d'Imouzzer (coupe générale B précédente).

Eléments de Géologie marocaine _ A. Michard

CARTE STRUCTURALE DU RIF

0 25 50km

Documents consultés : Cartes et travaux de Durand Delga *et al.* 1962, Suter 1968, Maurer 1968

DOMAINE RIFAIN

NAPPES ULTRA-RIFAINES (1)
- Nappe numidienne
- Nappe du Tisirène
- Nappe du Chouamate (E) et de Melousa (W)
- Nappe des Bni-Idère

DOMAINE MEDIAN (1)
- Chaînes calcaires
- Nappes paléozoïques
- Zones métamorphiques

DOMAINE EXTERNE
Zone intra-rifaine
- Unité de Ktama
- Unité de Tanger
- Unité du Loukkos

Zone méso-rifaine
- Nappe des Senhaja
- Nappe d'Aknoul
- "Fenêtres" *p.p.* métamorphiques
- Zone de couverture tertiaire
- Autochtone oriental *p.p.* métamorphiques

Zone prérifaine
- Nappe prérifaine et nappe d'Ouezzane non séparées
- Ligne des sof

DOMAINE DE L'AVANT-PAYS
- Avant-pays atlasique
- Rides prérifaines

DEPOTS RECENTS
- Miocène post-nappe, Pliocène
- Quaternaire
- Volcanisme mio-pliocène et quaternaire

A, B : direction des coupes générales

(1) : dans l'interprétation de Durand Delga et Mattauer, 1959, 1962.

Cap Spartel
Cap Malabata
Tanger
Andjera
J. Musa
Ceuta (Sebta)
J. Zem-Zem
Koudiate-Taifor (Cabo-Negro)
Tétouane
Ras-Akaïli
Asilah
Larache
Lixus
O. Mekhazine
J. Kelti
Talembot
Chechaouène
J. Lechchab
Asifane
J. Sougnd
Pointe des Pêcheurs
Jebha
Al-Hoceima
Ras-Tarf (Cabo Quilates)
Punta Afraou
Cap des Trois Fourches
Melilla
J. Gourougou
Nador
J. Tisirène
J. Chouamate
J. Rhesoua
Targuist
J. Hammane
J. Kechkech
Ksar-el-Kebir
O. Loukkos
Arbaoa
Ouezzane
Zoumi
J. Tidirhine
J. Outka
J. Ouazirez
Tabouda
Souk-el-Arba
Souk-el-Tleta
O. Sebou
O. Beht
Rhafsai
Tafrannte
J. Bni-Ounnji
J. Tifelouast
Tahar-Souk
J. Aztrou Akchar
Bouregg
J. Nador
J. Kouine
J. Berkane
Aknoul
Taounate
Ain Aicha
Ain Medjouna
Taineste
O. Ouerrha
J. Amergou
Sidi-Kacem
Volubilis
Moulay Idriss
Zerhoun
El Kansera
Kénitra
Sefrou
J. Zalagh
J. Trott
Fès
O. Lebène
Tissa
O. Inaouène
Taza
Causse moyen-atlasique
SAÏSS
Tazzeka
Guercif
O. Msoun
O. Nekkor
O. Kerte
J. Kerkech
Rabat
Oujda
Mer d'Alboran
Détroit de Gibraltar
OCEAN ATLANTIQUE
Domaine rifain
Domaine mésétien
Domaine de la chaîne atlasique
Fès

Croquis de localisation du territoire représenté

0 100 200km

Fig. 147 — Carte structurale du Rif, d'après les cartes et travaux de Durand-Delga & *al.*, 1962; Suter, 1968; Maurer, 1968, etc.

CHAPITRE 5

LE DOMAINE RIFAIN

5.1. REPERES GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

5.1.1. Limites

Le domaine rifain correspond au « Maroc méditerranéen » ou « Maroc géosynclinal » (chap. I, fig. 4), c'est-à-dire à cette partie nord du Maroc qui porte l'empreinte géographique et, plus encore, géologique, de son obédience méditerranéenne.

Constituée par la frontière algérienne, *sa limite orientale* en direction des *chaînes telliennes* est à peine plus conventionnelle que ses autres limites. Son immersion sous les eaux de la Méditerranée *au Nord,* ne saurait dissimuler son prolongement vers les *chaînes bétiques* au moins jusqu'à Gibraltar : cette continuité même de l'*Arc de Gibraltar* fait toute la difficulté de son interprétation géodynamique. Vers *le Sud,* si l'on arrête le domaine rifain au front des unités charriées les plus méridionales, on ne doit pas perdre de vue que certaines parties de ce front ne sont que des limites d'érosion récente des nappes, ni qu'une série comme le Miocène sud-rifain, largement transgressive sur l'*avant-pays rifain,* se trouve par là rattachée aux domaines mésétien et atlasique. Enfin, *à l'Ouest,* les éléments majeurs du domaine rifain peuvent être suivis longtemps sous les eaux profondes du *Golfe de Cadix.*

5.1.2. Les grands traits de l'oro-hydrographie

LE RIF

Au sens strict, le nom désigne une partie de la côte proche d'Al-Hoceïma et son arrière pays-montagneux (fig. 147) mais il est généralement entendu dans un sens plus large, englobant toutes les montagnes qui s'étendent en arc de cercle du Détroit de Gibraltar jusqu'à la Basse Moulouya ; en somme : « l'Atlas minor » de Ptolémée, opposé aux Moyen et Haut Atlas. On trouvera dans la thèse récente de G. Maurer (1968) un exposé détaillé de géographie rifaine.

Cette chaîne constitue l'ossature du domaine géologique rifain. Vers le Nord ou le Nord-Est, elle dégringole directement dans la Méditerranée, par une *côte* généralement rocheuse. Vers le Sud ou Sud-Ouest, elle s'abaisse insensiblement vers le domaine des *collines prérifaines,* elles-mêmes bordées par un *avant-pays, plat* à l'Ouest : plaine du Rharb, plateau du Saïs ; *montagneux* à l'Est : Tazekka, Moyen Atlas. Tout à fait à l'Est, vers la Basse-Moulouya, la chaîne s'émiette en petits *chaînons,* dont le plus oriental est celui des Kebdana.

LES PRINCIPAUX COURS D'EAU

La chaîne rifaine elle-même n'est pas très élevée, son altitude n'excédant guère 2 000 m. Une impression de relief accentué est néanmoins donnée par l'enfoncement des vallées : les oueds n'ont qu'un bref parcours pour atteindre le niveau de la mer au Nord ou celui des basses plaines atlantiques au Sud-Sud-Est. Vers la Méditerranée s'écoulent de courts fleuves côtiers, dont les principaux sont, du Nord à l'Est, le Rio Martil (cluse de Tétouan), l'oued Lao (recoupant aussi en cluse toute la haute chaîne), l'oued Mter au milieu de l'arc montagneux, l'oued Rhiss et l'oued Nekkor tout à l'Est. Vers l'Atlantique, les eaux sont drainées directement par l'oued Loukkos, et surtout par l'oued Ouerrha et ses affluents, tributaires de l'oued Sebou.

CLIMAT ET ÉROSION

Tous ces cours d'eau présentent un régime torrentiel et entretiennent une vive érosion. Les pluies sont en effet abondantes (leur hauteur dépassant

souvent 1 m, voire 1,50 m sur les sommets culminants) et leur répartition est de type méditerranéen. Par suite de la dégradation du couvert forestier initial, les ravinements et glissements de versant sont intenses. Ces caractères de montagne humide, sub-humide ou semi-aride ne concernent que le Rif central et occidental ; les régions orientales, à l'Est de Targuist et Al-Hoceïma, sont semi-arides ou franchement arides.

5.1.3. Structure et chronologie générales

5.1.3.1. *LE RIF, CHAINE GEOSYNCLINALE ALPINE*

Le Rif est une chaîne alpine par son âge comme par son style.

Son âge : il comporte, au-dessus d'éléments de socle ancien, une série sédimentaire secondaire et tertiaire, affectée par des plissements paroxysmaux du Tertiaire.

Son style : il présente non seulement des plissements multiples et intenses, souvent accompagnés de métamorphisme, mais aussi des phénomènes de charriages, d'ampleur et de mode variés.

A ce titre, la chaîne rifaine pose encore des problèmes aussi fondamentaux que difficiles à résoudre — on dirait presque : sans espoir de solution définitive. Les pages suivantes se font l'écho des discussions passionnées auxquelles prennent part actuellement géologues et géophysiciens. On en trouve un compte-rendu plus direct dans le numéro spécial du Bulletin de la Société géologique de France (15/2, 1973), sur l'Arc de Gibraltar, numéro qui offre également de précieux guides pour des excursions dans le Rif aussi bien que dans les Cordillères Bétiques.

Du reste le Rif n'est qu'*un segment de l'ensemble bien plus vaste des chaînes alpines méditerranéennes* (fig. 1). Plus particulièrement il appartient au sous-ensemble bético-rifo-tellien qui frange la Méditerranée sud-occidentale (fig. 148) et se raccorde, par la Sicile, à l'Apennin.

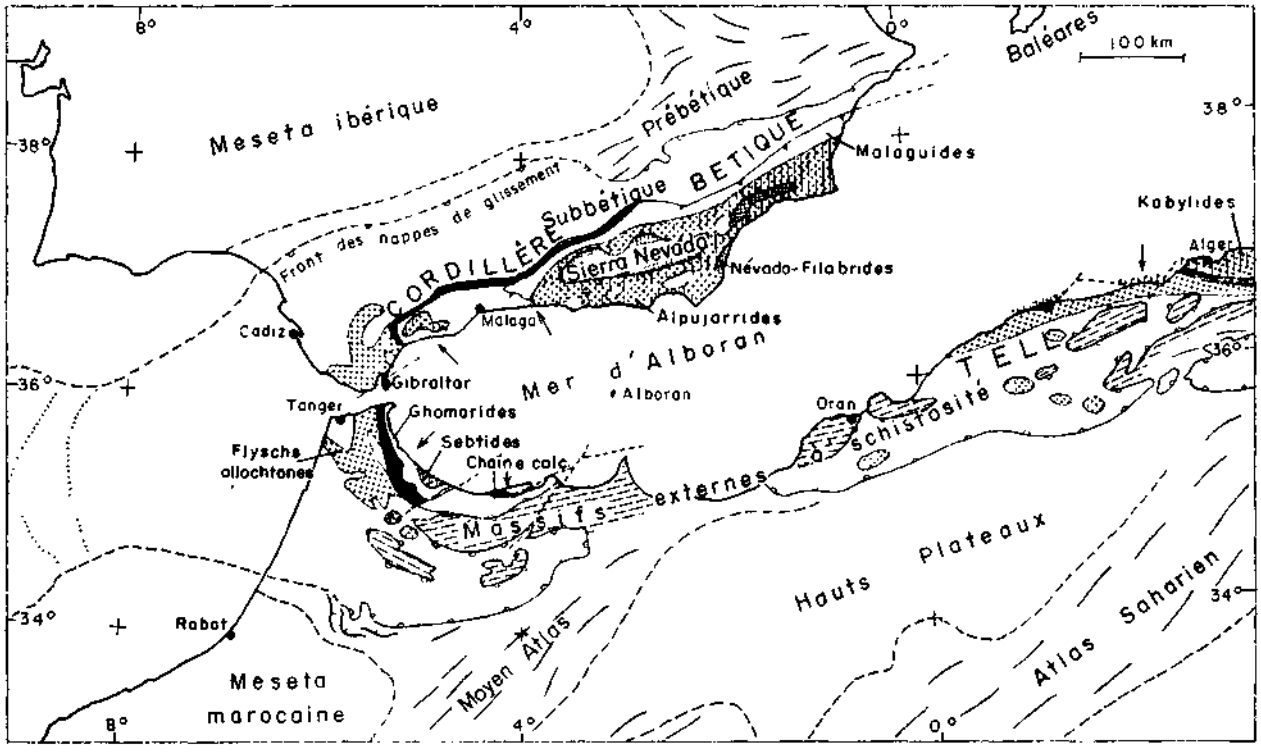


FIG. 148 — Schéma tectonique indiquant la place du Rif dans l'arc alpin de Gibraltar et l'ensemble bético-rifo-tellien. Traits lâches : zones plissées externes sans schistosité; traits serrés : zones externes à schistosité; pointillé : nappes des zones internes; en blanc à la périphérie de l'arc : nappes de glissement. D'après Durand-Delga, 1969 et Andrieux & *al.*, 1971. Prolongement sous-marin des nappes de glissement d'après Bonnin & *al.*, 1975.

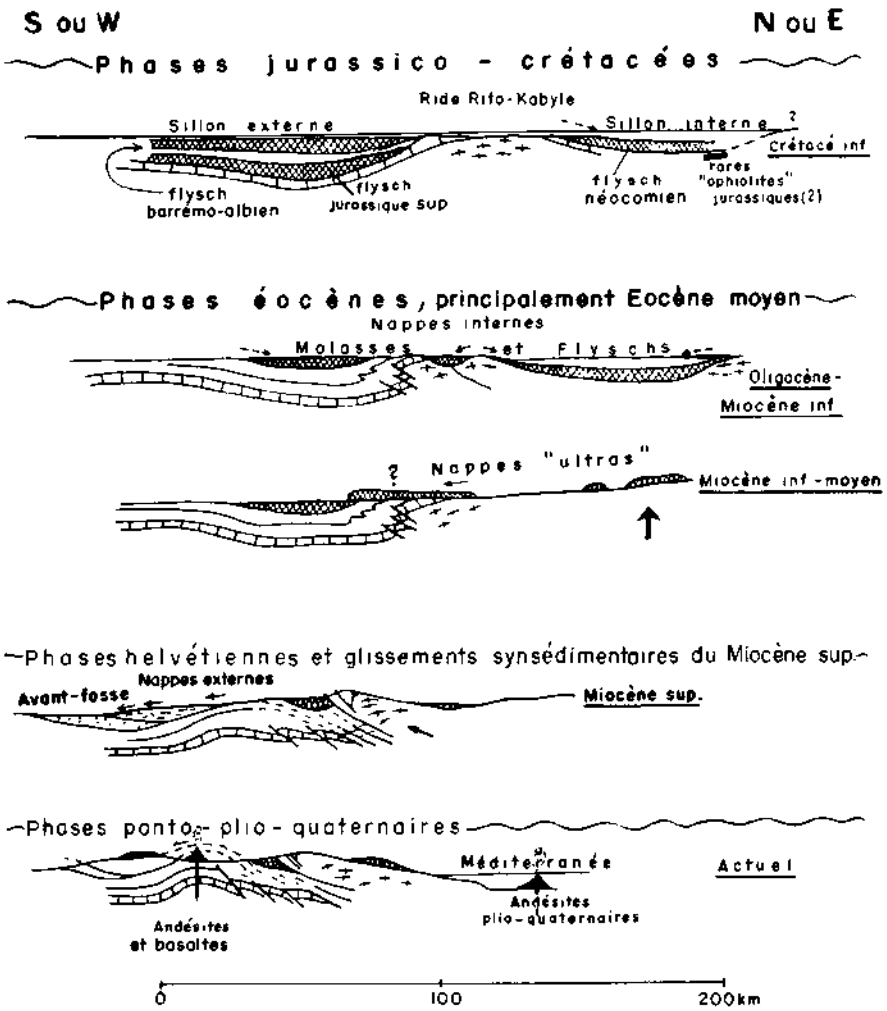


FIG. 149 — Coupes schématisant l'évolution de la chaîne rifo-tellienne dans l'hypothèse de deux sillons séparés par une dorsale comportant également deux chaînes calcaires. Les flèches en pointillé indiquent les apports détritiques. D'après Mattauer, 1963-64 et Andrieux, 1971. Voir aussi, en fin de chapitre, la présentation de deux autres reconstitutions pour le Tell (fig. 204 et 204 bis).

Comme les autres éléments de cette longue chaîne, le Rif présente des *caractères d'orogène géosynclinal*. Caractères du style tectonique tel que l'on vient de le décrire, mais aussi caractères de l'évolution tout au long du cycle orogénique (fig. 149) :

— mouvements orogéniques répétés en plusieurs phases, précoces, préparoxysmales, paroxysmales, tardives, phases dont l'enchaînement continu est probable au moins pour les dernières,

— manifestations magmatiques tardi- et posttectoniques importantes, andésitiques et basaltiques.

Il s'agit bien d'une zone d'instabilité maximum de la croûte. *Les roches vertes ou ophiolites sont ici presqu'absentes* (§ 5.3.1.2), contrairement à ce qui s'observe dans les Alpes elles-mêmes, dans l'Apennin ou plus à l'Est. Cependant le manteau supérieur est impliqué dans les zones internes, où il forme un « corps des Bni-Bouchra » peut-être comparable au « corps d'Ivrée » des Alpes occidentales (Demnati, 1972).

La quasi-absence d'ophiolites (basaltes, gabbros, péridotites serpentinisées, avec séries sédimentaires associées) à l'affleurement n'empêche pas que la chaîne du Rif mérite le qualificatif de géosynclinal (Debelmas & *al.*, 1966). On n'est d'ailleurs pas certain qu'il n'en existe pas, dissimulées sous la mer d'Alboran : que verrait-on des ophiolites, dans les Alpes occidentales, si les Schistes lustrés

piémontais se trouvaient sous les eaux (Aubouin *in* Coll. A.T.P. 1973, p. 187) ?

Dans les zones émergées les plus internes du Rif, comme dans leurs correspondantes bétiques, on connaît un matériel primaire et peut-être précambrien, faisant penser à une croûte continentale amincie ou croûte intermédiaire, avec remontée locale du manteau à l'affleurement. Mais les ultrabasites ont-elles été remontées pour l'essentiel par la tectonique précambrienne (Kornprobst, 1971-1974, pour les Bni-Bouchra) ou tertiaire (Loomis, 1972, pour la Sierra de Ronda en Espagne)? Par quels processus la croûte s'est-elle amincie ? Y a-t-il eu formation de croûte océanique véritable vers l'intérieur du domaine, et si oui, quand ? Autant de questions débattues aujourd'hui à propos de l'Arc de Gibraltar et de la mer d'Alboran, en fonction des données géophysiques ou géologiques et des concepts de la tectonique des plaques. On y revient plus loin (notamment § 5.1.4.2 et chap. 6).

Les phases tectoniques tertiaires transforment le géosynclinal rifain en un orogène complexe, beaucoup moins large que le domaine paléogéographique initial, à cause des plis et surtout des chevauchements multiples. Les mouvements tardifs nous rendent observable, en la soulevant en montagne, une grande partie de l'orogène, mais ils escamotent le reste sous les eaux de la Méditerranée.

Dans la chaîne se reconnaît une organisation en *zones longitudinales* discontinues et courbées cartographiquement — caractère habituel des chaînes alpinotypes. Il s'agit de zones structurales, dérivant plus ou moins directement des rides et sillons initiaux. Ces zones sont grossièrement parallèles au relief montagneux et se distinguent bien par leurs caractères géomorphologiques.

Enfin, transversalement à ce dispositif en zones structurales allongées, il est loisible de définir une *polarité*, ce qui est également de règle dans ce type d'orogène.

La forme arquée du *relief général* permet déjà de définir un côté *interne*, vers la mer d'Alboran, et un côté *externe* vers la terre ferme, ou, dans la région de Tanger, vers l'Atlantique.

Les *structures géologiques* permettent aussi de définir une polarité transversale à la chaîne, mais d'une manière plus ambiguë. Elles présentent un déversement (plis, écailles profondes) et un écoulement (nappes superficielles) qui se font dans le même sens général : les zones internes se déversent, s'écoulent vers les zones externes. Il existe cependant des structures déversées en sens contraire, simples renversements locaux ou même, dans certaines interprétations, phénomènes primaires de grande ampleur (Durand-Delga, 1965 ; Kornprobst, 1971). Autre gradient, le degré de déformation tectonique et de recristallisation métamorphique tend à diminuer de l'intérieur de la chaîne jusqu'à l'avant-pays. Enfin, l'histoire pré-orogénique, c'est-à-dire essentiellement la stratigraphie de ces zones internes et externes permet aussi de les opposer, moins radicalement cependant que les critères structuraux.

A y regarder de près, on peut distinguer dans l'arc rifain *deux virgations* (Andrieux, 1971, p. 17). La principale conduit du Rif central jusqu'au Détroit de Gibraltar (et aux Cordillères Bétiques) ; elle montre des déversements divergents. L'autre caractérise le Rif oriental, où les déversements convergent en se moulant sur une avancée du môle atlasique (fig. 148).

5.1.3.2. *LE RIF SEPTENTRIONAL*

A l'intérieur de l'arc montagneux, une zone géomorphologique tranche sur toutes les autres : la *Chaîne calcaire*, alignement de hauts sommets dont l'armature calcaro-dolomitique est d'âge triasico-liasique. Au Nord de la cluse de Tétouan, c'est le chaînon du Haouz, se terminant par le massif du J. Musa (« colonne d'Hercule » de la rive africaine du détroit, en face du Rocher de Gibraltar). Au Sud de la même cluse, c'est la Dorsale calcaire proprement dite, avec le massif du J. Kelti puis, au-delà de l'oued Lao, ceux du J. Tizouka (dominant Chéchaouène) et du J. Lechchab (au-dessus de Bab-Taza). Effondrée et décrochée entre ce dernier massif et la Pointe des Pêcheurs (décrochement sénestre de Jebha), la Chaîne calcaire réapparaît plus à l'Est dans les Bokkoya, puis disparaît en mer à Al-Hoceïma (on ne la retrouve bien développée qu'en Kabylie, à 600 km de là).

Bordant en général au Nord-Est la Chaîne calcaire, la « *Zone paléozoïque et cristallophyllienne* » constitue le deuxième élément géomorphologique majeur du Rif septentrional. C'est une zone de montagnes basses descendant jusqu'à la mer, où elle forme des caps comme celui de Sebta (Ceuta), le Cabo Negro, Ras Akaïli ou la Pointe des Pêcheurs. Le massif des Bni-Bouchra se signale par de vastes affleurements de roches ultrabasiques. Vers l'Est on retrouve des éléments de la zone dans les Bokkoya et, au-delà d'Al-Hoceïma, dans les Beni-Saïd et au Cap des Trois-Fourches (Mellila).

A cause de leur série jurassico-crétacée et éocène peu épaisse, « condensée », souvent très lacuneuse et contrastant donc avec celle des sillons voisins (ou : du sillon voisin), Chaîne calcaire et Zone paléozoïque et cristallophyllienne sont regroupées sous le nom de «*Zone géanticlinale*», A. Faure-Muret & G. Choubert (1965-66, 1971) ont forgé pour elle le nom de « Rifides ». Sa « tendance positive » s'estompe à l'Oligocène, aux dépôts flyschoïdes assez épais. Admettant pour cette zone, avec de nombreux auteurs, une posi-

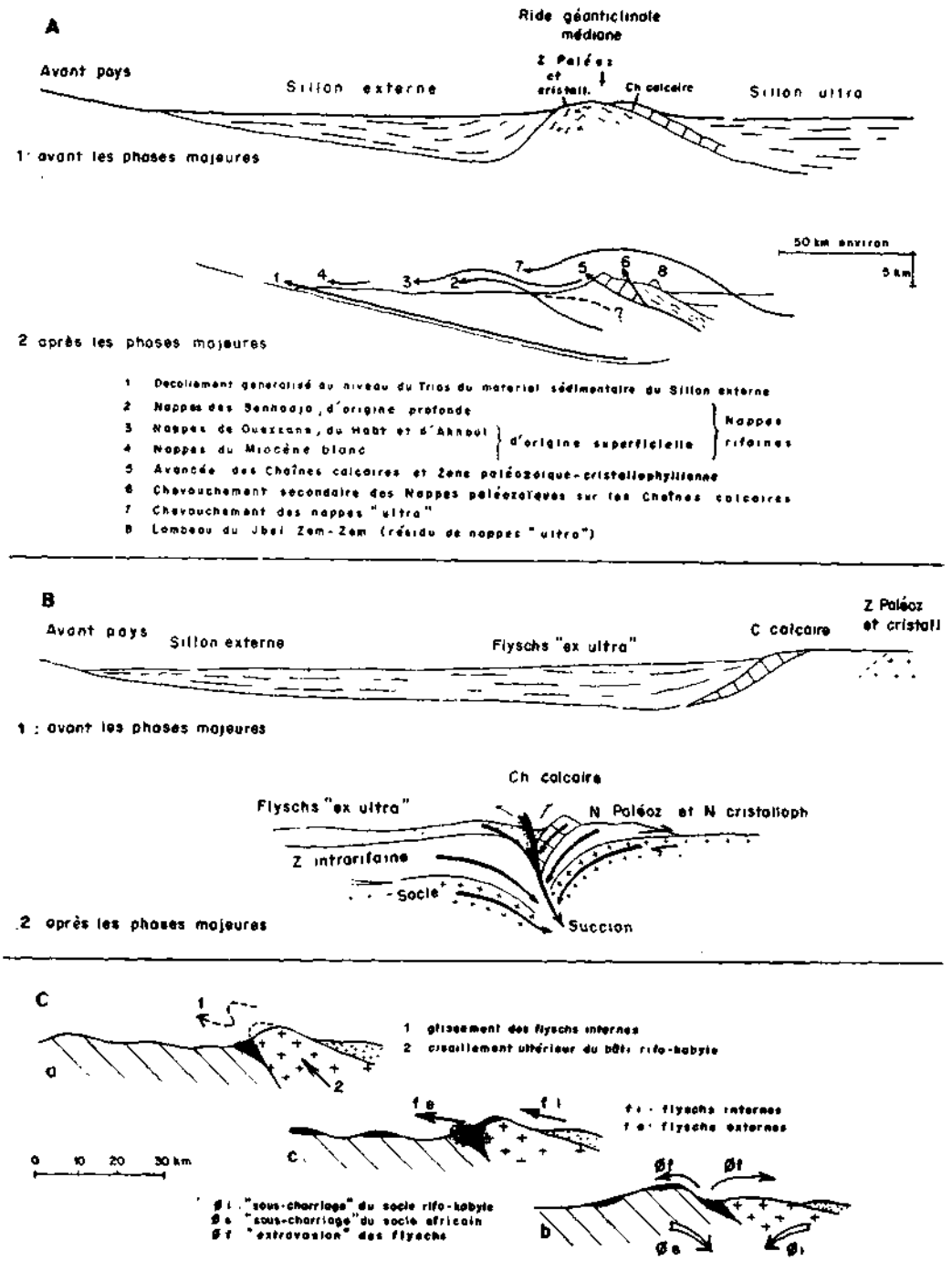


FIG. 150 — Hypothèses interprétant la paléogéographie rifaine (bético-rifo-tellienne) et particulièrement l'origine des flyschs allochtones.

A : Hypothèse « ultra » admettant un sillon interne, ultra-rifain (Durand-Delga & Mattauer, 1960). On a ici figuré une seule chaîne calcaire; un autre modèle est indiqué sur la figure précédente.

B : Hypothèse de la « succion », plaçant le sillon des flyschs en position externe (Durand-Delga, 1963, 1969). (A et B : schémas de Suter, 1967).

C : Comparaison des deux hypothèses précédentes (a et b) et d'une théorie « mixte » (c) admettant deux sillons de flyschs, interne et externe (Caire, 1963b). Voir aussi, en fin de chapitre, la figure donnée par Delteil & *al.*, 1971, ainsi que celle que propose J.-F. Raoult, 1975 (fig. 204 et 204 bis).

N.B. : En A4, au lieu de « Miocène blanc », lire « type Tsoul » (cf. D. Leblanc, 1975).

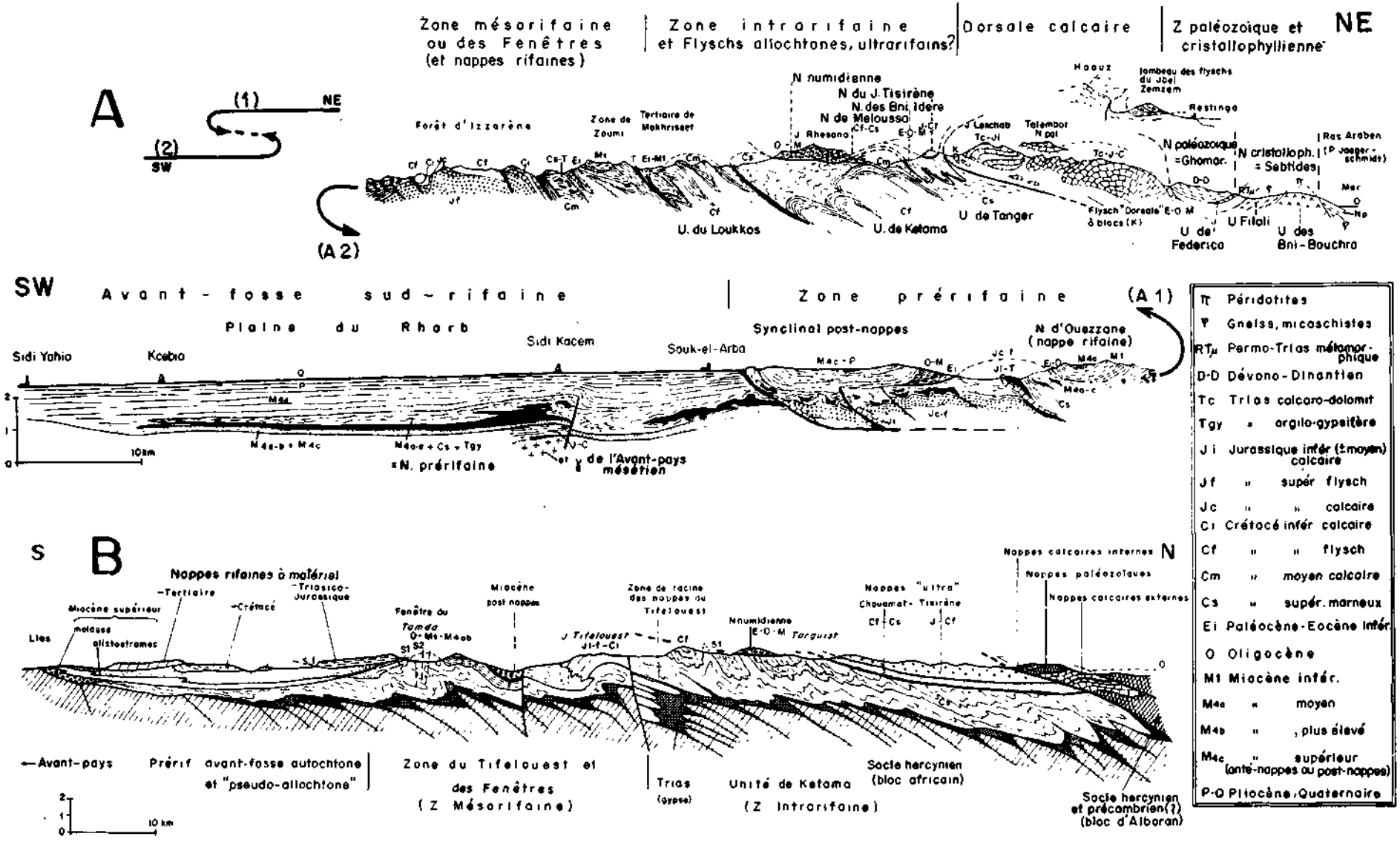


FIG. 151 — Deux coupes générales dans le Rif.
Situation : voir carte structurale précédente (fig. 147). Ces coupes sont schématiques; leurs échelles sont différentes; dans chacune les hauteurs sont exagérées deux à trois fois.
A : Transversale occidentale, d'après Durand-Delga & *al.*, 1960-62 (surtout A2); Suter, 1967 (A1, Nord de A2); Kornprobst, 1971 (Nord de A1).
B : Transversale orientale, d'après Andrieux, 19 71 (au Nord des Fenêtres) et Vidal, 1971 (au Sud).
Pour le sillon externe, comparer avec la figure suivante.

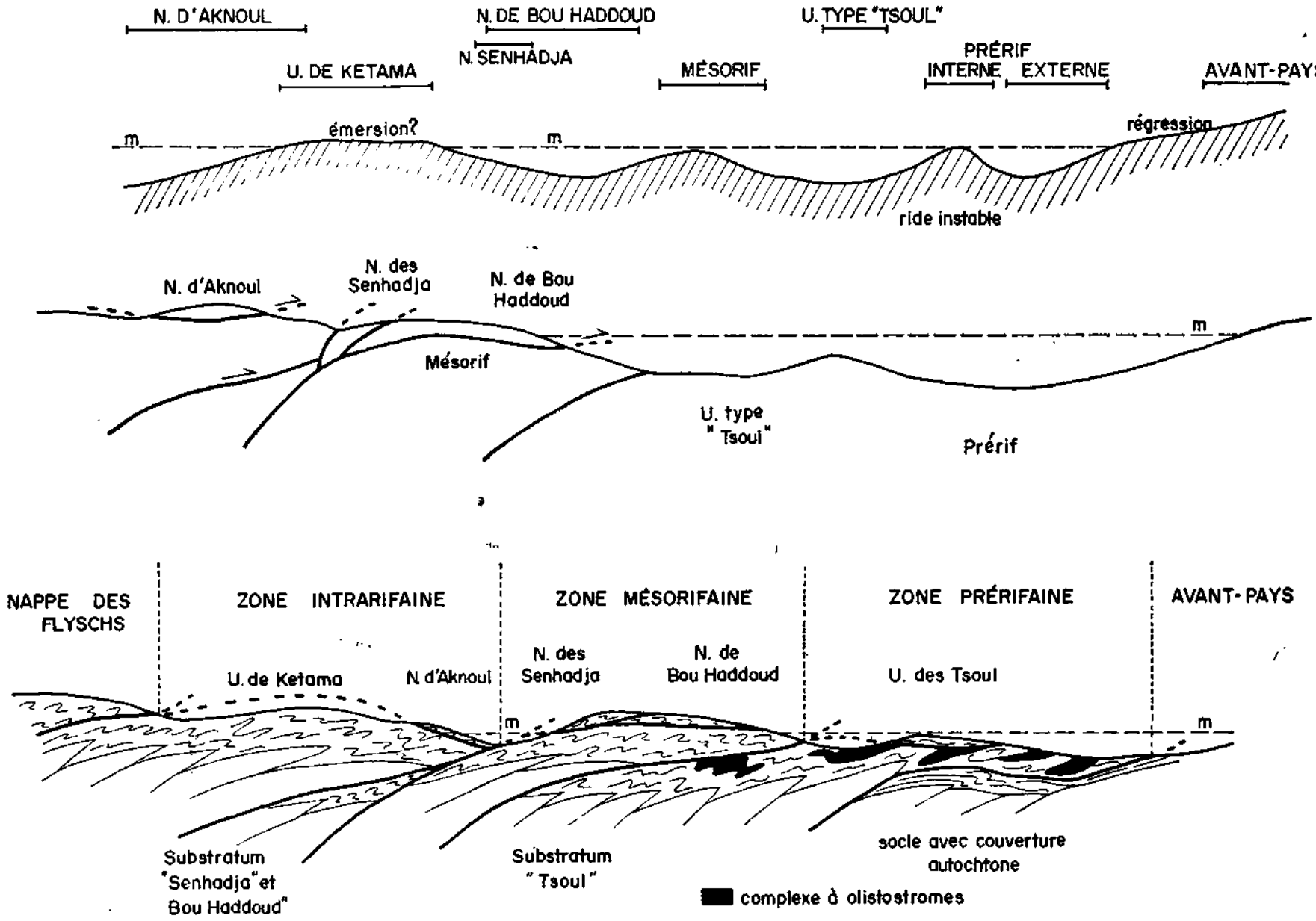


FIG. 151 bis — Structure et évolution du Rif externe oriental selon D. Leblanc (1975). Coupes très simplifiées, à l'Eocène inférieur, au début du Miocène moyen et au Tortonien supérieur (de haut en bas).

tion initiale (avant la tectogenèse du Tertiaire) entre deux sillons de sédimentation, l'un externe, l'autre plus interne, dit « ultra » (fig. 150), on pourrait aussi la qualifier de « zone médiane » ou « *ride médiane* ». Mais certains auteurs mettent en doute une telle reconstitution paléogéographique (cf. § 5.3.2.2). Pour eux, le géanticlinal mérite seul le qualitatif d' « interne » et il n'y a pas eu de sillon interne (fig. 150 B).

Sous la même étiquette géanticlinale se rangent en réalité des *zones structurales diverses* (fig. 151), plus diverses encore que la géomorphologie ne le laisse d'abord supposer et dont la disposition antétectonique prête à discussion. La chaîne calcaire paraît devoir être en général divisée en une *chaîne calcaire externe* (jadis située à la marge du sillon externe) et une *chaîne calcaire interne* qui serait « ultra » par rapport à la zone paléozoïque et cristallophyllienne (cf. fig. 149). Celle-ci doit être subdivisée en *nappes paléozoïques* ou « *Ghomarides* » et *nappes cristallophylliennes* ou « *Sebtides* » (Durand-Delga & Kornprobst, 1963). Ces dernières seraient les témoins de la « croûte mésogéenne » (Glangeaud, 1961-62, 1971), soubassement du « bloc d'Alboran » (Andrieux, 1971 ; Kornprobst, 1971) commun au Rif et aux Cordillères Bétiques et aujourd'hui largement effondré, ou encore des témoins du « bloc des zones internes » fragmenté (Olivet & *al.*, 1973). C'est dans les Sebtides que se localisent les ultrabasites.

Ajoutant encore à la diversité du Rif septentrional, le *lambeau allochtone du J. Zem-Zem* est est un élément étranger au domaine géanticlinal, issu d'un sillon des flyschs que définit le paragraphe suivant.

5.1.3.3. *LE RIF CENTRAL*

Ce domaine complexe entoure l'arc calcaire, paléozoïque et cristallophyllien à l'Ouest et au Sud. Il correspond, au Nord des collines prérifaines, à ce que les anciens auteurs appelaient « Zone marno-schisteuse ». Il faut en réalité y distinguer deux ensembles majeurs (fig. 151).

L'un dérive du remplissage de l'ancien *sillon externe*, ou du moins de sa partie principale. Il est constitué par les unités « intrarifaines » et, à leur marge externe, par les unités « mésorifaines » au sens de G. Suter (1965), souvent regroupées sous le nom d'unités « rifaines » (Durand-Delga & *al.*, 1960-62; Vidal, 1971). Ces unités sont en partie enracinées et parautochtones, en partie décollées et charriées vers l'extérieur.

L'autre ensemble est entièrement *allochtone* et, dans l'esprit de nombreux géologues, représente le remplissage d'un ancien sillon interne, situé quelque part entre Rif et Cordillères Bétiques. Les piles sédimentaires issues de ce sillon lors des compressions tertiaires forment aujourd'hui les unités « *ultra-rifaines* », posées sur le matériel rifain externe (fig. 149, fig. 150 A). Le lambeau du J. Zem-Zem semble un témoin de cette migration par-dessus le géanticlinal médian, puisqu'il est fait d'un matériel « ultra », posé sur les nappes paléozoïques. Cependant, certains auteurs rejettent l'idée d'une origine « ultra » pour ces diverses unités allochtones et les considèrent comme issues d'une portion très interne du sillon externe ou sillon « *infra* » (Coll. A.T.P. 1973), dit en Algérie sillon « *citrakabyle* » (Raoult, 1975), dont le socle aurait disparu par « succion » (fig. 150 B), sous-charriage ou subduction (fig. 150 C ou 190 A_2). On revient au § 5.3.2.2 sur cette théorie.

Quoi qu'il en soit, l'allochtone généralement considéré comme « ultra-rifain » est constitué de séries où dominent les faciès pélagiques et, surtout les faciès *flyschs*. Il est fragmenté en diverses nappes, dont les principales sont la nappe des *Beni-Idère* (corps principal = molasse ou flysch fin d'âge oligocène), bien développée à l'Est et au Sud de Tanger; la nappe du *Tisirène* (flysch du Crétacé inférieur), typique au Jbel du même nom (2 100 m) et s'étendant largement au Sud et à l'Ouest des Bokkoya : les nappes de *Chouamate-Melousa* (Crétacé moyen et supérieur) et, enfin, la nappe *numidienne* (flysch grossier de l'Oligo-Miocène) dont les masses gréseuses semblent avoir migré souvent plus loin que les autres nappes « ultras » et forment des crêtes élevées à l'écart de la chaîne principale : J. Sougna (1 700 m) et J. Rhesana (*idem*) de part et d'autre des sources du Loukkos ; J. Outka (1 600 m) vers le milieu de l'arc ; J. Berkane (1 700 m) dans le Rif oriental. En Algérie, la position allochtone du Numidien est cependant mise en doute (Bouillin & Raoult, 1971 ; Raoult, 1975), ou à tout le moins l'unicité de cette nappe, qui devrait être subdivisée en Numidien externe et Numidien interne (Delteil & *al.*, 1971). Un métamorphisme épizonal à chloritoïde s'est développé dans les unités de couverture des Sebtides, probablement après les charriages éocènes et avant l'Aquitanien (Kornprobst, 1971-74).

Dans les unités « intrarifaines », on peut distinguer trois parties. Au Nord-Ouest, un domaine de marnes et calcaires marneux du Crétacé supérieur. C'est essentiellement l'*unité de Tanger*, dont les terrains, très tendres, affleurent généralement en contrebas de nappes ultra-rifaines charriées par-dessus. Vers l'Est, surgissant de sous l'unité de Tanger, l'*unité de Ketama* est essentiellement constituée de Crétacé inférieur. Son flysch gréseux

albo-aptien arme les hautes crêtes du J. Tidirhine (2 452 m, point culminant du Rif). Enfin, tout un ensemble de terrains dont l'âge va du Paléozoïque au Miocène moyen se sont trouvés charriés vers l'extérieur et constituent aujourd'hui les différentes *nappes rifaines : nappes du Habt, d'Ouezzane,* des *Senhaja, d'Aknoul,* etc. Les derniers témoins de ces nappes s'égrènent jusque dans les Kerker et les Kebdana. Leur origine est à rechercher soit au Sud, soit plutôt au Nord de l'unité parautochtone de Ketama (Andrieux, 1971), ou encore en partie au Nord, en partie au Sud peut-être (D. Leblanc, 1973, 1975).

Quant à la *zone « mésorifaine »* elle se distingue surtout par sa position habituelle en fenêtre sous les nappes précédentes : d'où son nom de *« zone des fenêtres »*. Les plus typiques sont celles du Nekkor, du J. Kouine, du Tamda, du Tifelouest (avec sa structure interne compliquée) et enfin, tout au Nord-Ouest, de la Forêt d'Izzarène. Par ses flyschs gréseux jurassico-crétacés ainsi que par son Tertiaire (sous-zone de Zoumi), elle présente incontestablement un air de famille avec le domaine intrarifain. Sa série se termine avec le Miocène inférieur-moyen (la nomenclature utilisée pour le Miocène est indiquée figure 170).

Un métamorphisme épizonal a affecté l'autochtone ou parautochtone rifain central et oriental (fig. 176 : unité de Ketama, Est de la zone des fenêtres, Temsamane), postérieurement au Miocène inférieur-moyen (qui est affecté) et antérieurement à un rejeu de l'accident du Nekkor et aux charriages rifains d'âge tortonien (Andrieux, 1971, 1973 ; D. Leblanc, 1975).

5.1.3.4. *LE PRERIF ET LE SILLON SUD-RIFAIN*

A l'extérieur de l'ensemble montagneux rifain, vient un domaine de collines au relief généralement mou, à dominante argilo-marneuse : c'est la *zone prérifaine* (fig. 147 et 151). Dans le Prérif interne, les terrains jurassiques et crétacés tiennent encore une place importante : c'est la ligne des *sofs,* arêtes rocheuses discontinues — on pourrait traduire « klippes » — à matériel jurassique. Le problème se pose de savoir si ce sont des écailles du soubassement prérifain ou des éléments rifains charriés (§ 5.2.2.1).

De tels éléments rifains sont en tout cas identifiables dans des *nappes à matériel tertiaire,* essentiellement Miocène inférieur et moyen : nappe d'Ouezzane, nappe du type Tsoul, etc., qui se retrouvent jusque dans le Prérif externe. Ces nappes reposent en général sur un *Complexe prérifain* qui se caractérise par l'importance des remaniements sédimentaires à toutes les échelles. Il a pu être interprété comme un olistostrome, un écoulement boueux chaotique ayant glissé, avec sa surcharge de nappes rifaines, sur la pente nord d'une *avant-fosse* d'âge miocène supérieur, une controverse porte sur l'ampleur et l'origine du phénomène (§ 5.2.3.1).

Ensuite, le comblement de l'avant-fosse s'acheva par la sédimentation du « Miocène post-nappes » (Tortonien supérieur à Pliocène), transgressif jusque sur la zone mésorifaine : c'est la sédimentation caractéristique du « *détroit* » ou « *couloir sud-rifain* » (en somme : le stade final de l'avant-fosse prérifaine).

Des plissements tardifs ont isolé des synclinaux de Miocène post-nappes à l'intérieur des domaines pré- et méso-rifain (synclinaux du Moyen-Ouerrha notamment). Les mêmes mouvements ont provoqué la surrection d'anticlinaux où l'érosion a mis à jour, sous la « nappe » prérifaine, l'autochtone jurassico-crétacé et sa croûte de molasse tortonienne anté-nappes : telle est l'origine des *Rides prérifaines,* au Nord de Meknès.

5.1.3.5. *LES VOLCANS DU RIF ORIENTAL*

C'est également à partir des « événements » du Miocène supérieur qu'ont commencé à s'édifier les volcans rhyolitiques et trachy-andésitiques ou, mieux, shoshonitiques (Hernandez, 1975) connus dans l'Oriental, à cheval entre le Rif et son avant-pays. Le volcan du Cabo Quilates et plus encore celui des Trois Fourches sont installés très à l'intérieur de la chaîne, par-dessus des éléments du géanticlinal. Les volcans de Nador (Gourougou = Guelayas centraux) et des Beni-Bou-Ifrour, associés à des intrusions granodioritiques et à des minéralisations ferrugineuses, sont plus externes, posés sur de vastes fenêtres de l'avant-pays. Ce volcanisme du *Ponto-Pliocène* a été étudié à propos du domaine atlasique (voir § 4.3.6.4 B). On sait que se développe ultérieurement un important *volcanisme basaltique plio-quaternaire,* à tendance d'abord sous-saturée et que des basanites et aïounites étaient apparues dès le Paléocène (cf. D. Leblanc, 1975).

On a là une bonne illustration de la succession classique : *volcanisme et magmatisme tardi-orogénique,* probablement en rapport avec une fusion anatectique locale de l'écorce ; *volcanisme post-orogénique,* lié à la montée « directe » de magmas basaltiques par les fissures d'une écorce refroidie. L' « archipel volcanique » du Miocène supérieur (G. & H. Termier, 1956-57 ; p. 757), à la lisière de la chaîne géosynclinale, n'est pas sans évoquer le dispositif des arcs insulaires (type péri-Pacifique). Dans l'optique de la tectonique des plaques (cf. chap. 6), on envisagerait alors une subduction vers le Sud, semblable à celle que suggère à titre

d'hypothèse J. Andrieux (1973) pour rendre compte du métamorphisme des zones intra- et méso-rifaines (fig. 176), à peine plus précoce (Miocène moyen au lieu de Miocène supérieur). Néanmoins, *on ne saurait se faire une juste idée de la répartition des volcans rifains sans considérer ceux qui parsèment la Méditerranée d'Alboran* (§ 5.1.4.2).

5.1.3.6. *CHRONOLOGIE GENERALE DE L'OROGENESE*

Sans entrer ici dans les détails (voir les § suivants), il est utile d'indiquer les grandes dates de l'évolution du géosynclinal rifain (fig. 149 et 152). On le fera suivant l'interprétation paléogéographique classique (fig. 149 ou 150 A), mais la transcription est aisée à faire dans le langage de l'hypothèse opposée (fig. 150 B).

Le géosynclinal rifain, à l'exception, peut-être, de son sillon « ultra », s'installe sur une écorce continentale ayant subi en dernier une *orogenèse hercynienne* plus ou moins accentuée (cf. 5.1.3.1). La différenciation entre avant-pays, sillon externe et géanticlinal médian s'esquisse au *Trias* puis s'affirme au *Jurassique* (moyen) - supérieur. Le sillon ultra s'oppose au géanticlinal essentiellement à partir du *Crétacé inférieur* (avec discordances locales, § 5.4.2.3).

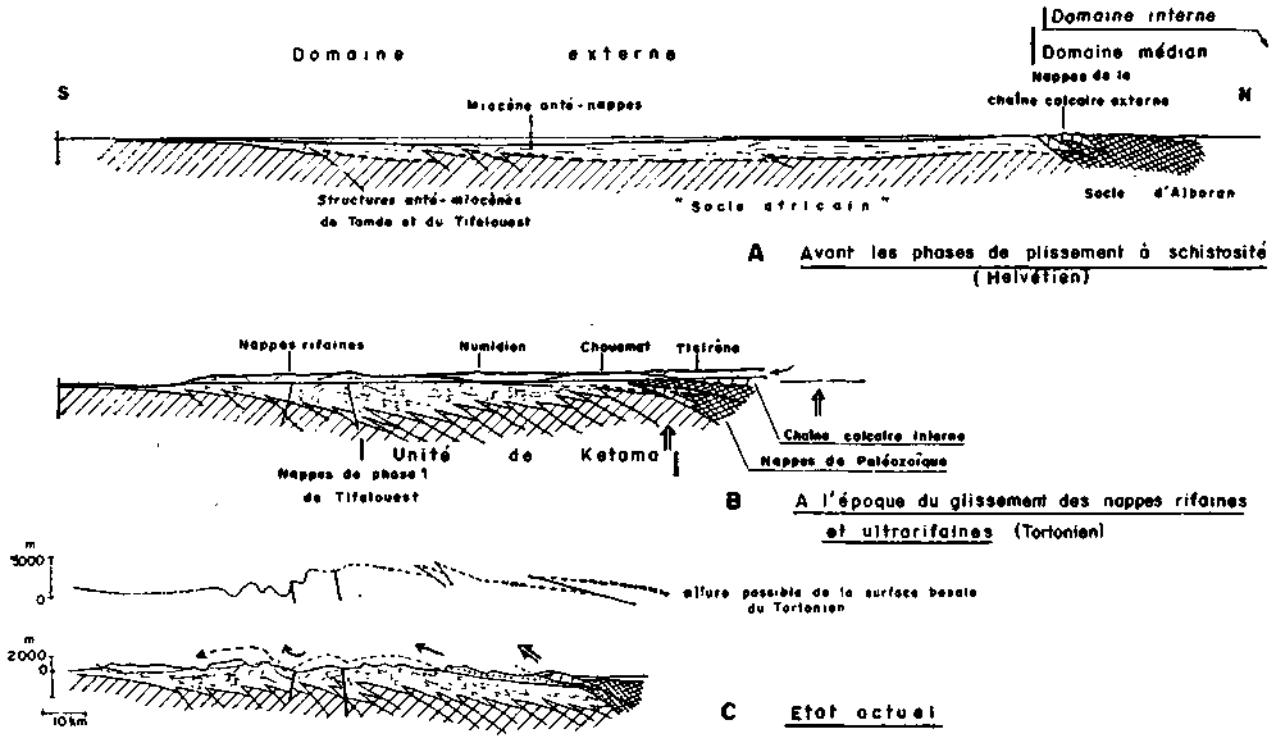


FIG. 152 — Coupes schématiques retraçant l'évolution du Rif, d'après Andrieux (1971). Voir *in fine* les autres synthèses possibles présentées à propos de l'Algérie (fig. 204 et 204 bis) et, pour le Rif externe, voir la figure précédente.

Ce type de paléogéographie (sillon-ride-sillon) est bouleversé par une suite de *mouvements éocènes* (Paléocène et surtout fin de l'Eocène moyen). Leurs effets cumulés déterminent une discordance prononcée de l'Eocène supérieur — Oligocène sur l'ex-géanticlinal, maintenant effondré. La période qui s'ouvre voit se déposer des séries flyscho-molassiques, d'âge priabono-oligo-miocène sur toutes les zones internes et la partie interne du sillon externe.

La période se termine par une nouvelle tectonisation des zones internes avec plissement puis charriage (ou suite du charriage) des nappes ultras et des nappes rifaines vers les zones les plus externes entrées en subsidence. Au *Miocène moyen-supérieur,* le sillon migre en effet vers la bordure mésétienne et donne l'avant-fosse prérifaine. Le « charriage » prérifain puis la sédimentation mo-

lassique banale comblent l'avant-fosse du Miocène supérieur, bientôt déformée par des plissements tardifs. Alors débute l'évolution (ponto)-plio-quaternaire conduisant au relief actuel.

5.1.4. L'évolution ponto-plio-quaternaire du relief

L'étude des formes du relief et des dépôts les plus récents (formations de pente, alluvions, plages soulevées), bref, la *géomorphologie* permet de se faire une idée des mouvements tardifs, essentiellement plio-quaternaires, ayant affecté l'orogène rifain après les derniers plis pontiens. Cette approche géomorphologique permet du moins de connaître la composante verticale de cette « néotectonique ». Elle doit être complétée par l'*océanographie géophysique* des mers avoisinantes, dont la topographie et les dépôts mous sont aussi sous la dépendance de cette néotectonique, mais qui portent aussi l'héritage d'une histoire plus ancienne (Olivet & *al.*, 1973).

5.1.4.1. *LES DONNEES DE LA GEOMORPHOLOGIE*

On a déjà retenu des études de G. Maurer (chap. I) diverses conclusions concernant les caractères et l'évolution du relief. Résumant, d'après le même auteur la succession des « visages » du Rif, on fera maintenant ressortir l'influence du second des facteurs géomorphologiques essentiels : l'intervention des mouvements orogéniques *s.l.* (néotectonique).

Au Pontien, une topographie molle est réalisée par l'érosion des plis (modérés) du Tortonien terminal ; les dépôts continentaux jalonnant cette « surface d'aplanissement imparfaite » ne sont conservés qu'en quelques points du littoral méditerranéen (1968, p. 443). Les conglomérats et calcaires lacustres de Kebdani (Rif oriental) sont tantôt concordants, tantôt discordants sur le Messinien (Barathon & Maurer, 1973).

Au Pliocène, un certain soulèvement de la future chaîne intervient d'abord, entraînant l'emboîtement local de Pliocène marin dans la surface précédente (« cluses » de l'oued Lao et de Tétouan), tandis qu'en dehors de la frange côtière la dégradation de la surface pontienne se fait par de larges vallons à versants convexes. La topographie reste molle, l'altération étant surtout chimique sous un climat tropical humide (surtout à l'Ouest : prédominance de la kaolinite, remplacée par la montmorillonite dans le Rif Oriental).

Des témoins de cette surface « ponto-pliocène », plus ou moins encombrée de dépôts ultérieurs, sont visibles aujourd'hui à des altitudes variées, par suite des mouvements verticaux plio-quaternaires. C'est ainsi qu'on la trouve dominant directement la mer de 600 m dans les Bokkoya, alors qu'elle se situe vers 1 100 m à Tamorote et Bab-Berred (au pied du J. Tisirène), vers 1 600 m au « Grand Issakène de Ketama » (fig. 153). *C'est donc par une surrection postérieure au Pliocène que la montagne rifaine prend l'altitude notable que nous lui connaissons.*

Dès le début du Villafranchien interviennent une forte surrection et des basculements. Le Villafranchien inférieur rouge remblaie les creux de la nouvelle topographie, redistribuant les matériaux meubles du manteau d'altération préexistant. Le climat tropical semble d'ailleurs se maintenir. Sur les rivages atlantiques, la transgression moghrébienne à faune chaude se situe vers la fin de cette époque, mais le Calabrien méditerranéen connu plus à l'Est (Oranais) et plus ou moins contemporain contient déjà des éléments froids.

Le changement climatique est acquis au *Villafranchien supérieur*, en même temps qu'une récidive des soulèvements permet l'emboîtement local des nouveaux dépôts dans les précédents (fig. 154). Il s'agit maintenant d'accumulations détritiques grossières, en vastes glacis à blocs peu émoussés (cf. les « rañas » d'Espagne méridionale), s'organisant en larges chenaux caillouteux qui se réunissent en épandages immenses dans les basses plaines du Rharb et du Loukkos. C'est là que l'on rencontre des traces de « pebble culture » archaïque. Il semble que le climat ait été celui d'un premier Pluvial à fonte neigeuse et à pluies brutales de printemps.

A la fin du Villafranchien interviennent dans le Rif (comme dans tout le reste du Maroc, cf. § 1.1.2 et 4.4.3.3) des déformations tectoniques importantes.

« Le Villafranchien rifain, et tout particulièrement le Villafranchien supérieur, est déformé à la fois par des fractures ou des plis et par des mouvements à grand rayon de courbure. Les premiers existent dans toutes les régions; les glacis d'accumulation de l'W sont basculés et faillés; dès la vallée moyenne de l'Ouerrha, plis aigus ou plis lâches, cassures, font que les restes de la couverture caillouteuse se retrouvent dans les positions topographiques les plus diverses; à l'Est des blocs soulevés et basculés affectent les bassins intérieurs, plus encore les bassins côtiers comme ceux de Boudinar et du bas oued Rhiss. C'est enfin grâce à des mouvements à grand rayon de courbure succédant à ceux du Pont'en que la montagne prend son volume à peu près définitif, soulèvements que l'on peut estimer dans le bassin de l'oued Rhiss à plus de 500 m si l'on en juge par la brutale dénivelée des formations détritiques de cet âge et à la situation très déprimée des plus hautes terrasses alluviales à l'endroit

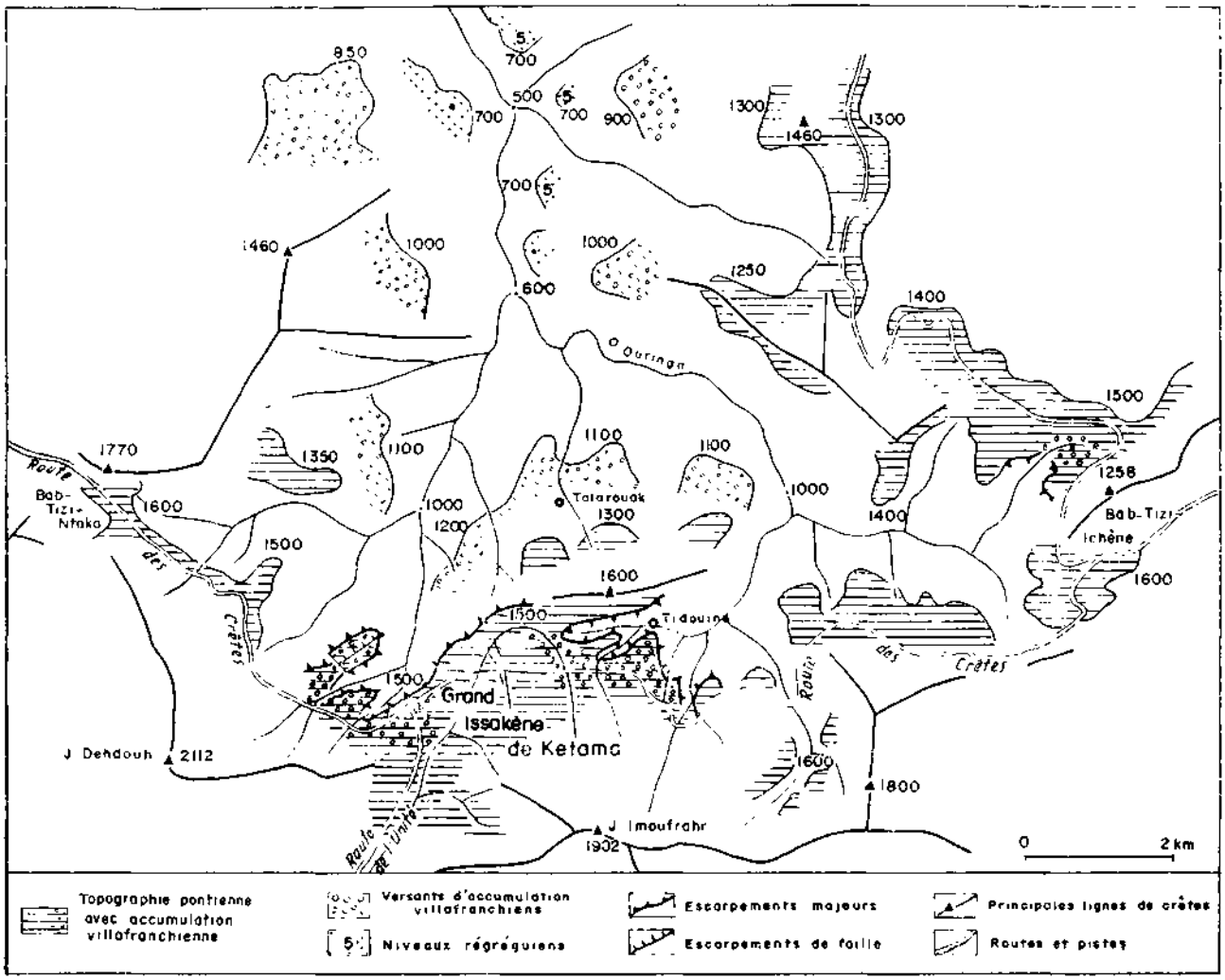


FIG. 153 — Emboîtement des formes de relief dans le haut bassin de l'Oued Ouringa. Extrait de Maurer, 1968.

de la charnière. Toutes ces manifestations tectoniques n'ont d'ailleurs rien d'original et sont très répandues dans le bassin méditerranéen où elles ont été particulièrement étudiées. Elles ont, cependant, un rôle morphologique de première importance car l'écoulement se faisant jusqu'alors sous forme de chenaux, plus ou moins larges, se concentre tandis que s'organise, enfin, le réseau hydrographique tel qu'il apparaît de nos jours » (Maurer, 1968, p. 447).

L'histoire proprement quaternaire débute ensuite par la formation des aplanissements, glacis d'érosion et très hautes terrasses du *Régréguien*. Ces formes recoupent parfois à 45° les dépôts villafranchiens ou s'y emboîtent d'une centaine de mètres. Les dépôts détritiques fins évoquent un climat tempéré océanique (galets calcaires, vermiculite). Un encroûtement se développe à la fin de la période (calcaire ou ferrugineux suivant les matériaux) et selon G. Maurer c'est à cette époque que se sont formées les dalles de type moulouyen (cf. § 1.3.1).

Au long des vallées, il succède typiquement à la haute terrasse régréguienne (150 m), *cinq autres terrasses* quaternaires dont on a déjà indiqué la nomenclature et les altitudes moyennes (§ 1.3.2.3). Mais leur disposition varie en fonction des mouvements quaternaires.

« La tectonique quaternaire, en multipliant les secteurs de subsidence explique également la diminution locale du nombre des niveaux et parfois même leur disparition totale : Rharb, bas Loukkos, vallée moyenne du Nekkor, bassin du Kerte supérieur. Les systèmes de terrasses sont au complet et atteignent leur déboîtement maximum sur les bordures de la montagne. Relativement voisins les uns des autres à l'amont, se rapprochant à nouveau plus ou moins rapidement à l'aval, près des basses plaines alluviales, ils s'individualisent remarquablement au sortir des secteurs les plus élevés de la montagne. Le fait se vérifie sur l'oued Sra, appartenant au réseau de l'Ouerrha, sur l'oued Rhiss moyen. On constate qu'il s'agit es-

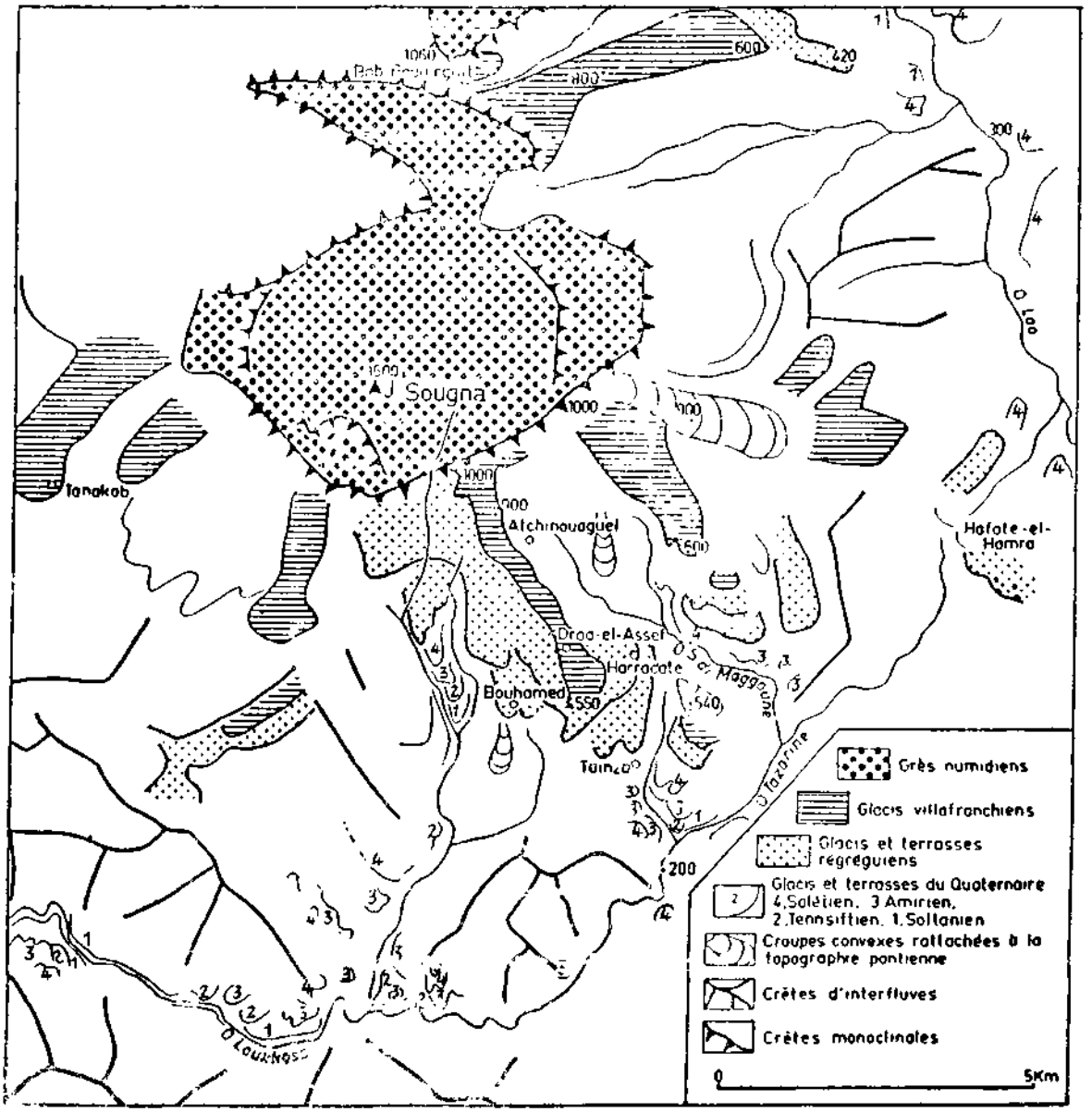


FIG. 154 — L'emboîtement des formes quaternaires dans le Jbel Sougna, à l'Ouest de Chechaouène. Carte de G. Maurer, 1968.

sentiellement de secteurs charnières où les déformations pontiennes et villafranchiennes ont été les plus sensibles, ce qui permet de supposer une prolongation de ces mouvements à grand rayon de courbure au Quaternaire s.s. » (Maurer, 1968, p. 450).

Les hauts versants sont en outre modelés, surtout dans l'Ouest du Rif, par des niches de nivation, des coulées de blocailles ou des accumulations de grèzes, phénomènes liés aux périodes les plus froides. On reconnaît essentiellement (Maurer, 1968, p. 451) trois niveaux de niches datées du Soltanien (fonds de niche vers 2 000 m), du Tensiftien (1 800 m) et du Salétien (1 600 m). Elles correspondent respectivement aux périodes finales du Würm, du Riss et du Günz ; des coulées de blocailles rattachent ces niches aux terrasses correspondantes.

Quant aux niveaux marins, dont l'organisation générale a été exposée au § 1.2 sur la base des observations concernant le littoral atlantique, on peut en observer également cinq au long du Rif méditerranéen. Leurs rapports avec les terrasses alluviales à la lisière du continental sont con-

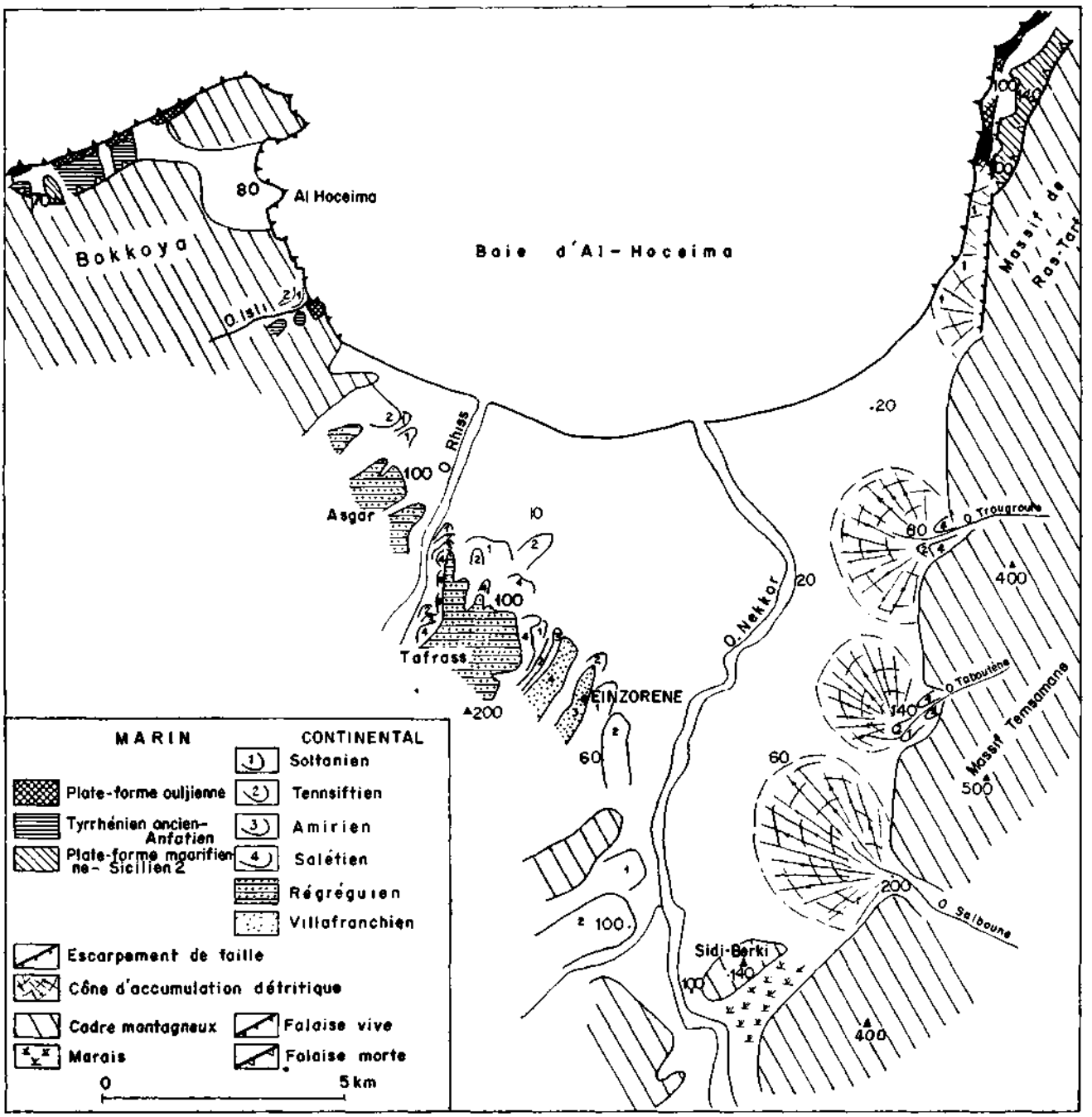


FIG. 155 — Esquisse morphologique de la basse plaine alluviale des oueds Rhiss et Nekkor et de l'extrémité nord-est des Bokkoya, d'après Maurer, 1968.

formes à ce qui a été exposé au chap. I (§ 1.3.2 avec figures). Mais ces rapports ne sont plus observables que dans quelques secteurs privilégiés (exemple : fig. 155) du fait des importantes déformations ayant affecté les rivages durant le Quaternaire.

« C'est ainsi que les systèmes de terrasses continentales, jusque là continus et en pente régulière, sont, au voisinage des côtes, très perturbés; en plusieurs points elles plongent rapidement sous des plaines alluviales côtières, Rharb, plaine d'Al-Hoceïma ou même directement sous la mer comme à Jebha.

Ailleurs, au contraire, elles se poursuivent jusqu'à la ligne de rivage qui est alors directement dominée par leur étagement et dont les falaises donnent la coupe :

oued Tiguissas, oued Lao (Beaudet & Maurer, 1961). Ailleurs, enfin, les accidents locaux de détail sont très nombreux, notamment dans les niveaux les plus élevés qui sont, soit brusquement dénivelés, soit inclinés ou relevés en direction de la mer.

Ce sont également ces déformations tectoniques qui perturbent la disposition des niveaux marins; les plates-formes d'abrasion sont ondulées longitudinalement et transversalement, tandis que les pieds de falaise se situent à des altitudes très variables. Au total chacun des secteurs de la ligne de rivage, qu'elle soit atlantique ou méditerranéenne, est ainsi affecté par une tectonique récente et présente une disposition originale » (Maurer, 1968, p. 455).

De nouvelles recherches sont actuellement conduites sur la néotectonique rifaine. C'est ainsi que l'analyse du bassin de Boudinar a montré l'importance des mouvements d'âge post-maarifien probable (Houzay & *al.*, 1975), succédant aux mouvements du Tortonien supérieur, de la fin du Messinien et de la fin du Pliocène (Caire & *al.*, 1974). En Algérie, de même, G. Thomas (1974) montre l'intervention de plis à l'aplomb d'anciennes failles normales rejouant en décrochements et failles inverses ; le Villafranchien et le Quaternaire moyen sont affectés. Les mouvements du Quaternaire récent, repérés le long du littoral rifain par le comportement des rivages anfatien ou ouljien, sont inégaux suivant les secteurs, mais remarquablement symétriques de ceux des rives andalouses, de l'autre côté de la mer d'Alboran (Gigout & *al.*, 1975 ; Pierre, 1975 ; Bousquet & *al.*, 1975).

5.1.4.2. *LES DONNEES DE L'OCEANOGRAPHIE GEOPHYSIQUE*

C'est sous la Méditerranée d'Alboran, le Détroit de Gibraltar et le Golfe de Cadix qu'il faut poursuivre l'enquête précédente pour rechercher les effets de la néotectonique mais également, dans la faible mesure du possible, des données sur les prolongements des zones internes vers le Nord. Les données d'océanographie géophysique sont malheureusement beaucoup moins détaillées que celles de la géomorphologie. Leur interprétation dépend même pour une large part des données recueillies sur la terre ferme, puisqu'il s'agit essentiellement de profils par « sismique réflexion continue » et de relevés gravimétriques et magnétiques, les carottages et les dragages étant beaucoup plus rares, et *a fortiori* les sondages de quelque profondeur. Néanmoins, elles permettent déjà de faire ressortir l'importance des failles d'effondrement et peut-être de coulissement (failles transformantes) qui, depuis au moins le Miocène supérieur, ont recoupé à l'emporte-pièce les structures rifaines — ou mieux, les structures rifo-bétiques, antérieurement connexes.

Le Détroit de Gibraltar est typique à cet égard. Sur une carte tectonique ou géologique où figurent à la fois le Sud de l'Espagne et le Nord du Maroc, il apparaît à l'évidence comme un effondrement tardif, post-tectonique, un fossé faillé (fig. 156 et 157), coupant à angle droit les structures rifo-

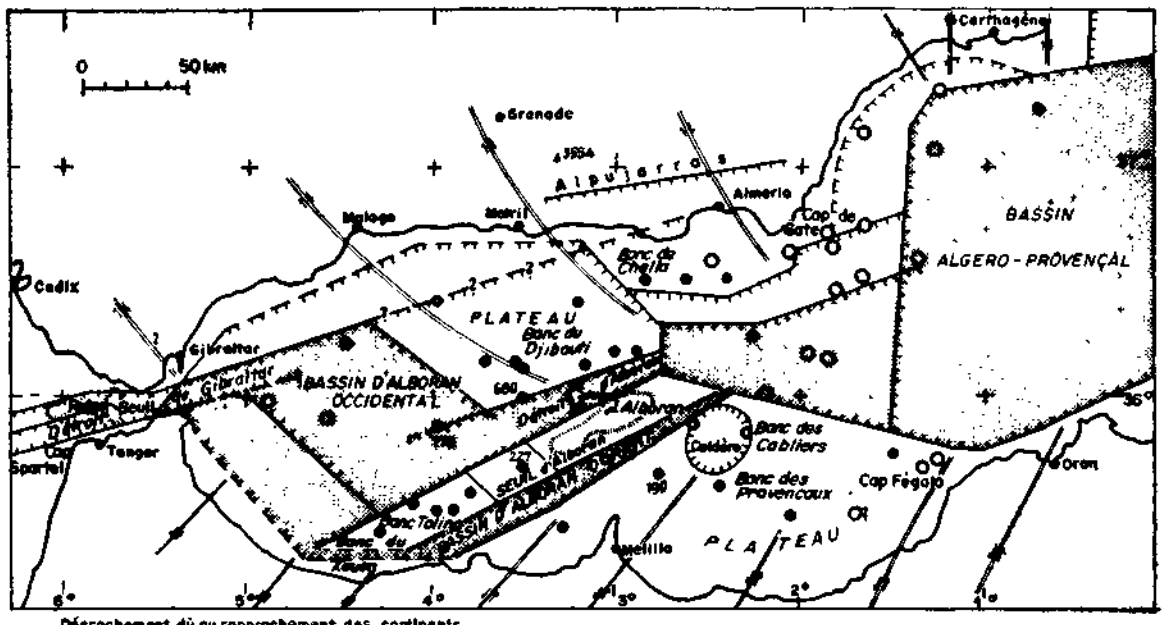


FIG. 156 — Les failles et le volcanisme ponto-plio-quaternaire de la mer d'Alboran, selon Giermann & *al.*, 1968.

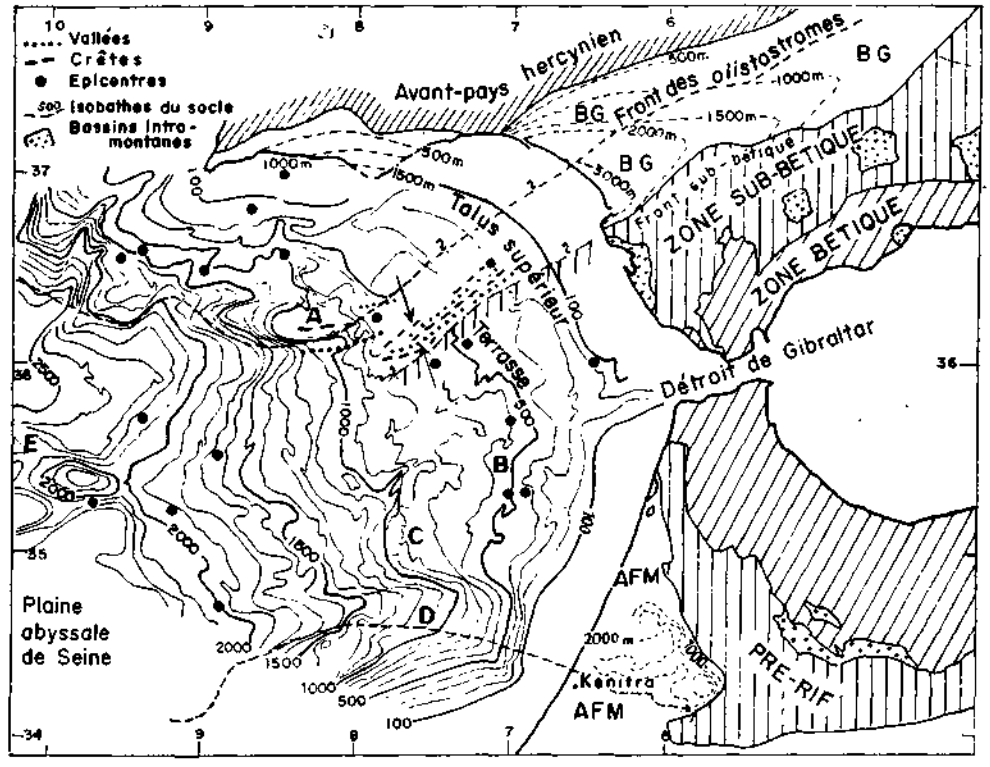


FIG. 157 — Le Golfe de Cadix : bathymétrie, séismicité et éléments tectoniques majeurs aux confins bético-rifains occidentaux, selon D.G. Roberts, 1970.
BG : bassin du Guadalquivir; *AFM :* avant-fosse molassique prérifaine; *A, E :* anomalies positives de la gravité; *B :* anomalie négative forte; *C, D : idem,* faible ou moyenne; *Flèches :* compression calculée pour un mécanisme au foyer. Intervalles des courbes de niveau : 100 brasses.
Les recherches récentes (Bonnin *& al.,* 1975) ont permis de prolonger le front des glissements rifo-bétiques jusqu'aux plaines abyssales (de Seine et, un degré plus au Nord, du Fer à Cheval). Voir figures 148 et 4 bis.

bétiques. Ses fonds sablo-rocheux, balayés en permanence par le courant de sortie des eaux salées de la Méditerranée, ont été dragués et carottés (Giermann *& al.,* 1968 ; Berthois, 1968). On y rencontre des roches rifo-bétiques diverses (grès numidiens, etc.) et des calcaires bioclastiques mio-pliocènes, déposés à faible profondeur et semblables à ceux qui affleurent sur le littoral mais effondrés, eux, à 3 ou 400 m sous l'eau. L'effondrement du Détroit paraît postérieur à la tectonique du Miocène inférieur. Il peut s'être accompagné d'un jeu (ou rejeu) décrochant dextre plurikilométrique (Didon, 1973).

La *mer d'Alboran,* dans son ensemble (fig. 156), présente une évolution récente du même type mais peut-être son origine est-elle plus ancienne, au moins pour certaines parties nord-orientales. D'après ce que l'on sait de son remplissage sédimentaire et de son volcanisme récent, ainsi que de sa topographie sous-marine (seuils et bassins), on peut envisager qu'elle a subi un effondrement par failles durant la période tortonienne à plio-quaternaire. Un forage « Joides » de 864 m (Nesteroff & Ryan, 1973) y a rencontré, sous des vases bleues quaternaires et des turbidites pliocènes, des marnes consolidées du Miocène supérieur et enfin une brèche tortonienne à débris de schistes et de gneiss semblables à ceux de Sebta. Cette brèche, située sur le « socle » sismique, pourrait effectivement représenter la transgression du Tortonien sur une unité des Sebtides, mais le sondage n'a pas été poursuivi assez loin pour qu'on en soit sûr (Coll. A.T.P. 1973, p. 167). Dans ce même sondage, la lacune du Messinien pourrait dénoter une phase d'érosion à la base du Pliocène (Winnock, obs. à Olivet & *al.,* 1973). Cependant, cette interprétation vient d'être rejetée par Ch. Montenat, G. et J.J. Bizon (1975) qui écrivent : « Le Miocène traversé par [ce forage] appartient en totalité au Miocène terminal, c'est-à-dire à la biozone à *Globorotalia dutertrei* de Bolli, ou zone N 17 de Blow (= Messinien *pars auct.*), transgressif sur le substratum et non pas au Tortonien (biozone à *Globorotalia acostaensis* ou zone N 16 de Blow)... L'absence d'évaporites n'implique donc nullement une lacune du « Messinien » qui est bien caractérisé par de riches faunes planctoniques... [Cela] amène à s'interroger sur l'éven-

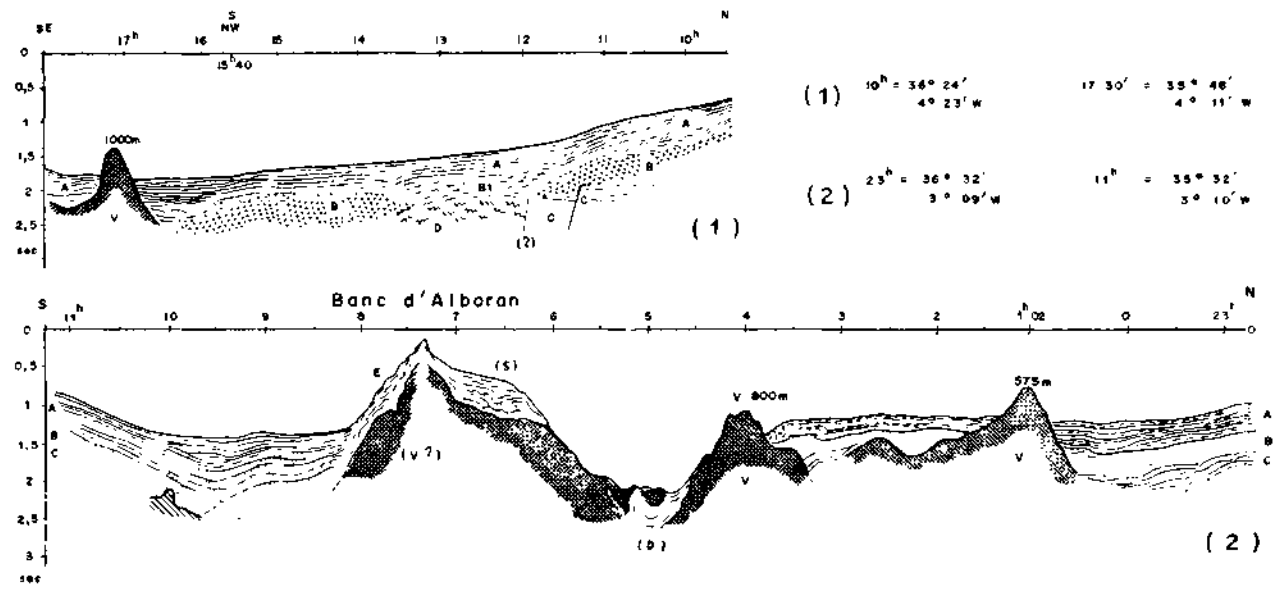


FIG. 158 — Deux profils sismiques continus (« Air gun ») sous la Méditerranée d'Alboran, au large des Bokkoya (1) et des Trois-Fourches (2), d'après Glangeaud & *al.*, 1967. En ordonnée : temps de parcours aller et retour (vitesse des ondes dans l'eau de mer : environ 1,6 km/s; dans les sédiments mous : de l'ordre de 2,2 km/s). En abscisse : progression du navire (10 km/h environ). Interprétation : *A.* : Plio-Quaternaire peu déformé. - *B* : « Pontien » (dépôts continentaux, évaporites...), discordant sur... *C* et *D* : Miocène déformé et séries plus anciennes. - *V* : Formations volcaniques ponto-pliocènes.

tualité d'un détroit d'Alboran assurant, dès le Miocène terminal, les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée ». De leur côté, J.M. Auzende & *al.* (1975) montrent l'existence du Messinien salifère en mer d'Alboran, mais réparti dans des bassins irréguliers, séparés par des seuils plus ou moins marqués : le forage 121 aurait touché une de ces zones surélevées.

Les bassins méditerranéens du Rif oriental (Boudinar, Kerte) semblent commencer à fonctionner au tout début du Messinien (Feinberg, 1971), plus tardifs que le sillon atlantique et indépendants de lui ; selon E. Caire & *al.* (1974), ces bassins (au moins Boudinar) se creuseraient dès le Tortonien supérieur; le volcanisme s'y développe pendant la même période. Plus à l'Est encore, le long des côtes algériennes orientales, les phénomènes de subsidence post-tectonique ont commencé dès le Miocène supérieur, la série miocène se terminant par une remarquable formation évaporitique messinienne (fig. 159).

On sait que de larges *édifices volcaniques* à andésites et basaltes existent dans le Rif oriental, qui ont commencé à fonctionner au Tortonien supérieur pour s'ériger surtout au cours du Plio-Quaternaire (§ 5.1.3.5). Sous la mer d'Alboran, ils se reconnaissent sous la forme de *monts sous-marins* à sommets aplatis (guyots) ou à caldeira, ou avec une aiguille extrusive. Les dragues ramènent surtout des andésites (Giermann & *al.*, 1968). La disposition de ces anciens cônes volcaniques le long de grandes failles apparaît assez bien sur la figure 156.

Des *profils sismiques continus* (Glangeaud & *al.*, 1967) au Nord du Rif oriental (fig. 158) font apparaître un remplissage, peu déformé, bien stratifié (nombreux réflecteurs réguliers) attribuable au Plio-Quaternaire et recouvrant des dépôts grossiers mal stratifiés, discordants sur leur soubassement et attribuables au « Pontien ». Ces niveaux sont en relation avec les formations volcaniques ponto-pliocènes de l'île d'Alboran et des caps de l'Oriental, notamment le niveau inférieur. Celui-ci comporte des niveaux continentaux, d'après certains carottages; en outre des évaporites s'intercalent dans le « Pontien » volcanique des îles Habibas (Oran).

L'étude détaillée de la *marge continentale rifo-kabyle* a été réalisée beaucoup plus à l'Est, au large de Bougie (Auzende & Pautot, 1970). Elle indique (fig. 159) qu'après leur émersion au Miocène moyen, ces zones internes de l'orogène ont commencé à s'enfoncer au Miocène supérieur, dont les dépôts se terminent par une série évaporitique. Celle-ci semble largement répandue en Méditerranée occidentale (cf. Montadert & *al.*, 1970) et son importance pourrait être économiquement considérable dans l'avenir. Après son dépôt, la subsidence reprit brusquement au début du Pliocène, déterminant des phénomènes de glissement sur la pente continentale rajeunie. Une période plus calme s'instaura ensuite, bientôt rompue par un phénomène de flexure, entraînant au début du Quaternaire l'érosion intense des chaînes côtières et l'approfondissement de la marge où vont pouvoir s'accumuler d'épais glacis détritiques. Dans le bassin d'Alboran, le rythme de la sédimentation atteint 40 cm/1000 ans, durant le Quaternaire récent; des « slumpings » et des turbidites révèlent l'instabilité des talus (Bartolini & *al.*, 1972).

Non seulement au Maroc et en Algérie mais

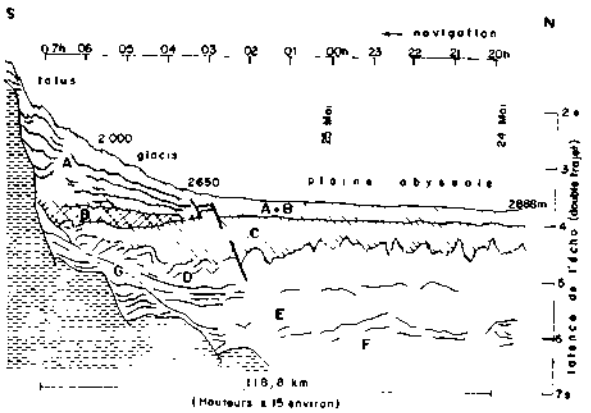


FIG. 159 — La marge continentale dans le Golfe de Bougie, d'après Auzende & Pautot, 1970. Procédé : « Sismique réflexion continue » par Flexotir. En tirets : socle faillé, supportant quelques strates déformées (correspondant à F ?).
G : Surface de discontinuité, attribuable à une érosion sub-aérienne postérieure à la phase tectonique du Miocène moyen et déformée par la subsidence ultérieure. - *E :* Strates peu déformées, attribuables au Miocène supérieur. - *D :* Série probablement évaporitique et d'âge miocène terminal (Messinien), déformée par des dômes d'allure diapirique au large, par des glissements et chevauchements sous la pente continentale. - *C, B, A :* Pliocène et Quaternaire où *A* correspond au delta sous-marin (éventail de déjection) de l'Oued Soummam.

sur tout le pourtour de la Méditerranée, l'opposition entre les chaînes côtières et la mer profonde qui les borde immédiatement est le fait des *mouvements (ponto-) plio-quaternaires* comme l'a souligné L. Glangeaud à plusieurs reprises depuis 1927 (cf. 1961, 1967). Mouvements contraires d'ampleur considérable ; les surfaces pontiennes, érigées à 1 600 m dans le Rif, à 2 200 m dans la Sierra Nevada, sont englouties à près de 2 000 m sous la mer d'Alboran ! *Mouvements remarquables aussi parce qu'ils succèdent à des mouvements de sens inverse :* subsidence du sillon prérifain au Miocène supérieur et surrection des zones internes, ou au moins de leur marge externe, durant le Miocène moyen-supérieur. Il est en effet possible qu'une mer se soit maintenue vers le Nord-Est des zones internes rifaines durant tout le Miocène et peut-être avant. Déjà les bassins évaporitiques messiniens devaient, d'après diverses observations, notamment paléontologiques, communiquer avec une mer ouverte (Sturani & Sampo, 1973 ; Bizon & *al.*, 1973). Mais de plus, des observations géophysiques et structurales conduisent à envisager pour les fonds océaniques du Sud-Ouest du bassin algéro-provençal, une origine assez ancienne : selon J.-L. Olivet & *al.* (1973) et J. Bonnin (Coll. A.T.P. 1973, p. 175), ils se seraient formés à la faveur de la dérive vers le SW d'un « bloc des zones internes » découpé par des failles transformantes NE-SW, dès avant le Miocène inférieur. En tout cas, d'après les dernières études géophysiques (Auzende & *al.*, 1975), le substratum du bassin d'Alboran pris dans son ensemble est à la même profondeur que celui du bassin nord-africain et tous deux ont sans doute, même origine et même évolution.

Dans le Golfe de Cadix, enfin, les études actuelles ont également fait ressortir l'importance des mouvements récents (fig. 157).

Le contour du Golfe recoupe les lignes tectoniques rifo-bétiques. En contrebas du plateau continental et au droit du Détroit de Gibraltar existe une vaste « terrasse » balayée par le courant profond de sortie des eaux méditerranéennes. L'Est de cette terrasse et la pente qui en part vers l'Océan semblent correspondre au prolongement des zones prérifaines et sub-bétiques effondrées (Roberts, 1970). Une anomalie négative de la gravité les caractérise (B). L'avant-fosse sud-rifaine et son équivalent le bassin de Guadalquivir (avec tous deux leurs glissements d'olistostromes tortoniens) se prolongent jusqu'à se fondre avec la plaine abyssale. Des anomalies faiblement négatives (C) ou même positives (A) caractérisent ces prolongements. Un ensemble de rides et vallées parallèles semblent matérialiser le prolongement du front sub-bétique. Leur origine serait tectonique et ferait intervenir le diapirisme du Trias salifère. Une nouvelle analyse de profils de sismique réflexion (Bonnin & *al.*, 1975) confirme « que les nappes de glissement du Rharb et du Guadalquivir ont une grande extension dans le domaine marin adjacent (...). A terre comme en mer, la mise en place des nappes a lieu au Tortonien ».

La continuité des zones externes rifaines et bétiques au travers du golfe n'est qu'une apparence si l'on en croit les données stratigraphiques (Didon & *al.*, 1973) et géophysiques (cf. Bonnin *in* Coll. A.T.P. 1973, p. 164). Les premières enseignent que les zones externes rifaines passent effectivement en Espagne, mais fort peu, étant bientôt remplacées par les unités externes pénibétiques et sub-bétiques à caractères distincts (*op. cit.*, fig. 1). Les autres obligent à faire passer une limite majeure entre Espagne et Maroc, accident lié à l'histoire même de l'Atlantique, puisque c'est la limite entre « plaque européenne » et « plaque africaine » (cf. chap. 6). Les foyers sismiques sont en effet nombreux dans le Golfe de Cadix, où aboutit la zone de fracture active Açores-Gibraltar, trace sous-marine de cette limite. Où passe cette limite plus à l'Est ? Suivant les modèles, à la fois au Nord et au Sud du Détroit (Andrieux & *al.*, 1971, 1973) ou essentiellement au Nord (Durand-Delga, 1973) : on y revient au chapitre 6. Certains foyers se localisent sur le prolongement du front sub-bétique, avec des mécanismes focaux évoquant une poussée de l'Afrique vers l'Europe, conforme aux indications de la géophysique générale. Le Détroit de Gibraltar lui-même est remarquablement asismique (Hatzfeld & *al.*, 1975).

5.1.5. Remarques sur l'histoire de la géologie rifaine

La structure du Rif est complexe, on vient de le voir, telle qu'on l'envisage aujourd'hui. Il s'agit d'une structure de type alpin, riche en charriages d'ampleur variée et dérivant de la tectonisation d'un domaine paléogéographique à sillons et rides différenciés. Bien entendu, une structure si complexe n'a pas été comprise du jour au lendemain et l'histoire des idées offre ici un intérêt particulier (voir pour plus de détail les historiques brossés par G. Maurer, 1968, p. 40-43 et, pour le Nord, par J. Kornprobst, 1971-74, p. 7-11).

Dès 1910-1920, J. Boussac, un géologue alpin, et L. Gentil, géologue ayant longtemps travaillé au Maroc, avaient apprécié la vigueur de la tectonique rifaine et comparé certains faciès gréseux du Rif aux Grès Numidiens d'Algérie. Divers travaux de reconnaissance se succédèrent ensuite puis les recherches approfondies de F. Daguin (1927) entre la vallée du Moyen-Ouerrha et la région de Meknès, et celles de J. Marçais (1937) plus à l'Est (pays Senhadja, Aknoul) établirent la distinction Rif schisto-gréseux — Prérif marneux, le charriage de certains éléments du premier domaine sur le domaine plus externe et l'écoulement de ce dernier sur l'avant-pays en une Nappe prérifaine. Ces conceptions ne furent pas acceptées par tous, à l'époque.

Pendant le même temps, des géologues ayant déjà travaillé dans la Cordillère bétique entreprenaient l'étude du Rif septentrional, tout entier alors en « zone espagnole ». C'est notamment le cas de P. Fallot qui établit la distinction Zone paléozoïque — Chaîne calcaire — Zone marno-schisteuse, mais considérait les deux premières zones comme le soubassement parautochtone de la dernière.

C'est sur ces bases que fut dressée la synthèse structurale du Rif à l'occasion du Congrès géologique international d'Alger (voir notamment G. Choubert & J. Marçais, 1952). Il fallut attendre l'unification politique du Maroc pour que de nouveaux progrès soient accomplis. Profitant des méthodes nouvelles de la micropaléontologie et de leur propre expérience algérienne, M. Durand-Delga & M. Mattauer (1959 a, b et c, 1960) firent « éclater » la Zone marno-schisteuse en un autochtone rifain *s.s.* et un allochtone ultra-rifain en nappes multiples. Dans le même temps, G. Suter découvrait la présence d'éléments rifains (la nappe d'Ouezzane) sur de vastes secteurs de Prérif. La structure complexe du Rif septentrional était éclairée par les recherches de Y. Milliard, de M. Durand-Delga, A. Faure-Muret et leurs élèves. Une mise au point, encore précieuse, fut donnée de ces travaux en 1960-62 par M. Durand-Delga & *al.*

Depuis, les travaux, loin de se ralentir, se sont multipliés. Certains ont déjà donné lieu à des publications, parmi lesquelles on doit citer les thèses de G. Maurer 1968), J. Andrieux (1971) et J. Kornprobst (1971-74) ; d'autres, encore en cours, restent inédits. Aussi le présent chapitre garde-t-il un caractère particulièrement provisoire et, sur de nombreux points, révocable. On remarquera, par exemple, que l'origine « ultra » de diverses nappes de flyschs internes est maintenant rejetée par un des inventeurs de ces nappes, M. Durand-Delga, et par de nombreux géologues ou géophysiciens, au profit d'une origine « infra ». D'autres chercheurs restant attachés à la théorie « ultra », il s'ensuit de vives controverses, dont l'enjeu, en fait, est l'interprétation de toute la Méditerranée occidentale (cf. Coll. A.T.P., 1973 etc., signalé ci-dessus § 5.1.3, et les exposés ci-après, en particulier § 5.3.2.2 et 6.4.6) *.

5.2. LES ZONES EXTERNES

On ne parlera ici que des unités rifaines et prérifaines, laissant de côté un « sillon des flyschs » éventuellement situé à leur marge interne (voir le § 5.3.2.2). L'interprétation des seules zones externes *s. str.* ne laisse pas, elle-même, de prêter actuellement à discussion. Les problèmes surgissent à propos, d'une part, des nappes rifaines : leur origine est-elle externe ou interne par rapport à l'Unité de Ketama ? et, d'autre part, du Prérif : est-ce son soubassement qui affleure dans les massifs mésozoïques d'un Prérif interne parautochtone, ou s'agit-il là d'éléments rifains glissés dans l'avant-fosse miocène ?

Les hypothèses sur la paléogéographie du sillon externe sont grevées par ces incertitudes. Un essai préliminaire a été proposé par G. Suter (1965, 1969) ; établi dans l'hypothèse d'une Zone prérifaine parautochtone, il conduit à l'image d'un sillon externe dont la série s'épaissit continuement vers le Nord (fig. 164), du Prérif à l'unité de Ketama. Si au contraire on suit les vues de M. Mattauer (1963-64) et J.-C. Vidal (1971), le véritable sillon externe (jurassico-crétacé et tertiaire) correspond essentiellement aux Zones rifaines, intra- et mésorifaines, le Prérif fait surtout figure d'avant-fosse tardive, effondrée à la marge de l'avant-pays atlasique.

* A la liste des thèses récentes vient de s'ajouter celle de D. Leblanc (1975), ainsi que, plus récemment encore, celles de P. Lespinasse (1975), M. Nold (1976), J. Uttinger (1976) et W. Wildi (1976) dont il n'a pas été possible d'intégrer ici les résultats.

5.2.1. Du Primaire au Malm dans l'ensemble des Zones

Le substratum anté-triasique est presqu'inconnu. On cite quelques débris plus ou moins métamorphiques entraînés dans des diapirs triasiques (par ex. dans le Prérif interne au Sud de Taïneste : J. Marçais & G. Suter, 1966). Quelques repères ont été obtenus par sondage sous l'avant-fosse : granite de Sidi-Slimane, « Permien » de Kcebia (voir coupe fig. 151). Les éléments paléozoïques les plus vastes sont connus dans la nappe prérifaine inférieure. Ils affleurent de Boured à l'embouchure du Kiss :

- schistes noirs à *Annularia* (Culm) du Tizra-Tichemlaline, avec des conglomérats violacés de type « Verrucano » ;
- schistes violets, cipolins, quartzites, calcaires avec un fossile dévonien, et « Verrucano » du J. Khebala (Haut-Kerte) et du J. Baïo ;
- lambeaux divers sur les Kebdana, etc.

On a des raisons de penser, pour ces éléments de la « nappe des Senhadja orientaux », à une origine relativement interne, entre domaine géanticlinal et sillon externe. On doit encore ajouter que des lames de gneiss œillé et de granite sont engagées à la base de diverses unités allochtones des Senhadja sud-occidentaux.

Les fragments de roches métamorphiques entraînés dans le Trias gypso-salin montrent un échantillonnage d'assemblages minéraux depuis le faciès des schistes verts jusqu'au faciès granulite; ce dernier est représenté dans des orthodérivés de type noritique ou anorthositique; on y note parfois le développement tardif d'amphiboles à pléochroïsme de glaucophane; peut-être s'agit-il de témoins de la marge africaine (Boivin & *al.*, 1975) ?

Le Trias est constitué de grès et surtout de marnes rouges salifères, avec du sel et du gypse en quantité importante ; à ces roches sédimentaires sont associées fréquemment des ophites ou spilites (fig. 160 à 162). C'est en somme le faciès que l'on connaît dans le Maroc atlasique et mésétien : un Trias détritique et salifère, assorti de roches basaltiques. Il est, au contraire, très différent de celui qui caractérise les zones géanticlinales du Rif septentrional (§ 5.4.1.4). La série rouge du Rif est-elle en partie plus récente que celle du Maroc atlasique et mésétien ? On a reconnu ici le *Keuper* et des plaquettes de dolomie noire associées à ce terrain ont même fourni des fossiles de l'*Hettangien*.

Toujours est-il que cette formation plastique fort épaisse a fourni un niveau de *décollement* disharmonique généralisé entre les séries secondaires et tertiaires du sillon externe et leur soubassement. D'autre part, pendant et même, semble-t-il, avant la tectonique paroxysmale, cette formation salifère a été le siège de mouvements diapiriques qui l'ont injectée à tous les niveaux de la couverture et jusqu'à la surface du sol.

On connaît à Tissa, dans la Zone prérifaine, 47 km au Nord de Fès, un bel exemple de « montagne de sel ». Sous un « cap-rock » argilo-gypseux, toute une colline est faite de sel gemme rouge, gris ou verdâtre, où l'exploitation par dissolution découpe d'étranges draperies. La colonne diapirique a entraîné des ophites, un bloc de calcaire jurassique (extrémité SW) et de rares schistes primaires.

D'autres masses salifères importantes sont visibles à l'air libre à l'Ouest de Fès, dans les vallées des oueds Mellah (« salé », en arabe) et Mikkes, jusqu'à leur confluent avec le Sebou. Des brèches à éléments triasiques (argiles rouges salifères, cargneules, ophites...) injectent par ailleurs d'innombrables accidents. Enfin, certaines formations miocènes (voir ci-après) sont « truffées » de masses triasiques, dont il semble qu'une partie au moins dérive de la resédimentation d'un Trias remonté par un diapirisme contemporain ou un peu antérieur (des phénomènes de ce type ont été décrits dans les Babors, en Algérie, par M. Leikine, 1969).

Le Lias des « sofs » (prérifains ou rifains ?) ou des unités rifaines offre, comme le Trias, de grandes ressemblances avec celui du Maroc atlasique. Mis à part les dolomies hettangiennes emballées parfois dans les masses triasiques (ci-dessus), le Lias comporte d'abord une série calcaro-dolomitique de quelques centaines de mètres d'épaisseur,

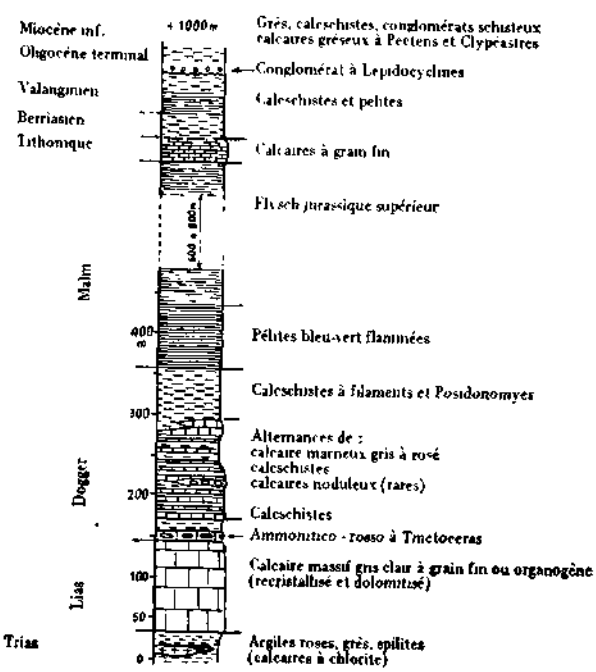


FIG. 160 — La série stratigraphique de la zone du Tifelouest et des Fenêtres (Zone mésorifaine) d'après Andrieux 1971).

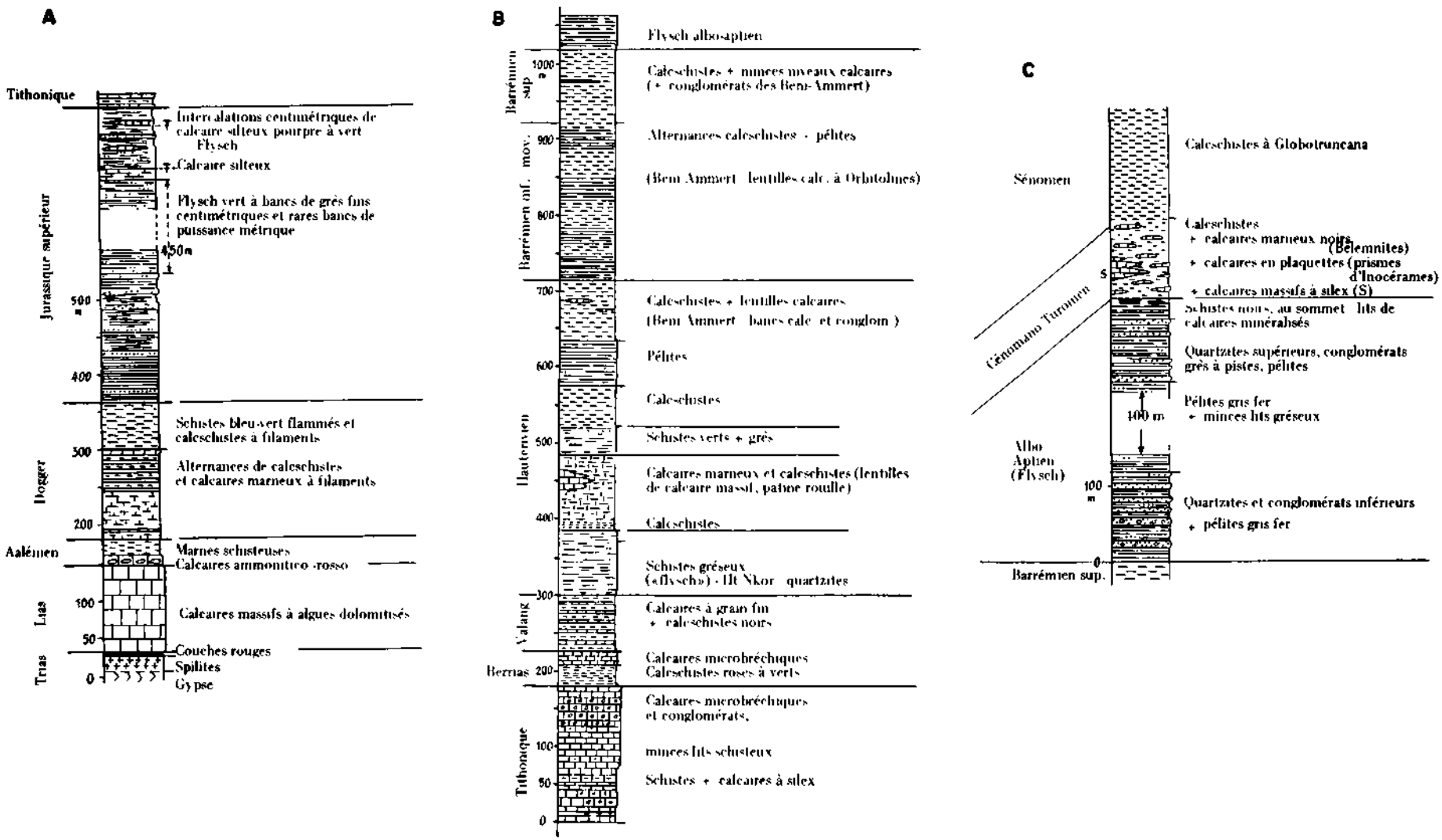


FIG. 161 — Colonne stratigraphique de l'Unité de Ketama (Zone intrarifaine), selon Andrieux (1971).
A : Le Trias et le Jurassique (cluse de l'Oued Ouerrha).
B : Tithonique et Crétacé inférieur (région du J. Tizerhine).
C : Fin du Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, au Nord de l'Unité (région de l'Oued Rhis).

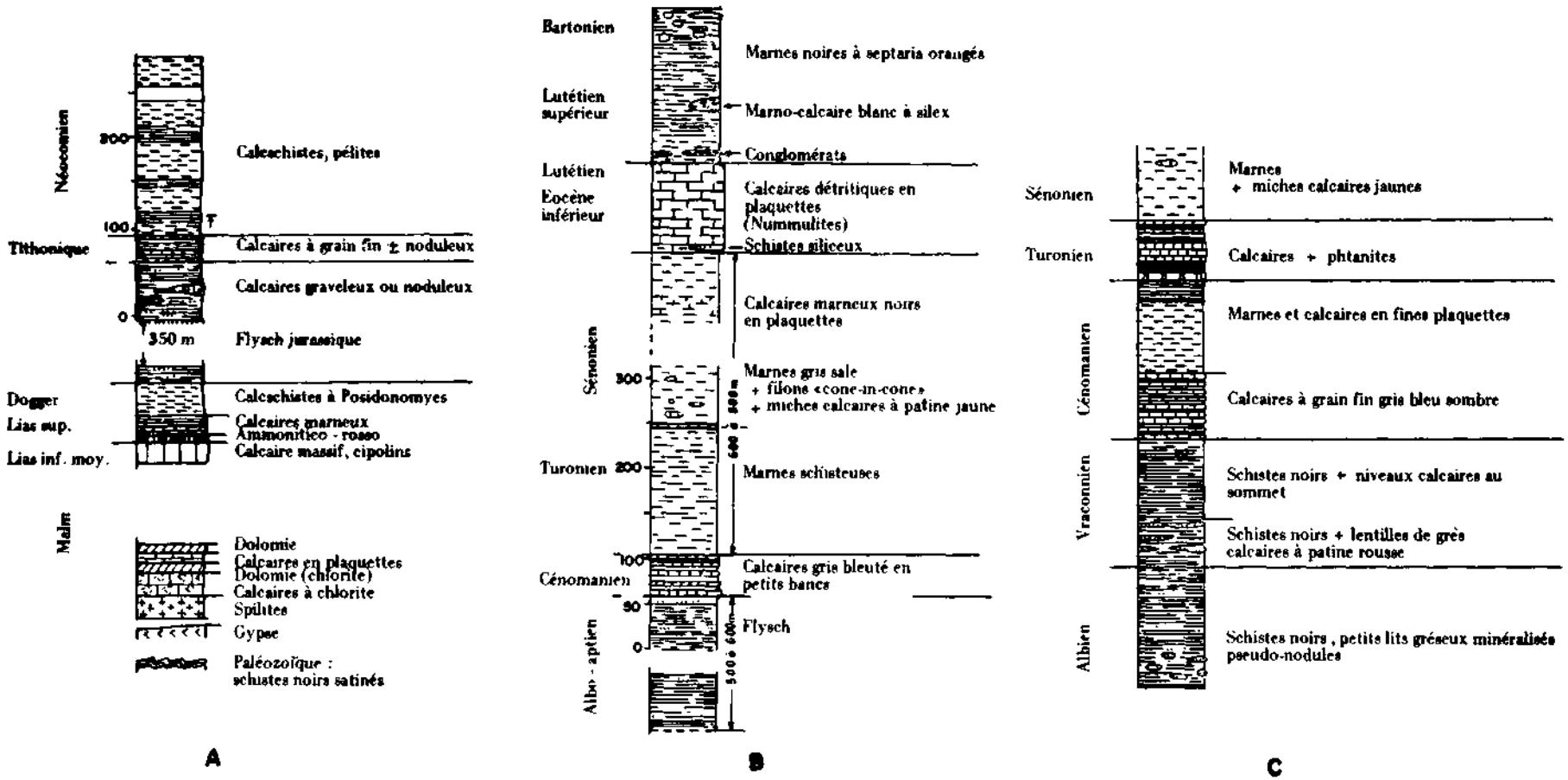


FIG. 162 — Colonnes stratigraphiques des nappes rifaines, selon Andrieux (1971).
A : Nappes inférieures (colonne composite des nappes « Senhaja »).
B : Nappes moyennes, cf. « nappe d'Aknoul » (N et E de Tahar-Souk).
C : Nappe rifaine supérieure (J. Tameddit, Rhodrene, Bab-Talmest).
N.B. : D. Leblanc (1975) décrit des séries essentiellement jurassico-crétacées (cf. A partie supérieure) mais avec Eocène et Miocène inférieur discordants, sous le nom de nappe du Bou-Haddoud.
A gauche, en bas de la colonne A, lire Trias au lieu de Malm.

dolomitisée surtout à la base. Vers le haut, on a daté le Carixien et le Domérien.

Au-dessus de ce Lias inférieur (?) — moyen, le Lias supérieur présente un faciès plus variable, en général marneux, riche en Ammonites. Il ne forme, le plus souvent, que de maigres affleurements, laminés au toit du Lias calcaro-dolomitique (fig. 160 à 163).

Le Dogger n'est pas mieux représenté, jusqu'au Bathonien inférieur du moins. On reconnaît, notamment dans le Prérif interne (J. Amergou, fig. 163), un Bajocien calcaire de faciès « ammonitico rosso ». Le Bathonien inférieur, plus marneux (« schistes à Posidonomyes »), admet encore en certains points de grosses lentilles de calcaires néritiques (*Clypeus*), souvent oolithiques (fig. 160 à 163).

Le Bathonien supérieur et l'essentiel du Malm sont au contraire fort épais et riches en apports terrigènes. La série débute par des couches argilo-pélitiques jaunes, puis se poursuit par une formation argilo-gréseuse, souvent bariolée, ayant des affinités avec un flysch. Ces couches, accumulées sur plus de 1 000 m de puissance, forment de vastes structures anticlinales dans les Zones mésorifaine (Forêt d'Izzarène, fig. 151 A) et rifaine (fig. 161). On retrouve ces faciès dans les nappes rifaines (fig. 160 A) et dans les sofs prérifains — peut-être eux aussi d'origine rifaine.

Durant toute cette première période du Secondaire, du Trias à la partie supérieure du Malm, les variations de faciès paraissent peu importantes à l'intérieur du domaine externe. On retrouve la même séquence dans les anticlinaux parautochtones et dans les éléments charriés, où seul le métamorphisme introduit des différences (calcaires mués en « cipolins », etc.). Les similitudes sont même considérables avec la série atlasique. On note cependant le faciès plus pélagique du Dogger et la

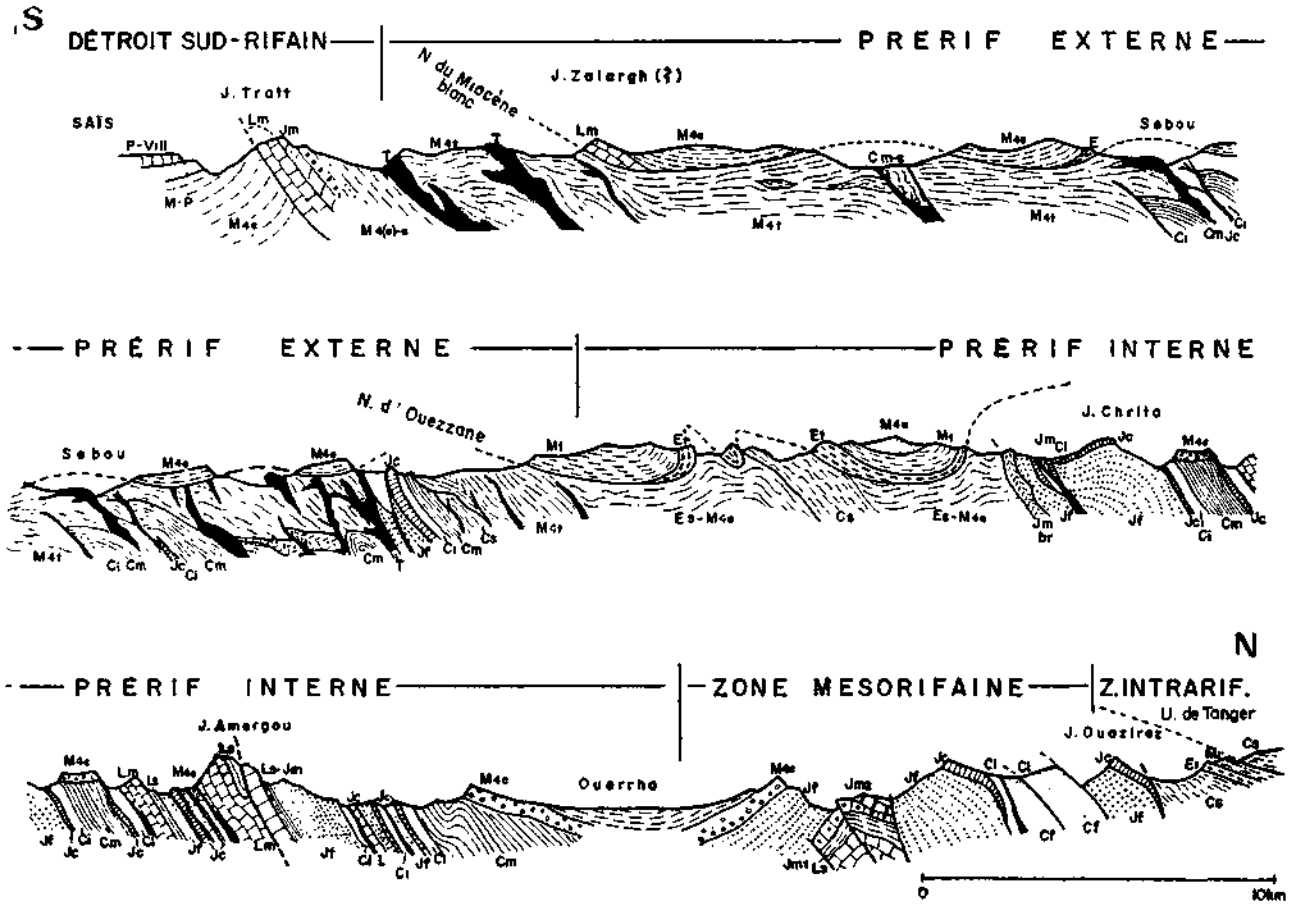


FIG. 163 — Coupe schématique des zones externes du Rif occidental-central entre les régions de Fès et de Tafrannt-de-l'Ouerrha, selon Suter 1967). La coupe est présentée en trois sections avec raccords superposables.
Légende des lettres : voir fig. suivante. Comparer cette interprétation du Prérif externe, avec sofs enracinés, à celle schématisée selon Vidal (1971) dans la coupe générale B, fig. 151.
Voir dans D. Leblanc (1975) les coupes détaillées d'un secteur plus oriental (structure générale : voir ici fig. 151 bis).

présence d'un épais « flysch » du Jurassique supérieur, absent de l'avant-pays : ces faciès doivent donc apparaître soit dans la Zone prérifaine, soit dans la Zone des fenêtres.

Concernant les changements de faciès entre Rif et Atlas, à cette époque, il convient aussi de relever l'existence, dans les *Rides prérifaines*, de puissants grès et conglomérats du Dogger. Ces « Grès du Zerhoun », terminant avec le Bajocien supérieur la série jurassique locale (Faugères & Rousselle, 1972), traduisent la proximité des rivages sud du sillon rifain externe à cette époque, et la tendance à la surrection affectant ces terres bordières avant le secteur des Rides elles-mêmes. Dans le détail, J.-C. Faugères & J.-C. Vidal (1974) ont pu montrer que la répartition des faciès sédimentaires et la direction des apports terrigènes se sont trouvées guidées par des failles NE-SW. Or il est important de noter avec ces auteurs que ces mêmes failles ont en fait dirigé toute l'histoire tectono-sédimentaire de ce secteur, d'abord au Trias (cf. extension NE-SW des bassins de Khemisset-Maaziz et de Boufekrane : § 3.6.4), au Lias et au Dogger, puis, après une longue émersion, au Mio-Pliocène (voir aussi Faugères, 1974).

Une telle continuité dans l'activité d'accidents de socle NE-SW s'accorde bien avec l'idée d'une déformation progressive du domaine atlaso-mésétien par coulissement de blocs (§ 4.4.3.2 et 3, etc., chap. 6 et Michard & *al.*, 1975). J.-C. Faugères et J.-C. Vida' n'envisagent de rejet horizontal au long de ces accidents qu'à partir du Miocène « supérieur ». Il serait intéressant de rechercher la trace de coulissements plus anciens, que rien ne paraît exclure.

Mais la zone-charnière la plus intéressante est celle du *Maroc oriental*. Là, le domaine sédimentaire rifain empiète, en quelque sorte, sur ce que l'on considère comme l'avant-pays. Absent dans le Moyen Atlas (ou quasi : voir § 4.3.5.2), le Jurassique supérieur apparaît, sous un faciès marno-gréseux déjà épais, dans le Terni-Masgout, se développe dans les Beni-Bou-Yahi et les Beni-Snassène occidentaux, adopte enfin un faciès flyschoïde dans les Beni-Bou-Ifrour (Ouichane). Le passage latéral entre ces formations a été étudié par Ch. Hamel (1967) dans les chaînons bordant au Sud les plaines du Kerte et du Gareb (Sierra de Driouch, J. Naach, Kerker). Si les massifs septentrionaux peuvent être rattachés à l'avant-pays par continuité, ils peuvent aussi être assimilés à la Zone prérifaine interne ou mésorifaine, par leur stratigraphie et aussi par le fait qu'ils supportent ou ont supporté des éléments de nappes intrarifaines.

Un problème paléogéographique se pose à propos de l'*origine des apports détritiques durant le Jurassique supérieur*. Dans la partie principale du sillon, on peut envisager une origine méridionale, les domaines atlasique et mésétien étant émergés et érodés. Par contre, dans l'Oriental où une plate-forme à sédimentation calcaire borde, vers le Sud, la zone d'accumulation flyscheuse, on est amené à envisager une alimentation septentrionale (Hamel, 1967) ou latérale.

5.2.2. Les diverses Zones externes du Tithonique au Miocène

Entre la plate-forme atlasique et le sillon rifain, une variation de faciès s'est établie au Jurassique. Elle va s'accentuer au Crétacé et au Tertiaire. Pendant cette période, le comportement des Zones prérifaine, mésorifaine et intrarifaine sera suffisamment distinct pour qu'il soit préférable de les étudier une à une.

5.2.2.1. *LA ZONE PRERIFAINE*

Pour G. Suter (fig. 164), le socle du *Prérif interne* est visible dans divers massifs parautochtones (sofs, etc.). On peut y trouver, outre le Jurassique épais déjà décrit, le Tithonique sous la forme de calcaires noduleux à Ammonites. Un Crétacé surtout marneux lui succède. Le Tertiaire débute avec des marnes sableuses du Miocène moyen transgressif, reposant jusque sur le Lias. Mais ce Miocène abrite des masses remaniées de calcaires à Nummulites et de marnes où l'on a reconnu l'Eocène moyen-supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur. couches qui se seraient donc déposées à proximité. D. Leblanc (1975) décrit en effet un Eocène prérifain, dont le type néritique et l'extension irrégulière résulteraient du jeu d'une ride précoce (fig. 151 bis), un Oligocène marno-gréseux et un Miocène inférieur-moyen transgressif.

Dans le *Prérif externe*, la série se complète par un Miocène supérieur (Tortonien *s. str.*) marneux, riche, lui aussi, en « corps étrangers », notamment en masses argileuses du Crétacé et du Trias, mêlées au Miocène par une « tectonique boueuse » (par opposition à la « tectonique cassante », extrusive, du soubassement : Suter, 1965). Sur les séries prérifaines ainsi décrites chevauchent des éléments d'origine plus interne : nappe d'Ouezzane (Paléocène, Miocène inférieur et moyen) et nappes analogues, du type Tsoul ou En-Nehir (D. Leblanc, 1975), pouvant être considérées comme des nappes rifaines (§ 5.2.2.3). L'ensemble (les séries prérifaines et leur surcharge de nappes internes) ou au moins la partie supérieure marneuse de cet ensemble a glissé vers l'extérieur, de sorte qu'on le voit reposer à sa marge sud sur les marnes tortoniennes du *Sillon sud-rifain* — c'est-à-dire de la

partie la plus externe du sillon prérifain. Peu au Nord de Meknès, le soubassement de ce sillon apparaît localement, à la faveur de plis anticlinaux tardifs : il forme les *Rides prérifaines* (fig. 168). La série stratigraphique qui le constitue n'est autre que celle de l'avant-pays atlasique et mésétien. Succédant au Jurassique (§ 5.2.1), on peut trouver un Crétacé moyen, néritique et transgressif, un Sénonien marneux, une couche phosphatée de l'Eocène inférieur (Daguin, 1927 ; Lévy & Tilloy, 1952). Par-dessus se rencontre localement une intercalation rouge continentale, attribuée à l'Aquitanien mais peut-être plus jeune, d'âge Miocène moyen (G. Suter, *in litt.*). Plus généralement, la molasse marine miocène recouvre directement en discordance les terrains secondaires ; d'abord grossière, elle passe vers le haut aux « marnes blanches de Beni-Amar », puis aux marnes bleues sud-rifaines classiques — éventuellement « encombrées » par la nappe prérifaine. L'âge de la transgression molassique (Suter, 1969) est considéré comme déjà Tortonien (on l'a longtemps donné Burdigalien).

La sédimentation des molasses marno-sableuses sud-rifaines s'est poursuivie jusqu'au Pliocène moyen, au moins dans l'Ouest du sillon (Feinberg & Lorenz, 1970 ; voir les § 3.6.5 et 4.3.6). Elle a recouvert la nappe prérifaine et s'est étalée vers le Nord sur toutes les structures tectoniques prérifaines, jusqu'à la marge de la zone rifaine (mésorifaine). C'est le « *Miocène post-nappes* », (Mio-Pliocène) conservé dans de larges synclinaux qu'un plissement tardif a modelés.

La description que J.-C. Vidal (1971) propose de la zone prérifaine est différente, essentiellement en ce qui concerne sa partie interne. Pour lui, et au moins sur la transversale qu'il a étudiée (fig. 151 B), ce n'est pas le socle parautochtone que montrent les « sofs » du Prérif, mais des éléments glissés de grande taille, des nappes ou fragments de nappes ayant la même origine rifaine que les nappes à matériel tertiaire décrites par G. Suter (Ouezzane, Miocène blanc). On y retrouve les mêmes constituants que dans les nappes rifaines posées sur la zone des fenêtres (§ 5.2.3.2) : nappes à matériel jurassique, nappes à matériel crétacé-paléocène, et les nappes à matériel tertiaire complètent la série stratigraphique du domaine d'origine. Celui-ci était situé soit au Sud, soit plutôt au Nord de la zone intrarifaine (Andrieux, 1971). Ces éléments intrarifains ont glissé d'abord jusque sur la zone des fenêtres, dont les terrains les plus jeunes sont datés du Miocène moyen. Puis, selon J.-C. Vidal, ces nappes ont poursuivi leur route par gravité, dans le sillon prérifain, qui se creuse à partir du Miocène supérieur.

Dans cette conception, le phénomène de glissement des nappes est directement lié à la subsidence et au comblement sédimentaire de cette avant-fosse post-tectonique. Le Miocène supérieur qui la remplit comporte, outre les marnes grises ou bleues banales qui passent aux molasses discordantes de l'avant-pays, des faciès chaotiques où l'on peut voir l'indice d'amples glissements sous-marins :

> Ils forment « un ensemble chaotique à matrice marneuse, où sont mêlés des éléments de toutes tailles (depuis celle du Foramin fère à celle du lambeau de nappe de plusieurs centaines de milliers de mètres cubes), appartenant à tous les terrains connus dans les nappes. Les éléments durs sont arrondis ou très émoussés, les éléments marneux ont un aspect disloqué très caractéristique. On trouve tous les intermédiaires entre des formations marneuses bien stratifiées et des formations entièrement chaotiques. Le caractère sédimentaire de celles-ci est attesté par la présence au voisinage de leur extrémité de niveaux détritiques stratifiés et par leur interstratification dans les sédiments marneux. Ces caractéristiques de l'ensemble chaotique montrent que sa genèse ne peut être expliquée, ni par des phénomènes tectoniques (tectonique boueuse, formation de brèche tectonique à la base des nappes), ni par des phénomènes sédimentaires banaux. Il s'agit d'*olistostromes*, accumulations chaotiques de matériel varié amené par des glissements sous-marins. Ces olistostromes sont liés au glissement des nappes, puisqu'on n'y trouve que du matériel et des lambeaux de ces dernières. Comme les nappes, ils se sont mis en place par glissement sous l'effet de la gravité; ainsi les nappes et les olistostromes seraient deux manifestations légèrement différentes et presque synchrones du même phénomène » *.

5.2.2.2. *LA ZONE MESORIFAINE*

Ici la série est plus variée, stratigraphiquement et lithologiquement (fig. 160). Au-dessus du Malm déjà décrit, un *Tithonique* à faciès peut-être plus profond que celui qu'on attribue au Prérif ; les calcaires noduleux sont remplacés par des calcaires à Calpionelles et *Aptychus*, accompagnés de conglomérats intraformationnels (brèches monogéniques). Le *Néocomien*, présent depuis le Sud du Prérif interne sous un faciès marneux, devient ici nettement plus calcaire. Caractère plus typique encore, il apparaît une puissante formation à faciès *flysch, d'âge albo-aptien*. Inconnue (ou presque) dans le Prérif, épanouie au contraire dans la zone rifaine (Unité de Ketama, voir ci-après), cette formation est ici légèrement discordante sur le flysch jurassique (Forêt d'Izzarène, fig. 151 A).

On remarquera que dans l'Oriental, la transgression du Crétacé inférieur vers le Sud s'est arrêtée à l'emplacement de la chaîne du Gareb (voir § 4.3.4.1), c'est-à-dire dans la zone même où le Jurassique supérieur calcaro-gréseux cède la place au Jurassique flyscheux de type rifain.

---

* Cette conception est contestée par D. Leblanc (1975) : pour lui le « complexe prérifain » est bien un olistostrome d'âge fin du Miocène moyen - Tortonien inférieur, mais déposé en continuité avec le Miocène moyen blanc au toit et au front de la série prérifaine, alors que celle-ci, à la faveur de décollement dans le Trias et le Sénonien se trouvait plissée et charriée vers le Sud (cf. ci-dessus fig. 151 bis).

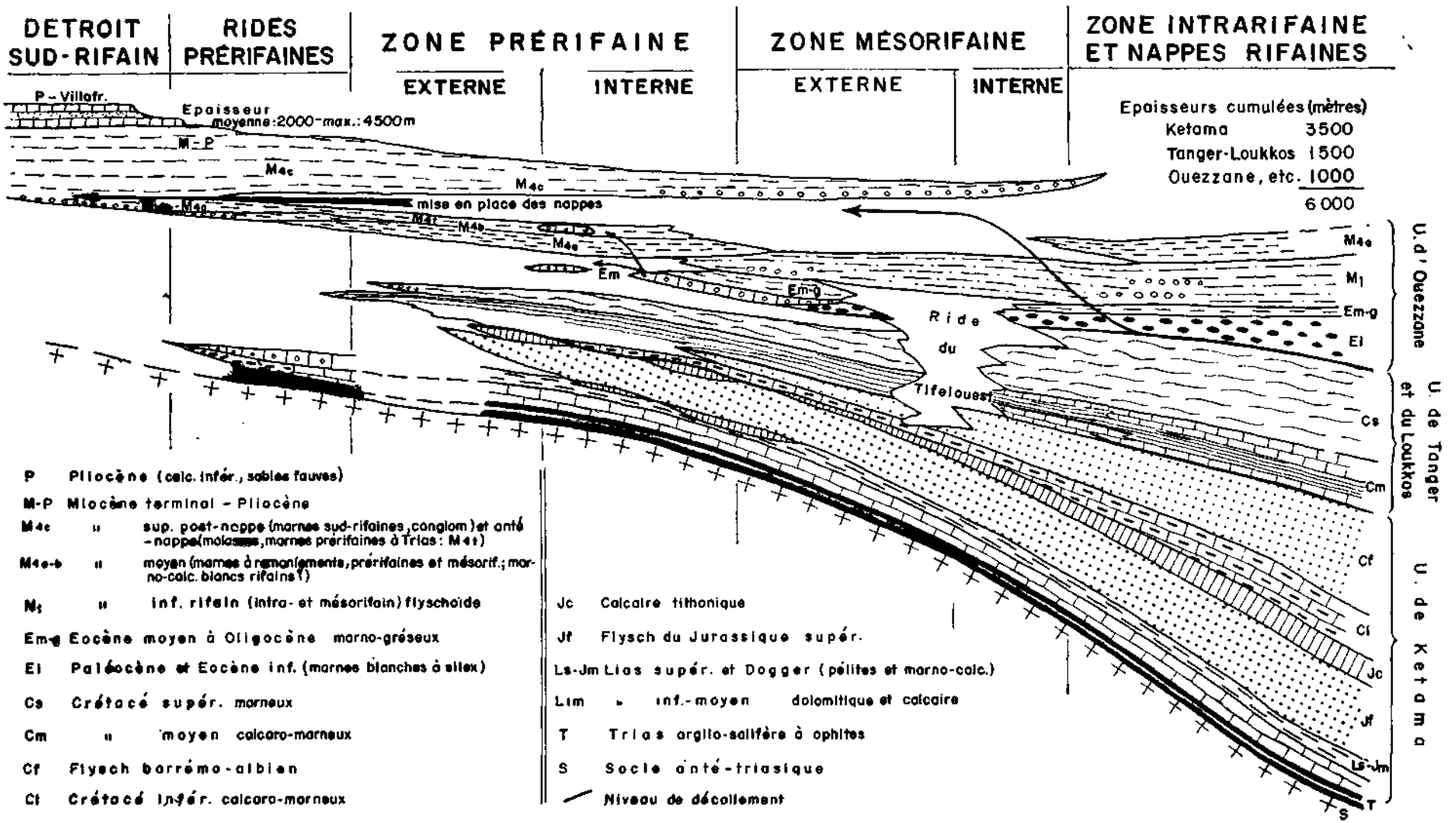


FIG. 164 — Schéma élémentaire de la stratigraphie du sillon rifain externe d'après Suter (1965, 1967).
Voir les colonnes stratigraphiques détaillées du Rif externe oriental *in* D. Leblanc, 1975.

Au-dessus du flysch albo-aptien, le *Cénomanien* et le *Sénonien* mésorifains sont de nouveau marneux comme dans le Prérif. Cependant, dans la zone mésorifaine interne, le Cénomanien montre localement un faciès calcaire épais. Vers l'Est, ces faciès du Crétacé supérieur ne dépassent pas la transversale des Beni-Saïd ; on ne les connaît pas dans le Gareb.

Qu'en est-il du Tertiaire ? En bref, il est caractérisé par le développement d'une puissante *série flyschoïde d'âge oligocène supérieur - miocène inférieur et moyen*. Discordante, elle arrive même à reposer sur le Trias à l'aplomb de certaines *structures précoces*, comme celle du Tifelouest (fig. 152). Des *olistostromes* de Néocrétacé ou d'Eocène témoignent de ce que l'instabilité des fonds marins ne s'est pas atténuée à la fin de cette période miocène.

a) A la bordure sud de la zone mésorifaine du Moyen-Ouerrha, l'*Eocène inférieur* est représenté par une série très réduite de marnes blanches à silex (inconnues plus au Sud) auxquelles font suite des calcaires détritiques voire conglomératiques, à Nummulites de l'*Eocène moyen*. L'*Oligocène* est représenté par une série marneuse, que termine un *Miocène inférieur* très gréseux et conglomératique de puissance assez réduite.

b) A sa retombée nord, la même zone mésorifaine occidentale montre cette fois, au-dessus de marnes blanches à silex analogues aux précédentes et d'âge *éocène inférieur*, une série marno-gréseuse d'âge oligocène-*miocène inférieur*, dont l'épaisseur, localement très puissante, varie assez rapidement. C'est la série de Zoumi (fig. 151 A). En plusieurs points cependant, le contact de ce Tertiaire sur les terrains secondaires est anormal. S'agit-il cependant de la couverture tertiaire de la zone mésorifaine interne, plus ou moins décollée, ou d'un élément d'origine plus interne, assimilable à la nappe d'Ouezzane mais ayant migré moins loin que celle-ci et s'étant trouvée pincée ici, entre les zones méso- et intrarifaines ?

c) Vers l'Est de la zone mésorifaine, le Crétacé inférieur est recouvert en discordance par une série analogue, d'âge oligocène terminal - miocène inférieur (et *pro parte* moyen ?), dite « Miocène anté-nappes » (Andrieux, 1971) à Lépidocyclines (fig. 160). Au-dessus d'un conglomérat ou de niveaux calcaires de base, la série présente un faciès « flyschoïde » à grès calcaires, calcaires bioclastiques (Pectens, Clypeastres, Miogypsines...) et calcschistes, avec, vers le haut, des olistolites. L'ensemble est recouvert soit par le Miocène supérieur prérifain (§ 5.2.2.1) soit par les nappes rifaines. Mais les olistolites sont ici sans rapport immédiat avec les nappes sus-jacentes : les premiers sont essentiellement des marnes du Crétacé supérieur et des blocs de calcaire nummulitique, cependant que la nappe rifaine inférieure est essentiellement triasico-jurassique. Du reste, ce Miocène, schistosé, semble avoir été plissé avant l'arrivée des nappes qui le recouvrent aujourd'hui (§ 5.2.3.2). Les relations olistolites-nappes sont donc ici bien différentes de ce qu'elles sont dans le Prérif (§ 5.2.3.1) *.

Cependant, plus à l'Est encore, dans les Temsamane, il existerait une nappe précoce de Crétacé inférieur, mise en place dans le Miocène moyen pendant sa sédimentation (nappe de Sidi-Messaoud de G. Choubert et A. Faure-Muret, 1971; voir § 5.3.2 et 4).

5.2.2.3. *LA ZONE INTRARIFAINE ET LES NAPPES RIFAINES*

Dans la Zone intrarifaine, la série est analogue pour l'essentiel à celle de la Zone mésorifaine mais se distingue, premièrement, par la grande épaisseur du Secondaire, deuxièmement par la formation de nappes migrées vers l'extérieur. On constate en particulier une sorte de diverticulation des termes supérieurs, le glissement vers le Prérif de la majeure partie du Tertiaire et d'une partie du Crétacé supérieur rifain. C'est l'origine schématiquement admise pour les nappes rifaines supérieures et moyennes, cependant que les nappes inférieures emprunteraient leur matériel plus ancien à la partie la plus interne du sillon rifain (voir § 5.2.3.2).

L'unité de Ketama forme l'essentiel de la zone intrarifaine parautochtone dans sa partie orientale. Elle comporte, au-dessus du Lias (?) et du flysch du Jurassique supérieur, une barre de calcaires *tithoniques* essentiellement pélagiques, avec conglomérats intraformationnels, suivis d'un *Néocomien* épais et varié (fig. 161 B). Des conglomérats à galets jurassiques et triasiques s'y remarquent (Andrieux, 1971, p. 57), écho local de mouvements éocrétacés (§ 5.4.2.3).

Vient ensuite (fig. 161 C) un puissant flysch *barrémo-albien* schisto-gréseux plus ou moins touché par un métamorphisme épizonal (voir § 5.2.3), où les grès quartzites prennent, vers le Nord, un développement considérable. Ce sont ces barres gréseuses, assorties de quelques niveaux conglomératiques, qui constituent les Hautes crêtes du Rif central.

Sur le plan sédimentologique, on remarque, dans ce flysch, la présence de *figures de base* fréquentes sous les bancs gréseux, tout au long de la Route de l'Unité (Taounate-Ketama) ou de la Route des Crêtes (Ketama—Bab-Taza). Sur cette dernière, des bancs renversés montrent des figures de *charge* (boules à laminations contournées) particulièrement spectaculaires au p. km. Chaouen 86,2. Mais les plus instructives sont les figures de *courants* (« flute casts » et laminations obliques de « ripple marks ») qui révèlent des *apports détritiques venant du Sud et de l'Est* (fig. 165). D'ailleurs, les conglomérats lenticulaires intercalés dans la série depuis le Barrémien, sont plus développés vers le SE (Andrieux, 1971, p. 60).

On note également un beau développement de *filons clastiques* sur la même Route des Crêtes, indices de tassement et de distension pendant la subsidence du sillon (fig. 166).

Le Crétacé inférieur de l'unité de Ketama conserve, sur ses marges nord et sud, quelques reliquats de sa couverture de *Crétacé supérieur*. C'est ainsi, par exemple, que la Route de l'Unité recoupe, une dizaine de kilomètres au Nord de Taounate, des séries marno-calcaires schistosées, à lits de

* Selon D. Leblanc (1975), le Miocène moyen schistosé et chaotique est suivi, là où il n'y a pas de nappe, par un « complexe mésorifain » non schistosé, très semblable à celui du Prérif mais peut-être un peu plus vieux.

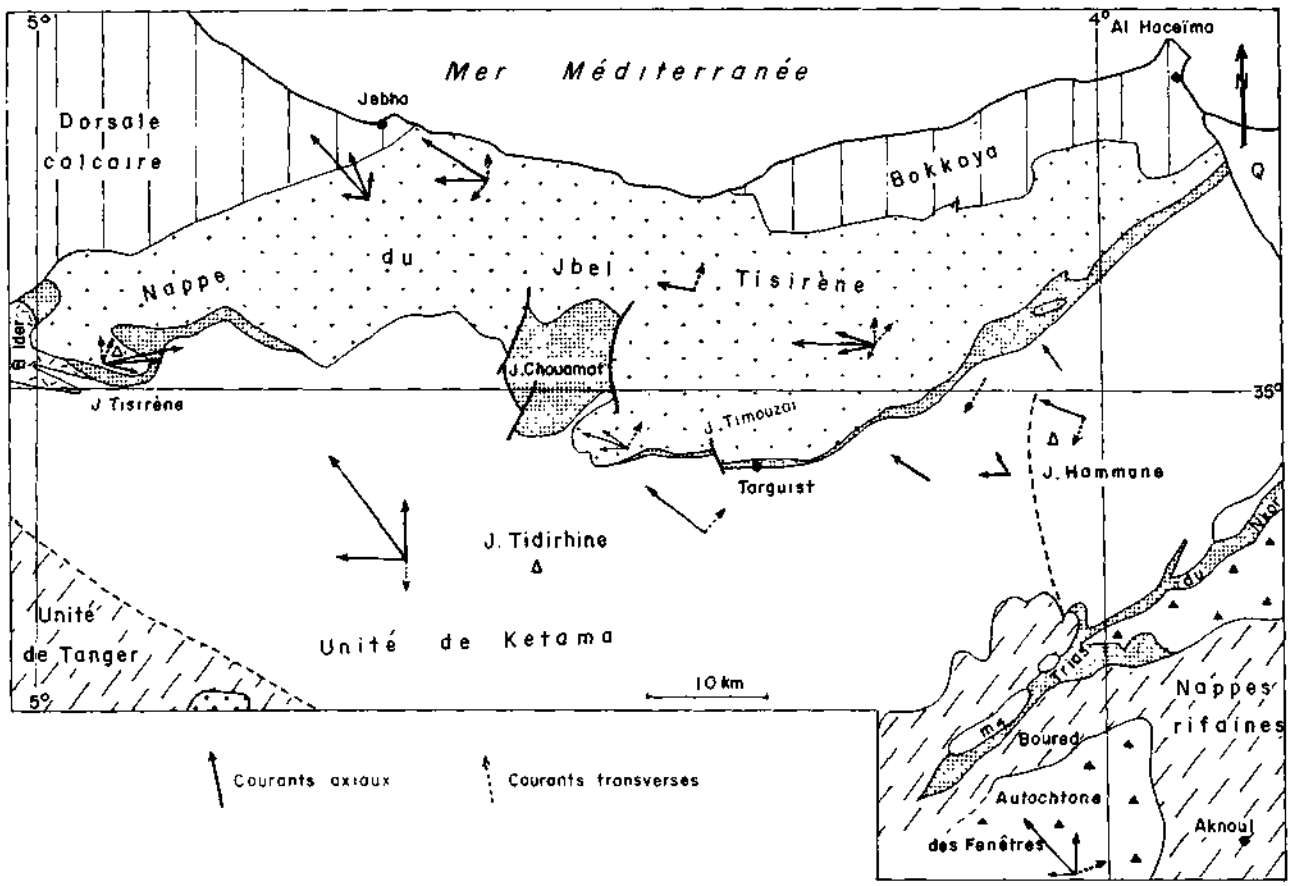


FIG. 165 — Les directions de courant dans les flyschs crétacés du Rif central, d'après Andrieux, 1971. Courants axiaux et transverses sont distingués par les caractères des *flute casts* et les figures associées (*slumpings, ripple marks, groove casts*). Les mesures concernent le Néocomien dans la nappe du Tisirène, l'Albo-Aptien dans l'Unité de Ketama et les Fenêtres.

silex, appartenant à cette couverture. Néanmoins, l'essentiel de l'unité de Ketama semble avoir été tectoniquement « dénudé » par le départ des termes post-albiens, entrant dans la constitution des diverses nappes rifaines.

L'unité de Tanger fait pendant à celle de Ketama, dans la partie nord-ouest de l'arc intrarifain. Elle est essentiellement constituée de *Crétacé supérieur* marneux, correspondant au Cénomanien-Turonien et au Sénonien. Aussi bien dans la partie moyenne de l'arc voit-on le Crétacé supérieur « de Tanger » venir recouvrir le Crétacé inférieur « de Ketama », qui plonge par-dessous lui vers l'Ouest.

Dans le Crétacé de l'unité de Tanger, des faciès relativement variés apparaissent vers la marge interne; on note en particulier des conglomérats et blocs exotiques de calcaires à Orbitolines (Dar-Chaoui) ainsi que des phtanites d'âge turonien (Bab-Berred) Vers la marge externe du domaine, l'*unité du Loukkos* est une sorte d'intermédiaire entre intra- et mésorifain, caractérisé par un Cénomanien à dominante calcaire et un Eocène à Nummulites (Lespinasse, 1972). L'anticlinal du *J. Beni-Ounaï* lui correspond plus à l'Est, en fenêtre sous le front de l'unité de Ketama.

Les *nappes rifaines* présentent des séries antétertiaires analogues à celles du parautochtone intrarifain (fig. 162). Le Trias et le Jurassique ainsi que des éléments de socle plus ancien (§ 5.2.1) caractérisent les nappes inférieures, classiquement décrites sous le nom de « nappes des Senhadja » (Marçais, 1937). A l'Est d'Aïn-Médiouna, elles montrent d'intéressantes roches vertes anté-crétacées (hornblendites, etc.), actuellement à l'étude. La « nappe d'Aknoul » correspondant aux « nappes moyennes » de J. Andrieux, est surtout faite d'un Crétacé de type intrarifain, suivi de l'Eocène décrit ci-après. D. Leblanc (1973) y distingue deux unités d'après les faciès sénoniens et éocènes. Enfin, des lames plus élevées, la nappe supérieure de J. Andrieux, montrent un Turonien à phtanites correspondant à leur origine plus interne *.

Ces nappes s'étalent à la marge sud de la Zone intrarifaine et sur la zone mésorifaine. Selon l'in-

* D. Leblanc (1975) la rapproche de la nappe d'Aknoul *s. str.* et définit une nappe du Bou-Haddoud, rapprochée de celle des Senhadja (voir fig. 162).

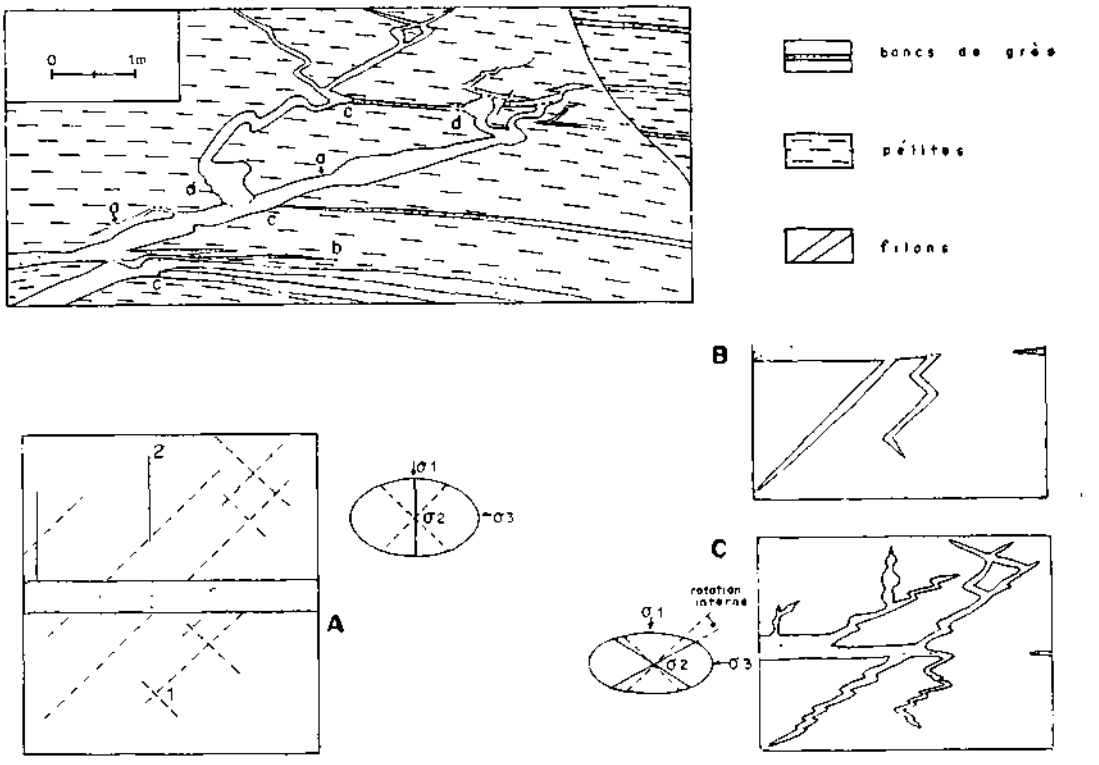


FIG. 166 — Filons clastiques dans le flysch albo-aptien de l'Unité de Ketama selon Andrieux, 1967. En haut : croquis d'affleurement; Route des Crêtes p.km. Chaouen 86.2. En dessous : Interprétation du phénomène, à trois stades de la diagenèse; A : Formation de cassures conjuguées (1) et de fentes d'extension (2) dans la série gréso-pélitique; ellipsoïde des déformations correspondant. B : Injection de matériel gréseux dans les surfaces de discontinuité; C : Plissement ptygmatique et rotation interne du plan des filons : ellipsoïde des déformations correspondant.

terprétation de M. Mattauer et de J.-C. Vidal (voir § 5.2.2.1), ce sont elles que l'on retrouve glissées dans la Zone prérifaine. Dans cette hypothèse, les faciès de Crétacé inférieur marneux à Ammonites pyriteuses ne seraient pas prérifains, comme le propose G. Suter (1965), mais plus internes que le Crétacé inférieur gréseux et flyschoïde de Ketama, ce qui s'accorde avec l'idée d'apports détritiques méridionaux.

Quant au *Tertiaire*, le plus souvent le parautochtone intrarifain n'en comporte pas et on ne le retrouve que dans les nappes. Ainsi admet-on que les marnes blanches à silex de l'Eocène inférieur, souvent puissantes, l'Oligocène marno-gréseux localement reconnu (voir fig. 163), et le Burdigalien flyschoïde qui constituent la *Nappe d'Ouezzane*, formaient à l'origine la couverture tertiaire de l'unité de Tanger. Aux deux extrémités de la chaîne, dans les *nappes* du *Habt*, à l'Ouest, et d'*Aknoul*, à l'Est, des séries tertiaires du type précédent conservent une liaison avec un Crétacé supérieur, voire un Crétacé inférieur semblables à celui de la Zone intrarifaine (fig. 162 B).

Bien des précisions mériteraient d'être apportées à ce schéma. Notons d'abord que des restes d'une série tertiaire sont localement conservés sur la zone intrarifaine moyenne : c'est le cas du Tertiaire de Mokhrisset, appuyé au Nord du Miocène de Zoum sur l'unité du Loukkos. Selon J. Lespinasse (1972) on aurait là trois types de séries éocènes, dont l'une est remaniée dans un olistostrome aquitano-burdigalien.

Quant au Tertiaire migré, notons que l' « Oligo-Miocène » du Habt est en général plus grossier que le Miocène inférieur type Ouezzane : le faciès est ici celui des « grès de Larache ». Signalons encore que la série d'Ouezzane monte jusque dans l'Helvétien ou même le Tortonien basal, alors qu'au contraire, les séries d'Aknoul ne dépassent pas l'Eocène supérieur - Oligocène. Les termes plus élevés semblent avoir pris une « avance tectonique » et se retrouver dans les unités de type Ouezzane. C'est ainsi que Y. Ennadif (1970) considère le Miocène inférieur du J. Binete (fig. 167) comme la couverture tertiaire de la nappe d'Aknoul *.

* Pour D. Leblanc (1975), l'interruption des séries Aknoul avant l'Eocène s'explique par l'émersion de leur patrie probable, « ultra-Ketama », tandis que les nappes rifaines à matériel tertiaire sont plus externes (fig. 151 bis). Celle du Bou-Haddoud s'enracinerait entre les zones intra- et mésorifaine, celle du type Tsoul entre les zones méso- et prérifaine. Quant aux grès du J. Binete, ils pourraient appartenir au Tortonien post-nappes.

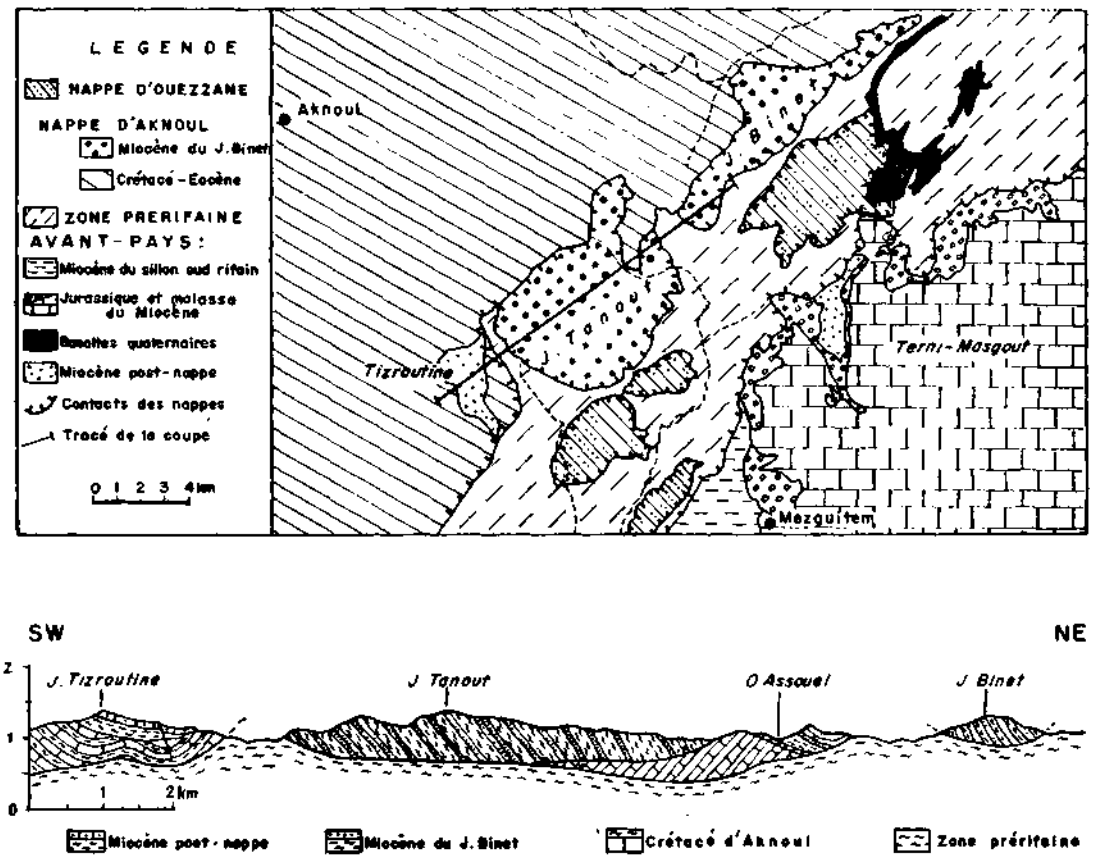


FIG. 167 — Carte et coupe de la diverticulation tertiaire du Jbel Binete (Binet), selon Ennadifi, 1970.
N.B. : Des études en cours conduiraient à rattacher les grès du J. Binete au Miocène post-nappes (D. Leblanc, 1975).

5.2.3. Tectonique des Zones externes

L'architecture de la chaîne rifaine externe résulte de *phases tectoniques multiples*, ayant en général affecté le domaine rifain tout entier, bien qu'avec des effets souvent très différents dans les zones externes et dans les zones internes. Le voisinage du géanticlinal, chevauchant (?) et comprimant la marge nord du sillon externe peut-être dès l'Oligocène, la présence des nappes de flysch (probablement issues du sillon interne, ultrarifain; voir § 5.3.2.2) sur la partie interne du sillon externe peut-être dès le Miocène inférieur, tout cela a fortement influencé le style tectonique des Zones externes septentrionales.

On peut distinguer dans les Zones externes des *structures enracinées* et des *structures flottantes;* parmi les premières, des unités *autochtones* et des unités *parautochtones* plus internes ; parmi les secondes, des *nappes véritables,* cisaillantes, et des *écoulements* « *para-allochtones* » synsédimentaires, plus externes. Les caractères structuraux varient d'un bord à l'autre du sillon en fonction :

— de l'épaisseur et de la lithologie de la série locale ;
— de la succession et de l'intensité des phases de compression puis de surrection et effondrement ;
— de la montée de fronts thermiques dans les parties internes ;
— de la surcharge liée aux chevauchements d'origine plus interne encore.

5.2.3.1. *LA « NAPPE PRERIFAINE » (s.l.) ET L'AVANT-FOSSE PRE- ET SUD-RIFAINE*

Durant le *Miocène inférieur* (voir le tableau fig. 170), le Prérif est en bonne partie émergé, formant la limite sud d'un sillon intra- et mésorifain relativement profond (fig. 152). Par contre, peut-être dès le *Miocène moyen* et au plus tard au *Miocène supérieur,* la situation va évoluer vers l'inversion des reliefs. La molasse tortonienne est transgressive sur un « Aquitanien » ou Miocène

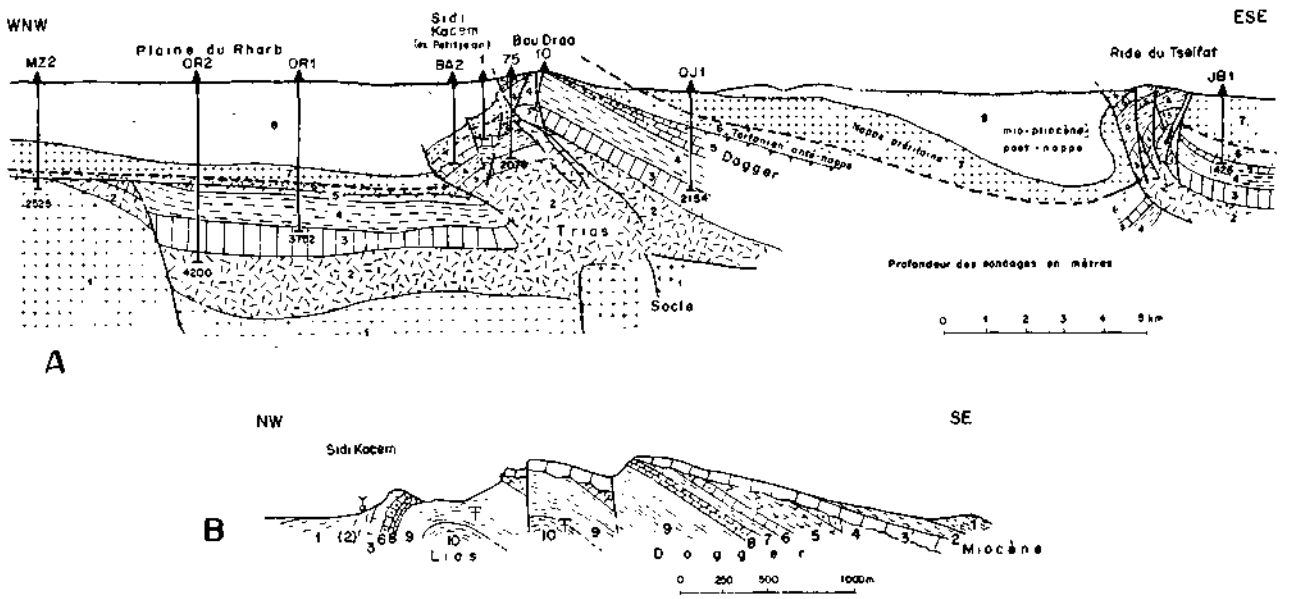


FIG. 168 — Les Rides prérifaines.

A : Coupe générale sub-parallèle au front de la « nappe » prérifaine, d'après Lévy & Tilloy, 1952 et les travaux de la Soc. Chérif. des Pétroles. *Avant-pays atlasique :* 1 : Socle granitique; 2 : Trias argilo-salifère à basaltes; 3 : Calcaire du Domérien; 4 : Toarcien gréso-pélitique et Aaléno-Bajocien marneux; 5 : Dogger : Calcaire, grès et dolomies du Zehroun. *Remplissage de l'avant-fosse rifaine;* 6 : Tortonien molassique, « anté-nappe »; 7 : « Nappe » prérifaine, écoulement marneux de Miocène moyen-supérieur emballant des marnes du Crétacé supérieur et des argiles gypsifères du Trias; 8 : Tortonien supérieur-Pliocène « post-nappes ».

B : Détail de la stratigraphie du Bou-Draa suivant le défilé de Bab-Tisra, d'après Daguin, 1927; Soc. Chérif. des Pétroles, 1952; Choubert & Faure-Muret, 1960-62. *Miocène supérieur « anté-nappes » :* 1 : Marnes grises tortoniennes ; 2 : Marnes blanches (des Beni-Amar) à *Amussium denudatum* et *Flabellipecten ugolini.* Marnes gréso-glauconieuses; 3 : Molasse glauconieuse et phosphatée, à Pectens et grands Echinides (*Echinolampas doma*), Amphistégines, avec brèche basale remaniant le Jurassique. *Dogger :* 4 : Niveaux de dolomies micro-conglomératiques ou gréseuses, équivalent latéral des « Grès du Zehroun » : Bathonien inférieur (?) - Bajocien; 5 : Dolomies et marnes, *id.;* 6 : Calcaires oolithiques-Bajocien; 7 : Marnes et Calcaires : Bajocien-« Aalénien »; 8 : Calcaires Bajocien-« Aalénien »; 9 : Marno-calcaires lités à Entroques, à oolithes, marnes gréseuses roux-jaunâtre : « Aalénien » à *Astarte elegans, A. excaurata, Pholadomya reticulata, Trigonia bella, Lima ponctata, Montlivaultia* divers. *Toarcien :* 10 : Marnes gris-chocolat à lits gréseux et calc., à *Hildoceras bifrons* mais surtout de nombreuses Rhynchonelles et Térébratules.

moyen (G. Suter *in litt.*) lacustre dans les Rides prérifaines (fig. 168). A peu près dans le même temps l'essentiel de la Zone mésorifaine émerge, ainsi qu'une partie au moins de la Zone intrarifaine (fig. 164), sous l'influence de plissements vigoureux (phase II schistosante).

Au *Miocène supérieur* (Tortonien), l'inversion de relief est complète : le sillon prérifain *s.l.* s'effondre au long d'un domaine rifain surélevé. L'érosion attaque la chaîne ; d'énormes volumes d'argiles et de sables commencent à se déverser dans le nouveau sillon, « avant-fosse » où se retrouvent en menus fragments un échantillonnage de tous les terrains rifains. Des fragments plus gros des blocs, des lames glissées ou des coulées argilo-salifères s'accumulent peut-être déjà à la marge nord du sillon, au pied des reliefs. Or, le soulèvement de la chaîne rifaine s'accentue encore, cependant que le sillon se creuse particulièrement dans sa partie méridionale sud-rifaine, atteignant près d'un millier de mètres de profondeur (études biostratigraphiques de M. Dardenne, *in* J.-J. Burger & *al.*, 1960-62). C'est alors que se développe une sorte de glissement de terrain généralisé, affectant une épaisseur plus ou moins importante de la série prérifaine ; l'aspect chaotique du Miocène s'accentue d'autant. Les nappes rifaines déjà superposées au Miocène prérifain ou qui le bordaient directement, suivent le mouvement de la « nappe prérifaine ».

Celle-ci s'écoule à son front en olistostrome sur les vases du Tortonien plus externes. Dans l'Ouest, la flèche de ce recouvrement très particulier atteint au moins 30 km, suivant les observations directes et surtout les sondages (fig. 169). On admet classiquement que le Prérif interne au moins est parautochtone (fig. 163, par exemple) et que son soubassement apparaît dans des « sofs » se présentant comme des écailles extrusives. C'est l'hypothèse retenue par G. Suter (1965), qui interprète le Prérif interne en termes de « tectonique

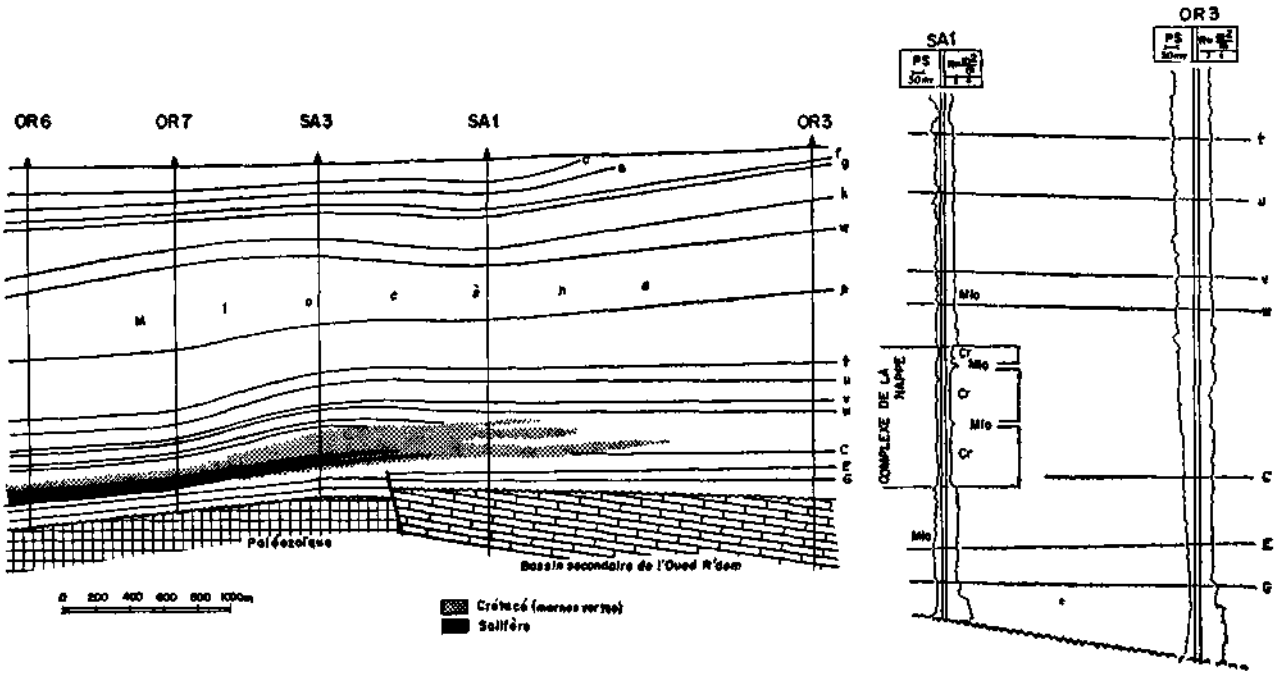


FIG. 169 — Le front de la nappe prérifaine et ses digitations dans le Miocène supérieur du sillon sud-rifain, d'après les sondages de la Société Chérifienne des Pétroles au Sud-Est de Sidi-Slimane. Extrait de Burger, Housse & Lévy, 1960-62. La coupe est établie par corrélation des diagraphies électriques réalisées dans les sondages (voir exemple à droite).

cassante » pour le soubassement, de « tectonique boueuse » pour le Crétacé et le Miocène inférieur-moyen. Cependant, selon J.-C. Vidal (1971) le Prérif tout entier (au moins sur les transversales orientales, fig. 151 B) est constitué par un gigantesque écoulement, glissé sur un « autochtone vrai » à structures simples. L'intérêt de cette hypothèse n'est pas purement académique, car de telles structures simples, cachées sous un voile marneux, pourraient constituer des pièges à hydrocarbures. Diverses observations stratigraphiques et tectoniques amènent cependant D. Leblanc (1975) à rejeter cette hypothèse au profit d'un schéma voisin de celui de G. Suter : voir ci-dessus § 5.2.2.1 *in fine* et fig. 151 bis.

Le glissement de la nappe prérifaine — quel que soit le niveau de décollement qui intervienne — est progressif, étalé sur des dizaines, des centaines de milliers d'années. Là où ne parvient pas la « nappe » marneuse, vers le Sud et l'Ouest du sillon, la vase tortonienne poursuit sa sédimentation sans discontinuité. Là, au contraire, où atteint la « nappe », la vase tortonienne poursuit sa sédimentation sur le dos de « l'allochtone », qui se retrouve *interstratifié*, approximativement, *dans le bassin sédimentaire où il s'est écoulé*. Le glissement de la « nappe » prérifaine et de sa surcharge de nappes rifaines est un *phénomène sous-marin*.

L'aspect diverticulé du front prérifain, révélé par certains sondages (fig. 169) indique la succession de plusieurs phases de glissement (Burger & *al.*, 1960-62). Les mouvements de glissement se sont du reste étalés assez largement dans le temps, à l'échelle de tout l'orogène rifo-tellien. On peut le préciser au prix d'études minutieuses des microfaunes dans les terrains miocènes anté- et post-nappes, c'est-à-dire aux prix de milliers de « lavages ». C Addadi & *al.* (1968), proposent un essai d'illustration de cet hétérochronisme (fig. 170) : les « nappes » prérifaines y apparaissent comme relativement tardives, intra-tortoniennes (voir Hottinger *in* Choubert & *al.*, 1964; Leblanc & Feinberg, 1967, et surtout D. Leblanc, 1975, p. 72).

Tout est bientôt scellé par un manteau vaseux et molassique du Tortonien supérieur « post-nappes » dont la transgression s'étend largement sur le Prérif et même jusqu'à la Zone mésorifaine Ouerrha, Nekkor) ; dans cette extension interne et tardive de l'avant-fosse, les dépôts sont particulièrement grossiers. Les dépôts se poursuivent durant le Messinien et même le début du Pliocène, au moins dans le Sud-Ouest du sillon (Rharb et Mamora : voir Feinberg & Lorenz, 1970). Puis de nouveaux mouvements interviennent. L'avant-fosse s'assèche et, mis à part l'Ouest du Rharb, se déforme, se faille, se plisse. La frange interne de l'avant-fosse est la plus affectée (fig. 152 et 163). Vers la marge externe se forment alors les *Rides prérifaines* (fig. 168). L'érosion de ces anticlinaux faillés à cœur diapirique a porté à l'affleurement la « nappe » et son autochtone. Elle a réalisé des *demi-fenêtres d'avant-pays*, ceinturées par un front d'érosion de l'allochtone ou mieux, du « para-allochtone ». La discordance angulaire du Torto-

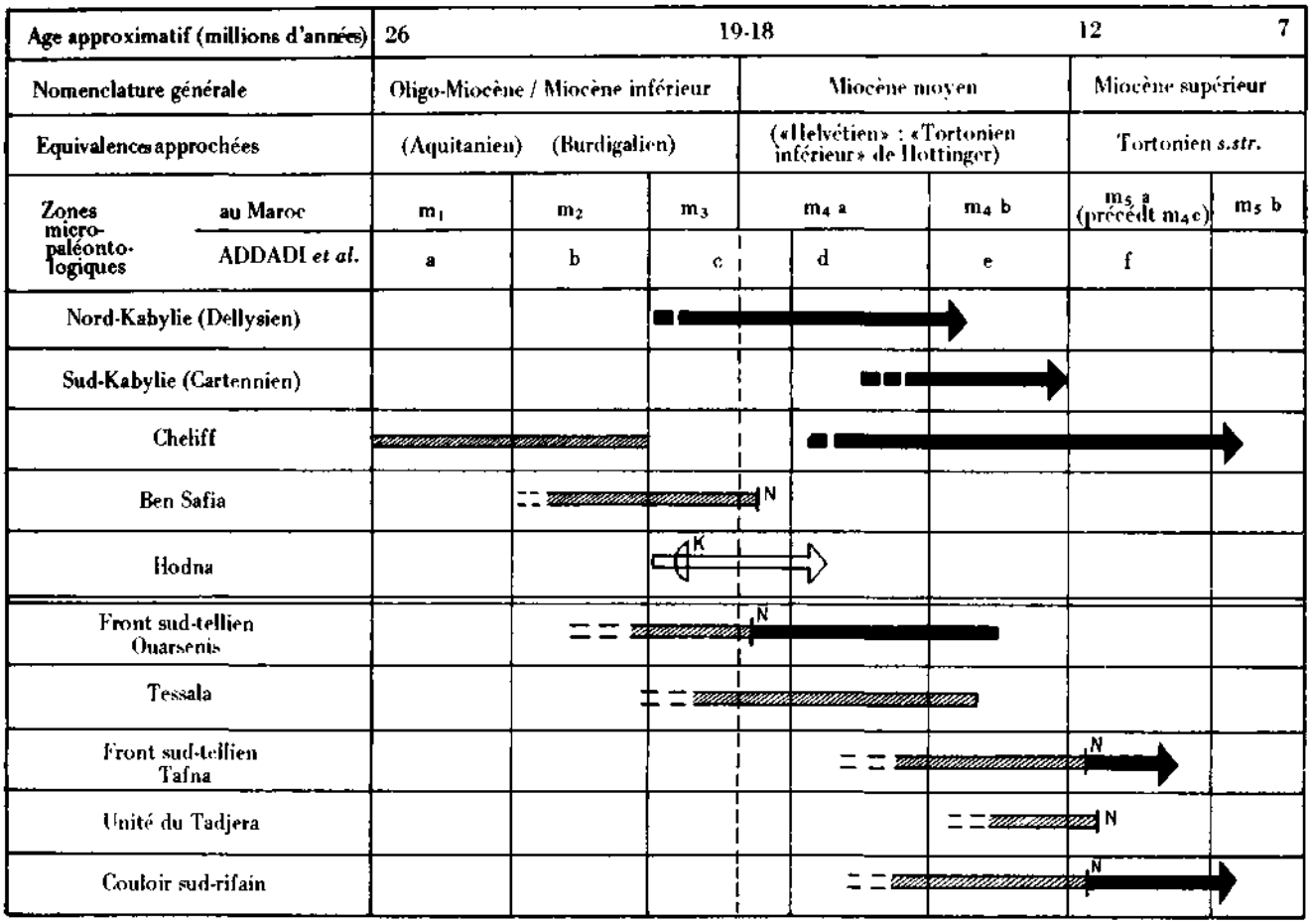


FIG. 170 — Nomenclature utilisée suivant Suter (1969 et *in litt.*), Vidal (1971) et d'après Feinberg & Lorenz (1970), pour le Miocène marocain, avec un essai montrant l'extension des formations miocènes de différentes régions d'Afrique du Nord et la variation de l'âge de mise en place des « nappes », selon Addadi & *al.*, 1968. N.B. : Au Miocène supérieur succède le Miocène terminal M6 (« Messinien ») puis le Pliocène (inférieur, moyen, supérieur).
K : klippes sédimentaires; N : mise en place des nappes; gros traits hachurés : sédimentation anté-nappes; gros trait plein : sédimentation post-nappes; tireté vertical : apparition des Orbulines.

nien anté-nappes sur le Secondaire de ces Rides montre que leur disposition anticlinale était déjà amorcée avant le plissement post-nappes.

Amorcé dès avant le Miocène, le *diapirisme* du Trias s'est trouvé accentué par l'augmentation de la surcharge durant le Miocène supérieur. Il est favorisé par l'épaisseur de la série salifère : on est là à proximité des bassins de Khemisset-Meknès.

En ce qui concerne la *production d'hydrocarbures*, les espoirs fondés sur la nature géologiquement propice de ce domaine (avant-fosse faiblement plissée) ont été jusqu'à présent médiocrement satisfaits. En 1934, un jaillissement spectaculaire eut lieu au J. Tselfat. Des structures productives ont ensuite été exploitées plus au SW, sur les bords de l'oued Beth (118 000 tonnes en 1954) jusques et y compris dans le granite altéré et fracturé (les marnes miocènes et la nappe prérifaine assurant la fermeture supérieure des poches). En 1966, 11 millions de m³ de gaz ont été produits par les puits du Rharb, mais seulement 27 000 tonnes de brut, les réserves s'amenuisant rapidement (*Mines et Géologie*, n° 25). En 1971, la production a été d'environ 10 millions de m³ de gaz (Haricha, Douar Jabar), contre 38 aux puits proches d'Essaouira (Kanouni, (1972); en 1973, 32 contre 48 (Alem *in* Nicod, 1974).

Alors que dans les cas précédents comme presque partout dans la chaîne rifaine, ce sont les marnes bleues tortoniennes qui supportent le front des unités charriées les plus méridionales, *au Nord du Tazzeka*, cas particulier, les nappes reposent sur les niveaux détritiques de la base de la transgression tortonienne et viennent même mordre sur le Paléozoïque sous-jacent suivant une disposition que l'on retrouve encore plus à l'Est, au-delà de la frontière algérienne (fig. 171).

Cette disposition est visible au col du Touahar (route Taza-Guercif). Elle peut être interprétée, selon D. Leblanc & J.-C. Vidal (1970) en admettant que le Massif du Tazzeka formait durant le Tortonien un haut-fond sous-marin plutôt qu'une île (hypothèse fondée sur la nature des dépôts transgressifs sur sa périphérie : seules les couches de base contiennent des débris des schistes autochtones). Le front des masses charriées, glissant au fond de la mer, a pu remonter légèrement sur le flanc du haut-fond, là où les marnes bleues, voire les grès de base ne s'étaient pas déposés (cf. fig. 5 *in* D. Leblanc, 1975).

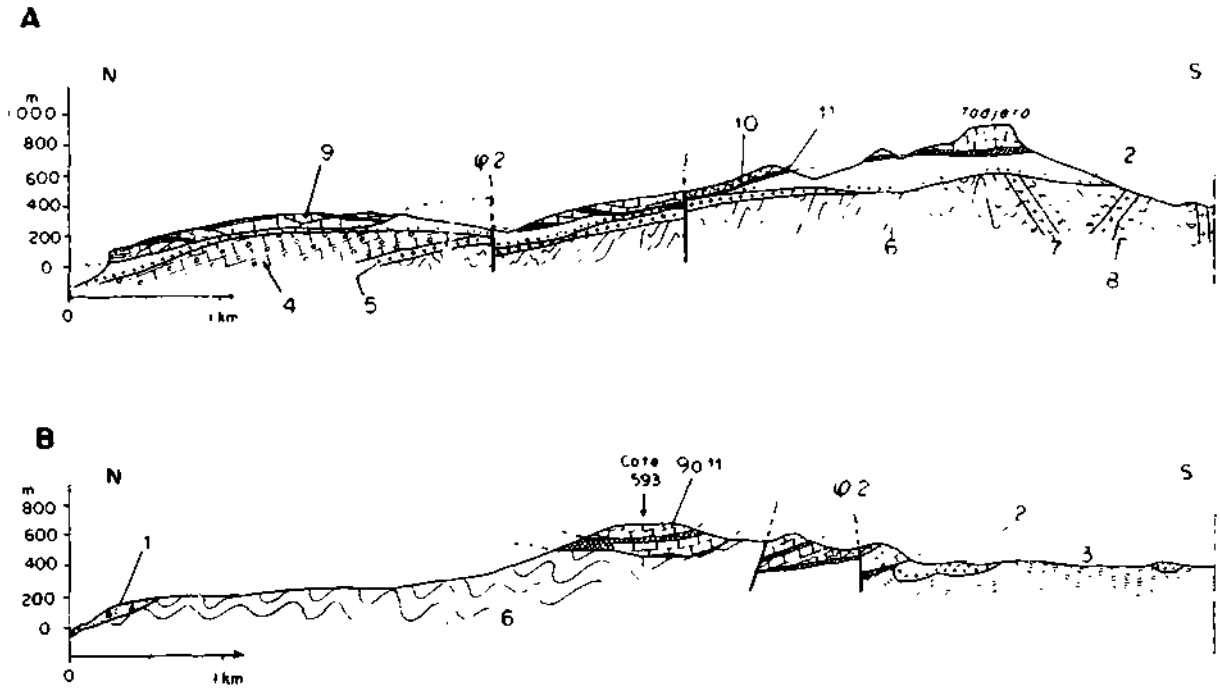


FIG. 171 — Rapports des nappes avec l'avant-pays rifo-tellien aux confins algéro-marocains. Deux coupes, en Algérie, selon Guardia, 1967. A : Coupe du cap Noé au Tadjera; B : Coupe N-S dans les Souhalia.
1 à 8 : Autochtone; 9 à 11 : Allochtone; φ1 : surface de charriage; φ2 : accident post-nappe.
1 : Pliocène; 2 : marnes gréseuses et poudingue de base du Miocène anté-nappe; 3 : argiles silteuses du Jurassique; 4 : calcaires organo-détritiques du Lias; 5 : grès et poudingues rubéfiés du Permien; 6 : schistes primaires; 7 : filons de microgranite; 8 : métamorphisme de contact; 9 : calcaires cristallins; 10 : calcschistes; 11 : « Trias » et roches vertes.

Les divers recouvrements allochtones superposés à la « nappe » prérifaine sont envisagés ci-après, avec les autres unités rifaines.

5.2.3.2. *LES ZONES MESO- ET INTRARIFAINES, LES NAPPES RIFAINES ET ASSIMILEES*

A. Les éléments

La Zone prérifaine est largement masquée par des *recouvrements allochtones ;* certains, du type *nappe d'Ouezzane,* dont on admet l'origine intrarifaine, sont principalement étalés sur le Prérif interne. D'autres, et c'est le cas de la *nappe du type Tsoul* (D. Leblanc, 1975), pourraient être prérifains et sont généralement placés sur le Prérif externe. L'existence de lambeaux charriés à caractère mixte (J. Chaouachi au Nord de Fès : Miocène moyen blanc sur un Helvétien-Burdigalien de type Ouezzane) donne cependant à penser qu'une liaison paléogéographique étroite dut exister entre ces deux séries. Leur charriage en unités indépendantes résulterait donc d'une *sorte de diverticulation du Tertiaire intra, méso et prérifain.* Mais un matériel plus ancien existe aussi dans d'autres nappes (voir § 5.2.2.1), généralement en position plus internes que les précédentes et surtout développées au-dessus de la Zone mésorifaine (§ suivant) : ce sont les *nappes rifaines s. str.*

Les structures actuelles résultent probablement de la succession de différentes phases tectoniques (*s.l.*). On s'expliquerait mal les phénomènes de *troncature basale* qui s'observent souvent sous les lambeaux de la nappe d'Ouezzane (fig. 163 et 167) si une phase de plissement et une phase de cisaillement n'avaient pas précédé la phase de glissement sous-marin décrite ci-dessus. Enfin, la phase pliocène se manifeste par des plis à grand rayon de courbure, qui isolent des synclinaux de Miocène post-nappes (discordants sur les nappes et leur substratum) et qui sont aussi responsables — au moins en partie — du morcellement de ces nappes en lambeaux synclinaux *.

B. Les Fenêtres et les unités parautochtones rifaines

Le Prérif se trouve bordé vers l'intérieur par un domaine où s'opposent des structures enraci-

* D. Leblanc (1975, fig. 45) montre en particulier que les nappes Senhadja et Bou-Haddoud se sont individualisées par cisaillement compressif, contestant l'interprétation purement gravitative de J. Andrieux.

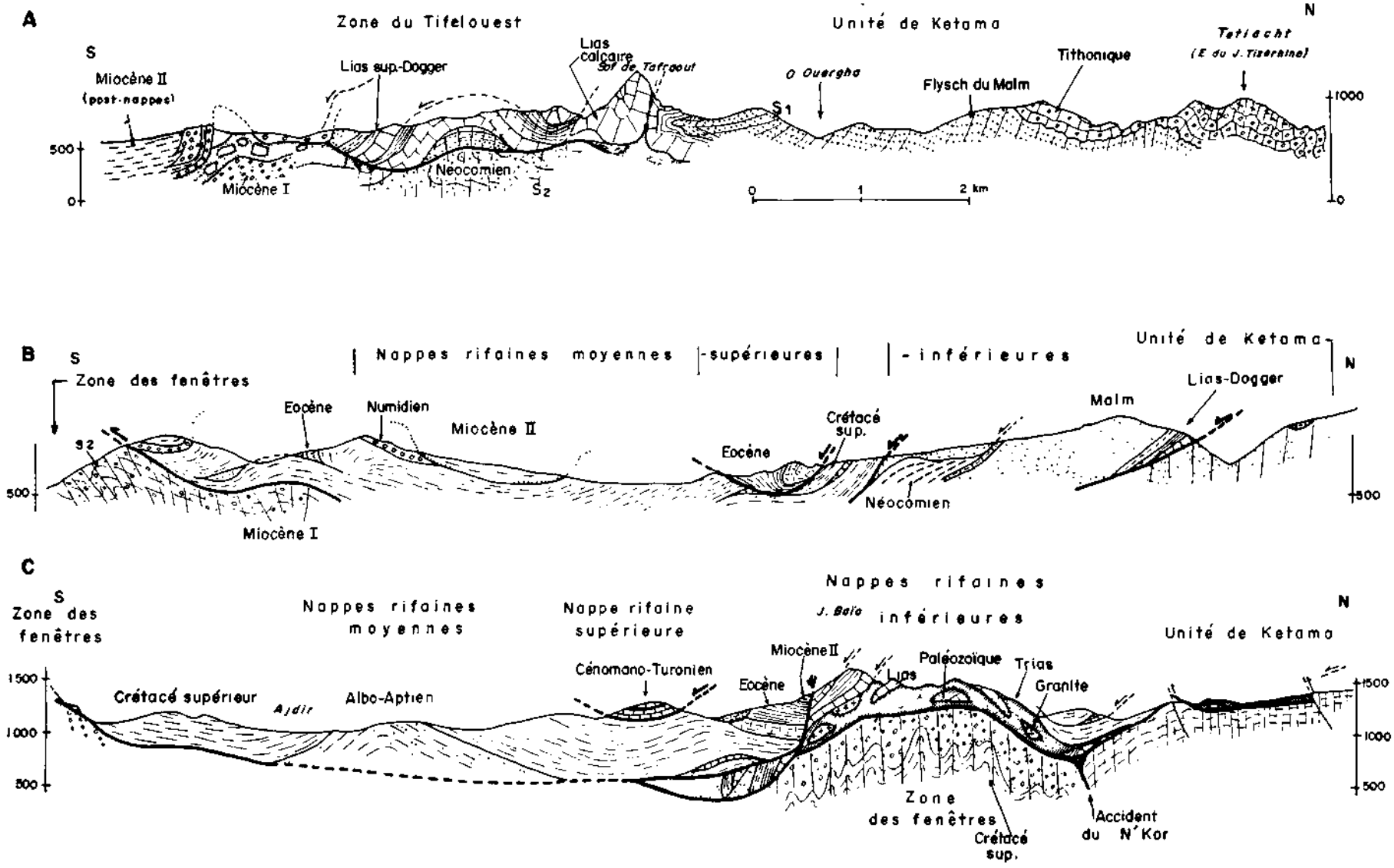


FIG 172 — **Coupes sériées dans les nappes rifaines et les** sillons intra- et mésorifains dans le Rif central, selon Andrieux (1971). A : A l'Ouest de Taha-Souk; B : entre Tahar-Souk et Boured; C : à l'Est de Boured.

nées et des nappes. On quitte ici le domaine de l'avant-fosse du Miocène supérieur pour entrer dans celui du sillon externe proprement dit, dont la sédimentation s'achève au Miocène moyen (peut-être au Tortonien inférieur : D. Leblanc, 1975).

Parmi les structures enracinées, les plus externes sont autochtones ou quasi, classiquement : les « Fenêtres » mésorifaines. Elles émergent d'au-dessous des nappes rifaines à la faveur d'anticlinaux qui sont non seulement d'âge « post-nappes » mais même « post-Miocène post-nappes » (fig. 151 B, 163, 172), c'est-à-dire pontiens et pliocènes. Cependant des structures majeures plus anciennes y apparaissent, surtout vers l'intérieur de la zone, tels les plis couchés du Tifelouet (fig. 173). On remarque qu'ils correspondent à des rides précoces (fig. 152). L'analyse des phases successives de plissement ne peut se faire qu'en usant des petites structures, en l'occurence surtout de la schistosité, qui fait ici son apparition : on y revient plus loin.

Quant à l'autochtonie de la zone dans son ensemble, elle est révoquée en doute par D. Leblanc (1975) : pour lui la Zone mésorifaine chevauche largement le Prérif (fig. 151 bis).

Ces structures enracinées mésorifaines sont relayées vers l'intérieur par les unités intrarifaines, en position « parautochtone ». Elles sont plus ou moins poussées sur les structures mésorifaines (fig. 151 B) et parfois les chevauchent (fig. 163). Elles paraissent même chevaucher les nappes rifaines dans les Temsamane (Choubert & Faure-Muret, 1971 a). Leur structure apparente varie beaucoup suivant que l'on considère la partie nord-occidentale ou la partie orientale.

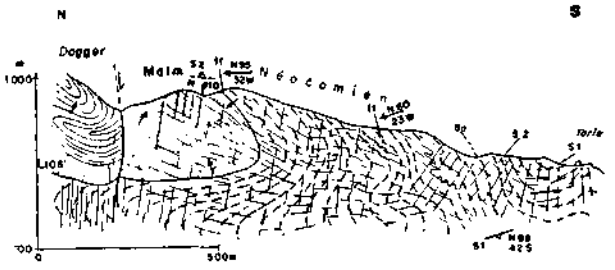


FIG. 173 — Le front de l'Unité supérieure du Tifelouest, pli couché de phase 1, replissé en « tête plongeante » lors de la phase 2. Extrait de Andrieux, 1971.

Au Nord-Ouest, l'*unité de Tanger* est un complexe marneux assez confus, décollé et glissé vers l'extérieur. Une unité particulière s'individualise entre unité de Tanger et fenêtres mésorifaines, chevauchant ces dernières en replis multiples : c'est l'*unité du Loukkos* (fig. 151 A). Sur les marnes de l'unité de Tanger flottent d'énormes « plaques » de nappes supposées d'origine « ultra ».

A l'Est de la même zone surgissent des niveaux plus profonds : c'est l'*unité de Ketama*, organisée en vastes plis synschisteux déversés, voire couchés, que recoupent divers cisaillements (fig. 151 B et 174). Des éléments marneux de type « Tanger » sont conservés localement en pincées synclinales, surtout vers l'intérieur de l'unité. L'analyse de la tectonique intrarifaine requiert ici l'observation des petites structures (§ D suivant).

C. Les nappes

Quant aux nappes qui recouvrent les structures enracinées méso- et intrarifaines, on doit en distinguer deux types. Les plus hautes et les plus internes sont des nappes de flysch vraisemblablement « ultras », c'est-à-dire originaires d'un sillon interne (fig. 150 et 151) ; on les étudie au § 5.3. Les autres sont les nappes rifaines, posées sur les structures mésorifaines et, de part et d'autre de celles-ci, sur les unités intrarifaines et sur le Prérif (fig. 172). Des éléments « ultras » les couronnent parfois (Numidien du J. Berkane). Leur stratigraphie et leur nomenclature ont été résumées au § 5.2.2.3.

Quelles sont les patries de ces nappes rifaines ? On a vu (au même §) que certaines d'entre elles peuvent provenir de la dénudation tectonique de la Zone intrarifaine (nappes du Habt ; nappe d'Ouezzane : nappe d'Aknoul *pro parte ?*) notamment de sa marge interne (nappe rifaine supérieure). Le matériel Senhadja (nappe rifaine inférieure), provient-il du front de l'unité de Ketama comme le pensait J. Marçais (1960-62), l'accident triasique du Nekkor en représentant la racine (fig. 175 A) ? A la suite de M. Mattauer, J. Andrieux (1968, 1971) lui attribue (au moins pour l'essentiel) une origine plus interne, correspondant à la marge interne du sillon externe (fig. 175 B). La racine du matériel Senhadja et, *pro parte*, Aknoul, serait donc cette *importante cicatrice* par laquelle les unités géanticlinales chevauchent l'unité de Ketama. Ainsi s'expliquerait mieux la présence de lambeaux Senhadja reposant localement sur l'unité de Ketama. Une origine mixte (ultra ou infra-Ketama, suivant les nappes) pourrait être envisagée, d'après D. Leblanc (1973, 1975) : cf. fig. 151 bis.

Pour J. Andrieux (1971, p. 31), il est possible en effet que certains lambeaux liasiques de la Nappe des Senhadja (essentiellement « ultra-Ketama ») aient été arrachés à la zone du Tifelouest et des Fenêtres; les nappes se seraient déplacées sur une surface d'érosion qui pouvait avoir mis à nu localement le Lias mésorifain.

Quant à l'accident du Nekkor, ce serait pour le même auteur un *décrochement* sénestre anté-nappes (fig. 176), analogue à celui de Jebha (ce dernier étant particulièrement repris par les compressions post-nappes). H. Demnati (1972) a montré par la géophysique l'importance considérable de cet accident auquel correspond plus à l'W l'accident du Rharb-Sud, également orienté NE-SW.

D. Leblanc (1973, 1975) admet quant à lui une origine ultra (ou supra) Ketama pour l'unité supérieure d'Aknoul (*s. str.*). Par contre les unités « Aknoul inférieur » et « Senhadja inf. » représenteut probablement la diverticulation d'un seul ensemble « Bou-Haddoud », lié au Senhadja *s. str.* qui le recouvre, avec des écailles de socle ; ces unités proviendraient de la cicatrice entre l'Unité de Ketama et la Zone mésorifaine, ainsi que de l'arrière de celle-ci. La cicatrice du Nekkor est avant tout un chevauchement.

D. Analyse des phases tectoniques superposées

Elle peut se faire essentiellement grâce à l'étude des petites structures dont, au premier chef, les schistosités.

Les unités considérées portent en effet l'empreinte de *mouvements pénétratifs et de recristal-*

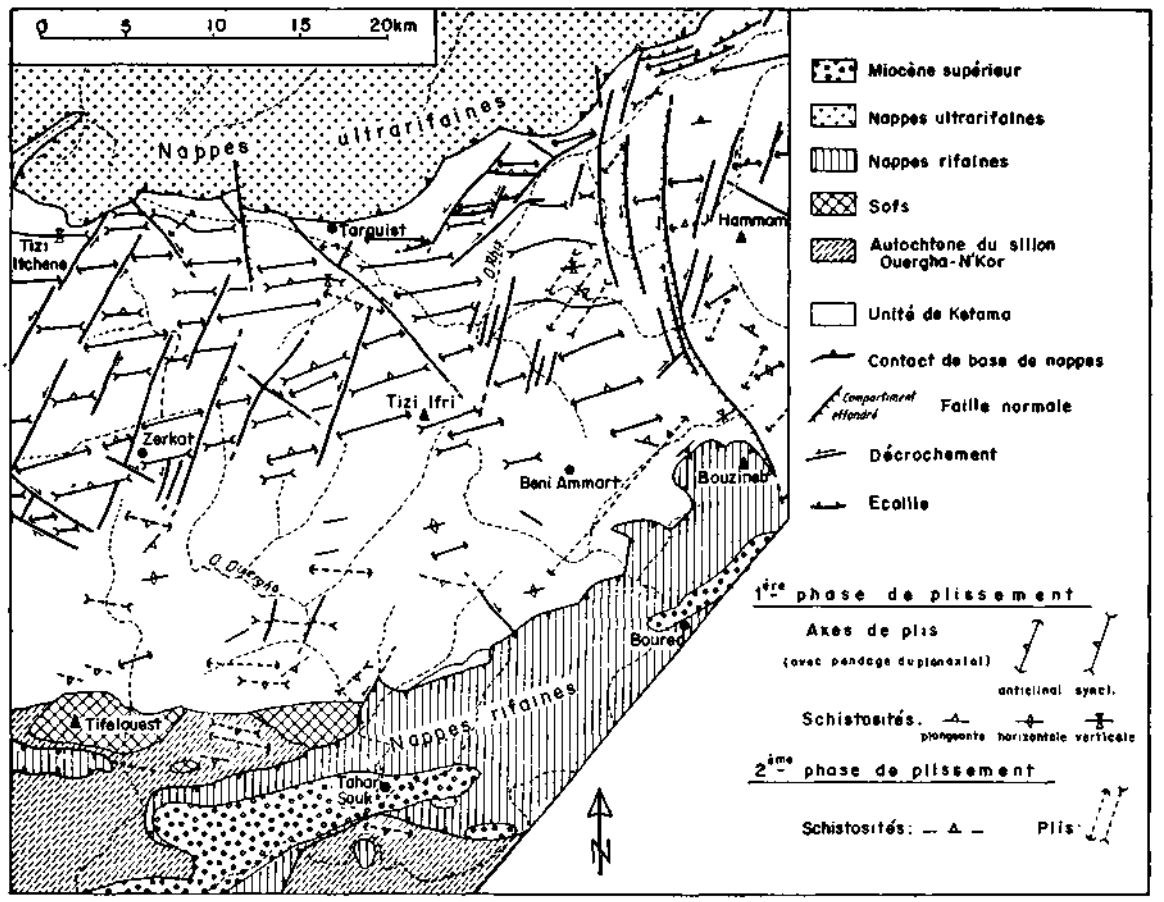


FIG. 174 — Schéma structural de la partie centrale de l'unité de Ketama, selon Andrieux (1967, 1971).

lisations métamorphiques, en gros dans toute la moitié est du Rif. Leur étude a été faite par J. Andrieux (1967, 1968, 1971) au Nord du Haut Ouerrha (fig. 172 à 180). Des conclusions distinctes sont avancées par G. Choubert & A. Faure-Muret (1971 a) à propos d'un secteur plus oriental, les Temsamane.

Selon J. Andrieux, l'unité de Ketama est affectée par *deux phases tectoniques principales* (fig. 177). La *première phase associée* à un métamorphisme épizonal à séricite et chlorite, détermine des plis à tendance isoclinale (fig. 175), d'axe moyen ENE, déversés au Sud, avec une schistosité de plan axial S 1 souvent très couchée.

Les bancs de quartzites dessinent de nombreuses charnières métriques ou hectométriques de type concentrique plus ou moins aplati, cependant que les argilo-pélites, fortement schistosées, bourrent les charnières en plis « similaires » ou en replis « en accordéon » (fig. 178); la Route de l'unité offre de beaux exemples de ces structures.

Des décrochements recoupent ces plis (fig. 174 et 175), parallèles ou conjugués à ceux du Nekkor et de Jebha et concourent à un allongement axial de la chaîne. La même phase 1 se retrouve dans les nappes rifaines (fig. 172, 173, 177) mais les axes L 1 sont ici très désordonnés, dispersés, semble-t-il, par le glissement inégal des nappes; de plus, des unités à S 1 très marquée se superposent à des unités à S 1 moins nette; *la mise en place des nappes rifaines est ici postérieure à la tectonique de plissement paroxysmal synmétamorphique de la Zone intrarifaine.*

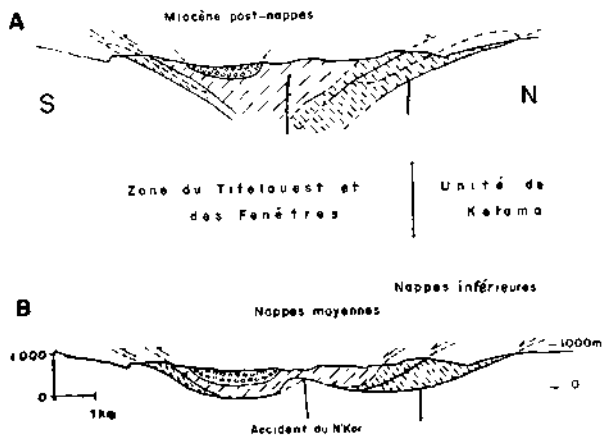


FIG. 175 — Deux interprétations des recouvrements anormaux du sillon Ouergha-Nekkor (extrait de Andrieux, 1971). A : Ecailles para-autochtones en éventail; B : Nappes d'origine ultra- Ketama.

Ceci est corroboré par la *troncature* visible à la base de ces nappes (« rabotage basal » de J. Andrieux). Cependant, on retrouve aussi la phase 1, avec ses mêmes caractéristiques structurales et métamorphiques dans le parautochtone des Fenêtres, selon J. Andrieux, 1971 (qui complète en cela ses publications antérieures). Cet auteur la rend responsable de *petites nappes en plis couchés* vers le Sud, dans le *J. Tifelouest.* Une difficulté d'interprétation subsiste : sous quelle surcharge le Miocène des Fenêtres a-t-il pu acquérir ce faciès tectonique et métamorphique ?

Postérieurement à la phase 1, une *phase* 2 a développé des plis plus ou moins obliques aux précédents (en deux directions combinées, semble-t il; fig. 174). Leur style varie : flexural et concentrique au Nord (fig. 179 A), anisopaque au Sud de l'unité de Ketama (179 B) et dans certaines parties des Fenêtres, avec une schistosité S 2 associée à des recristallisations phylliteuses.

Leur déversement est très variable, en éventail, mais S 2 est souvent sub-verticale (fig. 173, 174). Ces structures n'affectent pas les nappes rifaines (Andrieux, 1967) ou du moins y sont rares, sporadiques (Andrieux, 1968, 1971, p. 113). Cet auteur voit là un argument pour faire venir les nappes rifaines du Nord de l'unité de Ketama

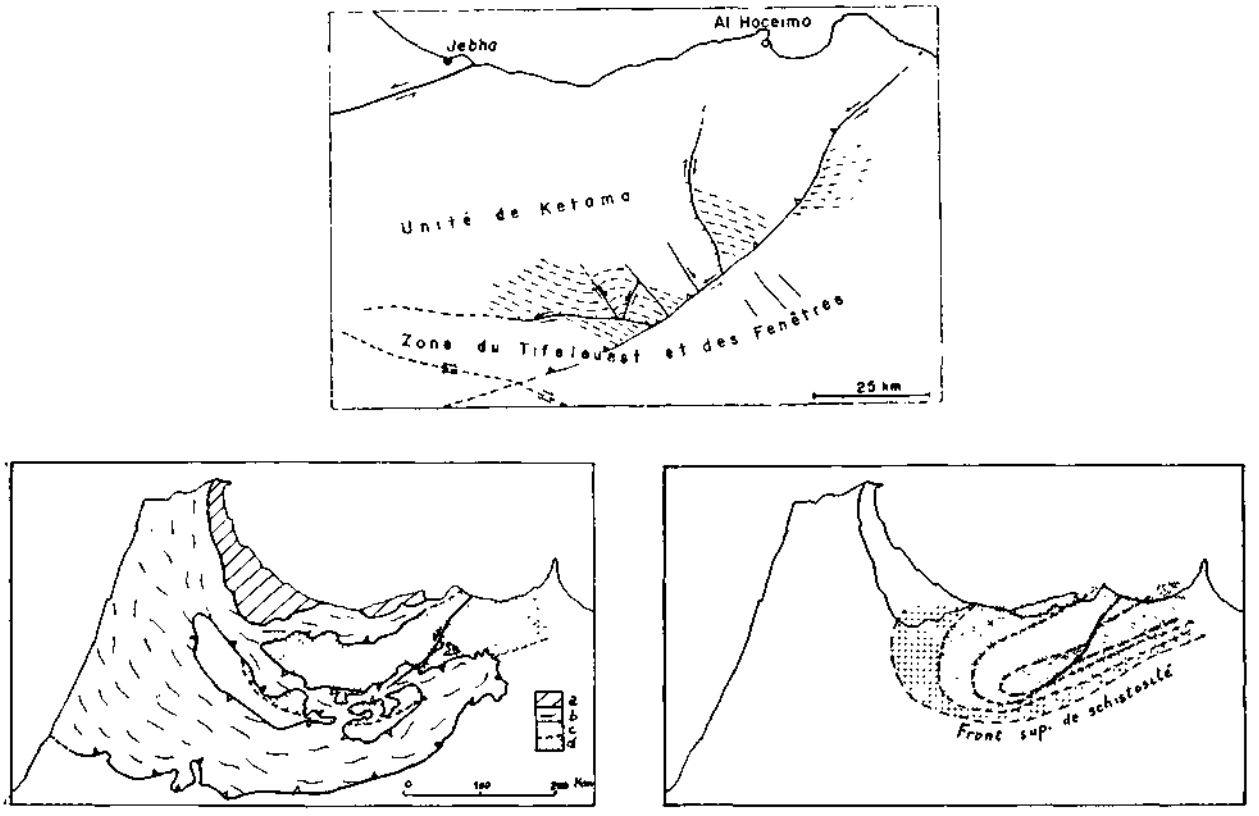


FIG. 176 — Tectonique et métamorphisme des zones externes dans le centre et l'Est du Rif.
En haut : Allure possible des grands décrochements anté-nappes selon Andrieux, 1971.
En bas, à gauche : Situation du métamorphisme externe dans l'autochtone (sur le métamorphisme dans les nappes : voir fig. 177).
a : Chaîne calcaire, nappes paléozoïques et cristallophylliennes; b : nappes de glissement; c : autochtone non métamorphique; d : autochtone métamorphique (entre eux, le tireté indique le front de la schistosité).
En bas à droite : Allure des zones de métamorphisme et d'iso-déformation, depuis les plis isoclinaux avec écoulement des calcaires (au centre) jusqu'aux plis à schistosité de flux naissante.

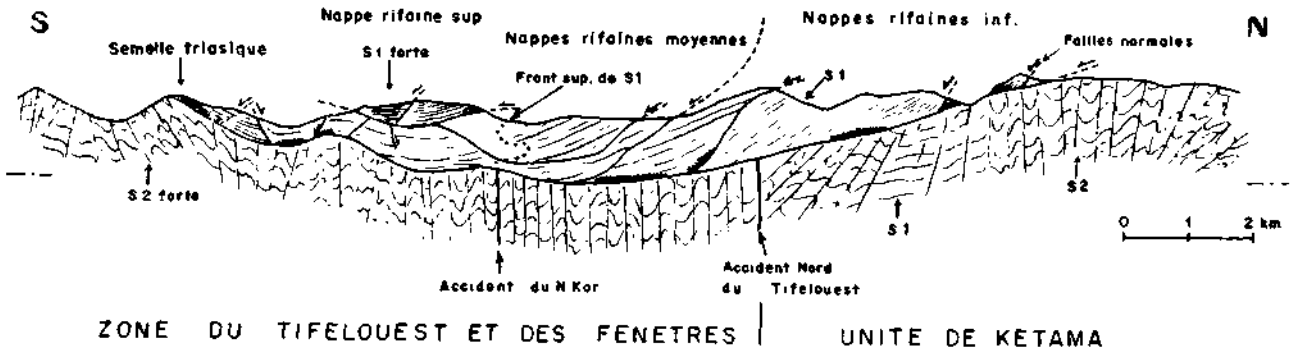


FIG. 177 — Mise en évidence des nappes rifaines à partir des seuls arguments géométriques et structuraux, selon Andrieux 1971).

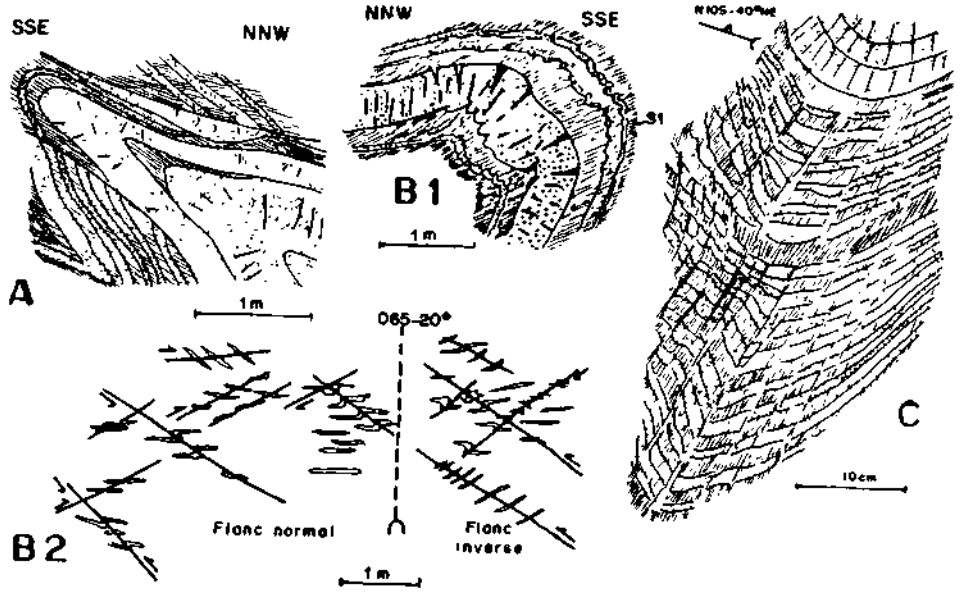


FIG. 178 — Exemples de plis de 1ère phase dans les alternances de grès-quartzites et pélites (flysch albo-aptien) de l'Unité de Ketama. Plis en chevron et schistosité de fracture dans les quartzites, aplatissement et schistosité de flux dans les pélites. Le banc quartzitique de la charnière B1 est dégagé en « tuyau anticlinal »; les cisaillements conjugués et veines de tension qu'il montre sont représentés en B2, le pli étant supposé déroulé. Début de transposition tectonique en C. Extrait de Andrieux (1971).

après la phase 2. Il est alors remarquable que, sous une faible surcharge, le Miocène des Fenêtres ait pu acquérir sa schistosité et sa séricite de métamorphisme. Peut-être la phase 2 succède-t-elle aux charriages et la limite inférieure des nappes correspond-elle au front supérieur de la schistosité S 2 (semelle de Trias plastique ; compétence plus grande des éléments charriés par rapport au Miocène encore mal consolidé; disjonction des plaques allochtones inaptes à être comprimées...) ? *

Ainsi, selon J. Andrieux, dans les régions centrales qu'il a étudiées, le charriage des nappes rifaines succède à une, voire à deux phases de plissements synschisteux. Comment se sont-elles déplacées ? L'auteur y voit des *glissements épiglyptiques par gravité,* d'après l'existence d'une semelle de Keuper à l'allure chaotique, la minceur des lames charriées, la présence de failles normales et autres figures d'extension. Cependant, une tectonique compressive par cisaillements après délestage (style épidermique épiglyptique) peut éventuellement être envisagée, au moins dans la zone de départ des nappes. Les mêmes incertitudes sur les mécanismes se présentent à propos des nappes « ultrarifaines » (§ 5.3.2).

* C'est précisément une conclusion de cet ordre que retient de son côté D. Leblanc (1975).

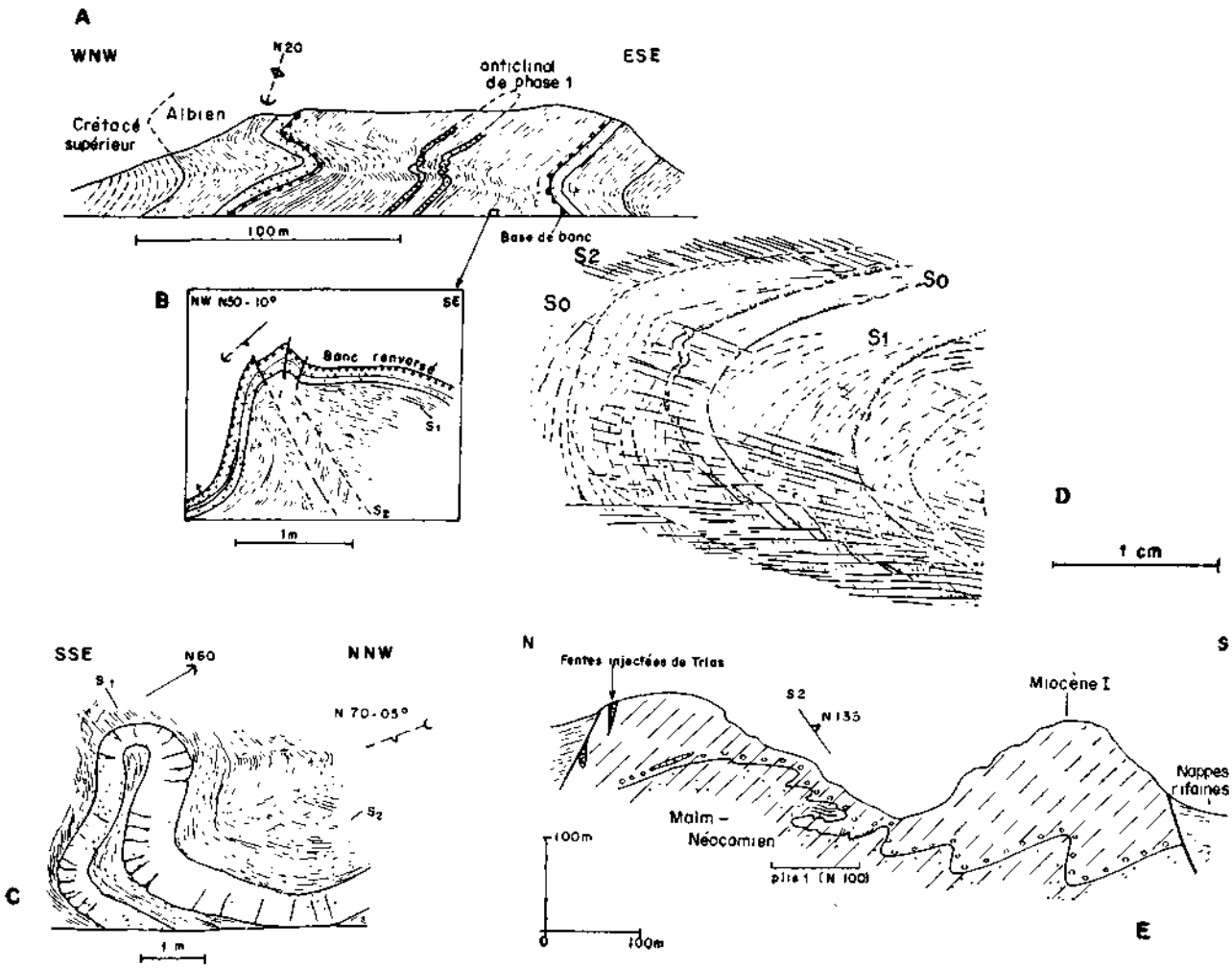


FIG. 179 — Plis de 2e phase dans le Rif centra', selon Andrieux (1971). A, B, C : Nord de l'Unité de Ketama. A et B : Plis en genou déversés au Nord, affectant un anticlinal de phase 1 à cœur d'Albien (région de l'O. Rhis).
C : Anticlinal sub-isoclinal de phase 1 replissé à la phase 2. Albien.
D : Sud de la même unité. Micropli de phase 2 dans les calcschistes néocomiens, région de Bab-Astout. L'importance de l'aplatissement et la transposition tectonique donnent à ce pli le style des plis 1. Mais on observe encore S_1, replissée en même temps que S_o. Ce pli a même direction (N 80) que les structures de phase 1.
E : Plis majeurs dans la Fenêtre de l'Aïn-el-Hamra.

Quel est l'âge des derniers phénomènes ? Intramiocène, probablement *intra-helvétien* ou *tortonien*, d'après l'âge miocène inférieur-moyen des terrains les plus jeunes des Fenêtres. Une forte érosion leur succède, puis la transgression du Tortonien molassique post-nappes.

Dans les Temsamane, une chronologie différente est proposée par G. Choubert & A. Faure-Muret (1971 a) faisant intervenir une nappe anté-métamorphique.

Il s'agit de la « nappe de Sidi-Messaoud » qui (déjà schistosée ?) semble s'être mise en place au cours de la sédimentation du Miocène dit « anté-nappes ». Après l'achèvement de la sédimentation, l'ensemble est métamorphisé et déformé en plis couchés. C'est ensuite seulement qu'arrivent les nappes rifaines et de Ketama, non métamorphiques.

Des *déformations tardives* ont affecté les domaines intra- et mésorifain après la mise en place des nappes et le dépôt des molasses grossières post-nappes. Suivant J. Andrieux, elles sont de deux types.

Il s'agit d'abord de plissements à grand rayon de courbure (cf. § 5.2.3.1) mais suffisamment intenses pour que les couches soient souvent verticales et parfois renversées (fig. 180). Un tronçonnement des galets, un clivage de fracture etc., ac-

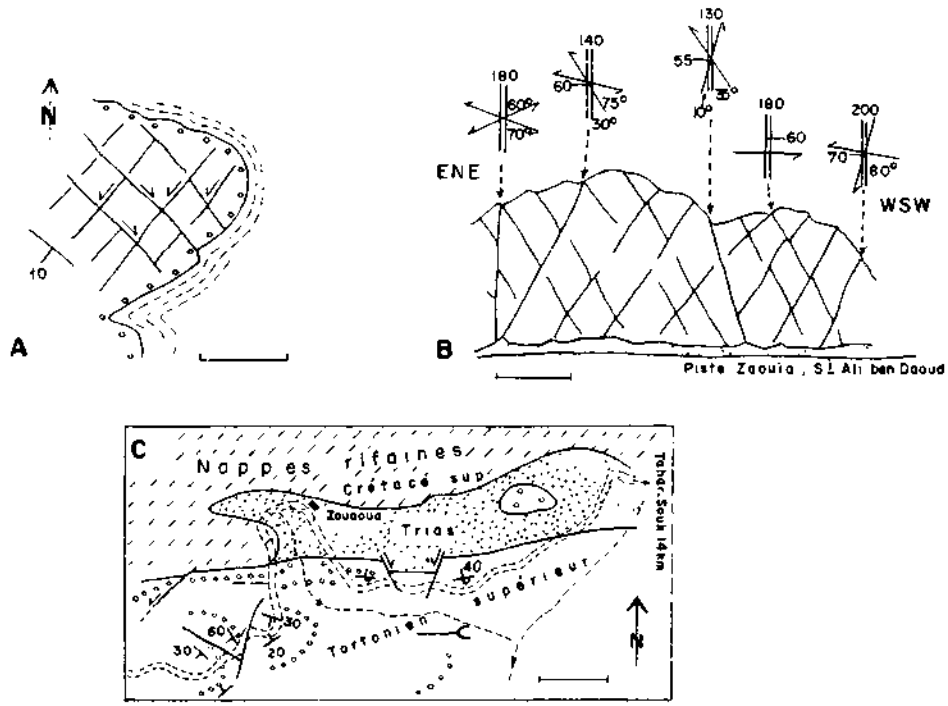


FIG. 180 — Tectonique mio-pliocène, affectant le Miocène post-nappes; extrait de Andrieux, 1971.
A : Allure des cisaillements conjugués à la surface d'un banc sub-horizontal de conglomérats.
B : Allure des cisaillements conjugués sur la face inférieure d'un banc vertical de conglomérats. Certains accidents ont joué deux fois et leur rejet le plus récent s'est produit lorsque les bancs étaient redressés; à ce moment-là ils rejouent en décrochements, comme sur la figure C.
C : Carte schématique des environs de Zouaoua. Faille inverse et décrochements affectant des bancs du Miocène déjà plissés.
L'échelle représentée en A est de 100 m; en B, de 5 m; en C, de 200 m.

compagnent souvent ces structures de *compression tardi-tortoniennes* (« *pontiennes* »). Leur direction est assez voisine, curieusement, de certains plis attribués à la phase 2 (Andrieux, 1971, pl. II). Il semble que soient de cet âge les écaillages tardifs des Bokkoya et de la Dorsale calcaire sur le domaine externe, qui réalisent l'encapuchonnement de l'arrière des nappes « ultras » (fig. 152). L'importance de cette compression déterminant encore selon J. Andrieux, diverses écailles « post-nappes ultras » ne doit pas être sous-estimée.

Ensuite, se sont des mouvements *verticaux* par failles, en régime de *distension,* qui ont laissé des traces, sous forme de surfaces perchées et emboîtées. On a déjà indiqué les effets importants de cette *néotectonique* ponto - plio - quaternaire (§ 5.1.4).

5.3. LES NAPPES DE FLYSCH « INFRA » OU « ULTRARIFAINES »

Les nappes des flyschs dits « ultrarifains » forment de vastes *recouvrements au-dessus des unités rifaines s.s.* (intrarifaines). Leur rôle morphologique est important dans le domaine de l'Unité de Tanger, au Nord de l'Unité de Ketama (entre Dorsale calcaire et Bokkoya) et des éléments s'en retrouvent jusque sur la nappe d'Aknoul (*s.l.*). C'est pourquoi on les étudiera ici, bien qu'une progression plus logique sur le plan paléogéographique eût été d'étudier d'abord le géanticlinal médian, dans la mesure où l'on souscrit à l'hypothèse « ultra », qui considère ces flyschs comme charriés à partir d'un sillon interne par dessus la ride géanticlinale. Par contre, le plan suivi correspond non seulement à la géomorphologie actuelle mais aussi à la paléogéographie postulée dans l'hypothèse de flyschs « infras », dits aussi « citras », issus de la partie interne du sillon externe.

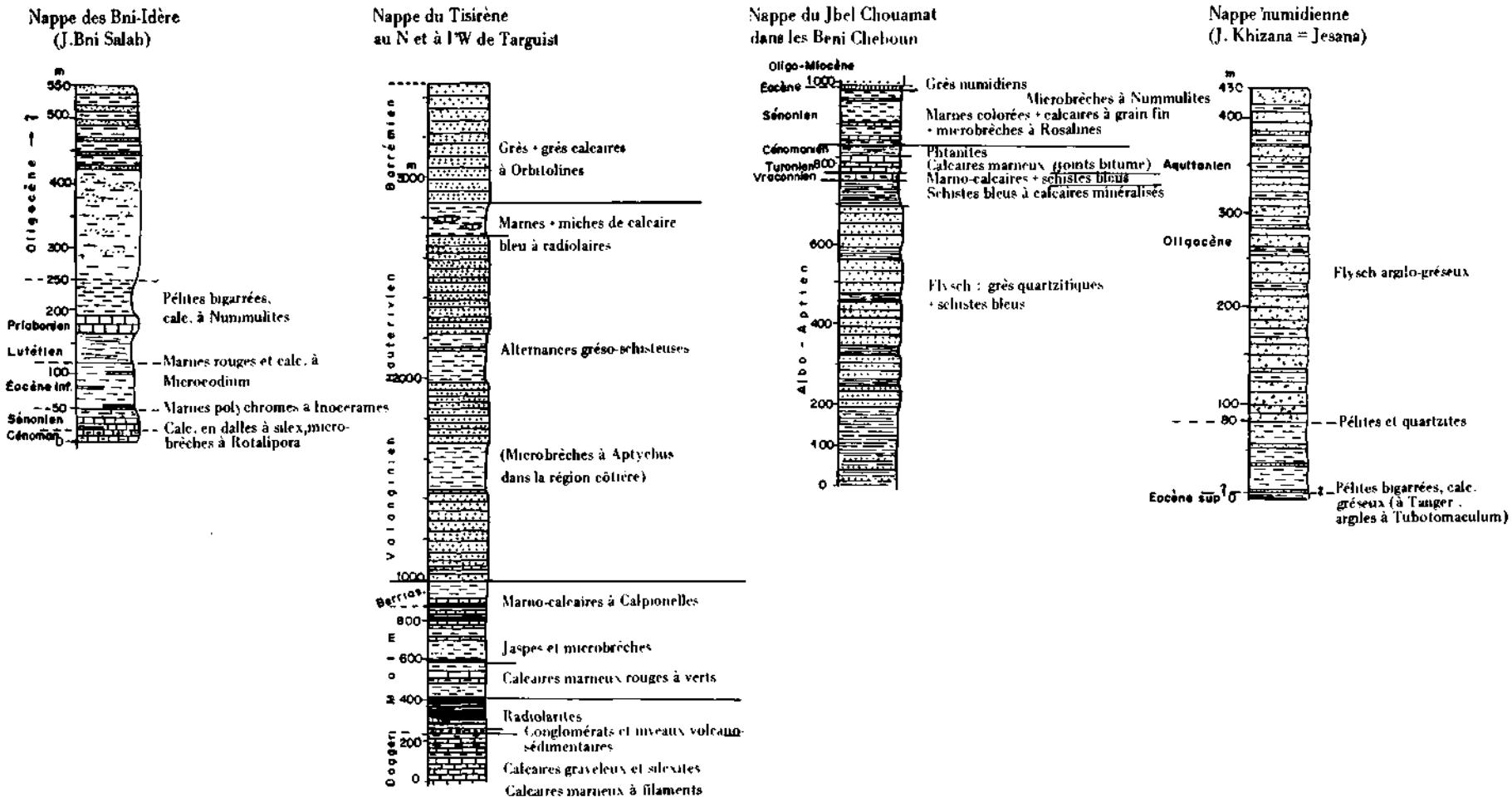


FIG. 181 — Colonnes stratigraphiques dans les nappes de flyschs dits « ultrarifains ». Les colonnes centrales sont données d'après Andrieux (1971), les deux autres d'après Lespinasse (*in litt.* 1972). La nappe de Melousa a une constitution semblable à celle du Chouamat.

Comme on l'a déjà indiqué (§ 5.1.3.3), quatre nappes principales peuvent être distinguées, soit de la plus basse à la plus haute (tectoniquement parlant), la nappe des Beni-Idère, celle de Meloussa (ou Melousa) — Chouamat, celle du Tisirène, celle (ou celles ?) du Numidien. Les unités numidiennes sont représentées plus loin vers l'extérieur que les autres (voir les figures 147 et 151).

5.3.1. Stratigraphie des nappes des flyschs internes

5.3.1.1. *LA NAPPE DES BENI-IDERE*

Elle est surtout développée dans la région tangéroise, au front de la Dorsale calcaire ou à quelque distance vers le Sud-Ouest (coupe de la route Tétouan—Tanger) mais on peut la repérer encore à l'Est de Chechaouène.

Son matériel principal est *une sorte de flysch relativement fin, à tendance molassique, d'âge oligocène* (fig. 181).

C'est une série de marnes grises, sablo-micacées et feldspathiques, à bancs de grès calcareux également arkosiques. Leur richesse en débris cristallophylliens est très caractéristique (minéraux isolés, plaquettes de micaschistes ou de phyllades). Parfois, on rencontre des lentilles de grès quartzeux grossiers à cachet « numidien » (ci-après).

Il a été débattu des caractères qui, dans cette formation, rappellent ceux des flyschs et ceux des molasses (Durand-Delga & *al.*, 1960-62, *p.* 408). Quoi qu'il en soit, elle est datée, sur plus de 1 000 m d'épaisseur, par plusieurs niveaux à Lépidocyclines oligocènes. On dispose d'affleurements commodes, à nombreuses figures de base, au « col » que franchit la route de Tétouan à Tanger.

Des couches d'âge *éocène supérieur à cénomanien* sont liées à ce « flysch », soit qu'elles en constituent la base, dans les rares cas favorables, soit qu'elles s'observent en écailles à son toit.

L'Eocène supérieur est fait de marnes violacées, sableuses, avec vers la base, des lits de calcaire à Nummulites et Orthophragmines; l'ensemble atteint environ 100 m d'épaisseur. On trouve, en descendant la série stratigraphique :

— l'Eocène inférieur-moyen : faciès grossiers, voire conglomératiques, puis calcaires à *Microcodium*, traduisant une période d'émersion;

— le Sénonien à dominante marneuse, avec microbrèches calcaires;

— le Turonien, sous l'aspect de phtanites;

— le Cénomanien calcaire, lité, à silexites claires.

Les faciès de l'Eocène rouge s'observent commodément à l'Ouest de Tétouan, au pied du « col » menant vers Tanger.

5.3.1.2. *LA NAPPE DU TISIRENE ET LES NAPPES MELOUSA—CHOUAMAT*

La nappe du Tisirène se place au-dessus de la nappe des Beni-Idère, dans les régions où celle-ci est développée. Ailleurs, elle peut reposer directement sur le Crétacé supérieur de Tanger (par exemple au Nord-Ouest de Ketama) ou s'appuyer sur un élément intermédiaire, nappe de Melousa dans le Tangérois, nappe du Chouamat dans le Rif central. Une succession complète Tisirène—Chouamat—Beni-Idère—Tanger se rencontre parfois.

La série stratigraphique du *Tisirène* comporte deux formations principales : une série pélagique du *Dogger-Malm*, un flysch du *Crétacé inférieur* (fig. 181).

Epaisse de plusieurs centaines de mètres à l'Est de Chechaouène, la première formation est faite de marno-calcaires microcristallins à « filaments » (Dogger), suivis, après des dépôts volcano-détritiques, par de puissantes radiolarites (Malm inférieur-moyen ?), auxquelles succèdent des marno-calcaires siliceux à Calpionelles, en bancs décimétriques alternant avec des argiles grises (Tithonique).

Quant au flysch superposé, il présente typiquement une alternance mille fois répétée de bancs de grès verdâtres, finement micacés et arkosiques, et d'argilites marneuses ou pélitiques. On note en outre des niveaux de grès calcareux, quelques lits de microbrèches calcaires à *Aptychus* ou de calcaires microcristallins à Calpionelles, *Nannoconus*, etc. Les niveaux datés vont du Tithonique supérieur à l'Aptien ou fin du Barrémien (grès terminaux à Orbitolines); l'épaisseur totale avoisine 3 km.

Il est intéressant de noter l'existence locale, à la base de la nappe du Tisirène, de *quelques masses de roches vertes* — serpentines à ophicalcites; dolérites — coincées au-dessus de l'unité de Ketama (Andrieux & Mattauer, 1963). Cependant, selon M. Durand-Delga (1971) ces masses appartiendraient en fait à des nappes plus basses que celle du Tisirène (type Chouamat).

L'Eo-Oligocène argilo-gréseux flyschoïde qui supporte les chaînons des Bokkoya renferme des roches probablement apparentées aux précédentes : brèches doléritiques, reposant sur des calcaires et des radiolarites, laves en coussins à cimentation de calcaire fossilifère. Ces roches vertes d'âge *jurassique* (probablement supérieur) forment des olistolites, *des blocs et masses exotiques dans la série tertiaire* (Andrieux, 1964). Comme les précédentes, elles peuvent être interprétées comme des témoins, certes fort discrets, d'une activité magmatique de type « eugéosynclinal ». Néanmoins, l'interprétation des diverses masses incluses dans ce Tertiaire comme des olistolites a pu être mise en doute (Durand-Delga, 1971). Rappelons encore ici que des serpentines amiantifères sont connues à Beni-Malek, dans les Temsamane, où elles sont probablement associées à la « nappe de Sidi-Messaoud », selon G. Choubert & A. Faure-Muret (1971a). Des « hornblendites » sont également citées dans une position externe, à la base de la nappe Senhadja (Vidal, 1971).

Quant aux nappes de Melousa et du Chouamat, elles sont essentiellement constituées de *Crétacé moyen et supérieur :* flysch « bleu » albo-aptien, couches calcaro-marneuses et microbréchiques du Cénomano-Sénonien. Localement, elles

semblent comporter quelques couches tertiaires (fig. 181). Une telle série complète donc vers le haut la série stratigraphique représentée dans la nappe du Tisirène, du moins jusqu'à l'Eocène moyen ; les éléments tertiaires manquants peuvent être trouvés dans les nappes des Beni-Idère ou, comme on va le voir, du Numidien.

5.3.1.3. *LA NAPPE NUMIDIENNE*

Elle flotte le plus souvent sur le Crétacé supérieur de la Zone intrarifaine ou des nappes rifaines (fig. 151 et 172) mais s'observe aussi superposée à la nappe des Beni-Idère (voir sur la carte structurale, fig. 1, le synclinal de nappe numidienne — découpée en sous unités — à l'Est du Cap Malabata ; voir aussi la marge interne du massif du J. Sougna, etc.). On ne la rencontre pas, faut-il remarquer, au-dessus de la nappe du Tisirène. Un affleurement très particulier, dont la signification structurale est importante (§ 5.3.2.2), est celui du J. Zem-Zem, entre Tétouan et Ceuta (fig. 184).

Le constituant typique est un *flysch gréseux grossier d'âge oligocène-miocène inférieur* (fig. 181).

Ses particularités : de gros bancs de grès quartzeux, pratiquement sans feldspaths ni micas mais cependant grossiers, à gros grains, voire à dragées de quartz, à ciment siliceux parfois ferrugineux, mais non calcareux. Entre les bancs, des couches d'argilites à petits lits gréso-pélitiques, couches qui favorisent les glissements en masse sur les versants. Au total, les plaques de nappe numidienne forment, grâce à leurs grès siliceux, des sommets relativement hauts, mais entourés, drapés de vastes glacis de solifluxion à blocs (fig. 154). La route de Tétouan à Larache offre une coupe commode de ces faciès (55 km de Larache).

Son âge propre n'est pas connu avec précision. A sa base, on trouve des « argiles numidiennes » versicolores à nodules polymétalliques (*Tubotomaculum*) ; leur âge est mal fixé.

— dans les environs de Tanger, c'est une série argileuse de ce type contenant une microfaune oligocène assez pauvre; son épaisseur n'excède pas 200 m. Le passage au faciès numidien est progressif.

— à l'Ouest de Chechaouène, on rencontre à la base du Numidien des marnes sableuses rougeâtres, plus ou moins micacées, avec lits calcaro-gréseux dont certains sont pétris de petites Nummulites. C'est un Eocène supérieur qui évoque celui des Beni-Idère et, de fait, appartient peut-être à cette nappe.

Le sommet de la série gréseuse (le premier érodé en général) n'a pas été décrit. Il est utile de faire appel à des datations fournies par d'autres régions du vaste ensemble bético-rifo-tellien. Elles conduisent à encadrer les grès numidiens par des argiles sous-numidiennes débutant dans l'Oligocène moyen ou avant, et par des marno-calcaires supranumidiens montant au moins dans le Burdigalien inférieur. Cependant, selon J.F. Raoult (1975), l'âge de la base de la série numidienne reste discutable.

Ainsi le flysch de l'Algibe, en *Andalousie*, a livré des microfaunes de l'Oligocène et du Miocène inférieur (Aquitanien), ce dernier niveau étant reconnaissable dès la base des grès (*in* Chauve, 1968, p. 216). En Tunisie, G. Glaçon & H. Rouvier (*in* Magné & Raymond, 1972) trouvent des microfaunes de l'Oligocène moyen dans les argiles sous-numidiennes, du Burdigalien moyen (au moins) dans les couches supra-numidiennes. J. Magné et D. Raymond (*op. cit.*) découvrent, au Nord de la Grande Kabylie, des associations de l'Oligocène moyen, voire inférieur, dans les argiles à *Tubotomaculum*, de l'Aquitanien terminal - Burdigalien inférieur dans les marno-calcaires supranumidiens. Le même âge est déterminé en Sicile dans des marnes à silex tes intercalées dans les premiers grès à dragées du Numidien interne (Andreieff & *al.*, 1975).

La question de l'âge des argiles à *Tubotomaculum* est importante pour apprécier la position tectonique du Numidien (voir plus loin). Pour J.F. Raoult (1974, 1975), les datations disponibles restent discutables et la sédimentation de la série numidienne pourrait ne débuter qu'à l'Oligocène terminal - Miocène, prenant le relai immédiat de celle de l' « Oligo-Miocène kabyle ».

Si la datation des argiles numidiennes reste controversée, c'est surtout à cause des remaniements de microfaunes homogènes qui peuvent exister dans ce type de dépôts : il pourrait en effet s'agir d'une sédimentation profonde, au bas d'une marge continentale sur le glacis ou dans une fosse (Pautot & *al.*, 1975).

Les *Tubotomaculum*, par leur forme et leur aspect pustuleux, comme par leur richesse en fer et manganèse, sont comparables aux nodules polymétalliques des océans actuels; ils s'en distinguent par une relative pauvreté en cuivre, nickel, cobalt, ce qui peut s'expliquer par une absence de volcanisme dans le bassin d'origine. Des courants profonds balayaient sans doute le fond, permettant le lent concrétionnement des nodules ou des plaques de type « hard-ground ».

On notera que ces massifs dispersés sur les marnes crétacées rifaines étaient naguère attribués à un Crétacé terminal gréseux (Carte géologique au 1/500 000, édition 1956). Les découvertes micropaléontologiques et les observations tectoniques (troncatures basales) ont été déterminantes pour établir leur véritable nature.

5.3.2. Style tectonique, structure interne et mode de formation

5.3.2.1. *STYLE ET STRUCTURE DES NAPPES « ULTRA »*

Elles forment de grands panneaux d'allure assez tranquille (fig. 151). A y regarder de plus près, si les limites inférieures et éventuellement supérieures de ces panneaux restent subhorizontales ou faiblement ployées, les pendages, dans ces flyschs, sont souvent vifs et des plissements inter-

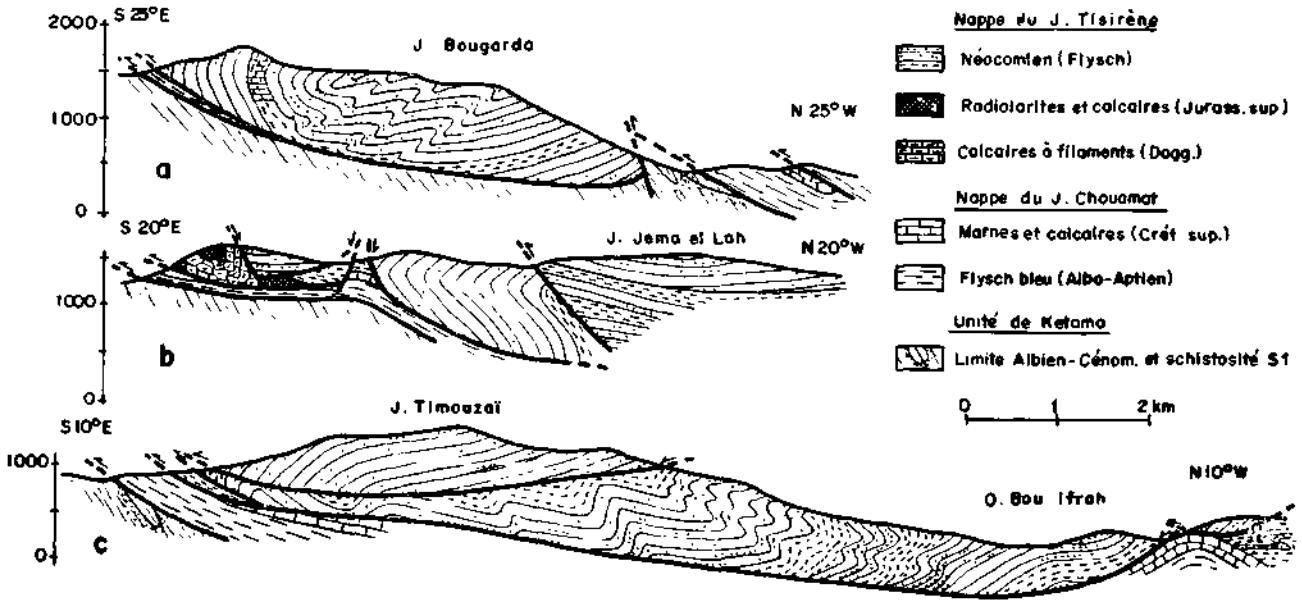


FIG. 182 — Trois coupes dans la partie frontale des nappes de flyschs, considérées comme ultrarifaines, selon Andrieux (1971); région entre Jbel Chouamat et Targuist.

nes peuvent être reconnus (fig. 182). Il s'agit de nappes limitées par des *troncatures basales et éventuellement sommitales*.

Ces troncatures cisaillantes découpent des lames d'épaisseur modeste, voire pelliculaire. Les nappes elles-mêmes ne dépassent guère 1 000 m d'épaisseur et sont le plus souvent découpées en sous-unités de quelques centaines de mètres.

Outre les troncatures qui délimitent ainsi les diverses unités et sous-unités et se présentent comme des failles plates, il existe des *failles à fort pendage*. Les unes décalent les cisaillements plats (fig. 182 a) ; ces failles « post-nappes » sont généralement des failles inverses, attribuables aux compressions d'âge de la fin du Miocène (§ 5.2.3.2 d). Les autres sont surtout des failles normales et sont tronquées par les failles plates (fig. 182 b) ; il s'agit d'accidents « anté-nappes » ou, selon J. Andrieux (1971), de structures « synchro-nappes » révélant un régime général de distension durant le charriage.

On revient plus loin sur ces problèmes de mécanique générale des charriages ultrarifains.

5.3.2.2. *ORIGINE PALEOGEOGRAPHIQUE*

Bien qu'obliques aux strates, les cisaillements ultrarifains tendent à séparer des séquences stratigraphiques incomplètes, représentant chacune une certaine « tranche d'âge » et dont l'ensemble seul reconstitue une série mésozoïque et tertiaire quasi-complète. Ainsi l'on trouve comme élément essentiel : le Malm et le Néocomien dans la nappe du Tisirène ; la fin du Crétacé inférieur, le Crétacé supérieur et le début de l'Eocène dans celle du Chouamat; l'Eocène supérieur et l'Oligo-Miocène dans celles des Beni-Idère et du Numidien. On en vient donc à considérer ces nappes comme résultant, grosso modo, de la *diverticulation d'un même sillon sédimentaire* (fig. 183), en une ou plusieurs phases (voir plus loin).

Le problème se pose de la *position de ce sillon*. S'agit-il simplement de la marge interne du sillon externe, comme le propose actuellement M. Durand-Delga (1963, 1969, 1973) et d'autres géologues de son école, ainsi que des géophysiciens comme J. Bonnin (Coll. A.T.P. 1973, p. 175) ? Ou s'agit-il d'un sillon distinct, interne par rapport à la ride géanticlinale (fig. 150), comme on l'a admis après les travaux de M. Durand-Delga & M. Mattauer (1959 c, 1960) ?

Les arguments sont forts en faveur de cette dernière hypothèse, qui a conduit à qualifier d'*ultrarifains* les flyschs envisagés ici (Durand-Delga & *al.*, 1960-62 ; Mattauer, 1963).

On ne peut guère les trouver dans l'*étude du contact* entre la zone géanticlinale et ces flyschs.

Localement, les nappes Beni-Idère et Tisirène peuvent reposer sur les éléments de la Chaîne Calcaire (SE de Punta Cires, au long du Haouz); ailleurs la nappe du Tisi-

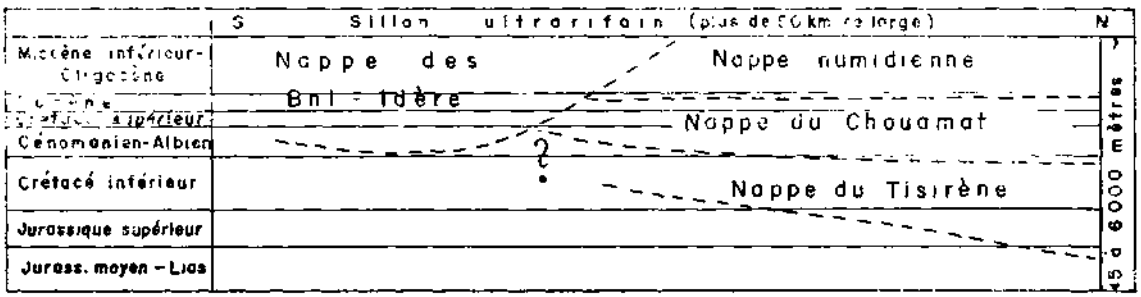


FIG. 183 — Une reconstitution de la stratigraphie du sillon des flyschs, dans l'hypothèse d'un seul sillon en position interne (Andrieux & Mattauer, 1963, modifié d'après Andrieux, 1971) Voir une autre hypothèse, en fin de chapitre, dans la figure donnée par Delteil & *al.*, (fig. 204). Voir aussi l'hypothèse de J.-F. Raoult, fig. 204 bis.

rene est largement recouverte par les unités calcaires (Bokkoya) et dans le reste des cas, le contact entre les deux domaines est sub-vertical (fig. 151).

Les arguments stratigraphiques et sédimentologiques sont autrement importants.

On remarque en particulier que l'Oligo-Miocène des Beni-Idère ne peut guère avoir reçu son abondant matériel cristallophyllien qu'à partir de l'*érosion de massifs métamorphiques* appartenant à la ride géanticlinale ou de massifs plus internes encore, aujourd'hui disparus sous la Mer d'Alboran (on ne connaît pas de tels massifs dans les Zones externes). Or durant l'Oligocène, le domaine des Chaînes Calcaires (notamment les unités externes, cf. § 5.4.6.3 B) et une partie du sillon externe voyaient le dépôt d'une série à dominante marneuse, où un bassin à faciès Beni-Idère trouverait difficilement place.

Un raisonnement analogue peut être fait pour l'*Oligo-Miocène numidien;* celui-ci apparaît comme un *faciès latéral du Beni-Idère,* plus interne encore que lui; la vraisemblance de ce passage est renforcée par l'existence de lentilles à faciès numidien dans le « flysch » Beni-Idère.

En faveur de l'alimentation « ultra » du Numidien d'Algérie et de Sicile, A. Caire & P. Coiffait (1970) ont tenté apporter une argumentation nouvelle, qui s'appuie sur les *propriétés thermoluminescentes des quartz.* En bref, la voici : les quartz des socles kabyles et péloritains ou sahariens présentent des courbes d'émission thermoluminescente plates ou à un seul pic; les quartz du Numidien présentent des courbes à deux pics, identiques à celles du socle de Sardaigne ou du Verrucano (Permo-Trias) qui le recouvre; donc « les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la province sarde, et non pas de la province saharienne ». Mais la suite des études a conduit à abandonner cette piste séduisante: « à l'expérience, c'est le même quartz partout » (Caire *in* Coll. A.T.P. 1973, p. 169).

Le caractère de la sédimentation numidienne (grès à dragées, « pachystrates ») serait néanmoins en faveur d'une alimentation proche et multiple, s'accordant mieux avec une origine ultra, selon W.D. Nesteroff, plutôt qu'avec une alimentation saharienne, même à la manière supposée par F.C. Wezel (remaniement des grès crétacés : discussion *in* Coll. A.T.P. 1973, p. 169).

Quant aux nappes crétacées-jurassiques, on est conduit à en faire la base stratigraphique de ces séries tertiaires ou d'une partie d'entre elles. Le schéma de la *figure 183* est une des reconstitutions possibles de ce *sillon jadis bien individualisé, aujourd'hui diverticulé.* La présence (certes locale) de *roches vertes* à la base du flysch du Tisirène (?) est encore en faveur d'une origine interne pour cette nappe. De même, le *Malm du Tisirène, pélagique* alors que celui du sillon externe est flyscheux, peut logiquement s'être trouvé protégé des apports détritiques méridionaux par la ride géanticlinale naissante, si l'on admet pour lui une sédimentation dans un sillon « ultra ». Une sédimentation détritique caractérise au contraire le Néocomien de la même nappe alimentée depuis le Sud ou l'Est, d'après les directions de *flute casts, ripple marks,* etc., observées dans ce flysch (fig. 165). Or, dans le sillon externe, le début de cette période (Néocomien) est caractérisé par une sédimentation pélagique; les apports détritiques dans le sillon du Tisirène se seront donc faits à partir de la ride géanticlinale.

Cependant M. Durand-Delga (*in* Coll. cité) conteste la valeur de ces arguments, les courants détritiques pouvant avoir emprunté des chenaux au travers du talus marneux externe.

Enfin, un dernier argument de poids est avancé par les tenants de l'origine « ultra » : c'est l'existence du *lambeau du J. Zem-Zem,* masse numidienne à semelle de Beni-Idère posée (= abandonnée dans leur hypothèse) à l'intérieur du domaine géanticlinal, sur les nappes paléozoïques (fig. 184).

L'origine « ultra » de ces nappes est cependant révoquée en doute par M. Durand-Delga (1963 à 1969) sur la base d'observations nouvelles d'ordre stratigraphique. Pour lui, les flyschs internes ne seraient pas « ultras », mais « infras » (suivant un terme nouvellement forgé, *in* Coll. A.T.P. 1973, p. 163) ; ils se seraient sédimentés entre la Zone intrarifaine et les Chaînes Calcaires ; la disparition de leur socle résulterait d'un phénomène de *succion* vers la profondeur (fig. 150 B), de sous-charriage ou de subduction suivant d'autres schémas possibles (ex. : fig. 150 C), le socle externe disparaissant sous les zones internes.

M. Durand-Delga retrouve, dans la région entre Tanger et Chéchaouène et notamment dans la nappe de Melousa, tous les *passages stratigraphiques* et les faciès in-

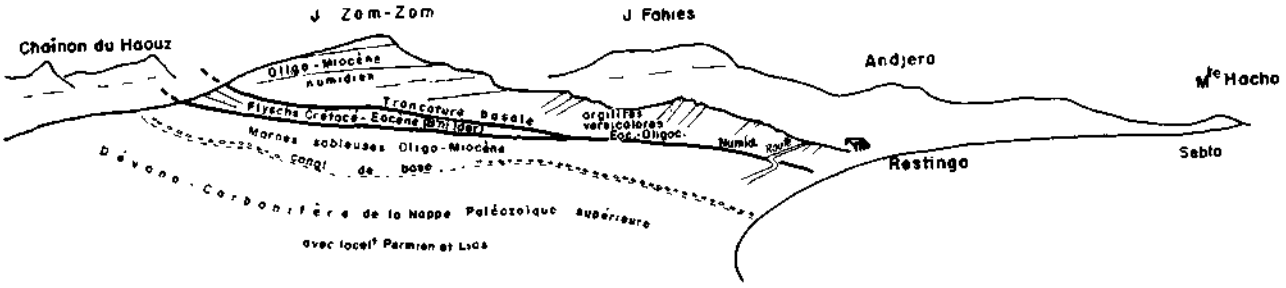


FIG. 184 — Le lambeau du Jbel Zem-Zem: flyschs en position « ultra ». Croquis de terrain; légende d'après Durand-Delga, 1964.

termédiaires entre l'Unité de Tanger interne et les nappes de Beni-Idère, du Tisirène et du Numidien (un exemple : présence de phtanites du Turonien dans les deux premiers de ces ensembles).

« De même — l'argumentation essentielle est en Algérie et en Espagne — le matériel des unités de flysch les plus internes (« unités péri-dorsaliennes ») paraît étroitement apparenté à celui de la Dorsale voisine, la plus externe » (*in* Coll. A.T.P., 1973, p. 163).

Cet auteur étend donc au Rif des conclusions auxquelles lui et ses élèves aboutissent par ailleurs, dans la Cordillère bétique ainsi que dans le Tell. Dans son hypothèse, la cicatrice entre domaine externe (comprenant les flyschs allochtones « ex-ultras ») et domaine interne (réduit aux unités géanticlinales) prend une signification nouvelle. Tout se passerait comme si le bât africain était aspiré vers cette ligne, le substratum des flyschs *et l'éventuelle « zone cristalline »* qui aurait nourri ces derniers ayant été engloutis. Systématiquement, mais probablement lors d'un épisode plus ancien, le bâti interne de la chaîne aurait été sous-charrié symétriquement en direction de la même « zone cicatricielle » (Durand-Delga, 1966). La figure 150 B schématise cette interprétation.

Délicat à expliquer dans une telle perspective, le *lambeau du Zem-Zem* serait le témoin d'un déversement des flyschs vers l'intérieur, doublant localement leur déversement ordinaire vers l'extérieur. Ce lambeau a de *vastes homologues algériens* au Nord de la Grande Kabylie, pour lesquels on est également conduit à envisager, dans cette hypothèse, qu'ils ont été charriés du Sud vers le Nord (cf. Gélard, 1971).

Sur la base de ses travaux dans le Constantinois, J.F. Raoult (1974, 1975) propose une solution originale à ces problèmes paléogéographiques. Pour lui, il faut traiter séparément les flyschs crétacés (type Tisirène et Chouamat-Melousa), les flyschs nummulitiques post-lutétiens (type Beni-Idère) et le flysch numidien, considéré comme Miocène inférieur (et Oligocène terminal ? : voir ci-dessus & 5.3.1.3.). Des phases tectoniques majeures séparent ces sédimentations successives bouleversant chaque fois les paléogéographies (cf. fig. 204 bis) :

« Les flyschs du Crétacé inférieur au Lutétien sont citra-kabyles, c'est-à-dire paléogéographiquement externes par rapport à la Dorsale kabyle (ou Chaîne calcaire), au N de celle-ci, le socle kabyle plus interne est resté émergé pendant le Mésozoïque et le Paléogène. Après la phase de la fin du Lutétien, des molasses et des flyschs gréso-micacés du Nummulitique II (Lutétien terminal à Oligocène supérieur) se déposent sur les unités de la Dorsale et du flysch maurétanien. La zone de sédimentation migre ensuite vers le N, et le socle kabyle est alors recouvert en partie par des molasses définissant l'Oligo-Miocène kabyle (Oligocène terminal - Aquitanien inférieur). Au cours de la phase de la fin de l'Oligocène, les charriages vers le S reprennent et, par ailleurs, des nappes de flyschs glissent vers le N (« rétro-glissements »), avec formation d'un olistostrome au toit de l'Oligo-Miocène. C'est sur ces unités que la série numidienne se dépose, une partie au moins des quartz venant du N; le Numidien est une formation post-nappes par rapport à la tectonique tangentielle de la fin de l'Oligocène et l'on doit écarter la conception d'un Numidien toujours allochtone et représentant la nappe la plus haute » (Raoult, 1957).

L'allochtonie souvent constatée du Numidien relève simplement, dans cette interprétation, des mouvements tangentiels du Miocène moyen supérieur. Pour régler le problème de l'alimentation en quartz du flysch maurétanien (cf. Guerrouch, cf. Tisirène) durant le Crétacé inférieur (surtout Aptien-Albien), l'auteur envisage que des chenaux traversaient la Dorsale calcaire, en provenance du socle kabyle situé plus au Nord et sans guère y laisser de dépôt. Le flysch massylien (cf. Melousa) aurait été alimenté par un « socle pré-kabyle » le séparant, vers le Nord, du flysch maurétanien.

Des variantes sont possibles concernant les mécanismes en jeu aux limites Internides-Externides. J. Kornprobst (1971-1974 et obs. à J. Andrieux & M. Mattauer, 1973) envisage un sous-charriage ou subduction des zones externes sous les zones internes, avec obductions corrélatives de certaines unités sur ces dernières (cf. fig. 190). J.-L. Olivet *& al.* (1973), J. Bonnin (*in* Coll. A.T.P. 1973, p. 175) envisagent un mécanisme analogue, avec plan de Benioff (cf. chap. 6) à plongement N à la limite entre zones internes et externes. Dans le modèle « ultra » proposé par J. Andrieux & *al.* (1971), une déformation du même type est envi-

sagée au long de cette limite, dans une phase tardive de la tectogenèse (voir fig. 213).

Parler de « sous-charriages » au lieu de charriages (« sur-charriage ») ne change rien, en fait, aux mouvements relatifs des unités internes et externes; cela correspond seulement à des conceptions différentes sur l'évolution de la Mer d'Alboran : dans le premier cas on suppose que l'emplacement méditerranéen actuel était libre avant les charriages, dans le second, qu'il était (en partie ?) occupé par les unités internes (*in* Coll. cité, p. 163). En fait, l'opposition est incomplète. La nouvelle vogue des termes de « sous-charriage » et de « subduction » découle de l'introduction des concepts de la tectonique des plaques (§ 6.1). Comme le souligne R. Trümpy (*in* Coll. cité, p. 110), leur emploi et notamment celui de « subduction » entraîne une confusion dangereuse entre des échelles différentes, entre lesquelles les phénomènes ne sont probablement pas simplement homothétiques : un géophysicien parlant de subduction pense à un plan de Benioff plongeant à plus de 100 km de profondeur entre des plaques lithosphériques de plus de 70 km d'épaisseur, avec au-dessus du plan, dans la plaque haute, un volcanisme andésitique; un géologue pense à des mouvements cisaillants intéressant seulement la croûte continentale ou une partie haute de celle-ci (subduction au sens employé par A. Amstutz pour les Alpes valaisannes), peut-être à la faveur de disjonctions au niveau de vitesse sismique réduite, vers 10-15 km de profondeur, ou du Moho, vers 30 km.

A l'encontre de la théorie « infra », outre l'existence des flyschs en position « nord-Dorsale » (Zem-Zem et équivalents algériens), outre les arguments d'ordre paléogéographique et sédimentologique cités plus haut, divers arguments d'ordre tectonique peuvent être avancés, que développe J. Andrieux dans sa thèse (1971, p. 21 et 143) : absence de complication tectonique particulière dans les nappes près de la zone d'expulsion alléguée, absence fréquente de trace de cicatrice, etc.

Un argument de poids a été apporté récemment en Algérie, en faveur de la provenance « ultra » des flyschs tithoniques-néocomiens (Guerrouch, équivalent du Tisirène) et quartzito-pélitique (équivalent du Chouamat) : c'est la découverte de *lambeaux exotiques appartenant à la Chaîne calcaire et coincés à la base des flyschs allochtones;* sans doute auront-ils été arrachés au passage sur le géanticlinal (Delteil & Lepvrier, 1968). M. Durand-Delga propose d'y voir plutôt des copeaux telliens (externes), mais J. Delteil & *al.* (1971) estiment cette attribution difficile. Une polémique serrée entoure ces études algériennes (Raoult, 1973 ; Delteil & *al.*, 1973).

En ce qui concerne l'absence de déformation particulière dans les unités de flysch proches de la cicatrice majeure alléguée, M. Durand-Delga nie la valeur de cet argument négatif; les flyschs affleurants ont pu se décoller au-dessus des niveaux très déformés, dont certaines fenêtres de Petite Kabylie montreraient des échantillons (*in* Coll. cité, p. 172).

Cependant J.F. Raoult (1975) souligne lui-même cette difficulté de l'hypothèse qu'il nomme, quant à lui, citra-kabyle : « pour que ces unités (en position actuelle « supra-kabyle ») soient placées sur la pente qui descendait vers le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle, il a fallu que des écaillages vers le N se produisent; les traces de ces rétro-chevauchements n'ont pu encore être trouvées ».

Mais faut-il qu'une théorie exclue l'autre ? Sur la base des découvertes faites en Sicile (Numidien externe et interne, selon les travaux de G. Duée et de P. Broquet), A. Caire (1963 b) laisse la porte ouverte à l'*idée de deux sillons des flyschs allochtones* en Afrique du Nord, de part et d'autre du domaine rifo-kabyle (fig. 150 C), du moins après la phase tectonique de l'Eocène moyen. C'est l'interprétation admise en Algérie par J. Delteil & *al.* (1971) ; on y revient ci-dessous, ainsi qu'à propos de la ride géanticlinale (fig. 204). Pour J.F. Raoult (1975) enfin, l'opposition ultra-infra est en réalité dépassée et il faut raisonner en termes de paléogéographies superposées, comme on vient de le résumer.

5.3.2.3. *AGE ET MODE DE MISE EN PLACE*

L'âge et surtout le mode de formation de ces charriages, prêtent autant à discussion que leur origine paléogéographique. Leur mise en place sur le Crétacé supérieur de Tanger est postérieure au départ de la couverture tertiaire de ce domaine dont ils ont en quelque sorte pris la place — exemple typique de *substitution de couverture*. Cette substitution est, *a fortiori*, postérieure au Miocène inférieur, voire au Tortonien inférieur (terme supérieur du Tertiaire rifain anté-nappes). Elle est antérieure au Tortonien élevé post-nappes et aux déformations ponto-pliocènes successives.

Cette mise en place « *méso-tortonienne* » représente seulement la *phase finale* de mise en place. Elle succède à des mouvements plus anciens, surtout si l'on admet l'origine ultrarifaine des nappes. Pour M. Mattauer (1963-64), un énorme *bombement* a remplacé, à la fin de l'Oligocène (voire au début du Miocène si on admet que la série numidienne comporte du Miocène inférieur), le sillon interne ; y interrompant la sédimentation, il suit ou accompagne peut-être une phase de *plissement*.

L'importance de celle-ci peut être précisée par l'étude de la tectonique interne des nappes. Par exemple, J. Andrieux (1971, p. 71) décrit au J. Boukarda (fig. 182) les restes d'un « gigantesque flanc inverse » d'un pli couché. Ailleurs se rencontrent des plis subméridiens en chevrons à schistosité phylliteuse. Ces structures compressives sont coupées par les surfaces-limites des nappes, dont la mise en place est donc postérieure à ces plis-là. Elle est aussi postérieure aux plis de l'Unité de Ketama (Andrieux, p. 69), puisque la schistosité de cette unité paraît tranchée par la base d'une nappe de Chouamat à peine satinée.

Les nappes traversent le domaine géanticlinal, au *milieu du Miocène* (voir sur la figure 184, le lambeau du Zem-Zem reposant sur l'Oligo-Miocène de la nappe paléozoïque supérieure). Mais suivant J. Delteil & *al.* (1971) et du moins en ce qui concerne l'Algérie, une première phase de diverticulation aurait affecté le sillon « ultra » dès le Lutétien. Les dépôts oligo-miocènes flysch-molassiques succèdent, dans leur interprétation,

aux premiers charriages internes ; les uns sont encore internes par rapport à la Dorsale (Numidien externe). L'ensemble est ensuite affecté par les phases miocènes.

En Algérie, il semble en effet que les nappes aient « séjourné » durant un certain laps de temps, au cours du Miocène inférieur, dans la région-charnière entre ride et sillon externe. En effet, elles supportent localement du Miocène inférieur discordant et charrié avec elles; or la nature des galets et l'allure des variations de faciès de ce Miocène indiquent qu'il s'est déposé non au Nord mais au Sud de la Chaîne Calcaire (Mattauer, 1958, cité *in* Mattauer, 1963, p. 300).

Au Maroc, Y. Ennadifi (1970) a montré la présence de galets de Numidien remaniés dans le Tortonien inférieur du J. Binete, couverture décollée de la Nappe d'Aknoul. La nappe numidienne était donc proche du bassin rifain durant cette période.

Dans le cadre de « l'hypothèse de la succion », les interprétations sont bien entendu différentes. En Algérie, J.-P. Bouillin & J.-F. Raoult (1971) reconstituent ainsi le film des événements :

— sur l'Oligo-Miocène kabyle ou sur le Nummulitique II (couverture de la Dorsale et du Maurétanien septentrional) se sont avancées, du SE vers le NW, des nappes de flyschs crétacés-nummulitiques (Maurétanien et surtout Massylien), flyschs qui sont alors tous d'origine externe par rapport à la Dorsale;

— cette mise en place s'est faite pendant l'Aquitanien (postérieurement à l'apparition du genre *Globigerinoides*) et s'est accompagnée du dépôt d'un olistostrome;

— sur l'édifice ainsi obtenu s'est déposée la série numidienne (argiles à *Tubotomaculum* puis grès) qui est alors la couverture néo-autochtone des flyschs kabyles sur laquelle, après une phase orogénique (plis et failles), se sont déposées en discordance des formations marines dont la base est un Burdigalien plus ou moins élevé;

— dans les domaines plus externes, au S de la Dorsale, de nouvelles phases tectoniques vont intervenir et la série numidienne pourra être à son tour plus ou moins déplacée, sa position antérieure étant alors masquée. Néanmoins, la révision des données stratigraphiques sur le Numidien entraînerait nécessairement l'abandon de son interprétation comme « néo-autochtone déplacé » (Magné & Raymond, 1972) s'il venait à être prouvé que la base du Numidien est plus ancienne que l'Oligo-Miocène kabyle qu'il recouvre. J.F. Raoult (1975) estime que cette preuve n'est toujours pas apportée.

Ainsi le long voyage des nappes (de l'ordre de 100 kilomètres dans l'hypothèse « ultra ») aurait duré quelques millions d'années durant le Miocène inférieur et moyen avec peut-être une première phase d'âge éocène moyen pour les nappes Tisirène et Chouamat-Melousa. Ensuite intervient le resserrement post-nappes du domaine rifain, qui porte le géanticlinal à chevaucher le sillon externe, pinçant éventuellement l'arrière des nappes de flyschs allochtones et les poussant encore un peu de l'avant (fig. 152). C'est la dernière phase tectonique affectant les nappes « ultras », à la *fin du Tortonien*.

Le mécanisme de la *progression* des nappes au-dessus des domaines plus externes doit être distingué du mécanisme de leur *délimitation initiale*. Dans la zone d'origine des nappes, des *cisaillements en compression* ont pu intervenir, tandis que la propagation « au long cours » des nappes relèverait ensuite d'un simple *glissement gravitationnel*.

La caractéristique des nappes « ultra » (comme des nappes rifaines) est de présenter ce qu'en termes purement descriptifs, non génétiques, on peut appeler des *troncatures basales* (Ellenberger, 1963) ou *biseautages basaux* (Caire, 1963b). Leur soubassement présente un *biseautage* (une *troncature sommital* (e) beaucoup moins accentués (e) en général). En Algérie, M. Mattauer (1963-64) et à sa suite J. Andrieux (1971) dans le Rif tendent à interpréter ces structures comme dérivant d'abord de simples failles de glissement par gravité en extension (cf. failles « panaméennes » des glissements de terrain) aménagées par « rabotage basal » (et sommital); une fois formée de cette manière au flanc d'un vaste bombement, la nappe progresserait éventuellement sur une surface d'érosion, toujours par gravité.

Or, comme le relève A. Caire (1963b, 1965b) à propos des nappes telliennes, le « rabotage » avec production de « copeaux » est généralement insuffisant pour expliquer la planéité des surfaces de charriage. On peut interpréter l'aplanissement de l'autochtone relatif par une érosion juste antérieure au charriage : c'est le « *glacis mobile* » de A. Caire, se poursuivant éventuellement par une surface de sédimentation sous-marine (cas de la nappe prérifaine, § 5.2.3.1). Quant aux troncatures basales qui tranchent de manière si spectaculaire les plis des nappes, on est tenté d'y voir, comme le propose F. Ellenberger (1967) à propos des écailles languedociennes de Saint-Chinian, le résultat d'ultimes compressions agissant sur un édifice déjà plissé et induré puis délesté par érosion : il y apparaît des *cisaillements tectoniques*, souvent indifférents à la nature des strates mais qui peuvent aussi profiter, sur une certaine longueur, de niveaux de *décollement* préférentiels.

J. Andrieux présente diverses observations favorables à l'idée d'une « distension synchro-nappe », liée au glissement sous l'effet de la gravité (fig. 182a). Mais, à propos d'autres charriages du Rif, également caractérisés par leurs troncatures, il admet (p. 140) que certaines nappes des Bokkoya relèvent d'une « tectonique de compression » et reconnaît (p. 256) que le moteur initial du glissement des nappes rifaines peut aussi être recherché dans une phase de serrage. On peut penser d'une manière plus générale que *la gravité intervient plutôt dans la migration des nappes que dans leur genèse initiale. Par contre l'érosion intervient à tous les stades;* en cela ces charriages sont *épiglyptiques* *.

Les tenants de l'hypothèse « infra » estiment irrecevable cette théorie du déplacement des flyschs par gravité à partir d'un bombement de l'écorce, théorie dite « mécanisme de l'ascenseur » (*in* Coll. cité, p. 170 — ce qui, du reste, laisse trop peu de part à la tectonisation initiale du sillon interne ou, pour ainsi dire, de la cabine de l'ascenseur). La crédibilité des charriages par gravité, en tant que phénomène tectonique commun, mériterait en fait des études fondamentales (il y a de bonnes

* D. Leblanc (1975) arrive à une conclusion du même ordre pour les nappes rifaines (cf. note au § 5.2.3.2 A).

raisons de leur faire jouer un rôle important à certaines phases de l'évolution de nombreuses chaînes : ainsi pour les flyschs crétacés des Alpes occidentales). Faute de telles études, et compte tenu de la complexité des tectoniques superposées rifo-bétiques, on conçoit qu'un colloque sur ces problèmes se termine aujourd'hui par « une discussion houleuse et générale » (*op. cit.*, p. 172).

5.4. LES ZONES INTERNES GEANTICLINALES

Peu de choses sont connues sur les petits massifs paléozoïques des Beni-Saïd et des Trois-Fourches. Aussi sera-t-il seulement question ici des affleurements plus occidentaux : Bokkoya, Dorsale calcaire, Haouz, Zone paléozoïque et cristallophyllienne. Leurs caractères généraux ont été définis en introduction (§ 5.1.3.2) et l'on a souligné, en particulier, leur grande complexité structurale, tant stratigraphique que tectonique.

5.4.1. Les Sebtides

5.4.1.1. *STRUCTURE GENERALE ET EXTENSION*

Ce sont *les unités les plus basses du Rif septentrional* et l'on ignore leur soubassement. Leur toit, lui, est constitué par les nappes paléozoïques ou Ghomarides. Définies d'abord dans la région de Ceuta (Durand-Delga & Kornprobst, 1963), elles ont été dernièrement l'objet d'une étude approfondie, étendue en particulier aux Beni-Bouchra, de la part de J. Kornprobst (1969, 1971-74).

Suivant cet auteur on doit distinguer dans les Sebtides *deux ensembles* (fig. 151) :

— en bas, *un socle composite* (« unités Beni-Bouchra et Filali »), où des ultrabasites paraissent représenter un fragment de manteau supérieur, sous une carapace cristallophyllienne.

— au-dessus, *sa couverture probable* (« unités Federico »), sous forme d'unités écaillées où les terrains les plus jeunes sont triasiques, et les plus anciens considérés comme carbonifères.

Toutes ces unités sont métamorphiques. Mais celles du socle sont essentiellement catazonales, celles de la couverture probable, épizonales. Le métamorphisme léger affectant ces dernières est alpin, celui, polyphasé, qui a marqué les premières est paléozoïque ou précambrien.

L'extension de ce socle était vraisemblablement beaucoup plus vaste avant les diverses phases tectoniques du Tertiaire. *Vers le domaine bétique, interne, notamment* (fig. 148), M. Durand-Delga (1963) a montré que les nappes alpujarrides y sont l'équivalent des Sebtides, cependant que les nappes malaguides correspondent aux Ghomarides. J. Kornprobst (1971-74) a précisé que des formations en tous points analogues s'observent de part et d'autre de la mer d'Alboran, en particulier des péridotites, kinzigites et autres faciès du socle, aussi bien que le Permo-Trias métamorphique. Il n'est pas jusqu'aux petites structures qui ne permettent des corrélations (fig. 185). D'où l'idée d'un « bloc d'Alboran » commun aux deux domaines (Didon & *al.*, 1973 ; cf. § 5.1.3.2. et 6.4.6.2).

Vers l'Est, les *noyaux kabyles* représentent, semble-t-il, l'équivalent du socle cristallophyllien du Rif septentrional, mais les études comparatives sont ici peu avancées.

5.4.1.2. *LE SOCLE*

A. Extension et constitution

Il s'étend surtout au Sud du Rif septentrional, dans les Beni-Bouchra, entre le Ras-Targa et la Punta Nekor (fig. 186). Au Nord, il réapparaît au Cabo Negro (Ras-Tarf ou Koudiat Taïfor) et à Sebta (fig. 147).

On doit y distinguer *deux « unités »* (fig. 151 et 186), selon J. Kornprobst (1971-74).

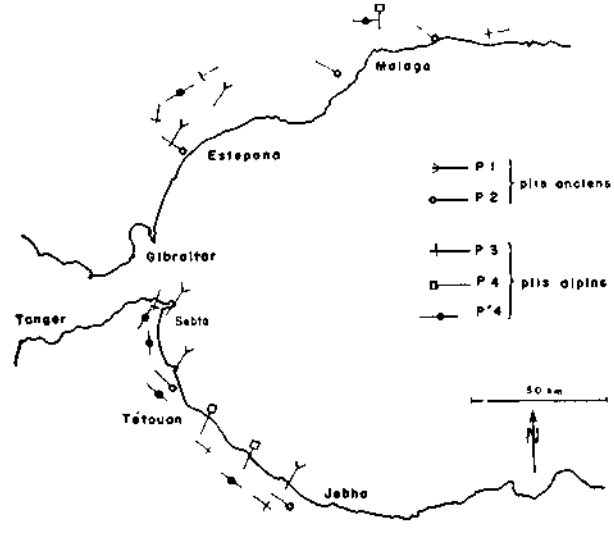


FIG. 185 — Un essai de représentation schématique des directions axiales des plis dans l'Ouest des Cordillères bético-rifaines; extrait de Kornprobst (1971-74).

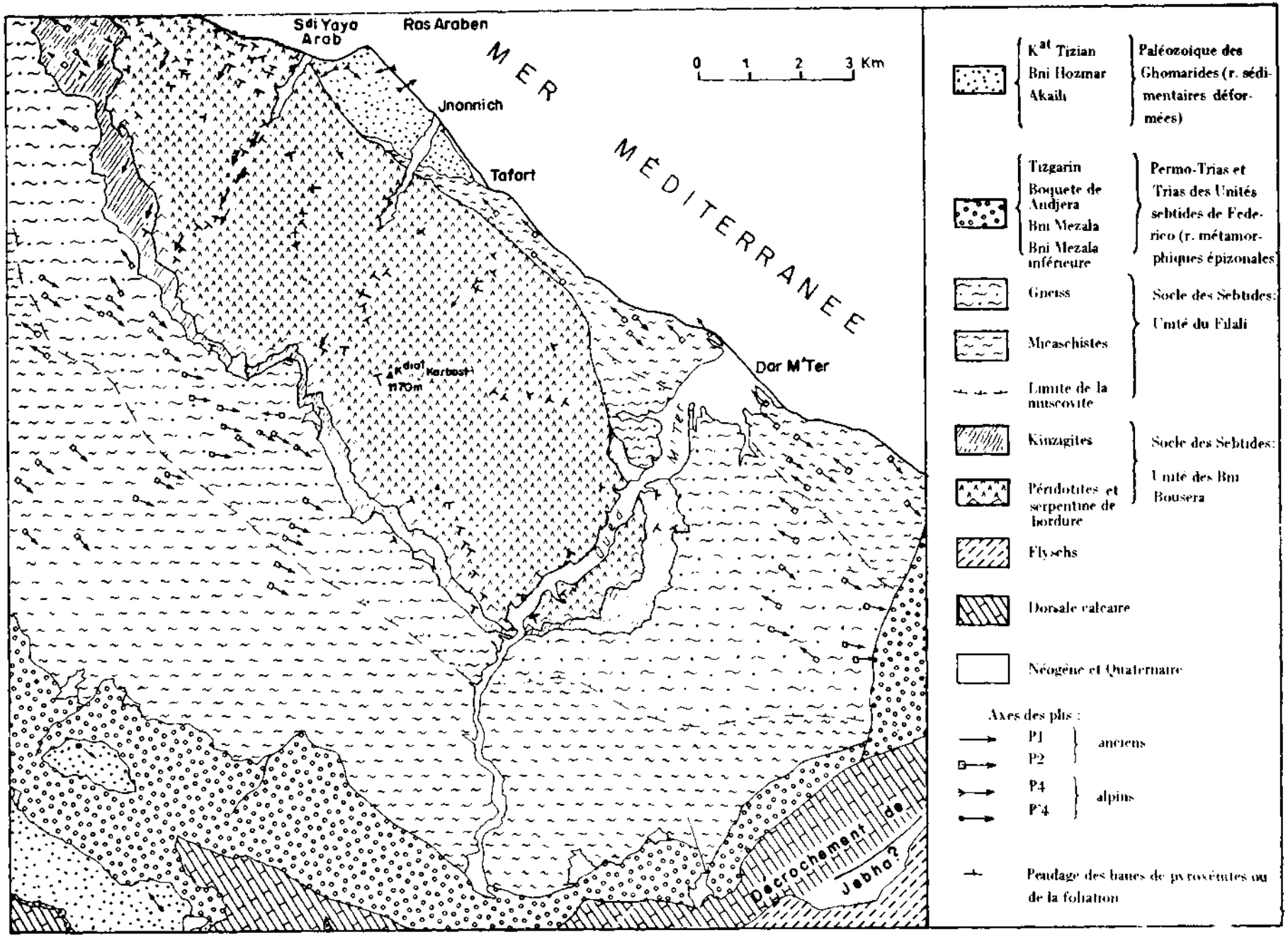


FIG. 186 — Le massif ultrabasique des Beni-Bouchra et son cadre structural, d'après Kornprobst (1969 et 1971-74).

La plus basse, dite « *des Beni-Bouchra* » (Beni-Bousera), est essentiellement constituée de roches ultrabasiques : c'est le massif de péridotites (et roches affines) des Beni-Bouchra, auquel font pendant l' « intercalation serpentineuse » de Sebta et sans doute des affleurements immergés au Ras-Tarf (*op. cit.* p. 111). L'enveloppe propre de l'unité est faite d'une assise peu épaisse de roches cristallophylliennes où dominent les kinzigites.

Au-dessus vient une série gneissique (surtout à sa partie inférieure) et micaschisteuse, dite « unité du *Filali* » (plus exactement du J. Sidi-Mohamed-el-Filali). Elle ceinture les Beni-Bouchra et, au Nord, réapparaît au Cabo Negro et peut-être au M. Hacho (*op. cit.*, 1971, carte 1). On y trouve des roches cristallophylliennes variées, y compris des kinzigites, des amphibolites et des pyroxénites semblables à celles de l' « unité » sous-jacente. Selon les dernières observations de J. Kornprobst (*in* Didon & *al.*, 1973), les gneiss du M. Hacho appartiennent à une unité plus basse que celle des Beni-Bouchra et développée surtout dans les Alpujarrides.

B. Le massif ultrabasique et son enveloppe

Les ultrabasites des Beni-Bouchra sont particulièrement intéressantes à étudier (fig. 186). C'est en effet *un massif de péridotites de type alpin*, que l'on peut interpréter comme un fragment du manteau supérieur, entraîné tectoniquement à la base de la croûte (Kornprobst, 1969, 1971).

« Le massif des Beni-Bouchra paraît relativement homogène, aucune zonation n'ayant pu être mise en évidence. Ses bordures cependant ne sont jamais constituées de roches ultrabasiques fraîches et *ses contacts avec les roches encaissantes paraissent toujours mécaniques :* entre les péridotites « saines » et la série cristallophyllienne sus-jacente, il existe des roches ultrabasiques qui paraissent d'autant plus broyées et serpentinisées que l'on se rapproche des gneiss.

Un niveau kinzigitique, peu épais, constitue une auréole presque continue autour des péridotites; l'apparence d'une disposition concentrique des faciès métamorphiques sus-jacents à cette série a conduit Y. Milliard (1959, p. 151) à envisager une mise en place « plutonique » de la péridotite, accompagnée de métamorphisme de contact. Cette structure correspond en fait à un *anticlinal tardif à grand rayon de courbure*, pli de fond au cœur duquel apparaissent les péridotites ».

A l'intérieur du massif, un litage peut s'observer pratiquement partout. « Il est déterminé par la disposition en niveaux parallèles de faciès pétrographiques divers (dunite, saxonite, lherzolite, pyroxénolite) et souligné par des flammes ou des niveaux serpentineux. Les roches qui le constituent, paraissent avoir cristallisé sous de fortes pressions (15 à 20 kb) et à des températures élevées (plus de 1 000°); elles contiennent en effet des pyroxènes riches en alumine et comportent des assemblages minéralogiques qui appartiennent au sub-faciès « ariégite » du faciès « lherzolite à spinelle ». Les conditions physiques dans lesquelles de tels assemblages peuvent se développer sont réalisées à la partie supérieure du manteau du globe. Par ailleurs, la composition chimique globale du massif ultrabasique, telle que l'on peut l'évaluer, est voisine de celle de certaines péridotites à grenat, modèles proposés par de nombreux auteurs pour représenter le manteau supérieur. Mais, contrairement à ce qui a été publié antérieurement, il n'existe pas de péridotite à grenat dans les Beni-Bouchra » (Kornprobst, 1969).

L'histoire de la mise en place de ces ultrabasites peut être précisée en étudiant *leurs petites structures et celles des schistes cristallins encaissants* (fig. 187), où les paragenèses granulitiques indiquent un étage tectonique particulièrement profond.

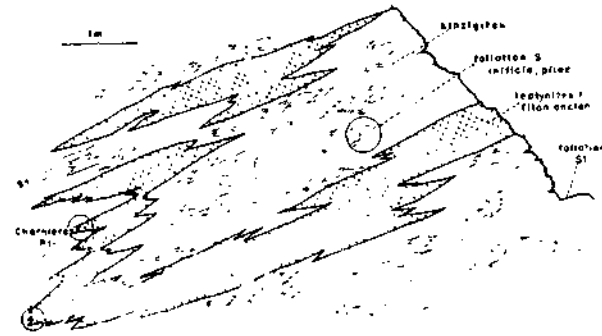


Fig. 187 — Les structures fondamentales et le mode de gisement des leptynites à almandin, sillimanite et cordiérite, dans les kinzigites de Sebta. Croquis d'affleurement extrait de Kornprobst (1971-74).

« Les roches ultrabasiques apparaissent sous une *série métamorphique* dont la base est constituée par des kinzigites, auxquelles sont associées des pyroxénites, des cordiéritites à grenat, des marbres à chondrodite, et, exceptionnellement, des enstatitites à olivine, amphiboles et phlogopite. Les roches qui constituent cette série ont été soumises à *plusieurs phases* de métamorphisme; de nombreux échantillons de kinzigite montrent un assemblage caractéristique : grenat riche en pyrope - feldspath potassique perthitique - oligoclase largement antiperthitique - disthène - sillimanite prismatique tardive - graphite - quartz; la biotite, parfois assez fréquente dans ces roches, y est nettement secondaire. L'association de ces assemblages permet de penser que l'ensemble de cette série a subi un métamorphisme dans les conditions qui caractérisent un champ de haute pression du *faciès granulite* » (Kornprobst, 1969).

Plus précisément, on peut distinguer (Kornprobst, 1971-74, p. 212) un premier métamorphisme de ce type accompagné de structures « P-S très fugitives » et d'une migmatisation « M 1 » basale, et un second métamorphisme de même faciès, accompagné de structures « P1-S1 » (plis isoclinaux orientés vers le SSW et foliation de plan axial : fig 187) et d'une migmatisation « M2 ». Ce cycle se serait terminé à basse pression dans le champ de stabilité de l'andalousite.

Or, dans le massif de péridotites, des structures P1-S1 semblables à celles de kinzigites apparaissent avec la même orientation (fig. 188).

« Près des contacts, les pendages du litage sont conformes à ceux de la schistosité des gneiss sus-jacents. Certains bancs montrent d'importantes variations d'épaisseur; ils peuvent parfois s'effiler complètement. Des plis isoclinaux aigus les affectent ayant tout à fait l'apparence de plis « synschisteux »; dans le lit de l'Oued Mejahedid, leurs axes plongent modérément vers le secteur compris entre le 160 et le 200 (SSE à SSW). En lame mince une orientation souvent très nette est déterminée par l'alignement de cristaux de pyroxène, par une disposition en « chapelet » de grains de spinelle, par l'alternance de niveaux plus ou moins largement cristallisés ou présentant un degré variable de serpentinisation (au sein desquels on devine parfois des plis très aigus), par l'allongement enfin de certains cristaux, d'orthopyroxène surtout, qui peuvent avoir une longueur démesurée par rapport à leur largeur. *La plupart des cristaux sont fortement cataclasés, parfois plissés;* certains éléments de grande taille sont fracturés et serpentinisés suivant des surfaces courbes concentriques, évoquant une rotation de ces éléments parallèlement à la schistosité ».

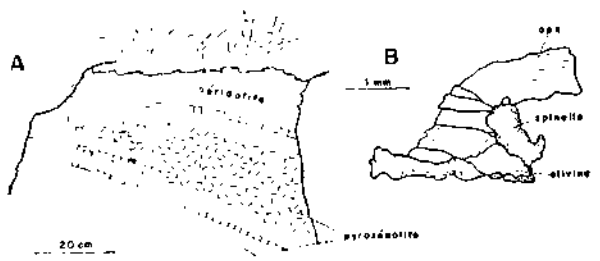


FIG. 188 — Les structures fondamentales dans les roches ultrabasiques des Beni-Bouchra, d'après Kornprobst, 1971-74.
A : Plis isoclinaux P1 (croquis d'affleurement).
B : Pli microscopique, affectant un cristal d'orthopyroxène (op x.).

D'où l'idée, avancée par J. Kornprobst, d'une *mise en place tectonique des péridotites à la faveur de cette phase 1*. Pour assigner un âge au phénomène, il faut d'abord considérer les caractères des terrains sus-jacents, c'est-à-dire de l' « unité du Filali ».

C. EVOLUTION DE L'UNITÉ SUPÉRIEURE ET DATATION DE L'ENSEMBLE

En effet, suivant le même auteur, l'unité supérieure procède, pour l'essentiel, d'une *reprise tectométamorphique du haut de l'unité inférieure* au cours d'une phase 2 complexe.

« La partie supérieure du socle caractérisé par les événements P1-S1-M2 a été reprise par un nouveau plissement isoclinal P2, accompagné d'une schistosité S2, dont les axes ont des orientations NW-SE en moyenne. Ces plis épargnent les péridotites et la base des gneiss, phénomène qui peut être lié au développement d'une couche serpentineuse autour du massif ultrabasique, couche jouant le rôle d'une surface de décollement à proximité de laquelle les contraintes sont minimum. Des plis déversés P'2, ayant sensiblement la même orientation que P2, accompagnés d'une schistosité fruste S'2, suivent immédiatement ces déformations.

Ces événements tectoniques se produisent dans un climat métamorphique correspondant au faciès amphibolite, montrant une importante évolution dans le temps des conditions physiques. Les premières recristallisations, synschisteuses, se situent dans la zone à sillimanite/almandin, mais en dehors des zones d'anatexie, l'abondance de la biotite dénotant une certaine activité de l'eau. Une diminution régulière des conditions de température et de pression, liée à une relaxation des contraintes, conduit ensuite à des assemblages tardi- ou post-schisteux à disthène-staurotide ou sillimanite-staurotide, puis à des assemblages à andalousite, les associations métastables sillimanite-disthène-andalousite-staurotide-almandin étant fréquentes » (Kornprobst, 1971-74, p. 214).

Les veines pegmatitiques à andalousite rose, classiques dans les micaschistes du Ras-Tarf (R.P. km Sebta 27) appartiendraient par contre à la phase finale du 1er cycle, puisqu'elles sont reprises par les plis 2.

Or *les phases 1 et 2 sont certainement antérieures au Viséen supérieur-Namurien :* il a été trouvé (Milliard, 1959, *in op. cit.*) des galets caractéristiques de kinzigites polystructurales dans des conglomérats carbonifères de la nappe paléozoïque des Beni-Hozmar. En outre, on rencontre en abondance, dans des greywackes anté-Llandovery (nappe d'Akaïli), des rutiles qui pourraient provenir de kinzigites semblables à celles des Beni-Bouchra (*op. cit.*, 1971, p. 185). Sortant enfin du cadre rifain, on peut noter qu'en Petite Kabylie, du Silurien fossilifère paraît discordant sur un ensemble cristallophyllien analogue à celui du Filali (Durand-Delga, *in op. cit.*, p. 217). *Si l'on admet finalement un âge anté-silurien pour la « phase filalide » les phases antérieures « P1-S1 » et « P-S » peuvent être rapportées* aussi au Paléozoïque inférieur, ou mieux *au Précambrien*. Toutes ces phases, bien entendu, sont absentes des terrains attribués à la couverture de ce socle, ainsi que des nappes paléozoïques voisines. Les données nouvelles sur les noyaux kabyles (Bossière & Raymond, 1972) permettraient d'envisager une tectogenèse épizonale d'âge calédonien ancien, ou plus ancienne (éocambrienne ?) et une tectogenèse à fort métamorphisme encore plus ancienne (précambrienne).

Ces auteurs montrent en effet que les schistes très peu métamorphiques à faunes du Llanvirn (au moins) connus en Grande Kabylie sont postérieurs à une phase de déformation synmétamorphique marquée dans une série épizonale (micaschites, porphyroïdes, amphibolites). Celle-ci est à son tour discordante, en Petite Kabylie (Bossière, 1971) sur un socle polymétamorphique à sillimanite.

D. INTERPRÉTATION DU « CORPS DES BENI-BOUCHRA » (OU BOUCHERA, OU BOUSERA...)

Les observations qu'on vient de résumer ont conduit J. Kornprobst (1971-1974 ou *in* Coll. A.T.P., 1973, p. 172) à conclure à une mise en place tectonique ancienne, probablement précam-

brienne (?), des péridotites issues du manteau, dans la croûte continentale.

Ceci n'exclut pas que cette croûte ancienne avec ses péridotites, après avoir été enfouie sous les séries primaires (ou d'une partie du Primaire) et postérieures, n'ait pas dû subir une nouvelle remontée tectonique, durant la tectogenèse tertiaire, pour que les péridotites, ré-insérées dans la superstructure, puissent de nouveau affleurer aujourd'hui. La forme de cette remontée peut être envisagée grâce aux données de la géophysique.

En s'appuyant sur les relevés aéromagnétique et gravimétrique du Maroc septentrional, H. Demnati (1972 et *in* Réun. extr. Soc. géol. Fr. 1973, p. 155) a calculé un modèle crustal où les péridotites des Beni-Bouchra forment une lame subverticale enracinée jusqu'à la discontinuité de Mohorovicic (fig. 214). Les anomalies gravimétriques et magnétiques se répartissent suivant un dispositif régional semblable à celui que l'on rencontre dans la zone d'Ivrée des Alpes occidentales. Il est loisible d'envisager alors le « corps des Bni-Bouchra », à la manière de celui d'Ivrée, comme la base de l'écorce du bloc d'Alboran, poussée contre le socle atlaso-mésétien, estime J. Kornprobst (*in* Réun. extr. Soc. géol. Fr. 1973, p. 155). Mais cette conclusion s'oppose à celle de T.P. Loomis (1972), qui considère les péridotites de Ronda (homologues des précédentes, de l'autre côté de la mer d'Alboran, cf. fig. 185) comme des intrusions tertiaires diapiriques, issues du manteau.

Du moins la mise en place à haute température (supérieure à 800°C), est-elle confirmée par J.S.J. Dickey et M. Obata (1974). Ces auteurs se fondent sur la minéralogie des cornéennes graphiteuses en « dykes » dans les péridotites de Ronda: ils les assimilent à d'anciennes boues carburées, métamorphisées par des péridotites chaudes, qu'elles soient intrusives ou extrusives.

L'âge de la mise en place n'a pas encore pu être précisé radiochronologiquement; un âge de 437 Ma est seulement cité pour le Rif (Choubert & Faure-Muret, 1973).

5.4.1.3. *LA COUVERTURE PROBABLE*

A. Position générale

Un Permo-Carbonifère et un Trias faiblement métamorphiques caractérisent les « unités Federico » attribuées à la couverture sebtide, d'après leur position structurale. Elles s'appuient sur le socle tout autour de la moitié sud du bombement des Beni-Bouchra (fig. 186 et 151). Elles sont recouvertes par la nappe paléozoïque inférieure, tant dans la région précédente que dans la « fenêtre des Beni-Mezala » (fig. 189). Des contacts différents existent vers l'extérieur de cette zone : les unités Federico, supportant les nappes paléozoïques, peuvent venir s'appuyer sur les unités calcaires de la Dorsale (fig. 151 A) — ou au contraire se trouver tronquées et plus ou moins chevauchées par celles-ci (Haouz, fig. 189).

B. Stratigraphie

La constitution des « unités Federico » est bien illustrée par les coupes des Beni-Mezala, où un anticlinal post-nappes les fait affleurer en fenêtre sous les nappes paléozoïques (Durand-Delga & Kornprobst, 1963) ; c'est dans cette région que Y. Milliard (1959) avait d'abord défini la « série de Federico » (*in* Durand-Delga & *al.*, 1960-62). Trois unités principales peuvent être distinguées, dont la stratigraphie est peu différente (Kornprobst, 1971-74).

Un Carbonifère probable est représenté par des schistes et greywackes, avec quelques horizons conglomératiques et restes de plantes.

Un Permien lui succède en continuité, fait de schistes noir-violacé dans les unités basses (« phyllites couleur de fumée » avec localement des roches spilitiques), violet « zinzolin » dans l'unité moyenne, rouge dans l'unité haute.

Le Werfénien est reconnaissable dans une barre de quartzites rubanés blancs à vert pâle, avec niveaux schisteux et, vers le haut, lits calcaires interstratifiés.

Le Trias moyen (et supérieur ?) est constitué enfin par une assise calcaro-dolomitique (calcaires marmoréens à lits phylliteux puis surtout dolomies) qui a livré localement (Hafa-el-Uest, fig. 189, coupe B) des Gyroporelles de l'Anisien (*in* Durand-Delga & *al.*, 1960-62).

On a donc affaire à une série d'abord détritique puis carbonatée et intercotidale (Diplopores), fort semblable aux séries post-hercyniennes des autres chaînes de Méditerranée occidentale (Cordillères bétiques, Alpes franco-italiennes et Toscane notamment). Le Permien *s.l.* évoque en particulier le faciès « Verrucano » des auteurs.

Une observation importante vient d'être rapportée par J. Didon & *al.* (1973) à propos de l'ensemble rifo-bétique : une série tertiaire montant jusqu'à l'Aquitanien et semblable à celle des Ghomarides (ci-dessous) arrive parfois en transgression également sur les Sebtides.

C. Empreintes tectonométamorphiques

Les écailles découpées dans ce matériel portent la marque d'un *métamorphisme post-triasique épizonal*, très léger dans l'unité supérieure, croissant vers les unités inférieures où il atteint le faciès

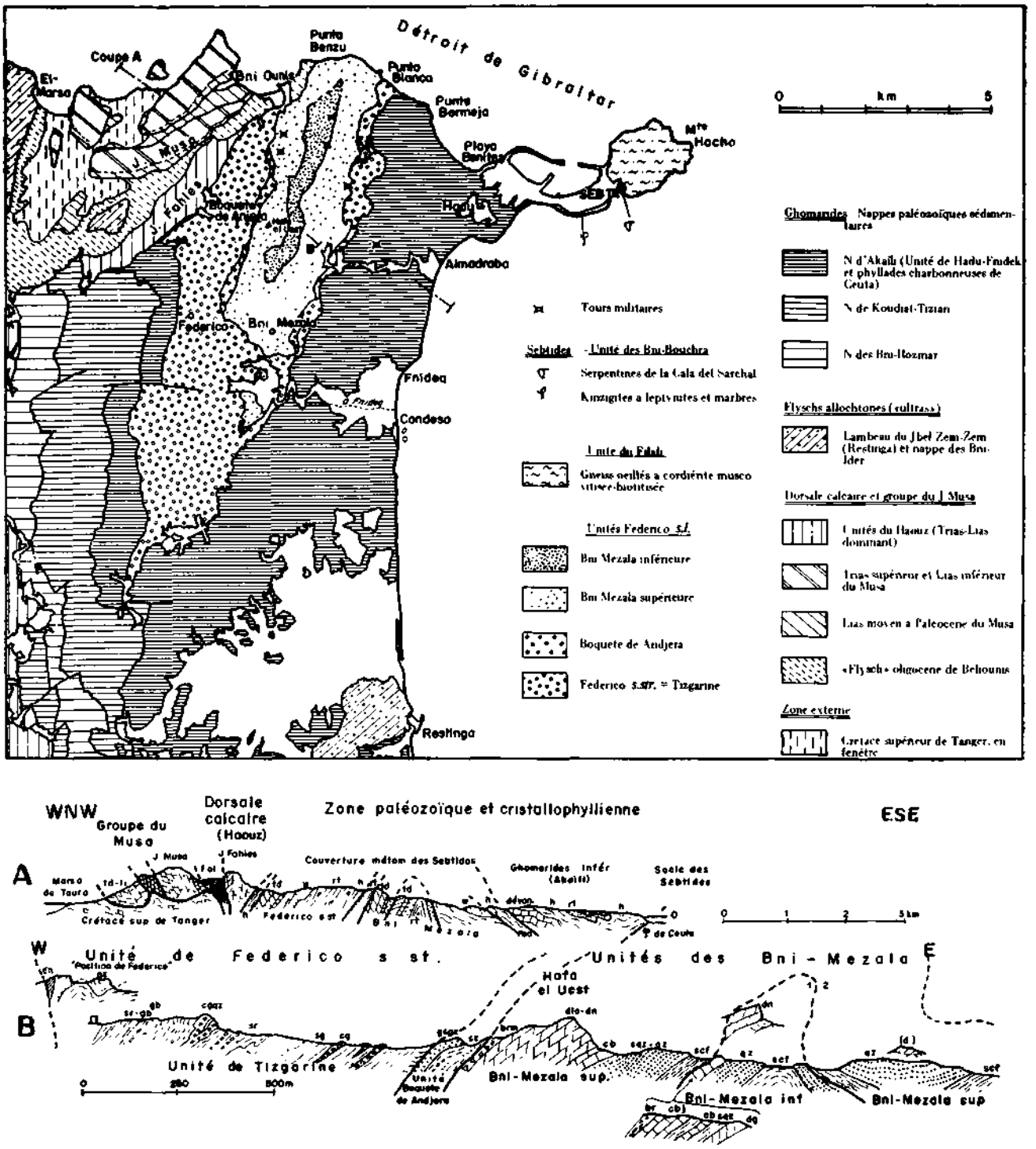


FIG. 189 — Carte structurale et coupes du Rif interne dans la région de Sebta (Ceuta) et du Jbel Musa, d'après Durand-Delga & Kornprobst, 1963; Durand-Delga & Vuillaumey, 1963; Kornprobst, 1971-74.

A : Coupe générale schématique.

B : Coupe de détail le long de la piste Fnideq—Souk-el-Tleta. Explication des lettres :

Houiller (h)	sg-cg	:	schistes gris et greywackes avec conglomérats à galets étirés (quartz, lydienn·)
Permo-Trias	scf	:	schistes « couleur de fumée » et grès noirs violacés
(rt)	sz	:	schistes « zinzolin » (*cf.* scf plus rouges), à rares lits gréseux (à chloritoïde) et niveau conglomératique.
	sr-cgqz	:	schistes rouges violacés, à intercalations de conglomérats quartzitiques et de grès blancs (gb)
Werfénien (w)	qz	:	quartzites clairs, blanchâtres ou jaunâtres, et schistes quartzitiques (sqz)
Trias moyen	c	:	calcaires bleus (b), jaunâtres (j)
(et supér. ?) (td)	d	:	dolomies grises (g), noir-bleuté (n), blanches (b)
	br	:	brèche, à ciment marneux (m)

Lias inférieur (li) calcaire. Lias moyen à Paléocène (lm-li) condensé. Flysch de Bni Ounis (Beliounis) oligocène (f.ol.).

schistes verts à chloritoïde. Le « noircissement » du Permien (transformation de l'hématite en oligiste ?) semble lié à cette accentuation du métamorphisme.

Signalant le phénomène, M. Durand-Delga & J. Kornprobst (1963, p. 1057) concluaient à un métamorphisme antérieur aux charriages. J. Kornprobst (1971-74, p. 174) ne retient pas cette conclusion : « Quelle que soit l'origine primitive de ces terrains, couverture normale de l'unité du Filali ou nappe de charriage, un fait reste établi : ces assises de Federico *étaient en place* sur les micaschistes lorsqu'elles ont été plissées et transformées ». Cependant, le même auteur admet hypothétiquement dans sa reconstitution générale de l'orogenèse locale (p. 218) que *le métamorphisme est ici lié à des plis isoclinaux déversés vers le NE et à des mouvements tangentiels dirigés vers l'intérieur de la chaîne.*

« La surcharge nécessaire pour rendre compte des pressions qui ont régné lors du métamorphisme des Beni-Mezala... peut être trouvée dans le matériel des unités Ghomarides qui se seraient alors superposées aux unités Federico », sous forme de 3 imbrications (dont le découpage daterait aussi de cette période). La figure 190 A schématise cette théorie.

Le métamorphisme des unités Federico est de toute manière polyphasé. Si certaines cristallisations sont contemporaines de plis isoclinaux « P3-S3 » d'axe moyen NW-SE et apparemment déversés au NE (fig. 190 B) d'autres accompagnent les plis « P'3-S'3 » presque co-axiaux, d'autres encore sont postérieures à tous ces plis (Kornprobst, 1971-74).

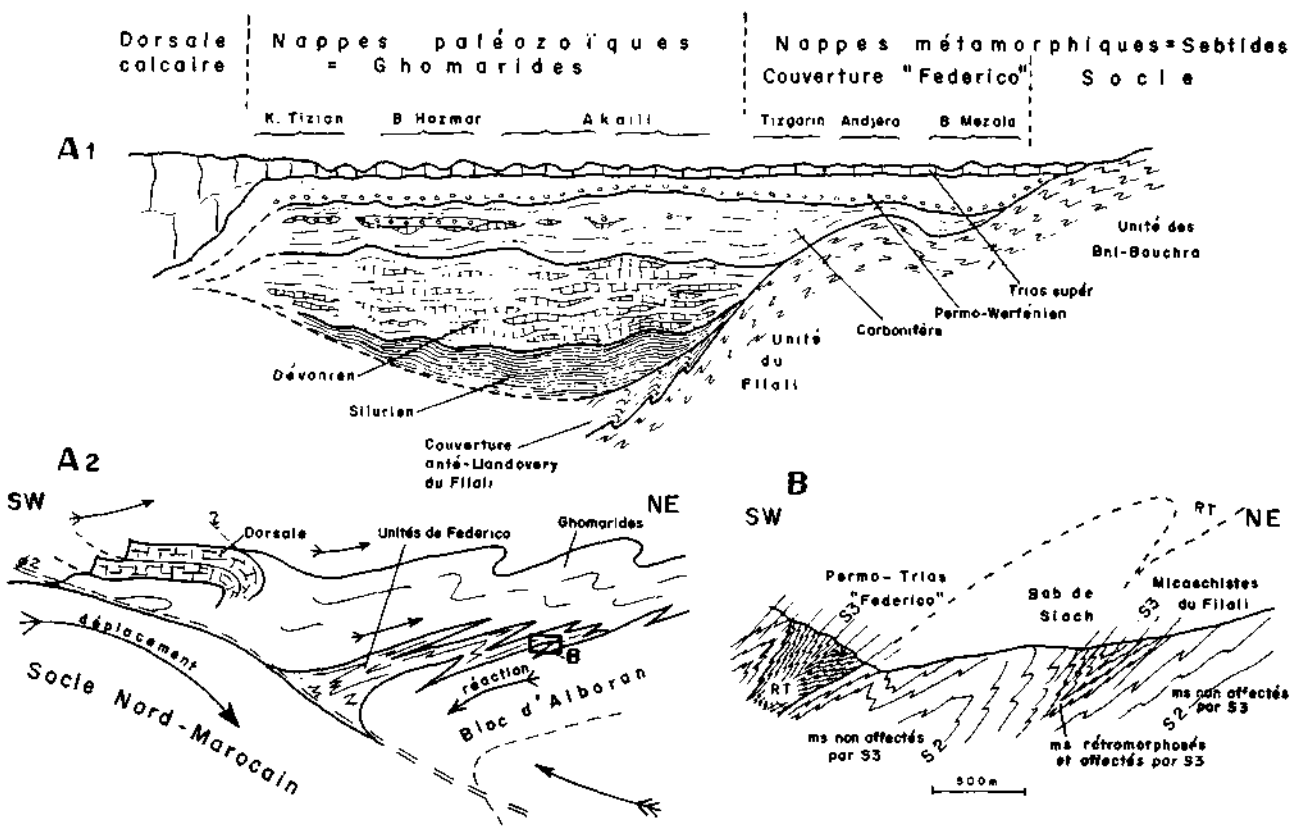


FIG. 190 — A : Un essai d'interprétation des structures observées dans la zone interne du Rif, représenté par Kornprobst (1971-74) : sous-charriage du SW vers le NE du socle Nord-marocain sous le bloc d'Alboran, ou « croûte mésogéenne » de Glangeaud.

A1 : Paléogéographie du Lias.

A2 : Tectogenèse tertiaire.

Flèches à un barbelé : première phase tectonique tangentielle (Lutétien supérieur probable); déplacement souple vers le NE, et intumescence à l'W de la zone considérée, du bloc N-marocain. Charriage sur le bloc d'Alboran (unités des Beni-Bouchra et du Filali) des diverses couvertures (unités de Federico, Ghomarides, Dorsale). *Flèches à deux barbelés :* seconde phase tectonique tangentielle (Burdigalien). Cassure au niveau des socles; charriage du bloc d'Alboran et des couvertures, en une seule masse, sur le socle Nord-marocain, le long d'une surface de cisaillement indiquée par un trait double (φ 2).

B : Coupe locale montrant le caractère synschisteux des plis « P3 » déversés au NE, affectant le Permo-Trias et, partiellement, le socle.

Ce serait en particulier le cas de certain chloritoïde en rosettes de l'unité de Boquete de Andjera. Contenu dans des amandes vertes au sein des « schistes zinzolin », ce minéral paraît s'être développé préférentiellement dans des niveaux à rapport FeO/Fe_2O_3 relativement élevé (semblables aux lits verts connus dans le Permien rouge de l'unité sus-jacente) et postérieurement à toute déformation (Kornprobst, 1965). « Il faut cependant noter que les tablettes ne sont généralement pas disposées franchement perpendiculairement à S'3 » (Kornprobst, 1971-74, p. 168).

Les mêmes évènements tectono-métamorphiques affectent généralement la partie supérieure du socle sous-jacent, étirant fortement les phénoblastes tardifs de l'ancien métamorphisme et plaçant en accordance (fig. 190) des terrains antérieurement en discordance (probablement discordance de transgression, mais peut-être aussi discordance tectonique, au moins en partie).

Des schistes « tachetés » à rognons quartzeux contenant du disthène-relique se trouvent ainsi fréquemment au-dessous de l'unité des Beni-Mezala. J. Kornprobst (1971-74, p. 173) les considère hypothétiquement comme des copeaux de socle plus profond, traînés par les unités Federico sur les unités Filali. Par ailleurs, c'est probablement le même métamorphisme qui a « rajeuni » les muscovites d'une pegmatite du socle ayant donné (K/Ar) un âge de 35 ± 5 millions d'années (Choubert & *al.*, 1965, p. 54).

Par contre ces événements n'ont laissé aucune trace dans les unités Ghomarides. Ce fait s'accorde mal (l'auteur lui-même le souligne, *op. cit.*, p. 175) avec la théorie de J. Kornprobst qui admet, comme on l'a dit ci-dessus, une genèse simultanée des unités Federico et Ghomarides durant la phase 3 (fig. 197). Quoi qu'il en soit, les chevauchements ghomarides semblent essentiellement réalisés entre l'Eocène moyen-supérieur et l'Aquitanien transgressif (§ 5.4.2.3 D). *Le métamorphisme du Rif septentrional* qui en est grossièrement contemporain s'il n'est pas antérieur, est donc anté-aquitanien (*op. cit.* p. 218) : *il est plus ancien que celui du Rif externe* central et oriental, qui affecte le Miocène moyen.

5.4.2. **Les nappes paléozoïques ou Ghomarides**

5.4.2.1. *LES ELEMENTS DU PUZZLE*

La paléogéographie primaire de la zone géanticlinale rifaine est encore hypothétique, pour des raisons de deux sortes. D'une part, les travaux approfondis consacrés à la Zone paléozoïque *s.l.* sont encore peu nombreux. D'autre part la Zone est découpée en plusieurs nappes, chacune étant subdivisée en écailles : on est donc devant un puzzle dont beaucoup de fragments sont perdus à jamais et dont bien d'autres n'ont pas encore été reconnus...

Entre Sebta et la Pointe des Pêcheurs, Y. Milliard (1958, *in* Durand-Delga & *al.*, 1960-62) et ses successeurs (Kornprobst, 1971-74, p. 176) distinguent essentiellement *trois nappes paléozoïques s. str.*, regroupées sous le nom de *Ghomarides* depuis les recherches de M. Durand-Delga (1963). On trouve de bas en haut :

— la nappe d'Akaïli (un cap au SE de Tétouan),
— celle de Koudiat-Tizian (sommet entre le cap d'Akaïli et la Dorsale),
— celle des Beni-Hozmar (au N du précédent sommet).

A ces unités septentrionales, il faut ajouter la nappe d'Al-Hoceïma, élément constitutif des Bokoya (Mégard, 1969).

Ces nappes — difficulté supplémentaire — sont elles-mêmes découpées en écailles, en unités de second ordre. D'une manière générale, elles gisent en contact anormal, côté interne, sur les Sebtides, côté externe, sur la Dorsale calcaire. Côté interne, elles peuvent s'appuyer directement sur le socle « sebtide » catamétamorphique (Nord des Beni-Bouchra) ou reposer sur ce que l'on pourrait éventuellement considérer comme des nappes paléozoïques profondes, atteintes par un métamorphisme tertiaire : les unités de Federico ; on a vu (§ 5.4.1.3) que les auteurs récents tendent plutôt à séparer ces unités des nappes paléozoïques *s. str.* et à les considérer comme la couverture écaillée d'un socle « sebtide » bien individualisé. Côté externe, les unités « ghomarides » peuvent chevaucher sur des kilomètres, certaines des unités calcaires (lambeau de Talambot, connu depuis P. Fallot, 1937 ; nappe d'Al-Hoceïma) ; mais elles sont parfois recouvertes par d'autres unités calcaires (Bokkoya, Haouz). Le lambeau de flyschs du J. Zem-Zem forme également une pseudo-couverture tectonique à ces nappes (fig. 184), mais cette fois sur le côté interne.

Au travers des coupes levées dans les diverses nappes, on peut se faire une idée de leur stratigraphie ; de celle de leur matériel *primaire*, tout d'abord ; de celle aussi de leur mince et inconstante couverture *secondaire et tertiaire* (Durand-Delga & *al.*, 1963, 1964a et b ; Kornprobst, 1971-74). Au total, les « Ghomarides » offrent une coupe très semblable à celle du *Bétique de Malaga* (cf. § 5.4.1.1).

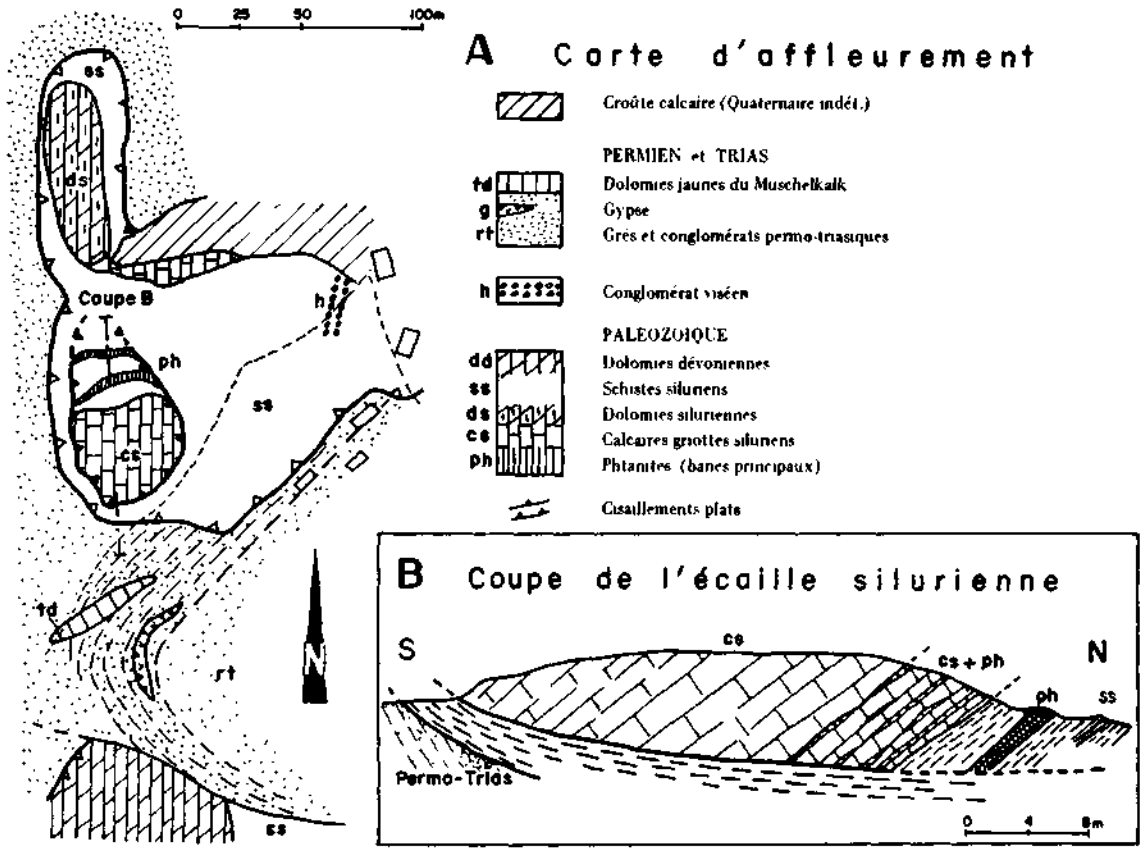


FIG. 191 — Une écaille de la nappe d'Al-Hoceïma (Bokkoya orientaux, Est du Jbel Malmusi); association phtanites - griottes dans le Silurien supérieur, selon Mégard, 1969.

5.4.2.2. *LE PRIMAIRE*

A. STRATIGRAPHIE

Jusqu'au Silurien inférieur daté se présente une série schisto-greywackeuse à phtanites, où l'on peut éventuellement rechercher la trace de mouvements taconiques.

Sa base est faite de plusieurs dizaines de mètres de séricito-schistes verdâtres ou gris, à lentilles ou petits lits quartzeux, à aspect de greywacke schistosé, avec parfois une barre de conglomérat à galets étirés (Kornprobst, 1971-74, p. 178). Des niveaux phtanitiques en multiples bancs décimétriques ou en plaquettes isolées s'intercalent dans la série schisteuse, surtout, semble-t-il, lorsqu'on approche de son sommet. Seuls les niveaux supérieurs, sous-jacents aux calcaires griottes et associés à des schistes mauves (Beni-Hozmar), sont datés paléontologiquement : ils ont fourni des *Graptolithes du Llandovery supérieur* (Agard & *al.*, 1958, *op. cit. in* Mégard, 1969 et Durand-Delga & *al.*, 1960-62) dans la nappe des Beni-Hozmar.

Principalement d'après certaines différences microstructurales entre le bas et le haut de cette série, J. Kornprobst envisage l'existence d'une tectonique calédonienne dans les Ghomarides (qui serait la phase 2 des Sebtides ?) mais admet que l'hypothèse n'a que des « bases fragiles » (1971-74, p. 195).

Avec le Silurien supérieur débute une sédimentation calcaire, sous la forme de griottes à Orthocères, parfois associés à des phtanites (fig. 191).

Le *Dévonien inférieur* est identifié localement sous forme de schistes et calcaires.

Le passage de la sédimentation siliceuse à la sédimentation calcaire, se fait continuement dans une coupe comme celle de la figure 191 où les phtanites cèdent peu à peu la place à des griottes, selon F. Mégard (1969).

Ces calcaires noduleux contiennent quelques Entroques, mais surtout de nombreux Orthocères, dont certains atteignent 30 cm de long. Une étude sédimentologique serait ici utile pour préciser les conditions (pélagiques ou néritiques) de ce passage.

Dans la nappe de Koudiat-Tizian, on connaît en « intercalation » dans des schistes et phtanites, un niveau de calcaire bleu, à Tentaculites et à Conodontes, daté de l'Emsien.

Certaines coupes des Bokkoya montrent des niveaux schisteux ocres ou verts, carbonatés, plus ou moins gréseux, au-dessus des griottes à Orthocères. Ces niveaux sont souvent absents, soit pour des raisons tectoniques (décollement) soit par suite de la transgression du Dévonien moyen.

Le Dévonien moyen est connu sous deux faciès, l'un récifal transgressif, l'autre à tendance pélagique.

Au J. Malmusi-Morro Viejo, dans les Bokkoya, on rencontre un calcaire crinoïdique bleu massif, plus ou moins dolomitisé et qui renferme de nombreux Tétracorall.aires, Tabulés et Stromatopores. Il est daté du Givétien moyen. Les calcaires à *Favosites* du lambeau de Talambot lui sont comparables. Ce faciès récifal ou sub-récifal paraît pouvoir reposer en *transgression* sur le Silurien (Mégard, 1969, fig. 12).

Ailleurs, dans la nappe des Beni-Hozmar, on connaît des calca res en plaquettes, intercalés dans une série schisto-phtanitique. Des Tentaculites et des Conodontes y indiquent non seulement le Givétien mais aussi le Frasnien et le Famennien : on passe au Culm dévono-dinantien.

Le Dévonien supérieur (*et Dinantien* pro-parte ?) est constitué par un puissant « Culm » à « calcaires contournés ».

C'est une épaisse série à caractère flysch plus ou moins net, où alternent des niveaux argilo- sch steux, gréseux, microbréchiques, greywackeux, conglomératiques, calcaires, tous micacés. Vu cette lithologie, la série est le plus souvent plissotée : d'où le nom des *calizas alabeadas*. Ceux-ci sont surtout développés vers la base de la série. Dans les Bokkoya occidentaux, des dolérites et des lyd ennes alternent avec des calcaires et des schistes volcano-sédimentaires, au-dessus des « calizas alabeadas » (Andrieux, 1971, p. 45). Des restes de plantes sont fréquents. Conodontes et Tentaculites y ont indiqué localement le Frasnien (Beni-Hozmar) et le Famennien (Beni-Hozmar; nappe d'Akaïli, à l'Est du J. Zem-Zem).

Le Viséen supérieur - Namurien est transgressif. Avec le faciès flysch du Dévonien supérieur (Dinantien ?), c'est un autre argument pour admettre une géodynamique hercynienne notable dans ce domaine.

Dans la nappe d'Akaïli et dans celle des Beni-Hozmar on rencontre un Carbon fère transgressif dont la base est faite par des lentilles de calcaires récifaux à Polypiers. Des conglomérats succèdent aux calcaires (comme il en va dans le domaine mésétien); ils contiennent des galets de roches métamorphiques, notamment de kinz gites analogues à celles des Beni-Bouchra - observation capitale pour la datation de ce cycle métamorphique catazonal (§ 5.4.1.2 C).

Localement (Beni-Hozmar, Akaïli et sans doute aussi Koudiat-Tizian, selon Kornprobst, 1971-74, p. 183), des couches schisto-gréseuses flyscho-molassiques succèdent à ces niveaux de base; elles contiennent encore des récurrences conglomératiques. Dans les Bokkoya, on ne connaît que quelques conglomérats écrasés, remaniant des calcaires du Dévonien moyen.

Le Permien s.l., par son faciès « verrucano », analogue à celui des « Sebtides », confirme encore l'idée d'une orogenèse hercynienne largement étendue dans ce secteur.

Toutes les nappes paléozoïques présentent un Permien rouge gréso-conglomératique, transgressif sur les terrains plus anciens. On a vu que des séries semblables existent aussi dans les unités Federico (§ 3.4.1.3), également suivies par le Werfénien gréso-quartzitique. Il s'agit de sch stes rouges ou violacés admettant des intercalations de grès psammitiques, d'argilites sableuses ou des bancs épais de conglomérats à galets de quartz blancs et roses, de lydiennes, etc. On y connaît aussi quelques masses de trachyandésites altérées (Tala-Yussef dans les Bokkoya; 400 m au Sud du carrefour des routes Fnideq-Sebta et Fnideq-Souk-el-Tleta dans la nappe d'Akaïli).

Dans la nappe de Koud at-Tizian, cette série a livré des *Walchia piniformis*. Il est possible cependant que les niveaux supérieurs soient déjà triasiques; il y apparaît des grès jaunâtres (synclinal Hadu-Fnideq), voire du gypse (Bokkoya).

B. TECTONIQUE HERCYNIENNE

On a souligné ci-dessus divers signes d'une orogenèse hercynienne : « Culm » dévonien supérieur (et dinantien ?), Viséen supérieur transgressif comme en Méséta, Permien rouge conglomératique. Quelle fut l'importance des mouvements hercyniens dans cette région ? J. Kornprobst (1971-74, p. 195) « n'envisage pas l'existence d'une puissante tectonique » de cet âge, « sans la nier fortement non plus ».

Pourtant la *discordance du Permien* paraît forte, même si elle est rarement observable et si certaines fois il ne s'agit (*op. cit.*, p. 195-196) que de pseudo-discordances de disharmonie durant les mouvements tertiaires. J. Andrieux (1971) décrit du Permien recouvrant un Dévono-Dinantien renversé (fig. 192). Entre les Sebtides et les Ghomarides (dont on peut admettre le voisinage original) le même Permien repose sur des assises fort diverses.

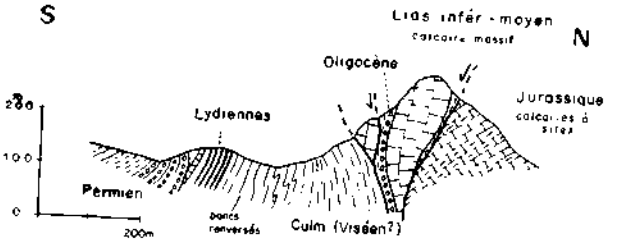


FIG. 192 — Le Paléozoïque à l'Ouest de Tigza (Bokkoya occidentaux) : discordance du Permien rouge sur le Dévono (?) - Dinantien renversé, selon Andrieux, 1971.

D'autre part, diverses *mesures géochronologiques* ont fourni des âges à 230-300 Ma dans les schistes cristallins des socles sebtide, bétique et kabyle (*in* Kornprobst, 1971-74, p. 196), dont l'essentiel du métamorphisme apparaît cependant antérieur (§ 5.4.1.2 C).

Au total, même si l'orogenèse hercynienne n'a pas eu ici l'intensité de celle (s) du Précambrien et éventuellement du Paléozoïque inférieur, elle ne doit pas être sous-estimée. Des études plus détail-

lées seront nécessaires pour distinguer les petites structures et les recristallisations qui lui sont propres de celles qui relèvent de la tectonique tertiaire — tâche difficile selon J. Andrieux (1971, p. 81) et J. Kornprobst (1971-74, p. 196).

Quel était le socle de cette superstructure hercynienne que l'on retrouve aujourd'hui dans les « Ghomarides » ? Une hypothèse est de supposer qu'il ressemblait à celui des unités Sebtides, puisqu'on retrouve là des termes permiens et triasiques semblables à ceux des Ghomarides. Il semble cependant que les Sebtides ne comportent pas de Paléozoïque inférieur si du moins l'on admet que les phases de métamorphisme de haut degré qui les affectent sont antécambriennes. Dès lors, *Sebtides et Ghomarides seraient deux domaines fort différents du socle anté-alpin,* respectivement une ride et un sillon de l'orogène paléozoïque et rien ne peut être avancé concernant la base des Ghomarides.

5.4.2.3. *LA COUVERTURE SECONDAIRE ET TERTIAIRE*

A. Le Trias inférieur : Werfénien « alpin »

Le Permo-Trias précédent se poursuit, du moins dans un certain nombre de coupes (unités de Federico, de Hadu-Fnideq), par une barre de quartzites ou grès-quartzites clairs, souvent blancs ou vert pâle, rubanés. C'est le Werfénien alpin classique ; il atteint 400 m d'épaisseur dans l'unité de Federico.

Ainsi se termine la sédimentation détritique post-hercynienne ; grossière et continentale durant le Permo-Trias — qui fait déjà partie, du point de vue structural, de la couverture du Primaire plissé — elle est en bonne partie marine dès le Werfénien.

B. Le Trias moyen calcaro-dolomitique et le Trias supérieur

A la sédimentation détritique succèdent des dépôts calcaro-dolomitiques de mer peu profonde.

Dans l'unité de Federico, le passage paraît continu (Durand-Delga & Kornprobst, 1963). On note d'abord un faisceau de schistes calcareux, alternant avec des lits quartzitiques, puis des calcaires dolomitiques ou marmoréens avec des lumachelles et des faciès vermiculés : faciès classiques du Muschelkalk, épais ici d'une trentaine de mètres. La série se poursuit par des calcaires dolomitiques gris massifs, de 3 à 400 m d'épaisseur, où peut se trouver le Trias supérieur, voire le Lias inférieur.

Dans la nappe d'Al-Hoceïma, le Muschelkalk, sous un faciès de dolomies litées jaunâtres, a été daté par des Myophories. Le Trias supérieur serait mixte : grès rouges et conglomérats, lentilles de dolomies et cargneules.

C. Les deux modes de dénudation des nappes paléozoïques : érosion et tectonique, usure lente et scalp brutal

A part les niveaux inférieurs du Trias dont on vient de parler et qui sont déjà plutôt sporadiques, les nappes paléozoïques ne montrent que rarement des couches secondaires ou tertiaires en position stratigraphique normale par-dessus le Primaire.

Il y a deux raisons à cela.

D'une part le domaine correspondant, après avoir été transgressé par les mers triasico-liasiques et, localement, par celles du Jurassico-Crétacé, s'est trouvé soumis à des érosions profondes à diverses reprises durant le Tertiaire (et bien entendu le Quaternaire). *Certaines* nappes paléozoïques montrent des reliques de couverture triasico-liasique sous des couches de Nummulitique transgressif (Durand-Delga & *al.*, 1964a et b). Dans les cas correspondants, la dénudation ressortit d'une usure lente, progressive, répétée.

D'autre part, le domaine des nappes paléozoïques a été soumis à une tectonique tertiaire fertile en décollements, en cisaillements, en charriages. Si les nappes paléozoïques « manquent » de couverture, les nappes de la Chaîne Calcaire voisine « manquent », elles, de socle primaire. On est amené à concevoir que celles-ci ont pu recouvrir *une partie* de celles-là. Par exemple, dans les Bokkoya orientaux, il y a de bonnes raisons d'admettre avec F. Mégard (1969) que la nappe du J. Amekran représente la couverture de la nappe d'Al-Hoceïma, décollée et glissée au-devant d'elle (voir ci-après § 5.4.3.2). Dans l'Ouest des Bokkoya, d'ailleurs, Paléozoïque et « Lias blanc » ont parfois conservé leurs liens originels.

On étudiera dans le paragraphe suivant la couverture propre à certaines unités paléozoïques, entre Sebta et Tétouan (d'après M. Durand-Delga & *al.*, 1964a, b). Mais il ne faut pas perdre de vue qu'une partie de la couverture des unités paléozoïques se retrouve vraisemblablement dans une partie des unités calcaires aujourd'hui plus externes.

D. Les éléments de couverture post-triasique au Nord de Tétouan

On trouve là de nombreux lambeaux hectométriques de couches calcaro-dolomitiques, posés sur

le Primaire ou coincés entre des unités écaillées. Certains d'entre eux au moins apparaissent comme des éléments transgressifs sur le Permien, plus rarement sur le Dévono-Carbonifère. Suivant M. Durand-Delga & *al.* (1964a), on peut y reconnaître :

— à la base, des dolomies grises du *Lias inférieur* (ou Trias supérieur ?), précédées parfois de couches marno-gréso-dolomitiques évoquant le Rhétien ;

— puis des calcaires massifs clairs, débutant parfois par une sorte de gravier ; ils contiennent des Bélemnites, des Brachiopodes, des Algues et une microfaune indiquant la fin du *Lias inférieur*, le *Lias moyen* et peut-être le début du *Lias supérieur ;* on y a signalé un niveau rouge à Ammonites ;

— enfin des calcaires lités vert-violacé, finement détritiques, évoquant les faciès analogues du *Domérien-Toarcien* à Ammonites de la nappe de Malaga.

Les autres éléments de couverture anté-tectonique ou syntectonique sont tertiaires : localement, d'âge *yprésien à éocène supérieur ;* plus souvent, d'âge *oligocène supérieur ou oligo-miocène* (Durand-Delga & *al.*, 1964b). C'est dire la longueur des lacunes dans ce domaine géanticlinal.

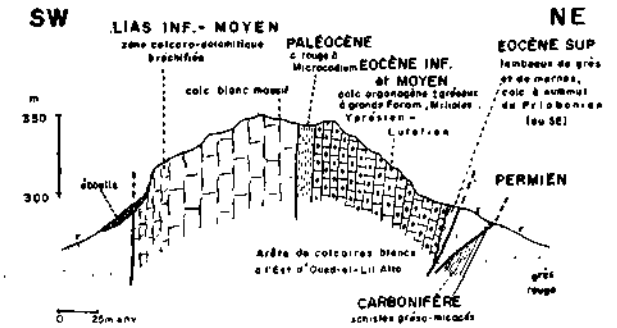


FIG. 193 — Une écaille secondaire et tertiaire dans les unités paléozoïques nord-occidentales (« unité de **Buluazen** », à la marge du Haouz central), d'après Raoult, 1966.

L'Yprésien et le Lutétien sont connus sous un faciès de calcaires à gros Foraminifères, souvent gréseux ou même conglomératiques; ils sont parfois encadrés par des couches du Paléocène et de l'Eocène supérieur (fig. 193).

Le long de la route de Fnideq à Souk-el-Tleta, juste à l'Ouest de la Maison cantonnière d'Aïn-Ruhabia, une masse calcaire est pincée dans le Permien. Elle est faite de calcaire liasique surmonté d'un calcaire gréseux à Alvéolines, Flosculines, Opertorbitolites, Assilines, Milioles, etc.; c'est l'Yprésien transgressif.

L'Eocène moyen paraît, pour l'essentiel, antérieur à tous les charriages rifains. Par contre, l'Oligocène - Miocène inférieur, s'il précède certainement les charriages des flyschs (fig. 184), paraît succéder aux charriages ghomarides (Kornprobst, 1971-74, p. 188). On le trouve sous un faciès marno-gréseux qui est plus une molasse qu'un flysch.

Le synclinal de Playa Benitez - Fnideq (recoupé par la route précédente), montre des marnes sableuses jaunes, conglomératiques vers leur base, comportant des lits gréseux et une lentille marno-calcaire à Bryozoaires, Oursins, Lamellibranches, Lépidocyclines, Miogypsines et aussi Nummulites remaniées. Des faciès analogues mais non fossilifères se présentent sous le lambeau exotique du J. Zem-Zem. D'autres pincées synclinales sont connues plus au Sud vers Tétouan. Dans tous les cas, ces « molasses » (?) sont transgressives sur le Carbonifère, le Permien ou le Lias; cette dernière situation se retrouve dans la Dorsale calcaire. Dans les conglomérats, à côté des galets de Cristallophyllien, de Primaire ou de Lias, on remarque parfois des galets de calcaires à Alvéolines.

L'Oligo-Miocène (Aquitanien p.p.) n'est jamais coincé dans les contacts des nappes paléozoïques qu'il semble au contraire sceller dans certains cas (Kornprobst, 1971-74, p. 188). En Algérie, J. Delteil & *al.* (1971) attribuent également les premiers charriages kabyles à la phase lutétienne, mais considère en outre que certaines nappes « ultras » ont déjà franchi la ride lors de cette phase. Il existe enfin quelques dépôts de *Néogène marin post-tectonique*. Dans la cluse de Tétouan, tant au Nord-Est de la ville, sur le Paléozoïque, qu'à l'Ouest sur le flysch des Beni-Idère, on connaît des marnes et grès coquillers à conglomérats polygéniques. Les Huîtres, Pectens, et autres Lamellibranches qu'ils contiennent indiquent le Miocène terminal ou plus probablement le Pliocène (Leikine, 1969).

5.4.3. Les nappes calcaires et les flyschs associés

5.4.3.1. *STRUCTURE ET PALEOGEOGRAPHIE*

La Dorsale calcaire et ses prolongements nord et est, le Haouz et les Bokkoya, sont constitués de nombreuses unités superposées ou juxtaposées qui présentent à la fois des similitudes et des différences dans leur stratigraphie. Toutes sont originaires d'une même zone physiographique, le géanticlinal (médian) ; mais la paléogéographie de ce domaine, durant le Secondaire et le Tertiaire, fut complexe et les séries qui s'y sont déposées sont quelque peu variables, en particulier plus ou moins condensées et lacuneuses. Les unités chevauchantes majeures que la tectonique de la fin du Tertiaire y a découpées sont donc bien des *nappes* (à séries distinctes) mais des *nappes homozonales* (de la mê-

me zone géanticlinale). C'est l'ensemble de ces nappes qui chevauche (généralement) le sillon externe et les flyschs allochtones superposés (fig. 151).

Chaque nappe représente une ancienne souszone paléogéographique (ou une partie d'une souszone) d'une largeur initiale de l'ordre de la dizaine de kilomètres, différenciée au sein d'un domaine géanticlinal à couverture calcaire, dont la largeur primitive peut ainsi être estimée à plus d'une cinquantaine de kilomètres (contre 1 à 20 aujourd'hui). Dans le cadre de la théorie « ultra » (§ 5.1.3.2.) la nappe est d'autant *plus élevée* dans l'édifice tectonique que sa patrie était *plus interne*, puisque les *charriages* se sont faits, en général, de l'intérieur vers l'extérieur.

Restituer la paléogéographie anté-nappes du géanticlinal signifierait avoir une vue complète, et de la stratigraphie de chaque unité, et du chemin qu'elle a parcouru par rapport à ses voisines. Or les phénomènes d' « avance tectonique », de diverticulation, de reprise secondaire des charriages, de rétrocharriage, brouillent considérablement les cartes. Certaines des nappes les plus élevées ont pu glisser plus loin que toutes les autres et, de ce fait, se trouvent aujourd'hui les plus *externes*. Ainsi la nappe Amekran a-t-elle dépassé la nappe Busicur dans les Bokkoya (voir fig. 194) alors que

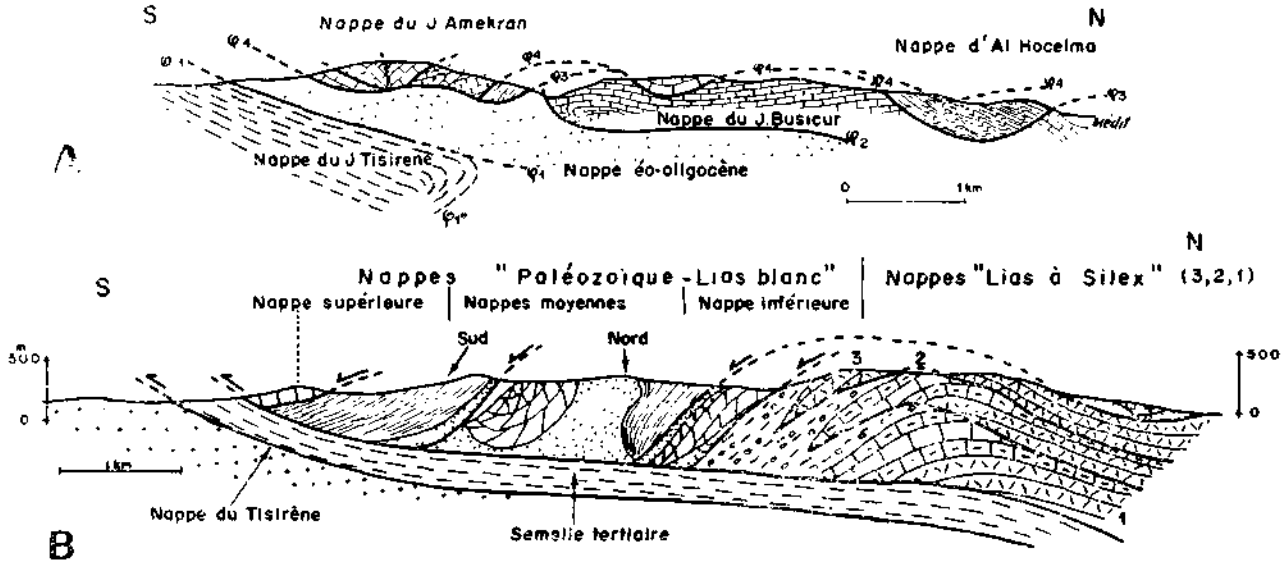
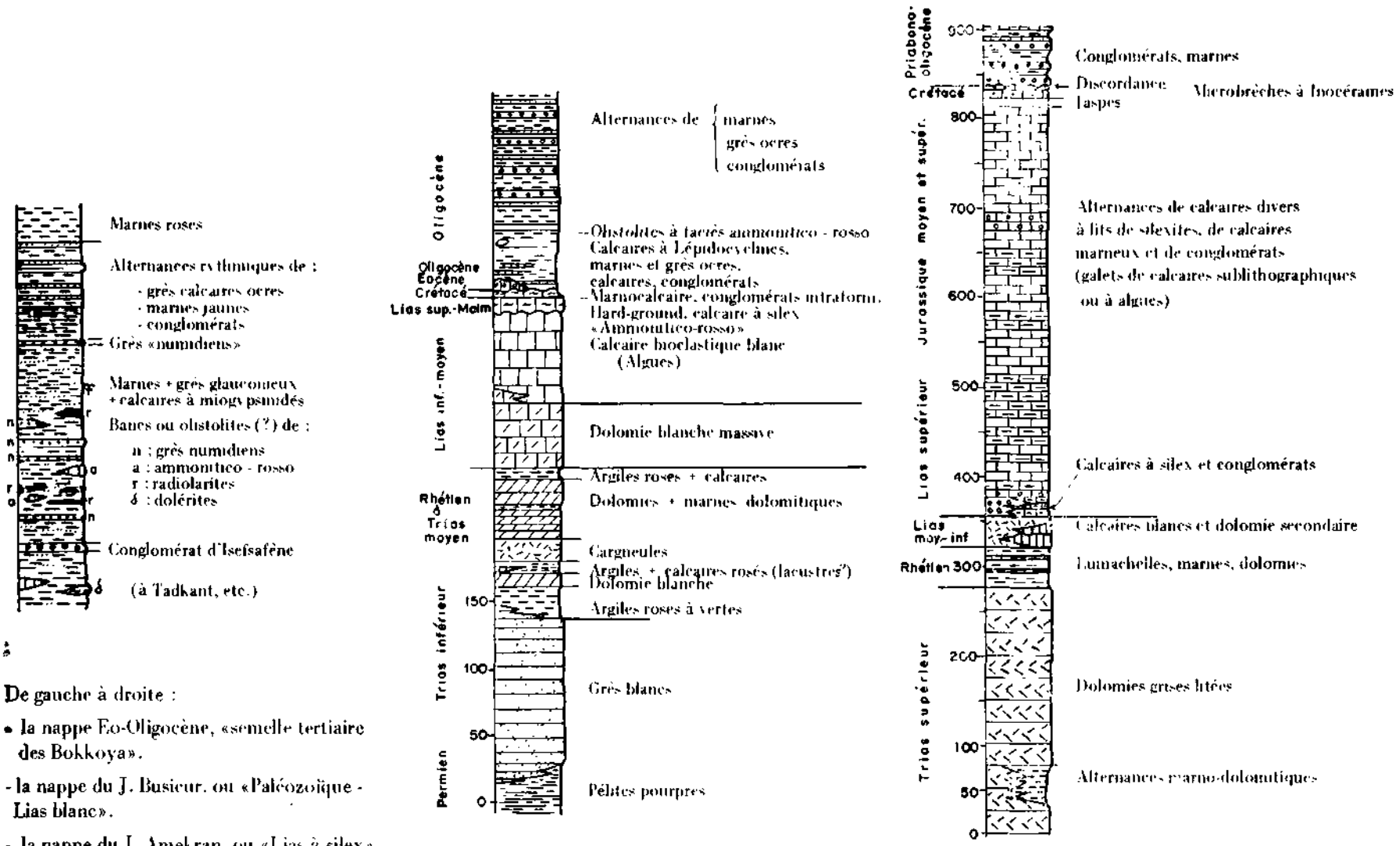


FIG. 194 — Deux coupes schématiques des Bokkoya.
A : Transversale orientale, selon Mégard, 1969.
B : Transversale centrale, selon Andrieux, 1971

sa patrie était plus interne. Un autre exemple serait, au Sud de la Dorsale, le massif du Lexchab-Bouhalla, assimilable selon M. Mattauer (*in* Durand-Delga & *al.*, 1960-62) à une tête plongeante cisaillée (voir profil fig. 151 A). Le Haouz pose un problème particulier, où sont intervenus, semble-t-il, des rétrocharriages tardifs.

C'est dans ce contexte que se présente la question des rapports initiaux entre unités calcaires et unités paléozoïques et cristallophylliennes. Certaines unités calcaires semblent bien externes par rapport aux unités paléozoïques qui les chevauchent (voir ci-après, dans les Bokkoya, la nappe Busicur chevauchée par la nappe d'Al-Hoceïma). D'autres semblent la couverture décollée de nappes paléozoïques dénudées (dans la même région, la nappe Amekran aurait eu pour socle le Primaire d'Al-Hoceïma). Mais beaucoup de nappes primaires ont leur propre couverture, extrêmement réduite (§ précédent). D'autres unités calcaires, enfin, pourraient avoir été plus internes que l'axe le plus surélevé du géanticlinal, assimilé aux nappes paléozoïques et cristallophylliennes. M. Mattauer (1963-64) envisagerait une telle origine «ultra» pour des chaînons du Haouz, par exemple ; pour lui, du Rif aux Kabylies, « il existe au moins deux chaînes calcaires, l'une d'origine externe et l'autre d'origine plus interne », par rapport à l'axe paléozoïque (1963-64, p. 311).



De gauche à droite :

- la nappe Eo-Oligocène, «semelle tertiaire des Bokkoya».
- la nappe du J. Busieur, ou «Paléozoïque - Lias blanc».
- la nappe du J. Amekran, ou «Lias à silex».

FIG. 195 — Colonnes stratigraphiques composites des nappes de couverture des Bokkoya, selon Andrieux (1971) et Mégard (1969).

5.4.3.2. *LES NAPPES SECONDAIRES ET TERTIAIRES DES BOKKOYA*

Dans le massif des Bokkoya, segment oriental du domaine géanticlinal rifain, on peut distinguer *deux groupes de nappes de couverture* secondaire-tertiaire, suivant l'analyse de F. Mégard (1969) et de J. Andrieux (1971).

Le premier groupe comprend les deux nappes les plus basses de tout l'édifice (fig. 194) : *nappe éo-oligocène* (= « semelle tertiaire des Bokkoya » *in* J. Andrieux) et, par-dessus elle, *nappe du J. Busicur* (= « Lias à silex »). Le second groupe ou *nappe du J. Amekran* (*s.l.*) comprend les unités des J. Sedun et Amekran, et les « unités supérieures ». Entre ces deux ensembles s'intercale la *nappe d'Al-Hoceïma*, à matériel paléozoïque (voir plus haut), dont on a de bonnes raisons de faire la base stratigraphique originelle de la nappe du J. Amekran. J. Andrieux rassemble ce second groupe sous le nom de « *nappes Paléozoïque - Lias blanc* ».

Or l'agencement tectonique de ces nappes indique des charriages dirigés, ici, du Nord vers le Sud, comme dans le domaine rifain externe. Il en résulte que les unités les plus « basses » (structuralement parlant) aujourd'hui étaient, avant la tectonique de charriage, les plus méridionales ; et les plus « hautes », les plus septentrionales. Ainsi, la nappe éo-oligocène et celle du J. Busicur représentent-elles la *marge externe* du domaine géanticlinal, aux confins du sillon externe, cependant que la nappe du J. Amekran permet de se figurer la stratigraphie des *parties centrales du géanticlinal*. J. Andrieux (1971, p. 54) envisage cependant une origine « ultra » pour la nappe éo-oligocène.

La constitution stratigraphique de ces diverses nappes est résumée par la figure 195, à laquelle on ajoutera quelques commentaires.

• *Au Trias moyen-supérieur*, la mer investit l'essentiel du domaine, à l'exception peut-être de certains territoires durant le Trias supérieur. En effet, à cette époque, les grès dolomitiques et les conglomérats de la nappe d'Al-Hoceïma sont encadrés par des dolomies épaisses tant au Nord : unités supérieures, qu'au Sud : unités Busicur (les dolomies triasiques y dépassent 300 m d'épaisseur). Bien que largement immergé et fort subsident sauf au centre, le domaine reste peu profond (dolomies rubanées à grain fin, azoïques, évaporitiques : cf. Michard, 1969).

• *Au Lias inférieur*, deux aires de sédimentation s'établissent :

— l'aire centrale et septentrionale se présente comme une plate-forme, où des calcaires néritiques se déposent, à riche flore algaire, Gastéropodes et Foraminifères benthiques, gravelles et oolithes;

— l'aire méridionale, après la transition néritique du *Rhétien*, fonctionne comme un talus sous-marin, incliné vers le sillon externe.

• *Du Lias moyen au Malm*, sur le talus méridional, continue à se déposer la même formation des calcaires à silex dont l'épaisseur totale avoisine 400 m. Pendant ce temps, le domaine septentrional montre un comportement varié mais à tendance nettement géanticlinale. Au dessus des quelque cent mètres de Lias inférieur, on ne trouve que 10 à 30 m de Jurassique plus récent. Un « hard ground » noduleux rouge à nombreuses Ammonites et Bélemnites représente une partie du Lias moyen et supérieur (au moins le Domérien inférieur et moyen). Le Dogger paraît entièrement absent. Le Malm, concordant, est représenté par des calcaires et marnes finement lités, où quelques quartz anguleux et muscovites flottées évoquent discrètement l'érosion de certains hauts-fonds voisins. La microfaune, les spicules de Spongiaires, les Radiolaires indiquent ici un milieu essentiellement pélagique.

• *Le passage au Crétacé* est continu dans les deux parties du domaine. Sur le talus précédent se poursuit la sédimentation calcaréo-siliceuse, mais les radiolarites et les microbrèches prennent cependant plus d'importance et le rythme même de sédimentation paraît se ralentir : *Thonique et Crétacé sont condensés* en une cinquantaine de mètres.

Sur la plate-forme septentrionale, l'instabilité continue d'abord à se manifester — d'où des conglomérats intraformationnels dans le *Berriasien* (quelques mètres). Puis des dépôts marneux pélagiques représentent le *Crétacé moyen-supérieur* (*Globotruncana*) sous une épaisseur de l'ordre de 50 m, ici aussi.

• *A l'Eocène* se produisent des mouvements orogéniques précoces déterminant érosions et discordances.

Dans l'aire « Busicur », relativement subsidente, le *Paléocène est présent* (50 m d'épaisseur maximum), sous un faciès marin ou dessalé (*Microcodium*). Vers le Nord, il semble s'être déposé mais a été presqu'entièrement érodé à la suite de l'émersion de l'ensemble du domaine.

L'Eocène inférieur-moyen, transgressif, ramène de minces dépôts calcaires néritiques. Le *Priabonien* qui lui succède voit le dépôt de faciès variés où des conglomérats indiquent (par la nature de leurs galets) que des reliefs sont alors attaqués jusqu'au Trias inférieur, à tout le moins. C'est à cette époque « *priabono-oligocène* » qu'un bouleversement paléogéographique intervient. Le géanticlinal émerge provisoirement, entre le sillon externe et le sillon interne (hypothèse « ultra ») où la sédimentation semble continuer. Puis s'accumule une série détritique à dominante marneuse, qui a rarement conservé sa continuité avec son substratum (fig. 195). Elle forme en particulier une nappe indépendante en position basse, d'origine externe pour F. Mégard (1969), « ultra » pour J. Andrieux (1971). C'est un ensemble marno-gréseux complexe où se rencontrent des flyschs, des microbrèches, et quelques faciès de grès grossiers à cachet numidien. Cette formation comprend, à son sommet, le *Chattien* et l'*Aquitanien*. J. Andrieux (1971, p. 54) y décrit de nombreux « *olistolites* », parmi lesquels :

— des calcaires et radiolarites jurassiques,

— des dolérites et pillows associés (cf. § 5.3.1.2),

— des calcschistes néocomiens,

— des blocs de grès numidiens; cependant, l'auteur n'exclut pas que certains vastes affleurements de grès numidiens ne soient de véritables interstratifications. C'est en partie pour interpréter ces « olistolites », considérés comme anté-nappes, que l'auteur tend à placer la « semelle tertiaire des Bokkoya » en position « ultra » avant les charriages. L'interprétation en olistolites de certains de ces « paquets » est cependant considérée comme conjecturale par M. Durand-Delga (1971).

Ainsi l'évolution pré-paroxysmale de ce « segment » du géanticlinal rifain (ou plus généralement kabylo-rifain) peut être esquissée d'après cette analyse stratigraphique et sur la base des données structurales indiquées. Il se place à la marge nord du sillon externe — ou, par continuité avec l'Algérie, du « sillon tellien ».

« Le domaine « *Amekran* » nous donne une idée de ce que fut, sur une largeur de 7 à 8 km, la partie méridionale du géanticlinal rifain. Tout au cours de son histoire, ce fut une zone instable, toujours positive, tantôt haut-fond et parfois même émergée, tantôt plus profonde mais alors à bathymétrie très irrégulière. Dans cette ride tectoniquement active, les mouvements verticaux ont été prépondérants. Au Sud de ce géanticlinal commençait le sillon tellien et les unités « *Busicur* » donnent une idée de ce que fut sa bordure nord sur une quinzaine de kilomètres : une zone à subsidence régulière, à dépôts d'eau calme, relativement profonde qui commence à émerger à l'Eocène » (Mégard, 1969, p. 178).

5.4.3.3. *LA DORSALE CALCAIRE s. str.*

Pièce maîtresse du domaine géanticlinal calcaire, aucune étude exhaustive n'en a été publiée postérieurement à l'œuvre de P. Fallot (1937). On se limitera ici à quelques indications sur des secteurs réétudiés récemment et d'accès relativement aisé, aux deux extrémités de la Dorsale. Des recherches nouvelles viennent d'être entreprises sous la direction de R. Trümpy (M. Nold, J. Uttinger, W. Wildi, 1976).

Au Sud, *dans les montagnes calcaires proches d'Asifane,* M. Gutnic (1963, 1969) a pu mettre en évidence deux unités principales. L'unité inférieure affleure en fenêtre sous l'unité supérieure qui forme des klippes (fig. 196). Un lambeau paléozoïque recouvre ces unités, comparables à celles de la nappe « Busicur-Lias à silex » des Bokkoya.

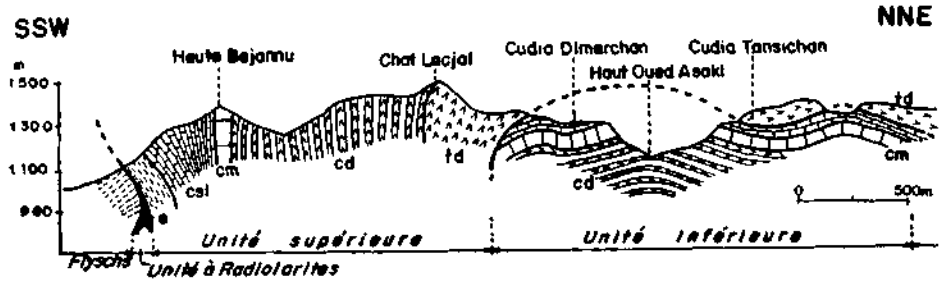


FIG. 196 — Coupe de la Dorsale calcaire méridionale, passant par la fenêtre de l'Oued Asaki (région d'Asifane), d'après Gutnic (1963). - td : dolomie triasique; sd : alternances calcaro-dolomitiques rhétiennes; cm : calcaire massif hettangien; csi : calcaires à silex liasiques; e : marnes roses priaboniennes.

L'unité inférieure, tronquée tectoniquement à son sommet (fig. 196) ne montre que des niveaux triasiques et liasiques, fort analogues à ceux de l'unité superposée.

La stratigraphie de celle-ci présente certaines originalités par rapport à la nappe « Busicur » des Bokkoya, à laquelle sa position sous les nappes paléozoïques la rend structuralement comparable (fig. 194). On notera d'abord l'importance des phénomènes de dolomitisation pouvant affecter le Rhétien. Mais surtout l'absence complète de Dogger, Malm et Crétacé sous le Paléocène à *Microcodium* ou sous l'Eocène-Oligocène marno-gréseux rose. Cette longue lacune peut aussi englober la partie supérieure du Lias.

On connaît en outre ici des masses de Jurassique à Radiolarites, mais à l'état isolé entre Eo-Oligocène et flyschs « ultras ». S'agit-il de copeaux tectoniques ou de masses resédimentées durant le Nummulitique ? La question se pose également au sujet des nombreux blocs ou klippes liasiques emballés dans la série marno-gréseuse (où existent aussi des lentilles de calcaires nummulitiques). M. Durand-Delga (1971) doute que les klippes visibles à l'Est de Cherafat (fig. 197) soient des olistolites.

A l'Ouest de la région d'Asifane, le Massif Lexchab-Bouhalla se dresse au-dessus de Bab-Taza, marquant le « coin » sud-ouest de la Dorsale. La route des Crêtes longe le pied de cet ensemble calcaire, le frôlant à Cherafat (écailles de Néocomien, Malm rouge et conglomérat nummulitique) et, plus à l'Est, offre un panorama sur le massif (fig. 197). Une piste monte de Bab-Taza vers les cédraies du Lexchab : elle permet de reconnaître une coupe typique de la série géanticlinale.

Cette coupe (fig. 197) n'a malheureusement pas fait l'objet de publication nouvelle depuis P. Fallot & A. Marin (1952).

On a affaire ici à une série moins lacuneuse que celle d'Asifane, assez comparable aux unités externes des Bokkoya (Busicur) par son Lias à silex (cependant moins épais) et ses radiolarites du Malm-Néocomien; les marnes crétacées, la disparition du Paléocène-Eocène inférieur sous le « flysch » éo-oligocène évoquent davantage les séries internes des Bokkoya (J. Sedun). Le comportement de chaque sous-zone géanticlinale a été variable et capricieux d'une époque à l'autre.

La cluse de Tétouan, par son accès commode

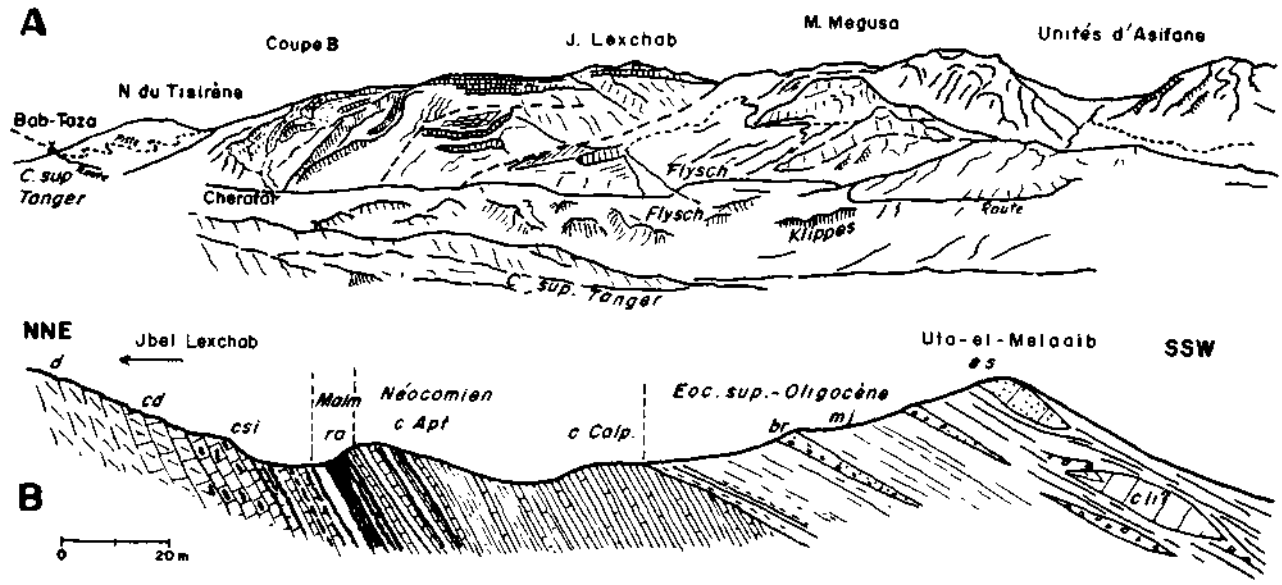


FIG. 197 — Le massif du Lexchab (Dorsale méridionale); deux croquis inédits (excursion dirigée par G. Choubert et A. Faure-Muret, 1966).
A : Vue générale de son flanc sud-est, depuis le p. km. Chaouène 51,5 de la route des Crêtes (d'après diapositive). C'est la terminaison transversale abrupte de la Dorsale, correspondant au décrochement de Jebha d'Andrieux (1971).
B : Coupe de la couverture de la dalle calcaire, au long de la piste forestière de Bab-Taza au Lexchab. - d : dolomies à grain fin; sd : calcaires dolomitiques lités; csi : calcaires gris à chailles, cherts et calcaires lités; ra : radiolarites; c. Apt : calcaires microcristallins à *Aptychus, Neocomites* gr. *neocomiensis, Lissoceras grasi,* Belemnites (selon Fallot & Marin, 1952); c Calp : Calcaires pélagiques blancs à Calpionelles; mg : marnes jaunes ou rougeâtres; br : brèches; eg : grès de l'Eocène sup. (Fallot & Marin) ; cli : klippe de calcaire liasique ?

et par les coupes profondes qu'elles offre dans le Nord de la Dorsale et le Sud du Haouz, a tenté particulièrement les géologues. J.-C. Griffon (1966) a repris l'étude de sa rive sud, M. Leikine (1969) de sa rive nord.

La Dorsale calcaire au Sud de Tétouan est constituée par trois unités majeures (fig. 198) d'Ouest en Est, Hafa-en-Nator, Hafa-Ferkennix, J. Gorguès — et différentes écailles et copeaux. Les colonnes stratigraphiques de ces unités (fig. 199) portent toutes le sceau de leur obédience géanticlinale sous la forme d'une série condensée et lacuneuse entre Lias moyen et Eocène supérieur. Par contre l'épaisseur et le faciès de la série triasico-liasique varient très sensiblement des unités inférieures (originellement externes) aux unités supérieures (internes). Ces dernières sont beaucoup plus minces, comme il en va des unités « Amekran » vis-à-vis des unités « Busicur » dans les Bokkoya. Néanmoins, ici, toutes les unités « Dorsale » sont structuralement sous les nappes paléozoïques.

L'unité du J. Gorguès est intéressante en cela qu'elle montre la base permo-triasique des dolomies du Trias moyen-supérieur, avec des couches d'argiles, de grès et de dolomies alternantes représentant le Werfénien et le Rot (fig. 199 C). Les dolomies grises en bancs ont livré plus au Sud, dans la région de Chaouène, des Diplopores qui n'ont pas permis, cependant, de préciser davantage leur stratigraphie.

Sa « série condensée », plus ou moins écaillée, comporte en quelques dizaines de mètres le Lias supérieur (à Ammonites), le Tithonique-Berriasien (calcaires pélagiques), le Crétacé inférieur (pélagique à brèches) et supérieur (marneux) passant au Paléocène. Un Priabonien conglomératique la recouvre en discordance, contenant des blocs de calcaires à grandes Nummulites du Cuisien.

L'unité de la Hafa-Ferkennix présente une ossature triasico-liasique semblable à celle de l'unité précédente, quoique plus épaisse. Des radiolarites vertes et rouges sont fréquentes dans les divers niveaux condensés, postérieurs au Lias moyen (fig. 199 B). L'Eocène supérieur-Oligocène recouvre en discordance n'importe quel terme de l'unité; débutant par des conglomérats polygéniques, la formation se poursuit par un « flysch roux » marneux qui a livré en un point une microfaune de l'Oligocène supérieur.

L'unité de la Hafa-en-Nator est caractérisée par son Rhétien où alternent des bancs calcaires, dolomitiques et marneux, avec Algues, coprolites de Crustacés, etc.; son Lias moyen relativement bien développé, sous le faciès de calcaires à silex (le faciès débutant dès le Sinémurien dans le pli-faille de Saaden), est localement très riche en Ammonites. On trouve (Griffon, 1966) des faunes d'*Arnioceras* du Sinémurien *s.l.*, des *Tropidoceras* du Pliensbachien, des *Fuciniceras* du Domérien inférieur, des *Arie-*

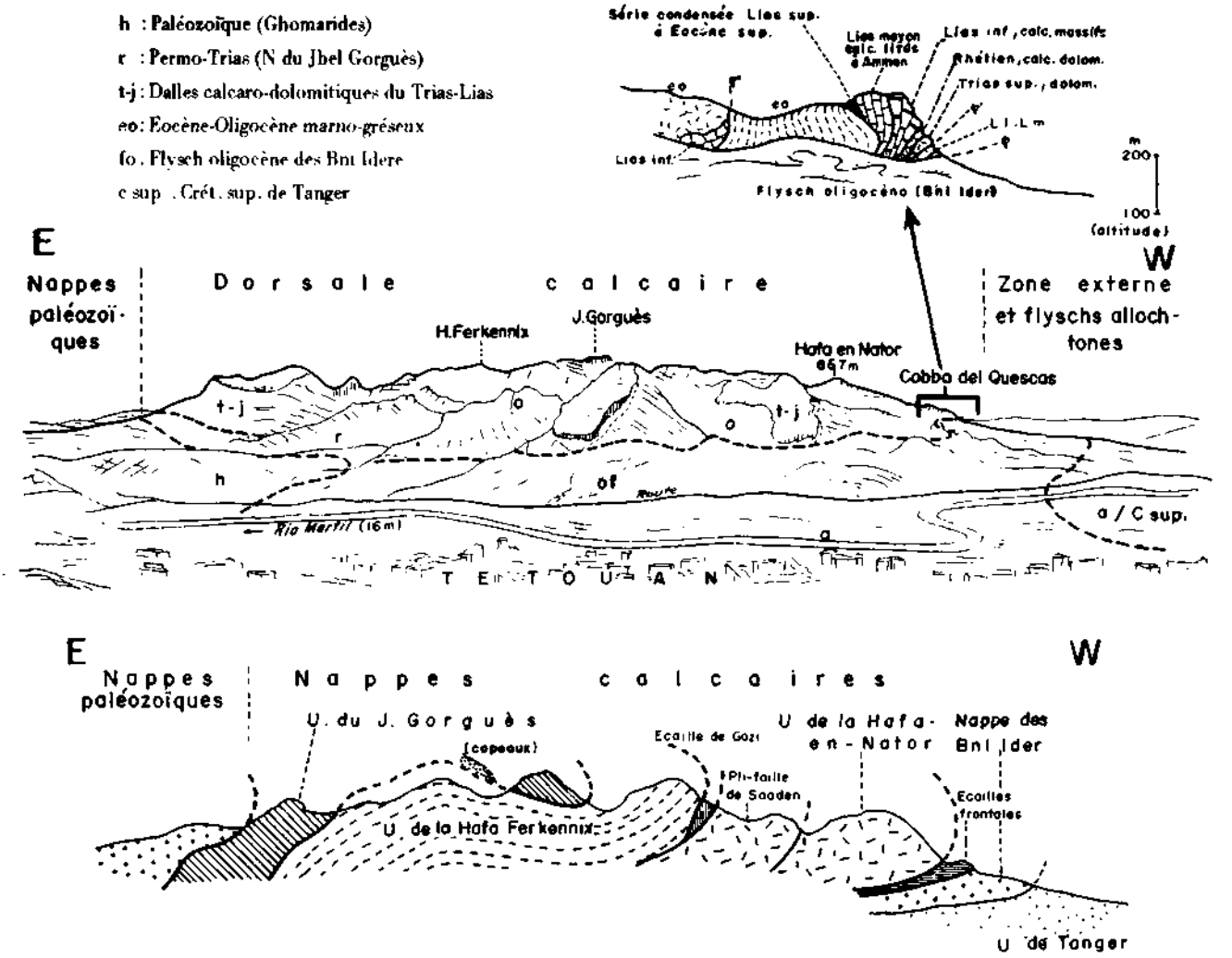


FIG. 198 — La Dorsale calcaire au Sud de Tétouan, selon Griffon (1966).
Au milieu : panorama depuis le Jbel Dersa, qui domine la ville au Nord.
En bas : coupe générale schématisant l'emplacement des unités majeures.
En haut : détail des écailles frontales, soulignant la troncature basale par laquelle les unités de la Dorsale reposent sur les flyschs et le sillon externe.

ceras du Domérien moyen : les parentés avec les faunes italiennes sont frappantes. La « série condensée » de cette unité se caractérise par une extrême réduction (fig. 199 A). Le Lias moyen-supérieur et le Dogger (?), avec ses lumachelles à *Posidonomya* (« filaments »), tendent vers le faciès « fond durci »; le Crétacé inférieur n'est pas identifié.

5.4.3.4. *LE HAOUZ ET LE JBEL MUSA*

Au Nord de Tétouan, entre cette ville et Uad-el-Lil, la partie méridionale du chaînon calcaire du Haouz est essentiellement constituée par le massif du J. Dersa. M. Leikine (1969) y décrit des séquences stratigraphiques fort semblables à celles de la Dorsale elle-même, dont le Haouz apparaît bien comme le prolongement nord, malgré le décalage des structures et le changement de disposition tectonique au droit de la cluse : le bord interne de la Chaîne calcaire chevauche maintenant les nappes paléozoïques (fig. 200).

L'unité du J. Dersa elle-même, découpée en plusieurs écailles, est principalement faite d'une série triasico-lias que analogue à celle de la Hafa-en-Nator, du fait de la présence, au toit du Trias d'un Rhétien lité calcaro-dolomitique. P. Fallot y a découvert une lumachelle à *Dimyopsis intusstriata* et *Avicula contorta.* Par-dessus viennent des calcaires clairs du début du Lias inférieur, puis des calcaires lités à silex noirs, du Sinémurien *s.l.,* terminés par des faciès évoquant un « Ammonitico rosso » du Lotharingien.

L'unité de la Hafa-Uestia (fig. 200) évoque celle du J. Gorguès par sa position haute et par l'absence du Rhétien à « alternances calcaro-dolomitiques ».

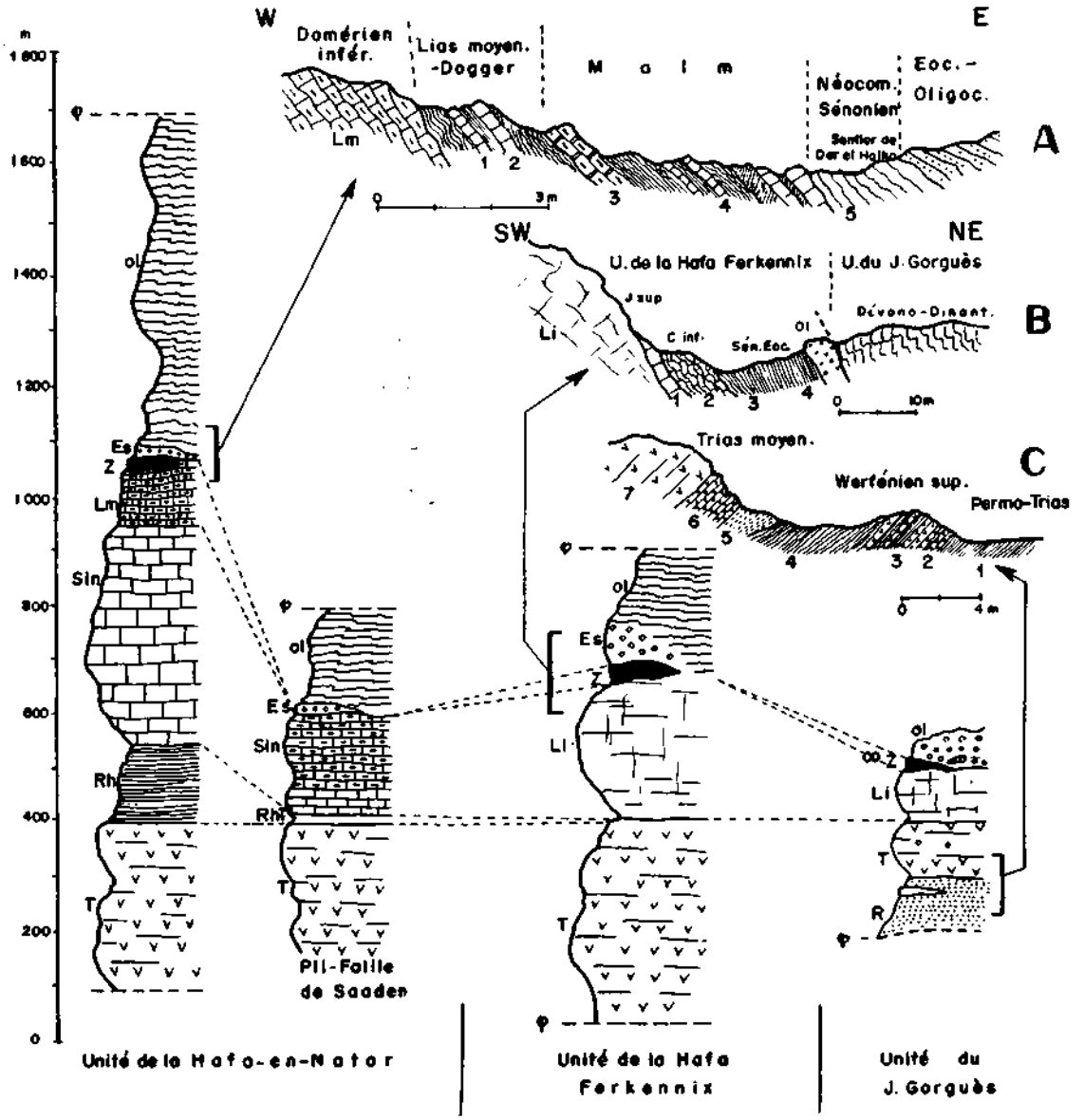


FIG. 199 — Stratigraphie de la Dorsale calcaire au Sud de Tétouan, selon Griffon, 1966.
Les « logs » montrent la variation de faciès et d'épaisseur de la série trias co-liasique. - Ol : Oligocène; Es : Eocène sup.; L. : Lutétien; Z : séries condensées, Lias moyen à Eocène (co : en « copeaux »); Lm : Lias moyen; Li : Lias inf.; Sin : Sinémurien; Rh : Rhétien; T : Trias; R : Permien (ou Permo-Trias).

Les coupes montrent le détail local des séries condensées (A et B) et du Trias inférieur (C).

A - 1 : calcaires argileux clairs faiblement détritiques, marnes jaune-rosé et radiolarites. 2 : *cf.*1, avec pseudo-brèches calcaires à délits bleutés; « filaments » abondants dans ces calcaires (tests fins de Lamellibranches pélagiques). 3 : calcaires ferrugineux et siliceux, à *Saccocomidae* et *Globochaete alpina*, radiolarites. 4 : calcaires argileux lités et marnes claires. 5 : Marnes claires à *Globotruncana*.

B - 1 : calcaires mal stratifiés, âge entre Jurassique moyen et Néocomien. 2 : calcaires lités à silex, pélagiques (Bélemnites, Radiolaires, *Nannoconus;* 3 : marnes claires à rares lits calcaro- marneux, à *Globotruncana;* 4 : marnes détritiques à Globigérines.

C - 1 : Permien gréseux, rouge-violacé; 2 : dolomies jaunâtres, ± broyées; 3 : alternance de bancs (0 à 20 cm) de dolomies argileuses claires à grain fin et d'argiles sableuses violacées; 4 : argiles lie-de-vin à passées verdâtres et rares bancs discontinus de dolomie; 5 : argiles versicolores; 6 : dolomies argileuses litées à patine jaunâtre; 7 : dolomies grises à grain fin, à patine blanche ou brunâtre.

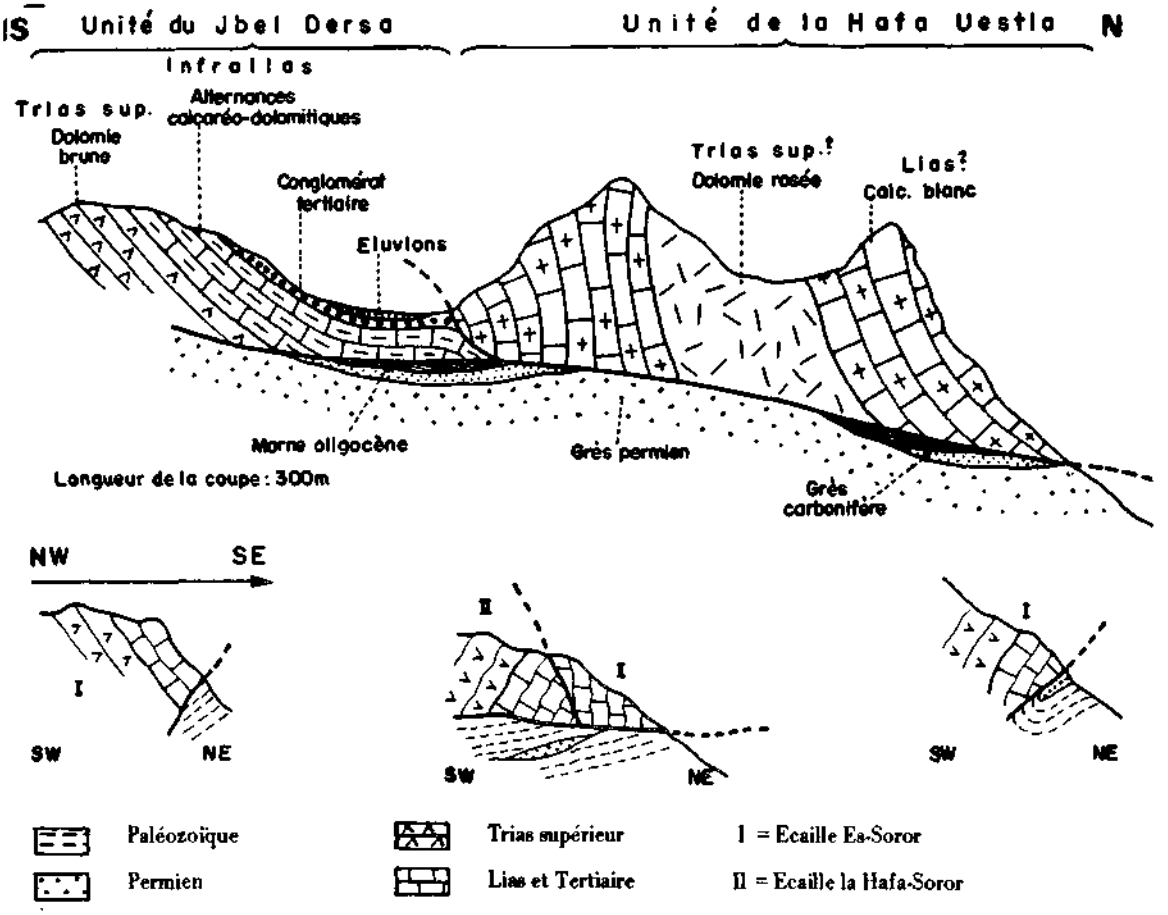


FIG. 200 — Le renversement de la Chaîne calcaire sur les nappes paléozoïques dans le Sud du Haouz, se'on Leikine (1969).
En haut : coupe au Nord-Ouest d'El-Soror; noter la troncature basale des unités calcaires.
En bas : trois attitudes du contact; coupes sériées du NW au SE, à partir d'El-Soror (unité du J. Dersa).

Quant au Jurassique moyen-supérieur et au Crétacé, ils sont réduits respectivement à quelques affleurements de radiolarites et de marno-calcaires vert et gris.

Enf n, le Nummulitique est représenté par quelques dizaines de mètres de conglomérats et calcaires organogènes (Eocène inférieur à moyen-supérieur) suivis de quelques dizaines de mètres de conglomérats, marnes et calcaires (Eocène supérieur-Oligocène).

Au Nord du secteur précédent, la partie centrale de la chaîne du Haouz montre le prolongement des unités plus méridionales et l'apparition de nouveaux ensembles (Raoult, 1966). La netteté de la phase éocrétacée, la verticalisation des écailles et leur rétrodéversement caractérisent ce secteur (fig. 201).

L'unité Turrant-El-Queddan est la plus occidentale. Elle présente un Lias inférieur-moyen b en développé, avec Rhétien fossilifère (fig. 201 B). La lacune du Malm, sinon celle du Dogger et du Lias supérieur, résulte d'une érosion importante lors d'une *phase orogénique au début du Néocomien.* Des conglomérats néocomiens sont connus en divers points de la Dorsale et des Bokkoya (Amekran); ici leur développement est remarquable et les gros blocs peu émoussés qui se mêlent aux petits éléments traduisent une érosion brutale, peut-être sous-marine puisque le ciment en est un calcaire pélagique. Le Nummulitique, en deux cycles, est de type classique.

Les « *Ecailles Dersa* » prolongent celles du J. Dersa lui-même. Il est intéressant d'y constater la dolomit sation croissante, d'Ouest en Est, des calcaires rhétiens et hettangiens-sinémuriens, ainsi que l'existence d'une discordance infra-néocomienne (sur les phénomènes de dolomitisation, cf. Michard, 1969).

L' « unité centrale », plus à l'Est, présente des caractéristiques semblables, ma s le Lias calcaire est ici entièrement absent Le Tertiaire repose, en général, directement sur le Lias inférieur dolomitique.

L'unité Uestia déjà visible plus au Sud, se développe ici en trois écailles différant par leurs termes post-sinémuriens et anté-éocènes. Le Permo-Trias est visible à leur base comme dans l'unité du J. Gorguès. *L'écaille de Buluazen,* tout à l'Est, se signale par son Tertiaire bien développé; elle peut déjà être rangée dans la couverture ghomaride (§ 5.4.2.3 D).

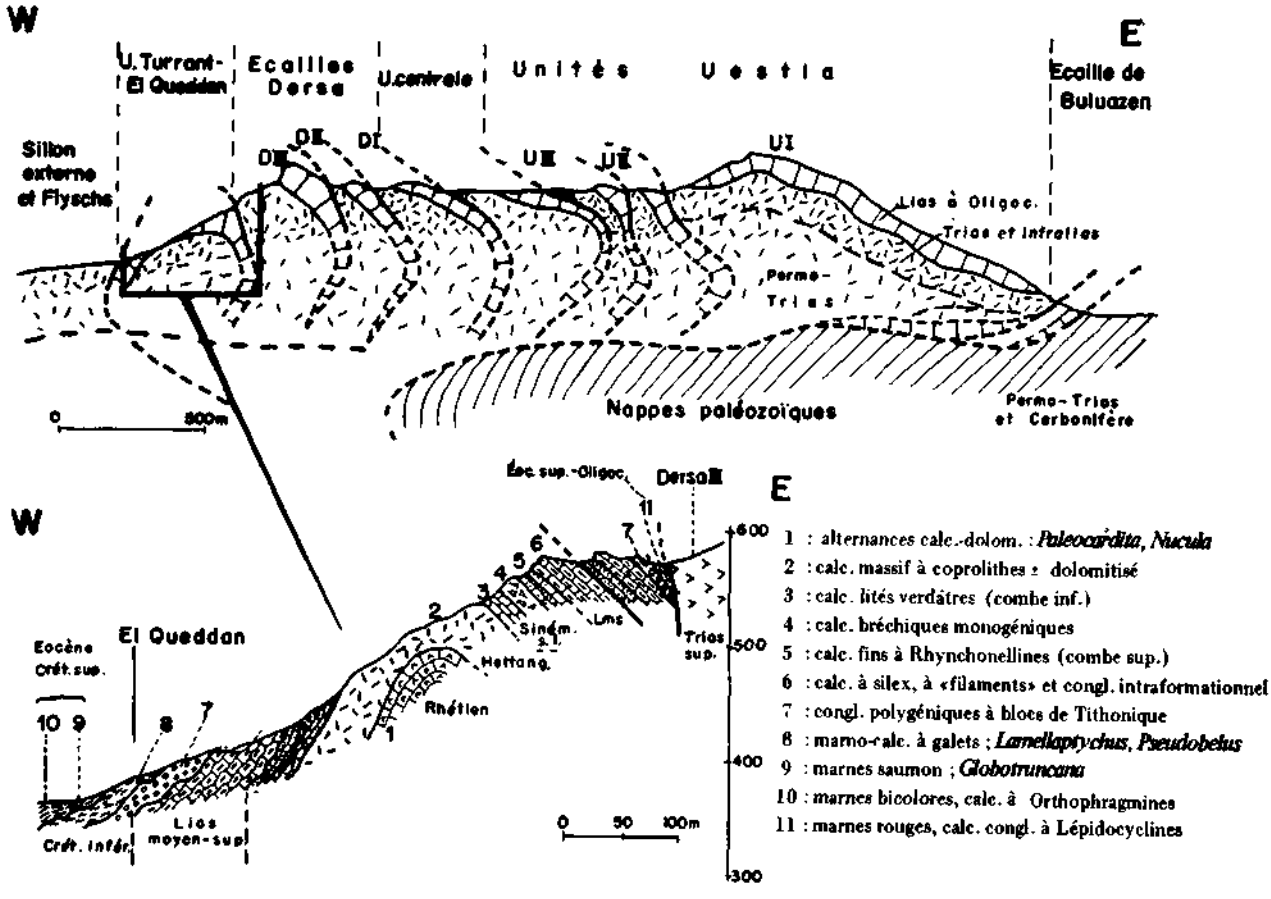


FIG. 201 — Coupes dans le Haouz central, selon Raoult (1966).
En haut : coupe générale interprétative (trait discontinu).
En bas : coupe composite de l'anticlinal d'El-Queddan.

Plus au Nord encore, on constate avec J. Kornprobst (1966) le prolongement des principales unités du Haouz central-méridional : unités d'El-Queddan, du J. Dersa et de la Hafa-el-Uestia. Mais vers l'Est on voit apparaître de nouvelles unités : Hafa-Queddana, Hafa-el-Dohor, Oued Zarjan, caractérisées par un régime relativement moins profond dans le Lias. Le Tertiaire est toujours fortement discordant, et surtout l'Eo-Oligocène, localement riche en gigantesques klippes sédimentaires (Durand-Delga, 1971). Tout à l'Ouest, à la limite des flyschs « ultra », on rencontre une « unité externe » assez mal définie, comportant des faciès jurassiques et néocomiens évoquant ceux du J. Musa (voir ci-dessous) et un Tertiaire où des grès grossiers évoquent les séries numidiennes (cf. nappe Eo-Oligocène des Bokkoya) ; les contacts anormaux n'y manquent sans doute pas (fig. 202).

Il est évidemment capital pour la *reconstitution* paléogéographique de ce domaine de savoir dans quel ordre se disposaient les unités distinguées, avant la tectonique paroxysmale (fig. 203).

Cette reconstitution implique une discussion tectonique (§ 5.4.4) qui laisse la place (pour l'instant ?) à deux attitudes opposées, compte tenu de ce que les écailles et unités de ce chaînon sont plus juxtaposées que superposées : leurs limites montrent un pendage tantôt à l'Est, tantôt à l'Ouest, tantôt vertical. Pour M. Mattauer (1960) et à sa suite J. Kornprobst (1966, p. 50, 52), les unités sont aujourd'hui dans l'ordre inverse de ce qu'elles étaient avant charriage (mais non les écailles à l'intérieur des unités) et l'ensemble est « ultra » par rapport aux nappes paléozoïques. Pour J.-F. Raoult (1966, p. 126) au contraire, le chaînon du Haouz se présente comme un empilement d'écailles (et unités) charriées vers l'Ouest sans modification de la situation relative des domaines de sédimentation correspondant à chacune d'elles. Le dispositif serait ensuite perturbé par un « sous-charriage » des nappes paléozoïques sous le chaînon, équivalent à un *rétrocharriage* de celui-ci sur celles-là : d'où le renversement partiel des unités (fig. 201) mais aucun bouleversement dans leur ordre (normal ou inversé) acquis lors du charriage.

Dans les deux hypothèses, cette vision polyphasée des phénomènes (charriage-rétrocharriage) est conforme à ce que l'on connaît dans des cas analogues (limite Briançonnais-schistes lustrés, dans les Alpes franco-italiennes). Si on adopte l'hypothèse de J.-F. Raoult, un schéma tel que celui-ci (fig. 199 et 203) représente, en bonne orientation, les changements de faciès dans le géanticlinal du Haouz ; ceci s'accorde bien avec ce que l'on a vu dans la Dorsale ou les Bokkoya : les faciès deviennent plus massifs, plus dolomitiques, moins siliceux vers l'intérieur du géanticlinal (ici, vers l'Est).

Deux autres hypothèses, bien distinctes des précédentes, conduisent curieusement au même résultat paléogéographique, à ne considérer du moins que les unités Dorsales. Toutes deux consistent à considérer comme initial le charriage de la Dorsale vers les zones plus internes. Dans l'interprétation récente de J. Kornprobst (1971) (fig. 185), comme dans la théorie de la succion présentée par M. Durand-Delga (fig. 150 B), l'ordre actuel des unités calcaires reflète leur ordre ancien.

L'extrémité nord de la chaîne du Haouz, enfin, présente un dispositif particulier (fig. 189). *Le massif* du J. Fahies se présente comme le prolongement du Haouz septentrional dévié, très aminci et même entièrement laminé sur quelques kilomètres. Un groupe de montagnes calcaires jouxte le J. Fahies vers le Nord-Ouest, sans lui être directement rattaché : c'est *le groupe du J. Musa*, entièrement flottant sur le Crétacé supérieur de Tanger et séparé du Fahies par un faisceau de flyschs.

Ces flyschs comportent des termes du Crétacé supérieur, de l'Eocène inférieur (à *Microcodium*) et de l'Oligocène (« flysch de Beliounis », avec grès grossiers de type numidien, mais glauconieux). L'unité qu'ils constituent évoque l' « unité externe » du Haouz central (Kornprobst, 1966) et la nappe éo-oligocène des Bokkoya externes (Mégard, 1969) définies plus haut : leur origine n'est pas précisée ; ils chevauchent localement le groupe du Musa.

Quant à celui-ci, sa stratigraphie est semblable à celle qu'on connaît dans la Dorsale, encore qu'avec une certaine originalité dans la combinaison de faciès par ailleurs classique.

Selon M. Durand-Delga & J.-C. Villiaumey (1963), la série débute au Trias supérieur ou à l'Infralias par des argiles colorées à lits dolomitiques, puis se poursuit par un puissant complexe dolomitique (200-300 m) puis calcaire (300 m) du Lias inférieur. 50 m de calcaires lités et marno-calcaires viennent ensuite, avec des Ammonites du Domérien, du Lias supérieur de l'Aaléno-Bajocien (à Posidonomyes) et du Bathono-Oxfordien. Au-dessus, des radiolarites représentent le reste du Jurassique en quelques dizaines de mètres; puis viennent des calcaires pélagiques du Néocomien et des argiles colorées du Crétacé supérieur-Paléocène. Le Nummulitique est classique (Priabonien calcaro-conglomératique, Oligocène marno-calcaire).

S'agit-il d'une variante interne ou externe du domaine géanticlinal ? On note en tout cas la ressemblance de la stratigraphie et même, semble-t-il, de la position structurale du J. Musa, « colonne d'Hercule » méridionale, avec son correspondant septentrional, le Rocher de Gibraltar. Pour J. Didon & *al.* (1973), on aurait là une ride accidentant le sillon Tisirène—Beni-Idère (« ride tariquide »), bordée à l'intérieur par un « sillon péridorsalien », à l'extérieur par les sillons « Melousa et Numidien ».

5.4.4. La tectonique de la ride géanticlinale

5.4.4.1. *LE STYLE STRUCTURAL DU DOMAINE GEANTICLINAL*

Il s'agit essentiellement d'une structure en *nappes*, parmi lesquelles on peut distinguer des nappes de *couverture :* nappe éo-oligocène et surtout nappes calcaires (Bokkoya, Dorsale), et des nappes *de socle, plastique :* nappes paléozoïques des Ghomarides, *ou rigide :* unités cristallophylliennes des Sebtides. Encore la position charriée de ces dernières n'est-elle que conjecturelle, faute d'en voir le soubassement.

Ces nappes, issues d'une même zone paléogéographique majeure (le géanticlinal), sont des nappes *homozonales ;* leurs séries diffèrent cependant assez, de l'une à l'autre, pour qu'elles méritent le nom de nappe. Par contre, les subdivisions de ces nappes (Bokkoya, § 5.4.3.2 ; Dorsale, § 5.4.3.3) ou les unités sub-verticales à stratigraphie peu contrastée (Haouz, § 5.4.3.4) méritent plutôt le nom d'*écailles.*

Nappes et écailles sont limitées par des *cisaillements.* Pas de nappe-pli couché ici, mais des « nappes du second genre », dont la base et le sommet présentent généralement des phénomènes de *troncature* (fig. 189, 191, 194, 198, 200, par exemple). Néanmoins, des niveaux incompétents ont souvent joué un rôle particulier, permettant des *décollements disharmoniques :* les pélites du Permien, les argiles gypsifères du Werfénien supérieur, les marnes éo-oligocènes. D'où le clivage fréquent socle-couverture (exemple : nappe Amekran, nappe d'Al-Hoceïma, nappe du J. Gorguès

à base permienne) ou série calcaire, série tertiaire (nappes inférieures des Bokkoya).

L'ensemble présente un style tectonique de *superstructure haute*, si ce n'est *épidermique* pour les unités les plus élevées. Néanmoins, les unités paléozoïques les plus profondes ont été atteintes par un *métamorphisme épizonal alpin*, polyphasé, grossièrement syntectonique (§ 5.4.1.3. C).

En réalité, on ne peut interpréter les structures complexes actuelles qu'en tenant compte de ce que, comme d'ordinaire, *la tectogenèse est polyphasée*. La mise en place des nappes succède à plusieurs phases de plissement : d'où les troncatures (voir la discussion de ce problème à propos des nappes « ultra », § 5.3.2.2). A leur tour, les charriages sont suivis d'une compression génératrice de plis : d'où les anticlinaux et synclinaux de nappes (fig. 151 A, 196, etc.) et peut-être certains dispositifs en « tête plongeante » (fig. 151 A). La verticalisation des unités du Haouz et leur renversement partiel vers l'Est (rétrocharriage, ou « sous-charriage » de la zone paléozoïque vers l'Ouest ? cf. ci-dessus) sont peut-être des phénomènes contemporains de ce serrage tardif.

A ces phénomènes tectogénétiques se superposent des mouvements essentiellement verticaux, *surrections et effondrements tardifs, « post-tectoniques »*. Ces mouvements sont, dans une large mesure, indépendants du canevas structural antérieur, comme on l'a vu au § 5.1.4.

5.4.4.2. *RAPPORTS STRUCTURAUX DE L'ENSEMBLE GEANTICLINAL AVEC LES UNITES GEOSYNCLINALES ET PROBLEMES PALEOGEOGRAPHIQUES*

Dans leur ensemble, les nappes géanticlinales sont poussées sur les séries parautochtones intrarifaines, relevant du sillon externe, et sur les nappes de flysch qu'elles supportent. On se rend bien compte de ce dispositif grâce à une cluse comme celle de Tétouan (fig. 198), à des lambeaux de charriage comme celui du Musa (fig. 189), ou à l'allure « persillée » du front des unités géanticlinales au-dessus des flyschs (Bokkoya).

L'ampleur du chevauchement observable n'est que de quelques kilomètres mais la flèche véritable est probablement bien plus importante. Il n'est pour s'en persuader que d'observer l'opposition radicale entre les épaisses séries intrarifaines (Ketama, Tanger, Ouezzane) et les séries du géanticlinal, condensées du Dogger à l'Eocène. La cicatrice importante qui sépare les deux domaines peut d'ailleurs être considérée comme la zone radicale des nappes des Senhadja, à écailles granitiques et primaires (§ 5.2.3.2. C).

L'importance de ce trait structural ne se dément ni vers le Nord (chevauchement des nappes bétiques) ni vers l'Est. Selon M. Mattauer (1963-64), *« le chevauchement vers le Sud de la ride kabyle est un des accidents tectoniques majeurs des chaînes nord-africaines*. Si l'on schématise, ce chevauchement correspond à une imposante écaille de socle (cristallin), déplacée de plusieurs dizaines de kilomètres et limitée par un contact assez plat; cette écaille de socle supporte une série sédimentaire (paléozoïque, méso et cénozoïque) dont le comportement varie depuis celui d'un « revêtement » collé au socle jusqu'à celui d'une « couverture » entièrement désolidarisée de son substratum »...

Dans leur charriage vers le Sud et l'Ouest, les éléments de la ride viennent donc reposer sur les flyschs allochtones et, par leur intermédiaire, sur les unités externes. Une hypothèse simple est alors de considérer les flyschs comme déposés précisément entre les unités externes et la ride, à la marge externe de celle-ci. Le socle des flyschs aurait disparu par « succion » (fig. 150 et § 5.3), ou sous le charriage de la ride. Peut-être les xénolites de norite et anorthosite métamorphisés dans le faciès granulite et à amphiboles violettes, que l'on récolte dans le Trias externe gypsosalin, représentent-ils des échantillons de cette « marge africaine » (Boivin & *al.*, 1975) ?

Néanmoins, on l'a dit aussi, de nombreux arguments conduisent à placer le sillon des flyschs à la marge interne de la ride géanticlinale, c'est-à-dire à considérer les nappes de flysch comme d'origine « ultrarifaine ». L'un de ces arguments est la présence d'un lambeau de ces nappes posé — abandonné —, au J. Zem-Zem, sur les plus internes des unités géanticlinales (fig. 182). L'hypothèse « ultra » implique qu'après le passage des nappes par-dessus la ride géanticlinale et, après leur mise en place sur le sillon externe, le chevauchement de la ride sur ce sillon ait joué ou plutôt rejoué. L'hypothèse d'une sédimentation dans un sillon externe (ou dans un ensemble de sillons externes) peut aussi être limitée aux seuls flyschs crétacés, les « flyschs » (ou molasses) tertiaires relevant de paléogéographies entièrement distinctes. Dans ce cas, le géanticlinal est poussé sur le domaine externe une première fois lors de la phase fini-oligocène, qui détermine également le rétro-écoulement sous-marin des flyschs au sommet de l'Oligo-Miocène kabyle (§ 5.3.2.3 et fig. 204 bis).

On touche ici du doigt les incertitudes de la géologie rifaine à l'endroit du sens de déplacement des nappes. Cette incertitude pèse sur les reconstitutions paléogéographiques que l'on peut proposer. De tels problèmes ne se posent pas seulement au sujet des rapports entre géanticlinal et

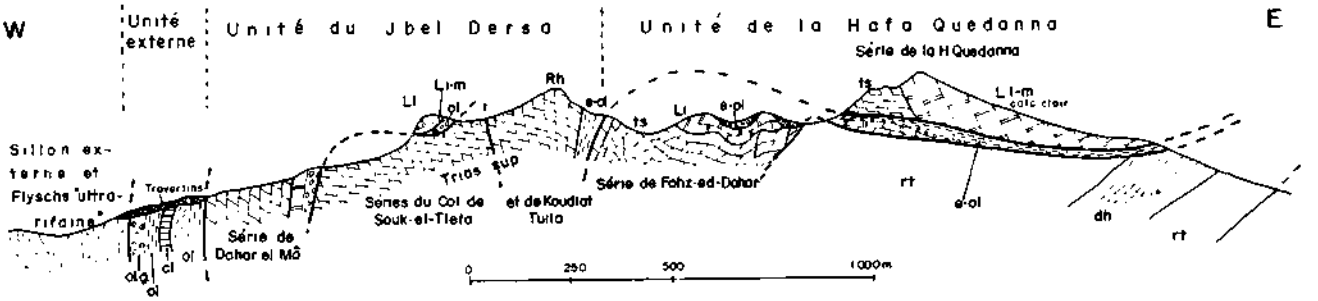


FIG. 202 — Coupe semi-schématique du Haouz septentrional, entre la Hafa-Quedanna et les environs de Souk-el-Tleta, d'après Kornprobst (1966). - dh : Paléozoïque supérieur; rt : Permo-Trias gréseux rouge; ts : Trias supérieur (et moyen ?), dolomies brunes; Li : Lias inférieur, calcaires clairs; Li-m : Lias inférieur et moyen : calcaires clairs à l'Est, calcaires lités à silex à l'Ouest; ci : calcaires pélagiques néocomiens. e-ol : Eocène sup. - Oligocène : conglomérats, marnes jaunes gréseuses; ol.g. : intercalations (?) à faciès numidien.

sillons voisins, mais également, dans le géanticlinal lui-même. Les Ghomarides ont-elles été charriées initialement d'Est en Ouest ou d'Ouest en Est sur les Sebtides ? Les unités calcaires aujourd'hui externes étaient-elles initialement internes ou externes par rapport aux autres ? Les paragraphes 5.3.2.2, 5.4.2.1, 5.4.3.1 ont donné quelques indications sur ces problèmes et sur les hypothèses en présence.

5.4.4.3. *CHRONOLOGIE DES MOUVEMENTS*

On n'est guère mieux renseigné sur la chronologie des mouvements que sur leur sens. L'étude stratigraphique des unités géanticlinales fait ressortir l'intervention de plusieurs phases orogéniques (*s.l.*) précoces :

— instabilité des fonds marins durant le Lias moyen et le Malm (cf. par exemple Bokkoya) ;

— paléotectonique accentuée du Crétacé inférieur, accompagnée localement d'une discordance (Bokkoya, Haouz) et du Sénonien (microbrèches) ;

— phases orogéniques du Paléocène (à *Microcodium*), du début de l'Eocène (Eocène inférieur-moyen transgressif) dans les nappes paléozoïques et les nappes calcaires. Il semble que ce soit à partir de la fin du Lutétien qu'intervienne une première phase (ou suite de phases) paroxysmale à laquelle les plis synmétamorphiques et les charriages (contemporains ou postérieurs) des Ghomarides seraient imputables (§ 5.4.1.3). Puis une tectonique synsédimentaire en extension accompagnerait le dépôt de l'Oligocène, si on admet qu'il contient des olistolithes et un faciès flysch local (§ 5.4.3.2). De tels mouvements se produisirent peut-être également à la marge interne du sillon « *ultra* » (alimentation du Numidien), si l'on admet l'existence d'un tel sillon. Le charriage de la ride vers l'extérieur peut avoir débuté dès la fin de l'Eocène (Mattauer, 1963-64) ; en tout cas, il existe après la fin de l'Oligo-Miocène (Aquitanien), époque où l'axe du sillon de sédimentation migre vers les zones les plus externes et où un flysch commence à s'accumuler dans la zone intrarifaine.

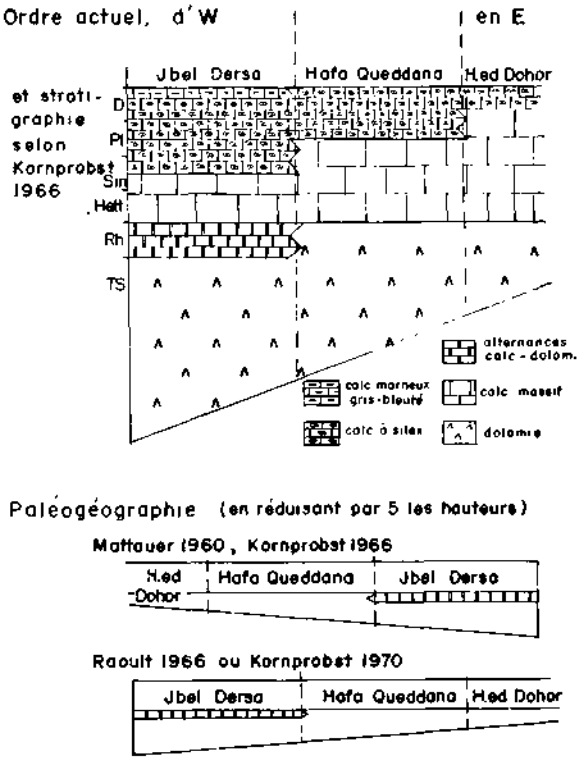


FIG. 203 — Variations de faciès et hypothèses paléogéographiques dans le Haouz.

C'est aussi durant le Miocène inférieur et après, semble-t-il, avoir été plissées que les nappes « ul-

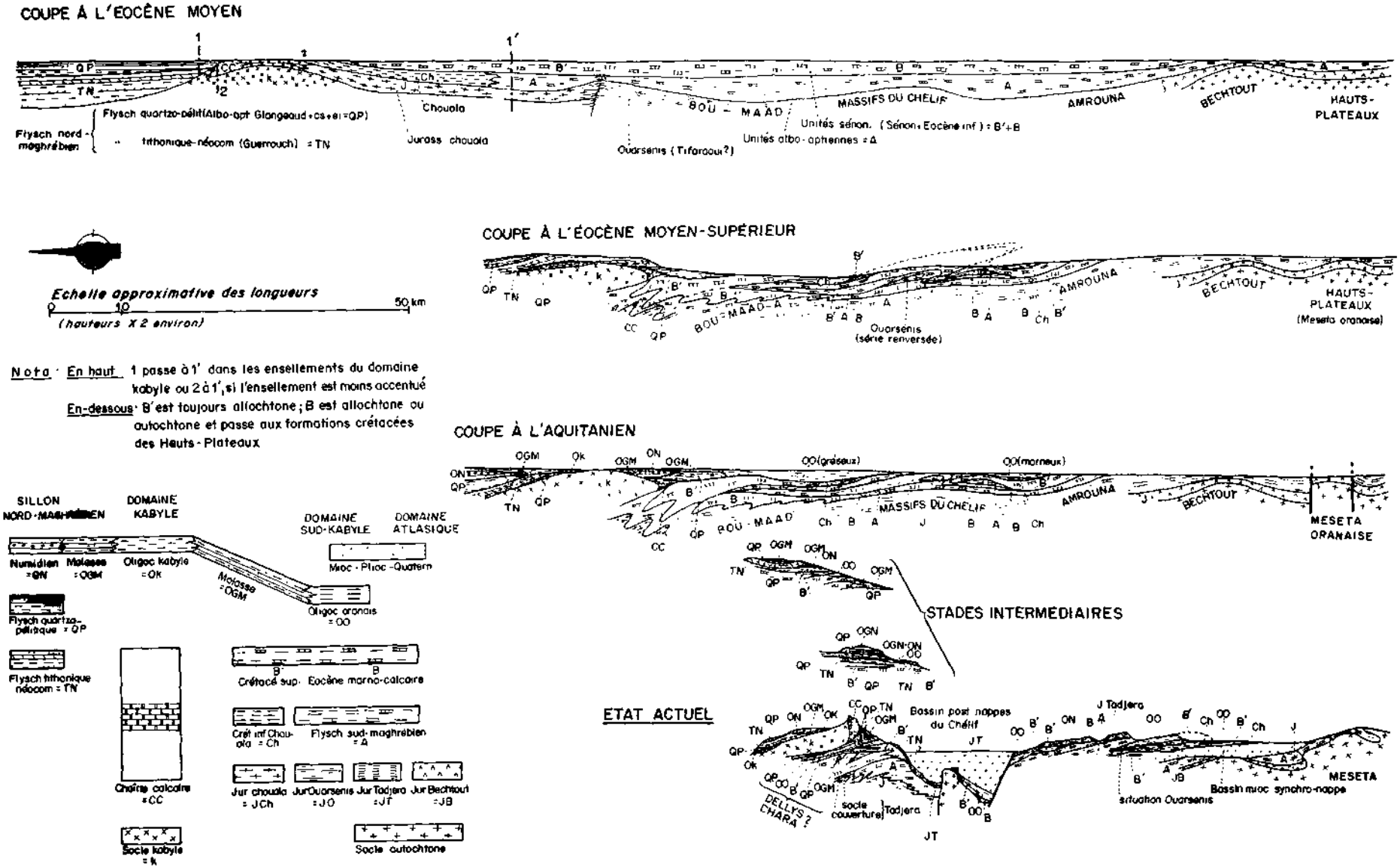


FIG. 204 — Coupes « pa'inspatiques » du domaine rifo-tellien (*s.l.*) en Algérie nord-occidentale, retraçant son évolution de l'Eocène moyen à l'Actuel, se'on Delteil & *al.* (1971).

On comparera cette reconstitution à celles qu'illustrent les premières figures de ce chapitre, proposées par d'autres auteurs, ainsi qu'à celle de la figure suivante.

A : *Coupe à l'Eocène moyen* (afin de ne pas surcharger les schémas, le Trias n'a pas été représenté). La Chaîne calcaire peut être discontinue sur le socle. 1, passe à 1' dans les ensellements du domaine kabyle. 2, passe à 1' lorsque l'ensellement est moins accentué. B, et B' : séries sénono-éocènes sud-kabyles; B' est plus interne que B. A : flyschs sud-kabyles (Crétacé inférieur et moyen) passant au Crétacé des Hauts-Plateaux. B : *Coupe à l'Eocène moyen supérieur.* B' : *est toujours allochtone.* B. : *est allochtone ou autochtone et passe latéralement aux formations crétacées des Hauts-Plateaux.* C : *Coupe à l'Aquitanien.* L'Eocène supérieur n'est pas distingué de l'Oligocène. La limite d'extension du flysch tithonique-néocomien dans 'e Dahra se situe au tiers gauche de cette coupe. OGM : molasse oligocène gréso-micacée. JCC : blocs jurassiques de la Chaîne calcaire. D : *Coupe à l'état actuel.*

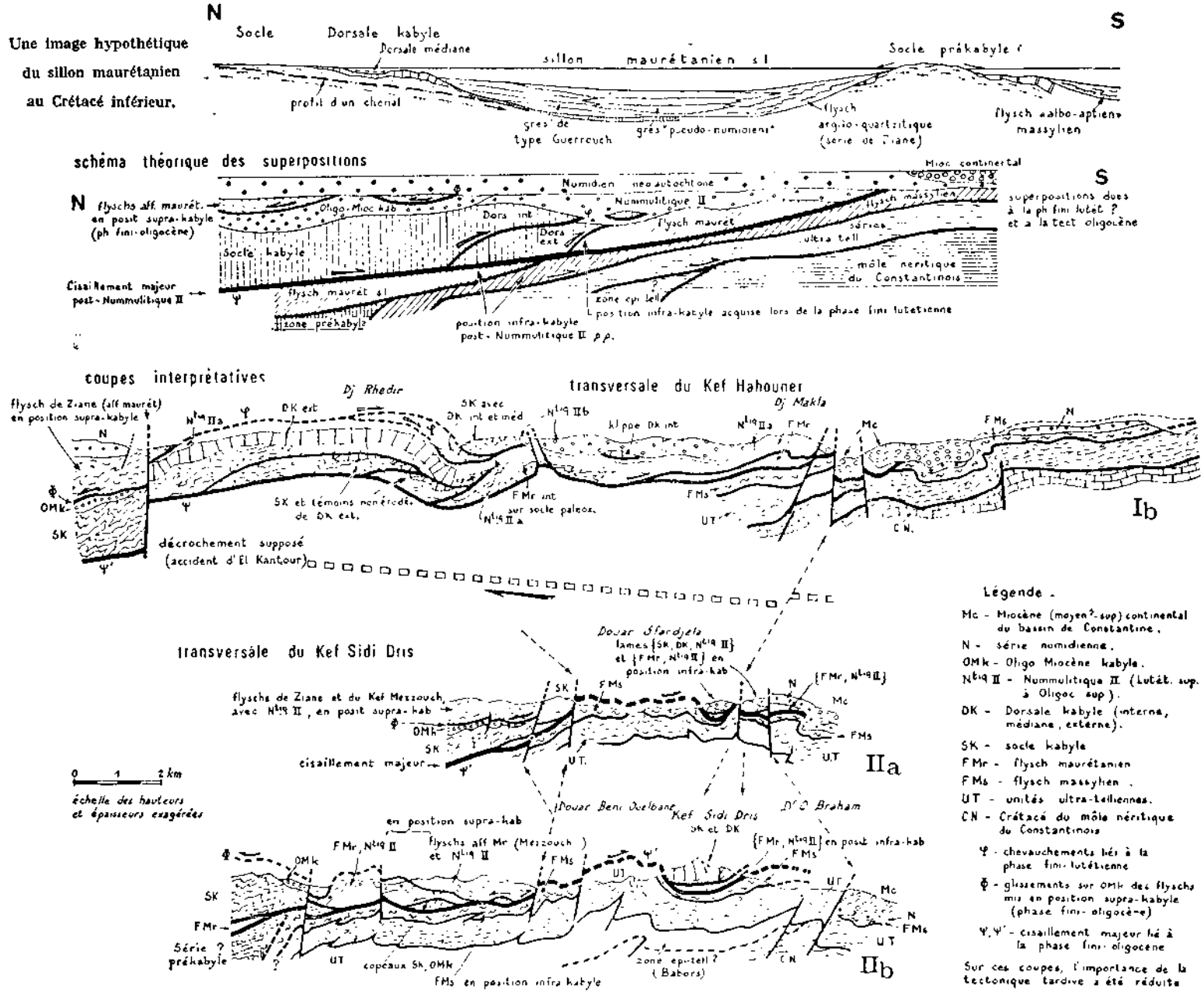


FIG. 204 bis — Une interprétation « infra » (= « citra ») de la structure des chaînes littorales nord-africaines (« chaîne numidique »). Extrait de Raoult, 1975.

tras » (dont certaines comportent des termes oligo-miocènes) franchissent le domaine géanticlinal asséché. Peut-être leur progression a-t-elle commencée dès l'Eocène moyen, pour ce qui est des termes antérieurs (Delteil & *al.*, 1971) ? Elles semblent parvenir toutes à la marge interne du sillon externe dès la fin du Miocène inférieur et y observer une période d'arrêt, avec localement immersion, du moins en Algérie (Mattauer, cf. § 5.3.2.3).

Dans le Rif externe, on sait (§ 5.2.3.2 D) que des mouvements ont lieu au cours du Miocène moyen puis supérieur, provoquant la migration de l'axe sédimentaire externe vers la zone prérifaine, un plissement synmétamorphique postérieur au Tortonien inférieur et la mise en place des nappes rifaines puis prérifaines sur le Tortonien inférieur (fenêtres) ou supérieur (avant-fosse). C'est sans doute en même temps que rejoue le chevauchement de la ride géanticlinale, qui peut recouvrir de ce fait l'arrière des nappes de flyschs ; que s'accentuent les charriages homozonaux dans la ride elle-même ; enfin que se produisent les resserrements et le renversement de « rétrocharriage ».

L'édifice ainsi bâti est ensuite livré aux mouvements verticaux de la néotectonique ponto-pliocène (§ 5.1.4) qui lui donne son visage actuel.

Il est clair que ce canevas chronologique comporte encore bien des inconnues, à l'instar du canevas structural et paléogéographique évoqué plus haut. Aussi bien les reconstitutions proposées par les auteurs sont-elles souvent radicalement opposées, qu'il s'agisse du Rif ou plus généralement des chaînes rifo-kabyles. On a explicité ces oppositions au long de divers paragraphes précédents. Notamment, dans le cadre d'une hypothèse « citra » (= « infra ») à paléogéographies superposées, les effets des phases fini-lutétienne et fini-oligocène sont envisagés d'une manière très différente de ce qui vient d'être dit par J.F. Raoult (1974, 1975), comme on l'a rappelé ci-dessus (§ 5.4.2.2 ; voir aussi § 5.3.2.2 : Bouillin & Raoult, 1971). L'opposition entre une telle conception et une reconstitution de type « ultra » apparaît clairement en comparant les schémas synthétiques des fig. 204 et 204 bis. Bien des recherches seront nécessaires, à la fois d'ordre structural et d'ordre stratigraphique, d'ordre géophysique en même temps que paléogéographique, avant qu'une théorie générale des chaînes rifo-kabyles, depuis leur état initial (paléogéographie) jusqu'à leur état final (tectonique) puisse emporter sans réserve la conviction de chacun.

On reviendra au chapitre 6 sur la tectonique de l'ensemble du Rif dans le cadre plus général de l'évolution géologique du Maroc tout entier.

CHAPITRE 6

L'EVOLUTION STRUCTURALE DU MAROC

Dans les chapitres 2 à 5, on a décrit la constitution géologique des quatre domaines structuraux d'abord délimités à l'intérieur du Maroc (chap. 1). C'était là le but principal de ce livre : résumer, pour les grandes régions naturelles du Maroc — domaines de l'Anti-Atlas, des Atlas, de la Méséta et du Rif — l'essentiel de ce que l'on sait actuellement quant aux matériaux qui constituent leur sous-sol et quant à leur structure.

Il est intéressant de rechercher, en conclusion, une vue générale sur l'évolution géologique du Maroc tout entier. Comment s'est façonné, depuis le Précambrien, ce « coin » nord-occidental de l'Afrique ?

On abordera cette question dans l'optique de la géologie structurale et sans prendre, pour chaque période, le détail de sa stratigraphie, déjà explicitée domaine par domaine. Des tableaux en rappelleront les grandes lignes et permettront aussi, à l'aide de l'index, de trouver dans le texte plus de détails, sur les principales formations marocaines. Sauf dans les § 6.1, 6.3.5 et 6.4.6, on n'a indiqué aucune référence bibliographique pour ne pas alourdir une rétrospective déjà longue : on les trouvera dans les chapitres précédents.

6.1. LE CADRE MEGATECTONIQUE

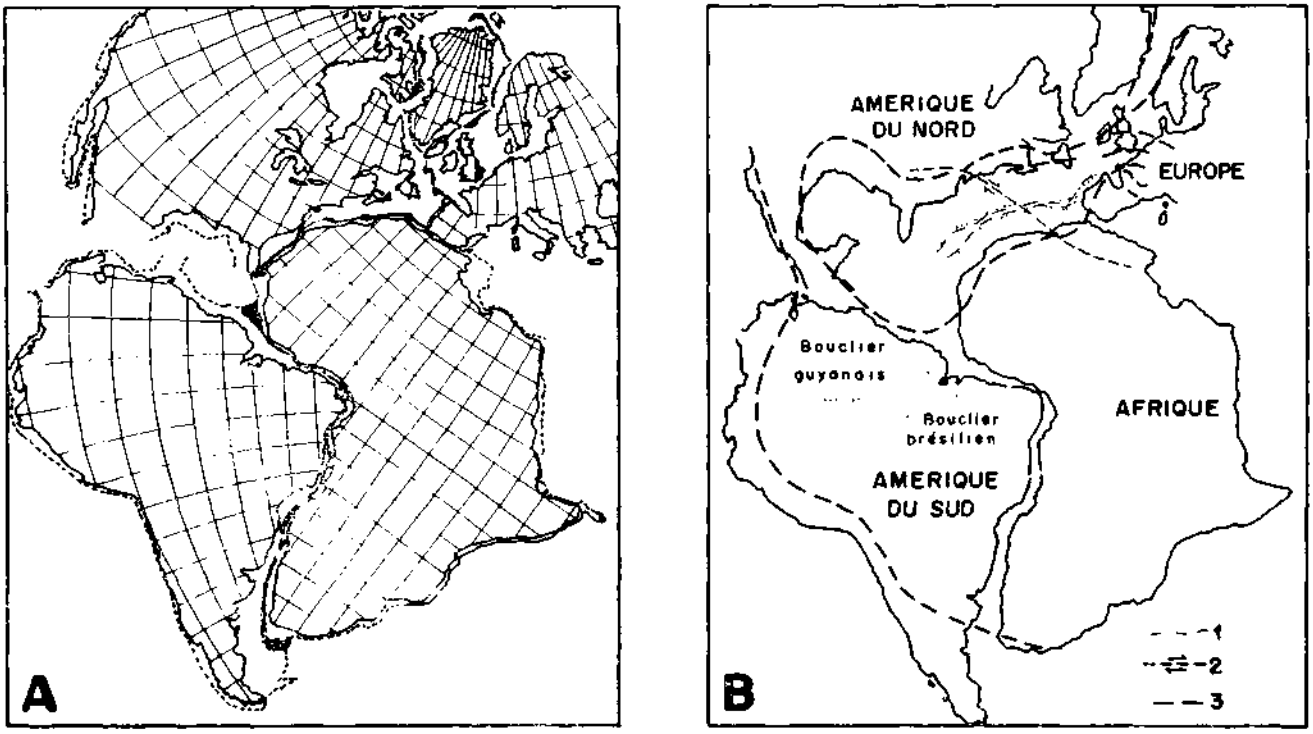
Nul secteur de l'écorce terrestre n'évolue indépendamment de ses voisins et, en définitive, du globe entier. S'agissant du Maroc, son histoire doit être du moins envisagée dans le cadre de l'hémisphère occidental. Elle est liée à celle de trois continents : Afrique, Europe, Amérique, et des mers qui les séparent, Méditerranée et Atlantique.

6.1.1. Disposition des plaques lithosphériques du Précambrien supérieur au Secondaire

L'idée de relations étroites entre l'Afrique et l'Europe ne surprend pas, tant sont proches le Maroc et l'Espagne. En fait, elles s'analysent aujourd'hui en même temps que les relations de ces continents avec l'Amérique, dans le cadre de ce qu'il est convenu d'appeler la « *tectonique des plaques* » (cf. Le Pichon & *al.*, 1973).

Cette nouvelle théorie de la tectonique du globe est, on le sait, la forme moderne des concepts classiques de dérive des continents et de mobilisme crustal. Intégrant les arguments géographiques, stratigraphiques, paléoclimatologiques, paléontologiques et tectoniques des anciens auteurs (Wegener, Argand...), elle s'appuie en outre, sur les découvertes de la géophysique : paléomagnétisme, expansion des fonds océaniques, structure et tectonique actuelle de la croûte et du manteau supérieur. Elle débouche sur l'idée que l'Amérique et l'Eurafrique étaient beaucoup plus proches l'une de l'autre au début des temps mésozoïques, l'Atlantique n'existant pas du tout, il y a 230 millions d'années, à la fin du Primaire. Cette idée est aujourd'hui unanimement admise (ou quasi) vu l'accumulation des arguments. Il n'en était pas ainsi avant les années 1960, bien qu'on disposât dès 1935, par les études de B. Choubert, d'une reconstruction géologique qui, sur bien des points, n'a aucunement vieilli (ajustage utilisant la dorsale médio-atlantique ; existence d'un paléo-Atlantique avant les orogenèses primaires ; ouverture de l'Atlantique lui-même signalée par le volcanisme basaltique du Trias, etc.).

La reconstitution des rapports initiaux de ces blocs continentaux prête à discussion et peut s'envisager suivant diverses hypothèses. Dans le secteur qui nous intéresse, le rapprochement minimum des continents est celui que fournit l'accolement des « anomalies magnétiques limites » de l'Atlantique Nord ; alors que les anomalies-limites, les plus éloignées de la dorsale médio-atlantique étaient celles du Crétacé supérieur (72 et 81 Ma), on était conduit à une reconstruction telle que celle de Drake & *al.*, 1968 (fig. 205 B) ; depuis, le progrès des études a permis de découvrir des anomalies magnétiques plus anciennes, d'âge jurassique (155 Ma) et plus proches des côtes



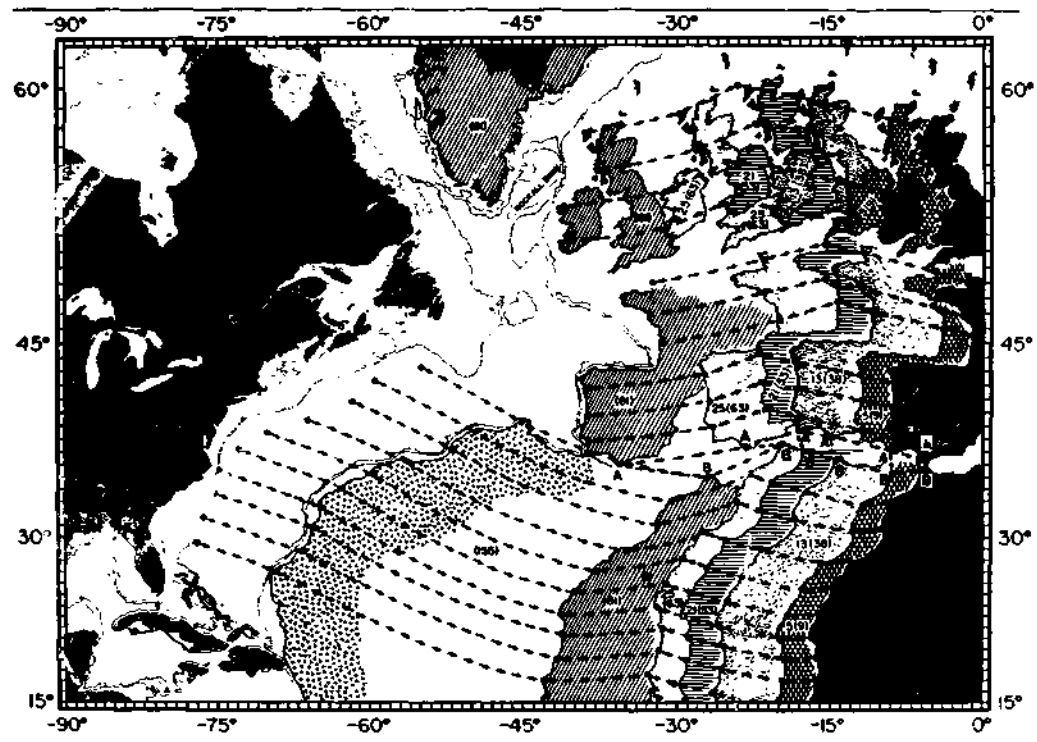


FIG. 205 — Reconstruction de la disposition des continents bordant l'Atlantique aux premiers stades de l'expansion de cet océan.
A : Avant toute ouverture : ajustage de Bullard & *al.* (1965), rapprochant les continents au long de l'isobathe 500 brasses (près de 1 000 m).
B : Reconstruction de Drake & *al.* (1969), ajustant les anomalies les plus anciennes alors connues (Crétacé supérieur : figuré 1). On a aussi indiqué un décrochement transatlantique (2) correspondant, en Afrique, à la ligne sud-atlasique (cf. Mattauer & *al.*, 1972) et l'allure des chaînes paléozoïques (3). En bas : Reconstruction de Pitman & Talwani (1972), utilisant les dernières anomalies découvertes. En noir : position actuelle des continents; en trames : positions antérieures, dont les âges sont notés entre parenthèses, à côté du n° de l'anomalie correspondante. Les isobathes 200 et 1 000 m sont indiqués pour l'âge 81 Ma. Les flèches indiquent le chemin de l'Afrique et de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord. La ligne AB entre Gibraltar et Tanger fait ressortir les mouvements relatifs entre Afrique et Europe, impliqués par cette reconstruction. C'est à cette séparation entre Afrique et Europe que correspond la ligne Açores-Gibraltar.

nord-américaines d'une part, africaines et européennes de l'autre (Pitman & Talwani, 1972) : la reconstruction à laquelle on aboutit, est plus « fermée » (fig. 205 C). Enfin, on peut également se proposer de réaliser l'accolement des marges continentales actuelles ; l'ajustage (« best fit ») peut, par exemple, être recherché au long de l'isobathe 500 brasses (fig. 205 A) ou de l'isobathe 1 000 brasses (fig. 206 A). L'emboîtement des contours continentaux est particulièrement frappant dans ce dernier cas (voir aussi fig. 27). Il subsiste néanmoins certaines zones de recouvrement (notamment au niveau des Bahamas, mais cela résulterait de la naissance secondaire de cette plate-forme insulaire) et certaines lacunes (« gap »). Au niveau du Maroc, la lacune d'Ifni paraît explicable par le léger glissement vers le Sud du bloc insulaire des Canaries (fig. 206 B), mais son interprétation peut aussi être recherchée dans les déformations post-hercyniennes du socle marocain (Michard & *al.*, 1975 : ci-après fig. 217).

Ces ajustages permettent d'observer de *remarquables correspondances* entre les socles, des prolongements frappants entre les structures géologiques anciennes des deux rives de l'Atlantique. La figure 27 donne une idée de la correspondance entre les cratons et chaînes précambriennes d'Afrique et d'Amérique latine (les éléments majeurs du Gondwana). En ce qui concerne l'Atlantique nord, l'idée du prolongement des Calédonides de Scandinavie et des Iles Britanniques dans la chaîne des Appalaches était déjà défendue par Wegener. Plusieurs travaux récents ont plus généralement montré la possibilité de bonnes corrélations entre les diverses chaînes reconnues dans le socle anté-mésozoïque d'Afrique nord-occidentale et dans celui de la côte est d'Amérique du Nord.

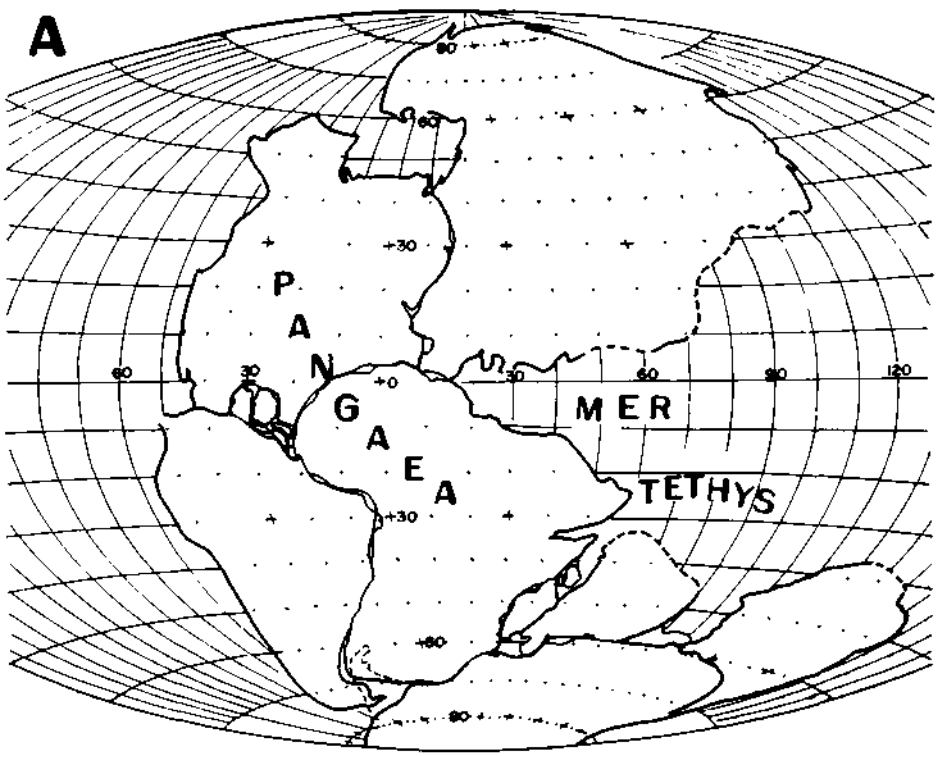


FIG. 206 — Un autre ajustage possible au long de la cote — 1 000 brasses (1 850 m), d'après Dietz & *al.*

A : Disposition des continents à la fin du Primaire (Dietz & Holden, 1970).

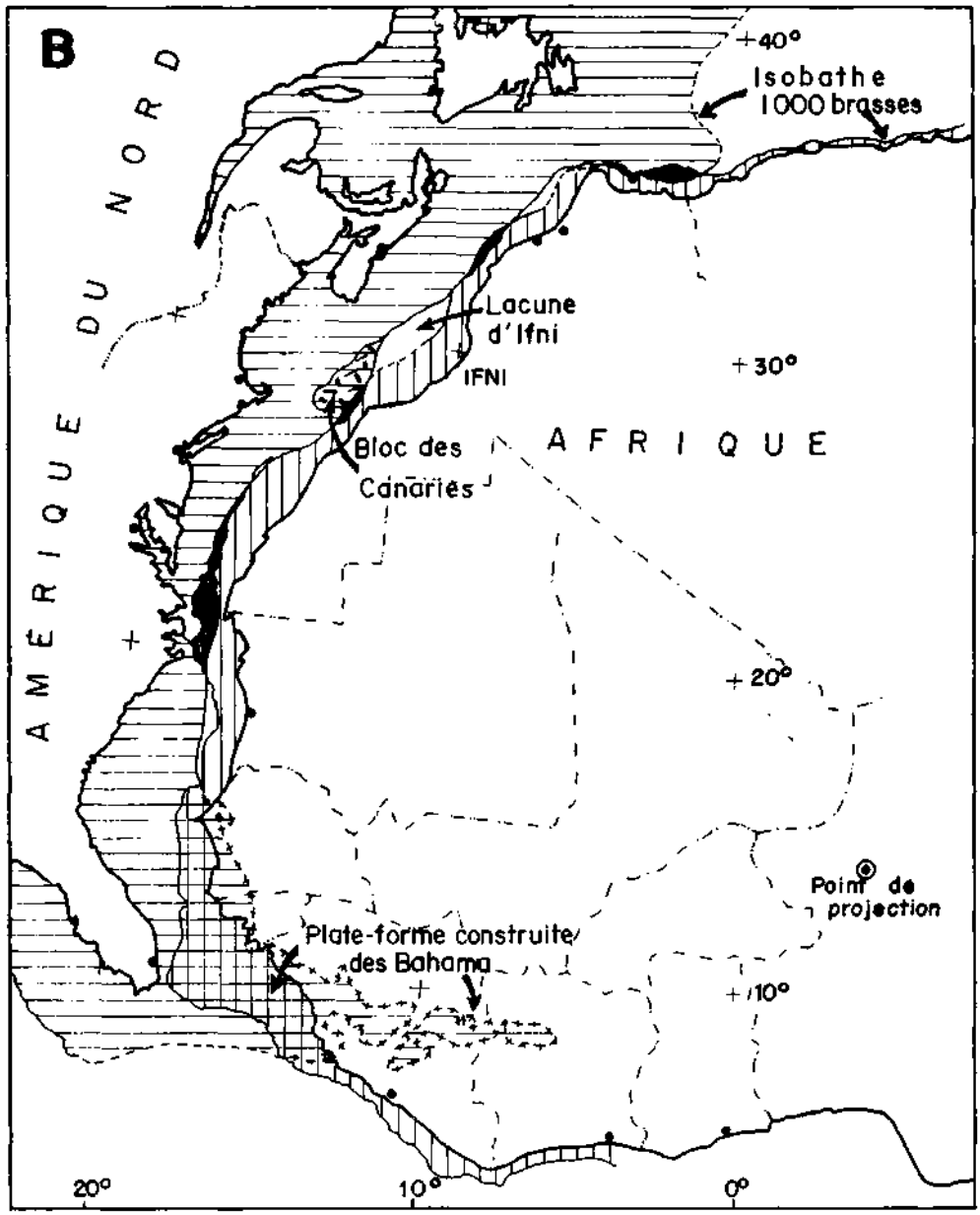


FIG. 206 B

B : Interprétation de la lacune (« gap ») d'Ifni et de la superposition (« overlap ») des Bahamas (Dietz & Sproll, 1970).

La découverte de la chaîne des Mauritanides, symétrique des Appalaches moyennes et méridionales, permet de prolonger les correspondances entre orogènes calédono-hercyniens loin au Sud (Sougy, 1962, 1969). Mais les homologies sont manifestes au moins dès l'époque terminale du Précambrien — correspondance entre l'orogenèse pan-africaine (*cf.* cadomienne) et l'orogenèse avalonienne (§ 2.3.1) — et jusqu'aux phases hercyniennes tardives. La figure 207 montre un des schémas récemment proposés. On y remarquera le bon assemblage que procurent certains grands accidents transverses se correspondant de part et d'autre part de l'Atlantique (Bard & *al.*, 1970-71 ; Mattauer & *al.*, 1972 ; Luyendyk & Bunce, 1973).

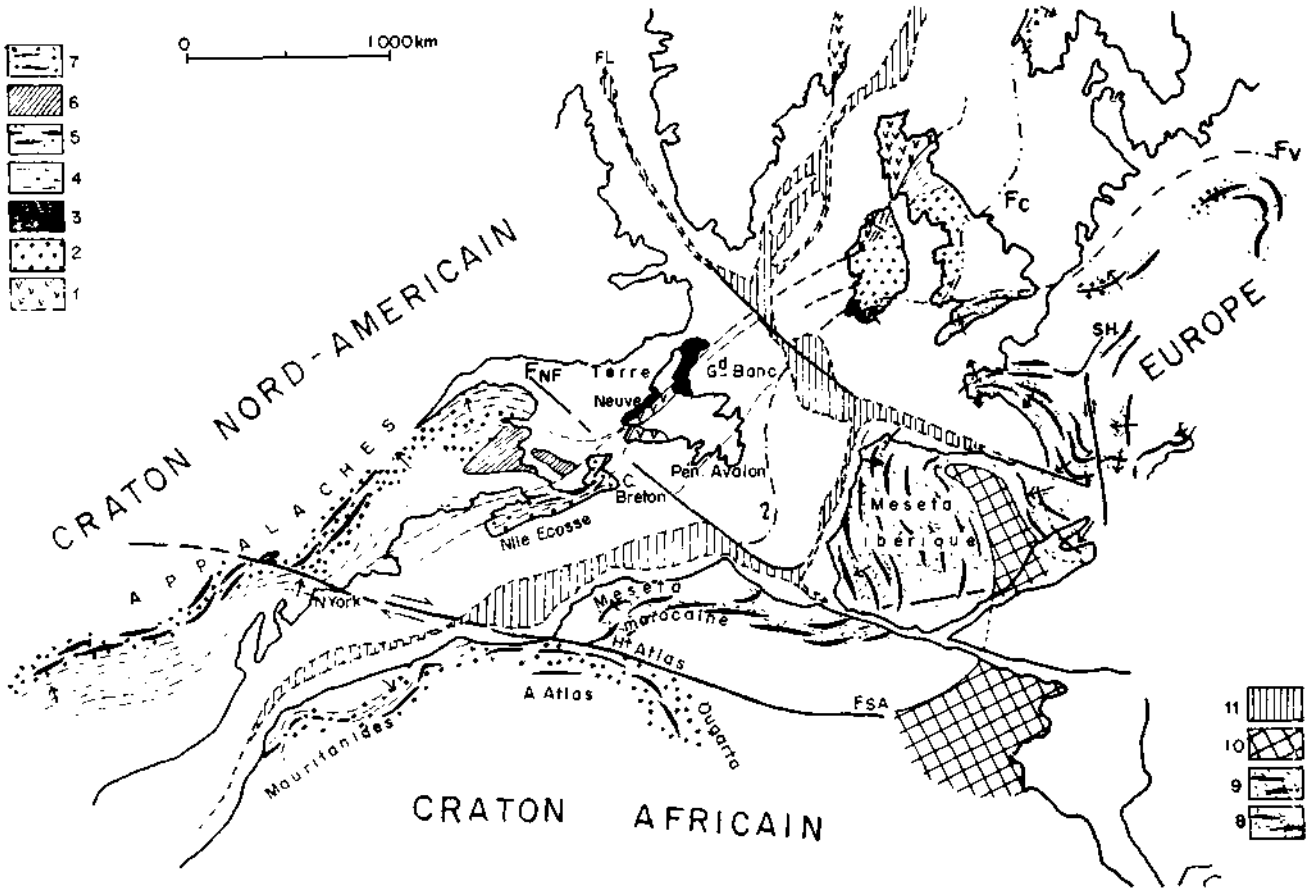


FIG. 207 — Un essai de reconstruction des orogènes paléozoïques avant l'ouverture de l'Atlantique (Bard & *al.*, 1970-71, prolongement du décrochement sud-atlasique vers l'Ouest d'après Mattauer & *al.*, 1972).
Orogène calédono-hercynien : 1 : Plissements du Cambrien supérieur et du début de l'Ordovicien (470-480 Ma). 2 : Plissements du Silurien supérieur (taconiques) (430-450 Ma); 3 : Klippes taconiques; 4 : Plissements du Dévonien moyen (acadiens) (350-380 Ma); 5 : Plissements post-westphaliens (orogène Alleghany à 250 Ma); 6 : Carbonifère moyen non déformé; 7 : Chaîne d'Ougarta : déformations post-Stéphanien inférieur; 8 : Plissements hercyniens précoces post-Dévonien moyen ou supérieur et anté-Viséen (bretons); 9 : Plissements hercyniens tardifs post-Westphalien B et anté-Stéphanien (asturiens); 10 : Dépôts carbonifères marins à Fusulines.
N.B. : Les flèches indiquent les sens de déversement des structures.
Autres symboles :
11 : Zones lacunaires dans la reconstitution de Bullard sensiblement modifiée en ce qui concerne la position de la péninsule Ibérique (limites du plateau continental à 500 brasses).
FC : Front des Calédonides
FV : Front des Variscides
FL : Faille du Labrador-Biscaye
FNF : Faille du Sud de Terre-Neuve
FSA : Faille sud-atlasique
SH : Faille du sillon houiller.

Mais si les socles s'ajustaient si étroitement à la fin des plissements paléozoïques, les chaînes étant grossièrement parallèles aux limites des deux blocs, il fallait qu'ils fussent écartés avant ces plissements et séparés par un « Proto » — ou « Paléo-Atlantique ». L'idée de J.T. Wilson (1966), reprise par Bird & Dewey (1970), est que ce « Paléo-Atlantique » résulta d'une déchirure dans un socle d'abord continu, puis se referma en passant par divers avatars. Un « film » très hypothétique du phénomène a été schématisé par P.E. Schenk (1971) de la façon suivante (fig. 208), film dont H. Hollard & J.-P. Schaer (1973) ont souligné les imperfections (il faut le prendre comme un premier essai). J. Rodgers (1972) envisage d'une façon assez analogue la fermeture des sillons océaniques qui encadraient la chaîne insulaire avalonienne, avec subduction de leur

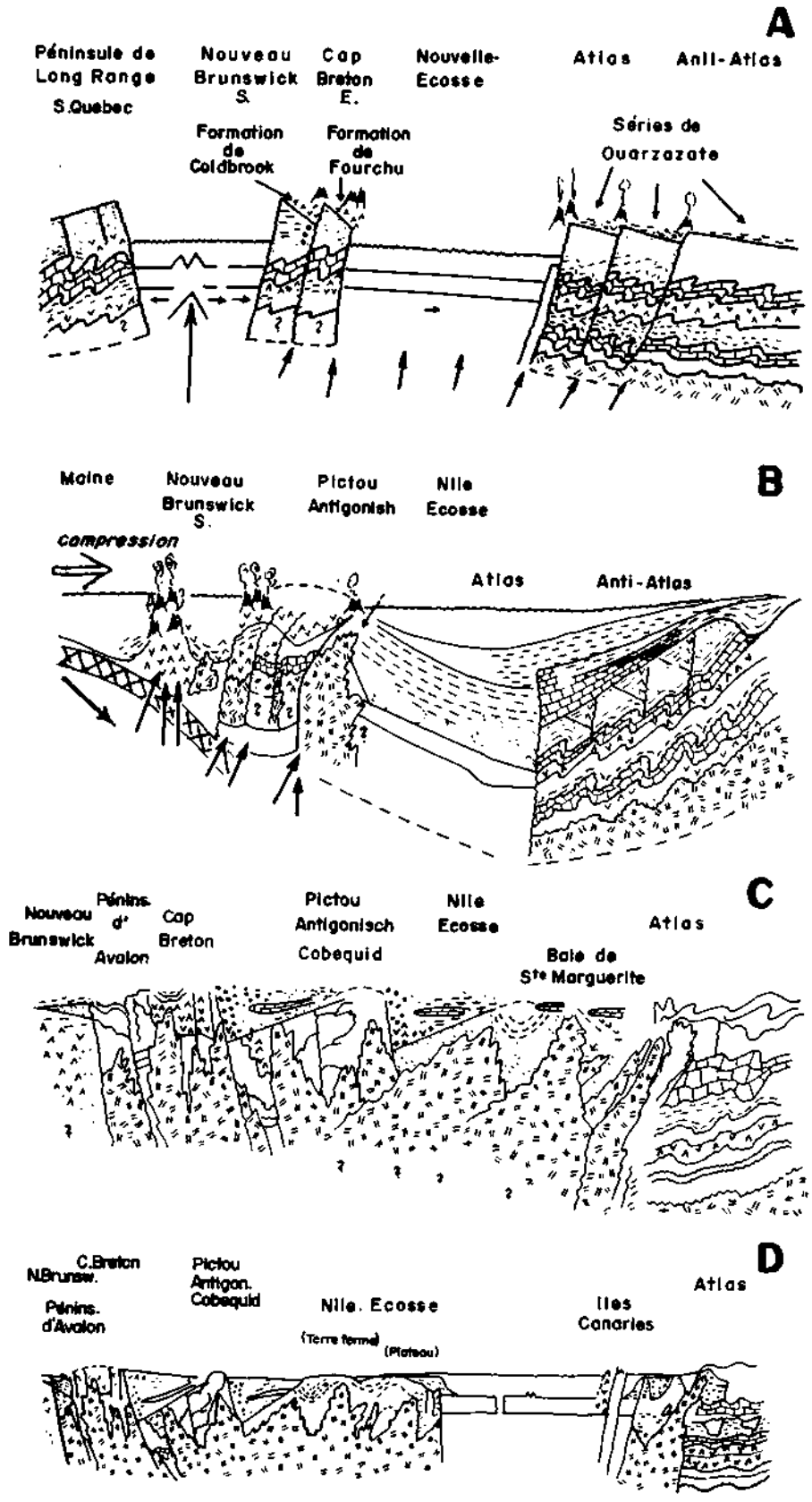


FIG. 208 — Quelques étapes de l'évolution de l'Atlantique Nord et de ses marges, d'après **Schenk (1971)**.
A : Après la dernière grande orogenèse précambrienne, accumulation de molasses volcanisées (arcs insulaires du Précambrien supérieur - Infracambrien inférieur), début de l'ouverture du Paléo-Atlantique.
B : Orogenèse taconique; compression affectant surtout les « micro-continents » marginaux.
C : Fin du Carbonifère : cicatrisation complète du Paléo-Atlantique; dépôt molassiques continentaux.
D : Réouverture mésozoïque, naissance de l'Atlantique.

croûte au cours des diverses phases paléozoïques (notamment « taconique » = de l'Ordovicien supérieur et « acadienne » = du Dévonien inférieur-moyen). La fermeture peut n'être pas simultanée du Nord au Sud de la suture : divers modèles sont proposés, sur des bases encore insuffisantes, ce qui en fait plutôt des hypothèses de travail (Dewey & Kidd, 1974 ; Riding, 1974 ; Graham & *al.*, 1975).

Soulignons que cette reconstitution concerne le seul Atlantique septentrional et central : l'Amérique du Sud et l'Afrique sont restées accolées durant le Paléozoïque, à l'intérieur du « Gondwana ». C'est ce qui a permis aux glaciations ordoviciennes puis dévono-carbonifères d'y prendre tant d'ampleur (fig. 209). Leur séparation n'interviendra qu'au Jurassique.

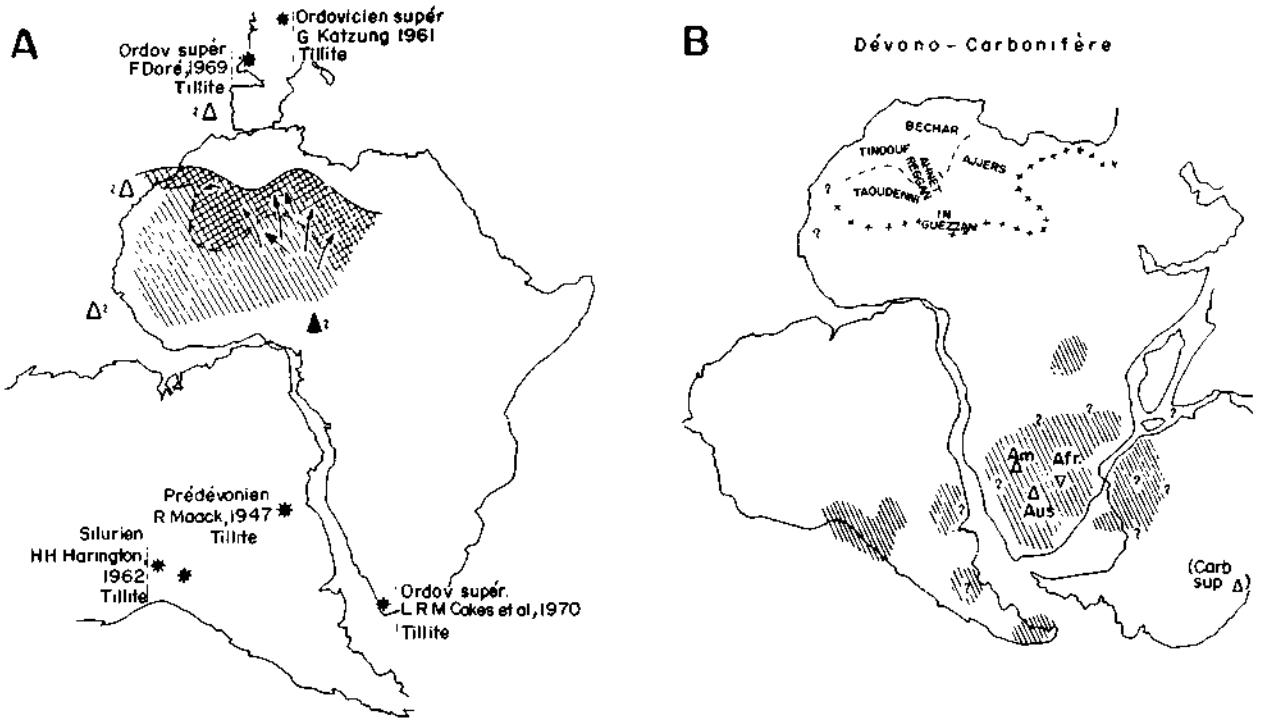


FIG. 209 — Les glaciations de l'Ordovicien supérieur (A) et du Dévono-Dinantien (B) dans le bloc continental gondwanien, respectivement d'après Beuf & *al.* (1971) et Fabre & Moussine-Pouchkine (1971).
Hachures : Extension reconnue des inlandsis. *Hachures croisées* (A) : marge fluctuante de l'inlandsis saharien. *Flèches :* direction d'écoulement de ses glaces. *Astérisques :* tillites probables hors du Sahara (voir aussi Arbey & Tamain, 1971 pour l'Espagne du Sud). *Triangle plein :* pôle des glaces ordoviciennes. *Triangles vides :* pôles magnétiques; en B : 3 pôles, déterminés d'après les échantillons d'Afrique, d'Amérique latine et d'Australie. *Limite en tirets* (B) : régression strunienne; *en croix :* transgression néoviséenne.
Au Carbonifère supérieur, le pôle prend la position australienne indiquée; les inlandsis se développent vers l'Est.

6.1.2. Les mouvements des plaques depuis le début du Secondaire

S'agissant du Maroc, on doit s'interroger sur l'époque à laquelle débuta l'*ouverture de l'Atlantique Nord*. Pour G. Choubert & *al.* (1971), la présence de Trias continental tant au Maroc qu'en Nouvelle-Ecosse indique au moins dans ce secteur une ouverture post-triasique, apparemment liasique. A. Hallam (1971) admet aussi que la mer ne s'installa qu'avec le Lias inférieur-moyen. En fait, on a noté (§ 3.6.4) que dès le Trias supérieur, des dépôts marins s'étalent sur la plus grande partie du Maroc : non seulement dans le Rif (faciès calcaires), mais aussi dans le Moyen-Maroc, sous des faciès généralement salifères, parfois carbonatés de faible profondeur.

De plus, c'est au Trias supérieur que se généralisent l'épanchement fissural des basaltes et l'injection d'innombrables dykes sur les deux rives de l'Atlantique (fig. 210 A). On peut donc avancer que dès cette époque un premier « chenal » marin est installé par distension crustale, réalisant une sorte de « stade Mer Rouge » de l'ouverture de l'Atlantique central (cf. X. Le Pichon,

1971). C'est également à 200 Ma (Trias moyen) que Philips & Forsyth (1972) font débuter la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique ; l'utilisation des mesures de paléomagnétisme sur les laves (et certains sédiments) des divers âges sur les continents bordant l'Atlantique permet à ces auteurs de préciser les paléolatitudes et attitudes de ces continents aux diverses étapes de leur déplacement (fig. 212).

L'ouverture de la partie septentrionale de l'Atlantique Nord semble plus récente (surtout crétacée et tertiaire) que celle de la partie méridionale, ce qui s'accorde avec l'existence de fractures transverses importantes (fig. 211 A). Parmi celles-ci,

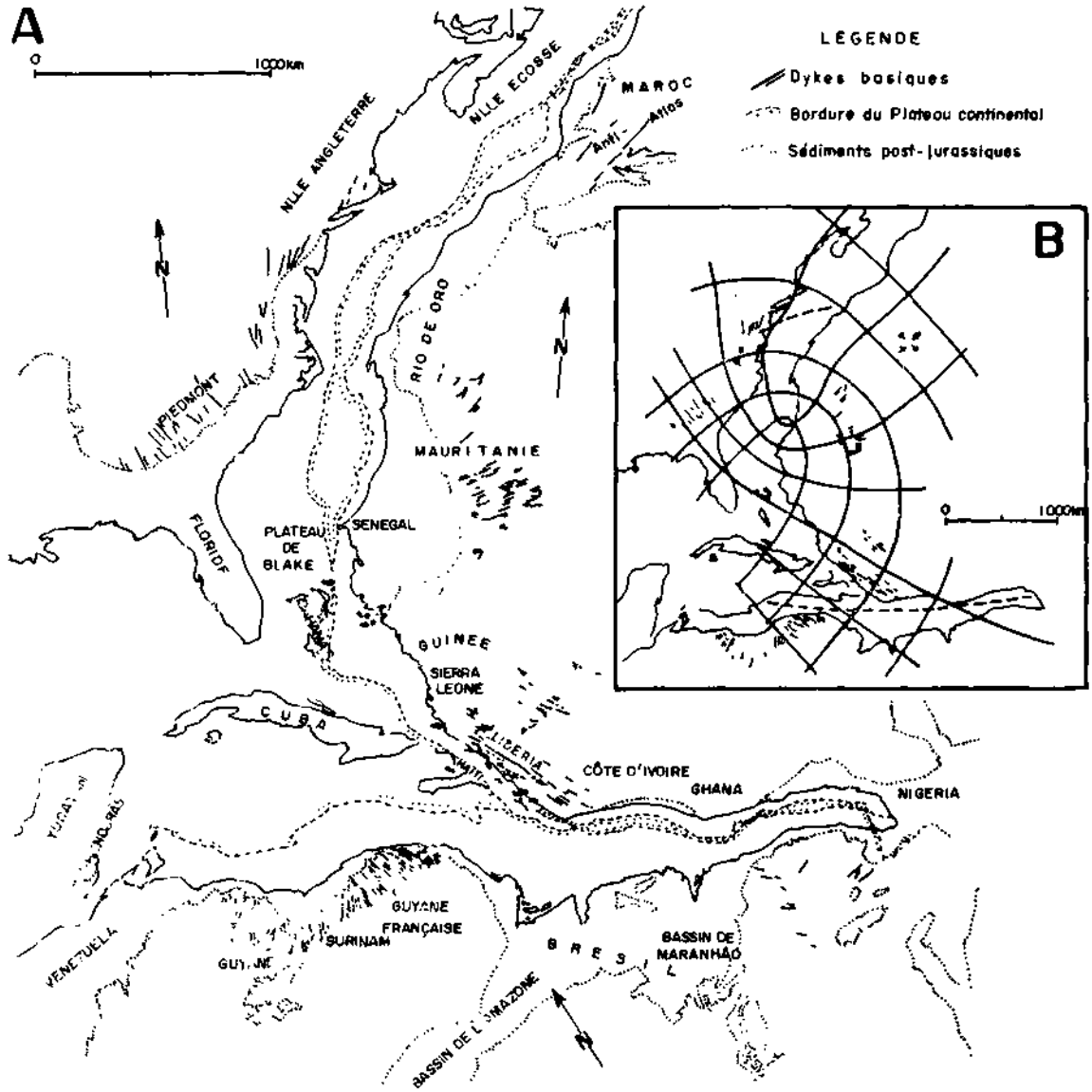


FIG. 210 — Les dykes doléritiques d'âge (permo)-triasico-jurassique de part et d'autre de l'Atlantique moyen d'après May, 1971 (complété pour le Maroc d'après Hailwood & Mitchell, 1971 et la carte géologique; âge des dolérites du Mali : voir Lay & Reichelt, 1971).
A : Disposition des dykes sur les marges des continents; ceux-ci sont remis dans leur agencement supposé avant la dérive mésozoïque.
B : Le réseau des contraintes triasico-jurassiques déduit de cette disposition. Les lignes perpendiculaires aux tensions maximums sont convexes vers le Sud; celles qui sont perpendiculaires aux compressions maximums, vers le Nord. Tiretés : décrochements possibles. L'ensemble résulterait de mouvements du manteau supérieur déclenchant l'expansion du futur océan Atlantique (un « point chaud » du manteau : cf. Dietz & Holden, 1973).

la Faille des Açores put jouer un rôle important dans les déplacements réciproques des Mésétas marocaine et ibérique. Plus généralement, les différences dans l'âge et aussi dans l'orientation des glissements des plaques Afrique et Europe pendant l'expansion atlantique retentissent sur l'*histoire du bassin méditerranéen* et des orogènes cénozoïques qui l'ourlent (fig. 211 B ; voir Vogt & *al.*, 1971 ; Ryan & *al.*, 1970 ; Glangeaud & *al.*, 1967 à 1971 ; Smith, 1971).

Une rotation sénestre de l'Afrique (dans le sens inverse des aiguilles d'une montre) l'amène à affronter l'Europe plus tôt et plus intensément à l'Est qu'à l'Ouest (Dietz & Holden, 1970). Les fragments méridionaux de l'Europe que sont la Péninsule ibérique, l'ensemble corso-sarde, les Alpes du Sud, subissent aussi des rotations sénestres — si l'on en croit notamment les données paléomagnétiques — combinées à des coulissages. Mais la reconstitution détaillée de ces mouvements prête à bien des discussions. Le bloc ibérique a-t-il tourné de 35° ou seulement de 15° (Mattauer & Séguret, 1971) ? a-t-il ripé, au long des Pyrénées, suivant un décrochement dextre (Mattauer, 1968 ; Matte, 1968) ou sénestre (Le Pichon & *al.*, 1970 ; Bard & *al.*, 1971), et à quelle période ? Dewey & *al.* (1973) ont ainsi pu proposer une reconstitution générale, encore largement hypothétique, des mouvements des blocs majeurs et mineurs de tout le système alpin périméditerranéen, d'après les concepts de la tectonique des plaques.

Tel est le cadre, encore bien mal connu, dans lequel s'inscrit l'histoire géologique du Maroc ; tels sont en bref les mouvements généraux de l'écorce qui ont sans doute joué un rôle déterminant dans la succession, ici, des orogenèses.

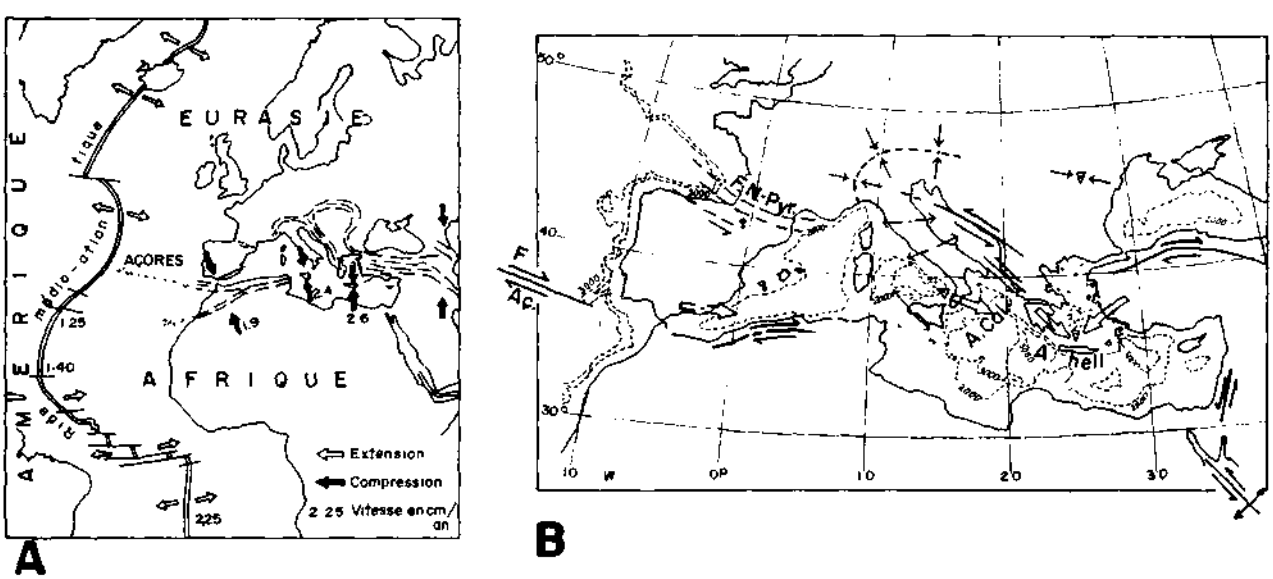


FIG. 211 — L'expansion atlantique et la tectonique du bassin méditerranéen.

A : Mouvements relatifs actuels des plaques lithosphériques, selon Le Pichon, 1968 (repris par Ninkovich & Hays, 1972).

B : Le champ sismo-tectonique actuel en Méditerranée, les décrochements et sutures majeures, selon Ritsema, 1969 et Le Pichon & *al.*, 1970 (faille transformante des Açores; *F.N.-Pyr.* : Faille nord-pyrénéenne.

6.2. L'EVOLUTION PRECAMBRIENNE DU MAROC

De 3000 (?) à 550 Ma (âges approximatifs en millions d'années).

Les données dont on dispose sur cette période sont extrêmement fragmentaires, surtout au Nord de la ligne sud-atlasique ; beaucoup sont en cours de révision, aussi ce paragraphe sera-t-il bref.

Dans le *Sud marocain*, des « boutonnières » ouvertes par l'érosion dans la couverture paléozoïque plissée font affleurer assez largement le Précambrien (fig. 3 et carte h.-t.). On y reconnaît

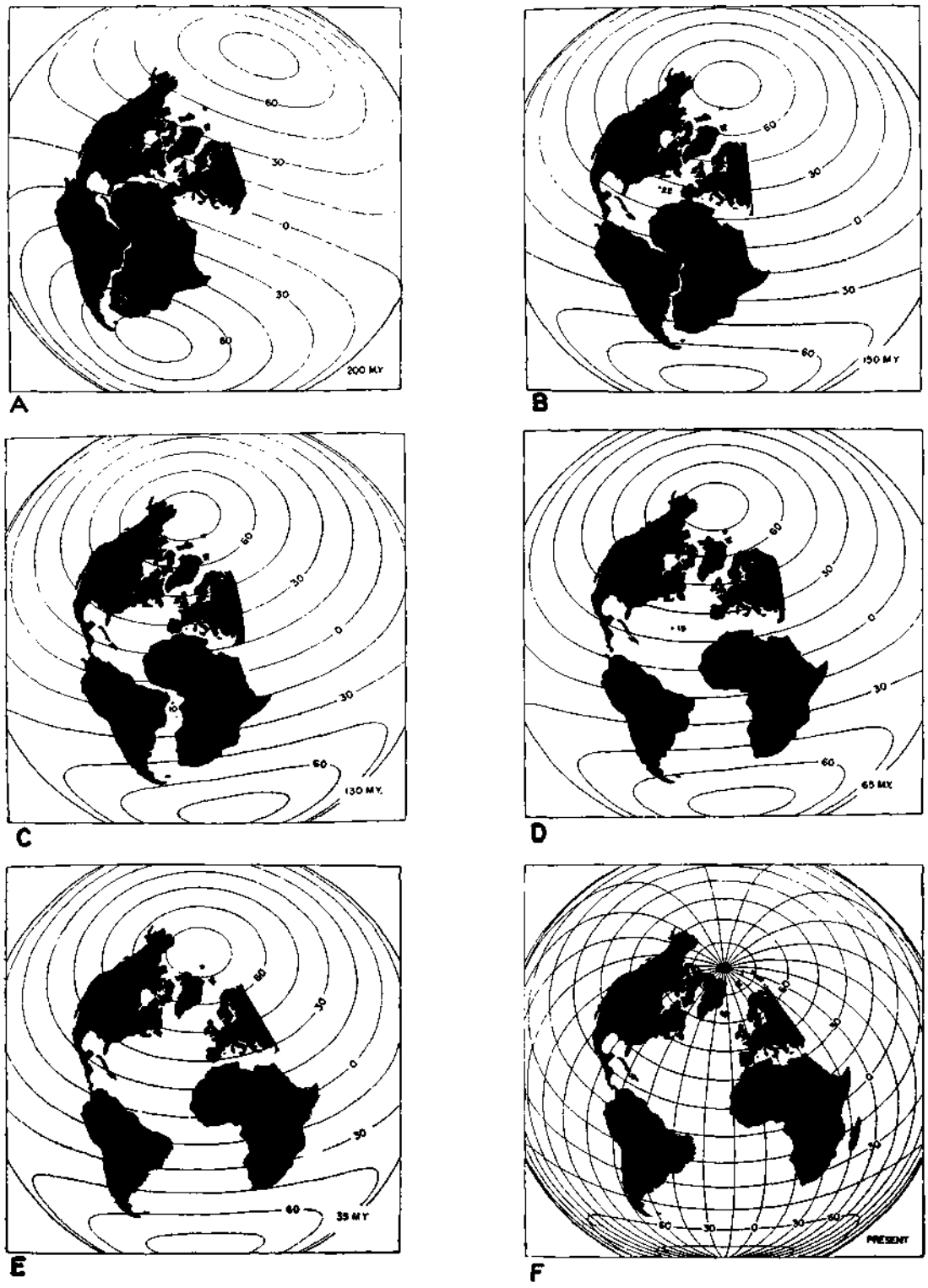


FIG. 212 — Les mouvements des continents bordant l'Atlantique depuis 200 millions d'années d'après les données du paléomagnétisme (Phillips & Forsyth, 1972). Ces cartes montrent les paléolatitudes, en petits cercles tracés autour du pôle moyen de l'époque (ceux des âges 130 Ma et 65 Ma sont interpolés); l'étoile indique le pôle géographique actuel.
A : Trias moyen; B : Jurassique sup.; C : Crétacé inf.. D : Paléocène; E : Oligocène; F : Actuel.

la trace d'orogenèses superposées, dont la succession exacte est encore difficile à préciser.

Le matériel le plus ancien, et en général aussi le plus métamorphique, paraît bien procéder d'une croûte continentale archéenne, vieille de quelque 3 milliards d'années, totalement reprise (ou quasi) dans des événements tectoniques et métamorphiques plus « jeunes », c'est-à-dire relevant seulement d'un Précambrien ancien : 2 milliards d'années environ. On interprète ainsi le « Précambrien I » et l'ex- « Précambrien 0 » comme des fragments du Craton de l'Ouest africain, qui affleure largement plus au Sud dans le Bouclier R'guibate (carte h.-t.).

Là, ainsi que sous le bassin de Tindouf qui s'étale à son bord nord, cette croûte ancienne est restée stable, rigide, jusqu'à nos jours. Par contre, dans l'Anti-Atlas et notamment dans ses parties septentrionales et centrales, cette croûte a été engagée dans une « zone mobile », dont l'orogenèse (mono- ou polyphasée) s'est essentiellement déroulée, semble-t-il, à la fin du *Précambrien supérieur* et au *tout début du Cambrien*. C'est l'interprétation du « Précambrien II » *s.s.* et du « Précambrien II-III » (Anti-Atlasides) comme segments de la chaîne pan-africaine, édifiée vers 650-550 Ma et contemporaine (voisine aussi) des chaînes avalonienne, briovérienne, etc. (voir fig. 27 et 207). Les molasses rouges discordantes et le volcanisme subséquent acide constituent le « Pr. III » ou *Infracambrien inférieur*, mais des faciès analogues existent déjà dans le « Pr. II-III » plissé.

Cette période du Précambrien terminal-Eocambrien est enfin caractérisée par un climat très froid et humide. Des *glaciations* répétées ont été bien identifiées sinon au Maroc, du moins plus au Sud, dans les séries sahariennes et voltaïques de cet âge, ainsi que, chose remarquable, dans le Précambrien supérieur de Terre-Neuve.

Dans le Maroc atlasique et mésétien s'étendait probablement, à l'aube du Paléozoïque, une croûte continentale de nature analogue à celle de l'Anti-Atlas. Les seuls affleurements de ce socle sont ceux du Haut Atlas occidental (Ouzellarh, etc.) et oriental (Tamlelt) et ceux, très exigus, de Méséta (El-Jadida, J. Hadid...), mais les indices indirects sont nombreux.

Vers le futur domaine rifain, ce même socle se prolongeait probablement sous une partie de l'actuel sillon externe. Mais au-delà ? On ne retrouve de Précambrien probable que dans les nappes septentrionales des Sebtides (et dans leurs homologues des Cordillères bétiques). L'importance des péridotites et le métamorphisme catazonal lui confèrent un caractère particulier : peut-être s'agit-il de fragments du manteau, déformés lors d'une orogenèse du Précambrien supérieur.

6.3. L'EVOLUTION PALEOZOIQUE DU MAROC DE 550 A 250 (?) Ma

6.3.1. Le Paléozoïque ancien et les événements « taconiques » De 550 à 400 Ma

La période cambro-ordovicienne est occupée par les séquelles de l'orogenèse pan-africaine : volcanisme subséquent, sédimentation surtout détritique dans une mer transgressive, vers le Sud-Est, sur les massifs sahariens. Hors du Rif, les terrains appartenant à cette période occupent plus de la moitié des affleurements paléozoïques indiqués sur la figure 2, surtout si on laisse de côté les vastes bassins houillers sahariens (Tindouf et Béchar).

On a déjà décrit les molasses grossières, les ignimbrites et les andésites de l'Infracambrien inférieur, peut-être déjà d'âge éocambrien. Par dessus se développe un *Infracambrien supérieur - Cambrien inférieur* où des calcaires abondants s'associent aux dépôts détritiques et volcaniques. Souvent dolomitisés et stromatolithiques, ces dépôts calcaires de mer subsidente mais peu profonde, s'accumulent surtout dans l'Anti-Atlas occidental, mais on en retrouve jusqu'en Méséta centrale. Peut-être correspondent-ils à la période de la planéité maximum de la surface infra-tassilienne au Hoggar (arrière-pays surbaissé) ? Le volcanisme, se manifeste surtout dans le Nord-Ouest du bassin, par des épanchements andésitiques et ignimbritiques.

Avec le *Cambrien moyen* (Acadien), on assiste à l'homogénéisation des faciès dans l'ensemble du Maroc africain. C'est une époque de transgression générale, qui s'étale jusqu'au Hoggar (Grès inférieurs des Tassilis internes). Dans le bassin marocain s'accumule une série schisto-greywackeuse, surtout épaisse au Nord-Ouest ; des grès et quartzites la couronnent. Faciès et faune trilobitique sont en accord avec l'idée d'une mer téthysienne et l'on note aussi des correspondances avec les faunes « atlantiques » du Sud-Est appalachien.

Vers la fin de cet étage, une régression découvre sans doute l'essentiel d'une plate-forme sous-marine apparemment peu profonde. Des dépôts

d'âge *cambrien supérieur* n'ont jamais été observés même dans l'Anti-Atlas, et l'Ordovicien basal manque en général. Cette épeirogenèse probable peut être rapprochée de la « phase sarde ».

L'*Ordovicien* est avant tout détritique, l'alimentation du bassin marocain se faisant à partir de l'Ouest et du Sud-Est. La transgression s'étend durant le Trémadoc puis l'Arenig ; elle atteindra le Hoggar (Tassilis internes) et le Nord de la Dorsale R'guibate. Les « schistes » (pélites, silts) et les grès-quartzites, plus ou moins chenalisés, alternent. Les calcaires (Bryozoaires, Brachiopodes) sont rares ; du fer oolithique s'accumule à plusieurs niveaux. Les faunes (Graptolithes, Trilobites, Brachiopodes, Echinides) montrent, malgré des caractères particuliers, une grande affinité avec celles de Bohême, de la Montagne Noire, de Grande-Bretagne et de Scandinavie, donc des correspondances avec les faunes « atlantiques» des Appalaches internes (Sud-Est). Des schistes et greywackes attribuables à l'Ordovicien sont présents dans les nappes du Rif septentrional (*cf.* Llanvirn de Grande Kabylie).

Après une longue et monotone subsidence, au cours de l'Ashgill, le bassin ordovicien du Maroc enregistre les effets d'une *phase orogénique « taconique »* et de la *glaciation* qui l'accompagne. Ces effets sont surtout marqués dans le Sud, à proximité de la plate-forme saharienne qui émerge alors. Des planchers d'érosion sous-glaciaire, recouverts de dépôts de tillites et de varves, se rencontrent même dans la zone centrale de l'Anti-Atlas, zone la plus subsidente du Sud marocain ; sur les ailes nord-est et surtout sud-ouest, la discordance est importante. Dans tout le Moyen-Maroc et jusqu'à la région d'Oujda se rencontrent des dépôts « microconglomératiques » post-glaciaires, très caractéristiques. Une émersion semble les séparer des dépôts siluriens.

C'est le premier épisode calédonien, bien marqué. Il lui succède la grande transgression du *Silurien,* après une lacune plus ou moins brève selon le relief hérité des mouvements précédents. Transgression mondiale, glacio-eustatique : gonflée par la fonte des inlandsis et glaciers de montagne, la mer investit de larges domaines continentaux, gagnant jusqu'au Sud de la plate-forme saharienne, malgré les mouvements de remontée isostatique qui peuvent contrarier provisoirement son avancée. Les dépôts de cette période se retrouvent avec des faciès souvent analogues du Maroc à la Norvège et aux Appalaches. Les argiloschistes à Graptolithes s'observent partout au Maroc, y compris dans le Rif interne, associés à divers autres faciès, détritiques (Sud, Méséta) ou pélagiques (Rif).

6.3.2. Le début du Paléozoïque récent et les événements « acadiens »

De 400 à 360 Ma

Avec le début du Paléozoïque récent, au cours du *Dévonien inférieur,* se déroulent de *nouveaux épisodes calédoniens,* à mettre en parallèle avec les phases « ardennaise » ou « acadienne ».

Ils sont essentiellement marqués dans l'Ouest du Moyen-Maroc (Haut-Atlas occidental, môle côtier mésétien). Le Lochkovien y est transgressif, parfois sous le faciès de « Vieux Grès Rouges » conglomératiques (Talmakent), à moins que la transgression soit plus tardive : dans les Rehamna centraux, des conglomérats grossiers du Dévonien moyen (et inférieur à la base ?) reposent en discordance angulaire jusque sur le Cambrien. Un granite même a pu être mis en place durant cette période, celui de Rabat-Tiflet, dans des schistes et quartzites d'âge peut-être cambro-ordovicien ; on le retrouve en galets dans le Dévonien moyen-supérieur et son âge isotopique est proche de 415 Ma (Silurien inférieur). Au-dessus de ce « témoin » de chaîne calédonienne que constitue le môle des Sehoul, les premiers dépôts discordants sont des calcaires récifaux ou subrécifaux du Dévonien inférieur-moyen, sorte d'équivalent marin du faciès « Vieux Grès Rouges ».

Dans le Sud marocain, au Sud du décrochement nord-anti-atlasique (§ 2.5.2.5), il n'y a pas de discordance, mais une transgressivité du Lochkovien dans l'Est, des apports détritiques abondants dans l'Ouest et une régression à la fin de l'étage, accompagnée de volcanisme dans le Tafilalt.

Les mouvements se poursuivent jusqu'à la fin du Dévonien inférieur. Dans le Moyen-Maroc et jusque dans le Rif, l'Emsien et surtout le Dévonien moyen sont transgressifs et comportent nombre de calcaires récifaux, témoignant de larges zones de hauts-fonds. Les débris de végétaux terrestres sont fréquents dans l'Eifélien de la Méséta orientale, transgressif sur le Lochkovien à Touchchent. Dans le Sud, une province orientale (Tafilalt) accueille une sédimentation calcaire, d'épaisseur faible surtout là où s'édifièrent les pinacles récifaux (Hamar Laghdad) ; par contre la province occidentale se creuse pour accueillir des apports terrigènes importants : c'est la série cyclique des « Rich ». On

notera que beaucoup plus loin au Sud-Est, les Grès continentaux des Tassilis externes montrent aussi la trace de mouvements épeirogéniques répétés, exondant puis surélevant la plate-forme saharienne.

On voit qu'au total des mouvements relevant de l' « *orogenèse calédonienne* » sont bien reconnaissables au Maroc. Qu'il s'agisse de la « phase » de la fin de l'Ordovicien, ou de celle (ou celles) du début du Dévonien, ces phases de mouvements paraissent à peu près contemporaines de celles qui caractérisent la chaîne appalachienne « interne » (Sud-Est) ; elles méritent ainsi les qualificatifs de « taconique » et « acadienne ». Cette dernière (équivalent approximatif de la phase « ardennaise ») est particulièrement marquée dans l'Ouest mésétien et atlasique. Cependant, leur importance n'est pas telle, surtout à l'échelle du Maroc tout entier, que la série primaire se trouve coupée en deux ou trois étages structuraux très différents vis-à-vis de l'orogenèse hercynienne : c'est pourquoi on peut parler d'un cycle (majeur) calédono-hercynien.

Quant aux faunes, on note une dominance des faunes rhéno-ardennaises et bohémiennes, surtout au cours du Dévonien inférieur : ce sont les mêmes que dans la province « atlantique » des Appalaches internes (Nouvelle-Ecosse). Les faunes américaines pénètrent soudainement au Maroc à la fin du Dévonien inférieur.

6.3.3. Le milieu du Paléozoïque récent; phases précoces de l'orogenèse hercynienne

De 360 à 340 Ma

Au cours du *Dévonien supérieur* et surtout à partir du Frasnien supérieur-Famennien inférieur, va se dessiner une paléogéographie en rides et sillons. Son plan général n'est pas encore connu avec précision.

Dans le Sud, un bassin subsident fonctionne en permanence vers l'Ouest (Plaines du Dra), cependant que vers l'Est interviennent des mouvements complexes entre Maïdère et Tafilalt. Ce dernier reste soulevé (émergé ou immergé) tandis que le Maïdère, après une brève émersion frasnienne, voit s'accumuler un flysch famennien de 2 000 m. Le Famennien supérieur arrive en discordance jusque sur l'Ordovicien (Tafilalt). Il n'est pas impossible qu'une certaine part du plissement de l'Anti-Atlas occidental se réalise alors.

En Méséta, une zone subsidente se reconnaît tout à l'Ouest (Oulad-Abbou) avec un Frasnien et un Famennien épais. Vers sa marge est, le haut-fond de Mechra-ben-Abbou se signale par la transgression d'un Famennien élevé sur le Dévonien moyen récifal ; peut-être se prolongeait-il vers l'Oued Cherrat, au Nord ? Plus à l'Est la zone de Sidi-Bettache semble avoir correspondu à un sillon ; il s'y développe des faciès flyschoïdes à conglomérats et brèches chaotiques. Des flyschs, des brèches, des faciès condensés (griottes et lumachelles) s'opposent également en Méséta orientale, et l'on retrouve des faciès comparables dans les nappes paléozoïques du Rif.

Le Famennien se termine par des épandages gréseux ou arkosiques généralisés, montant jusque dans le Strunien (Famennien terminal, couches de passage au Carbonifère). L'origine de ces éléments détritiques, qu'il s'agisse de sables ou de blocs (wildflysch), la bathymétrie des dépôts correspondants sont actuellement à l'étude. On remarquera la présence de basaltes en coussins dans certaines séquences de schistes à blocs d'âge dévonien supérieur ou tournaisien en Méséta septentrionale. Une intrusion famennienne de norite est signalée dans le domaine anti-atlasique oriental (Msissi).

Ainsi des *mouvements orogéniques* importants sont-ils intervenus surtout au cours du *Famennien ;* on peut les qualifier de phase « bretonne précoce » (ou « reussienne »). Les perturbations qu'ils provoquèrent dans la répartition et le faciès des dépôts, ne permettent guère d'apprécier leur effet tectonique en profondeur. On peut montrer localement que des plis furent alors réalisés (Tafilalt, Maïdère). Il est impossible d'affirmer que tous les plis anté-viséens, synschisteux ou non, relèvent de cette phase, car une ou plusieurs phases dinantiennes ont pu intervenir. Quant à la tendance régressive du Strunien, elle est peut-être seulement en rapport avec l'abaissement eustatique du niveau des mers, lié aux premières glaciations carbonifères du Gondwana.

Le Tournaisien et le Viséen inférieur vont généralement de pair. Dans le Sud, c'est une époque de transgression, mis à part un épisode régressif à la fin du Tournaisien. On ne peut pas mettre en évidence de discordance importante. Dans le Moyen-Maroc, les choses sont moins claires. On ignore en effet l'extension exacte que purent avoir les dépôts de cette période : d'une part la datation des séries flyscheuses d'âge néodévonien à néoviséen laisse souvent à désirer : d'autre part

des couches tournaiso-viséennes minces ont pu être déblayées avant la transgression néo-viséenne. A grande échelle, il semble qu'une paléogéographie en rides et sillons ait pu exister, en partie héritée de celle du Dévonien supérieur. Des mouvements tectoniques (*s.l.*) interviennent avant et surtout pendant cette période et jusqu'à son issue (émersion probablement précoce de la Méséta côtière : conglomérats rouges transgressifs du Viséen inférieur à l'Est de Rabat ; « molasses » et flyschs éo-viséens de la zone de Sidi-Bettache, conglomérats à la limite Viséen inférieur — Viséen supérieur dans l'Oued Akrech, etc.).

Cette tectonique « éocarbonifère » (éoviséenne ?), que l'on peut ranger sous l'étiquette « *phase bretonne* » (tardive ?), va cumuler ses effets avec ceux de la phase néodévonienne (éofamennienne), « *phase bretonne précoce* ». L'émersion puis l'érosion des vastes territoires sont réalisées, sur lesquels les dépôts du Viséen supérieur pourront transgresser ; la mer demeure seulement dans certains bassins subsidents : bassin des flyschs de la zone de Sidi-Bettache, partie nord du bassin de Tindouf...

Il est difficile de faire la part de l'une et de l'autre des « phases bretonnes » dans la structuration du Paléozoïque ancien des diverses régions du Maroc. Une hypothèse vraisemblable est d'ailleurs de leur supposer un déroulement continu. L'affinement des datations est nécessaire pour en décider.

Cette *structuration hercynienne antéviséenne* est importante au moins dans l'Est et le centre du Massif central. Dans le pays Zaïan, notamment, diverses coupes montrent un Viséen supérieur non schistosé (déformé seulement par de grands plis droits), discordant sur un Cambro-Ordovicien qu'une schistosité et des plis plus ou moins déversés affectent. Localement (J. Bouchot), la discordance se fait sur le Dévonien inférieur-moyen, affecté de plis probablement congénères bien que non schistosés. Une discordance sur le Dévonien supérieur, en cours d'étude dans le Nord de l'anticlinorium occidental, tend à montrer que cette tectonique « bretonne » est principalement infra- ou éoviséenne. Dans le pays Zaïan, ses directions sont essentiellement sub-méridiennes ; des décrochements importants jouent dès cette époque. Peut-être les plis de l'Anti-Atlas occidental ont-ils évolués aussi durant cette période (voir ci-après).

6.3.4. La fin du Paléozoïque et de l'orogenèse hercynienne

De 340 à 250 (?) Ma

6.3.4.1. *NEOVISEEN ET NAMURIEN DE 340 A 320 (?) Ma*

Au Viséen supérieur, la mer reconquiert, à partir des bassins permanents, la plupart des territoires émergés peu avant. Dans la zone mobile mésétienne et atlasique, les dépôts transgressifs d'âge viséen supérieur — calcaires récifaux, grès, conglomérats — arrivent jusque sur des terrains ordoviciens, en discordance angulaire accentuée. Dans les nappes paléozoïques du Rif, le Viséen supérieur est également transgressif comme il l'est dans le Nord du bassin de Béchar (Ben-Zireg). Enfin la mer s'étale largement vers le Sud, sur la plate-forme saharienne. Il est vraisemblable que cette transgressivité générale a au moins été aidée, sinon causée, par la fonte des inlandsis gondwaniens (fig. 209). Elle a peut-être débuté dès le Viséen inférieur, selon des études stratigraphiques en cours, dans le Nord du bassin de Béchar.

La transgression néoviséenne n'est pas le début d'une longue période de quiescence, de subsidence lente et régulière ; c'est plutôt un simple changement de décor au cours du « drame » varisque, qui continue à se jouer maintenant sous la mer.

Les zones où la sédimentation néoviséenne conserve un caractère épicontinental banal, molassique, sont relativement rares : bassin de Tindouf, ou encore marge du môle mésétien (Ben-Slimane). Le *faciès flysch* (*s.l.*) règne ailleurs, où les symptômes de tectonique synsédimentaire sont fréquents : récurrences conglomératiques, couches contournées, et surtout faciès chaotiques.

Ces « *wildflyschs* » ou olistostromes se développent surtout dans les zones orientales de l'orogène mésétien. Ils sont représentés jusqu'à la frange nord du bassin pré-saharien de Béchar (Ben-Zireg); leur formation résulterait ici du jeu de *failles sous-marines* au long de la ligne sud-atlasique. Mais d'autres olistostromes apparaissent vers la base de *nappes de charriage,* aux terrains desquelles ils empruntent une part de leurs éléments. C'est le cas sous la nappe des Jbilet orientales et sous celles de Ziar-Mrirt, peut-être aussi dans la région d'Oujda. On voit là un indice de ce que ces nappes se sont déplacées par glissement sous-marin, du moins vers la fin de leur mouvement, descendant dans une zone encore subsidente du bassin des flyschs à partir d'une zone naguère subsidente mais maintenant surélevée, peut-être émergée.

La nappe de Khénifra, bien qu'aucun olistostrome ne lui soit associé, semble pratiquement contemporaine de ses voisines de Ziar-Mrirt. Par sa structure interne, elle révèle l'importance des *plissements et cisaillements* dans la zone d'origine de de ces charriages. Ces nappes paraissent toutes avoir glissé vers le N-NW. Leur zone radicale, cordillère sous-marine ou émergée, se situait donc au Sud-Est de leur position actuelle, c'est-à-dire quelque part sous le Moyen Atlas (?). Notons qu'à l'extrémité nord-est de celui-ci, les « schistes de Debdou et du Mekkam » pourraient constituer un témoin de cette cordillère.

L'âge de ces phénomènes tectoniques et tectono-sédimentaires n'est autre que celui des flyschs impliqués, c'est-à-dire *néoviséen tardif, à éonamurien,* encore que le Namurien n'ait été caractérisé que localement au sommet des flyschs mésétiens. Il s'y ajoute des phénomènes volcaniques.

Le *volcanisme initial* le plus typique est celui qui se manifeste dans le Sud de la Méséta occidentale, à l'Ouest de la zone des nappes. Des coulées sous-marines, des tufs pyroclastiques associés à des jaspes, des sills se mettent en place dans le flysch néo-viséen (et namurien ?). Leur composition est essentiellement basaltique, rarement rhyolitique : ce sont les roches vertes du J. Sarhlef (mines de Kettara dans les Jbilet), de la Gada Jenabia (Rehamna nord) et probablement les amphibolites des Rehamna centraux (faciès très métamorphiques), à caractère spilitique, et les kératophyres (ou porphyroïdes) associés.

Au Nord-Est, le flysch néo-viséen de Jerada montre également un volcanisme important, mais plutôt de type *synorogénique*. La composition des coulées, brèches et tufs est ici plus acide, de type andésitique. Cette « contamination sialique » relativement accentuée est probablement en rapport avec la tectonique néoviséenne synmétamorphique particulièrement active ici : le flysch volcanisé néoviséen repose en effet sur des « schistes de Debdou et du Mekkam » épimétamorphiques, dont l'âge est éo- ou néo-viséen.

On voit donc l'importance de la tectonique d'âge néo-viséen à tardi-viséen, qui semble gagner progressivement tout le Moyen-Maroc, d'Est en Ouest, durant la fin du Viséen supérieur — et peut-être à l'aube du Namurien. Evolution complexe — et mal connue — où la tectonique ménageait encore de larges bassins sédimentaires marins. A l'issue de ce que l'on peut appeler la « *phase tardi-viséenne* » — phase « sudète précoce » — tout le Moyen-Maroc se trouve au sec. La mer est reléguée tout à l'Est : on connaît tout le *Namurien* dans le « Culm » de Jerada, alors qu'il n'est que localement daté dans le domaine atlaso-mésétien.

La régression vers l'Est caractérise, approximativement à la même époque, le Sud marocain. On voit la mer quitter le bassin de Tindouf au cours du Namurien (paléosol et grès fluviatiles namuriens, au-dessus de couches marines du Namurien inférieur), tandis qu'elle demeure, avec néanmoins des périodes d'émersion dans le bassin de Béchar. Il se peut que se soient alors conjugués la tectonique et le glacio-eustatisme. La réinstallation des inlandsis dans le Sud du Gondwana a pu faire baisser à cette époque le niveau général des mers. Mais l'orogenèse a joué son rôle du moins dans la zone mobile, peut-être même sur la plate-forme saharienne — ce qui expliquerait la dissymétrie de la régression entre l'Ouest et l'Est.

6.3.4.2. *DU NAMURIEN AU PERMIEN DANS L'OUEST DU MOYEN-MAROC*

DE 320 A 250 (?) Ma

Une tectonique du Carbonifère supérieur et du Permien succède à celle dont on vient de parler. Sa chronologie est difficile à préciser : les repères stratigraphiques se font rares dans la chaîne en grande partie émergée. On l'étudiera d'abord dans le centre et l'Ouest du Moyen-Maroc : *Méséta et Haut Atlas occidental,* où la tectogenèse néo-carbonifère a été la plus vive.

En *Méséta orientale,* on peut montrer qu'après la mise en place « tardi-viséenne » des nappes, intervient une tectonique de plis sub-méridiens à NE-SW, synschisteux dans certains secteurs, et accompagnés et suivis de décrochements. Il s'agit là d'un serrage général du bâti mésétien, bien marqué aussi en *Méséta centrale* et assorti d'un réchauffement plus ou moins accentué d'un secteur à l'autre. A l'issue de cette évolution, se met en place tout un essaim de granites intrusifs, tardi- à post-tectoniques. Les uns s'arrêtent dans la base de la série primaire (Oulmès), les autres, plus hardis (et tardifs ?), grimpent jusque dans le flysch (Ment).

La *Méséta occidentale et son prolongement haut-atlasique* connaissent une évolution assez analogue et probablement contemporaine, mais où le réchauffement syn- et tardi-tectonique peut prendre des proportions considérables. Il détermine, au long d'un « couloir de déformation » subméridien, un métamorphisme atteignant par « ta-

ches » le faciès amphibolite à almandin et staurotide (J. Tichka, Rehamna centraux), avec localement sub-faciès à disthène (Rehamna). Ce « couloir » contraste avec un « môle » peu déformé, qui s'étend plus à l'Ouest, le « môle côtier mésétien » ; dans la région casablancaise, où sa structure est particulièrement rigide, le Cambrien lui-même n'est pas schistosé. Cette disposition structurale a probablement une origine ancienne, peut-être calédonienne. C'est dans les flyschs de ce couloir que les roches vertes néo-viséennes prennent quelqu'importance. Après les plissements et coulissements de la tectonique paroxysmale (postérieure à ces flyschs), après la montée des fronts thermiques tardi-tectoniques (« taches » de haut degré de métamorphisme), les structures du couloir et de la marge du môle ont été poinçonnées par plusieurs intrusions granitiques. L'idée d'un couloir unique peut cependant être remplacée par celle de deux couloirs, l'un sub-méridien, au bord du môle côtier, l'autre ENE-WSW, au bord de la plateforme africaine (fig. 213-214).

La datation de ces étapes orogéniques peut s'appuyer d'une part sur les rares dépôts molassiques conservés, d'autre part sur quelques mesures géochronologiques.

La tectonique de serrage synschisteux paraît antérieure au *Westphalien supérieur*. Une flore de cet âge caractérise en effet le « terrain de Sidi-Kassem », série conglomératique rouge discordante sur tous les terrains du Silurien au Viséen, dans le Massif central. Les conglomérats de Mechra-ben-Abbou pourraient en être les équivalents méridionaux. La tectonique qui les précède est donc « namuro-westphalienne », sans qu'on puisse préciser le délai qui la sépare de la phase précédente, « tardi-viséenne ». Toutes deux sont peut-être assimilables à des épisodes « sudètes », respectivement précoces et tardifs. Mais les derniers pourraient se rapprocher de la « phase de l'Erzgebirge » ou plutôt, comme on va le voir, se rattacher à une « *phase asturienne précoce* ».

En effet, la molasse du Westphalien supérieur est à son tour déformée par des plis assez accentués et des failles. Cette déformation est peut-être la même que certains plis secondaires qui déforment les schistosités antérieures. Les granites achèvent alors leur mise en place et se figent peu après. Or ces déformations et la granitisation sont antérieures à un nouvel épandage molassique, toujours continental, daté du *Stéphano-Autunien*. En effet, les molasses de cet âge (Khénifra, Ida-ou-Zal, etc.) sont sensiblement moins déformées que les précédentes et contiennent des galets de granite, jusque là absents. On peut donc considérer que ces épisodes tectoniques et pétrogénétiques se sont déroulés entre le Westphalien terminal et un certain niveau du Stéphanien, et les rassembler sous le nom de phase « westphalo-stéphanienne », ou « *phase asturienne* » *s. str.*

Dès lors, si l'on admet la filiation serrage synschisteux — fronts thermiques tardi-tectoniques — granites intrusifs, cette « phase asturienne » est probablement plus proche, dans le temps, de la phase namuro-westphalienne que celle-ci de la phase tardi-viséenne. C'est ce qui inclinerait à qualifier la phase namuro-westphalienne de « phase asturienne précoce » plutôt que de phase « sudète tardive » ou « Erzgebirge ».

La tectonique asturienne *s. str.* n'est pas la dernière phase hercynienne de la Méséta : les molasses stéphano-permiennes sont affectées par des failles et des flexures parfois déversées (Chougrane, Khénifra) qui n'intéressent pas le Trias supérieur transgressif, base de la couverture secondaire. Ces mouvements hercyniens tardifs peuvent dater du *Néo-permien* ou du *Trias inférieur*. L'âge le plus ancien (« phase saalienne » ?) est le plus vraisemblable. Il pourrait marquer le début d'une sédimentation détritique dans les zones internes rifobétiques. L'érosion des montagnes hercyniennes, entamée dès leur émersion au début du Houiller, poursuivie alors que plissements et granitisation affectaient les tréfonds, va se parachever avant le Trias supérieur.

6.3.4.3. *L'EST ET LE SUD DURANT LA MEME PERIODE*

DE 320 A 250 (?) Ma

Dans l'Est du Moyen-Maroc, la tectogène néo-carbonifère — autant qu'on le sache — commence plus tard que dans l'Ouest. La mer est présente en tout cas dans le bassin de Jerada jusqu'au Westphalien inclus. Des couches de cet âge succèdent au flysch namurien avec un faciès molassique de bassin houiller paralique. Le plissement (synschisteux localement) n'intervient qu'après, ainsi que la granitisation. En somme, seule la phase asturienne *s. str.* paraît ici représentée, la phase plus précoce faisant défaut.

Dans les zones internes du Rif (Ghomarides, comparables aux Malaguides) peut-être le plissement post-viséen est-il de même âge, voire plus tardif ? On décrit localement une forte discordance angulaire à la base du Permien détritique polychrome (Néo-permien ?). Quelques âges isotopiques de 280-300 Ma ont été relevés dans les schistes des unités sebtides sous-jacentes.

Quant au Sud marocain il montre, comme le Moyen-Maroc, une dualité structurale vis-à-vis de l'évolution hercynienne récente : la tectonique paraît plus jeune à l'Est qu'à l'Ouest. Néanmoins, tout ce domaine est séparé du Moyen-Maroc par un décrochement hercynien majeur, « nord-anti-atlasique », voisin de la « ligne sud-atlasique ».

Le secteur oriental est caractérisé par la permanence de la mer jusqu'au Westphalien supérieur dans le bassin de Béchar. Au-dessus des séries houillères paraliques, le remplissage du bassin se termine par des couches continentales du Stéphano-Autunien. Les plis qui affectent ce bassin sont très tardifs, permiens ou triasiques. Sur les marges du bassin, frange sud-atlasique au Nord, Ougarta à l'Ouest, ils ont pu commencer leur évolution un peu avant, au début du Stéphanien. Localement ils déforment des charriages post-namuriens.

La limite nord de ce secteur oriental est difficile à caractériser, du fait de la sédimentation et de la tectonique atlasique. Elle semble marquée par diverses failles et plis parallèles à la « ligne sud-atlasique ». Les plis NW-SE qui caractérisent l'Ougarta viennent buter sur cette limite et ne se retrouvent pas en Méséta. On a déjà noté le jeu probable de cet accident durant la sédimentation néo-viséenne.

Le plissement de l'Anti-Atlas occidental paraît plus ancien que celui du secteur oriental, mais l'absence de Dinantien dans la zone plissée gêne la datation. Il s'agit de plis sub-méridiens à NE-SW, généralement droits et peu schistosés, affectant le Primaire jusqu'au Dévonien moyen inclus (les Rich). Ces plis ont la direction et le style des plis post-viséens communément rencontrés en Méséta occidentale, et on pourrait penser qu'ils sont contemporains. En fait ils ne les prolongent pas.

Un décrochement majeur, nord-anti-atlasique ou du Tizi-n'Test, juxtapose brutalement les plis « jurassiens » de l'Anti-Atlas et le couloir (*s.l.*) de déformation Haut Atlas — Méséta occidentale, métamorphique et granitisé. Le rejet de ce décrochement très vraisemblablement dextre excède 100 km, voire 200. L'essentiel du mouvement est tardi-hercynien, mais le coulissement a pu débuter pendant les plissements de l'Anti-Atlas. Il rejouera au Secondaire et au Tertiaire (voir ci-après).

Mais quel est *l'âge de ces plis ?* Compte tenu du décrochement, un âge néo-carbonifère ne s'impose pas et l'on pourrait supposer que les plis anti-atlasiques prolongent les plis néo-dévoniens à éo-viséens, bien connus en Méséta orientale, où ils ont des directions sub-méridiennes convenables. Un plissement néo-dévonien rendrait même compte de la discordance apparente qui sépare, sur les cartes, les Rich dévoniens plissés, du Tazout strunien subtabulaire. Mais un décrochement « sud-anti-atlasique » caché entre eux sous les plaines du Dra pourrait aussi rendre compte de cette séparation entre Anti-Atlas plissé et bassin de Tindouf tabulaire. De surcroît, rien n'exclut que les plis aient commencé à se former dès le Famennien, pour s'achever au Carbonifère supérieur, probablement dès la phase namuro-westphalienne (des molasses continentales emplissent le bassin de Tinfouf à partir du Namurien moyen) et avant les plis ougartiens. On cite dans l'Anti-Atlas central, où les structures des secteurs extrêmes interfèrent, des cas de plis sub-méridiens repris par des plis ougartiens ; mais ceci n'est pas démonstratif car les deux directions sont peut-être en fait congénères.

6.3.5. Remarques sur l'orogenèse hercynienne

Le Maroc est le seul pays d'Afrique du Nord dont le bâti hercynien affleure assez largement ; vers l'Est, les seuls massifs anciens visibles sont les noyaux kabyles, mais on peut penser que la transversale marocaine est à peu près représentative des Hercynides nord-africaines. Cette « coupe » précieuse ne peut cependant pas faire aujourd'hui l'objet d'une description synthétique satisfaisante, du fait :

— du petit nombre d'études structurales réalisées ;

— des difficultés particulières à l'étude de ce bâti, exposé en massifs isolés et, de plus, fragmenté en blocs disjoints et déplacés durant les temps tardi- et post-hercyniens.

Sans préjuger des résultats des travaux en cours, on se limitera ici à quelques remarques essentielles, concernant d'abord le « Maroc africain ».

6.3.5.1. *LES STRUCTURES HERCYNIENNES DU MAROC AFRICAIN*

Leur style reflète leur édification à partir d'une *épaisse série sédimentaire* (sauf exception, pas de coupure calédonienne majeure) reposant sur un *socle de nature continentale* (au moins en première approximation) *faiblement et localement remobilisé.*

L'existence d'un tel socle précambrien polyorogénique se constate directement à la marge sud de la chaîne, dans le domaine péricratonique (*cf.* § 1.2., tabl. 2) de l'Anti-Atlas. Son existence sous le domaine orogénique atlaso-mésétien est contestée par P.M. Hurley & *al.* (1974). On peut la déduire cependant :

— de quelques pointements de Précambrien supé-

rieur - Infracambrien inférieur (El-Jadida, Pays Zaïan) ;

— des faciès épicontinentaux observés dans le Cambrien inférieur lorsqu'il existe (calcaires dolomitiques analogues à ceux de l'Anti-Atlas) et de la transgressivité du Cambrien moyen ;

— de la rareté des roches vertes dévono-dinantiennes anté-tectoniques : quelques coulées en coussins et quelques sills et filons, notamment dans l'axe Jbilet — Rehamna — Méséta NW ; norite de Msissi, etc. ; des vulcanites acides (kératophyres ?) accompagnent les métabasites (gabbros, « dolérites », spilites) dans le district à amas sulfuré de Kettara ;

— dans le Nord-Est (Tazzeka, Jerada...), de l'existence d'un volcanisme andésitique néo-viséen ;

— dans les Jbilet, d'enclaves de gneiss granitoïdes remontées par les microdiorites post-tectoniques (Huvelin, 1975) ;

— de l'abondance des diapirs granitiques, mis en place tardi- à post-tectoniquement jusque dans la superstructure dinantienne, à partir des anticlinoriums cambriens ;

— enfin du style tectonique lui-même.

Ce style est marqué, on pourrait dire à toutes les échelles, par un découpage en blocs et lanières séparés par de longs couloirs de décrochement, sièges privilégiés des déformations pénétratives synmétamorphiques (fig. 213). Au-dessus des blocs de socle restés plus ou moins rigides, les niveaux supérieurs de la couverture et notamment les flyschs sont susceptibles de se décoller en nappes. L'affrontement des blocs peut fournir des cisaillements et écaillages d'importance variable. Le plissement de la couverture est imposé par cette tectonique de blocs dans le socle. On peut constater ces phénomènes dans des régions et contextes divers : Rehamna (Michard, 1969 ; Hoepffner *& al.*, 1974), Sud-Est du Maroc central (Allary *& al.*, 1972 a) ou Ouest (Piqué, 1975 ; Cailleux & Piqué, en prép.), boutonnière atlasique de Skoura (Laville, 1975), Ougarta (Collomb & Donzeau, 1974), Nord du bassin de Béchar (Pareyn *& al.*, 1975), Anti-Atlas central ou occidental (M. Leblanc, 1975 ; Hassenforder, en prép.), etc.

Les accidents découpant le socle hercynien rejouent généralement à diverses époques : avant et pendant le Viséen supérieur, pendant le paroxysme namuro-westphalien, pendant les phases « tardi-hercyniennes » (Permien) mais aussi, à des degrés divers, durant le Secondaire et le Tertiaire. Un exemple important est celui de la « ligne sud-atlasique », réutilisant du Trias au Quaternaire divers accidents hercyniens de ce type, notamment l'accident du Tizi-n'Test (Mattauer *& al.*, 1972 ; Petit *& al.*, 1975) ou accident nord-anti-atlasique (ci-dessus § 2.5.2.5.).

Les unités tectoniques ainsi délimitées sont légèrement obliques à la marge péricratonique saharienne, tendant à se disposer en échelon sur sa limite nord (fig. 213). Vers l'Ouest, elles sont bordées par une vaste unité relativement peu déformée, le « môle côtier mésétien ». Mais la configuration de cette mosaïque devait être différente à la fin de l'orogenèse varisque : dans l'hypothèse des rotations et translations post-triasiques exposée ailleurs (Michard *& al.*, 1975 ; voir ci-après § 6.4.6.3.), la configuration triasique serait grossièrement celle de la figure 214 et il faudrait encore la modifier pour tenir compte des déplacements « tardi-hercyniens » (décrochement dextre d'environ 100 km le long du Tizi-n'Test).

Plis et nappes montrent le plus souvent un déversement ou glissement vers le Nord-Ouest, mais des déversements contraires s'observent également (Méséta NW, massif de Skoura, Anti-Atlas). Il n'apparaît pas de polarité tectonique unique vers « l'avant-pays » saharien.

6.3.5.2. *L'AGE DES DEFORMATIONS*

L'intervention des « phases » calédoniennes (taconique à acadienne) est importante dans l'Ouest du bâti (voir § 6.3.2.). Elle a sans doute laissé des traces dans l'Est, ne serait-ce qu'en modifiant le type de sédimentation et la bathymétrie (extension des faciès sub-récifaux du Dévonien inférieur-moyen). Les premières « phases » hercyniennes *s. str.* s'enchaînent directement sur les mouvements acadiens et vont se succéder du Dévonien supérieur au Trias ; inégalement marquées suivant les unités, elles sont sans doute des enregistrements discontinus d'une évolution continue.

Au contraire, il paraît difficile d'envisager un continuum orogénique du Précambrien supérieur au Permo-Carbonifère (Hurley *& al.*, 1974), tant diffèrent les plans des chaînes pan-africaine et calédono-hercynienne (cf. fig. 27, 205 et 207). Avec les restrictions indiquées, on peut distinguer dans l'évolution varisque les étapes suivantes (cf. ci-dessus § 6.3.4.) :

- « phases bretonnes », précoce (néo-dévonienne) et tardive (éo-viséenne ?), bien marquées, par exemple, en Méséta orientale, mais présentes partout,
- « phase sudète précoce » (néo-viséenne à tardi-viséenne) également nette en Méséta orientale et plus au Nord-Est, ainsi qu'au long du décrochement sud-atlasique,
- « phase asturienne précoce ? » (namuro-westphalienne), générale dans le centre et surtout l'Ouest de la zone mobile,

• « phase asturienne *s. str.* » (westphalo-stéphanienne), gagnant les régions orientales où s'était réfugiée la mer, donc générale dans toute la zone mobile, présente aussi au Sud (mais plus atténuée),

• « phase saalienne *s.l.* » (permo-triasique), marquée surtout au Sud-Est (Ougarta), ainsi que par le jeu du décrochement sud-atlasique et d'autres cassures plus au Nord.

6.3.5.3. *LE CONTEXTE OROGENIQUE*

Vers l'Est, on l'a dit, le même type de bâti hercynien devait se prolonger tout au long de l'Afrique du Nord, les unités tectoniques se moulant (plus ou moins en échelon ?) sur la plate-forme saharienne (cf. Fabre, 1969). On doit cependant souligner le maintien prolongé, dans l'Est, de la Téthys permo-carbonifère (Permien à Fusulines du Jbel Tebaga, dans le Sud tunisien).

Vers le Nord, le bâti mésétien s'ennoie sous le Rif externe (cf. § 5.2.1.). Dans les éléments disjoints et charriés du *socle interne rifo-kabyle,* on ne retrouve plus les grandes structures anté-triasiques. On note seulement l'existence d'un soubassement métamorphique anté-Llanvirn complexe, comportant un socle catazonal et une couverture (Bossière & Raymond, 1972 ; voir § 5.4.1.2), puis des caractères évoquant les zones atlaso-mésétiennes nord-orientales :

— fréquence des faciès pélagiques dans le Silurien et le Dévonien ;

— importance de la phase bretonne (flyschs dévono-dinantiens, discordance viséo-namurienne) ;

— âge probablement tardif des phases finales (Permo-Trias discordant).

Si ce socle interne se raccorde assez bien avec celui des unités bétiques correspondantes (cf. § 5.4.1.1), à l'intérieur d'un « bloc d'Alboran » détruit par la tectogenèse alpine, le raccord reste obscur entre cet ensemble et les blocs mésétiens qu'il affronte : Méséta marocaine au Sud, *Méséta ibérique* au Nord — et du même coup le raccord entre ces deux Méséta. Les points communs entre elles ne manquent pas, cependant, qu'il s'agisse de la chronologie varisque, du type de sédimentation (par exemple dans le Cambro-Ordovicien, ou dans les flyschs dévono-dinantiens, avec district à spilites-kératophyres et amas sulfurés, etc.), du style de la tectonique et de son accompagnement métamorphique et magmatique. L'édification de la chaîne varisque est marquée en Espagne (Bard & *al.*, 1970-71, 1973 ; Vegas, 1975 ; Arthaud & *al.*, 1975) comme au Maroc par l'existence d'un socle d'origine continentale compartimenté par de grands accidents à rejeu polyphasé. On peut souhaiter que les études ultérieures amènent des précisions sur les raccords possibles entre ces socles, en relation avec ce que postulent les reconstitutions générales (cf. fig. 205 à 208). Un schéma concernant les stades tardifs d'âge westphalo-permien (système de décrochements tardi-hercyniens) vient d'être proposé par F. Arthaud & *al.*, 1975.

Vers le Sud, le raccord avec les *Mauritanides,* s'il est simple, à quelques nuances près, en ce qui concerne l' « avant-pays » (la plate-forme saharienne et sa marge faiblement déformée : Anti-Atlas, Zemmour maure, etc.) n'est pas possible si l'on envisage les structures « internes » (Michard & Sougy, 1974). Leur matériel et l'âge des phases reconnues dans les Mauritanides sont compatibles avec ceux des Hercynides marocaines, mais le style structural est entièrement distinct. Ici (comme dans les Calédonides scandinaves), le socle et sa couverture sont impliqués dans une tectonique de nappes souvent pelliculaires, poussées sur l'avant-pays et secondairement replissées ; on n'y connaît aucun granite hercynien. La jonction entre les deux chaînes, voilée sous les recouvrements récents du bassin de Tarfaya et sous les eaux et dépôts côtiers atlantiques, devait donc être un accident tectonique majeur. Peut-être s'agit-il du faisceau des accidents sud-atlasiques, dont on a vu l'importance et la permanence.

La conclusion de ce paragraphe sera empruntée à la publication déjà citée (Michard & Sougy, 1974) : on ne peut espérer éclairer davantage ce problème sans examiner les relations entre ces chaînes et leurs vis-à-vis américaines, *les Appalaches* et les monts *Alleghany* et *Ouachita* (fig. 27, 205 à 208). « Déjà discuté par d'autres (Wilson, 1966 ; Bard & *al.*, 1971 ; Rodgers, 1972, etc.), ce problème ne sera pas étudié ici en détail. Notons seulement que les différences d'âge et surtout de structuration entre Mauritanides et Hercynides marocaines peuvent résulter en partie de la *découpe irrégulière des plaques* venant s'affronter, c'est-à-dire de la forme de leur marge (ne serait-ce que de la forme du craton Ouest-africain), comme le suggèrent Dewey & Kidd (1974) à propos d'un autre secteur. D'une « collision » franche au long des Mauritanides, avec obduction sur l'Afrique, on passerait à un coulissement dextre en compression le long des Hercynides nord-africaines.

Ce coulissement hercynien affectant une bande assez large n'est pas incompatible avec la subduction sous l'Afrique proposée par Hurley & *al.* (1974), mais, si elle a existé, cette subduction vers le SE aura sans doute été localisée et temporaire, à en juger par le peu de place tenu dans tout ce secteur par le volcanisme calco-alcalin, confiné dans le Viséen supérieur du Maroc nord-oriental.

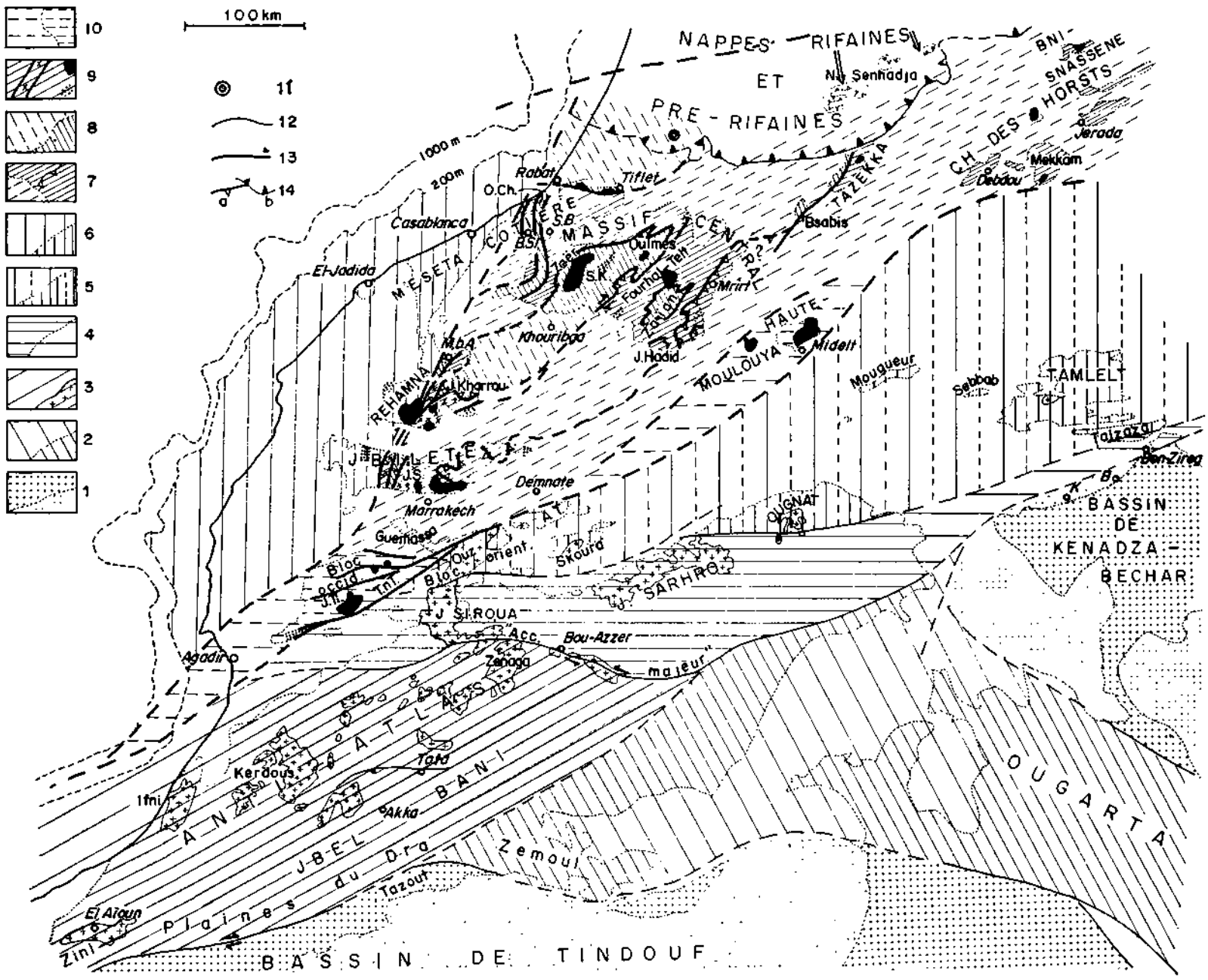

100 km
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
11
12
13
14
a
b
NAPPES RIFAINES
ET
PRE-RIFAINES
N. Senhadja
BNI-SNASSENE
CH. DES HORSTS
Jerada
Mekkam
Debdou
TAZEKKA
Bsabis
1000 m
200 m
Rabat
Tiflet
O.Ch.
Casablanca
MESETA COTIERE
MASSIF CENTRAL
Oulmes
Fourhal
Mrirt
El-Jadida
Khouribga
J.Hadid
HAUTE MOULOUYA
Midelt
Mougueur
Sebbab
TAMLELT
Taizazal
Bon-Zireg
REHAMNA
J.Kharrou
J. BILETE
Demnate
Marrakech
Guemassa
Bloc occid.
Bloc orient.
Skoura
OUGNAT
BASSIN DE KENADZA-BECHAR
J. SARHRO
J. SIROUA
Acc. majeur
Bou-Azzer
Zenaga
Agadir
ANTI-ATLAS
Kerdous
Tata
Akka
Ifni
J. BEL BANI
Plaines du Dra
Zemoul
Tazout
El Aioun
Zini
OUGARTA
BASSIN DE TINDOUF

FIG. 213

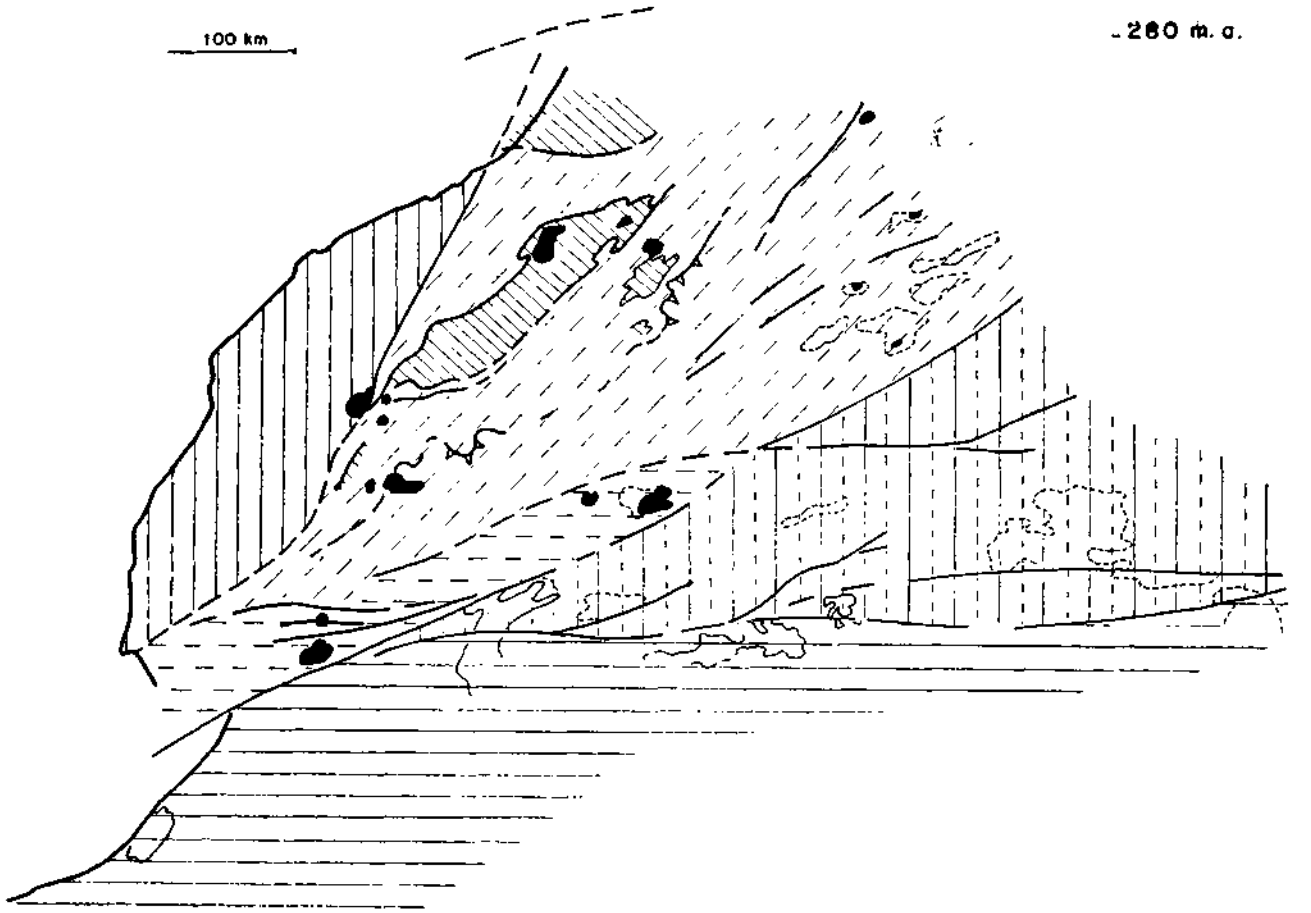


FIG. 214 — Restitution de la position éventuelle des unités structurales hercyniennes à la fin du Primaire, dans l'hypothèse des rotations et translations atlaso-mésétiennes post-triasiques exposée par Michard, Westphal & *al.*, 1975. Figurés : cf. fig. 213.

Pour finir, nos conclusions sont en partie conciliables avec le modèle général proposé tout dernièrement par Riding (1974) pour la chaîne hercynienne nord-atlantique. Les Hercynides nord-africaines, que, du reste, l'auteur ne prend pratiquement pas en considération, se placent précisément à la charnière entre les deux segments majeurs qu'il distingue (collision Afrique-Amérique au SW ; subduction vers le NW de la plaque téthysienne sous l'Amérique - Europe du Nord et collisions complexes au NE). Le môle côtier marocain pourrait être un fragment d'une « microplaque » homologue de celle que cet auteur définit en Espagne du Nord. Cependant, le modèle de Riding ne rend pas compte des déformations précoces de la marge africaine occidentale (mouvements taconiques, acadiens, bretons et sudètes) ni non plus de leur fin également précoce ; les descriptions qui précèdent montrent qu'on ne peut pas réduire l'interprétation de l'orogenèse paléozoïque sur cette marge à une collision avec l'Amérique et l'Europe durant la phase asturienne ».

FIG. 213 — Carte structurale schématique des Hercynides du « Maroc africain ». En dehors des zones d'affleurement, délimitées par un pointillé (cf. fig. 1), les prolongements des unités structurales sont plus ou moins hypothétiques suivant les secteurs.
Dalle saharienne : 1 : Bassins tabulaires (Ouest) à sub-tabulaires (Est).
Marge péricratonique non déformée après le Trias : 2 : Chaîne d'Ougarta et zone de jonction avec 3 et 4. - 3 : Anti-Atlas *s. str.*; a : « boutonnières » de Précambrien ancien et moyen (?) - supérieur plissé. - 4 : Massifs anti-atlasiques nord-orientaux, sauf Ougnat et Talzaza (rattachés à 5 ?).
Hercynides atlaso-mésétiennes : 5 : Marge sud = massifs haut-atlasiques à l'Est de Marrakech et frange anti-atlasique NE (caractères péricratoniques). - 6 : Marge ouest = môle côtier de Méséta occidentale. - 7 à 9 : Unités orogéniques *s. str.* : 7 : Zone synclinoriales dévono-dinantiennes (a), supportant des nappes en Méséta orientale (b). - 8 : Zones anticlinoriales et zone de Rabat-Tiflet - 9 : a : Couloir de métamorphisme de la marge ouest; b : granite; c : molasses continentales post-orogéniques. - 10 : Blocs métamorphiques de la marge sud. - 11 : Sondage ayant atteint un socle granitisé.
Limites de zones structurales : 12 : dans la marge péricratonique (décrochements *p.p.*); 13 : dans les Hercynides atlaso-mésétiennes (décrochements *p.p.*); 14 : chevauchements : a : hercynien; b : rifain.
Abréviations : A.T. = Aït-Tamelilt. B = Béchar; B Sl. = Ben-Slimane; Bloc occ. et or. = Blocs occidental et oriental du Haut Atlas de Marrakech; J.S. = Jbel Sarhlef; J.Ti. = Jbel Tichka; K = Kenadza. M.b.A. = Mechra-ben-Abbou; O.Ch. = Oued Cherrat; Ouz. = Ouzellarh; S.B. = Sidi-Bettache; S.K. = Sidi-Kassem. TnT = Tizi-n'Test.

6.4. L'EVOLUTION SECONDAIRE ET TERTIAIRE DU MAROC DE 250 (?) à 4 Ma

6.4.1. Transgression et distension triasiques. De 250 (?) à 195 Ma

La physionomie du Maroc à la fin du Primaire et au début du Secondaire est mal connue, faute de dépôts. C'est une période d'émersion générale, pendant laquelle se parachève l'érosion de la chaîne hercynienne.

Les plus anciens des dépôts secondaires transgressifs s'observent tout au Nord, dans les *zones internes du Rif :* unités « Federico » (Sebtides ?), nappes Ghomarides, base de certaines nappes calcaires (J. Gorgues, J. Busicur...). Ce sont des quartzites lités clairs, souvent continus avec les pélites rouges et les conglomérats polychromes du « Permo-Trias » et attribuables au *Werfénien.* Des alternances argilo-gréso-dolomitiques leur succèdent localement, où l'on reconnaît le Röt ; elles annoncent la sédimentation calcaro-dolomitique du *Trias moyen-supérieur.* Il s'agit là d'une séquence classique dans le domaine alpin de Méditerranée occidentale.

On ne connaît aucun dépôt attribuable au Trias inférieur *plus au Sud.* Les couches rouges par lesquelles débute souvent la couverture secondaire, étaient rangées sous l'étiquette « Permo-Trias » ; en fait elles ressortissent essentiellement au Trias supérieur. Vers leur base, au moins dans l'Ouest (Argana), et le Nord-Est (Jerada), le Trias moyen a été daté. Leur sommet pourrait bien englober l'Infralias. Elles s'étendent largement du Rif externe aux marges du domaine anti-atlasique, mais leur épaisseur est maximale vers l'Ouest (fig. 83). Les dépôts caractérisent une transgression sur une plate-forme imparfaitement aplanie, encombrée d'îles, semble-t-il, et inégalement subsidente. Des faciès détritiques souvent grossiers caractérisent la marge des terres méridionales (Argana, Atlas oriental). Les faciès argileux rouges dominent ailleurs, au-dessus de couches de base parfois plus détritiques. Des intercalations carbonatées marines sont connues çà et là ; celles de roches salines sont fréquentes. On reconnaît des faciès sulfatés ou carbonatés-sulfatés et des faciès salins développés dans divers bassins occidentaux (Atlas, Méséta septentrionale) ou orientaux (Hauts-Plateaux). Elles révèlent un régime de mer confinée peu profonde et compartimentée par des seuils, quelque peu isolée aussi de la mer rifo-bétique et alpine.

Cette première transgression mésozoïque a-t-elle a été favorisée par la fonte des glaces australes du Gondwana ? L'épaississement des dépôts vers l'Ouest indique une subsidence particulière de ces régions : on peut y voir l'effet d'un premier stade « Mer Rouge » de l'ouverture de l'Atlantique nord. L'intervention simultanée d'un volcanisme fissural intense confirme cette interprétation (§ 6.1.2). Les immenses nappes basaltiques, les dykes et sills doléritiques puissants mis en place durant cette période montrent bien l'importance de la distension crustale.

6.4.2. Le Jurassique inférieur et moyen: le paragéosynclinal atlasique De 195 à 165 Ma

Cet intervalle de temps correspond à une restriction de l'étendue occupée par la mer et à une évolution paragéosynclinale d'un vaste golfe atlasique, dépendance de la Mésogée.

L'essentiel du domaine mésétien émerge, constituant la *Terre ou Dorsale du Massif hercynien central,* péninsule rattachée au continent anti-atlasique et saharien par un isthme large, à l'emplacement de l'actuel Atlas de Marrakech (fig. 95).

A l'Ouest, les *bassins côtiers atlantiques* de Tarfaya et d'Agadir-Essaouira voient se poursuivre une évolution, commencée au Trias supérieur, en rapport avec l'ouverture de l'Atlantique. Des dépôts marins francs, « lagunaires » ou fluviatiles y alternent, dans des séries coupées de lacunes, et caractérisent des bassins épicontinentaux à subsidence modérée.

Par contre à l'Est, le *golfe atlasique mésogéen* suit une évolution assez différente. La variété de ses faciès permet de se faire une idée assez précise de sa paléogéographie, bien qu'ils ne soient pas encore tous analysés. Ses rivages méridionaux se situaient peu au Sud de la ligne sud-atlasique, dont le caractère de « linéament » est ainsi confirmé. Toute l'histoire sédimentaire de ce domaine paraît contrôlée par le jeu des accidents de socle, où dominent les directions NE-SW et E-W (il en fut déjà de même au Trias). Vers le Nord et l'Est, le golfe s'ouvrait sur la mer bético-rifo-tellienne, c'est-à-dire la Mésogée occidentale. Les rivages sud de cette mer contournaient la péninsule mésétienne pour se raccorder vers l'Ouest à ceux des bassins côtiers atlantiques. Dans le golfe aux eaux abritées et tièdes, encadré de terres surbaissées et sans doute couvertes de végétation, les fonds restèrent généralement modérés, si bien que les faciès carbonatés dominent. Au sein de deux sillons axiaux, haut-atlasique et moyen-atlasique, figurent les faciès les plus profonds, surtout calcaro-marneux, à Ammonites. Près des rivages, ou aussi bien

près des seuils internes au golfe (ou autour d'eux), des faciès dolomitiques, ou détritiques rouges apparaissent. A la charnière entre ces deux types de faciès, des calcaires ou dolomies massives traduisent d'anciens cordons de récifs-barrières ; ailleurs on décrit des récifs frangeants, des atolls, des pinacles... On en retrouve au début du Dogger jusque dans les sillons, dont la profondeur s'atténue de plus en plus.

En effet le golfe s'assèche au Bathonien. Des sables rouges s'accumulent dans l'ancien sillon haut-atlasique, où déambulent maintenant les grands reptiles. Le sillon moyen-atlasique se voit comblé par des couches estuariennes. La mer franche ne demeure que plus au Nord-Est, aux confins du Rif.

Le *domaine rifain* appartient en effet pour longtemps encore à la Mésogée, ou Téthys, Méditerranée primitive. Ses zones externes présentent une sédimentation assez comparable à celle de l'avant-pays atlasique durant la période considérée, ou plus subsidente : c'est le sillon externe. Les zones internes sont différentes : un géanticlinal s'individualise peu à peu, qui fournira les nappes paléozoïques et cristallophylliennes ainsi que les nappes calcaires, décollées des premières. Le Rhétien calcaro-dolomitique et le Lias inférieur calcaro-siliceux sont bien développés dans certaines unités, réduits dans d'autres, et, par-dessus, viennent les minces dépôts pélagiques d'une sédimentation condensée (« ammonitico rosso », calcaires fins à Posidonomyes, Radiolarites...). Ce régime de hauts-fonds pélagiques s'instaure au Lias moyen (?)-supérieur ; il se poursuivra jusqu'au Tertiaire. Plus loin au Nord, si telle est la patrie des nappes de Flyschs, on ignore ce qui se passait au Lias. Leur série débute avec le Dogger pélagique de la nappe du Tisirène : ce serait le début de l'individualisation du sillon des flyschs allochtones, que beaucoup d'indices conduisent à placer en position très interne, « ultra-rifaine », mais que certains auteurs placent à la marge externe du géanticlinal (fig. 150 B, C), en position « infra » dite aussi « citra ».

6.4.3. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur: le géosynclinal rifain

De 165 à 100 Ma

Durant cette période, une sorte de « paléo-Maroc » s'individualise, parcouru par les premiers chaînons atlasiques, mais le pays est sensiblement plus exigu qu'aujourd'hui : il est largement échancré à l'Ouest par les golfes atlantiques et surtout il est amputé de toute sa partie rifaine, encore dans les limbes de la Téthys.

Dans les domaines émergés, des faciès détritiques rouges se déposent de manière discontinue. On a déjà mentionné les grès rouges qui couronnent le Jurassique moyen du Haut Atlas ; peut-être « montent »-ils dans le Jurassique supérieur ? Le Crétacé inférieur-Infracénomanien continental est beaucoup plus largement représenté. Il s'étale largement jusque sur le domaine saharien ; on y connaît de beaux gisements de Dinosaures, Crocodiles, etc. Une intercalation marine se remarque dans la partie nord-ouest de l'Atlas central, révélant une avancée transgressive du golfe atlantique, durant l'Aptien. De même, l'influence de la mer rifaine se fait sentir tout au Nord-Est, où s'observe une série presque entièrement marine mais épicontinentale.

L'émersion jurassico-éocrétacée n'est pas le fait d'une simple épeirogenèse : une « orogenèse névadienne » se manifeste par un plissement et un magmatisme importants dans l'*Atlas central et oriental*. Le Crétacé inférieur est assez souvent discordant sur le Jurassique marin ou continental qu'il remanie (il est plus souvent concordant, cependant, et ceci indique un plissement de style éjectif : § 4.3.4.3). L'intrusion de sills et dykes gabbroïques a accompagné — et peut-être permis — le plissement de la couverture, disharmonique au-dessus d'un socle faillé. La direction des structures est déjà celle que prendront les plis du Tertiaire.

La chronologie de cette orogenèse est difficile à préciser. On peut rattacher aux intrusions quelques coulées basaltiques intercalées dans le Crétacé inférieur de l'Atlas de Demnate—Beni-Mellal : magmatisme et déformation pourraient s'étaler plus ou moins dans le temps au début du Crétacé inférieur. Quelques mesures géochronologiques indiquent des âges du Jurassique supérieur-Éocrétacé pour les roches éruptives. Les événements reconnus dans le Rif durant la même période viennent appuyer l'hypothèse de mouvements surtout éocrétacés.

Le *géosynclinal rifain* voit fonctionner et se perfectionner le dispositif paléogéographique modelé précédemment.

Durant le Jurassique supérieur, le sillon externe accueille un épais « flysch » détritique bariolé, cependant que des faciès pélagiques, surtout radiolaritiques, caractérisent le géanticlinal aussi bien que le sillon « ultra » (?). Dans certaines coupes très « condensées » du géanticlinal, un simple fond durci représente le Malm. Quelques roches vertes semblent affleurer au fond du sillon durant le début de cette période, mais tout

véritable cortège ophiolitique de quelqu'ampleur est inconnu à l'affleurement.

Cette période se termine par le dépôt de faciès pélagiques calcaires assez homogènes dans le sillon « ultra », comme le géanticlinal : c'est le Tithonique. Par contre, le Crétacé inférieur voit une importante différenciation de nouveau réalisée. Des mouvements se produisent dès le début du Néocomien dans le géanticlinal, qui demeure cependant, au moins en partie, en conditions pélagiques. Le sillon « ultra » (« infra » ?) s'emplit bientôt d'une puissante sédimentation à la fois détritique et pélagique : le flysch du J. Tisirène. De même, le sillon externe n'accueille d'abord que des couches calcaro-marneuses ; le flysch, très quartzitique, y débute seulement au Barrémien, pour s'épanouir à l'Aptien-Albien. On trouve un flysch analogue dans les nappes de Melousa-Chouamat. Le remplissage détritique du sillon externe dépend directement de l'érosion des terres méridionales, tandis que celui du sillon « ultra » pourrait être mixte, dépendant aussi de celle de certaines parties du géanticlinal.

On voit que les fonds de la mer rifaine manifestent durant cette période l'instabilité et les contrastes caractéristiques des domaines géosynclinaux. Au contraire, les *golfes atlantiques* poursuivent une évolution épicontinentale tranquille. Les apports détritiques sont surtout importants dans le golfe de Tarfaya. Ailleurs dominent les dépôts calcaro-marneux avec des intercalations organogènes, voire récifales, et quelques évaporites. L'ouverture de l'Atlantique, qui s'accentue, ne provoque pas de perturbations majeures sur cette marge continentale inerte.

6.4.4. Du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen: la série épicontinentale à phosphates

De 100 à 45 Ma

La période qui s'ouvre avec le Cénomanien et se termine avec le Lutétien est caractérisée par une sédimentation relativement homogène à l'échelle du pays entier, et les mouvements de l'écorce y connaissent, du moins au début, une relative accalmie (plus justement : ils ne laissent guère de trace dans l'enregistrement sédimentaire jusqu'au Sénonien).

Dans le courant du *Cénomanien*, presque tout le Maroc s'abîme sous une mer conquérante. Bientôt, dans le Nord, il ne reste plus hors des eaux qu'une longue Terre sud-rifaine, une île (un archipel ?) de Méséta méridionale, et quelques autres, peut-être, dans le Haut Atlas. La plate-forme saharienne est elle-même largement investie, l'Anti-Atlas et l'Ougarta font figure de péninsules (voire d'îles) à l'avant du continent. Les terres marocaines sont exiguës jusqu'à la fin du *Turonien*. Ces terres sont basses et probablement couvertes de végétation, de sorte que les dépôts marins alentour sont surtout calcaires ou marneux, souvent organogènes ou siliceux, parfois gypsifères. Ce sont aussi des marno-calcaires qui dominent dans le géosynclinal rifain, particulièrement épais dans le nord du sillon externe, pélagiques sur le géanticlinal et dans les nappes dites « ultras ».

Avec le *Sénonien* s'amorce une régression qui se poursuivra, avec des rémissions et des à-coups, jusqu'à l'émersion médio-éocène. Le Sud s'assèche, à l'exception d'une frange sub-atlasique détritique et sursalée (surtout à l'Est) et du bassin atlantique de Tarfaya. Le Haut Atlas se soulève et son érosion alimente des dépôts conglomératiques. Le bassin atlantique d'Essaouira se restreint, le golfe mésétien et nord-atlasique présente vers l'Est des faciès sursalés (Moyenne-Moulouya). Cependant, au Nord de la Terre sud-rifaine, le géosynclinal du Rif reste à l'abri de cette tendance régressive : des marnes s'amoncellent dans le sillon externe, il s'en dépose aussi — avec une épaisseur bien plus faible — sur le géanticlinal, et on en trouve également dans les nappes « ultras » (?) de Melousa-Chouamat. Dans ces dernières unités, des microbrèches signalent l'instabilité des fonds marins.

L'extension du *Maestrichtien* est plus réduite que celle du Sénonien: tout l'Est du Moyen-Maroc est exondé. L'étage se montre cependant transgressif, l'île Rehamna-Jbilet est scindée par le golfe des Ganntour, et des faciès marins francs reposent, parfois en discordance, sur divers terrains antérieurs. C'est le début d'une sédimentation phosphatée remarquable dans les golfes atlantiques (fig. 85) du Souss, d'Essaouira-Ouarzazate, et des Ganntour—Oulad-Abdoun, qui s'étire jusqu'au Moyen Atlas. La sédimentation phosphatée (condensée, biochimique, confinée) va y évoluer durant le *Paléocène* et *l'Eocène inférieur*, sauf dans les « fonds de golfes » orientaux, où se forment des calcaires néritiques. La dalle à Thersitées du *Lutétien* clôt en général cette séquence.

Cette période n'est pas partout dans le Moyen-Maroc aussi calme qu'en Méséta ou dans les bassins côtiers. Des déformations interviennent (plus ou moins localisées) dans le domaine des Atlas. Le décollement entre socle et couverture jurassique semble se réaliser dans le Haut Atlas dès la

fin du Crétacé, le Paléocène étant discordant non seulement sur des plis mais aussi sur une nappe de Trias et Lias (Toundoute) ; la progression de ce même décollement se poursuit durant l'Eocène, révélée par des « discordances progressives » spectaculaires.

Pendant le même temps, la sédimentation rifaine n'est pas fondamentalement différente. On connaît des marnes blanches à silex dans diverses unités du Rif externe. Des calcaires à *Microcodium* révèlent une émersion paléocène dans certaines unités du géanticlinal et même dans une partie du sillon « ultra » (?). Des calcaires souvent gréseux, où de grands Foraminifères indiquent l'Eocène inférieur et moyen, sont connus dans plusieurs unités externes et dans le géanticlinal : faciès de mer peu profonde accidentée d'îles.

6.4.5. De l'Eocène supérieur au Plio-Quaternaire; l'orogenèse rifo-atlasique

De 45 à 4 Ma

Durant cette dernière période majeure de l'évolution géologique marocaine, le domaine géosynclinal rifain va enregistrer une suite de déformations très intenses. Il en résultera la chaîne rifaine, élément du vaste ensemble bético-rifo-tellien aux structures complexes. Dans l'avant-pays de cette chaîne, les Atlas vont dans le même temps s'ériger, avec des structures beaucoup plus simples. Rif « alpinotype » (*sensu lato*) au Nord et Atlas « germanotype » au Sud sont les expressions marocaines de la géodynamique alpine, qui ébranle alors tout le bassin méditerranéen. Les domaines mésétien et anti-atlasique résisteront à peu près à cette lente tourmente, dont on aura garde d'oublier qu'elle n'est, en fait, que le dernier acte d'une évolution entamée dès le Trias.

L'histoire de cette orogenèse ne peut qu'imparfaitement être retracée à partir des « enregistrements » sédimentaires, soit que les dépôts manquent, soit que leur datation demeure incertaine (faunes remaniées en milieu marin, faunes rares en milieu continental...). Par ailleurs l'analyse des déformations superposées n'en est qu'à ses débuts. Il en résulte une certaine imprécision, que la difficulté des reconstitutions paléogéographiques dans un Rif aux multiples charriages ne fait qu'accroître.

Des événements tectogénétiques importants se déroulent dès la *fin de l'Eocène moyen*. La sédimentation change rapidement dans le Rif interne. On connaît des conglomérats discordants d'âge priabonien dans la Dorsale calcaire. Une tectonique de plis et d'écaillage (vers le Sud ? vers le Nord ? l'unanimité n'est pas faite sur ce point) affecte les Ghomarides et les Sebtides dès cette période, semble-t-il. En effet les dépôts flyschomolassiques d'âge oligo-miocène, discordants sur ces unités, n'ont jamais été observés entre les nappes de cette zone. Un métamorphisme épizonal (paragenèses à chloritoïde ; il y a du glaucophane dans la Cordillère bétique) affecte dans le même temps les unités inférieures de l'ancienne ride géanticlinale, avant la transgression oligo-miocène. Des phénomènes magmatiques s'observent essentiellement dans l'avant-pays oriental (ajjounites, etc.). Selon certains auteurs, les flyschs mésozoïques « ultras » auraient, dans la même phase, traversé la ride géanticlinale.

Latéralement aux dépôts plutôt molassiques de l'ancienne ride se déposent des couches à faciès flysch plus prononcé, voire typique. Elles constituent aujourd'hui diverses nappes : « semelle tertiaire » des Bokkoya, « flysch Dorsale Eo-Oligocène », flysch de Beliounis, nappe des Beni-Idère, nappe numidienne. Cette dernière nappe a migré beaucoup plus loin que les autres vers l'extérieur. On y distingue une semelle de marnes rouges et argiles à nodules, Eocène supérieur - Oligocène inférieur à moyen, puis un épais flysch à gros bancs de grès et dragées de quartz, bien distinct de la molasse gréso-micacée de la nappe des Beni-Idère. La position initiale de ces dépôts prête à discussion — comme celle des flyschs jurassico-crétacés — et l'on peut envisager (fig. 150 et 204) soit un sillon « ultra », soit un sillon externe, soit une disposition mixte. Leur âge irait jusqu'au Miocène inférieur.

Quoi qu'il en soit, une abondante sédimentation terrigène s'amoncelle dans les zones internes du géosynclinal rifain après cette première grande phase tectogénique. L'origine du matériel détritique peut en partie être recherchée dans une terre abîmée sous la Méditerranée. Mais des participations locales (ride tectonisée) et surtout méridionale doivent aussi être envisagées.

En effet, l'essentiel du Prérif et tout l'avant-pays rifain — Maroc atlasique et mésétien — ainsi que plus loin au Sud les régions pré-saharienne et saharienne, sont dès la fin du Lutétien rendus au domaine continental. Des conglomérats, des grès rutilants indiquent l'importance de l'érosion sur certains chaînons atlasiques, tandis que des gypses et des calcaires lacustres, qui domi-

nent vers la fin de cette période éocène supérieur à oligo-miocène, révèlent l'installation de vastes étendues lacustres. Le plissement atlasique peut avoir subi alors une accentuation notable, encore que les mouvements aient sans doute été globalement continus : là où des dépôts sont présents, une étude détaillée peut révéler un enchaînement constamment renouvelé de déplacements tectoniques et d'accumulations grossières, synorogéniques (écaillage frontal de la nappe de décollement de Toundoute).

Dans le domaine rifain, la tectonique ne semble pas connaître d'accalmie, après la phase de l'Eocène moyen-supérieur (phase « pyrénéenne »). La subsidence active des zones internes à flyschs et surtout la présence de nombreux olistolites à l'intérieur de certains des sillons qui bordaient directement l'ancienne ride, montrent l'intervention de mouvements *durant l'Oligo-Miocène*. A la fin de cette période, au début ou *au cours du Miocène inférieur* (*Burdigalien*), la sédimentation paraît s'interrompre dans ces zones internes pour se concentrer dans le sillon externe, dans ses zones sud, dites mésorifaine et intrarifaine, car l'Intrarif reste encore émergé. Ce sillon marin externe s'emplit d'un flysch en partie contemporain des flyschs plus internes, mais dont la sédimentation va se poursuivre plus longtemps, durant tout le Burdigalien et le Miocène moyen. On le retrouve dans les nappes du Habt et d'Ouezzane, dans les Fenêtres (« Miocène anté-nappes »), etc. Les olistostromes y sont fréquents, révélant l'instabilité des fonds ou des rivages ; une nappe de glissement semble s'y intercaler dans l'Est (Temsamane). De fait, les zones internes subissent probablement durant cette période une tectonique intense, sans doute un plissement, puis des cisaillements et un bombement entraînent le départ des nappes de flysch vers l'extérieur (ou, pour les flyschs mésozoïques, la poursuite de leur voyage : ceci, dans le cadre de l'hypothèse « ultra »).

Dans le courant du *Miocène moyen* (« Helvétien », « Tortonien inférieur ») le sillon externe est à son tour affecté par une tectonique intense et polyphasée, qui sera sa tectonique paroxysmale. Un premier plissement, synmétamorphique, déversé au Sud, se marque surtout dans la zone intrarifaine (faciès schistes verts supérieurs dans l'Unité de Ketama). « Poussées » ou accompagnées par les nappes des flyschs « ultras » (?), les nappes intrarifaines migrent alors vers la zone mésorifaine, qu'un plissement synschisteux de deuxième phase vient d'affecter (ou va affecter alors ?).

La mer se trouve ainsi renvoyée plus au Sud, et c'est l'inauguration de l'avant-fosse prérifaine et sud-rifaine, qui va fonctionner essentiellement durant le *Miocène supérieur* (Tortonien *s.s.*). C'est un sillon marin marginal installé entre les nouvelles terres rifaines et les terres atlasiques et mésétiennes, et qui va collecter tous les éléments détritiques arrachés aux unes et aux autres. De plus, à partir de zones rifaines plus internes en surrection, ce sont des glissements en masse de terrains argilo-marneux et des nappes entières qui vont descendre sur les vases en cours de dépôt. Ces glissements exotiques se combinent à des glissements du soubassement prérifain lui-même, décollé à divers niveaux. S'écoulant vers l'avant-pays, l'olistostrome qui en résulte s'interstratifie dans le Tortonien.

Cette « progression en tiroir » des nappes vers l'extérieur s'achève cependant avant la fin du Miocène supérieur. La mer de l'avant-fosse gagne quelque peu vers le Nord, de sorte que des dépôts molassiques viennent sceller les limites de nappes jusque dans la zone mésorifaine. C'est le « *Miocène post-nappes* », incluant souvent le *début du Pliocène ;* celui-ci est en tout cas identifié dans le sillon sud-rifain (Saïs, Rharb), qui s'ouvrait sur l'Atlantique à l'Ouest.

Aux molasses marines de cette avant-fosse correspondent des sortes de molasses continentales dans le domaine atlasique plus au Sud. C'est le « Pontien » ou « Mio-Pliocène » développé notamment dans les sillons marginaux nord et sud du Haut Atlas, les Hauts-Plateaux et de larges secteurs pré-sahariens. En général peu discordantes, ces molasses sont cependant particulièrement grossières, conglomératiques, à proximité des plis atlasiques, ce qui laisse envisager une accentuation de ces plis au cours du Miocène moyen. Des plis et même des écaillages (Aït-Ibrhirène) se sont en tout cas réalisés entre l'Aquitanien et le « Pontien ».

Un dernier serrage intervient après cela, qui va déformer les molasses mio-pliocènes marines ou continentales et leur soubassement. On parle de phase *ponto-pliocène* ou mieux, *pliocène*. Le Maroc presque tout entier est concerné. Dans le Rif, les nappes géanticlinales viennent chevaucher l'arrière des nappes « ultras » (?) et le parautochtone intrarifain ; des rétrodéversements peuvent aussi intervenir (Est du J. Haouz). Plus à l'extérieur, des plis se forment, dont l'érosion ultérieure ouvrira les « fenêtres » de la zone mésorifaine. La déformation ne s'atténue qu'au Sud des « rides prérifaines » faillées au sein du couloir sud-rifain, qui émerge sans se plisser. Dans les Atlas, la déformation est également importante et les chaînons marginaux forment souvent des écailles chevauchantes au-dessus des molasses « pontiennes ».

C'est pendant cette phase que se déclenchent les *phénomènes volcaniques ponto-plio-quaternaires*. Les plus précoces, datés du Ponto-Pliocène, sont à dominante rhyo-andésitique (palingenèse du socle) et s'épanouissent dans l'avant-pays rifain oriental ainsi que dans le J. Siroua, sud-atlasique, et en Méséta. Ensuite se répandent surtout des basaltes sous-saturés, ankaratrites, etc... Leur épanchement correspond d'ailleurs à une tectonique de *failles plio-quaternaires*, très importante pour la réalisation du relief actuel.

En effet, si les mouvements du début du Pliocène ont réalisé l'émersion complète du Maroc, ils n'ont peut-être pas donné aux chaînes, notamment aux Atlas, la fière altitude qu'on leur voit. Des conglomérats pliocènes grossiers discordants sur le Mio-Pliocène attestent l'existence de reliefs notables, mais on voit à proximité s'installer de vastes lacs où ne se déposent que des calcaires. Ces dépôts calcaires (Saïs, Tadla, grandes hamadas du Sud...) indiquent au moins un certain « équilibre biostatique ». Le jeu des failles plio-quaternaires va le détruire, en se conjuguant de surcroît à une détérioration du climat, de moins en moins favorable à la couverture végétale. Les hautes chaînes se surélèvent, dominant de plus en plus les sillons molassiques. L'Anti-Atlas se bombe aussi pendant cette période, ainsi que la Méséta. La mer d'Alboran creusée sans doute dès le Tortonien s'effondre au contraire, le détroit de Gibraltar, en s'ouvrant, introduit une rupture fictive entre le Rif et les Cordillères bétiques. Sur la frange atlantique, la transgression « moghrébienne » dépose un voile de sables coquillers que l'on retrouve bientôt soulevé au sec et modelé en dunes. Seule la plaine du Rharb continue la subsidence sud-rifaine. L'histoire tectonique et climatique du Quaternaire, déjà retracée au chapitre 1, conduit finalement au Maroc actuel.

L'Homme y évolue depuis 2 millions d'années et passe tardivement de l'état d'objet de la Géologie à celui d'acteur de l'Histoire...

6.4.6. Remarques sur l'orogenèse rifo-atlasique

Les schémas mégatectoniques que l'on peut proposer pour rendre compte de la genèse d'une chaîne de montagne comportent toujours une large part d'interprétation. *A fortiori* lorsque la chaîne est complexe et insuffisamment connue sur les plans géologique et géophysique. Ceci explique que l'orogène rifo-atlasique fasse actuellement l'objet de synthèses contradictoires. Le problème géodynamique est d'autant plus complexe qu'il faut rendre compte d'un dispositif non pas linéaire mais courbe, l'arc de Gibraltar ; les chaînes rifo-telliennes ne sont pas séparables, à cette échelle, des Cordil'ères bétiques.

Aussi, dans le cadre de ce précis se limitera-t-on à quelques remarques générales sur la dernière des orogenèses ayant affecté le Maroc, et à de brèves indications sur les théories en présence.

6.4.6.1. *L'ENCHAINEMENT DES « PHASES »*

Depuis le Trias, la sédimentation a enregistré un nombre relativement grand de « phases » de mouvement de l'écorce. La discontinuité de ces « phases » peut certes être mise en doute ; néanmoins des régimes tectoniques différents se succèdent, qu'il est commode de jalonner par des étapes, des moments décisifs marqués dans les superstructures.

On peut d'abord distinguer une longue période d'environ 100 Ma où dominent des mouvements verticaux modestes, en extension ou compression, avec peut-être des coulissements. Débutant au Trias elle se termine au Jurassique supérieur. Elle permet l'installation d'une paléogéographie géosynclinale dans le Rif.

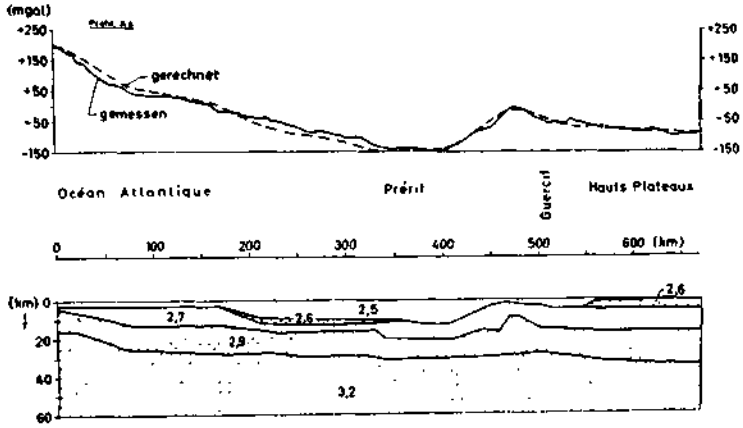
Une phase tectonique assez marquée (plis, magmatisme) prend place vers la limite Jurassique-Crétacé : on peut la qualifier de « phase névadienne » ; sa durée est mal connue.

Un régime analogue au précédent reprend ensuite, qui durera presqu'autant, environ 90 Ma, jusqu'à l'Eocène moyen. Le fonctionnement du géosynclinal rifain évoque ainsi celui du géosynclinal alpin, à ceci près (cf. Debelmas & *al.*, 1966) que les flyschs s'y accumulent plus précocement (Malm à Albien) et que les plus anciens figurent dans le sillon externe (Jurassique supérieur mésorifain). Des mouvements localement importants se manifestent dès la fin du Crétacé, tant dans le Rif que dans l'Atlas.

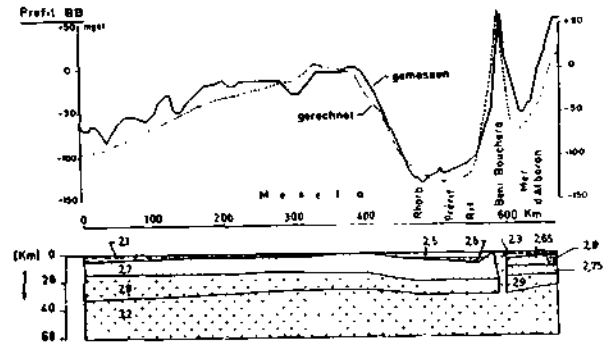
Puis, la tectonique rifaine se précipite en une quarantaine de millions d'années, entre l'Eocène moyen et le Pliocène. La « phase » éocène (environ — 45 Ma) est essentielle pour la structuration et le métamorphisme des zones internes. Elle établit un canevas paléogéographique nouveau, qui évolue durant l'Oligocène et le Miocène moyen (— 15 Ma). La tectonique qui intervient alors est paroxysmale pour les zones externes (métamorphisme, charriages). Un serrage tardif intervient encore au tout début du Pliocène (— 6 Ma

environ). Durant toute cette évolution tertiaire, le sillon longitudinal subsident ne cesse de migrer vers l'extérieur, étape par étape (?). Cette évolution rappelle celle des Alpes occidentales, et, plus encore, de l'Apennin (cf. Caire, 1965 a). Le rétrécissement du paragéosynclinal atlasique paraît globalement continu durant toute cette période.

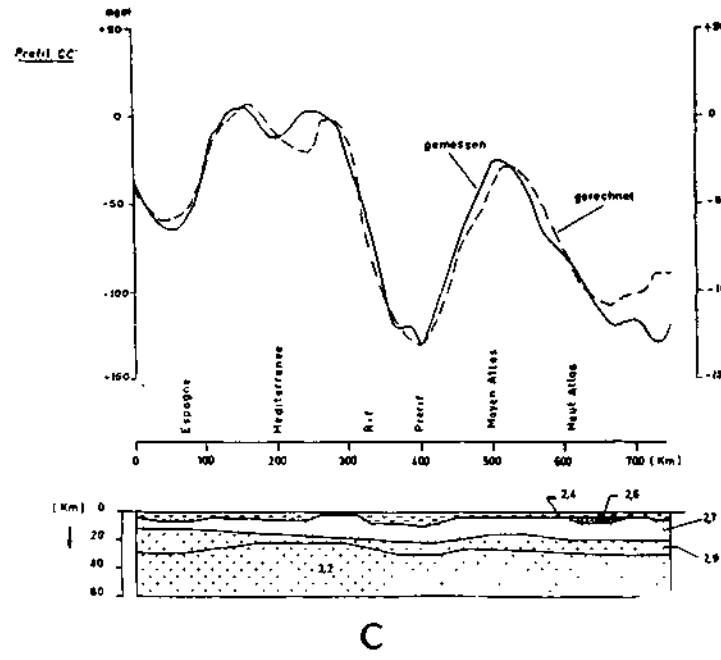
Enfin interviennent des mouvements à composante verticale importante durant le Plio-Quaternaire (depuis 5 ou 6 Ma environ), « néotectonique » de surrection ou d'effondrement (mer d'Alboran). En fait, des mouvements de compression peuvent encore se produire au long de certaines structures : des calculs effectués sur les bases de la théorie des plaques conduisent à admettre un rapprochement Afrique-Espagne de 2 cm environ par an (Le Pichon, 1968 ; voir fig. 211). La néotectonique n'est pas bien sûr, purement verticale (pas plus que les mouvements antérieurs n'étaient purement tangentiels). On relève des chevauchements sur les bordures de l'Atlas, des cisaillements dans les bassins plio-quaternaires (Ouarzazate, Guercif) ; un mécanisme de décrochement dextre a été déterminé pour un séisme sous le Moyen Atlas.



A



B



C

FIG. 215 A, B, C, D, E — Quelques données géophysiques sur le Maroc, d'après Demnati (1972), van den Bosch (1971) et Duvergé (1969).

A à C : Coupes gravimétriques; en haut, profil de l'anomalie de Bouguer observée (trait plein) et calculée pour le modèle (tirets); en bas, le modèle crustal correspondant, avec les densités choisies (2,4 - 2,6 : roches sédimentaires; 2,7 : schistes cristallins et granites; 2,9 : roches basaltiques, gabbroïques, granulitiques; discontinuité de Mohorovičič puis 3,2 : manteau supérieur).

Les trois profils se croisent dans le Rharb oriental. A : coupe NW-SE. B : coupe NE-SW. C : coupe N-S.

6.4.6.2. *NATURE ET ROLE DU SOCLE*

Sous les Atlas germanotypes figure un socle continental, précambrien et calédono-hercynien, quasi-cratonique depuis la fin du Primaire. Le socle rifain est moins bien connu, n'affleurant guère sous l'empilement de nappes de couverture. Ce que l'on observe ou devine dans les zones externes est analogue au socle de l'avant-pays, et un socle continental *pro parte* hercynien affleure aussi dans les zones internes. Il n'y a quasiment pas d'ophiolites mésozoïques, mais on remarque de vastes masses d'ultrabasites anciennes dans le socle interne rifo-bétique. On peut donc conclure à l'existence d'un socle continental à « intermédiaire » sous le géosynclinal rifain. Les données géophysiques confirment ceci (fig. 215 ; cf. Demnati, 1972 ; van den Bosch, 1974 ; voir aussi Glangeaud & *al.*, 1970, 1971 ; Andrieux & Mattauer, 1973, etc.). L'orogène rifain est alpinotype au sens large (à l'absence près d'ophiolites, de stade à sillon interne océanique, pour autant qu'on le sache, vu l'immersion des secteurs les plus internes).

Ce socle épais et relativement rigide va jouer un rôle mécanique actif dans l'orogenèse. Ceci apparaît clairement dans les Atlas. Les failles du socle, à rejet vertical souvent contraire au cours du temps : normal puis inverse, et à coulissement horizontal souvent notable, ont dirigé le plissement de la couverture (§ 4.4). C'est par son découpage en coins multiples que le socle atlasique se raccourcit.

Dans le Rif, le rôle du socle est moins apparent, mais néanmoins important. Les structures de la couverture externe montrent que le raccourcissement du socle sous-jacent n'a pas dû être considérable, sauf peut-être au long de l'accident du

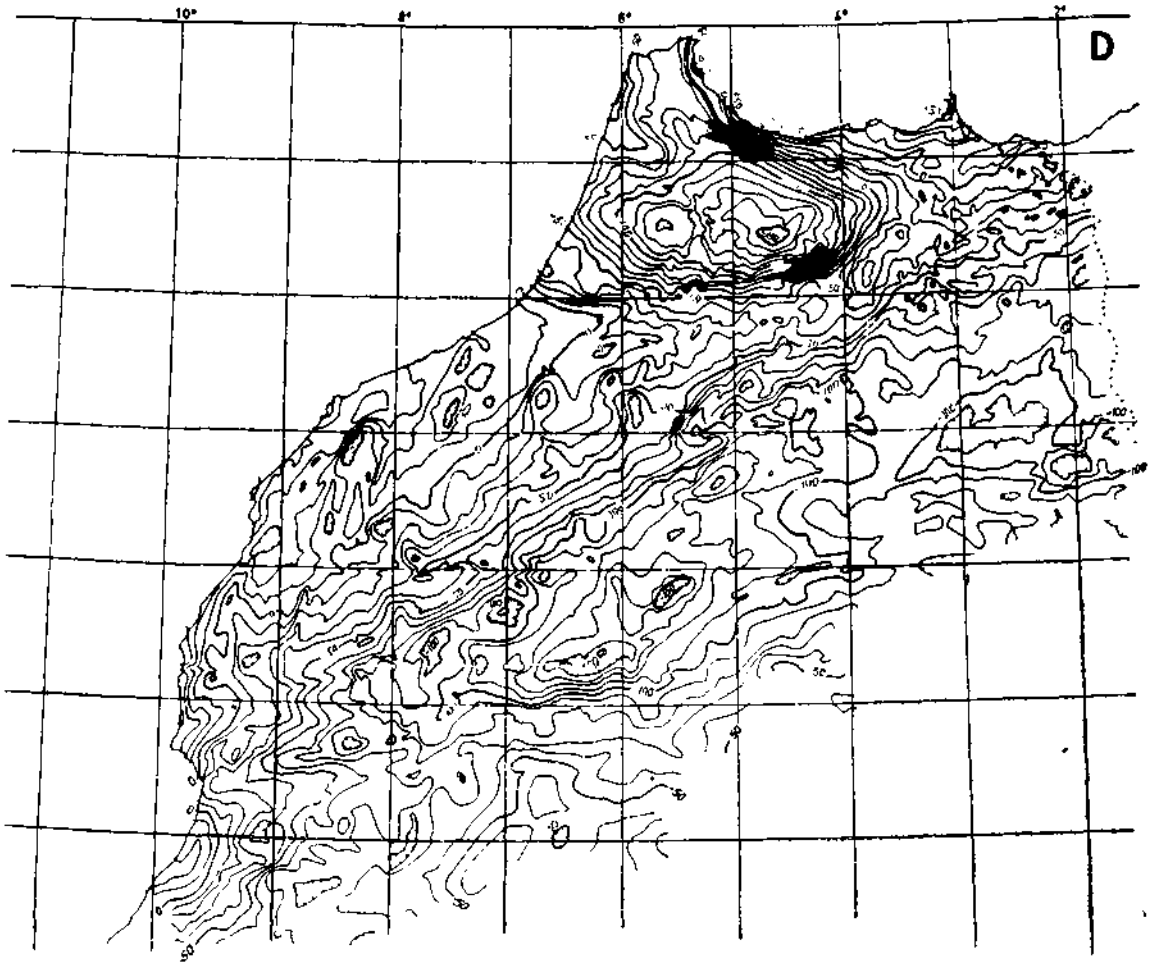


FIG. 215 D — Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer, d'après van den Bosch (1971).

Nekkor. Par contre, une limite majeure existe qui correspond à la marge externe de la ride géanticlinale : là, ainsi qu'à l'intérieur même de la ride le socle s'est trouvé fortement raccourci (de 2 à 5 fois), notamment par écaillage, et c'est ce qui a permis l'empilement de nappes de couverture. Le socle interne vient chevaucher en profondeur le socle externe (interprétation des péridotites des Beni-Bouchera par H. Demnati et J. Kornprobst : voir Coll. A.T.P., 1973). Quant au socle des nappes de flyschs, il est inconnu. A-t-il disparu à la marge externe du géanticlinal ? Est-il caché sous la mer d'Alboran, après avoir été simplement dénudé, peut-être ? C'est l'opposition entre les théories « infra » et « ultra », déjà exposée (cf. fig. 150 et 204).

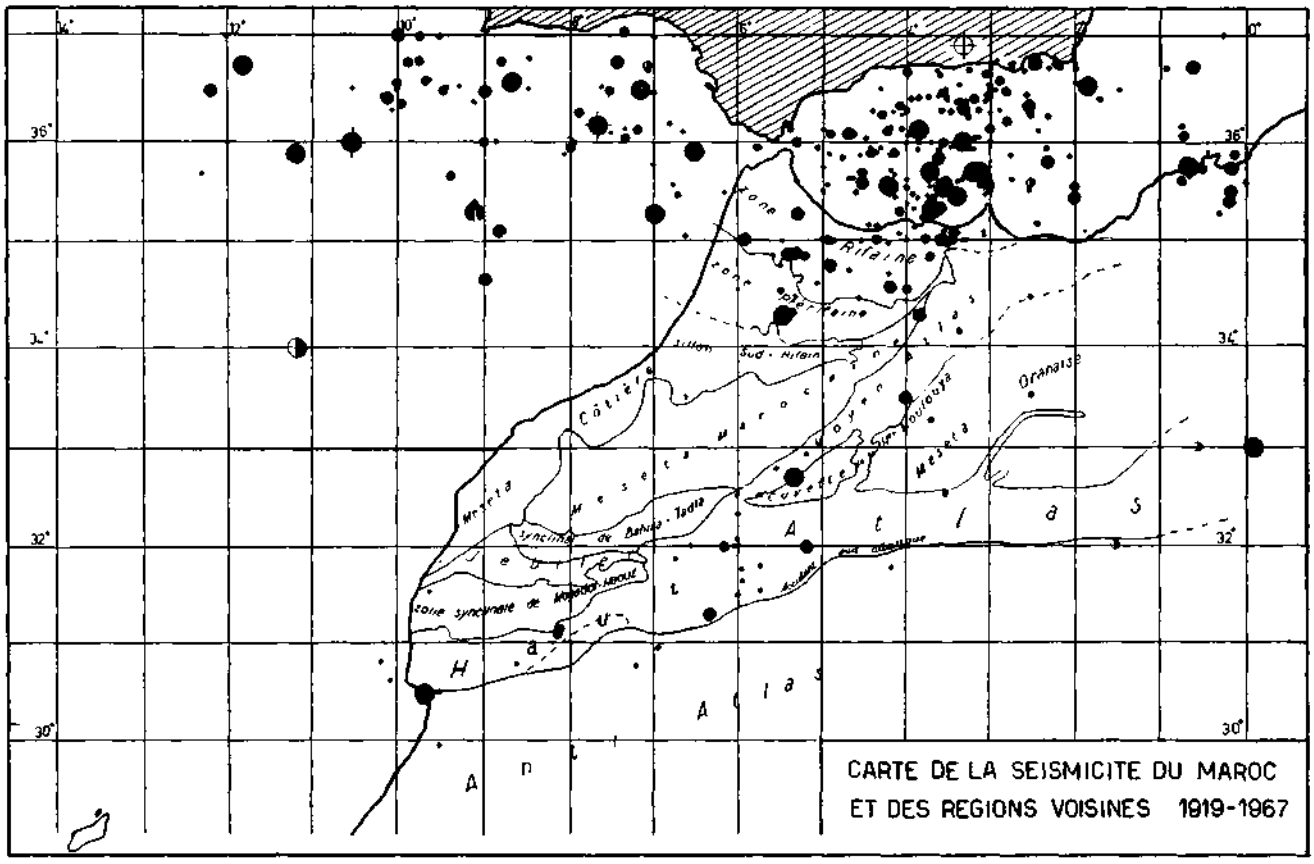


FIG. 215 E — Carte de la séismicité marocaine (cercle clair : séisme profond de 600 km, épicentre au Sud de Grenade) mettant en lumière l'activité des accidents atlasiques, rifains, méditerranéens et du golfe de Cadix (ligne Açores-Gibraltar). Carte originale : Duvergé, 1969.

6.4.6.3. *STRUCTURATION ET MOUVEMENTS DU SOCLE*

On a recherché dès longtemps les lignes structurales majeures du socle rifo-atlasique, susceptibles d'avoir guidé ses mouvements, et envisagé l'orientation de ceux-ci dans le cadre des rapports de l'Afrique et de l'Europe.

La notion d' « accidents transversaux » NE-SW se combinant aux « accidents directionnels » E-W pour découper tout le socle nord-africain en panneaux a d'abord été introduite par L. Glangeaud (1951). G. Dubourdieu (1960-62) systématisa ce découpage par des accidents NE-SW, les interprétant, fait nouveau, comme autant de décrochements sénestres. Le décrochement du Nfis (Tizi-n'Test) serait l'un d'eux, ce qu, peut s'accorder avec l'idée d'un important décrochement dextre posthercynien, à laquelle conduit l'observation des structures du socle (§ 6.3.4.3.). Par contre, l'idée avancée par G. Dubourdieu, d'une rotation générale de l'Afrique comme cause de ces décrochements, se retrouve dans les concepts actuels, mais le sens de rotation est opposé.

Les travaux récents s'attachent à décrire cette évolution crustale en tenant compte des données de la géophysique moderne sur le comportement du manteau et des plaques lithosphériques (§ 6.1).

On retrouve dans la thèse de J. Andrieux (1971) l'idée d'un découpage de l'Afrique du Nord par des décrochements NE-SW sénestres (Dubourdieu), mais l'auteur y ajoute des cassures NW-SE dextres (voir aussi Devaux, 1969). Ces décrochements se conjuguent, suivant l'auteur, pour étirer l'Afrique du Nord en réponse à une compression N-S antérieure au glissement des nappes (Miocène supérieur).

Le découpage du socle du Maroc « africain » (au Sud du Rif) par des failles non seulement NE-SW (direction atlantique) mais également E-W (direction méditerranéenne) est une donnée essentielle (cf. Saadi, 1972) pour comprendre son évolution durant tout le cycle alpin. Héritées du cycle hercynien, elles ont guidé constamment la sédimentation et les déformations, comme on l'a souligné plus haut à propos du Trias mésétien et atlasique, du Jurassique inf.-moyen atlasique ou des rides prérifaines, du Jurassico-Crétacé atlasique, enfin de la tectonique tertiaire. De telles observations conduisent Kanes & *al.* à envisager la tectonique de ce secteur jusqu'au Jurassique supérieur comme une tectonique de horsts et grabens (fig. 216) dans un processus d'extension à la marge de la croûte continentale africaine, expression, en milieu continental, des processus contemporains d'expansion océanique. Cependant, la prise en considération des données paléomagnétiques (Bardon & *al.*, 1973 ; Bossert & *al.*, 1973 ; Hamzeh & *al.*, 1973 ; Westphal & *al.*, 1974 ; Daly & *al.*, 1974) et leur interprétation en fonction des données géologiques, conduisent à un modèle où les coulissements horizontaux entre blocs de socle jouent un rôle essentiel (Michard & *al.*, 1974-75).

Un large échantillonnage des basaltes et dolérites triasico-liasiques de la Méséta et du Nord de l'Atlas central, ainsi que des basaltes éocrétacés de ce dernier secteur a permis de définir les déclinaisons et inclinaisons magnétiques de ces régions pour ces deux périodes. Or, schématiquement, les pôles « marocains » que définissent ces mesures pour le Trias-Infralias et pour le Crétacé inférieur ne coïncident pas avec les pôles contemporains déterminés dans divers secteurs de l'Afrique continentale. On est amené à envisager une rotation horaire d'environ 15° de la Méséta et d'une partie de l'Atlas par rapport au reste de l'Afrique.

Le modèle explicatif suivant (fig. 217) a été proposé, où le socle du domaine des Atlas se déforme, durant tout le Secondaire et le Tertiaire, par coulissement des lanières et des losanges généralement préexistants. Ce mécanisme n'implique aucunement la disjonction de la croûte continentale en plaques indépendantes, disjonction envisagée par Dewey & *al.* (1973) mais que rend invraisemblable l'absence, jusqu'à plus ample informé, de vraies ophiolites dans l'Atlas. Ici, on envisage une fragmentation de la marge de la croûte continentale africaine ; parmi les fragments restant jointifs, le plus vaste est le bloc mésétien ; son déplacement par rapport à la plaque africaine ne se fait pas suivant un accident sud-atlasique linéaire, image assez abstraite, mais suivant une large bande fracturée, correspondant concrètement à la chaîne atlasique.

La validité de ce modèle sera précisément testée sur ses conséquences dans la structure et l'évolution tectono-sédimentaire des Atlas *. Ainsi, J.-P. Petit & *al.* (1975) ont confirmé l'intervention d'un décrochement post-triasique dextre d'au moins 10 km au long de l'accident du Tizi-n'Test. E. Laville & *al.* (1973) montrent l'importance du rétrécissement transversal du Haut Atlas central et en même temps la continuité de ce processus durant les derniers 70 millions d'années. D. Hatzfeld & *al.* (1975) soulignent l'importance de la séismicité le long des failles moyen-atlasiques et y déterminent un mécanisme au foyer de cisaillement dextre.

* D'après les dernières données paléomagnétiques récoltées, M. Westphal (1975) estime cependant que l'essentiel des relations de blocs se serait effectué durant le Trias supérieur - Infralias, pendant le développement du volcanisme.

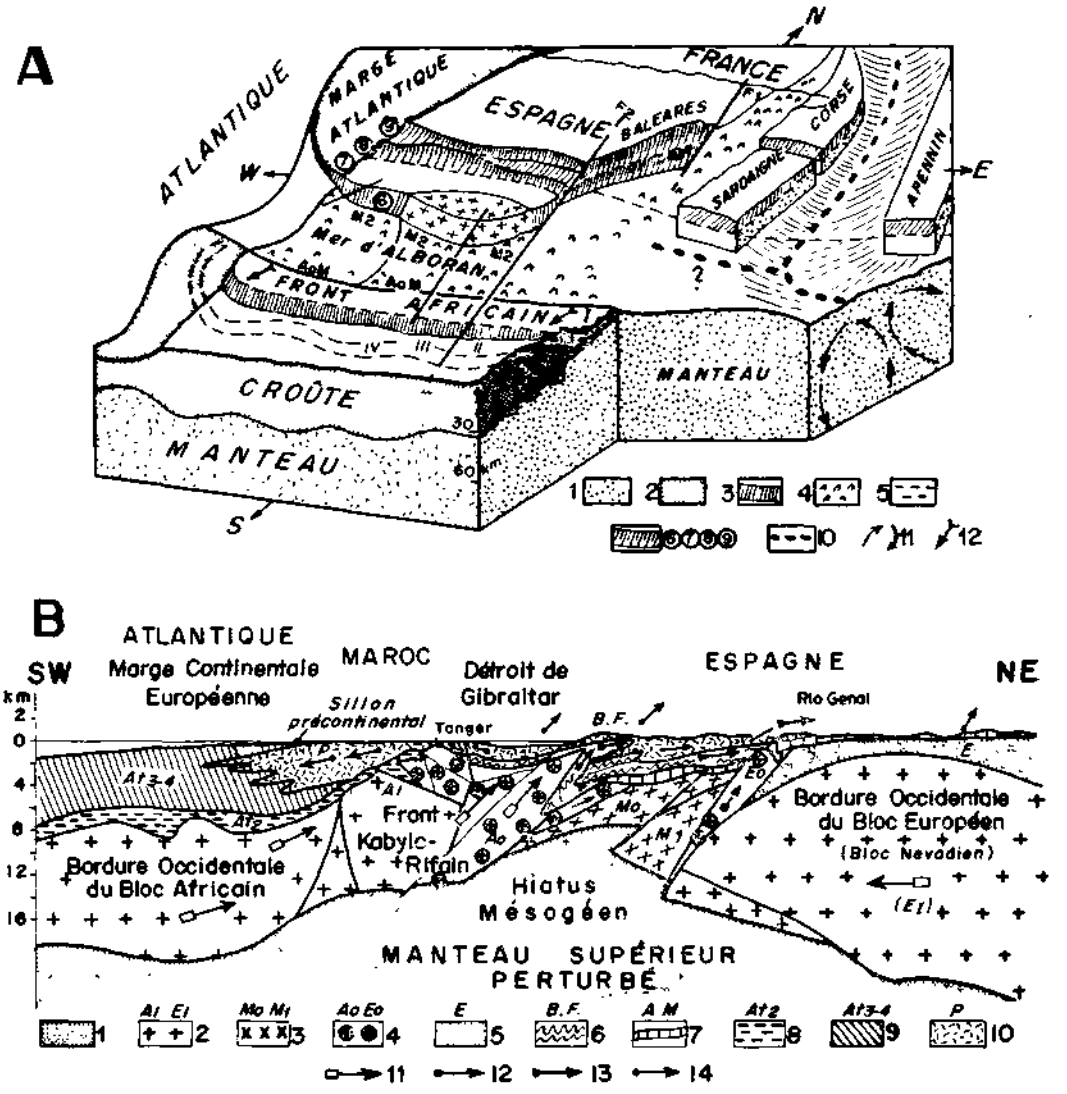


FIG. 216 — La tectogenèse rifo-bétique dans l'hypothèse d'un « hiatus mésogéen » et d'un « pseudo-arc » tardif à Gibraltar : deux figures empruntées à Glangeaud & *al.*, 1970.

A : Bloc-diagramme schématique imaginant l'état du « hiatus » au Jurassique moyen. *Figurés* — 1 : Manteau supérieur; 2 : Croûte; 3 : Front Ic du voussoir de la zone I (écailles paléozoïques et liasiques); 4 : Dômes et diapirs de la mer Hespérienne et de la mer d'Alboran. 5 : Cristallin de la Sierra Nevada; 6 : Prolongement de la Sierra Nevada vers la marge atlantique (séries autochtones du front espagnol); 7 : Bordure de la marge atlantique (Pénibétique); 8 : Subbétique; 9 : Prébétique; 10 : Rift probable avec montée de roches basiques injectées dans le Trias et le Jurassique; 11 : Courant de convection au-dessous de la mer Tyrrhénienne avec rameaux (Roller) probables entre la Sardaigne et la Tunisie; 12 : B'seau frontal africain.

N.B. : L'âge des diapirs (4) est douteux : tous ceux dont on a pu faire l'étude précise sont apparus formés d'évaporites messiniennes (voir § 5.1.4.2.).

B : Coupe schématique interprétant l'état actuel.

Figurés — 1 : Manteau supérieur; 2 : Croûte des blocs africain et européen; 3 : Croûte de la Mésogée; 4 : « Biseau » frontal africain (A1 + AOM de la figure 1 *); 5 : Couverture du socle cristallin de la Sierra Nevada; 6 : Nappes inférieures (anté-éocènes ?) provenant du bourrelet frontal (BF) et autres zones (fig. 1); 7 : Pénibétique et Rondaïde; 8 : Primaire et Secondaire de la marge atlantique péri-continentale (At 2); 9 : Dépôts tertiaires (en grande partie oligo-miocènes) et quaternaires de la marge atlantique péri-continentale (At 3-4); 10 : Lambeaux de glissement du Rif passant latéralement aux formations oligo-miocènes (9); 11 : Mouvements relatifs du bloc africain, du biseau frontal kabylien et du bloc européen; 12 : Mouvements vers le Nord-Est du bourrelet frontal (BF). On n'a pu figurer, ici, le cisaillement vers le sud-ouest de l'unité A1; 13 : Premiers écoulements vers le nord-ouest des lambeaux de ssement avant l'Oligocène; 14 : Ecoulement périphérique (nord-ouest, ouest, sud-est) post-oligocène des lambeaux éjectés et de la nappe numidienne formant l' « arc » post-tectonique de Gibraltar.

* La figure 1 appelée ci-dessus est celle de Glangeaud & *al.*, 1970, p. 474.

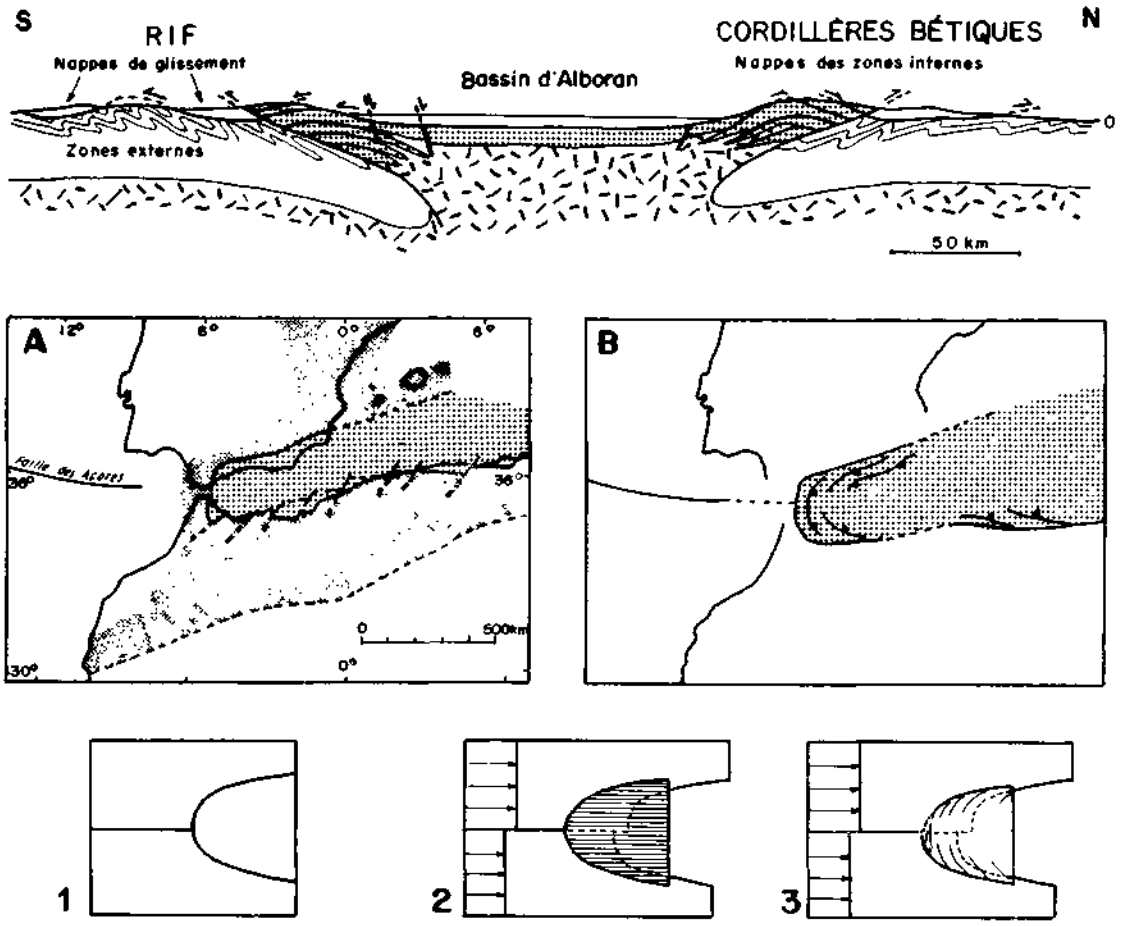


FIG. 217 — La tectogenèse rifo-bétique dans l'hypothèse d'une « sous-plaque d'Alboran » et d'une disposition en arc primitive à Gibraltar : figures empruntées à Andrieux & *al.*, 1971.
En haut : Coupe schématique N-S (hauteurs légèrement exagérées dans les zones de plis et nappes).
Au milieu : La forme générale actuelle de la sous-plaque d'Alboran (A) et sa forme probable, au début du Miocène (B). *Pointillé léger :* zones plissées alpines des plaques européenne et africaine; *Pointillé fort :* sous-plaque d'Alboran.
En bas : Le modèle géométrique explicatif de l'arc de Gibraltar. 1 : avant déplacement des plaques; 2 : recouvrement des plaques Europe et Afrique par la sous-plaque d'Alboran; 3 : le recouvrement est suivi par le plissement des bordures de la sous-plaque d'Alboran.

Les problèmes d'interprétation des mouvements profonds sont autrement complexes dans le domaine rifain, dans cette étonnante cicatrice entre l'Europe et l'Afrique (fig. 205 C), qui affecte une forme en arc apparemment inexplicable.

Pour L. Glangeaud et ses collaborateurs (1970, 1971, etc.) la forme en arc des chaînes bético-rifaines, loin d'être primitive, est acquise au Tertiaire par torsions des « microblocs » puis écoulement divergent des nappes de couverture (fig. 216). Le serrage de ce « pseudo-arc » succède à une phase de distension mésozoïque ayant créé un « hiatus mésogéen » à croûte océanique ou intermédiaire (cf. avec d'autres termes, les conceptions de Dewey & *al.*, 1973 ; la nature « intermédiaire » de la croûte en mer d'Alboran vient d'être confirmée par G. Perrier & *al.*, 1975).

Mais la réalité d'un arc de Gibraltar reliant continuement (à divers décrochements près) les structures rifaines aux structures bétiques (voir chap. 5) conduit J. Andrieux & *al.* (1971, 1973) à un modèle à trois plaques où la structure en arc apparaît dès l'origine de la chaîne, au moins dès le Crétacé supérieur (fig. 217). Entre la plaque

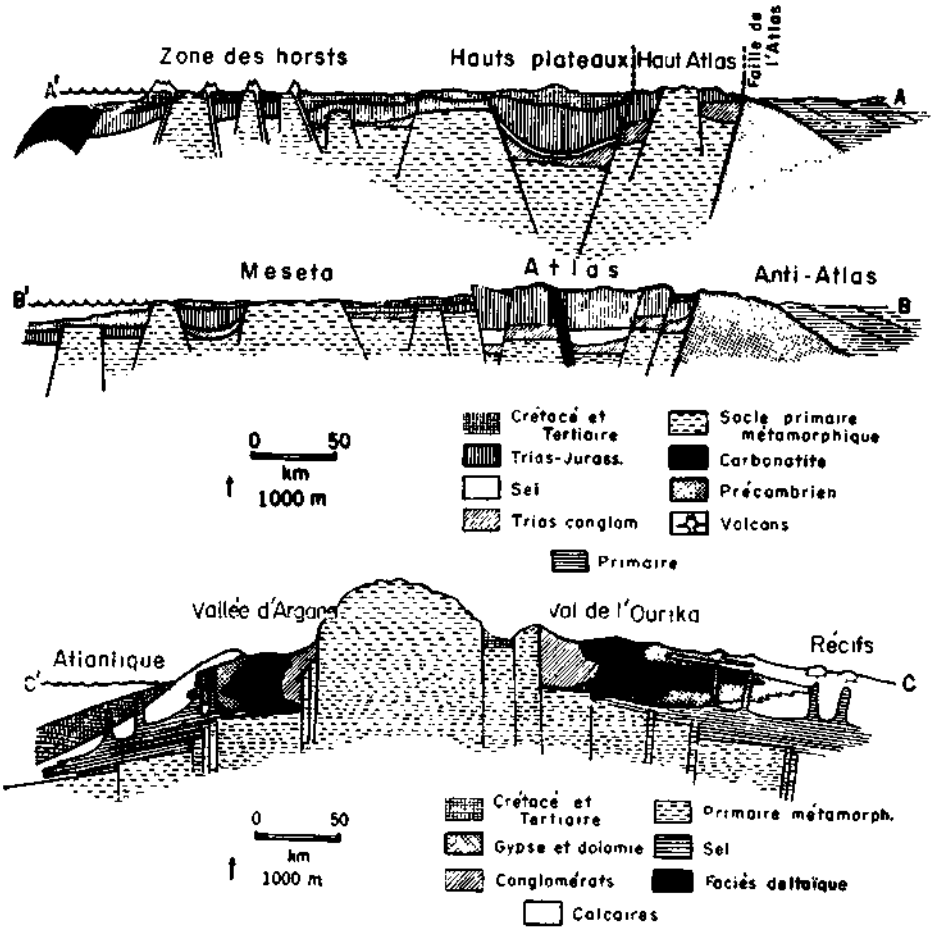


FIG. 218 — Aspect du découpage du socle marocain en blocs dénivelés et influence sur la sédimentation méso- et cénozoïque, d'après Kanes & *al.*, 1973.
AA' et BB' : coupes transversales du domaine atlaso-mésétien (respectivement par Oujda et par Rabat).
CC' : coupe longitudinale du Haut Atlas occidental.

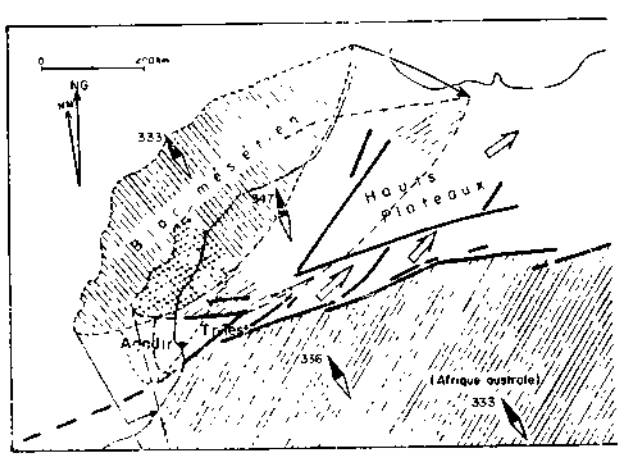


FIG. 219 — Modèle interprétatif des mouvements post-triasiques du socle atlaso-mésétien d'après Michard & *al.*, 1975.

Le pôle virtuel de rotation finie a été choisi ici dans la région de Tindouf; le mouvement relatif Méséta—Hauts-Plateaux est sénestre, il est dextre entre ces blocs et le Sahara, avec une amplitude de l'ordre de 100 km; une compression faible, en fin de rotation, éjecte vers l'Ouest le bloc d'Agadir; le rétrécissement dans l'Atlas central atteindrait 50 km, mais un découpage en blocs plus nombreux déterminerait, à rotations égales, des resserrements moindres.

Les données paléomagnétiques utilisées sont symbolisées par des aiguilles de boussole, orientées par rapport au Nord géographique actuel. Le dessin exagère la rotation mesurée.

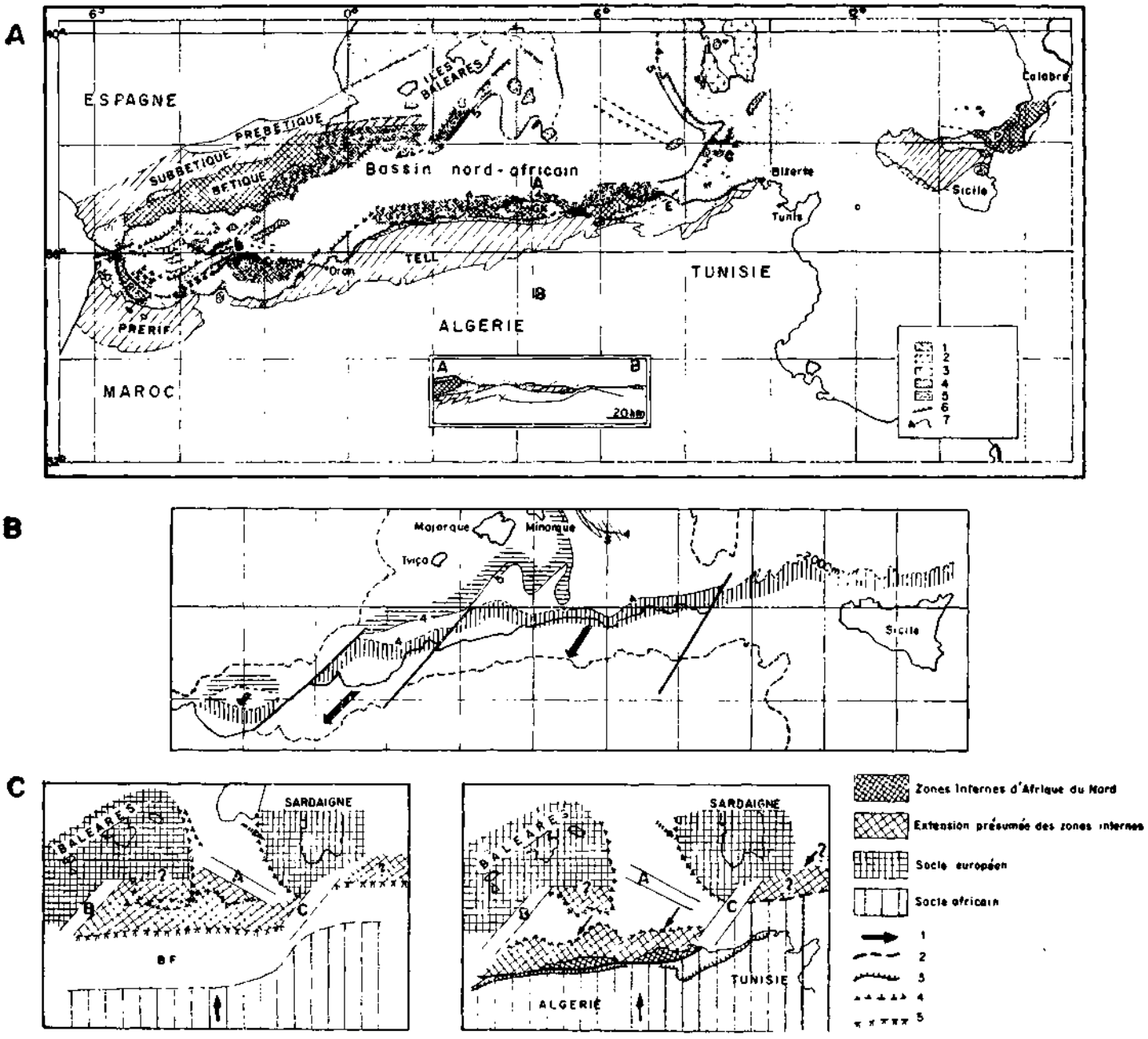


FIG. 220 — La Méditerranée occidentale et son évolution oligo-miocène, selon Auzende & *al.*, 1973 (B) et 1974 (A et C). Pour une description résumée des données géologiques et structurales sur la Méditerranée et son cadre alpin, voir B. Biju-Duval, 1974.

A : Etat actuel (schéma structural). 1 : Unités paléozoïques et cristallophylliennes du domaine interne : les croix indiquent l'extension possible de ce domaine; 2 : domaine externe; 3 : nappe numidienne; 4 : extension marine du socle continental; 5 : volcanisme; 6 : limites structurales faillées; 7 : isochrones (en secondes, temps double) du socle acoustique; a : zone de fracture de l'Emile Baudot; b : zone de fracture d'Alboran; c : zone de fracture nord-tunisienne; GK : Grande Kabylie; LK : Petite Kabylie; E : Edough; P : Peloritains. En cartouche : coupe à travers l'Afrique du Nord suivant AB (d'après Durand-Delga, 1969).

B : Ouverture miocène (schéma général).

C : Evolution de la partie centrale. *A gauche*, situation avant le Miocène inférieur-moyen. *A droite*, situation après ouverture. A : zone de fracture Baléares-Sardaigne; B : zone de fracture de l'Emile Baudot; C : zone de fracture nord-tunisienne; BF : bassin des flyschs mésozoïques et cénozoïques. 1 : sens de déplacement des différents blocs. L'Europe est considérée comme fixe. La flèche discontinue indique la direction de dérive du bloc sarde au cours de l'Oligocène; 2 : contact entre la plaque des zones internes et la marge africaine; 3 : limite d'extension de la nappe numidienne; 4 : limite des domaines continental et océanique; 5 : zone de plongement (subduction) de la plaque africaine sous la plaque des zones internes. La direction précise du mouvement de l'Afrique, la forme des marges continentales et l'extension de la plaque des zones internes sont approximatives.

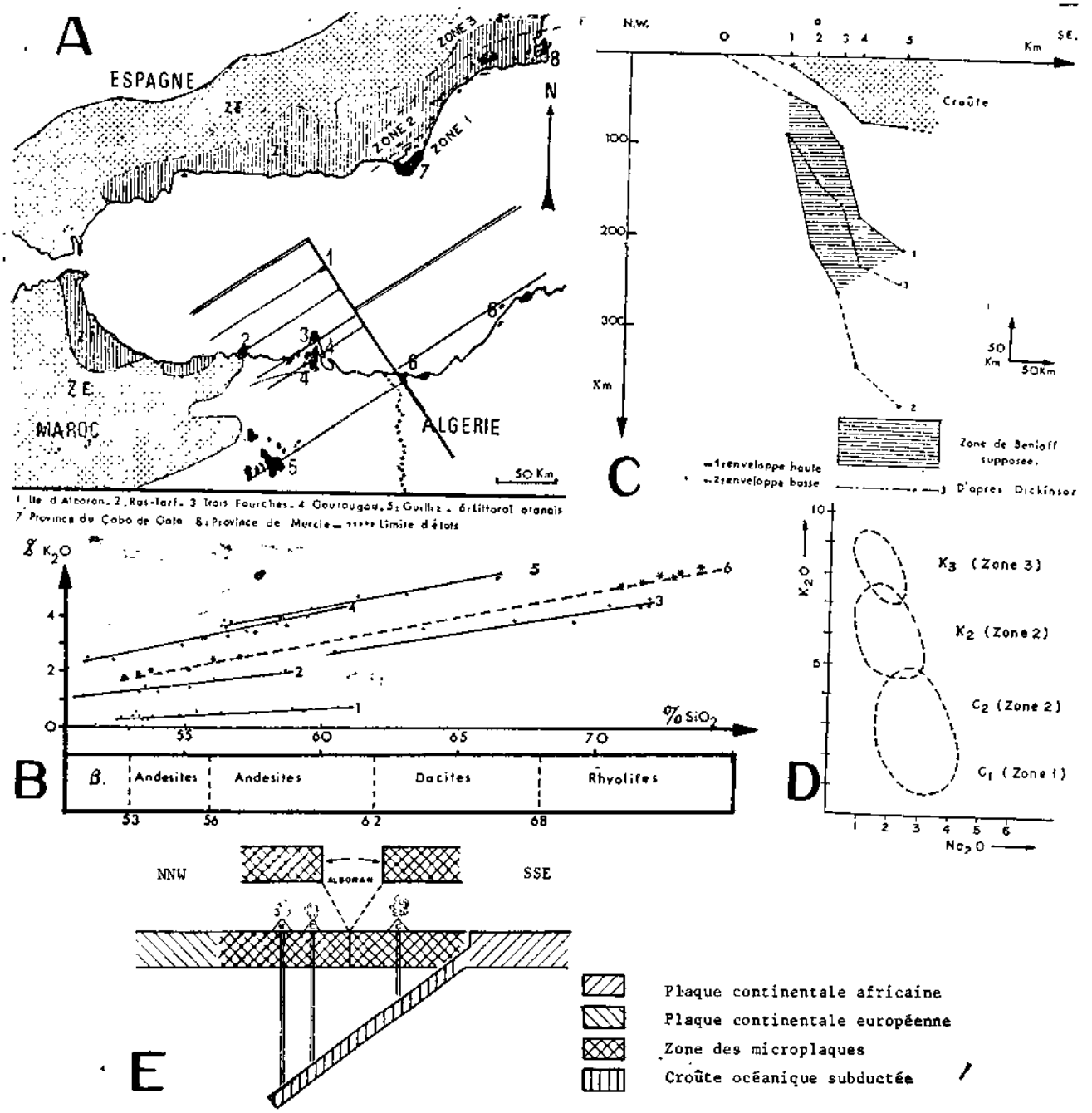


FIG. 221 — Le volcanisme rifo-bétique et son interprétation en termes de subduction fossile.
A : Localisation. B et C : Géochimie de la province nord-africaine et interprétation, suivant Ch. Delarue et R. Brousse, 1974. D et E : *Idem* pour la province bétique, d'après V. Araña et R. Vegas, 1974. La partie africaine de ce modèle E est contredite par les résultats B.

européenne et la plaque africaine s'intercale vers l'Est la « sous-plaque » d'Alboran, tandis qu'à l'Ouest les deux plaques coulissent directement l'une contre l'autre, le long de la ligne Açores-Gibraltar. La compression liée aux mouvements des plaques majeures (avec remontée de l'Afrique vers l'Europe, cf. fig. 205 C) affecte particulièrement la sous-plaque et surtout ses marges, où naissent des plis et chevauchements courbés en virgation.

D'autres modèles sont actuellement à l'étude. M. Durand-Delga (1973) suppose une évolution polyphasée où la courbure de Gibraltar se développe secondairement. La pointe du bloc d'Alboran, « bourrelet liminaire » de la plaque africaine, aurait subi des compressions E-W du fait de la plaque européenne ; les structures d'axe N-S se seraient formées, puis, la dérive de l'Europe vers l'Est s'accentuant, auraient été courbées sur un accident majeur, localisé entre Internides et Externides bétiques (ainsi s'expliqueraient diverses dissymétries de l'arc). Cherchant à rendre compte de la structure profonde de la mer d'Alboran, J.-L. Olivet & *al.* (1973) proposent un modèle compatible avec le précédent, en cela que tous deux comportent un sillon « infra » pour les flyschs. Ils envisagent (fig. 220) des glissements de blocs internes, au long de failles transformantes NE-SW, ces blocs affrontant l'Afrique au long d'un « plan de Benioff » à pendage nord (§ 5.1.4.2). Dans ce modèle, un peu comme dans le précédent, l'arc de Gibraltar est considéré comme le résultat de la dislocation de l'extrémité ouest du bloc des zones internes. On retrouve une description analogue, intégrée dans son cadre le plus général, dans la fresque proposée par Dewey & *al.* (1973) de l'évolution de la Téthys et du système alpin depuis le Trias. En fait, l'application des concepts de la tectonique des plaques, qui sont à la base de ces derniers modèles, aux structures rifo-bétiques, se heurte à de nombreuses difficultés. Les moindres ne viennent pas des insuffisances de la connaissance géologique de ces secteurs. D'autres surgissent de la différence d'échelle entre les phénomènes considérés (plaques lithosphériques et manteau d'une part, niveaux supérieurs de la croûte de l'autre : voir les remarques au § 5.3.2.2). D'autres encore, de la superposition de dispositifs structuraux différents, dont les plus jeunes effacent les plus anciens.

Un exemple de ce type de difficultés est offert par l'interprétation d'un simple « détail » de l'édifice bético-rifain : son volcanisme mio-pliocène. Ch. Delarue et R. Brousse (1974) montrent que les séries volcaniques rifo-telliennes de cet âge sont de plus en plus potassiques (à égale teneur de silice) vers le Sud-Est ; par comparaison avec les marges de subduction actuelles, ils en déduisent l'existence au Miocène terminal d'un plan de Benioff plongeant ici au Sud-Est (conformément à l'hypothèse avancée par J. Andrieux, 1973, pour rendre compte du métamorphisme miocène), avec un dispositif probablement inverse sous les Bétiques. Ces plongements sont donc opposés à ceux qu'envisagent J. Andrieux & *al.* (1971), pour leur modèle essentiellement relatif, il est vrai, aux temps anté-tortoniens. On serait conduit à supposer des « flips » du plan de Benioff au Tortonien. Mais le modèle de Delarue & Brousse s'oppose aussi presqu'entièrement à celui de Araña & Vegas (1974). Pour ces auteurs, le volcanisme shoshonitique, de type arc insulaire, est lié à la subduction de l'Afrique sous l'Espagne dès le Miocène inférieur, avant l'ouverture présumée de la mer d'Alboran ; un seul plan de Benioff, à pendage nord, un seul gradient géochimique sont ici envisagés. Il faut attendre de nouveaux travaux (fig. 221).

L'arc de Gibraltar est un « point chaud » de la géologie méditerranéenne. Ce n'est pas le seul problème d'actualité pour la géologie marocaine : le lecteur en aura noté bien d'autres au fil de ce livre, dont la fin sera cette ouverture sur de nouvelles recherches, vers une meilleure connaissance, pour une plus grande richesse du Maroc.

Manuscrit reçu le 8 avril 1973

Mis à jour sur épreuves :
juin et octobre 1975

TABLEAU 4

LES PRINCIPALES FORMATIONS PRECAMBRIENNES ET INFRACAMBRIENNES DISTINGUEES AU MAROC

Domaines / Périodes	ANTI-ATLAS	ATLAS	MESETA	RIF
Base du Cambrien inférieur (« Géorgien ») daté paléontologiquement	*Secteur W :* Calcaires supérieurs de l'Anti-Atlas { Calc. à *Archaeocyathus* / Dolomies } *E :* *Id.* mince, ou lacune, ou faciès détritiques	Schistes pyroclastiques et Calcaires à *Archaeocyathus* Série schisto-calcaire à Trilobites (Ounein).	Calcaires et dolomies (El-Jadida, J. Irhoud des Jbilet, Rehamna occid., Pays Zaïan)	*Nappes cristallophylliennes des Sebtides,* mal datées : micaschistes, amphibolites et gneiss du Filali (anté-Llanvirn : Calédonien ? Eocambrien ?)
Infracambrien supérieur (1) ou (Adoud. sup.)	Série lie de vin / Grès de Tikirt, ou lacune	? Schistes lie de vin,		
« *Adoudounien* » (Adoud. inf.)	Calcaires (dolomies) inférieurs de l'Anti-Atlas / Lacune ou f. détritiques	dolomies, intercalations volcano-détritiques, andésitiques (Agoundis)		
(Eocambrien ?)	Intercal. pyroclastiques Volcan andés. d'Alougoum Dolomies de Tamjout Série de base	dolomies (Tamlelt)		
Infracambrien inférieur (Eocambrien ? Précambrien terminal ?)	*Précambrien III :* Série de Ouarzazate, couches rouges de Tiouine; niveau à *Collenia* d'Amane-n'Tourhat, etc. (série volcano-détritique à ignimbrites, andésites, granites annulaires sub-volcaniques...)	Précambrien III du « promontoire de l'Ouzellarh » (Bou-Ourhioul, O. Rdat...), du pays de Skoura, de Tamlelt et Talzaza (Bou-Kaïs)	Rhyolites d'El-Jadida Couches volcano-détritiques du Pays Zaïan (J. Hadid, Bou-Acila, Goaïda)	
Précambrien supérieur (et moyen ?)	*Précambrien II-III :* Séries de Tidiline, d'Anezi (volcano-détritiques)	Granites, Schistes et quartzites du Massif ancien du Haut Atlas (Bloc E : Ouzellarh, J Toubkal, O. Ourika), du Pays de Skoura, de Tamlelt (Aïn-Chaïr)	en pays Zaïan ? (voir aussi formation des granites hercyniens par palingenèse du Précambrien)	gneiss (kinzigites) et ultrabasites (péridotites, pyroxénolites) des Beni-Bouchra (Précambrien ?)
	Précambrien II s.s. (1 et 2 ?) — Granite de Tafraoute (Pr. II-III ?) — Série des quartzites (Lkest) et des calcaires à Oncholites (Tachdamt) — Ophiolites de Bou-Azzer—El-Graara; diorites quartziques.			
Précambrien ancien (et Archéen ?)	*Précambrien I :* Micaschistes et gneiss des Zenaga, du Tizi-n'Taratine; granites d'Azguémerzi et de Tazenakht. Micaschistes, amphibolites et granite de Tasserhirt, schistes du Kerdous, granite de Tazeroualt	Gneiss migmatitiques du Massif ancien haut-atlasique (Ouzellarh)		

N.B. : Selon A. Boudda & G. Choubert (1972), la base du Cambrien est située en (1); voir le § 2.2.1.

TABLEAU 6

LES PRINCIPALES FORMATIONS DU PALEOZOIQUE RECENT DISTINGUEES AU MAROC

Périodes / Domaines		ANTI-ATLAS	ATLAS	MESETA	RIF
Permien	Permo-Trias				*Ghomarides et Sebtides sup. (Federico)* : conglomérats polychromes, sch. et grès rouges ou noir de fumée
Carbonifère supérieur à	Stéphano-Autunien	*Série* argilo-gréseuse rouge (Merkala = Betana sup.; Béchar)	Grès Conglom. rouges de l'Ourika, de la Tessaout, du Tazekka, série limnique (des Ida-ou-Zal)	Couches de Bou-Achouch, conglo. de Khénifra et des Chougrane	
	Westphalien	Houiller paralique du Bassin de Kenadza-Béchar	Houiller paralique du Bassin de Jerada	Conglomérats de Mechra-ben-Abbou et de Sidi-Kassem sem	
	Namurien sup.	Série de la Betana inf. (Bassin de Tindouf) avec les Grès fluviatiles du J. Rerouina	Grès à plantes	? ?	*Nappes paléozoïques = Ghomarides :*
Carbonifère inférieur	Namurien inf. Viséen sup.	Calcaires de l'Ouarkziz et de la Zousfana / Flysch de Ben-Zireg, à olistostromes	Flysch andésitique (Oujda) conglom., flysch à brèche intraform. de l'Atlas de Marrakech. Sch de Debdou et du Mekkam (?)	Sch. à roches vertes du Sarhlef et des Rehamna. Grès à plantes d'Ennta. Flysch du Fourhal, de Kassem-Rahal. Flysch à olistostromes de Karrouba, de Ziar-Mrirt. Calc. et conglomérats de base	Flysch, conglom. à galets de roches métam.; calc. récifaux transgressifs (Beni-Hozmar, Akaïli)
	Viséen inf. moyen	Sch. et grès de la Betaïna		Conglom. du Jbel Bakach. Flysch du Khorifla (p. sup. ?)	
	Tournaisien	Grès du		Sch. à goniatites, flysch	« Culm. » à Calizas alabeadas (calc. contournés) Sch. et phtanites (Beni-Hozmar)
	Strunien	Tazout		Grès et qz. de Skhirat. Flysch du Khatouat (?)	
Dévonien supérieur	Famennien	Argiles et grès du Dra et du Zemoul; flysch du Maïdère; calc. pélagiques et couches à Arthrodires du Tafilalt		« Flyschs » du bassin de Si. Bettache à conglomérats ± chaotiques (Biar-Setla, Tiflet) et arkoses; des Ouled-Abbou; de Moulay-Hassane. Lumachelles et brèches pélagiques de Touchchent; Grauwackes transgr. de Mechra-ben-Abbou	
	Frasnien	Schistes et calc. en miches du Dra; calc. pélagiques et griottes du Tafilalt		Argilo-pélites des Ouled-Abbou; marbres de Skhirat; griottes de Moulay-Hassane	
Dévonien moyen	Givétien	Faciès construits du Maïdère	Calc. à Tentaculites des Aït-Mdioulal	Marbres récifaux de l'O. Ykem, de Tiliouine, du Bou-Khemis (D. Aït-Abdallah)	Calc. récifaux (Al-Hoceïma, Talembot)
	Eifélien	Schistes marnes et calcaires gréseux. Calcaires à Goniatites	Calcaires de Talmakent	Grès, et calc. à flore terrestre (Bou-Nebdou). Calc. zoogènes (Ouled-Abbou, Mechra-ben-Abbou) Conglomérats rouges et calcaires dolomitiques des Rehamna (Skhirat -	
Dévonien inférieur	Emsien	W : (Dra) Trilogies des Rich (grès/ argiles/ calc.) — El-Ansar, Mersakhsaï, Assa	E : (Tafilalt) : Récifs d'Hamar Laghdad; calc. crinoïdiques ou calc. pélagiques	Es-Slimane) discordants et déformés (Kef-el-Mouneb) Calc. et Dol. de l'O. Akrech, de Safsaf, d'Aïn-Targa. Grès calc. de Moulay-Hassane	Sch. et calc. à Tentaculites (Koudiat-Tizian, Bokkoya)
	Praguien		Schistes et Calcaires	Calc. du Bou-Regreg, du Grou, de Ghtira, Rechoua, Tiflet.	
	Lochkovien	(avec grès vers l'W) Argilo - sch. et calc.	Volcanisme	Conglom. rouges de Talmakent	Sch. et cal. de Hossei; calc. de Mograne; Sch. du Zemmour (Rabat), de Touchchent. Sch. et calc. des Ouled Abbou, de Mechra-ben-Abbou.

TABLEAU 7

LES PRINCIPALES FORMATIONS MESOZOIQUES DISTINGUEES AU MAROC

Périodes \ Domaines	ANTI-ATLAS	ATLAS		MESETA	RIF	
		Golfe oriental	Bassins atlantiques Agadir, Essaouira, Safi	Plateaux et massifs internes	Zones externes	Zones internes
CRETACE SUPERIEUR — Maestricht.	Lacune, sauf Souss occidental (Erguita)	Calc. ± phosphatés transgressifs (Foum-Kheneg)	Calc. phosphatés, calc. à *Baculites*	Lacune (Terre sud-rifaine, Rehamna, Jbilet) ou calc. ± phosph. (Meskala)	(1) *Prérif.* (?) : marnes vertes (C. sup.) *Z. rifaine :* calc. du Loukkos (Cénom.-Tur.), marnes de Tanger (Cénom.-Tur. et Sénon.)	*Ch. Calc.* Marnes à *Globotruncana* (Sén.) *N. de Melousa-Chouamat :* calc. et marnes à microbrèches (Cén.-Sénon.); phtanites (Turon.)
CRETACE SUPERIEUR — Sénonien	Couches rouges salifères (Bou-Denib, Zegdou); Cal. et marnes marines silicif. (Tarfaya)	Marnes et grès rouges; conglom. du Chott Tigri, du Jbel Lakhdar	Marnes rouges gypsifères; marno-calcaires	Marnes jaunes		
CRETACE SUPERIEUR — Turonien Cénomanien (p.p.)	Dalle cénomano-turonienne, calc. de la Hamada inférieure (Meski, Kem-Kem...)	Calcaires et marno-calcaires; calc. bitumineux d'Arhbala	Dalle à Astartes	Dalle calcaro-marneuse		*N. des Beni-Idère :* Calc. à silex (Cén.)
Cénomanien (p.p) et CRETACE INFERIEUR	«Infracénomanien » rouge « Continental intercalaire » Lacune	*Centre :* « Infracénomanien », grès de Wansero, avec basaltes (Ouaouzarth); incursion marine à l'Aptien (Atlas de Marrakech-Beni-Mellal) N E : Marno-calc. et grès du Gareb et des Kebdana; grès blanc du jbel Amour *Intrusifs :* gabbros et dolérites du Haut Atlas	Calc. et marnes à huîtres, calc. dolomitiques (Doukkala)	Lacune ou Infracénomanien rouge saumon	*Prérif.* (?) : Crétacé inf. marneux *Z. rifaine :* Flysch schisto-quartzitique de Kétama et des nappes rifaines *p.p.* (Barrémo-Albien); Marnes à Ammonites pyriteuses (nappes internes ?) Néocomien calcaro-marneux	*Ch. Calc. :* Calc. pélag. condensés, brèche intraformation. (Berriasien des Bokkoya, du J. Gorguès); br. polygéniques discord. (J. Haouz) *Mel.-Chouamat.* Flysch bleu quartzopélitique (Albo-Aptien) *Tisirène :* Flysch (Néocom. à Apt.)
JURASSIQUE SUPERIEUR	Lacune sauf *SW* (bassin de Tarfaya): marno-calc., grès	Lacune sauf NE (avant-pays rifain); calc. et dolomies, grès, gypses (Terni-Masgout, Beni-Snassene, Gareb) et couches rouges *p.p. ?*	Calc. marneux, calc. organogènes, évaporites	Lacune (Dorsale mésétienne)	*Prérif.* (?) cf. Z. mésorifaine ? *Z. rifaine :* Calc. pélag. = Tithonique; « Flysch » argilo-gréseux = Malm (Izzarene; base bariolée = Bathon sup.)	*Ch. Calc. :* Calc. tithon. + Radiolarites du Malm, ± condensé *Tisirène :* Calc. à Calpionelles (Tith.) et radiolarites (Malm); rares roches vertes ?
JURASSIQUE MOYEN — Bathonien Bajocien Aaléno-Bajocien	Lacune sauf — SW (Tarfaya) : calc. et dol. — marge atlasique — Juras. rouge du Kerdous *p.p. ?* (Ksar-es-Souk)	— Couches deltaïques d'El-Mers, couches, rouges de Demnate des Guettioua, d'Anoual; calc. gréseux du NE (Gareb, etc.) — Marnes de Talsint et de Boulemane et calcaires-corniches (récifal au Jbel Ograne) — Calc. à *Cancellophycus,* calc. massif du Ziz, dalle des Hauts-Plateaux, dolom. du Mechkakour, etc.	Dolomies Grès et conglomérats rouges, marnes à Pholadomyes	Lacune sauf aux confins rifains : Grès du Zehroun	*Prérif.* (?) : cf. Z. mésorifaine ? Rides prérifaines : voir Méséta *Z. rifaine :* Bathon. inf. : Sch. à Posidonomyes, calc. néritiques.-Bajoc. calc. ammonitico	*Ch. Calc. :* Calc. « à filaments » (*Posidonomya alpina*) ou lacune *Tisirène :* idem
LIAS — supérieur moyen inférieur (p.p)	Lacune, sauf — SW (Tarfaya) : calc. et dol. — et marges subatlasiques (Telouet)	Marnes chocolat, pélites rouges, arkoses (Oujda) Calc. lités à chailles, calc. marneux (sillons haut et moyen-atlasique); récifs frangeants (Tizi n'Firest. Bou-Dahar...), dolomies et faciès rouges (Itzer, Hte-Moulouya...); arkoses (Bou-Arfa) Calc. en dalles, récifs frangeants (Jeffar..), calc. dolomitiques	alternances de couches rouges, de dolomies et calc. néritiques Calc. organogènes	Lacune sauf aux confins atlasiques et rifains : Lias calc.-dolom. des Causses d'El-Hajeb ou d'Agouraï : Lias complet des Rides Prérifaines	*Prérif ?* cf. Atlas *Z. rifaine :* Lias inf. marneux; Lias inf. moyen calcaro-dol.; Hettangien dolomitique	*Ch. Calc. :* Lias moyen-sup. : Calc. à silex ou « ammonitico rosso » Rhétien-Lias inf. : Calc. à silex épais ou réduits (« Lias blanc ») *Ghomarides :* Lias sup.: Calc. versicolores; Lias inf.-moy. : dolom. et calc. (résidus de couverture propre)
TRIAS — supérieur moyen inférieur	? Lacune, sauf marges atlasiques et Tarfaya (cf. Atlas) Dolérites de l'Anti-Atlas (T. sup.-Lias) ?	? Couches rouges détritiques (Argana, Nfis, Atlas oriental), série argilo-salifère à gypse, halite et localement potasse (bassins salifères de Berrechid, Khemisset, diapirs du Haut Atlas occidental et du Prérif) Intercalation de coulées basaltiques, localement à coussins (Maaziz)	?	?		*Ch. Calc.* et N. paléozoïques : Dolomies litées ou massives à Diplopores Dol. et calc. vermiculés Argiles, grès et dolomies quartzites

(1) Sur l'interprétation de la stratigraphie du Prérif : voir le § 5.2.2.1.

TABLEAU 5

LES PRINCIPALES FORMATIONS DU PALEOZOIQUE ANCIEN DISTINGUEES AU MAROC

Périodes \ Domaines		ANTI-ATLAS	ATLAS	MESETA	RIF
Silurien	Ludlow Wenlock Llandovery	Schistes ampélitiques à Graptolithes des Plaines du Dra, à nodules et bancs calcaires et grès Lacune à la base	Cf. Anti-Atlas	(mêmes coupes que l'Ordovicien en général) vers la base : Schistes de Mokattam	*Nappes paléozoïques = Ghomarides :* griottes à Orthocères, phtanites, schistes du Llandovery sup.
ORDOVICIEN	Ashgill	Grès du Deuxième Bani : grès grossiers et argiles microconglomératiques	Quartzites grossiers, grès rubanés et argiles microconglo. (Adrar n'Dgout, J. Bou-Dahar, Tazzeka, Mts d'Oujda)	Cf. Anti-Atlas et Atlas : Jbilet, Rehamna (Kharrou), Smaala (Chaaf), Méséta côtière	Schistes et greywackes, Conglom. à galets étirés
		Schistes du Ktaoua supérieurs à lentilles carbonatées		? ? Schistes et grès flyschoïdes d'El-Krad (nappes de Ziar) et du Goulibet (Rehamna)	
	Caradoc sup. inf. moyen	Grès et quartzites de Rouïd-Aïssa	Schistes et grès (H. Atlas central) Quartzites à Scolithes (Tamlelt) Schistes psammitiques *p.p.* (Oujda)	Grès et quartz. d'Allahia sup. et du Kharrou; de Feddan-Tabba; de Sidi-Saïd et du Tirmah-Beddouz. Sch. et grès des Ouled Fernane, d'Asfar (p.p. ?) de Khénifra (?) - Schistes «OBK»...	
		Schistes (et grès) du Ktaoua inférieurs			
	Llandeilo	Grès et quartzites du Premier Bani (avec lumachelles; fer oolithique à la base)	Grès et quartzites (coupes : cf. Ordov. inf.)	...d'Ouljet—Bou-Khemis. Grès et qz. d'Imfout (sup.), d'Allahia inf.; schistes en dalles des Smaala; grès des Ouled-Bahloul.	
	Llanvirn	Schistes du Tachilla	Schistes et grès verts et rouges à pistes (Ida-ou-Zal, Adrar n'Dgout, Skoura, Foum-Zabel, Mougueur, Sebbab-Kébir...)	Grauwackes d'El-Harcha; argiles gréseuses de Demja; psammites de Sidi-Khriali	
	Arenig	Grès et quartzites du Zini (à l'Ouest) Sch. du Fezouata sup.		Schistes et grès micacés bioturbés (Jbilet, Rehamna, Imfout); sch. du Tergou; de Chabet-el-Oukaref; Sch. et qz. des Zaïan (partie sup. ?)	
	Tremadoc	Sch. du Fezouata inf. Grès ou lacune basale			*Nappes cristallophylliennes = Sebtides :* anté-Llanvirn (voir tableau précédent)
CAMBRIEN	Lacune du Cambrien supérieur ?	Lumachelles à Brachiopodes (localement) Grès à *Conocoryphe* et Lingules = du Tabanit Schistes à *Paradoxides* = des Feijas internes, avec greywackes pyroclastiques	cf. Anti-Atlas : Massif ancien du Haut Atlas occid. (blocs E et W) Pays de Skoura, Tamlelt...)	Grès et qz. d'El-Hank, du Zguit, des Zaïan (partie inf. ?) Psammites à arenicoles Sch. à *Paradoxides*, sch. de Bouznika, de Ouardane. Sch. et greywackes inf. Rehamna Séricitosch. et Qz. des Sehoul ?	
	Cambrien moyen (Acadien moyen et inférieur)			? ?	
	Cambrien inférieur (« Géorgien ») daté	Brèche à *Micmacca*, schistes à Protolenidés Grès terminaux, tufacés, à Tigillites (étage d'Asrhir) Série schisteuse (ét. d'Issafene) et calcaires « scoriacés » Série schisto-calcaire (ét. d'Amouslek) passant vers le Sud-Ouest au faciès « Cal. sup. » Calcaires sup. à *Archaeocyathus*	Haut Atlas occid. (Massif du J. Tichka) : Complexe volcano-sédimentaire andésitique à bancs de calc. à *Archaeocyathus;* calc. « scoriacés » des Ida-ou-Zal. (voir tableau précédent)	trachyandésites de l'O. Rhebar Schistes troués des Rehamna occidentaux (Lalla Mouchaa) Série du Bou Gader (*p.p.* ?) Calc., calcschistes et dolomies (Adoudounien ?)	

Schistes des Feijas externes

TABLEAU 8

LES PRINCIPALES FORMATIONS TERTIAIRES DISTINGUEES AU MAROC

Périodes \ Domaines	ANTI-ATLAS	ATLAS	MESETA	RIF — Z. externes	RIF — Z. internes
Plio-Villafranch.	Volcanisme sous-saturé (Siroua, Sarhro, Moyen Atlas, Hauts-Plateaux, Oriental, Massif Central); Calc. sup. du Saïs, du Tadla (Beni-Amir), de Aïn-Beni-Mathar			Volcanisme basaltique et basanitique : Rif oriental (cf. Atlas)	
Pliocène	Grandes hamadas (Guir, Daoura, Dra, Tarfaya) Volcanisme du Siroua, etc.	Calc. inf. du Saïs, Poudingue de Skoura (Moyen Atlas) Pontico-Pliocène du Tadla	Sables fauves, faluns de Dar-bel-Hamri, marnes bleues supérieures du Rharb		Mio-Pliocène de Tétouan
MIOCENE terminal	? « Pontien » Marnes rose du d'Agadir talus des ? hamadas	? Lignites et smectites de Khandek-el-Ouaïch Volcans rhyo-andés. du Guilliz, Gourougou, Ourchane	? « Messinien », couches à Huîtres Marnes bleues sud-rifaines Molasses de base	Miocène molassique post-nappes (pré- et sud-rifain) Molasses et olistostromes de l'avant-fosse prérifaine Volcanisme : cf. Atlas	
MIOCENE supérieur (Tortonien)			Calc. lacustre des Rides prérifaines	*Prérif ?* Marnes discordantes *Z. rifaine :* Marno-calc. blancs Fin du Miocène « anté-nappes »	
MIOCENE moyen (Helvétien)					
MIOCENE inférieur (« Burdigalien »)		Calc. rose de Bou-Angueur (?)		« Miocène rifain anté-nappes », flysch + olistostromes : Zone des fenêtres, de Zoumi, de Mokhrisset; Nappes d'Ouezzane, du Habt, grès de Larache	*N. numidienne :* flysch à gros bancs de grès (cf. Algibe); à la base argiles à *Tubotomaculum* (Oligocène ?) *N. des Beni-Idère :* flysch fin, molasse gréso-micacée; à la base, marnes violacées nummul. (Eoc. sup.) *Ch. Calc. et N. paléoz. et cristall. :* molasse et flysch versicolore à klippes; semelle tertiaire des Bokkoya
Oligo-Miocène (« Aquitanien »)	Hamadas moyennes à *Clavator* (Boudenib), à *Limicolaria* (Taouz)			Nappes d'Ouezzane, du Habt, grès de Larache	
Oligocène — Eocène sup.		Rhassoul et gypses de Moyenne Moulouya. Calc. à silex d'El-Anaguer Calc. lacustre des Aït-Ibrirène et conglomérats Couches rouges d'Aïn-Nokhra (Felledi) Conglo. de Bou-Angueur.			
Eocène moyen-inférieur Paléocène	Calc. néritiques sub-atlasiques (Ouarzazate) à grands Foraminif., à Oursins Calc. à Cératodes (Kenadza)	Calc. à *Vicentinia* Calc. à Cythérées Calc. de Bekrit-Timhadit Calc. et grès (golfe sud-atlasique) Calc. à Characées et Lumachelles à *Cardita* *Intrusif :* Tamazert	Calc. à Thersitées Série phosphatée (Yprésien à Montien) : Oulad-Abdoun, Ganntour, Meskala. Calc. à *Cardita* Volcanisme : cf. Rif ext.	*Z. rifaine :* Marnes blanches à silex, calc. nummulitiques Volcanisme sous-saturé (aïounite...) : Prérif et avant-pays orientaux	*Ch. Calc. et Nappes paléoz. :* Calc. gréseux-congl. à grands Foramin., discordants Calc. à *Microcodium* *N. des Beni-Idère :* Couches à *Microcodium.*

N.B. : Pour les formations quaternaires, voir le tableau 3, § 1,3.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

arrêtées à 1975
(premier semestre)
et non exhaustive, surtout avant 1970 (compléter par Morin, 1965, 1970)

ADDADI C., DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P., MAGNÉ J. & POLVÈCHE J. (1968) : Age de la mise en place des nappes dans le Tell méridional (Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 267 D, p. 557-560.

AGARD J., DESTOMBES J. & JEANNETTE A. (1952) : Substances diverses, *in :* Géologie des gîtes minéraux marocains. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 87, *19è Congr. géol. intern.,* Alger, 3è sér., 1, p. 385-392.

AGARD J. & PERMINGEAT F. (1954) : Disthène, *in :* Description provisoire des espèces minérales du Maroc. — 2. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 10, 122, p. 140-141.

AGARD J., MORIN Ph., TERMIER H. & TERMIER G. (1955) : Esquisse d'une histoire géologique de la région de Mrirt (Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 12, 125, p. 15-28.

AGARD J., BALCON J. & MORIN Ph. (1958) : Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Jebel Aouam (Maroc central). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 132, 124 p.

AGARD J., DESTOMBES J., MILLIARD Y. & MORIN Ph. (1958) : Sur l'existence du Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au Nord de Tétouan (Maroc septentrional). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 246, p. 2778-2780.

AGARD J. (1960) : Les carbonatites et les roches à silicates et carbonates associées du massif de roches alcalines du Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc) et les problèmes de leur genèse. — *21è Congr. géol. intern.,* Copenhague, 18, p. 293-303.

AGARD J. (1960) : Les calcaires bitumineux du Crétacé moyen de la région d'Arbhala (Haute-Moulouya). — *Mines & Géol.,* Rabat, 9, p. 51-56.

AGARD J., BOULADON J., DESTOMBES J., JEANNETTE A. & MOUSSU R. (1965) : Notice explicative des cartes métallogéniques du Maroc au 1/2 000 000. — *Atlas du Maroc,* Com. Géogr. Maroc, pl. 9a, b, c et *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 169, 98 p.

AGARD J. & DRESNAY R. DU (1965) : La région minéralisée du Jbel Bou-Dahar, près de Beni-Tajjite (Haut Atlas oriental) : Etude géologique et métallogénique, *in :* Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (mai 1962). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 181, p. 135-152.

ALBERTI G.K.B. (1969) : Trilobiten der jüngeren Siluriums sowie der Unter- und Mitteldevons. 1 — Mit Beiträgen zur Silur-Devon-Stratigraphie einiger Gebiete Marokkos und Ober Frankens. — *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.,* 520, 692 p.

ALEM A. *in* NICOD M.A. (1974) : Petroleum developments in Morocco in 1973. — *A.A.P.G., Bull.,* 58, p. 2029.

ALLARD P.-L., COCHET E. & DUFFAUD F. (1958) : L'oligocène dans le Haut Atlas occidental. *Notes Serv. géol. Maroc,* 16, 143, p. 7-16.

ALLARY A. (1972) : Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khenifra et Zaouïa—Aït-Ishak). *Thèse 3è cycle,* Montpellier, 44 p.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. & RIBEYROLLES M. (1972a) : Présence de décrochements dans la Méséta sud-orientale du Maroc central. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 274 D, p. 653-656.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. & RIBEYROLLES M. (1972b) : Les nappes hercyniennes de la Méséta sud-orientale (Maroc central). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 274 D, p. 2284-2287.

ALLÈGRE C.J. & CABY R. (1972) : Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 275 D, p. 2095-2098.

ALSAC C., CORNET G., DESTOMBES J.-P., HENTINGER R. & LAVIGNE J. (1969) : Etude géothermique du Maroc oriental. — Rapport B.R.G.M., Orléans (inédit), 69, S.G.L. 264 G.T.M.

AMADE E. (1965) : Le gisement de potasse de Khemisset. — *Mines & Géol.,* Rabat, 23, p. 35-48.

AMBROGGI R. & NELTNER L. (1952) : Haut Atlas et Anti-Atlas occidentaux. Fascicule 1 : Généralités. — *19è Congr. géol. intern.,* Alger, livret-guide, Maroc, 12, 65 p.

AMBROGGI R. & NELTNER L. (1952) : Haut Atlas et Anti-Atlas occidentaux. Fascicule 2 : Description d'itinéraire. — *19è Congr. géol. intern.,* Alger, livret-guide, Maroc, 13, 83 p.

AMBROGGI R. (1963) : Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 157, 322 p.

ANDRÉ A., BEAUDET G. & MARTIN J. (1970) : Cadre naturel, *in :* Atlas du Bassin du Sebou. I. Atlas, pl. 2 et 3; II. Livret explicatif, p. 8-12. — *Minist. Agric. et Réf. agraire,* Rabat.

ANDREIEFF P., BROQUET P., DUÉE G., MASCLE G. & MAGNÉ J. (1974) : Sur l'âge aquitanien supérieur - burdigalien inférieur des silexites de la région de Gangi-Sperlinga (Sicile). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 29-31.

ANDREIEFF P., BROQUET P., DUÉE G., MASCLE G. & MAGNÉ J. (1975) : Stratigraphie et style des déformations du Numidien de la région de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile). — *3è Réun. ann. Sci. Terre,* Montpellier, p. 11.

ANDRIEUX J. & MATTAUER M. (1963) : Sur la présence de roches vertes à la base des nappes « ultra » du Rif. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 7, p. 213-214.

ANDRIEUX J. (1964) : Présence de roches vertes d'âge secondaire dans les Bokoyas (Rif, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 7, p. 252-253.

ANDRIEUX J. (1967) : Métamorphisme épizonal et tectoniques superposées dans le sillon externe de la Chaîne alpine d'Afrique du Nord : l'Unité de Ketama (Rif, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 264 D, p. 850-893.

ANDRIEUX J. (1968) : Sur le caractère « post-tectonique » de la mise en place des nappes « rifaines » (Rif, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 267 D, p. 1692-1695.

ANDRIEUX J. (1971) : La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 235, 155 p.

ANDRIEUX J., FONTBOTÉ J.M. & MATTAUER M. (1971) : Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. — *Earth Plan. Sc. Let.,* 12, p. 191-198.

ANDRIEUX J. (1973) : Sur le métamorphisme des zones externes du Rif. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 15, p. 106-107.

ANDRIEUX J. & MATTAUER M. (1973) : Précisions sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 15, p. 115-118.

ARAMBOURG C. & DUFFAUD F. (1960) : Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut Atlas occidental. — *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 2, p. 172-177.

ARAMBOURG C. (1969) : Les corrélations paléontologiques et chronologiques entre le Pleistocène inférieur de l'Europe et celui de l'Afrique. — *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 11, p. 106-115.

ARANA V. & VEGAS R. (1974) : Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc. — *Tectonophysics,* 24, p. 197-212.

ARBEY F. & TAMAIN G. (1971) : Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 272 D, p. 1721-1724.

ARKELL W.J. & LUCAS G. (1953) : Découverte récente du genre *Ermoceras* Douvillé dans l'Atlas saharien occidental : Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 236 D, p. 2257-2259.

ARSICAULT G. (1963) : Présence de dykes d'aïounite dans le Moyen Atlas marocain, au Sud de Khenifra (étude préliminaire). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 257 D. p. 1119-1121.

ARSICAULT G. (1965) : Présence de bois silicifié dans le Lias moyen du Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 260 D, p. 3720-3721.

ARSICAULT G. (1973) : Socle schisteux et arkoses permotriasiques d'Imi-Ouraru (Moyen-Atlas, Maroc) — *Notes Serv. géol. Maroc,* 34, 254, p. 109-112.

ARTHAUD F., MATTE Ph. & PROUST F. (1975) : Relations entre les décrochements tardi-hercyniens d'Europe et les plissements des Appalaches et de l'Oural. — *3è Réun. ann. Sci. Terre,* Montpellier, p. 16.

AUZENDE J.M. & PAUTOT G. (1970) : La marge continentale algérienne et le phénomène de subsidence : exemple du Golfe de Bougie. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 271 D, p. 1945-1948.

AUZENDE JM., BONNIN J. & OLIVET J.L. (1973) : The origin of the western Mediterranean basin. — *J. Geol. Soc. Lond.,* 129, p. 607-620.

AUZENDE J.M., OLIVET J.L. & BONNIN J. (1974) : Le détroit Sardano-Tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. — *Tectonophysics,* 21, p. 357-374.

AUZENDE J.M., REHAULT J.P., PASTOURET L., SZEP B. & OLIVET J.L (1975) : Les bassins sédimentaires de la Mer d'Alboran. — *Bull Soc. géol. Fr.* (7), 17, p. 98-107.

AUZENDE J.-M., BONNIN J. & OLIVET J.-L. (1975) : La marge nord-africaine considérée comme une marge active. — *Bul.. Soc. géol. Fr.,* (7), 17, p. 486-495

AVERTCHENKO A. (1971) : Stratigraphie du Permo-Trias de la partie Sud-Ouest du Haut Atlas. — C.R. Activ. 1971, Serv. Carte géol. Maroc, (inédit), p. 61-63.

BACKER H., NEGRONI P. & GENDROT C. (1965) : Stratigraphie von Silur, Devon und Unterkarbon in dem Randgebieten der marokkonische Meseta. — Rapport inédit, Bur. Rech. Part. Min., Rabat.

BALL E., FABRE J., GUELLAL S., MÉGARD F. & MOUSSINE-POUCHKINE A. (1975) : Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Béchar (Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 280 D, p. 2721-2724.

BARATHON J.J. & MAURER G. (1973) : Le Pontien de la région de Kebdani, Rif oriental. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 15, p. 352-355.

BARD J.-P., CAPDEVILA R. & MATTE Ph. (1970-71) : La structure de la chaîne hercynienne de la Méséta ibérique. Comparaison avec les segments voisins. *in* Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Publ. I.F.P.; éd. Technip.,* Paris, 1, p. 41-68.

BARD J.-P., CAPDEVILA R. & MATTE PH. (1973) : Le segment hercynien sud-ibérique : un exemple de « marge active » dans la chaîne hercynienne. *Ire Réun. ann. Sci. Terre,* Paris, p. 62.

BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. & WESTPHAL M. (1973) : Etude paléomagnétique de formations du Trias et du Jurassique du Maroc et du Sahara. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 276 D, p. 2357-2360.

BARTOLINI C., GEHIN C. & STANLEY D.J. (1972) : Morphology and recent sediments of the western Alboran basin in the Mediterranean Sea. — *Marine Geol.,* 13, p. 159-224.

BAUDRIMONT R. & DEGIOVANNI C. (1974) : Interprétation paléo-écologique des Diatomites du Miocène supérieur de l'Algérie occidentale. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 279 D, p. 1337-1340.

BAZIN D. (1968) : Etude géologique et métallogénique des chaînons atlasiques du Tizi-n'Firest au Nord de Ksar-es-Souk (Maroc). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 206, p. 37-96.

BEAUDET G. & MAURER G. (1961) : Dépôts et morphogenèse quaternaire dans la vallée inférieure de l'oued Lao. — *Notes maroc.* (Soc. Géogr. Maroc), 15, p. 13-25.

BEAUDET G. (1967) : Observations nouvelles sur les dépôts quaternaires des environs de Rabat. — *Rev. Géogr. Maroc,* 11, p. 77-98.

BEAUDET G., MAURER G. & RUELLAN A. (1967) : Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles. — *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, Paris, (2), 9, p. 269-310.

BEAUDET G. (1969) : Le Plateau central marocain et ses bordures, étude géomorphologique. — ***Thèse** Lettres, Paris* 1969, 478 p.

BEAUDET G. (1972) : Le plateau central marocain (résumé de thèse). — *Rev. Géogr. phys. & Géol. dynam.*, (2), 16, p. 107-132.

BEDERKE E. & WUNDERLICH H.G. (1968) : Atlas zur Geologie. — *Bibliograph. Institut.*, Mannheim, 75 p.

BENSAÏD M. (1973) : Résultats préliminaires d'une étude des goniatites et de la stratigraphie à la limite du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur du versant sud de l'Anti-Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277 D, p. 37-40.

BENSAID M. (1974) : Etude sur des goniatites à la limite du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur du Sud marocain. — *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 36, 264, p. 81-140.

BENZAQUEN M. (1963) : La bordure septentrionale de l'Atlas de Beni-Mellal. Contribution à l'étude géologique de la région d'E'-Ksiba. *Notes Serv. géol. Maroc*, 22, 170, p. 45-80.

BENZAQUEN M., HAMEL Ch., MARÇAIS J. & LECKWIJCK W. VAN (1969) : Précisions sur la succession stratigraphique du Mésozoïque dans le massif Masgout-Terni (Maroc oriental). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 218, p. 11-13.

BERRY W.B. & BOUCOT A.J. (1973) : Glacio-eustatic control of Late Ordovician - Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. — *Geol. Soc Amer. Bull.*, 84, p. 275-284.

BERTHOIS L. (1968) : Sur la présence d'affleurements calcaires organogènes mio-pliocènes au large de Gibraltar. Ses conséquences tectoniques. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 267 D, p. 1186-1189.

BERTRAND H. & PRIOTON J.M. (1975) : Le magmatisme triasico-liasique du Maroc et la côte orientale de l'Amérique du Nord, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique nord. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 37.

BERTRAND J.M. (1974) : Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. — *Thèse*, C.N.R.S. Paris, n° 19, 307 p., annexes.

BERTRAND J.M. & LASSERE M. (1975) : Les traces d'une orogenèse d'âge kibarien *s.l.* (1000 Ma) au Hoggar central (Sahara algérien). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 38.

BERTRAND H. & PRIOTON J.M. (1975) : Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. — *Thèse de Spéc. Univ. Cl Bernard*, Lyon, n° 425-426, 2 vol. ronéot., 320 p.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. DE, ROGNON P., GARIEL O. & BENNACEF A. (1971) : Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. — *Technip. édit.*, Paris, 646 p.

BIBERSON P. (1961) : Le Paléolithique inférieur du Maroc atlantique. — *Publ. Serv. Antiq. Maroc*, 17, 544 p.

BIBERSON P. (1970) : The problem of correlations between South Europe and North Africa during the Pleistocene. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 8, p. 113-127.

BIJU-DUVAL B. (1974) : Carte géologique et structurale des bassins tertiaires du domaine méditerranéen : commentaires. — *Rev. I.F.P.*, 29/5, p. 607-640.

BIRD J.M. & DEWEY J.F. (1970) : Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, p. 1031-1060.

BIZON G., BIZON J.-J., BOURROUILH R. & MASSA D. (1973) : Présence aux îles Baléares (Méditerranée occidentale) de sédiments « messiniens » déposés dans une mer ouverte, à salinité normale. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277 D, p. 985-988.

BLAISON J. (1968) : Affinités, répartition et typologie du genre « *Bouleiceras* » Thévenin 1906. — *Ann. Sci. Univ. Besançon*, (3), p. 41-49.

BOIVIN P., KORNPROBST J. & MARÇAIS J. (1975) : Signification du faciès granulite dans les zones externes du Rif. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 54 (rés.).

BONIFAY A. & SICHLER B. (1975) : Les plis de l'Anti-Atlas : Contribution du paléomagnétisme. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p 402.

BONNIN J., OLIVET J.L. & AUZENDE J.M. (1975) : Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 559-562.

BOSCH J.W.H. VAN DEN (1971) : Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 234, 7 feuilles.

BOSCH J.W.H. VAN DEN (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 Serv. géol. Maroc*, 35, 255, p. 117-136, 6 fig., 1 pl.

BOSSERT A., HAMZEH R., ROLLEY J.P. & WESTPHAL M. (1973) : Etude paléomagnétique de formations volcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). — *C.R. Acad. Sc., Paris*, 277 D, p. 2141-2144.

BOSSIÈRE G. (1971) : Les roches éruptives du champ d'Haoud Berkaoui et l'importance du volcanisme permo-triasique dans l'espace nord-saharien. — *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, 62, p. 47-54.

BOSSIÈRE G. (1971) : Distinction d'un socle et d'une couverture au sein du massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 273 D, p. 1547-1548.

BOSSIÈRE G. & RAYMOND D. (1972) : Sur l'âge probablement anté-Llanvirn du métamorphisme des schistes satinés au nord de la Grande Kabylie (Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, p. 641-644.

BOUCHTA R. (1967) : Etude géologique et micropaléontologique du jbel Mechkakour (Haut Atlas oriental). — *Thèse Doct. 3è cycle*, Paris, (inéd.), 99 p.

BOUDDA A. & CHOUBERT G. (1972) : Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, p. 5-8.

BOUDDA A., CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1974) : Note au sujet des « Grès terminaux » du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas et de la transgression du Cambrien moyen. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 16, p. 138-140.

BOUILLIN J.-P. & 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), 13, p. 338-359.

BOUJO A. (1968) : Nouvelles données sur le Crétacé et l'Eocène phosphaté du gisement des Ganntour. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 28, 211, p. 7-15.

BOUJO A. & RAHHALI I. (1971) : Sur les microfaunes du bassin phosphaté crétacé-éocène des Ganntour (Maroc occidental). Note préliminaire. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 141-144.

BOUJO A. (1972) : Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate crétacé-éocène des Ganntour (Maroc). — Thèse Doct. Sci., Strasbourg, 387 p. (à paraître *Notes & M. Serv. géol. Maroc*).

BOULADON J. & JOURAVSKY G. (1955) : Les gisements de manganèse volcanogènes de Tiouine (Infracambrien du Sud marocain). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 127, 180 p.

BOURCART J. (1938) : La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 8, p. 393-474.

BOURCART J. (1942) : Notice explicative de la carte géologique d'exploration du Territoire autonome du Tadla au 200 000e. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 58 bis, 44 p.

BOURCART J., LAPPARENT A.F. de & TERMIER H. (1942) : Un nouveau gisement de Dinosauriens jurassiques au Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 214 D, p. 120-122.

BOUSQUET J.C., CADET J.P. & MONTENAT Ch. (1975) : Quelques observations sur le jeu quaternaire de l'accident de Carboneras (Arc de Gibraltar, Cordillères bétiques orientales). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 73.

BREBION Ph. (1970) : Le Pliocène marocain atlantique (étude malacologique). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 16-18.

BREBION Ph. (1973) : Nouvelles recherches sur les Gastéropodes pliocènes et quaternaires du Maroc atlantique. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277 D, p. 489-492.

BREBION Ph. (1975) : Analyse malacologique du Quaternaire marin du Maroc atlantique. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 280 D, p. 963-966.

BULLARD S.C., EVERETT J. & SMITH A. (1965) : The fit of the continents around the atlantic, *in* : a Symposium on Continental drift. *Royal Soc. London, Phil. Trans.*, 1088, 258 A, p. 41-51.

BURGER J.-J., HOUSSE B. & LÉVY R. (1960-62) : Contribution des travaux d'exploration de la Société Chérifienne des Pétroles à la connaissance de la nappe prérifaine. — *in* : Livre mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 423-430.

BURRI P., DRESNAY R. DU & WAGNER C. (1973) : Teepee-structures and associated diagenetic fractures in carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). — *Sed. Geol.*, 9, 3, pp. 221-223.

BUSSON G. (1968) : La sédimentation des Evaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. — *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.* (n. sér.), 19 C, 45 p.

BUSSON G. (1970) : Le Mésozoïque saharien, 2e part. : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Publ. Centre Rech. Zones arides* (CNRS), Paris, 11, 810 p.

CABY R. (1970) : La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. — *Thèse Doct.* Montpellier, 336 p., à paraître *Bull. Serv. géol. Algérie.*

CABY R. (1972) : Evolution pré-orogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien) : sa place dans l'orogenèse pan-africaine en Afrique occidentale, *in* : Actes du Colloque international sur les corrélations du Précambrien, Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 236, p. 65-80.

CABY R. & LEBLANC M. (1973) : Les ophiolites précambriennes sur les bords est et nord du craton Ouest-africain. — *C.R. 1ère Réun. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 112, *Soc. géol. Fr.*

CAÏA J. & EMBERGER A. (1967) : Problème de l'âge de la minéralisation plombifère stratiforme de la base des formations transgressives du Cénomanien dans le Rekkame (Maroc oriental). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 265 D, p. 192-194.

CAÏA J. (1968) : Roches éruptives basiques et minéralisation en plomb, zinc et strontium de la région de Tirrhist (Haut Atlas de Midelt), *in* : Etudes géologiques et métallogéniques de quelques gîtes plombo-zincifères du Haut Atlas central. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 206, p. 7-30.

CAÏA J. (1969a) : Les minéralisations plombo-cupro-zincifères stratiformes de la région des plis marginaux du Haut Atlas oriental : Un exemple de relations entre des minéralisations et une sédimentation détritique continentale. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 213, p. 107-120.

CAÏA J. (1969b) : Les filons de fer du socle paléozoïque de Mougueur et les minéralisations plombo-zincifères stratiformes et de cassure de sa couverture secondaire (Haut Atlas oriental). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 213, p. 121-130.

CAILLEUX Y. (1974) : Géologie de la région des Smaala (Massif central marocain); stratigraphie du Primaire et tectonique hercynienne. — *Thèse 3è cycle*, Strasbourg.

CAILLEUX Y. (1975) : Tectonique tangentielle et décrochements hercyniens dans la région des Smaala (Maroc central). — *Sci. Géol. Bull.*, 28 (3), sous-presse.

CAIRE A. (1963a) : Observations à une note de M. Durand-Delga et M. Villiaumey : Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe de Jebel Musa (Rif septentrional, Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5, p. 79.

CAIRE A. (1963b) : Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell Algérien. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), 5, p. 299-325.

CAIRE A. (1965a) : Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique. — *Ann. Soc. géol. Nord*, 84, p. 163-176.

CAIRE A. (1965b) : Morphotectonique de l'autochtone présaharien et de l'allochtone tellien. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 7, p. 267-275.

CAIRE A. & COIFFAIT Ph. (1970) : Les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la province sarde et non pas de la province saharienne. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 3181-3184.

CAIRE E., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HILALI E.A. & HOUZAY J.P. (1974) : La néotectonique du bassin de Boudinar, Rif oriental, Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 279, p. 1995-1998.

CARPENTIER A. (1930) : La flore permienne de Bou Achouch (Maroc central) (Introduction géologique de H. Termier). — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 7, 43 p.

CHANTON-GÜVENÇ N., HUVELIN P. & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. (1970) : Les deux séries d'âge viséen supérieur du Jbel Hadid près de Khenifra (Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 7-10.

CHANTON-GÜVENÇ N. & MORIN P. (1973) : Phénomènes récifaux dans le chaînon calcaire viséen du Tabaïnout (SE du Massif hercynien central du Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 34, 254, p. 87-91.

CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & HAMEL Ch. (1964) : Age des aïounites du Maroc nord-oriental. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 401-402.

CHARLOT R., TISSERANT D., VIDAL Ph. & F. (1967) : Rapport technique et quelques résultats. — C.R. Activ. 1967, Serv. Carte géol. Maroc, p. 126-137 (inéd.).

CHARLOT R., CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1969) : Le Précambrien de l'Anti-Atlas; aperçu géologique et géochronologique. — *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 41, p. 84-90.

CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & TISSERAND D. (1970) : Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 30, 225, p. 99-134.

CHARLOT R., RHALIB M. & TISSERANT D. (1973) : Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, 249, p. 55-58.

CHARLOT R. (1974) : Etude géochronologique des granites du Massif de Tafraoute (Anti-Atlas marocain). — *Can. J. Earth. Sci.*, 12, p. 19-23.

CHAURIS L. & HUVELIN P. (1964) : Présence du béryl dans le massif des Rehamna (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 325-326.

CHAUVE P. (1968) : Etude géologique du nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). — *Mém. Inst. Geol. Miner. España*, 69, 377 p.

CHAUVEL J. (1966) : Echinodermes de l'Ordovicien du Maroc. — *Cah. Paléont.*, 120 p., 11 pl.

CHAZAN W. (1954) : Les gisements stratiformes plombozincifères de l'Infracambrien de l'Anti-Atlas occidental. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 8, 120, p. 97-126.

CHENNAUX G., DUNOYER DE SEGONZAC G. & PETRACCO F. (1970) : Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara occidental. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 2405-2408.

CHEROTZKY G. (1969) : Sur la composition chimique de la talzastite. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 213, p. 97-100.

CHEROTZKY G. (1970) : Les roches néphéliniques au Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 30, 225, p. 135-161.

CHEROTZKY G. (1971a) : Roches volcaniques du Rif nord-oriental. Etude pétrographique. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 147-160.

CHEROTZKY G. (1971b) : Les basanites de la région d'Oujda (Maroc oriental). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 161-172.

CHOUBERT B. (1935) : Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 8, p. 5-50.

CHOUBERT G., TERMIER H. & TERMIER G. (1951) : Les calcaires précambriens de Taghdout et leurs organismes problématiques. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 5, 85, p. 9-34.

CHOUBERT G. & MARÇAIS J. (1952) : Aperçu structural, *in* : Géologie du Maroc. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 100, et *19è Congr. géol. Intern.*, Alger, Monogr. région., 3è sér. : Maroc, 6, p. 9-73.

CHOUBERT G., HINDERMEYER J. & HOLLARD H. (1952) : Note préliminaire sur les *Collenia* de l'Anti-Atlas. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 6, 95, p. 85-102.

CHOUBERT G., HINDERMEYER J. & HOLLARD H. (1952) : Sur la présence de *Collenia* dans le Précambrien III et le Géorgien de l'Anti-Atlas. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 234 D, p. 543-545.

CHOUBERT G. & AMBROGGI R. (1953) : Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin du Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 7, 117, p. 3-72.

CHOUBERT G. (collab. de FAURE-MURET A. & *al.*) (1956) : Lexique stratigraphique du Maroc. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 134 et *Lexique stratigr. intern.*, publ. Centre nat. Rech. sci., Paris, 4, Afrique, 1a, Maroc, 165 p.

CHOUBERT G. & MARÇAIS J. (1956) : Les grands traits de la Géologie du Maroc, introduction géologique au Lexique stratigraphique du Maroc. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 134 et *Lexique stratigr. intern.*, publ. Centre nat. Rech. sci., Paris, 4, Afrique, 1a, Maroc, p. 5-38.

CHOUBERT G. (1956) : Observations complémentaires et considérations géologiques (à une note de R. Roulleau : découverte d'une *Halorella*-Brachiopode fossile dans la région du Khatouat). — *C.R. Soc. Sci. natur. et phys., Maroc*, 22, p. 27-28.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & LÉVÊQUE P. (1956) : Au sujet des grès de Guettioua et des empreintes de Dinosauriens de la région de l'oued Rhjef (Atlas marocain). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 243 D, p. 1639-1642.

CHOUBERT G., HUPÉ P., LECKWIJCK W. VAN & SUTER G. (1956) : Sur l'âge caradocien des quartzites du pays des Sokhret (Maroc hercynien central). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 242 D, p. 392-395

CHOUBERT G. (1957-58) : L'Adoudounien et le Précambrien III dans l'Anti-Atlas, *in :* Les relations entre Précambrien et Cambrien. — *Colloque intern. Centre nat. Rech. sci*, Paris 1957, publ. 1958, 76, p. 143-162.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1961a) : Etude géologique, *in :* Le gisement de Vertébrés miocènes de Beni-Mellal (Maroc). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 155, p. 13-28.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1961b) : Introduction stratigraphique, *in :* P. Danzé-Corsin : Note sur une flore du Carbonifère inférieur de l'oued Korifla (région sud de Rabat). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 20, 152, p. 81-85.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1961-65) : Note au sujet de l'âge du Moghrébien. — *Rep. 6 th. int. Congr. Quaternary,* Varsovie 1961, publ. Lodz 1965, 2, p. 53-59.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62) : Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. — *in :* Livre-mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.,* 1, 1961, p. 447-527.

CHOUBERT G. (1963) : Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Tome I. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 162, 352 p.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1964) : Plate-forme épivarisque de l'Afrique du Nord, *in :* Tectonique de l'Europe, notice expl. Carte tecton. intern. Europe 1/2 500 000. — *Nauk-Nedra éd.,* Moscou, p. 354-358.

CHOUBERT G., HOTTINGER L., MARÇAIS J. & SUTER G. (1964) : Stratigraphie et micropaléontologie du Néogène au Maroc septentrional. — *Inst. « Lucas Mallada »,* C.S.I.C. (España). Curs. y Conf., 9, p. 229-257.

CHOUBERT G., DIOURI M. & FAURE-MURET A. (1965) : Mesures géochronologiques récentes par la méthode A 40/K 40 au Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 24, 183, p. 53-62.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & HOTTINGER L. (1966) : Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya, *in :* Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 175, p. 7-106.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1966-68) : La carte tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000. — Extrait *Commun. sci. Commis. Carte Géol. Monde,* p. 43-59.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. avec la collaboration de : ALIA M., MENCHIKOFF N. & BUROLLET P.-F. (1966) : Note explicative de la carte tectonique de l'Afrique nord-occidentale. (Carte tirée en 1968). Extrait *Commun. sci. Commis. Carte géol. Monde,* p. 61-73.

CHOUBERT G. (1967) : Division du Précambrien, en particulier dans l'Anti-Atlas. — *C.R. somm. Soc. géol. France,* 4, p. 129-131.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1967) : Le Précambrien du Chaînon de Bou-Azzer—El-Graara (Anti-Atlas central, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 8, p. 349-351.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1967) : Le Jurassique de la région d'El Mers-Skoura (Moyen Atlas), *in :* Etudes sur le Jurassique du Moyen-Atlas (Maroc). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 200, p. 7-32.

CHOUBERT G., CHARLOT R., FAURE-MURET A., HOTTINGER L., MARÇAIS J., TISSERAND D. & VIDAL Ph. (1968) : Note préliminaire sur le volcanisme messinien-pontien au Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 266 D, p. 197-199.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & CHARLOT R. (1968) : Le problème du Cambrien en Afrique occidentale. — *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.,* (2), 10, p. 289-309.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1969) : Sur la série stratigraphique précambrienne de la partie Sud-Ouest du Massif du Bas Dra (Tarfaya, Sud marocain). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 269 D, p. 759-762.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1970) : Livret-guide de l'excursion « Anti-Atlas occidental et central » du Colloque intern. sur les Corrélations du Précambrien. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 229, 259 p.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & HOTTINGER L. (1971) : La série stratigraphique de Tarfaya (Maroc sud-occidental) et le problème de la naissance de l'Océan atlantique. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 31, 237, p. 29-40.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1971) : Note au sujet des nappes de charriage des Temsamane (Rif oriental, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 272 D, p. 2657-2660.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1971) : Afrique occidentale : socle précambrien et zones mobiles. Anti-Atlas (Maroc), suivi de : L'époque hercynienne. — *UNESCO, Tectonique de l'Afrique* (Sci. de la Terre. 6), p. 163-175 et 353-378.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1972) : Tableau des âges isotopiques du Précambrien de l'Anti-Atlas (Confér. Inst. Géol. Strasbourg, inédit).

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1973) : Moroccan Rif, *in :* Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts. *Geol. Soc. of London,* p. 37-46.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1973) : Nouvelles données sur les massifs précambriens des Ida ou Zeddoute et des Ida ou Zekri, Nord-Ouest d'Irherm, Anti-Atlas (Maroc) — suivi de : La tectonique post-archéenne des massifs, etc. — *C.R. Acad. Sci. Paris,* 276 D, p. 477-480 et 1397-1400.

CHOUBERT G., BOUDDA A. & FAURE-MURET A. (1973) : Essai de chronologie du Précambrien supérieur du Sud marocain. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 4, p. 123-124.

CHOUBERT G. (1973) : Au sujet des problèmes stratigraphiques soulevés par l'étude des bois fossiles du Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 33, 249, p. 15-24.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1974) : Problèmes de l'âge des dolérites du Sud marocain. — *C.R. Acad. Sci. Paris,* 278 D, p. 1677-1680.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HASSENFORDER B. & JEANNETTE D. (1974) : Nouvelle interprétation du

Précambrien ancien de l'Anti-Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 278 D, pp. 2095-2098.

CLAVEL M. & LEBLANC M. (1969) : Paléorel'efs précambriens sous les formations infracambriennes : une hypothèse sur la structure du gisement de Cobalt d'Aghbar (Bou-Azzer, Anti-Atlas central, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 29, 213, p. 19-24.

CLAVEL M. & LEBLANC M. (1970) : Les minéralisations de la région de Bou-Azzer—El-Graara, *in :* Livret-guide de l'excursion « Anti-Atlas occidental et central » (G. Choubert & *al.*). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 229, p. 219-229.

CLAVEL M. & LEBLANC M. (1971) : Liaison entre tectonique et minéralisation cuprifère dans les dolomies infracambriennes de la région du Jbel N'Zourk (Anti-Atlas central, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 31, 237, p. 229-232.

COGNÉ J. (1972) : Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 236, p. 193-218.

COGNEY G. (1957) : Recherches géologiques au confluent des oueds Bou-Regreg, Grou et Akrech. *Trav. Inst. sci. chérif., sér. Géol. et Géogr. phys.,* 6, 56 p.

COGNEY G. & DANZÉ-CORSIN P. (1960) : Les conglomérats du bas oued Bou-Regreg et la flore du Carbonifère inférieur du Jebel Bakach, région de Rabat (Maroc). — *Trav. Inst. sci. chérif. Rabat, sér. Géol. et Géogr. phys.,* 8, 54 p.

COGNEY G. (1967) : Sur le Dévonien de la région d'Oulmès (Maroc central). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 7, p. 283- 284.

COGNEY G., TERMIER H. & TERMIER G. (1971) : Sur la présence de « pillow-lavas » dans le basalte du Permo-Trias au Maroc central. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 273 D, p. 446-449.

COGNEY G., NORMAND M., TERMIER H. & TERMIER G. (1974) : Observations sur le basalte du bassin triasique de Rommani-Maaziz (Maroc occidental). — *Notes Serv. géol. Maroc,* t. 36, 264, p. 153-173.

COGNEY G. & FAUGÈRES J.-C. (1975) : Précisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc central. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), p. 721-733.

COLCHEN M. (1967) : Sur la présence du Cambrien supérieur à *Prochuangia* et à *Chuangia* dans la Sierra de la Demanda (Logrono), Espagne. — *C.R. Acad. Sci. Paris,* 264 D, p. 1687-1690.

COLLETTA B., FUDRAL S. & RAMPNOUX J.P. (1975) : A propos de la géologie de la partie méridionale du Bassin de Guercif (Maroc oriental) : le Mio-Pliocène et ses déformations. — *3è Réun. ann. Sci. Terre,* Montpellier, p. 106.

COLLOMB P. & DONZEAU M. (1974) : Relations entre kink-bands décamétriques et fractures de socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). — *Tectonophysics,* 24, p. 213-242.

Colloque international sur les Corrélations du Précambrien, Agadir-Rabat, Mai 1970 : Actes. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 236 et *Coll. intern. C.N.R.S.* 192, 382 p.

Colloque A.T.P. sur l'Arc de Gibraltar (1973) : Compte-rend. *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 15, p. 160-190.

COLO G., MORIN Ph. & SUTER G. (1951) : Sur l'extension des mouvements orogéniques calédoniens dans le Maroc central. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 232 D, p. 2118-2121.

COLO G. (1961) : Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen-Atlas septentrional. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 139, 226 p.

Congrès de pédologie méditerranéenne. Excursion au Maroc, 1967 : Le milieu marocain; description des régions traversées. description de l'itinéraire; les profils de sols : Livret-guide, par 41 coll., mise au point A. Ruellan. — *Cah. Rech. agron.,* Rabat, 24 et 25, 400 et 347 p.

CONRAD G. (1969) : L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). — Ed. *C.N.R.S., C.R.Z.A.,* sér. Géol., 527 p., Paris.

CONRAD G. (1971) : Synthèse de l'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). — *Publ. Serv. Géol. Algérie* (Nlle Sér.), 41, p. 143-159.

CONRAD J. (1972) : L'âge et les modalités de la régression carbonifère au bord nord du bassin de Tindouf (Sahara occidental). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 274 D, p. 1780-1783.

COUVREUR G. (1973) : Etagement de formes et néotectonique sur le versant sud du Haut Atlas. — *Rev. Géomorph. dyn.,* Strasbourg, 22/3, p. 108-124.

DAGUIN F. (1927) : Contribution à l'étude géologique de la région prérifaine (Maroc occidental). — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc,* I, 413 p.

DALY L., LECAILLÉ A. & POZZI J.-P. (1974) : Etude paléomagnétique de séries sédimentaires et volcaniques marocaines de l'Autunien, du Trias et du Lias (Résumé). *2e Réun. ann. Terre,* Pont à Mousson, p. 131.

DARDENNE M. (1954) : Paléontologie et écologie du Miocène marocain (région du Zegotta). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 9, 121, p. 31-76.

DEBELMAS J., LEMOINE M. & MATTAUER M. (1966) : Quelques remarques sur le concept de « géosynclinal » (A propos d'un récent ouvrage de J. Aubouin). — *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.,* Paris (2), 8, p. 133-150.

DEBRENNE F. (1964) : Archaeocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 179, 266 p., 69 fig., 52 pl.

DELARUE Ch. & BROUSSE R. (1974) : Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'Arc de Gibraltar. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 279 D, p. 971-974.

DELFAUD J. & REVERT J. (1964) : Observations sur le calcaire à stromatolites d'âge Miocène terminal du Djebel Murdjajo (Oran, Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 279, p. 1979-1982.

DELFAUD J. (1974) : La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. *Bull. Centre Rech. Pau.* — SNPA, 8, 1, p. 241-263.

DELTEIL J. & LEPVRIER Cl. (1968) : Sur l'origine ultrakabyle du flysch tithonique-néocomien en Algérie — *C.R. Acad. Sci. Paris,* 267 D, p. 1808-1811.

DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. & POLVECHE J. (1971) : Géodynamique de l'Algérie nord-occidentale. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 414-417.

DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. & POLVECHE J. (1973): Remarques à la communication écrite de J.-F. Raoult intitulée : Remarques à la communication écrite de J. Delteil, B. Fenet, P. Guard a et J. Polvêche. « Géodynamique de l'Algérie nord-occidentale », 1971. — C.R. somm. géol. Fr., 8, p. 414-417; *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 69-71.

DEMNATI A. (1972) : Krustenstruktur im Rif-bereich von Nord-Marokko aus gravimetrischen und aeromagnetischen regionalmessungen. — *Boll. Geofisica Teor., Appl.*, 14, 55, p. 203-236.

DESTOMBES J. (1954) : Sur la présence de Llanvirn à minerai de fer oolithique dans l'anticlinal de Tiflet (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 13, p. 294-296.

DESTOMBES J. & JEANNETTE A. (1955) : Etude pétrographique et sédimentologique de la série acadienne de Casablanca; présence de glissements sous-marins (slumpings). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 11, 123, p. 75-102.

DESTOMBES J. (1962) : Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc) : un essai de synthèse. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 4, p.453-460.

DESTOMBES J. & JEANNETTE A. (1966) : Mémoire explicatif de la Carte géotechnique de la Méséta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50 000. Région de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 180 bis, 104 p.

DESTOMBES J. (1968) : Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 267 D, p. 565-567.

DESTOMBES J., SOUGY J. & WILLEFERT S. (1969) : Révisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Trilobites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, p. 185-206.

DESTOMBES J. (1970) : Cambrien moyen et Ordovicien, *in :* Colloque international sur les corrélations du Précambrien. Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. Livret-guide de l'excursion : Anti-Atlas occidental et central. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 229, p. 161-170.

DESTOMBES J. (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest 1971. — *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 73, p. 237-263.

DESTOMBES J. (1972) : Les trilobites du sous-ordre des Phacopina de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 240, 26 fig., 16 pl.

DEVAUX J. (1969) : Recherches de l'organisation des contraintes dans le tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest. — *Publ. Serv. géol. Algérie*, Bull. 39, p. 41-70.

DEWEY J.F., PITMAN W.C. III, RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) : Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 3137-3180.

DEWEY J.F. & KIDD W.S.F. (1974) : Continental collisions in the Appalachian Caledonian orogenic belt : variations related to complete and incomplete suturing. — *Geology*, 2/11, p. 543-546.

DEYNOUX M. & TROMPETTE R. (1971) : La série stratigraphique des Richat; comparaison avec l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 111-117.

DICKEY J.S.J. & OBATA M. (1974) : Graphitic hornfels dikes in the Ronda high-temperature peridotite massif. — *Am. Mineral*, 59, p. 1183-1189.

DIDON J. (1973) : Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie nord de l'arc de Gibraltar (Cordillères bétiques occidentales, Espagne). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 121-128.

DIDON J., DURAND-DELGA M. & KORNPROBST J. (1973) Homolog.es géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 15, p. 77-105.

DIETZ R.S. & HOLDEN J.C. (1970) : Reconstruction of Pangaea : breakup and dispersion of continents, Permian to present. — *J. geophys. Res.*, 75, p. 4939-4956.

DIETZ R.S. & SPROLL W.P. (1970) : East Canary Islands as a microcontinent within the Africa-North America continental drift fit. — *Nature*, 226, p. 1043-1044.

DIETZ R.S. & HOLDEN J.C. (1973) : Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform : reply. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3477-3482.

DIOURI M. (1965) : Etat d'avancement des levés de la carte d'Azrou au 1/100 000. *Notes Serv. géol. Maroc*, 24, 183, p. 19-21.

DOMERGUE Ch., DUMON E., LAPPARENT A.F. de & LOSSEL P. (1952) : Sud et extrême-sud tunisiens. *in :* 19è *Congrès géol. intern.*, Alger, Monogr. région. (2), p. 9-13.

DONZEAU D. (1972) : Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 274 D, p. 3519-3522.

DONZEAU M. (1974) : L'arc Anti-Atlas - Ougarta (Sahara nord occidental, Algérie - Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278, p. 417-420.

DRAKE C.L. & EWING J.I. (1968) : The continental margin of the estern United states. *Canad. Journ. Earth sci.*, 5, p. 993-1010.

DRESCH J. (1941) : Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. — *Imprim. Arrault*, Tours, 708 p.

DRESNAY R. DU (1954) : Sur la présence d'un accident tectonique affectant le Quaternaire de la plaine de Tamlelt (Haut Atlas marocain oriental). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 239 D, p. 717-718.

DRESNAY R. DU (1956) : Contribution à l'étude de la série détritique jurassico-crétacée dans le Haut Atlas oriental. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 14, 133, p. 9-32.

DRESNAY R. DU & WILLEFERT S. (1960) : Présence de Skiddawien à graptolites dans le Haut Atlas oriental (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 250 D, p. 2915-2916.

DRESNAY R. DU (1962-64) : Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du Domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogenèse atlasique. — *Colloque Jurassique Luxembourg,* Comm. Stratigr. Congr. géol. intern. Luxembourg 1962, *publ. Inst. grand-ducal,* 1964, p. 899-912.

DRESNAY R. DU (1963) : Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 5, p. 883-900.

DRESNAY R. DU (1964) : Les découvertes dans le Dogger du Maroc de faunes d'Ammonites de la province arabique à *Ermoceras :* historique, localisations et répartition paléogéographique. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 259 D, p. 4754-4757.

DRESNAY R. DU (1964) : Carte géologique du Haut Atlas oriental au 1/200 000. (Feuilles topographiques de Bou-Arfa, Ich. *p.p.,* Talzaza *p.p.,* et Figuig *p.p.*). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 158.

DRESNAY R. DU (1965a) : Vue générale de la région minéralisée de Bou-Arfa (piste Hamarouët - colline E), *in :* Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (Mai 1962) — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 181, p. 125-127.

DRESNAY R. DU (1965b) : Compte-rendu de l'itinéraire de Bou-Arfa à Beni-Tajjite, *in :* Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (Mai 1962). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 181, p. 132-134.

DRESNAY R. DU (1967) : Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. — 2e Coll. intern. Jurassique, Luxembourg 1967, 20 p. et *Mém. Bur. Rech. géol. Min.,* 75, p. 147-161.

DRESNAY R. DU (1969) : Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiés par Mlles Y. Attims, F. Crémier et F. Gazeau. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 210, p. 121-178.

DRESNAY R. DU (1971) : Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 13, p. 46-56.

DRESNAY R. DU (1972) : Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 275 D, p. 535-537.

DRESNAY R. DU (1972) : Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur, dans le domaine marocain. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 275 D, p. 341-344.

DROT J. (1964) : Rhynchonelloidea et Spiriferoidea silurodévoniens du Maroc pré-saharien. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 178, 238 p., 92 fig., 24 pl.

DUBAR G. (1932) : Le Lias et le Jurassique de la Haute-Moulouya et du Haut Atlas (Sud et Sud Est de Midelt). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (5), 2, p. 573-594.

DUBAR G. (1938) : Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 206 D, p. 525-572.

DUBAR G. & TERMIER H. (1940) : Notice explicative de la Carte géologique provisoire du Moyen-Atlas septentrional au 1/200 000. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 24 bis, 74 p.

DUBAR G. (coll. CHOUBERT G., COLO G., GAUTHIER H., HINDERMEYER J., SALVAN H., SUTER G.) (1952) : Haut Atlas central. — *19è Congr. géol. intern.,* Alger 1952, livret-guide, sér. Maroc, 4, 74 p.

DUBAR G. (1960-62) : Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). — *in :* Livre Mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.,* 1, 1961, p. 529-544.

DUBOURDIEU G. (1960-62) : Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord. — *in :* Livre Mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.,* 1, p. 627-644.

DUFFAUD F. (1960) : Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas occidental (Sud-Ouest marocain). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 2, p. 728-734.

DUFFAUD F. (1962) : Le cadre géologique de la région d'Agadir, *in :* Le séisme d'Agadir du 29 fevrier 1960. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 154, p. 5-6.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) : Les minéraux argileux dans la diagenèse : passage du métamorphisme à l'anchizone. — *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.,* 29, 320 p.

DURAND-DELGA M. & MATTAUER M. (1959a) : Les unités structurales internes de la « zone marno-schisteuse » du Rif septentrional. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 248 D, p. 2364-2366.

DURAND-DELGA M. & MATTAUER M. (1959b) : Les unités structurales externes de la « zone marno-schisteuse » du Rif septentrional. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 248 D, p. 2499-2501.

DURAND-DELGA M. & MATTAUER M. (1959c) : Existence, dans le Rif (Maroc), d'une nappe supérieure, à matériel « numidien » (nappe du Jbel Sougna). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 8, p. 225-226.

DURAND-DELGA M. & MATTAUER M. (1960) : Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 2, p. 22-23.

DURAND-DELGA M., HOTTINGER L., MARÇAIS J., MATTAUER M., MILLIARD Y. & SUTER G. (1960-62) : Données actuelles sur la structure du Rif. — *in :* Livre-mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.,* 1, p. 399-422.

DURAND-DELGA M. (1963) : Observations à une communication de J.F. Raoult . Remarques sur la tectogenèse du Haouz (Rif septentrional, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 10, p. 339.

DURAND-DELGA M. (1963) : Observations à une communication de J. Andrieux et M. Mattauer : Sur l'origine du matériel détritique du flysch des nappes « ultra » du Rif (Maroc). — *C.R. somm Soc. géol. Fr.,* 2, p. 41-42.

DURAND-DELGA M. & KORNPROBST J. (1963) : Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 5, p. 1049-1057.

DURAND-DELGA M. & VILLIAUMEY M. (1963) : Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jebel Musa (Rif septentrional, Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 5, p. 70-79.

DURAND-DELGA M. (1963-64) : Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. — *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 53, 2, p. 534-535.

DURAND-DELGA M. (1964) : Le lambeau de recouvrement du Jebel Zem-Zem (Rif septentrional, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 165-167.

DURAND-DELGA M., KORNPROBST J., LEIKINE M. & RAOULT J.-F. (1964a) : Le Lias des unités paléozoïques au Nord de Tétouan (Rif interne, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258 D, p. 5925-5928.

DURAND-DELGA M., LEIKINE M. & M. MAGNÉ J. (1964b) : Au sujet du Nummulitique lié à la zone paléozoïque du Rif interne (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 259 D, p. 1167-1170.

DURAND-DELGA M. (1965) : Le problème de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif : la nappe de Mellousa-Chouamat (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 58-59.

DURAND-DELGA M. (1966) : Titres et travaux scientifiques. 43 p., Imp. Priester.

DURAND-DELGA M. (1967) : Structure and geology of the Northeast Atlas mountains. — *in :* «Guide-book to the geology and history of Tunisia», *Petr. Expl. Soc. Libya*, 9th. Annual Field Conf., 1967, Tripoli.

DURAND-DELGA M. (1969) : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. — *Bull. Serv. géol. Algérie* (Nlle sér.), 39, p. 89-131.

DURAND-DELGA M. (1971) : Rapport sur la mission effectuée dans le Rif à l'automne 1971. — C.R. Activ. 1971, Serv. Carte géol. Maroc, p. 26-27 (inéd.).

DURAND-DELGA M. (1973) : Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 119-120.

DUTUIT J.M. (1966) : Apport des découvertes de Vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 26, 188, p. 29-31.

DUTUIT J.M. (1966-67) : Gisements de vertébrés triasiques de l'Atlas marocain. — *Colloque int. Centre Nat. Rech. Sci.*, 163, Problèmes actuels de Paléontologie (Evolution des Vertébrés), Paris, Juin 1966, publ. 1967, p. 427-428.

DUTUIT J.M. (1970) : Nouveau stéréospondyle du Trias marocain. — Thèse Sci., Paris, 161 p. (inéd.).

DUVERGÉ J. (1969) : La séismicité du Maroc. Le séisme d'Agadir et la protection paraséismique. Inst. sci. Chérif. (Serv. globe), publ. *Serv. Météorol. nat.*, Casablanca, 110 p.

ELKAÏM B. (1972) : Contribution à l'étude écologique d'un estuaire atlantique marocain, l'estuaire du Bou Regreg. 1ère part. — *Bull. Soc. Sci. natur. & phys. Maroc*, 52, p. 131-339.

ELLENBERGER F. (1963) : Rabotage basal ou troncature basale ? Réflexions sur les charriages cisaillants. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 257 D, p. 468-471.

ELLENBERGER F. (1967) : Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le bas-Languedoc (principalement dans l'arc de St-Chinian); note sur les charriages cisaillants. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, Paris, 9, p. 81-142.

ELSASS Ph. (1975) : Gîtes stratiformes de cuivre de l'Anti-Atlas marocain. — *Thèse Doct.-Ing.*, Paris VI, 130 p. polycop.

EMBERGER A. (1965) : Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute-Moulouya, *in*, Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (Mai 1962). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 181, p. 167-174.

EMBERGER A. (1966-68) : Synthèse descriptive des minéralisations plombo-zincifères du Maroc, *in :* Gisements de plomb-zinc en Afrique (Symposium). *A. Mines & Géol.*, Tunis, 23, pp. 13-99.

EMBERGER A. (1969) : Carte des minéralisations plombo-zincifères du Maroc au 1/2 000 000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 215.

ENNADIFI Y. (1970) : L'unité du Jbel Binete, couverture tertiaire de la nappe d'Aknoul (zone externe du Rif oriental, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 904-907.

ENNOUCHI E. (1963) : Les Néanderthaliens du Jebel Irhoud (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 256 D, p. 2459-2460.

ESQUEVIN J. & MENENDEZ R. (1974) : Datation des diagenèses précoces et des métamorphismes par la méthode Rubidium-Strontium dans des sédiments argileux. — *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, 8/1, p. 433-444.

ESTERLE M. (1971) : Aperçu géologique de la région de Sidi-Mbark (Bled Zaïan, Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 11-16.

EVANS I., KENDALL Ch. G. St. C. & WARME J.E. — (1974) : Jurassic sedimentation in the High Atlas Mountains of Morocco during early rifting of Africa and North America. — *Geology*, p. 295-296.

FABRE J. (1969) : Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique de l'Europe au 2 500 000è, feuilles 13 et 14). — *Bull. Soc. Hist. natur. Afrique du Nord*, Alger, 60, p. 43-73.

FABRE J. (1970) : Le second symposium sur le Gondwana. Problèmes posés à la Géologie algérienne. — *Bull. Soc. Hist. natur. Afrique du Nord*, Alger, 61, p. 169-174.

FABRE J., KAZI-TANI N. & MEGARTSI M. (1970) : Le « rond » de l'Ouarkziz (Sahara nord-occidental) : un astroblème ? — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 1212-1215.

FABRE J. (1971) : Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. — *Publ. Serv. géol. Algérie* (Nlle Série), 41, p. 161-185.

FABRE J. & MOUSSINE-POUCHKINE A. (1971) : Régressions et transgressions permo-carbonifères sur le Nord-Est de la plate-forme africaine : épirogenèse ou variation eustatique ? — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 140-146.

FALLOT P. (1937) : Essai sur la Géologie du Rif septentrional. — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 40, 553 p.

FALLOT P. & MARIN A. (1952) : Maroc septentrional (chaîne du Rif). Partie C : Partie occidentale de la zone du protectorat espagnol. — *19è Congr. géol. intern.*, Alger, livret-guide, sér. : Maroc, 9, 34 p.

FAUGÈRES J.-C. & ROUSSELLE L. (1972) : Sur l'âge Bajocien supérieur (?) du sommet de la série jurassique de l'extrémité orientale du Jbel Zerhoun (Maroc septentrional). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 247 D, p. 2944-2947.

FAUGÈRES J.-C. & VIDAL J.-C. (1974) : Traits généraux de l'histoire tectono-sédimentaire du domaine des Rides Prérifaines (Maroc septentrional). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 278 D, p. 823-826.

FAUGÈRES J.C. (1974) : Mode de transport et conditions de dépôt des faciès terrigènes du Bajocien du Jbel Zerhoun (Rides prérifaines, Maroc septentrional). — *Notes Serv. géol. Maroc,* t. 35, 255, pp. 89-116.

FAURE-MURET A. & CHOUBERT G. (1965-66) : Principes de représentation des zones alpines sur la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000. Réunion sous-comm. carte tectonique du monde. Tbilisi, Géorgie. *Géotectonique* (Moscou, Acad. Sci. URSS), 4, p. 24-47 (en russe).

FAURE-MURET A. & CHOUBERT G. (1971) : Le Maroc. Domaine rifain et atlasique. — *UNESCO, Tectonique de l'Afrique* (Sciences de la Terre, 6), p. 17-46.

FEINBERG H. & LORENZ H. (1970) : Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc nord-occidental. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 30, 225, p. 21-26.

FEINBERG H. (1971) : Rapport d'activité pour 1971. Rapp. inéd. Serv. Carte géol. Maroc, p. 133-136.

FEYS R. & GREBER Ch. (1963) : Le Stéphanien et l'Autunien du Souss dans les Ida-ou-Zal (Haut Atlas occidental, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 22, 170, p. 19-43.

GANTES H. (1968) : Aperçu de la zonation de la côte rocheuse marocaine. — *Bull. Soc. Sci. natur. Maroc,* 47, p. 317-327.

GARCIA C. (1961) : Roches éruptives et métamorphiques de la région de Rabat. — *Trav. Inst. Sci. Chérif., sér. Géol et Géogr. phys.,* 12, 42 p.

GAUTHIER H. (1952) : J. 8 - Aït Ouglif - Bou Malne - Tinerhir : vallée du Dadès et bordure du Haut Atlas; de Tinerhir aux Aït Ouritane, *in* G. Dubar : Haut Atlas central. — *19è Congr. géol. inter.,* Alger, livret-guide, sér. : Maroc, 4, p. 40-45.

GAUTHIER H. (1957) : Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques du bassin du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 119, 212 p.

GÉLARD J.P. (1971) : Les flyschs littoraux de la région d'Azazga—Port-Geydon (Algérie). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 272 D, p. 917-920.

GENDROT C. (1973) : Environnements du Dévonien récifal au Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 34, 254, p. 55-86.

GIERMANN G., PFANNENSTIEL M. & WIMMENAUER W. (1968) : Relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale). Résultats préliminaires de la campagne Jean-Charcot (1967). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 4, p. 116-118.

GIGOUT M. (1937) : Sur la rhyolite du Jebel Bou-Ourioul (Haut Atlas marocain). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 14, p. 210-211.

GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). — *Trav. Inst. sci. chérif.,* Rabat, 3, et *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 86, 507 p.

GIGOUT M. & LE COZ J. (1952) : La Méséta côtière, *in :* Aspects de la géomorphologie du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 96, & *19e Congr. géol. int.,* Monogr. région., 3è sér., 3, p. 135-159.

GIGOUT M. (1955) : Une phase prémonitoire hercynienne d'âge dévonien, dans les Rehamna nord (Maroc occidental). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 240, p .2249-2251.

GIGOUT M. (1956a) : Sur les conglomérats dévoniens aux galets fracturés des Rehamna (Maroc occidental). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 242, p. 151-153.

GIGOUT M. (1956b) : Sur les déformations plastiques, dans les conditions du métamorphisme général, des conglomérats du nord des Rehamna (Maroc occidental). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 242, p. 390-392.

GIGOUT M. (1956c) : Le volcan sous-marin d'âge acadien de Sidi-Saïd-Maâchou (Maroc occidental). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (6), 6, p. 559-574.

GIGOUT M. (1957) : L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (6), 7, p. 385-400.

GIGOUT M., CADET J.P., FOURNIGUET J., GUILLEMIN M. & PIERRE G. (1975) : Néotectonique du littoral de la mer d'Alboran d'après le comportement du rivage du Tyrrhenien ancien. — *3è Réun. ann. Sci. Terre,* Montpellier, p. 164 (rés.).

GLANGEAUD L. (1951) : Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (6), 1, p. 735-762.

GLANGEAUD L. (1961-62) : Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires, *in :* Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale, Villefranche-sur-Mer. — *Colloque Centre nat. Rech. sci., Paris,* p. 125-165.

GLANGEAUD L., BOBIER C. & BELLAÏCHE G. (1967) : Evolution néotectonique de la mer d'Alboran et ses conséquences paléogéographiques. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 265 D, p. 1672-1675.

GLANGEAUD L. (1968) : Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.,* Paris, (2), 10, p. 83-135.

GLANGEAUD L., BOBIER C. & SZEP B. (1970) : Les structures mégamétriques de la Méditerranée : la mer et l' « arc » de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci., Paris,* 271 D, p. 473-478.

GLANGEAUD L., BOBIER C. & SZEP B. (1971) : Néotectonique. La mer d'Alboran et ses bordures européenne et africaine. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 237 D, p. 2048-2051.

GLANGEAUD L. (1971) : Les phases tertiaires de la mer d'Alboran. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 273 D, p. 2435-2440.

GRÉBER Ch & PROUST F. (1958) : Sur le Permien et le Trias dans le Haut Atlas occidental (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 10 p. 210-212.

GRIFFON J.-C. (1966) : La Dorsale calcaire au Sud de Tétouan, *in* : Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 184, p. 149-212.

GUARDIA P. (1967) : Esquisse structurale de la région côtière comprise entre le cap Milonia et l'îlot d'El Mokrem (Algérie occidentale). — *Publ. Serv. géol. Algérie*, nouv. sér., B., 35, p. 51-61.

GUILCHER A. & JOLY F. (1954) : Recherches sur la morphologie de la cote atlantique du Maroc. — *Trav. inst. sci. chérif., sér. Géol. et Géogr. phys.*, 2, 140 p.

GUILLEMIN M. & RAMPNOUX J.P. (1975) : Sur les événements néotectoniques (du Miocène supérieur au Quaternaire) de la bordure sud de la mer d'Alboran, au méridien de Melilla (Maroc oriental). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 181.

GUTNIC M. (1963) : Aperçu sur la structure de la Dorsale calcaire dans la région d'Asifane (Rif septentrional, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 110-112.

GUTNIC M. (1969) : La Dorsale rifaine dans la région d'Asifane, *in* : Etudes géologiques sur la chaîne du Rif : II. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 194, p. 51-110.

GUIRAUD D. (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*, Nice, 270 p.

HAILWOOD E.A. & MITCHELL J.G. (1971) : Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. — *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 24, p. 351-364.

HAILWOOD E.A. (1974) : Palaeomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the Paleozoic reconstruction of Gondwanaland. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 23, pp. 376-386.

HALLAM A. (1971) : Mesozoic geology and the openning of the North-Atlantic. — *J. Geol.*, 79, p. 129-157.

HAMEL Ch. (1967) : Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 199, 78 p.

HAMEL Ch. (1968) : Etude géologique des sites de barrage des oueds Grou et Bou-Regreg (région de Rabat). Rapp. inéd. Dir. Ress. Eau, 10 p.

HAMZEH R. & WESTPHAL M. (1973) : Etude paléomagnétique de formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Maroc oriental. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 20, p. 28-34.

HARLAND W.B. (1969) : Interpretation of stratigraphical ages in orogenic belts. *in* : Time and Place in Orogeny. — *Geol. Soc., London* (cf. p. 120-123, tables 1 à 3).

HASSENFORDER B. & JEANNETTE D. (1974) : Rapports entre le Précambrien supérieur et l'Infracambrien dans la boutonnière du Kerdous (Anti-Atlas occidental). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278 D, pp. 3287-3290.

HATZFELD D., CARA M. & FROGNEUX M. (1975) : Etudes sismologiques de l'arc de Gibraltar. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 187 (rés.).

HAVLÍČEK V. (1971) : Brachiopodes de l'Ordovicien du Maroc. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 230, 83 p.

HERNANDEZ J. (1975) : Sur le caractère shoshonitique des andésites du Gourougou, Rif oriental, Maroc. — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280 D, p. 233-236.

HILALI E. & NATAF M. (1970) : Le Kieselguhr de Ras-Traf (province de Nador) et ses possibilités d'utilisation en génie civil. — *Mines & Géol.*, Rabat, 31, p. 43-62.

HILALI E.A. (1971) : Les perlites dans le Rif oriental (Province de Nador). *Mines & géol.*, Rabat, n° 33, p. 13-19.

HOEPFFNER Ch., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1972) : Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, p. 1737-1740.

HOEPFFNER Ch. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Méséta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif. — *Thèse 3è cycle*, Strasbourg.

HOEPFFNER Ch., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1974) : Cristallogenèse mésozonale, cisaillements intrafoliaires et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). — à paraître; résumé *in* 2è *Réun. Ann. Sci. Terre*, p. 219 (dépôt *Soc. Géol. Fr.*).

HOEPFFNER Ch., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1975) : Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des Rehamna, Maroc. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p 421-429 (Résumé *in* 2è *Réun. ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, 1974).

HOEPFFNER Ch., JENNY P. & PIQUÉ A. (1975) : La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphiques en bordure du môle côtier mésétien. — *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 28.3, à paraître

HOLLARD H. (1963a) : Un tableau stratigraphique du Dévonien du Sud de l'Anti-Atlas. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 23, 172, p. 105-109.

HOLLARD H. (1963b) : Présence d'*Anetoceras advolvens* Erben (Ammonoïdée primitive) dans le Dévonien inférieur du Maroc présaharien. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 23, 172, p. 131-136.

HOLLARD H. (1963c) : Les *Acastella* et quelques autres Dalmanitacea du Maroc présaharien : leur distribution verticale et ses conséquences pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 176, 66 p., 4 pl.

HOLLARD H. (1967) : Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. — *Intern. Symp. Devonian ..Syst.*, Calgary, 1967, 1, publ. *Alberta Soc. Petrol. Geol.*, p. 203-244.

HOLLARD H. (1970) : Sur la transgression dinantienne au Maroc présaharien. — *6è Congr. intern. Strat. géol. Carbonifère*, Sheffield 1967, 3, p. 923-936.

HOLLARD H., LYS M., MAUVIER A. & MORIN Ph. (1970) : Précisions sur l'âge famennien inférieur des *Dzieduszyckia* (Rhynchonellida) du Massif hercynien central du Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 270 D, p. 3177-3180.

HOLLARD H. (1970) : Silurien-Dévonien - Carbonifère, *in :* Colloque international sur les corrélations du Précambrien, Agadir-Rabat ,3-23 mai 1970. Livret-guide de l'excursion : Anti-Atlas occidental et central. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 229, p. 171-188.

HOLLARD H. (1971) : Compte rendu d'activité de l'année 1971. — C.R. Act v. 1971, Serv. Carte géol. Maroc, p. 80-83 (inéd.).

HOLLARD H. (1973) : La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du Nord-Est des plaines du Dra et du bass'n de Tindouf (sud de l'Anti-Atlas). — *C.R. Acad. Sci., Par.s,* 277 D, p. 553-556.

HOLLARD H. & MORIN Ph. (1973) : Les gisements de *Dzieduszyckia* (Rhynchonellida) du Famennien inférieur du Massif hercynien central du Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 33, 249, p. 7-14.

HOLLARD H. & SCHAER J.P. (1973) : Southern Atlantic Canada, Northwestern Africa, and continental drift : discussion. — *Can. J. Earth Sci.,* 10, p. 584-588.

HOLLARD H. (1974) : Recherches sur la stratigraph'e des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le sud du Tafilalt et dans le Mader (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc,* t. 36, 264, p. 7-68.

HORON O. & OWODENKO B. (1952) : Charbon, *in :* Géologie des gîtes minéraux marocains. *Notes & M. Serv géol. Maroc,* 87, p. 239-250.

HORRENBERGER J.-C. (1973) : Tectoniques superposées dans le Précambrien de la plaine de Tazenakht (Anti-Atlas central, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 277 D, p. 1601-1604.

HORRENBERGER J.-C. & SALEM M. (1974) : Etude cartographique et structurale de la boutonnière précambrienne de l'Adrar Izazen (Anti-Atlas central, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 278 D, p. 361-364.

HOTTINGER L. (1969) : Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraph c use. — *Coll. Jurass. Budapest, Ann. Inst. geol publ. hung.,* 54/2, p. 497-503.

HOUZAY J.-P., HILALI A.E., FAURE-MURET A., GLAÇON G., CHOUBERT G. & NESTEROFF W.D. (1975) : La stratigraphie du Néogène du bassin de Boudinar, Rif oriental, et le problème du Messinien. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 280 D, p. 2729-2732.

HUGHES C.J. & BRÜCKNER W.D. (1971) : Late Precambrian rocks of eastern Avalon Peninsula, Newfoundland, a volcanic island comp'ex. — *Can. J. Earth Sci.,* 8, p. 899-915.

HUGHES Ch. (1972) : Geology of the Avalon Peninsula, Newfoundland, and its possible correspondence with Morocco. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 236, p. 265-276

HUMBERT M. (1965) : Cadre géologique des minéralisations en Au, Sb, Pb de la région de Moulay Bou-Azza. Rapport S.E.G.M. - S.R.G. 19 Mek., Rabat, inédit.

HUPÉ P. (1952) : Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain. 1. Introduction stratigraphique par G. Choubert; 2. Contribution à l'étude des Trilobites du Maroc, Faunes de Trilobites et zones paléontologiques du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas, par P. Hupé; 3. Notes sur les *Problematica* du Précambrien III par P. Hupé. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 103, 402 p.

HUPÉ P. (1960) : Sur le Cambrien inférieur du Maroc. — *Rep. 21 th. geol. ,ntern. Congr.,* Copenhague, part. 8 : Late Pre-Cambrian and Cambrian strat'graphy, p. 75-85.

HURLEY P.M., BOUDDA A., KANES W.H. & NAIRN A.E.M. (1974) : A plate tectonics origin for late Precambrian-Paleozoic Belt in Morocco. — *Geology* (Geol. Soc. Amer.), 2, p. 343-344.

HUVELIN P. (1961) : Sur l'âge Viséen supérieur des schistes de Kettara et du Jbel Sarhlef (Jebilet centrales, Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 10, p. 290-291.

HUVELIN P. (1966) : Les déformations tectoniques en bordure du Haut Atlas au Plio-Villafranchien et leur extension aux Jebilet orientales (Maroc). — *C.R. Acad. Sc., Paris,* 262 D, p. 1050-1053.

HUVELIN P. (1966) : Karsts minéralisés en barytine au Jbel Irhoud (Jebilet, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 263 D, 328-331.

HUVELIN P. (1967) : Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 265 D, p. 1039-1042.

HUVELIN P. (1969) : Mouvements hercyniens précoces et structure du Jebel Hadid près de Khenifra (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 269 D, p. 2305-2308.

HUVELIN P. & LÉVY M. (1969) : Niobite de Sidi-ben-Azzouz (Rehamna), *in :* Description provisoire ou sommaire des espèces minérales du Maroc. 16. — *Notes Serv. géol Maroc,* 29, 213, p. 187.

HUVELIN P. (1970a) : Mouvements hercyniens précoces dans la région de Mrirt (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 271 D, p. 953-955.

HUVELIN P. (1970b) : Chevauchements et écaillages précoces des terrains anté-viséens dans le domaine atlasique (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 270 D, p. 2760-2763.

HUVELIN P. (1970c) : Discordance angulaire du Viséen supérieur sur du Cambro-Ordovicien probable dans la région d'Asni (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 30, 225, p. 7-10.

HUVELIN P. (1970d) : Mouvements plio-villafranchiens dans la moitié occidentale du Haouz de Marrakech (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 271 D, p. 704-707.

HUVELIN P. (1970e) : Amas stratiformes de pyrrhotine dans les schistes carbonifères du district des gabbros de la région de Kettara (Jebilet, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 270 D, p. 2517-2520.

HUVELIN P. (1971) : Faisceau de filons de microdiorite et tectogenèse hercynienne dans les Jbilet (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 272 D, p. 28-31.

HUVELIN P. (1973a) : Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jbilet et sur leur pourtour. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, 249, p. 83-123.

HUVELIN P. (1973b) : Déformations hercyniennes précoces dans la région comprise entre Azrou, Aguelmous et Khenifra (Massif hercynien central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 34, 254, p. 93-107.

HUVELIN P. (1975) : Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). — *Thèse Sci.*, 2 vol. ron., 3 cartes h.-t. couleurs. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 232 (à paraître).

JAEGER J.-J. (1970) : Découverte au Jbel Irhoud des premières faunes de rongeurs du Pléistocène inférieur et moyen du Maroc. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 220-223.

JAEGER J.-J. & MARTIN J. (1971) : Découverte au Maroc des premiers micromammifères du Pontien d'Afrique. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 D, p. 2155-2158.

JAEGER J.-J. (1973) : Un pithécanthrope évolué. — *La Recherche*, 4, 39, p. 1006-1007.

JAEGER J.-J., MICHAUX J. & DAVID B. (1973) : Biochronologie du Miocène moyen et supérieur continental du Maghreb. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277 D, p. 2477-2480.

JEANNETTE A. (1952) : Argiles smectiques et « rhassoul », *in :* Géologie des gîtes minéraux marocains. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 87, et *19è Congr. géol. intern.*, Alger, Monogr. région., 3è sér., 1, p. 371-383.

JENNY P. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Méséta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. — *Thèse 3è cycle*, Strasbourg.

JÉRÉMINE E. & MARÇAIS J. (1960-62) : La région volcanique des Beni-Bou-Yahi (Avant-pays du Rif oriental). — *in :* Livre-mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 341-446.

JOURAVSKY G. & DESTOMBES J. (1961) : Les différents types de minéralisations du domaine de l'Anti-Atlas. Leur cadre géologique et les méthodes de leur prospection. — *Mines & Géol.*, Rabat, 13, p. 19-57.

JUERY A., LANCELOT J.R., HAMET J., PROUST F. & ALLÈGRE C.J. (1975) : Chronologie U-Pb et Rb-Sr du socle du Précambrien du Haut Atlas. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 209.

KANES W.H., SAADI M., EHRLICH E. & ALEM A. (1973) : Moroccan crustal response to continental drift. — *Science*, 180, p. 950-952.

KANOUNI A.K. *in* MICHEL R. (1972) : Petroleum developments in North-Africa in 1971 : Marocco. — *A.A. P.G. Bull.*, 56/9, p. 1728-1730.

KELLING G. & MULLIN P.R. (1975) : Graded limestone-quartzite couplets : possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. — *Sedim. geol.*, 13, p. 161-190.

KONING G. DE (1957) : Géologie des Ida-ou-Zal (Maroc). Stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie SW du Bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). — *Edvard Ijdo N.V.*, Leyde, 210 p.

KORNPROBST J. (1965) : Sur des intercalations à chloritoïde dans les terrains épimétamorphiques des environs de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 7, p. 580-583.

KORNPROBST J. (1966) : La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia, *in :* Etudes géolog'ques sur la chaîne du Rif. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 184, p. 9-54.

KORNPROBST J. (1969) : Le massif ultrabasique des Beni-Bouchera (Rif interne, (Maroc) : Etude des péridotites de haute pression et de haute température, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 23, p. 283-322.

KORNPROBST J. (1971) : Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes bético-rifaines : similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques anté-alpines de part et d'autre du détroit de Gibraltar. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 D, p. 1204-1207.

KORNPROBST J. (1971-74) : Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 251, 256 p.

LAJAT D., GONNARD R., LETOUZEY J., BUU-DUVAL B. & WINNOCK E. (1975) : Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 481-485.

LAVENU A. (1972) : Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khénifra et Kef en Nsour). — *Thèse 3è cycle;* Montpellier, 52 p.

LAVILLE E., LESAGE J.-L. & SÉGURET M. (1973) : Résultats préliminaires sur la tectonique hercynienne et atlasique de l'Atlas central et de l' « accident sud-atlasique ». — *Réun. an. Sci. Terre, Paris*, p. 260 (dist. Soc. géol. Fr.).

LAVILLE E. (1975) : Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). — *Thèse Spéc.*, U.S.T.L., Montpellier, 100 p. ron.

LAVOCAT R. (1954) : Reconnaissance géologique dans les hammadas des confins algéro-marocains du Sud. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 116, 148 p.

LAVOCAT R. (1961) : Etude systématique de la faune de Mammifères et conclusions générales, *in :* Le gisement de Vertébrés miocènes de Beni-Mellal (Maroc). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 155, p. 9-11, 29-94 et 109-142.

LAY C. & REICHELT R. (1971) : Sur l'âge et la signification des intrusions de dolérites tholéitiques dans le bassin de Taoudenni (Afrique occidentale). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 D, p. 374-376.

LEBLANC D. & FEINBERG H. (1967) : Sur la présence de fenêtres dans la nappe prérifaine au N de Taza (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 265 D, p. 1584-1587.

LEBLANC D. & VIDAL J.-C. (1970) : Contact du Prérif charrié sur l'avant-pays à l'Ouest de Taza (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 41-42.

LEBLANC D. (1973) : Les nappes intrarifaines du Rif oriental (Maroc); mise au point sur leurs différentes unités. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 276 D, p. 2241-2244.

LEBLANC D. (1975) : Etude géologique dans le Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). Thèse, Toulouse. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 281 (à paraître).

LEBLANC M. (1968) : Etude géologique et métallogénique du jbel Bou-Arhous et de son prolongement oriental (Haut Atlas marocain oriental). — *Notes & M. Serv. géol., Maroc,* 206, p. 117-185.

LEBLANC M. (1968) : Chevauchements dans la boutonnière précambrienne de Bou-Azzer—El-Graara (Anti-Atlas central, Maroc). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 10, p. 93-96.

LEBLANC M. (1970) : Les gisements de Cobalt de Bou-Azzer (Maroc) sont portés par un niveau sédimentaire précambrien. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 270 D, p. 1857-1860.

LEBLANC M. (1972) : Sur le style disharmonique des plis hercyniens à la base de la couverture, dans l'Anti-Atlas central (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 275 D, p. 803-807.

LEBLANC M. (1973a) : Un complexe ophiolitique dans le Précambrien II de l'Anti-Atlas central (Maroc) : description, interprétation et position stratigraphique. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 236, p. 119-144.

LEBLANC M. (1973b) : La tectonique du Précambrien II dans la région de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 33, 249, p. 59-82.

LEBLANC M. (1973c) : Les formations infracambriennes de Bou-Azzer (Anti-Atlas central, Maroc) : lithostratigraphie, tectonique et position structurale. — *Notes Serv. géol. Maroc,* 34, 254, p. 7-14.

LEBLANC M. (1973d) : Minéralisations cuprifères et volcanisme albitophyrique dans les ophiolites précambriennes de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc), *in : Symp. Volcanisme et Métallogénie associée,* Bucarest, Sept. 73, à paraître au *Bull. Volc.*

LEBLANC M. (1973e) : Le grand dyke de dolérite de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud marocain. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 276 D, p. 2943-2946.

LEBLANC M. (1975) : Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt : Bou-Azzer (Maroc). — *Thèse,* Paris (VI), ronéot., 320 p. (C.N.R.S. n° AO 10922). *Notes & M. Serv. géol. Maroc* (à paraître).

LECKWIJCK W. VAN (1951) : Sur l'existence de mouvements orogéniques calédoniens au Maroc central. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 232 D, p. 2117-2118.

LECKWIJCK W. VAN, SUTER G., TERMIER H. & TERMIER G. (1955) : Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc,* 11, 123, p. 9-44.

LECOINTRE G. (1926) : Recherches géologiques dans la Méséta marocaine. — *M. Soc. Sci. natur. Maroc,* 14, 158 p.

LECOINTRE G. & DÉLÉPINE G. (1933) : Etudes géologiques dans la région paléozoïque comprise entre Rabat et Tiflet (Sehoul et Aït Belkassem). — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc,* 28, 80 p.

LECOINTRE G. (1952-1963) : Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la côte atlantique du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 99 (1 et 2), (198 p. + 172 p.), 174 (3), 76 p.

LE COZ J. (1964) : Le Rharb. Fellahs et colons. Etude de géographie régionale, Rabat, 2 t., 482 + 516 p.

LEFRANC J.-Ph. (1975) : Problèmes posés par les bois silicifiés du Sahara septentrional et les réponses qu'on peut y apporter. — *3è Réun. ann. Sci. Terre,* Montpellier, p. 227.

LEGRAND-BLAIN M. (1967) : Précisions sur la stratigraphie de la série des calcaires du Djebel Béchar (Namurien-Moscovien) à l'E de Béchar (Algérie). — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 9, p. 298-306.

LEGRAND Ph. (1974) : Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. — *Notes & M. Comp. franç. Pétrol.,* 11, p. 121-138.

LEHMAN J.-P. (1955) : Les Arthrodires du Dévonien supérieur du Tafilalt (Sud marocain). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 129, 70 p.

LEIKINE M. (1969) : La chaîne du Haouz au Nord de Tétouan, (Jbel Dersa); *in :* Etudes géologiques sur la chaîne du Rif : II. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 194, p. 7-49.

LEIKINE M. (1969) : Présence de Trias resédimenté dans les sédiments crétacés des Babor occidentaux (Région de Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques. — *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), 11, p. 69-74.

LEMOSQUET Y. & PAREYN C. (1975) : Karst et chenaux de ravinement dans le Carbonifère marin du Bassin de Béchar et de ses bordures (Sud-Oranais, Algérie). — *3è Réun. ann. Sci., Terre,* Montpellier, p. 230.

LE PICHON X. (1968) : Sea-floor spreading and continental drift. — *J. Geophys. Res.,* 73, p. 3661-3697.

LE PICHON X., BONNIN J. & SIBUET J.-C. (1970) : La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 271 D, p. 1941-1944.

LE PICHON X. (1971) : La genèse de l'Atlantique Nord. — *La Recherche,* 8, p. 21.

LE PICHON X., FRANCHETEAU J. & BONNIN J. (1973) : Plate tectonics. — *Elsevier edit., Amsterdam,* 300 p.

LESPINASSE P. (1972) : Problèmes stratigraphiques et structuraux posés par l'Eocène de la région de Chaouen (Rif septentrional, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris,* 274 D, p. 355-358.

LESPINASSE P. (1975) : Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (centre de la chaîne rifaine, Maroc). — Thèse Université Paris VI, 248 p.

LÉVÊQUE P. (1961) : Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). — Thèse Sci. Paris; 1. 242 p., 2. 161 p., 3. 42 p. (inéd.)

LÉVY R.G. & TILLOY R. (1952) : Maroc septentrional (chaîne du Rif). Partie B : Partie occidentale de la zone de Protectorat français. — *19e Congr. géol. intern.* Alger, livret-guide, sér. : Maroc, 8, 65 p.

LOOMIS T. (1972) : Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2449-2474.

LOOMIS T. (1972) : Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2475-2496.

LUCAS G. (1938) : Océanographie et évolution des fonds jurassiques à Alcyonaires (*Cancellophycus*) de la région de Ghar Rouban (frontière algéro-marocaine). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 12, p. 196-198.

LUCAS G. (1938) : Les *Cancellophycus* du Jurassique sont des Alcyonaires. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 206 D, p. 1914-1916.

LUCAS G. (1942) : Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi-El-Abed (frontière algéro-marocaine). — *Mém. Serv. Carte géol. Algérie*, 2è sér. : Stratigraphie, 16, 538 p.

LUCAS J. (1962) : La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. — *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 23, 202 p.

LUYENDYK B.P. & BUNCE E.T. (1973) : Geophysical study of the Northwest African margin off Morocco. — *Deep Sea Res.*, 20, p. 537-549.

MC CANN A.M. & KENNEDY M.J. (1974) : A probable glacio-marine deposit of Late Ordovician — Early Silurian age from the northcentral Newfoundland Appalachian Belt. — *Geol. Mag.*, 111, p. 549-564.

MACHENS E. (1970) : Die salinargurtel des afrikanischen mesozoikums. — *Abh. Hess. Landesamtes Bodenforsch*, 56, p. 97-111.

MAGNÉ J. & RAYMOND D. (1972) : Dans le Nord de la Grande Kabylie (Algérie), le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 274 D, p. 3052-3055.

MARÇAIS J. (1932) : Sur le Crétacé et le Nummulitique, dans le Rif oriental. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 194 D, p. 790-792.

MARÇAIS J. (1937) : Sur la constitution tectonique du Rif oriental français. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 205, p. 1165-1167.

MARÇAIS J. (1937) : Sur la constitution et le comportement tectonique du socle anté-triasique dans le Rif oriental. — *C.R. Soc. Sci. natur., Maroc*, 3, p. 13-15.

MARÇAIS J. & SUTER G. (1966) : Aperçu structural sur la région du Rif oriental. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 27, 198, p. 35-42.

MARGAT J. (1962) : Mémoire explicatif de la carte hydrogéologique au 1/50 000 de la plaine du Tafilalt. — *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 150 bis, 276 p.

MARTIN J., JOVER H., LE COZ J., MAURER G. & NOIN D. (1964) : Géographie du Maroc. — *Hatier éd.* Paris, 253 p.

MARTIN J. (1968) : L'évolution du bassin de Skoura (Moyen-Atlas) au cours du Quaternaire. — *Rev. Géogr. Maroc*, 14, p. 117-132.

MARTIN J. (1973) : Carte géomorphologique du Moyen-Atlas central, au 1/100 000, avec un schéma structural au 1/500 000. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 258, 5 feuilles.

MASSA D., RUHLAND M. & THOUVENIN J. (1972) : Structure et fracturation du champ d'Hassi-Messaoud (Algérie). 1. Observation des phénomènes tectoniques au Tassili des Ajjers. 2. Application au réservoir cambrien d'Hassi-Messaoud nord. Nouvelle interprétation tectonique. — *Rev. Inst. fr. Pétr.* 27, p. 489-534 et 665-713.

MATTAUER M. (1960) : Nouvelles données sur la « Dorsale calcaire » du Rif (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 250 D, p. 374-376.

MATTAUER M. & ANDRIEUX J. (1963) : Sur l'origine du matériel détritique du flysch des nappes « ultra » du Rif (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 39-41.

MATTAUER M. (1963-64) : Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. — *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 53, p. 296-313.

MATTAUER M. (1968) : Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Paris*, (2), 10, p. 3-11.

MATTAUER M. & SEGURET M. (1971) : Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne, *in :* Histoire structurale du Golfe de Gascogne. — *Symposium* I.F.P. et C.N.E.X.O., éd. *Technip*, IV. 4.1 à IV. 4.24.

MATTAUER M., PROUST F. & TAPONNIER P. (1972) : Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. — *Nature*, 237, p. 160-162.

MATTE Ph. (1968) : La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). — *Géol. alpine*, Grenoble, 44, 128 p.

MAURER G. (1968) : Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique. — *Trav. Inst. sc. chérif.*, Rabat, sér. Géol. et Géogr. phys., 14, 500 p.

MAY P. (1971) : Pattern of triassic-jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 1285-1292.

MAZÉAS J.P. & POUIT G. (1968) : Marques de mouvements hercyniens à composante tangentielle de grande amplitude dans la boutonnière précambrienne et infracambrienne du bas Oued Dra (Maroc méridional). — *C.R. Acad., Sci., Paris*, 267 D, p. 1549-1552.

MC MASTER R.L. & LACHANCE T.P. (1968) : Seismic reflectivity studies on northwestern African continental shelf : strait of Gibraltar to Mauritania. — *A.A.P.G. Bull.*, 52, p. 2387-2395.

MC MASTER R.L. & LACHANCE T.P. (1969) : Northern African continental sediments. — *Marine Geol.*, 7, p. 57-67.

MÉDIONI R. (1966) : Sur l'évolution des transgressions jurassiques sur un paléorelief à matériel hercynien dans la région du Debdou (Maroc oriental). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 363-364.

MÉDIONI R. (1967) : Travaux cartographiques et études géologiques dans la Méséta orientale. — C.R. Activ. 1967, Serv. Carte géol. Maroc, p. 67-70 (inéd.).

MÉDIONI R. (1968) : Notice explicative : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuilles Hassi el Ahmar et Matarka (Méséta orientale marocaine). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 190 bis et 191 bis, p. 1-39.

MÉDIONI R. (1969) : Notice explicative : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuilles Tendrara ouest et Tendrara est (Méséta orientale marocaine). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 192 bis et 193 bis, 30 p.

MÉDIONI R. (1970) : Le Chott Tigri (Hauts-Plateaux du Maroc oriental). Stratigraphie, tectonique et évolution morphogénétique à la lumière d'observations nouvelles. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 30, 225, p. 11-20.

MÉGARD Fr. (1969) : La partie orientale du massif des Bokoyas, *in :* Etudes géologiques sur la chaîne du Rif : II. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 194, 123-181.

MENCHIKOFF N. (1949) : Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental, *in :* Livre jubilaire à Ch. Jacob. — *Ann. Hébert et Haug*, 12, p. 309.

MICHARD A. (1967) : Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 347-348.

MICHARD A. (1968) : La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien) : une échine thermique tardi-tectonique. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 266 D, p. 1639-1642 et 1813-1816.

MICHARD A. (1969) : Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 89-90.

MICHARD A. (1969) : Les dolomies, une revue. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lor.*, 22, 1, 92 p., 38 fig.

MICHARD A. & SOUGY J. (1974-75) : L'orogenèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique; structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. *in :* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. — *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Rennes 1974, éd. C.N.R.S., Paris 1975.

MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. & HAMZEH R. (1975) : Tectonique de blocs dans le socle atlasomésétien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24, p. 363-368 (Résumé *in* 2è *Réun. ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, 1974).

MICHOT P. (1963) : La structure continentale. — *Bull. Acad. royale Belgique*, (5), 49, p. 1298-1330.

MILLIARD Y. (1959) : Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 18, p. 125-160.

MONGIN D. (1967) : Les Mollusques du Bathonien saumâtre du Moyen Atlas, *in :* Etudes sur le Jurassique du Moyen Atlas (Maroc). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 200, p. 35-84.

MONTADERT L., SANCHO J., FAIL J.P., DEBYSER J. & WINNOCK E.W. (1970) : De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 271 D, p. 812-815.

MONTÉNAT Ch., BIZON G. & BIZON J.J. (1975) : Remarques sur le Néogène du forage Joides 121 en Mer d'Alboran (Méditerranée occidentale). — *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 17, p. 45-51.

MORIN Ph. (1951) : Quelques problèmes relatifs aux roches granitiques et micro-granitiques et à leur minéralisation dans le Maroc central. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 4, 83, p. 163-182.

MORIN Ph. (1952) : Mica et béryl, *in :* Géologie des gîtes minéraux marocains. — *Notes & Serv. géol. Maroc*, 87, p. 337-346.

MORIN Ph. (1958) : Sur les caractères de la grande transgression du Viséen supérieur dans la partie orientale du Maroc central. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 12, p. 270-272.

MORIN Ph. (1959) : Le Maroc central : aperçu structural et orogénique. — *Notes maroc.* (Soc. Géogr Maroc) Rabat, 11-12, p. 16-25.

MORIN Ph. (1960a) : Le Maroc central : un aperçu de ses ressources minières. — *Mines & Géol.* Rabat, 9, p. 43-50.

MORIN Ph. (1960b) : Les ressources minérales du massif du Tazzeka et de ses bordures. — *Mines & Géol.*, Rabat, 10, p. 21-44.

MORIN Ph. (1962) : Une vue d'ensemble nouvelle des formations anté-viséennes du pays des Zaïan (anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 254 D, p. 3385-3387.

MORIN Ph. (1965) : Bibliographie analytique des Sciences de la Terre, Maroc et régions limitrophes (depuis le début des recherches géologiques à 1964). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 182 (Introduction, A-H) (I-Z, anonymes, documents complém., cartes), 24 + 1724 p.

MORIN Ph. (1970) : Bibliographie analytique des Sciences de la Terre, Maroc et régions limitrophes (de 1965 à 1969). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 212 (A-Z; anonymes, ouvrages généraux, cartes), 407 p.

MORIN Ph. (1973) : L'accident de Bsabis-Tazzeka, un linéament majeur de la tectonique hercynienne du Maroc (Ouest de Taza). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 64.

MOUSSU R. (1959) : Géologie et gîtes minéraux de la région de l'Ounein (Haut Atlas). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 145, 118 p.

NELTNER L. (1938) : Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas). — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 42, 298 p.

NESTEROFF W.D. & RYAN W.B.F. (1973) : Séries stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joides 121 en mer d'Alboran. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 113-114.

NEUVILLE R. & RUHLMANN A. (1941) : Notes sur les transgressions marines quaternaires du littoral atlantique du Maroc. — *Bull. Soc. préhist. franç.*, 38, p. 52 et 205-207.

NOIRET G. & ALLÈGRE C.J. (1975) : Les ophiolites anciennes de Bou-Azzer ou type ophiolitique calcoalcalin. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 276.

NOLD M. (1976) : Tectonique et évolution structura'e de la Dorsale calcaire entre l'oued Laou et Assifane (Maroc septentrional, Rif interne). — Thèse Ecole Polytechnique Fédérale Zurich, 139 p.

OLIVA P. (1972) : Aspects et problèmes géomorphologiques de l'Anti-Atlas occidental. — *Rev. Géogr. Maroc*, 21, p. 43-78.

OLIVET J.L., AUZENDE J.M. & BONNIN J. (1973) : Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 108-112.

OWODENKO B. (1952) : Bassin houiller de Djerada. *in :* Livret-guide excursions au Maroc. — 19*è Congrès géol. intern.*, Alger, n° 5, fasc. 1, p. 7-13.

OWODENKO B. (1976) : Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 207, 2 cartes géol. au 20000è, 1 pl. coupes (à paraître).

PAREYN Cl. (1961) : Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. — *Publ. Centre Rech. sahariennes, C.N.R.S., Paris*, sér. Géol., t. 1 : Stratigraphie et Tectonique, 325 p.

PAREYN C., CONRAD G., CONRAD J. & LEMOSQUET Y. (1971) : Mise en évidence d'une instabilité orogénique du Namurien inférieur entre les vallées du Guir et de la Zousfana (bassin de Béchar, Sahara nord-occidental). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13 p. 512-527.

PAREYN C., LEMOSQUET Y. & WEYANT M. (1975) : Djebel Antar, Djebel Horreit et leurs chaînons satellites, clé de la compréhension de l'orogenèse hercynienne entre la zone atlasique et le bassin de Béchar (Sud oranais, Algérie). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 283.

PAROA J.R. & VÉGAS R. (1972) : Problems and discussion ou Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsule). — *Geol. Rundsch*, 61/1, p. 44-69.

PAUTOT G., TRUILLET R. & HOFFERT M. (1975) : « *Tubotomaculum* » et nodules de manganèse. Comparaison d'objets énigmatiques fossiles avec des concrétions d'océans actuels. — *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 17, p. 25-37.

PAVONI N. (1961a) : Faltung durch Horizontalverschiebung. — *Ecl. geol. Helv.*, 54, p. 515-534.

PAVONI N. (1961b) : Die nordanatolische Horizontalverschiebung. — *Geol Rundsch.*, 51, p. 122-139.

PERMINGEAT F. (1957) : Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut Atlas). Etude pétrographique. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 141, 284 p.

PERRIER G., HATZFELD D., STEINMETZ L. & HIRN A. (1975) : Résultats préliminaires des sondages sismiques profonds en Mer d'Alboran. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 290 (rés.).

PETIT J.P., PROUST F. & TAPONNIER P. (1975) : Sens et grandeur des rejets et axes de la déformation dans la zone de décrochement de Tizi-n'Test (Maroc) depuis le Carbonifère. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 291.

PHIPPS C.B. & REEVE F.A.E. (1969) : Structural geology of the Malvern, Abbeley and Ledbury hills. — *Quat. J. geol. Soc. Lond.*, 125, p. 1-37.

PHILLIPS J.D. & FORSYTH D. (1972) : Plate tectonics, paleomagnetism and the opening of the Atlantic. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83/6, p. 1579-1600.

PIERRE G. (1975) : Le Quaternaire marin sur les deux rives du Détroit de Gibraltar. — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 295 rés.).

PINET M., TERMIER H. & TERMIER G. (1972) : Les minéralisations du massif du Tichka, Haut Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275 D, p. 891-894.

PIQUÉ A. (1972) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du Massif. — *Thèse 3è cycle*, Strasbourg, 101 p.

PIQUÉ A. (1973) : La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Méséta marocaine). I. Passage de la fracturation au flux plastique. — *Sci. géol., Bull.*, Strasbourg, 26, p. 219-244 (et II, *idem*, 28, à paraître).

PIQUÉ A. (1975) : La zone faillée de Rabat, couloir de décrochement hercynien au nord de la Méséta marocaine. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 280, p. 1059-1062.

PIQUÉ A. (1975) : Evolution des minéraux argileux au cours d'un métamorphisme prograde : exemple des terrains dinantiens du NW du Plateau central (Méséta marocaine). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 297 (distr. Soc. géol. Fr.).

PIQUÉ A. (1975) : Répartition des zones d'anchi-métamorphisme dans les terrains dinantiens du NW du Plateau central (Méséta marocaine). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 416-420.

PITMAN W.C. & TALWANI M. (1972) : Sea floor spreading in the North Atlantic. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 619-646.

PLICKA M. (1969) : Methods for the study of « Zcophycos » and similar fossils. — *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 12, p. 551-573.

POUIT G. (1964) : Les gîtes de manganèse marocains encaissés dans les formations carbonatées : éléments pour une synthèse. — *Chron. Mines & Rech. min.*, Paris, 336, p. 331-343 et 337, p. 371-380.

POUIT G. & JOURAVSKY G. (1965) : Les minéralisations manganésifères de la région de Bou-Arfa, *in :* Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (2 mai - 14 mai 1962). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 181, p. 113-124.

PROUST F. (1961) : Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du massif ancien du Haut Atlas (Maroc). — Thèse Sci. Univ. Montpellier, inédit.

PROUST F. (1962) : Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales, dans le Haut Atlas (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 9-11.

PROUST F. (1973) : Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du Bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc) (Résumé). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 34, 254, p. 15-54.

PRUVOST P. & TERMIER H. (1949) : Sur l'âge de la formation houillère de Christian (Bled Zaer, Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 229 D, p. 7-9.

PRUVOST P. (1951) : L'Infracambrien. — *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, Bruxelles, 40, p. 43-63.

RAGUIN E. (collab. E. FAUVELET et géologues Serv. géol. Maroc). (1952) : Pétrographie du Maroc. — *19è Congr. géol. intern., Alger*, livret-guide, sér. : Maroc, 3, 47 p.

RAHHALI I. (1970) : Foraminifères benthoniques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El-Koubbat (Moyen-Atlas, Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 30, 225, p. 51-86.

RAOULT J.-F. (1966) : La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar, *in :* Etude géologiques sur la chaîne du Rif. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 184, p. 61-131.

RAOULT J.-F. (1969a) : Nouvelles données sur les flyschs au N du Kef Sidi-Driss et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (1), 11, p. 516-522

RAOULT J.-F. (1969b) : Relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel tangentielles éocènes, paléogéographie. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, p. 523-543.

RAOULT J.-F. (1973) : Remarques sur la communication écrite de J. Deltel, B. Fenet, P. Guardia & J. Polvêche : « Géodynamique de l'Algérie occidentale », 1972, C.R. somm. Soc. géol., Fr., p. 414-417. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 40-44

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), 17, p. 394-409.

Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France : L'arc de Gibraltar (1973). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 129-159.

REYMENT R.A. (1971) : L'histoire de la mer transcontinentale saharienne pendant le Cénomano-Turonien. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 528-531.

REYRE D. (éd.) (1964) : Bassins sédimentaires du littoral africain. — Symposium New Dehli 1964, publ. *Ass. Soc. géol. afric.*, Paris 1966, 1ère partie (Littoral atlantique), p. 253-304.

RHODEN N.H. (1961) : Géologie du gisement de fer d'Ouichane (Rif nord oriental). — *Mines & Géol.*, Rabat, 14, p. 63-70.

RIBEYROLLES M. (1972) : Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). — Thèse 3è cycle, Montpellier, 56 p.

RIDING R. (1974) : Model of the hercynian fold belt. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24, p. 125-135.

ROBERTS D.G. (1970) : The Rif-Betic orogena in the Gulf of Cadiz. — *Marine Geol.*, 9, p. 31-37.

ROCH Ed. (1930) : Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. — *Notes & M. Serv. Mines & Carte géol. Maroc*, 9, 542 p.

ROCH Ed. (1950) : Histoire stratigraphique du Maroc. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 80, 440 p.

ROCHE J. (1958-59) : L'Epipaléolithique marocain. — *Libyca*, Alger, 6-7, Anthropol. — Préhist.-Ethnogr., publ. 1960, p. 159-192.

ROD E. (1962) : Fault pattern, northwest corner of Sahara Shield. — *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 46, p. 529-534.

RODGERS J. (1970) : The tectonics of the Appalachians. — New York, *Wiley-Interscі.*, 271 p.

RODGERS J. (1972) : L'orogenèse avalonienne (fini-précambrienne) dans les montagnes des Appalaches. — *Notes & M. Serv. géol Maroc*, 236, p. 276-286.

RODGERS J. (1972) : Latest precambrian (post-Grenville) rocks of the Appalachian region. — *Am. Journ. Sc.*, 272, p. 507-520.

ROLLEY J.-P. (1971) : Recherches sur l'Atlas de Beni-Mellal. — C.R. Activ. 1971, Serv. Carte géol. Maroc, p. 50-52 (inéd.).

ROLLEY J.-P. (1973a) : Etude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut Atlas central, Maroc. — *Thèse 3è cycle*, Grenoble I, 180 p.

ROLLEY J.-P. (1973b) : Sur quelques paléoreliefs récifaux du Lias de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 34, 254, p. 113-120.

ROTHÉ J.-P. (1962) : Le séisme d'Agadir et la séismicité du Maroc, *in :* Le séisme d'Agadir du 29 février 1960. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 154, p. 7-29.

ROUSSELLE L. (1961) : Les graptolites gothlandiens au confluent des oueds Bou-Regreg et Akrech (Maroc occidental). — *Trav. Inst. sci. Chérif.*, sér. Géol. et Géogr. phys., 11, 62 p.

ROUSSELLE L. (1965) : Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleridae du Dogger marocain (Moyen Atlas septentrional, Hauts-Plateaux, Haut Atlas). — *Notes & M Serv. géol. Maroc*, 187, et *Trav. Inst. sci., chérif.*, sér. Géol et Géogr. phys., 13, 186 p.

RUELLAN A. (1970) : Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes : Les sols à profil différencié des plaines de la basse Moulouya (Maroc oriental). — Thèse, Strasbourg, 482 p. et *Mém. ORSTOM*, 54, Paris, 1971.

RUHLAND M., LILLIÉ F., GRUNEISEN P. & SCHUMACHER F. (1973) : Tectonique diapirique et fracturation du Sidi-Rhalem. Rapp. prél. Univ. L. Pasteur, Strasbourg (inéd.).

RUHLAND M. (1973) : Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches, associée à divers modèles structuraux. — *Sci. géol., Bull.*, Strasbourg, 26, p. 91-114.

RUHLMANN A. (1951) : La grotte préhistorique de Dar-es-Soltan. — *Hesperis* (Inst. Hautes Et. Maroc), Larose éd., 11, 210 p.

RUSSO Ph. & RUSSO L. (1934) : Le grand accident sud-atlasien. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 4, p. 375-384.

RYAN W.B.F., STANLEY D.J., HERSEY J.B., FAHLQUIST D.A. & ALLAN Th. D. (1969-70) : The tectonics and geology of the Mediterranean Sea, *in :* The Sea, 4/2, A.R. Maxwell ed., *Wiley Intersc.* 1970, p. 387-492.

SAADI M. (1968) : Quelques acquisitions nouvelles dans le domaine de l'étude des gîtes de cuivre au Maroc. — *Mines & Géol.*, Rabat, 28, p. 41-52.

SAADI M. (1972) : L'ingénieur-géologue. — *Mines & Géol.*, Rabat, 35, p. 45-48.

SAADI M. (1972) : Relations des alignements structuraux au Maroc avec différents phénomènes géologiques et leur contribution à la compréhension de l'evolution structurale du pays. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 236, p. 113-118.

SALAHANE A. (1975) : Etude géologique et métallogénique du gisement cuprifère du Djebel-Klakh, Haut-Atlas oriental, Maroc. Contribution à la métallogénie paléokarstique. — *Thèse de Spéc., Univ. Nancy*, 150 p. ronéot.

SALVAN H.-M. (1960) : Les phosphates de chaux sédimentaires du Maroc. Leurs caractéristiques et leurs problèmes (Essai de synthèse). — *Notes maroc.*, Rabat, 14, pp. 7-20.

SALVAN H.-M. (1968) : L'évolution du problème des évaporites et ses conséquences sur l'interprétation des gisements marocains. — *Mines & Géol.*, Rabat, 27, p. 5-30.

SALVAN H.-M. (1974) : Les séries salifères du Trias marocain. Caractères généraux et possibilités d'interprétation. — *Bull. Soc. géol. Fr*, (7), 16, p. 724-731.

SALVAN H.-M. (1974) : Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 35, 255, p. 725, 7 fig.

SAMSON Ph. (1965) : Le gisement plombo-zincifère de Touissit : monographie et interprétation géologique, *in :* Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (2 mai - 14 mai 1962). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 181, p. 69-91.

SAMSON Ph. (1973) : Un gisement plombo-zincifère en milieu récifal : Touissit (Maroc oriental). — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 242, 133 p.

SCHAER J.-P. (1962a) : Problèmes de chronologie des granites dans la partie occidentale du massif ancien du Haut Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 255 D, p. 2152-2154.

SCHAER J.-P. (1962b) : Problèmes de granitisation dans la partie occidentale du massif ancien du Haut Atlas (Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 255 D, p. 2270-2272.

SCHAER J.-P. (1964) : Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut Atlas occidental. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258 D, p. 2114-2117.

SCHAER J.-P. (1964) : Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258 D, p. 2353-2355.

SCHAER J.-P. (1967) : Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain, *in :* « Etages tectoniques » (Colloque Neuchâtel, 18-21-IV, 1966), *La Baconnière*, éd. , Neuchâtel, p. 297-305.

SCHAER J.-P. & KIRALY L. (1972) : Fissuration dans les roches carbonatées du Haut Atlas au Sud de Midelt. C.R. activ., Serv. Carte géol. Maroc, p. 44-47 (inéd.).

SCHENK P.E. (1971) : Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa, and Continental Drift. — *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 1218-1251.

SITTER L.U. DE (1956) : Structural Geology — *Mc. Graw. Hill*, London, 552 p.

SMITH A.G. (1971) : Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2039-2070.

Société Chérifienne des Pétroles (1966) : Le Bassin du Sud-Ouest Marocain, *in :* Bassins sédimentaires du littoral africain. Symposium New-Dehli 1964, publ. *Ass. Serv. géol. afric.*, Paris, 1966, 1re part. (Littoral atlantique), p. 5-26.

SOSSIPATROVA G. & RAHHALI I. (1974) : Les Foraminifères jurassiques et leur importance stratigraphique dans la région de Koumch, El Ksiba-Naour, (Atlas de Beni-Mellal, Moyen Atlas, Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, 35, 255, p. 55-83.

SOUGY J. (1962) : West African fold belt. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, p. 871-876.

SOUGY J. (1969) : Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infra-cambrienne et paléozoïque) : Afrique de l'Ouest. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, p. 133-149.

SOUGY J. (1972) : Etat des connaissances géologiques sur la partie mauritanienne de la Dorsale réguibat précambrienne, *in :* Actes du colloque international sur les corrélations du Précambrien. Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 236, p. 95-103.

SOULIE M. (1975) : Minéralisations cuprifères dans les dolomies inférieures et supérieures de l'Adoudounien d'El-Graara (Anti-Atlas, Maroc). — *3è Réun. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 351.

SOUVILLE G. (1973) : Atlas préhistorique du Maroc. I : Le Maroc atlantique. — *C.N.R.S.*, Paris, 368 p., 150 fig., 7 cartes h.-t.

STURANI C. & SAMPO M. (1973) : Il Messiniano inferiore in facies diatomitica nel bacino terziario piemontese. — *Mem. Soc. geol. Ital.*, 12, p. 335-358.

SUMMERHAYES C.P., NUTTER A.H. & TOOMS J.S. (1971) : Geological structure and development of the continental margin of Northwest Africa. — *Marine Geol.*, 11, p. 1-25.

SUMMERHAYES C.P., NUTTER A.H. & TOOMS J.S. (1972) : The distribution and origin of phosphate in sediments of Northern Africa. — *Sedim. Geol.*, 8, p. 3-28.

SUTER G. (1965) : La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc) : Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 24, 183, p. 7-17.

SUTER G. (1967) : Données actuelles sur la structure du Rif. — C.R. Activ. 1967, Serv. Carte géol. Maroc, p. 3-22 (inéd.).

SUTER G. (1969) : Compte rendu d'activité en 1969. — C.R. Activ. 1969, Serv. Carte géol. Maroc, p. 3-8 (inéd.).

SUTER G. (1971) : Compte rendu d'activité. — C.R. Activ. 1971, Serv. Carte géol Maroc, Rabat, p. 42-47 (inéd.).

TAMAIN G. (1972) : Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). — Thèse Doct., Paris, Orsay, 3 tomes.

TANNER W.F. (1962) : Surface structural patterns obtained from strike-slip models. — *J. Geol.*, 70, p. 101-107.

TERMIER H. (1930) : Sur l'existence de plissements calédoniens au Maroc central. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 191, p. 1356-1358.

TERMIER H. (1936) : Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. T. 1 : Les terrains primaires et le Permo-Trias; T. 2 : Les terrains post-triasiques; T. 3 : Paléontologie, Pétrographie; T. 4 : Atlas des figures et des tableaux h.-t. — *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.

TERMIER G. & TERMIER H. (1947) : Découverte de Psilophytinées dans l'Eifélien du Maroc central. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 14, p. 284-285.

TERMIER G., TERMIER H. & JOURAVSKY G. (1948) : Une roche volcanique à gros grain de la famille des ijolites : la Tazzastite. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 1, 71, p. 81-120.

TERMIER H., OWODENKO B. & AGARD J. (1950) : Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 82, 328 p.

TERMIER G. & TERMIER H. (1951) : Sur les couches de passage du Viséen au Namurien entre Mrirt et Oulmès (Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 4, 83, p. 107-119.

TERMIER G. & TERMIER H. (1953) : Géologie et pétrogenèse. — *Publ. Serv. Carte géol., Algérie* (Nlle Série), 2, p. 1-177.

TERMIER H. & TERMIER G. (1955) : L'évolution de la lithosphère. 1. Pétrogénèse. — *Masson et Cie*, éd., Paris, 653 p.

TERMIER G. & TERMIER H. (1956-57) : L'évolution de la lithosphère. 2 : Orogenèse. — *Masson et Cie*, éd. Paris, vol. en 2 fasc., 940 p.

TERMIER G. & TERMIER H. (1967) : L'estran sablo-vaseux du Bathonien pendant l'exondation de la série d'El Mers (Moyen-Atlas marocain). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 265 D, p. 947-949.

TERMIER G. & TERMIER H. (1970) : Sur la géologie de la région de Dchar-Aït-Abdallah (Maroc central). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 271 D, p. 1612-1614.

TERMIER G. & TERMIER H. (1970) : Sur une roche cristalline renfermant une écaille d'Echinoderme (Massif du Tichka, Haut Atlas occidental, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 270 D, p. 1092-1095.

TERMIER H. (1971) : Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental). — *C.R. Soc. Sci. natur. & phys. Maroc*, 37, p. 37-40.

TERMIER G. & TERMIER H. (1971) : Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Les régions et les terrains. — *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 216, 240 p.

TERMIER G. & TERMIER H. (1971) : Sur la genèse du granite et du diorite dans le Massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 D, p. 535-537.

TERMIER G. & TERMIER H. (1972) : Nouvelles données sur la tectonique du Bled Aït Scougou (Maroc central). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, p. 1855-1858.

TERMIER G., TERMIER H., LEUTWEIN F. & SONET J. (1972) : Sur l'âge varisque des plutonites du Massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). — *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall.*, 95, p. 124-127.

THOMAS G. (1974) : La phase de compression pléistocène en Algérie nord-occidentale : âge, premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distension. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 279 D, p. 311-314.

TISSERANT D. (1968) : Géochronologie : Etude de l'Hercynien. — C.R. Activ. 1968, Serv. Carte géol. Maroc, p. 121-131 (inéd.).

TIXERONT M. (1971) : Les formations précambriennes de la région minéralisée en cuivre de Bou-Skour (Anti-Atlas marocain). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 181-202.

TIXERONT M. (1973) : Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du Couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, 249, p. 147-177.

Travaux récents d'Hydrogéologie au Maroc. — *Bull. B.R.G.M.* (2), sect. 3, 1, 1974, en coll. avec Div. Res. Eau. Maroc.

TROMPETTE R. (1972) : Présence, dans le bassin voltaïen, de deux glaciations distinctes à la limite Précambrien supérieur - Cambrien. Incidences sur l'interprétation chronostratigraphique des séries de bordure du craton ouest-africain. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 D, p. 1027-1030.

TRUILLET R. (1968) : Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). Les filons sédimentaires. — *Thèse Doct. Sci.*, Paris, t. 1, 322 p. t. 2, 224 p.

TRÜMPY R. & WILDI W. (1971) : Rapport sur les missions effectuées au Maroc en 1971. — C.R. Activ. 1971, Serv. géol. Maroc, p. 37-39 (inéd.).

UTTINGER J. (1976) : La géologie de la Dorsale rifaine entre Tétouan et l'oued Laou (Maroc septentrional). — Thèse Université Zurich, 209 p.

VANDENVEN G. (1969) : Les terrains métamorphiques de la bordure Nord-Ouest du massif granitique des Zaër (région de Sibara, Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, 213, p. 71-90.

VEGAS R. (1975) : Wrench (transcurrent) fault system of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. — *Geol. Runds.*, 64, p. 266-278.

VERDIER J. (1971a) : Etude géologique des basaltes doléritiques du Trias du site des Aït-Aadel, barrage-Moulay-Youssef, sur l'Oued Tessaout, Haut Atlas, Maroc. — *Notes Serv. géol. Maroc*, 31, 237, p. 241-272.

VERDIER J. (1971b) : Les zones de subsidence et les structures de glissement par gravité de Guettioua en liaison avec un accident transversal du Haut Atlas (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 327.

VERDIER J. (1972) : Rôle d'un accident majeur du Haut Atlas sur la genèse des bassins subsidents et des structures de glissement de la région de Guettioua (Maroc). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 110-112.

VIDAL J.C. (1971) : Une interprétation nouvelle des nappes du Prérif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone. — — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 272 D, p. 24-27.

VILA J.M. (1969) : Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la Dorsale Kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, p. 547-551.

VILAND J.-C. (1966) : Etude pétrographique dans les Beni Bou Ifrour (Maroc oriental). — *Thèse 3è cycle*, Paris, 166 p., 4 pl., 1 carte h.-t.

VOGT P.R., HIGGS R.H. & JOHNSON G.L. (1971) : Hypothese on the origin of the Mediterranean Basin : magnetic data. — *J. Geophys. Res.*, 76, p. 3207-3227.

VOGEL Th. A. & WALKER B.M. (1975) : The Tichka Massif, Morocco — an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. — *Lithos*, 8, p. 29-38.

WEBBY B.D. (1969) : Trace fossils Zoophycos and Chondrites from the Tertiary of New Zealand. — *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 12, p. 208-214.

WEGMANN C.E. (1961) : Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. — *in* : Livre-Mém. P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 99-104.

WESTPHAL M., BOSSERT A. & HAMZEH R. (1974): Implications de l'étude paléomagnétique de roches volcaniques du Trias et du Crétacé au Maroc. — *Tectonophysics*, à paraître.

WESTPHAL M. (1975) : Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. — *Thèse, Univ. Louis Pasteur*, Strasbourg (1er manuscrit, 1975; à paraître).

WILDI W. (1976) : Stratigraphie et sédimentation de la Dorsale calcaire entre l'oued Laou et Assifane (Maroc septentrional, Rif interne). — Thèse Ecole Polytechnique Fédérale Zurich, 242 p.

WILLEFERT S. (1963) : Graptolites du Silurien et du Lochkovien de Touchchent (anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 23, 172, p. 69-94.

WILSON J.T. (1966) : Did the Atlantic close and then re-open ? — *Nature*, 211, p. 676-681.

WIPPERN J. (1955) : Sur le granite de Taïcha, près de Tiflet (Méséta marocaine). — *Notes Serv. géol. Maroc*, 12, 125, p. 8-85.

CARTES GÉOLOGIQUES : Le lecteur trouvera la liste et le plan d'assemblage des cartes géologiques disponibles dans le Catalogue des publications de la Division de la Géologie, Rabat (Chellah). Voir aussi les références données *in* Morin (1965, 1970).

INDEX DES MATIERES

(*phénomènes et objets géologiques*)

Les nombres renvoient aux pages :

ATTENTION : du chapitre 6 (Rétrospective générale) seuls ont été indexés les mots-clés de la géodynamique globale (« tectonique des plaques »). Beaucoup d'autres concepts ou objets s'y trouvent évoqués, mais plus brièvement que dans les chapitres analytiques précédents. L'indexation de ceux-ci permet, au besoin, de retrouver le phénomène ou l'objet en présentation condensée au chapitre 6.

Remarques : Pour une documentation sur une « matière », il y a souvent lieu de rechercher plusieurs mots-clés s'y rapportant. Exemple :

Erosion - Ablation - Altération - Rhexistasie...

La « matière » est souvent explicitée encore sur la ou les pages qui suivent celle qui est indexée.

Les noms stratigraphiques (étages, époques...) ne sont pas indexés : voir les tableaux 3 à 8 et les chapitres correspondants.

Les termes trop généraux (tectonique, stratigraphie...) ne sont pas relevés.

On a noté soit le substantif, soit le qualificatif, pour une même matière.

A

Ab'ation 171, 241
Abrasion (plate-forme d') 245
Accident (tect.) 54, 71, 74, 125, 204, 224, 266
Accordance 287
Accumulation prograde 39
Actinote 200
Aegyrine 187
Aéromagnétique : cf. anomalie magn. 307-318
Agglomérats 51, 91, 159
Aïounite 198, 239
Ajustage (fit, géoph.) 308, 311
Albite 132
Alcalin (magma) 184, 186
Algue 65 (voir oncolites, stromatolites) 151, 173, 174, 251, 291, 294
Al'ochtone 121, 128, 238, 260
Almandin 132, 282
Alnoïte 186, 199
Alpin (style) 232, 235, 236
Alpinotype (tect.) 19, 232, 234
Altération 151, 241
Altération chimique 25, 36, 64
Alumine 133, 282
Alvéolines 76, 291
Améthyste 77, 146, 175
Amiante 54, 273
Ammonite 143, 170-173, 179, 180, 184, 189, 253, 261, 291, 296
Ammonite pyriteuse 258
Ammonitico rosso 72, 174, 253, 294, 297
Ampélite 62, 97
Amphibien 146
Amphibole 185, 200
Amphibolite 49, 56, 113, 132, 134, 136, 157, 159, 166, 282
Amphiboloschiste 167
Analcime 187, 200
Anatexie 57, 283
Andalousite 34, 136, 160, 282
Andésite 44, 46, 114, 152, 159, 164, 201, 247
Anchizone 123-127, 132, 135, 137
Augite 187, 198-201
Anhydrite 142, 190
Anisopache (voir isopache)
Ankaratrite 82, 83, 152, 199-201, 222
Anomalie gravimétrique 140, 245, 246, 248, 284
Anomalie magnétique 245, 284
Anorthite 200
Anorthosite 185, 250, 302
Anticlinal 43
Anticlinorium 74, 86, 88, 116, 118, 121
Antimoine 140, 165
Antithétique 223
Apatite 185, 187, 199
Apex 136, 138, 165
Ap'ite 140, 161
Apophyse 138, 140, 159, 167
Appalachien (relief) 21, 25, 41, 42, 59
Apport (détritique) 179, 183, 223, 253-254, 275
Aptychus 272, 276
Arc insulaire 55, 239
Archaeocyathidés 42, 45, 92, 94, 159
Arène 185
Arénite 145
Argent 176
Argiles (voir illite, argilite, etc.) 33, 65, 75, 132, 147
Argile à foulon (cf. rhassoul) 194
Argiles microconglomératiques 59, 61
Argile à silex 173
Argilite 59, 61, 63, 97, 99, 273, 274
Ariégite 282
Arkose 44, 46, 52, 104, 114, 173, 177, 178, 273
Arthrodire 63, 65
Assilines 291
Astarte 190
Astroblème 82, 83
Attapulgite 147
Aulacogène 72
Auréole 136, 137, 138
Autochtone 121, 128-130, 238, 260
Avant-fosse 239-241, 246, 263
Avant-pays 19, 182, 199, 254

B

Banquette 173
Barégienne 140
Bariolée (couche) (voir aussi formation rouge) 158, 253
Barkévicite 187
Barrage 96, 103, 146, 182
Barrière (récif) 174, 179, 190
Barytine 48, 92, 109, 177
Basalte 51, 52, 64, 77, 78, 80, 113, 142, 143, 146, 152, 184, 199, 201
Basanite 152, 199, 239
Bassin (océanogr.) 10, 28, 36, 41, 66, 74, 77, 78, 142, 168, 190, 246, 248
Batholite 136, 138, 159
Bathymétrie 170, 173, 179, 294
Bélemnite 175, 251, 291, 296
Benioff (voir : plan de)
Benthique 63
Béryl 56, 136
Béryl'ium 161
Bibliographie analytique 11
Biochimique (sédim.) 76
Bioclastique 64, 66, 173, 175
Bioherme 58, 170, 173
Biostasie 34, 39, 76, 80, 146, 171
Biotite 132, 133, 135, 161, 185, 198-201
Biostrome 61, 173, 174
Bioturbation (cf. traces) 61, 93, 96
Biozone 42, 44, 57-58, 97, 98, 106, 174, 246
Bird-eyes 168, 175
Biseau (stratigr.) 112, 166, 181, 194
Bitume 151, 188
Bivalve (cf. lamellibranche) 189
Blende 140, 161, 176, 183
Bloc exotique (voir olistolites, olistostrome) 67, 68, 258, 273
Blocs (tectonique de) 204
Bois fossile 69, 173, 181, 193
Bombe (volcan.) 201
Bouclier 10, 16, 53
Boule (d'altération) 185
Boutonnières 21, 42, 43, 49, 166
Brachiopode 59, 61, 63, 64, 95, 101, 108, 170, 189, 291
Brachysync'inal 73, 74
Brannérite 54
Brèche chaotique 67, 68, 102-104, 156, 163, 255
Brèche diagénétique 168
Brèche intraformationnelle 158, 180, 255, 257, 294
Brèche de tempête 147
Brèche volcanique 46, 201
Bryozoaire 59, 61, 291
Butte-témoin 83

C

Calcaires (voir aussi griotte, lumachelle etc.) 42-45, 58, 64, 65, 78, 101, 112, 141, 151, 170, 190, 255, 289
Calcaires lacustres 33, 114, 151, 193-197, 241
Ca'caires vermiculés 290
Calcarénites 28, 141, 164
Calcédoine 146
Calcite (voir calcaire, marbre) 136, 146, 187
Calcschiste 93, 132, 250, 294
Caldeira 201, 245
Calotte glaciaire (voir in'andsis)
Calpionelle 272, 296
Cancrinite 187
Cancellophycus 179
Cañon 39
Cap-rock 250
Carbonaté (faciès) 171, 179
Carbonatée (sédim.) : voir calcaires
Carbonatite 186
Cargneule 290
Carottage 245
Catac'ase 120
Catazone 250, 279-283
Causse 142, 201, 219
Céladonite 77, 146
Cérusite 183
Chaille 173, 190, 296
Chaîne (voir aussi orogène) 21, 22, 42, 53, 63, 181, 232
Chalcopyrite 140, 161, 183, 223
Chaotique (voir brèche et conglomérat)
Characée 189, 190, 193
Charbon 69, 114, 158, 163
Charge lithostatique 132, 138, 206, 268, 282, 286
Charriage (voir nappe)
Cheiroptère 196
Cheminée 83, 200
Chenaux 178, 181, 183
Chert 151, 173, 296
Chevauchements (cf. nappe) 49, 54, 55, 66, 118, 121, 127-130, 201, 214
Cheire 152, 199
Chiastolite 136
Chimique (sédim.) 187
Chlorite 58, 75, 97, 132, 135, 136, 147, 185, 267

Chloritoïde 132-134, 135, 286, 287
Chondrodite 282
Cidaridé 173
Cinérite 111, 113, 194, 199
Cipo'in (voir marbre) 92, 122, 140, 161, 185, 253
Cisaillement 121, 269, 275, 279
Cisaillements conjugués 269, 271
Cisaillement intrafoliaire 123, 124, 127, 132
Clivage (voir aussi schistosité) 136
Cluse 41, 298
Clyménie 66, 102
Clypéastre 244, 257
Coba't 51, 52
Collapse 213, 223, 230
Collision (plaques) 325-327, 339-343
Combe 60
Compétence (tect.) 74
Compétent (et in - : tectonique) 96, 118, 227, 269
Compression (tect.) 208, 225, 279
Condensée (sédim.) 294-298
Condensée (série) 151
Cône al'uvial 197, 244
Cône de déjection fossile 69
Confiné (bassin) 78, 79, 97, 146, 147, 151, 180, 190, 191
Conglomérat 43-44-46, 51, 56, 101, 102-104, 109, 114, 145, 158, 164, 177, 193, 283, 299
Conglomérat chaotique 195
Conodonte 69, 106, 156, 163, 288
Construit (faciès) 173
Contamination (magma) 113, 161
Continental (sédim.) 193-197, 241
Continentaux (dépôts) (voir aussi lacustre, alluvial) 58, 69, 78, 80
Contournées (couches) (voir aussi slumping)
Copro'ite 298, 300
Corallien (voir aussi récif, etc.) 173
Cordiérite 136, 282
Cordillère 67
Cornéenne 92, 134, 136, 137-140, 161, 200
Corniche 181
Corps (géophys.) 233, 284, 334
Corrélation (stratigr.) 99, 195, 262
Couches contournées (voir glissements, slumping) 67, 68
Couches rouges (voir formation rouge) 69, 76
Coulée 46, 83, 143, 146, 152, 184, 199-201
Coulée boueuse 68
Cou'issement (voir décrochement)
Couloir de déformation 126
Courant de densité (voir aussi turbidite, etc.) 163
Courant (océanog.) 246, 248
Courant de tempête 109
Coussin de lave (voir pillow)
Couverture 21, 23, 144, 155, 201, 228, 301
Couverture (de plate-forme) 70, 76-80
Crabe 151, 189
Cratère (cf. volcan)
Craton 15, 18, 52, 53
Crénulation 121, 134-135, 268-270
Crête 59, 243
Crinoïde 62, 64, 98, 101, 112, 156, 159, 164, 189, 176
Crista'logenèse 133, 134, 135
Cristallophyl'ien (voir métamorphisme, mésozone, etc.)
Critère de polarité (cf. figure de base, ripple-marks, etc.)
Crocodilien 146
Croissants de plage 180
Croûte 22
Croûte (ca'c.) : cf. encroûtement
Croûte ferrugineuse (voir hard-ground)
Croûte (géoph.) 282, 284, 307, 334
Cuivre 44, 46, 54, 140, 145, 161, 173, 183, 223
Culm 164, 250, 289
Culmination 124, 132, 202
Cunéolines 151, 190
Cycle 15, 18, 58
Cycle orogénique 233
Cyc'e sédimentaire 168
Cystoïde 61

D

Dacite (et Dacitoïde) 46, 125, 152, 157, 164, 200
Dalle (tect.) 221
Datation isotopique (voir géochronologie)
Datation radiométrique (voir géochron. isotop.)
Datation relative (métam.) 283
Daya 35, 77
Décoiffement 213, 230
Décollement (voir disharmonie) 54, 56, 82, 206, 211, 224, 227-228, 250, 279, 283, 301
Décrochement 54, 71, 74, 75, 120, 121, 127-130, 165, 207, 208, 211, 213, 246, 266
Déformation pénétrative (voir pli, schistosité...) 126, 267
Deltaïque 143, 146, 170, 179, 181, 189
Dents (voir aussi Vertébré) 151
Dénudation (tect.) 257, 290
Dérive des continents 53, 55, 307, 316
Dessication (voir mudcracks) 66
Dessication (figures de) 147, 175, 177
Détritique (apports) 44-45-46, 66, 110, 146
Détritique (sédim.) (cf. terrigène) 182, 254
Déversement 204, 214, 220
Diabase 51, 52
Diaclase 269
Diadysite 56
Diagenèse 137, 146, 173
Diagraphie 262
Diapir 147, 190, 197, 213, 223, 226-228, 248, 250, 261, 284
Diatomée 151, 194
Diatomite 199
Diatrème 187, 199, 200
Dicynodonte 146
Dinosaure 78, 146, 181, 190
Diopside 136, 161, 187, 200
Diorite (quartzique) 49, 51, 52, 160, 167, 185
Dip'opore 284, 296
Dipneuste 78
Dipyre (voir aussi scapolite) 161, 200
Dir 196
Direction de courant 183, 258, 275
Discontinuité (géoph.) 278, 284
Discontinuité de Mohorovicic 22, 334
Discordance 43-44, 46, 47, 48, 50, 51, 55-56, 59, 63, 64, 65, 79, 91, 96, 101, 109, 112, 141, 144, 145, 157, 182, 187, 189, 195, 215, 261, 289
Discordance intraformationnelle 180
Disharmonie 56, 74, 82, 206, 211, 250, 289, 301
Distension (cf. extension)
Disthène 132, 133, 135, 282, 287
Diverticulation 257, 259, 262, 264, 275
Dolérite 113, 147, 164, 184, 273, 289
Doline 77, 201
Dolomie (et dolomitisation) 42-45, 76, 77, 101, 109, 144, 150, 170, 172, 174-179, 190, 221, 250, 284, 288, 290, 294, 299.
Dômes et cuvettes (tect.) 73, 74, 221
Dôme thermique 118, 127, 132, 133, 137
Dômite 199
Dorsale 22, 60
Dorsa'e océanique 10, 307, 315
Dragage 245
Dune 27, 28, 32, 41, 198
Dunite 52, 282
Dyke 44, 46, 71, 82, 140, 147, 152, 185, 187, 198-200, 284

E

Ecaille 71, 74, 121, 127, 214, 280, 287, 301
Ecaille de socle 302
Echelon (plis en) 206, 208, 211
Echinide (cf. Oursin) 182, 190, 261
Echinoderme (voir aussi Crinoïde), 61, 77
Ecoulement (cf. nappe humide)
Ejectif (style) 187, 207, 224
Embryonnaire (tect.) 218, 223
Emboîtement (cf. terrasse alluviale) 197, 241, 244
Emersion (voir régression) 61, 62
Encapuchonnement 271
Enclave 92, 187
Encrines (voir Crinoïdes) 66
Encroûtement 33, 36, 95, 242, 288
Endoréisme 41
Ennoyage 121, 142, 229
Ennoyage axial 75
Enracinement 260
Epeirogenèse 28, 31, 33, 39, 60, 61, 62, 64, 70, 151, 179
Epicontinental (bassin, mer) 45, 60, 76, 147, 170, 189
Epidote, 185, 200
Epigénétique 175-178
Epiglyptique (tect.) 214, 218
Epimétamorphisme 75
Episyénite 185
Epitaxie 159
Epizone 123-127, 132, 135, 159, 239, 257, 268, 280, 284

Eponte 186
Erg 41
Erosion-sédimentation (voir aussi biorhexistasie) 58, 65, 67
Etain 140
Estuaire 31
Etage 29, 43, 58
Euryhalin 180
Eustatique 62, 66, 69, 97, 180
Eustatisme 30, 39
Euxinique 97
Evaporite (et faciès) 76, 175, 179, 188-190, 247, 294
Eventail (déjection) 248
Eventail de schistosité (voir aussi schistosité) 96, 118, 123, 270
Exoréisme 41
Expansion océanique 307, 315, 343
Extension (tect.) 171, 210, 223, 269, 275
Extension 213

F

Faciès (et variation de) (roches sédim.) 43-46, 58, 99, 100, 107, 141-146, 158, 168
Faciès métamorphique 132, 159, 283
Faille 71, 74, 76, 91, 96, 121, 151, 158, 166, 202
Faille inverse (cf. faille, rejet) 74, 195, 198, 203, 205, 212, 275
Faille normale (cf. faille, rejet) 80, 82, 208, 223, 275
Faille plate 66, 206, 275, 302
Faille-p'i 213
Faille transformante 245
Falaise 29, 30, 36, 245
Fasinite 201
Fauchage 230
Faune 28, 33, 36, 55, 62-64, 99, 174, 179
Feija 41, 42, 59
Feldspath 56, 187
Felsite 159
Fenêtre (tecton.) 128, 239, 262, 266, 285
Fentes de dessication 45
Fer 56, 63, 64, 66, 109, 199, 274
Fer oolithique (voir aussi oolithe = oolite) 95, 96, 97
Ferrugineux 34, 52
Figure de base de banc 93, 111, 270, 273
Filon 44, 82, 92, 125, 131, 138, 157, 160, 177, 187, 198
Filon clastique 174, 259
Filons sédimentaires 174, 259
Fissural (magmatisme) 82
Flexure 74, 76, 77, 80, 82, 194, 197, 206, 214, 227, 247
Flexure continentale 31
Flore terrestre (voir aussi grès à plantes, fougère, charbon) 101, 114, 144, 158
Fluorine 140, 187
Flute cast (cf. figure de base) 257
Fluvio-glaciaire 61
Fluvio-marin 33
Flux thermique (voir aussi gradient, dôme) 138
Flysch (et pré-flysch) 49, 65, 66, 97, 102, 107, 109, 121, 163, 251, 255, 257, 272-279, 301
Foliation 132, 134-135, 138, 282
Fond durci (cf. hard ground)
Forage 246
Foraminifère 76, 151, 184, 189, 291, 294
Formations rouges 27, 45, 46
Formation (stratigr.) 60
Fossé 121
Fougères 67
Foum 41
Fracturation 221, 225, 227
Frangeant (récif) 174
Front (nappe) 262
Front de schistosité (voir aussi schistosité) 96, 118, 129, 132, 232, 269

G

Gabbro 51, 52, 65, 82, 113, 159, 185
Galène 140, 161, 175-177, 183
Galet (voir aussi alluvions, conglomérats...) 59, 61, 196, 289, 291
Galets déformés 125, 126, 270
Gastéropode 78, 80, 151, 173, 189, 193, 294
Gauchissement (voir pli de fond, épeirogenèse) 80, 82
Gaz 227
Géanticlinal 234-238, 291, 295
Géochimie des traces 52
Géochronologie (isotopique) 48, 55-57, 64, 131, 147, 157, 161, 165, 167, 184, 185, 187, 196, 199, 200, 284, 287, 289
Géode 146, 175
Géodynamique 21, 23
Géologie régionale 15
Géologie structurale 15
Géomorphologie 25, 28, 59, 231, 234, 241-244
Géophysique 39, 245, 284
Géosynclinal (ortho, para) 23, 171
Géothermie 199
Germanotype (tect.) 19, 21, 202, 226
Gigantostracé 163
Guyot 247
Gisement 49, 52
Glaciaire 33-36, 45, 48, 59-61
Glaciation (voir glaciaire) 66, 95
Glacis 241
Glacis-terrasse (voir terrasse, alluvion) 80, 81
Glauconie 39, 60, 146, 184, 301
Glaucophane 250, 302
Glissement (ligne, plan de -) 125
Glissement synsédimentaire 66-68
Globigérine 298
Gneiss 49-50, 136, 157, 281-283
Gondwana 69
Goniatite 63-67, 101, 102, 111, 164
Graben 54, 71, 74, 152, 223
Gradient géothermique 132, 268, 282, 284
Granite 50
Granites annulaires 46
Granite intrusif 92, 94, 131, 133, 136-140, 160, 165, 166
Granite syntectonique 136
Granitoïde 55, 58, 92, 120, 157
Granoclassement 67, 109
Granodiorite 54, 166
Granophyres 46, 140
Granulite 92, 250, 282, 302
Graphite 140, 282, 284
Graptolithes 59, 60, 63, 95, 97, 98, 156, 165, 288
Grauwacke (de décalcification) 95, 102
Gravimétrie : cf. anomalie grav. 335
Greisen 136, 138, 164
Grenat 56, 132, 134, 135, 159, 185, 187, 200, 282
Grenatite 140, 161, 187
Grès 27, 31, 42-44, 58, 60, 66, 67, 69, 94, 95, 141, 143, 156, 183, 197, 257, 259, 272, 274
Grès à plantes : voir aussi molasse et continentaux (dépôts) 101, 108, 114, 144, 156, 284, 289
Greywacke 58, 93, 156, 157, 284, 288
Grèze 243
Griotte 66-68, 104, 174, 288, 294
Grotte 172
Groupe (stratigr.) 60
Gypse 45, 62, 67, 77, 78, 79, 144, 147, 171, 175, 182, 184, 190, 193, 199, 244, 288

H

Hamada 33, 41, 77-80
Hard-ground 172-174, 294
Harzburgite 52
Haut-fond (voir aussi ride, paléoseuil, géanticlinal) 65, 172, 295
Hedenbergite 140
Hématite 97, 178, 286
Hercynite 92
Héritages structuraux, géomorphologiques 15, 25, 156, 184, 208, 224
Hétérochronisme 263
Hipparion 194
Histoire de la géologie 86, 102, 249
Historique des recherches 9-11
Homme fossile 36-40
Hornblende (brune) 199
Hornblende (verte) 132, 159, 185
Hornblendite 52, 161, 258, 273
Horst 74, 119, 121, 152, 203, 223
Houille 158, 164
Huître 78, 80, 143, 151, 180, 194, 291
Hydrocarbure 101, 227, 263
Hydrogéologie 11
Hydrographie 41, 151, 232, 242
Hydrothermal (gîte) 49, 57, 161, 187, 200

I

Idocrase 136, 140, 161
Ignimbrite (voir aussi rhyolite) 46, 152, 156
Ijolite 199, 201
Illite 75, 132, 137, 147
Injection (tect.) 73, 74

Inlandsis (voir glaciation) 62, 69, 70
Inocérame 188, 251, 272
Insectivore 196
Intensité (tecton.) 194
Intercotidal 45, 147, 171, 175, 284
Intramontane (dépression) 23
Intrusion 199, 224
Intrusion acide 50, 52, 54, 57
Intrusion basique 52, 54, 65, 185
Isobathe 246, carte str. h.-t.
Isochrone 161, 167
Isogrades 125, 126, 132
Isopache (anisopache) (voir aussi faciès) 93, 94
Isopique 63
Isostasie 62
Itabirite 54

J

Jacupirangite 186
Jaspe 51, 52, 111, 112, 113, 272
Jaspéroïde 172
Joint 136
Jurassien (style) 202, 226

K

Kaolinite 33, 133, 137, 241
Karst 141, 201
Kératophyre 51, 52, 136
Kieselguhr 199
Kinzigite 280-282
K'ippe 239, 295, 296, 300
Klippe sédimentaire 67, 68
Knick 74
Kupferschiefer 146

L

Laccolite 199
Lacertiliens (traces) 190
Lacune 58-60, 64, 94, 95, 115, 141, 147, 168, 246, 291, 295, 299
Lacune (gap, géoph.) 309
Lacustre (calcaire) 33, 80
Lagon 174, 179, 190
Lagunaire 78, 168, 190, 194
Lambeau de charriage 238, 264, 276, 287
Lambeau de poussée 278
Lamellibranche 67, 97, 102, 164, 170, 173, 179, 189, 291
Lamination 111 (contournée) 257
Lamprophyre 140, 198
Lapiez 30, 31
Lapilli 46, 199, 201
Latérite 151
Latite 114
Lava (cf. coulée) 200-201
Lavage 262
Lépidocyclines 250, 257, 273, 291
Leptynite 285
Lessivage 151
Leucite 152, 187
Leucocrate 56, 185
Levées 36
Lherzolite 282
Lignite 179, 181, 194
Limburgite 152
Limon 36, 37, 196
Linéament 52, 76
Lingule 165
Lithographique (calcaire) 190
Lithostratigraphie 49, 58
Log (stratigr.) 251, 272, 298
Longueur d'onde (pli) 74
Lumachelle 31, 60, 189, 290, 297
Lutite 145
Lydienne 285, 288

M

Madrépore 194
Magma sous saturé 80
Magmatisme 46, 131, 147, 161, 184, 199
Magnétite 97, 185, 200
Magnésium 172
Malacofaune 180-181
Mammifère 146
Manganèse 49, 56, 69, 76, 77, 172, 175, 176, 205, 274
Manteau 22, 233, 280, 282, 307, 334
Marbres (cf. cipolins) 91, 101, 132, 134, 136, 140, 282
Marge continentale 199, 247
Marnes 31, 64, 78, 141, 171, 176, 180, 194, 255, 257, 296
Mastodonte 194
Mattes algaires 45
Mécanisme au foyer 248
Mégalodontidé 173
Mégatectonique 307
Mélanocrate 185
Melteigite 201
Meneau 123
Méséta 25
Mésocrate 185
Mésostructures 123-125, 267, 280-283
Mésozone 123-127, 132, 135, 159
Mestigmérite 198
Métacong'omérats 125, 126, 289
Métagreywackes 91, 92, 132
Métallogénie 52, 175, 184
Métamorphisme de contact 50, 92, 122, 131, 134, 136-140, 186, 200
Métamorphisme syntectonique (cf. synmétamorph.) 127, 131-138, 286
Métasomatose 186
Météorite (voir astroblème)
Miarole 185
Mica 56
Mica flotté 60
Micaschistes 50, 56, 124, 132-138, 161, 282-283
Miche 60, 62, 65, 272
Microbrèche (voir aussi brèche) 109, 272, 294
Microcodium 273, 294-296
Microconglomérat 95, 194
Microdiorite 201
Microfaune 170, 190, 236, 262, 274, 291
Microgabbro 146
Microgranite 136, 138, 140, 160, 164
Microtectonique 125, 267, 283
Migmatite 56, 161, 282
Milio'e 291
Minéralisations (voir aussi gîtes) 44, 46, 140, 161, 175, 200, 205, 223
Minéralogie 11
Miogypsines 257, 291
Miroir (faille) 159, 197
Mispickel 161
Mobilisation (soc'e) 92, 113
Moho (voir discontinuité)
Molasse (série) (calcaire) 23, 25, 48, 66, 69, 96, 101, 107, 123, 127, 164, 171, 181, 194
Molybdénite 140, 161
Monoclinal 42, 57
Montée (tect.) 208
Montmorillonite 36, 137, 193, 195, 241
Monzonite 56, 147, 167, 199
Moraines 34, 45
Morphotectonique (cf. collapse) 227, 230
Moule 180
Mudcracks (voir dessication) 56, 66
Mur (couche) 158
Muscovite 132, 133, 135, 138, 187
Mylonite 51, 166
Myophorie 290

N

Nappes alluviales 41
Nappe de charriage 235-239, 274-279, 287, 291, 301
Nappe de cisaillement 129, 130, 213, 275
Nappe d'écoulement (synsédimentaire = « humide »). 107, 110, 232, 246, 254, 261, 264
Nappe épiglyptique 266, 269, 279
Nappe de glissement (cf. écoulement, nappe humide, nappe épiglyptique) 258, 259, 265, 274
Nappe phréatique 147
Nappe - pli couché 266, 268
Nappe post-schisteuse 257, 259, 262, 264
Nautile 151, 189
Nautiloïdes (voir orthocères) 64
Néanderthalien (voir aussi Homme fossile) 92
Neck 46, 200, 247
Néo-autochtone 279
Néphéline 152, 187, 198-201
Néotectonique 194, 197, 223, 229, 241-248
Nérinée 190
Néritique (voir benthique, bioclastique) 67, 158, 180, 189, 294
Niche nivale 243
Nickel 52
Niobite 136, 187
Niveau de base 33
Nodu'e (cf. tubotomaculum) 57, 59, 64, 66, 97, 98, 274
Norite 65, 250, 302
Nummulites 76, 254, 257-258, 272, 274, 291, 296

O

Obduction 227, 339-343
Obsidienne 199
Occurence 52
Océan 52
Océanographie 245-248
Oiseaux (traces) 190
Oligiste 161, 286
Oligistoschiste 54
Oligoclase 185, 282
Olistostrome (lité) (voir aussi wild-flysch, etc.) 22, 67, 68, 111, 164, 255, 257, 261, 294
Olivine (voir aussi basalte, gabbro) 161, 185, 199, 282
Oncolite 51
Onde orogénique 194, 260
Oolithe 151, 172, 294
Oolithe ferrugineuse 59-61
Ophicalcite 273
Ophiolite 51, 52, 54, 233
Ophite 113, 147, 166, 185, 250, 282
Or 52
Orbitolines 251, 258, 273
Orbitolite 291
Organogène (cf. bioclastique) 189
Orogènes 49
Orographie (cf. géomorphologie) 230
Orgue volcanique 146
Orogenèse 14, 18, 46, 70, 101, 107, 115, 152, 167, 187
Orthocères 62, 65, 66, 96, 156, 194, 255, 261, 288
Orthophragmine 273, 300
Orthopyroxène 283
Orthose 187
Os (ossements) 151, 181, 194
Ostracode 146, 190, 194
Oursin (voir échinodermes) 77, 78, 80, 151, 173, 180, 189, 194, 291
Ouverture (océanique) 82, 146, 152, 193, 308-316

P

Paléo-altération 62, 69
Paléoclimats 33-35, 181, 194, 241
Paléodelta 66, 69
Paléofaille 66, 67, 69, 109, 254
Paléogéographie 57, 62, 63, 144, 148-150, 169, 184, 235, 275, 287, 302
Paléohorst 130, 145
Paléokarst 69, 92, 174, 223
Paléomagnétisme 82, 199
Paléorelief 62, 144, 150, 174
Paléorivage (cf. paléogéogr.) 169, 175, 189, 194, 245
Paléoseuil 170, 177, 179
Paléosol 62, 67, 69
Paléotectonique 218, 303
Paléothalweg 163
Palingenèse 57, 136, 159
Paragenèse 132-135
Paralique 69
Parautochtone (voir autochtone)
Passage latéral (voir aussi faciès séd.) 45, 174, 254, 275
Pebble culture 241
Pectinidé 194, 257, 291
Pédiplaine 58
Pédologie 33, 34, 39, 152, 241
Pegmatite 56, 136, 140, 161, 283
Pélagique (et hémi-) 64-66, 101, 102, 106, 172, 179, 255 ,257, 288, 294
Pélites 43-44, 58, 108, 184, 250
Pénéplaine 21, 80, 188, 203
Perthite 282
Phases 28, 60, 66, 70
Phases (pétrogenèse) 131
Phases tectoniques 57, 63, 65, 108, 121, 124, 130, 187, 191, 215, 233, 267, 278, 283, 303
Phlogopite 200
Phénoblaste 131-138, 287
Phonolite 82, 152, 199
Pépérite 64
Péri-cratonique 18, 19
Péridotite 280
Perlite 159
Phosphate 56, 80, 147-150, 188, 255
Phtanite 164, 223, 258, 272, 288
Phyllade 93, 123, 132, 135, 284
Phyllopode 146
Phyllite 135
Piège (sédimentol.) 64
Piémont 45, 197
Pillow-Lava (voir aussi ophiolite) 94, 113, 143, 273, 294
Pinacle 63, 64, 173
Pincée (faille) 158, 206, 208
Pisolite 168, 178
Piste (cf. traces) 181
Plage 31, 32
Plagioclase 132, 282
Plagioclasite 185
Plaine abyssale 22, 246
Plan de Benioff 278
Plancton 151
Planctonique (voir pélagique) 65
Plaque (tect.) 248, 278, 307-315
Plateau 25, 41, 77-80, 197, 203, 226
Plateau continental 23, 39, 38-39, 80
Plate-forme (paléogéogr.) 10, 15, 72, 146, 170
Platier 30, 31
Pléochroïsme 250
Pli en champignon 229
Pli chevauchant 73, 74
Pli en chevron 96, 118-120, 269
Pli coffré 72, 74, 206
Pli concentrique 74, 116, 117, 202, 267-270
Pli conique 73, 74
Pli couché 91, 129, 205, 275, 278
Pli courbe 73, 74
Plis croisés 206, 221, 225
Pli d'entraînement (voir pli mineur)
Pli-faille 214
Pli de fond 42, 282
Pli (sub.) isoclinal 121, 267, 270, 282
Pli jurassien 71, 75
Pli mineur 74
Pli à noyau perçant (cf. diapir) 227
Pli replissé 122, 124, 266, 270, 282
Pli synschisteux (voir aussi schistosité) 54, 121, 122-124, 130, 265, 266-270
Plissement progressif 182, 184, 189, 195, 197, 225
Plissements superposés 91, 124-125, 130
Plomb 167, 173, 175, 183, 205
Plutonisme (cf. granite, etc...) 161
Pluvial 33-35, 241
Pneumatolyse 134, 135, 136, 138, 161, 185, 187
Poisson (fossile) 67, 146
Polarité (tect.) 234, 240
Poly-orogénique (voir tectoniques superposées)
Polymétamorphique 136, 283
Polyphasé (métam.) : cf. phase (tect.) et cf. synmét. (tect.)
Polypier (voir aussi récif) 65, 78, 101, 164, 173
Porphyroïde (métam.) 134, 136, 283
Porphyroïde (structure) 138, 167, 187
Posidonomye 236, 273, 298
Posthume (déformation) 159
Potasse 142, 143
Poudingue (voir conglomérats) 31, 67, 195
Prehnite 146, 160
Productivité 158
Province paléobiologique (voir faune)
Psammite 93, 95, 164, 273, 289
Psilomélane 77
Pumpellyite 146
Ptéridophytes (voir fougères) 69
Pyrite 62, 63, 65, 104, 140, 187, 200, 223
Pyrochlore 187
Pyroclastique 51, 52, 58-59, 64, 93, 200
Pyrolusite 77
Pyrométasomatose 161
Pyrope 282
Pyrophyllite 49
Pyroxène 185, 186, 200, 282
Pyroxénite 140, 161, 187, 282
Pyroxénolite 51, 52, 282
Pyrrhotine 113, 140, 161

Q

Quartz 51, 132, 140, 146, 164, 172, 175, 276
Quartz d'exsudation 133
Quartzite 49, 50, 51, 94, 96, 102, 132, 257, 267-270, 284 290
Quasi-cratonique 18, 21

R

Rabotage basal (cf. troncature) 279
Raccourcissement (tect.) 75, 211, 214, 215, 225
Racine 266, 292
Radiolaire 147, 151, 272, 294
Radiolarite 273, 294-296
Rajeunissement 57
Rajeunissement (relief) (voir appalachien) 80
Rana 241
Rebroussement 206
Récif 63, 64, 66, 68, 78, 99, 101, 109, 112, 170-180, 190, 289
Red beds : voir rouge (série)
Réducteur (milieu) (voir euxinique) 174
Réfraction (schistosité) 123
Reg 81
Regression 25, 28, 60, 64, 66, 69, 180, 182, 194, 253

Rejet (voir aussi faille) 152, 203, 210, 271
Rejeu tectonique 54, 60, 74, 76, 125, 165, 208, 224
Renversement de subsidence 60, 210, 218, 221, 248, 260
Remaniement (fossile) 62, 150, 181, 184, 190, 274
Reprise tectonique 56
Reptile 146
Resédimentation 250, 254, 295
Rétromorphose 56, 125, 136
Rétrocharriage 292, 300
Revêtement 302
Rhassoul 193
Rhexistasie 34, 176
Rhynchonnelles 180, 261
Rhyolite 44, 50, 113, 152, 156, 159, 199, 239, 247
Ride 39, 62, 63, 65, 70, 102, 165, 168, 173, 234-236, 240
Ring dyke 49
Ripple-marks 59, 64, 257
Roches vertes 50, 51, 52, 54, 112, 113, 171, 258, 283
Rodingite 52
Rongeur 194, 196
Rouge (série, couches, formation) 101, 102, 105, 114, 146, 150, 157, 163, 168, 181, 189, 250, 273
Rosalines 272, 294
Rubéfaction 36
Rudiste 188, 190, 207
Rutilant (voir rouge)
Rutile 283

S

Sables 25, 27, 31, 33, 39, 182, 198
Sablon (voir silt) 60
Salifère (voir aussi évaporite) 142, 144, 150, 247
Saumâtre 170, 180
Sauropode 78, 146, 181
Saxonite 282
Scapolite 136, 185
Schistes 42, 93, 132, 159
Schiste à blocs : voir Wildflysch
Schistes sériciteux 49
Schistes tachetés 92, 136
Schistes à trous 92, 93, 122
Schistes verts 132
Schistosité 54, 57, 72, 75, 96, 118, 121, 224, 267-270
Sédimentation 171, 193, 247
Sebkha 147, 168
Séisme 227, 229, 246, 248
Sel 45
Sel gemme (voir évaporite) 79, 144, 250
Sélacien 151
Séricite 134, 267
Série condensée 64, 65
Série rouge (voir Formation rouge)
Serpentine 49, 51, 52, 273, 282
Serpentinisation 199
Seuil (paléogr.) (cf. paléoseuil) 146, 170
Shelf 180
Shoshonite 199, 239
Shorlomite 187
Sidérite 97
Sidérose 161
Silex 151, 171, 237, 257, 273, 294
Silexite 48
Silicification 79, 80, 172, 173, 181
Silicoflagellé 194
Sill 82, 113, 140, 147, 160, 198-200
Sillimanite 56, 92, 138, 140, 161, 282
Sillon 23, 26, 62, 63, 65, 70, 75-76, 102, 142, 150, 170, 180, 194-198, 203, 236, 240, 249, 256
Silt 44, 63, 64, 68, 93, 251
Similaire : cf. pli subisoclinal
Sismique réflexion 39, 40, 245-248
Skarn 92, 136, 140, 161
Skhour 102, 108
Skhirat (voir Skhour)
Slikke 181
Slumping 39, 93, 96, 173, 247
Smectite 194, 199
Socle 21, 23, 42, 46, 144, 155, 165, 202, 228, 280-283, 301
Sodalite 187
Sof 239, 250, 253, 265
Sokhret (voir skhour)
Solifluxion 243, 274
Sols 33, 36, 37
Sols polygonaux 62
Sondage 39, 77, 245, 262
Source thermale 199
Sous-charriage (voir subduction)
Sous-saturé (magma) 186, 198-201
Sphène 136, 187, 199
Spicule 172, 173, 294
Spilite 51, 52, 54, 113, 250, 284
Spinelle 200, 282, 283
Spongiaire 151, 172, 173, 294
Spongiomorphidé 174
Staurotide 132-134, 135, 159, 283
Stégocéphale 146
Stéréogramme 125
Stevensite 193
Stibine 140
Stratifications croisées 108, 181, 183
Stratifications obliques 64
Stratiforme 146, 178
Stratiforme (minerai) 77
Stratotype 36
Strato-volcan 82, 199
Stries 130, 197
Stromatolithe 45, 51, 147, 157, 165, 175, 194
Stromatopore 65, 101, 289
Structure 11, 15, 39, 41
Style tectonique 72, 202, 226, 232
Subduction 276-278, 325, 339-343
Subcotidal 171
Subsidence 23, 30, 60, 64, 65, 107, 147, 165, 167, 170, 182, 194, 294
Substitution de couverture 278, 287
Substitution (minerai) 207
Succion 235, 276, 302
Sulfuré (minér.) 176, 223
Superposition 195, 197
Superstructure 202, 290, 302
Supracotidal 147, 168
Surcharge (tect.) 82
Surface d'aplanissement 241
Surface morphologique 25, 27
Surface perchée 242, 271
Surimposition tectonique 156
Surpression 136
Surrection (voir épeirogenèse) 60, 64, 241
Suture ophiolitique 54
Syénite 46, 185
Syénite néphélinique 186
Synclinal 255
Synclinal perché 64, 73
Synclinorium 86, 88, 120-121
Synéclise 53, 74
Syngénétique 175-178, 184
Synmétamorphique (tect.) 55, 125, 132, 267, 283, 286
Synsédimentaire (tect.) (cf. slumping, nappes de glissement, olistolite...) 145, 174, 248, 254
Syntectonique (cristal.) : cf. synmétam. tect.)
Synthétique (faille) 223

T

Tabulaire (et sub-) (zone) 115, 141, 203, 222
Tactite 161
Talus 66, 172, 294
Talzastite 201
Tassili 58
Tectogenèse (cf. phase tect.) 286, 302, 323, 333
Tectonique de couverture 72, 73-75
Tectonique de gravité (cf. nappe de glissement) 255, 269, 279
Tectonique des plaques 307-343
Tectonique de socle 72, 74, 75
Tectoniques superposées 15, 18, 19, 55, 57
Tectonique tangentielle 55
Teepee 147, 168
Tégument (tect.) 206
Tentaculite 65, 101, 163, 288
Terrasses alluviales 28, 35, 36, 95, 241-244
Terrasses marines 28, 29, 31, 198, 229, 241, 244
Terrasse sous-marine 248
Terres rares 52, 187
Terrigène 45, 58, 60, 171, 175, 176, 253
Tête plongeante 266, 292, 296
Tétracoralliaire 289
Théralite 199, 201
Thermoluminescence 276
Théropode 146
Thersitée 151, 191
Tholéite 52
Tigillite 58, 94
Tillites 45, 48, 49, 61
Tilloïdes 49
Tinguaïte 186
Tirs 36
Toit (couche) 158, 200
Topochimique (métam.) 134, 287
Tourmaline 56, 113, 131, 136, 138
Traces 51
Traces fossiles 179, 181, 190
Trachy-andésite 199, 239, 289
Trachyte 44, 46, 186
Transgression 25, 28, 44-45, 60, 62, 63, 65, 76, 78, 97, 102, 107, 112, 144, 147, 176, 178, 182, 189

Transposition (tect) 269
Trapp 147, 175
Tavertin (cf. tuf. calc.) 219
Trémolite 136
Trilobites 42-44, 58, 60, 63, 93, 95, 101, 156, 165
Troctolite 185
Troncature (tectonique) 110, 127, 260, 265, 274-277, 279, 288, 297, 301
Tubotomacu'um 272, 274
Tuf calcaire 194, 197, 213
Tuf (volc.) 46, 63, 113, 157, 199
Tungstène 140
Turbidite 104, 246
Turritelle 151

U

Ultra basite 51, 52, 55, 233, 281
Upwelling 151
Uranium 44, 46, 145, 146

V

Vadose 168
Vario'ite 94, 113
Varves 49, 61
Vase 246
Veines de tension 269
Vermiculite 187, 242
Verrucano 250, 284, 289
Versant 241-243, 274
Vertébré (fossile) 78
Vertébré (terrestre) (cf. os, etc.) 144, 196
Versicolore 176, 180, 189, 274
Vésuvianite (cf. idocrase) 187
Virgation 119, 234
Vitesse (de déformation) 193
Volcan 46, 199-201, 245
Volcanisme acide et intermédiaire 157, 160, 199, 239, 247
Volcanisme sous-marin, cf. pil'ow, ophiolite
Volcanisme subséquent 46-48, 55
Volcano-détritique (volcano sédimentaire) 45-46, 49, 93, 164, 273

W

Wildf'ysch 67, 68, 104, 105, 110, 111
Wolfram 136, 161, 164
Wollastonite 140, 161

X

Xénolite (cf. enclave) 302

Z

Zinc 175, 176, 183
Zircon 187
Zone externe (tect.) 75
Zone de fracture 248
Zone mobile 9, 19, 70
Zone paléontologique (voir biozone) 44-45
Zone structurale 86-90, 234-240
Zonéographie 123-127, 268, 281.

INDEX GEOGRAPHIQUE

(Lieux-dits, oueds, jbels, villes, mers, etc.)

Les chiffres renvoient aux chapitres ou paragraphes où est cité le lieu (etc.) ou à la figure correspondante.

Les lieux cités en tant que tels n'ont été distingués des lieux cités comme noms de formation géologique que dans les cas de toponymes importants à nombreux appels (ex. : Zaër).

Les noms d'étage dérivant d'un toponyme marocain (ex. : Adoudounien) ne sont pas indexés. Voir les tableaux 3 (Quaternaire), 4 et 5 (Précambrien et Paléozoïque inférieur). Par contre, on a noté les appellations géologiques à caractère géographique ; ex. : Paléozoïque (Zone).

ATTENTION : *le chapitre 6 (rétrospective générale) n'est pas indexé,* les descriptions détaillées des divers lieux cités se rencontrant dans les chapitres 1 à 5. On se référera cependant au chapitre 6 :

— pour tout ce qui concerne les territoires et continents extérieurs au Maroc (ex. Appalaches, Atlantique...)

— pour une présentation résumée des territoires marocains.

Les deux cartes hors-texte ne sont pas indexées ; on y localisera les toponymes importants. Les figures 1 à 4 bis, très générales, ne sont indexées qu'à ce titre et non pour les quelques toponymes locaux qui s'y trouvent.

Sur les figures montrant des régions extérieures au Maroc (notamment 205 à 221), *seuls les noms les plus généraux sont indexés.*

CLASSEMENT ALPHABÉTIQUE

Les toponymes constitués de plusieurs mots sont classés dans l'ordre alphabétique comme s'ils étaient d'un seul tenant. Ex. : Bou-Chmil, Bouchot...

Seuls les substantifs géographiques arabes les plus communs sont renvoyés après le nom propre, comme leurs correspondants français : jbel, oued. Ex. : Cherrat (Oued). Exception, lorsqu'une ville est désignée ; ex. : Oued-Zem.

Par contre, on cherchera Tizi-n'Tichka, bien que « Tizi » signifie « col » (berbère), etc.

A

Aari-Imaoun, fig. 135
Aari-Nessaa, fig. 135
Abadla, 2.5.2.2., 2.6.2.2.. fig: 36
Abda (Plateau), 3.1.2.
Abd-en-Nour, fig. 15
Achmèche (Jbel), 3.4.3.1. (B), 3.5.3.2.; fig. 5, 43
Açores, 5.1.4.2.; chap. 6; fig. 1, 205, 211, 219
Adarouch, fig. 135
Addar, fig. 144
Addendim (ou Adenndim), 4.4.2.3, fig. 126
Adeghoual, fig. 94
Adir (Oued), 2.1.3.
Admer-Izem (Oued), fig. 135
Adoudou (Oued), 2.1.3.
Adrar-Lgouz, fig. 144
Adrar-n'Dren, 4.1.1.; fig. 122
Adrar-n'Gout, fig. 87, 122
Adrar-n'Ouaougdim, fig. 125
Adrar-n'Oulma, fig. 143
Adrar-Zougar, 2.4.3., 2.5.2.4., 2.6.2.2.; fig. 20, 36
Afakfak, fig. 135
Afennourir, fig. 135
Aferdou-n'Achir, fig. 142
Africain (Craton), fig. 207
Africain (Maroc), voir Maroc
Africain (sillon pré-), (voir aussi Ouest-Africain, Craton de l'), fig. 132
Afrique (Introd.), chap. 6; fig. 1, 27, 205 à 206 B, 209 à 212
Afroug, 3.3.5.1. (D)
Agadir (ville, bassin d'), 1.2.3., 2.6.1.2. (A); 3.1.1.; 3.6.3., 3.6.5.2.. 4.1.2., 4.3.3.1., 4.3.4.1., 4.3.5., 4.3.6.2., 4.4.5. (subdiv.); fig. 18, 36, 85, 89, 95 (A), 95 (B), 112, 113, 143, 144, 213
Agadir (Marnes d'), 4.3.5., 4.3.6.2
Agadir-Irhazi, fig. 145
Agdal-n'Tichka, fig. 87
Agdz, 2.2.2., 2.4.1.2., 2.4.2.2., 2.5.2.3
Agga-n'Ouss, fig. 133
Aghbar, 2.3.1.
Agoujgal, fig. 21 (B)
Agouni-n'ou-Moussa, fig. 142
Agouraï, 1.3.1., 3.3.5.1.(E), 3.3.5.2.(B), 3.6.2.; fig. 5, 43, 135
Agourmi, fig. 23
Aguelmous, fig. 5, 43, 73
Aguennour (Oued), fig. 5, 78
Aguerd, fig. 144
Aguerzga, fig. 127 bis
Aguettouane, 3.4.3.1. (B)
Ahaggar (voir Hoggar)
Aha'lal (voir Akellal)
Ahansal (ou Ahanesal), 4.3.3.3. (C); fig. 95 (B)
Ahnet, fig. 27, 209
Aïcha-Bel-Lahssen, fig. 110
Aïcha-Mi'ich, fig. 55, 60
Aïmar (Oued), fig. 131
Aïn-Aïcha, fig. 147
Aïn-Aouined, fig. 47
Aïn-Arbal, fig. 80
Aïn-Beida, fig. 104
Aïn-beni-Mathar, 4.1.2.; fig. 83, 92, 138
Aïn-Bribi, fig. 11
Aïn-Deliouine, 2.4.4.2., 2.5.2.4.
Aïn-Dick, fig. 57, 58
Aïn-el-Aouda, 3.3.4.4., 3.3.5.1. (B), 3.4.3.1. (A); fig. 5, 6, 57
Aïn-el-Kellah, fig. 140
Aïn-es-Saa, fig. 11, 14
Aïn-Kebira, fig. 102
Aïn-Leuh, fig. 135
Aïn-Médiouna, 5.2.2.3.; fig. 147
Aïn-Nokhra, 4.3.6.1.; fig. 135
Aïn-Ruhabia, 5.4.2.3. (D)
Aïn-Talmest, fig. 66
Aïn-Sidi-Larbi, fig. 54
Aïn-Targa, 3.3.2.2., 3.3.4.2.. fig. 66
Aïoui (Jbel), fig. 95 (A)
Aït-Aadel, 3.6.4.2.
Aït-Abbès, fig. 128, 143, 144
Aït-Abdellah (Douar), fig. 43
Aït-Affane, fig. 129
Aït-Amar, 3.3.2.2.; fig. 53
Aït-Arbi, 4.3.6.1.; fig. 133
Aït-Atmane, 4.3.3.3. (C),4 .3.3.4.; fig. 96, 136
Aït-Attab, 4.3.4.2. (A): fig. 128
Aït-Bougmez (ou Aït-Bou-Guemmez); fig. 128, 129
Aït-bou-Nouh, fig .20
Aït-el-Katteb, fig. 116
Aït-Fellalat, 4.4.3.2.
Aït-Hani, fig. 132
Aït-Ibrhirène, 4.3.6.1.; 4.4.3.2., 4.4.4.2.; fig. 133
Aït-Ifous, 4.3.3.5. (B)
Aït-Iouariden, 4.3.3.5. (A, B)
Aït-Khaled, fig. 118
Aït-Labbès, fig. 136
Aït-Lahsène, fig. 5
Aït-Lamine, 4.4.5.; fig. 112, 113, 143, 144
Aït-Mansour, 143, 144
Aït-Mdioulal, 4.1.2., 4.2.1., 4.2.3.; fig. 87
Aït-Mehamed, fig. 128, 129
Aït-Melloul, fig. 143
Aït-Nador, fig. 106
Aït-Ouarik, fig. 144
Aït-Oufella, 4.4.4.1.. fig. 134, 135
Aït-Ourir, 4.3.4.4., 4.4.2.3.; fig. 118, 122, 126
Aït-Ourikane, fig. 38 (B)
Aït-Oussikiss, fig. 128
Aït-Rbaa, fig. 122
Aït-Rbiat, fig. 94, 103
Aït-Tamellilt, 4.1.2., 4.2.1.; fig. 91 bis, 129, 213
Aït-Tisgui, fig. 130
Aït-Tourmert, fig. 129
Aït-Zekri, fig. 129
Akaïli, 5.4.1.2. (C), 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A); fig. 189, 190
Akellal, 3.4.4.2.; fig. 55, 60, 73
Akel'moune, fig. 90
Akhchakhchakh (Oued), fig. 110
Akka, 2.4.2.1., 2.4.2.2.; fig. 19 (A), 20. 36, 213
Akka-Ouzarif, fig. 47
Aknoul (nappes d'), 5.1.3.3., 5.2.2.3., 5.2.3.2. (C), 5.3., 5.3.2.3.; fig. 147, 162, 167
Aknoul (d') (Pays), 5.1.5.; fig. 147, 165, 167
Akoui-n'Talet, fig. 90
Akrabou (Jbel), 4.3.3.5. (A); fig. 95(B), 96, 136
Akrech (Oued), 3.3.4.2., 3.3.5.1. (C); fig. 5, 6, 43, 56, 57
Alboran (Bloc ou Plaque d'), 5.1.3.2., 5.1.4.2., 5.4.1.1.. fig. 151, 158, 190
Alboran (Ile d'), 5.1.4.2.; fig. 148
Alboran (Mer d') ou Méditerranée d', 1.2.4., 5.1.3.1., 5.1.3.5., 5.1.4.1.. 5.1.4.2., 5.3.2.2., 5.4.1.1.; chap, 6; fig. 148, 156, 215 (B), 219, 220
Aleb (Jbel), 3.3.2.2.
Algéro-provençal (Bassin), fig. 156, 159, 220
Al-Hoceïma, 5.1.2., 5.1.3.2., 5.1.4.1., 5.4.2.2.(A); 5.4.2.3.(B, C), 5.4.3.1:, 5.4.3.2., 5.4.4.1.; fig. 147, 155, 165, 176, 191, 194
Alhucemas (voir Al-Hoceïma)
Ali-ou-Rheddou, fig. 110
Allabia (Jbel), fig. 72
Al'eghany, fig. 207
Allochtones (Flyschs, zone), 5.1.3.3., 5.2.3.2. (D), 5.3.2.2.; fig. 148, 198
Allous, fig. 21 (B)
Almadraba, fig. 189
Almeria, fig. 156
A'ouana, fig. 102
Alougoum, 2.2.1., 2.4.1.2.; fig. 21 (A), 22, 24
Amadi-Tamghari, fig. 144
Amane-Ilila, fig. 114
Amane-n'Tourharte, 2.2.2.
Amar (Jbel), fig. 135
Amarhous (Oued), 2.3.3.
Amassine (Oued), fig. 126
Ambed, 2.3.1.; fig. 26 (B-C)
Amdrhous, fig. 132
Amekran, 5.4.3.1., 5.4.3.2., 5.4.3.4., 5.4.4.1.; fig. 194
Ameln, fig. 25 bis
Amergou (Jbel), 5.2.1.. fig. 147, 163
Ameskhoud, fig. 143
Amesnes, fig. 144
Ameuran (Jbel), 5.4.2.3. (C)
Amguerd-Imialene, fig. 90
Amguid, fig. 27
Amizmiz, fig. 83, 118, 124
Amou-n'Izem (Oued,) fig. 133
Amour (Jbel), 4.3.4.1.
Amouslek, 2.4.1.1.; fig. 19 (B), 21 (A)
Amrar (Jbel), fig. 136
Amredi, fig. 143, 146
Amsittène (Jbel) (ou Amsitène), 4.3.5.2., 4.3.5.4., 4.4.5.; fig. 113, 144
Amzouge, fig. 136
Andjera, fig. 147, 184, 190
Anela, fig. 25 bis
Anezi, 2.3.1.; fig. 25 bis
Anfa, fig. 8
Angarf, fig. 29
Angour, fig. 122
Ank-el-Jmel, 3.3.1.1., fig. 11, 50
Anklout, fig. 143, 144
Annourt (Jbel), fig. 90
Anoual, 4.3.3.5. (B), fig. 83, 138
Anougal (ou Anoughal), fig. 110
Anounfeg, fig. 143
Ansegmir (Oued), fig. 94

Anti-Atlas, 1.2.1., 1.2.2., 1.2.3., chap. 2, 3.1.1., 3.2., 3.3.1., 3.3.1.1., 3.3.2.1., 3.4.2.1., 3.6.4.1., 3.6.5.1., 4.2.1., 4.2.2.1., 4.3.5.2.; fig. 113, 122, 134, 144, 207, 210, 213, 216
Anti-Atlas central, 2.3.3., 2.4.1.2., 2.4.2.1., 2.4.2.2., 2.4.2.5., 3.3.1., 3.3.2.1., 4.2.1.; fig. 30
Anti-Atlas occidental : 1.2.1., 2.2.1., 2.4.1.1., 2.5.2.3., 2.5.2.4., 2.5.2.5., 2.6.1.2. (c), 2.6.2.3., 3.3.2.1., 3.4.2.1., 4.2.1.; fig. 19 (A), 20, (suite fig.) 21 (A)
Anti-Atlas oriental : 2.4.1.2., 2.4.1.3., 2.4.3.; fig. 21 (A), 132
Anti-Atlas septentrional, 2.6.2
Anti-atlasique (Accident majeur Anti-atlasique), 2.3.1., 2.5.2.3., 2.6.1.2. (C)
Anti-atlasique (Accident nord Anti-atlasique), 2.5.2.5., 4.4.2.4.
Aori, fig. 129
Aouam (Jbel), 3.3.3., 3.5.3.2.. fig. 43
Aouddim, fig. 131
Aoudour (Oued), fig. 147
Aoufouss, 2.6.1.2.; fig. 83
Aouine, fig. 144
Aoukerda, fig. 21 (B)
Aouli, 4.2.5.1., 4.2.5.3., 4.3.3.3. (D); fig. 94, 103, 134
Aoulime-n'Tiouigline, fig. 90
Aourrache, fig. 62, 73
Appalaches, 1.2.1., 2.2.2., 2.3.1., 2.4.4.1., 2.4.4.2., 2.5.1.; chap. 6; fig. 1, 207, 208
Arbaou, fig. 147
Ardouz (Jbel), 3.3.4.2.
Arg (Oued), fig. 133
Argana, 3.6.4.1., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.2.2., 4.3.2.; fig. 83, 83 bis, 113, 143, 216
Argoub-Besba, 3.4.3.1. (A)
Argoub-el-Hafid, fig. 6, 11
Arguioun (Jbel), fig. 126
Arhbala, 4.3.4.2. (A), 4.3.4.4.; fig. 83
Arhbalou, fig. 123
Arhendis (Jbel), 4.3.3.5. (A)
Arhesdis (Jbel), fig. 95 (B)
Arhori, fig. 129
Aricha (Oued), 3.3.4.4.
Asaki (Oued), fig. 196
Aseloum, fig. 129
Asfar, 3.3.2.3., 3.3.5.1. (C); fig. 5, 73
Asgar, fig. 155
Asif Ali-Amen, fig. 143
Asifane, 5.4.3.3.; fig. 147, 196, 197
Asif Assersif, fig. 112
Asif n'Tarhia, fig. 129
Asif n'Tirhli, fig. 129
Asif Sremt, fig. 129
Asif Tamghart, fig. 112, 143, 145
Asif Tinkert, fig. 143
Asilab, fig. 147
Askouti, fig. 144
Asni, 4.2.2.1., 4.3.5.3.. fig. 88, 122
Assa, 2.5.2.4.; fig. 20, 30
Assa (Rich), 2.4.4.3.
Assaka, fig. 128
Assemlil, fig. 22
Assersif (Oued), fig. 143, 144, 145
Assif Imider, fig. 21 (B)
Assif Ou-Ameln, fig. 25 bis
Assif Oumeniane, fig. 144
Assouel (Maison Forestière), fig. 78, 78 bis
Assoue! (Oued), fig. 167
Assougmer (Jbel), 144
Asteg (Oued), 133
Atchane (Jbel), 3.4.3.1. (B)
Atchinouagel, fig. 154
Atlantique, 2.6.1.2.(B), 3.6.6.1., 4.3.5.1., 4.3.5.2., 5.1.2.; chap. 6; fig. 65, 143, 157, 205 à 212
Atlantique (Bassins côtiers), 2.6.1.2.(A); fig. 39, 143, 144
Atlantique (côte, plateau continental), 1.2.4., 1.3.1., 1.3.2., 1.3.4., 2.6.2., 3.6.5.2.; fig. 6, 8 à 10, 18
Atlas (grand Atlas), 2.1.2.
Atlas (et/ou Haut Atlas), 1.2.1., 1.2.3., 1.2.4., 2.1.1., 2.1.2., 2.1.3., 2.2.2., 2.4.1.1., 2.4.4.2., 2.5.1., 2.6.1.1.; 2.6.1.2. (C), 2.6.2., 3.1.1., 3.1.2., 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.3.2.1., 3.3.4.3., 3.3.5.2., 3.6.4., 3.6.6.2., 3.6.6.3., chap. 4, 5.2.1.; fig. 95(A), 95(B), 134, 207, 215 (C), 216
Atlas central (et/ou Haut Atlas central), 1.2.3., 2.4.2.1., 3.1.2., 3.3.2.3., 3.6.4.1., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.1., 4.3.1., 4.4.2.2., 4.4.2.3., 4.4.3.1., 4.4.3.2., 4.4.4.1.; fig. 41, 97, 132, 133 ter
Atlas (Moyen Atlas), 1.2.3., 1.3.1., 3.1.2., 3.4.4.2., 3.6.5.2., 3.6.6.3., chap. 4, 5.1.2., 5.2.1., 5.2.2.1.. fig. 17, 86, 95(A), 95(B), 106, 132, 134, 135, 215(C)
Atlas occidental (et/ou Haut Atlas occidental) (en général), 1.2.3., 2.6.1.2. (B), 3.1.1., 3.6.4.1., 3.6.5.2., 4.1.1., 4.1.2., 4.3.5.; fig. 113, 143
Atlas occidental (et/ou Haut Atlas occidental : Blocs anciens & massif ancien), 1.2.1., 2.4.1.2., 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.3.4.1., 3.3.4.3., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.2., 4.2.2.2., 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.3.1., 4.3.2., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (A), 4.3.5.2.; fig. 127 bis
Atlas occidental (et/ou Haut Atlas occidental : calcaire), 4.1.2., 4.3.1., 4.3.4., 4.4.2.3.
Atlas oriental (et/ou Haut Atlas oriental), 1.2.3., 3.6.5.2., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.5., 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.3.1., 4.3.2., 4.3.3.5. (B), 4.3.4.1., 4.3.5.3., 4.4.4.1.; fig. 132, 138, 141
Atlas de Beni-Mellal, 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.5. (B), 4.3.4.1., 4.3.4.2. (A, B), 4.3.6.3. (A), 4.4.2.2., 4.4.3.1., 4.4.3.2.; fig. 115, 118
Atlas de Demnate, 3.3.5.2. (D), 4.2.1., 4.2.3., 4.3.2., 4.3.3.5. (A), 4.3.3.5. (B), 4.3.6.3., 4.4.2.2., 4.4.3.1.; fig. 91 bis, 116, 128, 129
Atlas de Marrakech, 4.1.2., 4.2.2.1., 4.3.1., 4.3.6.3 (B), 4.4.1., 4.4.2., 4.4.2.1., 4.4.3. (& subdiv.); fig. 87, 88, 122, 123
Atlas de Midelt, 4.3.4.2. (B) (voir aussi Midelt)
Atlas Saharien, 4.1.1., 4.2.5.2., 4.3.4.1.
Atlasique Moyen (Causses moyen-atlasiques, Moyen Atlas tabulaire), 1.2.3., 1.3.1., 3.1.1., 3.6.2., 3.6.6.3., 4.1.2., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (D), 4.3.3.4., 4.3.6.3.(A), 4.3.6.4.(B), 4.4.1.; fig. 80, 134, 135, 147
Atlasique Nord (Accident nord-atlasique), 4.4.2.2., 4.4.2.3., 4.4.2.4.; fig. 122, 123, 124, 134, 136
Atlasique Nord (Sillons nord-atlasiques), 1.2.4., 4.1.2.
Atlasique (Sub ou pré-atlasique : zone, plis, écailles), fig. 122, 123, 131, 143, 144
Atlasique Sud (Accident sud-atlasique), 1.2.2., 2.5.2.5., 2.6.2., 4.3.3.1., 4.4.2.2., 4.4.3.1., 4.4.5.; fig. 27, 36, 122, 128, 132, 133 bis, 134, 136, 143, 144, 207
Atlasique Sud (Sillons sud-atlasique), 1.2.4., 2.6.1.1., 2.6.1.2. (B), 4.1.2., 4.3.6.1.; fig. 134, 143
Atlasique (zone axiale), fig. 122, 123, 143, 144
Avalon, 2.2.2.
Ayachi (Jbel), 4.1.1., 4.3.3.4., 4.4.4.1.; fig. 95 (A)
Azarar, 3.5.3.2.
Azegour, 4.2.2.2., 4.4.2.2., 4.4.2.4.; fig. 91, 124
Azegra (Jbel), fig. 90
Azel, fig. 127 bis
Azemmour, 3.1.2., 3.6.3.. fig. 66
Azerballou, fig. 21 (B)
Azguemerzi, 2.3.2.; fig. 29
Azilal, fig. 95 (B)
Azourki (Jbel), 4.3.3.3. (c), 4.3.3.4.; fig. 95 (B), 128
Azrar, fig. 36
Azrou, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.2., 3.3.2.3., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (c), 3.4.3.1. (B), 3.4.4.2., 3.6.6.3., 4.1.1., 4.3.4.4., 4.3.6.4. (B); fig. 43, 95 (A), 135
Azrou-Akchar (Jbel), fig. 147

B

Bab-Berred, 5.1.4.1., 5.2.2.3.
Bab-Bourmegait, fig. 154
Bab-Talmest, fig. 162
Bab-Taza, 5.1.3.2., 5.2.2.3., 5.4.3.3.; fig. 197
Bab-Tizi-Ichène, fig. 153
Bab-Tizi-Ntaka, fig. 153
Bahira, 3.1.1., 3.6.1., 3.6.6.2.; fig. 85, 118
Baro (Jbel), 5.2.1.
Bakach (Jbel), 3.3.5.1. (C); fig. 57, 58
Bamoussa, fig. 73
Bani (Crosse du), 2.4.2.1., 2.4.2.3., 2.5.2.3.. fig. 28, 36
Bani (Grès du 1er), 2.4.2.1., 2.4.2.3., 2.4.2.4.; fig. 30
Bani (Grès du 2e), 2.4.2.1., 2.4.2.4., 2.4.2.5., 3.3.2.1., 3.3.2.2.; fig. 30
Bani (Jbel), 1.2.2., 2.1.2., 2.1.3., 2.4.1.3., 2.4.3., 2.5.2.3., 2.5.2.4., 2.5.2.5.; fig. 20, 30, 36, 213
Batene-Zita, fig. 71

Béchar (Bassin de), 2.1.2., 2.1.4., 2.4.5.1., 2.4.5.2., 2.5.1., 2.5.2.2., 2.6.1.1., 2.6.1.2 (B, C), 2.6.6.2., 3.6.5.2., 4.2.1., 4.2.5.2.; fig. 34, 36, 209, 213
Béchar (localité), fig. 36
Bedouz (Jbel), 3.3.2.2.; fig. 52
Begâa (Jbel), 2.4.5.1., fig. 33
Bekrit, fig. 86, 111, 135
Be'-Freissal, fig. 138
Beliounis (voir Bni-Ounes)
Bel-Rbiada, fig. 138
Ben-Ahmed, 3.1.3.1., 3.3.4.2.; fig. 5, 43
Ben-Cherra, fig. 132
Ben-Guérir, 3.5.1.; fig. 36, 44, 85, 86
Beni (voir Bni)
Ben-S'imane, 3.1.3.1., 3.1.3.2, 3.3.4.4., 3.3.5.1. (C, D), 3.4.3.1. (A); fig. 43, 61, 65, 213
Ben-Zireg, 2.4.5.1., 2.5.2.2., 3.3.5.1.(D), 4.2.5.2.; fig. 34, 36, 213
Berguent (voir Aïn-Beni-Mathar)
Berkane (Jbel), 5.1.3.3., 5.2.3.2. (C); fig. 147
Berkane (ville, plaine des Triffa) (voir Triffa)
Berkine, fig. 95 (B)
Ber-Rabeh, fig. 54
Berrechid, 3.6.3., 3.6.4.1.; fig. 65, 66, 85
Berreda (Berrada), 3.2., 3.5.3.2.
Betaïna, 2.4.5.1.; fig. 20
Betana, fig. 20
Beten-Aïch, 3.4.3.1. (B)
Beth (Oued), 3.1.2., 5.2.3.1.; fig. 5, 43, 85, 147
Bétique (chaîne, cordillère), 1.2.1., 5.1.1., 5.1.3.1., 5.1.3.2., 5.1.5., 5.3.2.2., 5.4.1.3. (B), 5.4.2.1., chap. 6; fig. 148, 157, 218 à 221
Bétique (zone Sub.), fig. 148, 157
Biar-Setla, 3.3.4.4., 3.3.5.1. (B)
Bigoudine, fig. 143
Bin-el-Ouidane, 4.1.2., 4.3.3.4.
Binete (Jbel) (ou Binet), 5.2.2.3., 5.3.2.3.; fig. 167
Bir-e'-Haj, fig. 71
Bir-Izem, 3.6.4.2.; fig. 81
Bir-Jdid (Doukkala), 3.1.3.1., 3.3.2.2., 3.3.3., 3.3.4.1.; fig. 66
Bir-Jdid-Cherfa (Rehamna), fig. 70
Bisgarne, fig. 146
Bled-Amaïdchat, fig. 65
Bled-Nertène, fig. 135
Bled-Rouina (voir Koudiat-Rouina)
Bled-Sguina, 3.3.4.4.
Bled-Smala (voir Smaala)
Bleida, fig. 21(B)
Bni-Abbes (ou Beni-Abbès), fig. 36
Bni-Amir, 1.3.3.2.
Bni-Ammarh, fig. 174
Bni-Bouchra, 5.1.3.1., 5.1.3.2., 5.4.1.1., 5.4.1.2. (A, B, C), 5.4.1.3. (A), 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A); fig. 147, 151, 186, 187, 188, 190, 215(B)
Bni-Bou-Ifrour, 4.3.6.4. (B), 5.2.1.; fig. 147
Bni-Bousera (voir Bni-Bouchra)
Bni-Bou-Yahi, 5.2.1.
Bni-Cheboun, fig. 181
Bni - Hozmar, 5.4.1.2. (C), 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A)
Bni-Idère, 5.1.3.3., 5.3., 5.3.1. (subdiv.), 5.3.2.2., 5.3.2.3., 5.4.2.3. (D), 5.4.3.4.; fig. 147, 151, 165, 181 183, 198
Bni-Malek (ou Beni-Malek), 5.3.1.2.
Bni-Mellal (At'as de) Voir Atlas de Bni-Mellal ; Bni-Mellal (localité ou (Beni Mellal), fig. 85, 95 (A), 95 (B)
Bni-Mezla, 5.4.1.3. (A), 5.4.1.3. (B)
Bni-Ounaï (Jbel), 5.2.2.3.; fig. 147
Bni-Ounes, fig. 189
Bni-Saïd, 5.1.3.2., 5.2.2.2., 5.4.; fig. 147
Bni-Salah (Jbel), fig. 181
Bni-Snassène, 1.3.3.2., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.4., 4.3.3.5. (B), 4.3.6.2.; fig. 147, 213
Bokho (Jbel), fig. 22
Bokkoya, 5.1.3.2., 5.1.3.3., 5.1.4.1., 5.2.3.2. (D), 5.3., 5.3.1.2., 5.3.2.2., 5.3.2.3., 5.4., 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A), 5.4.2.3. (c), 5.4.3. (subdiv.), 5.4.4. (subdiv.); fig. 147, 155, 158, 165, 191, 192, 194, 195
Boqueta de Andjera, 5.4.1.3. (B); fig. 189
Bou-Achouch, 3.1.3.1., 3.3.5.2. (B); fig. 53
Bou-Acila, 3.1.3.1., 3.2.; fig. 43, 47
Bou-Agrao (Jbel), 4.3.4.2. (c); fig. 110
Bou-Akrabène, fig. 106
Bou-Anane, 4.2.5.1.; fig. 95 (A), 95 (B)
Bou-Angueur, 4.3.4.4., 4.3.6.1.; fig. 111
Bou-Arfa, 4.1.1., 4.2.5.2., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (B), 4.3.3.3. (D), 4.3.3.4., 4.3.3.5. (A); fig. 95 (A), 104, 138
Bou-Arhous (Jbel), 4.3.3.3. (C); fig. 94 (A), 98, 142
Bou-Azzer, 2.2.2., 2.3.1., 2.3.3., 2.5.2.3.; fig. 24, 25, 26 (A), 26 (D), 37, 213
Bou-Chmil, 3.4.3.1. (B); fig. 43
Bouchot (Jbel), 3.4.4.2.; fig. 43, 73
Bou-Dahar (Jbel), 4.2.1., 4.2.5.1 4.2.5.2., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (C, D), 4.3.3.4.; fig. 95 (A), 98, 100
Boudenib (Bled, Bassin, Sillon), 1.2.4., 2.1.2., 2.6.1.2. (B), 4.1.2.; fig. 132
Boudenib (Hamada de), 2.1.2., 2.6.1.2., 2.6.1.2. (C), 4.3.6.1.; fig. 40, 132
Boudinar, 5.1.4.1., 5.1.4.2.
Bou-Dobra, 3.4.4.2.; fig. 73
Boudoufoud, 4.1.2., 4.2.1., 4.2.4.
Bou-Draa, fig. 168
Bou-el-Maden, fig. 94
Boufekrane, 3.6.2., 3.6.4.1.; fig. 80
Bou-Gader (Jbel, série du), 3.3.1.1., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (D), 3.4.2.3.; fig. 45
Bou-Garda (Jbel), fig. 182
Bougie, 5.1.4.2.
Bou-Guennous (Jbel), fig. 132
Bou-Guergour (Jbel), fig. 73
Bou-Haddoud, 5.2.2.3., 5.2.3.2.; fig. 151 bis
Bou-Hajaj, 2.4.2.4.; fig. 30
Bouhamed, fig. 154
Bou-Hamid (Jbel), fig. 137
Bou-Hassoussène, fig. 5
Bou-Ibenrhar, fig. 47
Bou-Iberadène, fig. 62
Bou-Iblane (Jbel), 4.1.1.; fig. 95 (A)
Bou-Idarne (Volcan), fig. 94
Bou Ifrah (Oued), fig. 182
Bou-Irhial, 3.4.4.2.
Boujad, 3.3.5.1. (E), 3.3.5.2. (C), fig. 43
Bou-Kaïs, 4.2.5.1., 4.2.5.2.
Bou-Kandil (Jbel), fig. 137, 140
Boukarda (Jbel), 5.3.2.3.
Bou-Khella'a, fig. 77
Bou-Khemis (Jbel), 3.3.4.2., 3.4.4.2.; fig. 43
Boulaajoul (Oued), fig. 94
Boulaouane, 3.4.2.1., 3.4.2.2., 3.6.3.; fig. 51
Boulemane, 4.3.3.5. (A), 4.3.4.4., 4.3.6.1.; fig. 106, 114, 135
Boulhaut (voir Ben-Slimane)
Boumalne du Dadès, fig. 83, 128, 133
Bou-Marhara, 3.4.4.1.
Bou-Me'loul, fig. 40
Bou-Mia, 4.2.5.1., 4.3.3.3. (D), 4.3.4.2. (A), 4.3.6.4 (B)
Bou-Mokhta (Jbel), fig. 95 (A)
Bou-Nasseur (Jbel) (ou Bou-Naceur), 4.1.1., 4.3.3.5. (A); fig. 95 (B)
Bou-Nebdou (ou Bou-Nebedou), 3.3.4.2., 3.3.4.4.
Bou-Ourhioul (Jbel), 4.2.2.1.; fig. 87, 122
Bou-Ousel, 3.3.5.1. (C)
Bou-Ouslou, fig. 110
Bou-R'Dim, fig. 95 (A)
Boured, 5.2.1.; fig. 147, 165, 172, 174
Bou-Regreg (Oued), 1.3.1., 1.3.2., 3.1.2., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (C), 3.3.5.1. (E), 3.5.3.1., 3.6.4.2.; fig. 5, 11, 43, 56, 57, 58, 81
Bou-Rkia, fig. 114
Bou-Sellam, fig. 108, 138, 141
Bou-Tich'ilt, fig. 110
Boutrarar, fig. 133
Bou-Yacoubat, fig. 83
Bouzineb, fig. 174
Bouznika, 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.3.4.4., 3.4.2.2., 3.4.3.1. (A); fig. 5, 43, 61, 65, 68
Bramram (ou Ramram) (Jbel), 3.5.3.2.
Broumi (Oued), 3.4.3.2.
Bsabis, fig. 213
Bulurazen, 5.4.3.4.; fig. 193, 201
Busicur, 5.4.3.1., 5.4.3.2., 5.4.3.3.; fig. 194.

C

Cadix (ville, golfe de), 5.1.1., 5.1.4.2.; fig. 148, 156, 157
Camp-Berteaux (voir Melka-el-Ouidane)
Casablanca (région et ville), 1.3.1., 1.3.2., 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.1., 3.3.2.2., 3.4.2.1., 3.4.3.3., 3.6.3.; fig. 8, 43, 65, 85, 213

Causses moyen-atlasiques (voir : Atlasique-Moyen)
Ceuta (ville, Cap de), 5.1.3.2., 5.3.1.3., 5.4.1.1., 5.4.1.2. (A), 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A), 5.4.2.3. (C); fig. 147, 184, 185, 189
Chabet-el-Liga, fig. 67
Chabet-el-Oukaref, fig. 49, 50
Chajara (Oued), fig. 80
Chaouène (ou Chechaouène), 5.1.3.2., 5.3.1. (subdiv.), 5.3.2.2., 5.4.3.3.; fig. 147, 154
Chaouia, 1.3.1., 3.1.1., 3.4.3.1. (A)
Chaouia (Basse), fig. 5
Chat-Lacjal, fig. 196
Chavent, fig. 66
Chebeika, fig. 39
Chebka-Oudrar, fig. 138
Chebket-Tiouli, fig. 95 (B)
Chech (Erg), 2.5.2.2.; fig. 36
Chechaouène (voir Chaouène)
Chellah, fig. 11
Chemaïa, 3.6.4.3.; fig. 45, 83
Cherafat, 5.4.3.3., fig. 197
Cherrat (Oued), 1.3.1., 3.1.2., 3.1.3.1., 3.3.4.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (c), 3.4.3.1. (A); fig. 5, 61, 65, 67, 68, 213
Chiadma (Plateau), 3.1.2.
Chichaoua (Oued), 4.1.1., 4.3.5.4.; fig 45
Chichaoua (localité), fig. 85, 113, 118
Chiej, fig. 64
Chiker (Jbel, Daïa), fig. 95 (A)
Chott Tigri, 4.1.2., 4.3.4.4., 4.3.6.1., 4.3.6.4. (B); fig. 95 (A), 95 (B)
Chouachi (Jbel), 5.2.3.2. (A)
Chouama, 5.1.3.3., 5.3., 5.3.1.2., 5.3.2.2., 5.3.2.3.; fig. 147, 151, 152, 165, 181, 182, 183
Chougrane (Bassin des), 3.1.3.1., 3.3.5.2. (B, C), 3.4.3.1. (B); fig. 5, 43
Chrarda, fig. 143
Chrichira, fig. 80
Christian (voir Ez-Zehiliga)
Chrita (Jbel), fig. 163
Citra-Kabyle, 5.3.2.2., 5.4.2.3.
Citra-rifain, 5.3.2.2., 5.4.2.3.
Cobba del Quescas, fig. 198
Colomb-Béchar (voir Béchar)
Condesa, fig. 189
Constantinois, 5.3.2.2.; fig. 204 bis
Crêtes (Route des), 5.2.2.3., 5.4.3.3 ; fig. 153
Cristallophyllienne (Nappes) (voir Sebtides)
Cudia Dimarchan, fig. 196
Cudia Tansichan, fig. 196

D

Dadès, 2.1.3 , 2.6.1.2. (C), 4.3.4.2. (A), 4.3.4.4., 4.3.6.1., 4.4.3.2., 4.4.4.2.; fig. 133
Dahar-Cedra, fig. 67
Dahar-el-Ma, fig. 202
Dahar-N'Sour, 3.6.2.; fig. 83
Dahra, 4.1.2., 4.4.4.1.
Daïdia, fig. 77
Daït (Jbel), fig. 95 (A)
Dalla (Jbel), 3.3.2.2.
Daoura (Oued, Hamada de la), 2.1.2., 2.1.3., fig. 40
Daourat (Barrage, Méséta, 3.4.2.1. ; fig. 66
Dar-Chaoui, 5.2.2.3.
Dar-es-Soltane, 1.3.3.2.; fig. 9
Dar-Lkhach, fig. 94
Dar-M'Ter, fig. 186
Dchar-Aït-Abdallah (voir Dechra)
Debdou, 4.1.2., 4.2.1. ,4.2.4.; fig. 93, 95 (A, B), 102, 138
Debichette, fig. 15
Dechra (ou Dchar...) Aït-Abdallah, 3.3.4.2., 3.3.5.1. (C), 3.4.4.2.
Defali (Oued), fig. 80
Dehdouh (Jbel), fig. 153
Demnate (voir aussi Atlas de Demnate), 4.3.3.5. (B), 4.3.4.2., 4.4.3.1., 4.4.3.2.; fig. 45, 118, 128, 129, 213
Dersa (Jbel), 5.4.3.4.; fig. 198, 200, 201, 202, 203
Dar-Sma-el-outa, fig. 54
Dir, fig. 123
Diebilet (voir Jbi'ete)
Djenat-el-Kheil, fig. 85
Djerada (voir Jerada)
Dorsale atlantique : voir atlantique (océan et ouverture)
Dorsale (chaîne calcaire) (voir aussi Rif septentrional), 5.1.3.2., 5.2.3.2. (D), 5.3., 5.3.2.3., 5.4., 5.4.1.3. (A), 5.4.2.1., 5.4.3.1., 5.4.3.3., 5.4.3.4., 5.4.4.1.; fig. 147, 148, 150, 151, 165, 189, 190, 196, 198, 199
Dorsale Kabyle, 5.3.2.2.; fig. 204, 204 bis
Dorsale r'guibate (voir Reguibate)
Douar-Caïd-Abdallah, fig. 130
Douar-Caïd-Ouriki, fig. 123
Douar-Doum, 1.3.3.1.; fig. 11, 14
Douar-Rhirat, 3.6.6.2.; fig. 45, 85, 86
Doukkala, 2.6.1.2. (A), 3.1.1., 3.3.4.1., 3.6.3., fig. 66
Dra (Hamada et calcaires du), 1.3.3.1., 2.1.2., 2.4.4.3., 2.6.1.2.
Dra (Plaines du), 2.1.2., 2.4.3., 2.4.4.2., 2.4.4.4.; fig. 20, 30, 213
Dra (Oued & vallée), 2.1.3., 2.3.1., 2.4.2.2., 2.4.4.1., 2.5.2.4., 2.5.2.5., 2.6.2.; fig. 36, 85
Draa-el-Assel, fig. 154
Driouch (Sierra de), 5.2.1.

E

Eg'ab, fig. 27
Einzorène, fig. 155
El-Abiod ou (El-Abid) (Oued), 3.1.2., 4.1.2., 4.4.3.2., 4.3.3.3. (A); fig. 118, 132
El-Aïoun du Dra, 2.6.1.2. (A); fig. 36, 213
El-Aïoun (Maroc oriental), 4.3.6.4. (A)
El-Amra, fig. 39
El-Ansar (Rich d'), 2.4.4.3.
El-Atchane (Oued), fig. 106
El-Borouj, 3.5.3.2.; fig. 85
El-Bour (Massif), 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.4.4.1.; fig. 132
El-Brel (Oued), fig. 52
El-Gara, fig. 43, 65
El-Gouirat, fig. 81
El-Goumt, fig. 133
El-Graara, 2.2.2., 2.3.1., 2.5.2.3.; fig. 24, 25, 26 (B-C), 36
El-Grannza-Rakna, fig. 102
El-Had-Brachoua, fig. 5, 6
El-Had de Msilah, 5.2.2.1.
El-Haï (Oued), 4.1.1.
El-Hajeb, 3.6.2., 3.6.6.3.; fig. 5, 43, 80, 134, 135
El-Hammam, fig. 7
El-Hank (Casablanca), 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.3.2.3.; fig. 49, 65
El-Hank (Taoudenni), fig. 27
El-Harcha, 3.3.2.2.; fig. 43, 78 bis
El-Hassia, 4.2.5.3.
El-Jadida, 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.1., 3.4.2.1., 4.3.6.2.; fig. 46, 65, 66, 85, 213
El-Ka'aa, fig. 114
El-Kansera (Lac d'), fig. 5, 147
El-Karit, fig. 78
El-Kelaa des Mgouna, fig. 133
El-Kelaa des Srarhna, 3.4.4.1.; fig. 45, 85, 118
El-Kléa, fig. 143
El-Krad, 3.3.3.; fig. 55, 73
El-Krama, fig. 77
El-Ksiba, 4.1.1., 4.1.2., 4.3.4.1., 4.4.3.2.; fig. 83, 131, 132
Ellouizia, fig. 65
El-Maïdère (voir Maïdère)
El-Marsa, fig. 189
El-Mers, 4.3.3.3. (B), 4.3.3.5. (B); fig. 106
El-Mesrane, 3.3.3.; fig. 44, 72
El-Mhasseur, fig. 144
El-Moussira, 3.3.4.4.
El-Mtal, fig. 83
El-Ouager, 4.3.6.1.
El-Ouata, fig. 86
El-Queddan, fig. 201
El-Touaine (et Oued), fig. 77
Endt, fig. 110
En-Nehir, 5.2.2.1.
Enta, 3.4.3.1. (B)
Erdouz, fig. 124
Erfoud, 2.4.4.3., 2.4.5.1., 2.6.1.2. (B); fig. 31, 32
Erguita, 4.3.5.3., 4.3.6.1 ; fig. 113
Er-Rouidat, fig. 65
Essaouira, 1.2.3., 3.1.1., 3.6.3., 3.6.5.2., 4.3.5. (subdiv.), 4.3.6.2., 4.4.5.; fig. 18, 85, 95 (A, B), 113, 144
Estepona, fig. 185
Et-Tnine, 3.4.3.1. (B)
Ez-Zehiliga (ou Ezzhiliga) (ou Ez-Zilligha), 3.3.4.3., 3.3.5.2. (A), 3.4.3.1. (B), fig. 5, 6, 43, 52, 77

F

Fahies (Jbel), 5.4.3.4.; fig. 184, 189
Fahz-ed-Dohor, fig. 202
Feddan-Taba, fig. 50, 65
Federico (Unité de), 5.4.1.1., 5.4.1.3. (A, B), 5.4.2.1., 5.4.2.2 (A), 5.4.2.3. (A, B); fig. 151, 189, 190
Fégalo (Cap), fig. 156
Feijas, 2.4.1.3., 2.4.2.1., 2.4.2.2.; fig. 20
Feleddi, 4.3.6.1.
Ferme Prioux, 3.5.1.; fig. 44

Fenêtres (zone des), 5.1.3.3., 5.2.3.2. (B, C, D); fig. 147, 151, 172, 175, 176, 177
Fès, 4.1.1., 4.3.3.1., 5.2.1.; fig. 95 (A), 95 (B), 147, 163
Fezouata, 2.4.2.2.; fig. 28, 36
Figri-Haut, fig. 90
Figuig, fig. 36, 95 (A), 95 (B)
Filali (voir Sidi-Mohamed-el-Filali)
Fouch, fig. 102
Fnideq, 5.4.2.2. (A), 5.4.2.3. (D); fig. 189
Fouarat, fig. 7
Foucault (voir Oulad-Abdou) (Souk-ej-Jmaa)
Foum-Aggaï, fig. 138
Foum-el-Hassane, fig. 20, 36
Foum-el-Kous, 2.6.1.2. (C), 4.3.6.4. (B); fig. 42 (A), 133
Foum-Ikiss, 4.3.3.3. (C), 4.3.3.4., 4.3.3.5. (A)
Foum-Kheneg, 4.3.4.4., fig. 111
Foum-n'Zala, fig. 136, 137
Foum-Rhiour, 4.3.3.5. (B); fig. 136
Foum-Ti'licht, fig. 136, 137
Foum-Zabel, 4.2.1., 4.2.5.2.; fig. 96, 97, 136, 137
Foum-Zguid, 2.4.2.4., 2.5.2.3., 2.6.2.2.; fig. 21 (A)
Founti, fig. 112
Fourhal, 1.3.1., 3.1.3.1., 3.3.5.1. (D, E), 3.4.3.1., 3.4.3.1. (B); fig. 5, 43, 213
Fousdouzene, fig. 90
Frag-el-Ma, 3.5.3.2.

G

Gada Jenabia, 3.3.5.1. (D, E), 3.3.5.2. (C), 3.4.3.2., 3.5.2.1.; fig. 44, 64
Ganntour, 1.2.3., 3.1.1., 3.6.5.1., 3.6.5.2.; fig. 45, 85, 86, 118
Ganntour-Sghrir, fig. 44
Gara Aguendouz, fig. 94
Gara-Jebilet (ou Djebilet), 2.4.4.3.
Gara Midelt (voir Midelt)
Gara Tiriatine, fig. 40
Gareb, 4.3.3.5. (B), 4.3.4.1., 5.2.1., 5.2.2.2.; fig. 147
Gata (Cap, Cabo de), fig. 156
Gazi, fig. 198
Ghar-Rouban, 4.3.3.4; fig. 95 (A), 95 (B)
Ghir (Cap) (voir Rhir)
Ghomarides : voir Paléozoïques (Nappes, zone)
Ghtira, fig. 56
Gibraltar, 5.1.1., 5.1.3.2., 5.1.4.2., 5.4.3.4.; fig. 148, 156, 185
Gibraltar (Détroit de), 1.2.4., 5.1.2., 5.1.3.1., 5.1.4.2., chap. 6; fig. 156, 157, 189, 216
Gnadiz, fig. 5, 43
Goaïda, 3.2., 3.3.1.2.; fig. 43, 47, 73
Gorguès (Jbel), 5.4.3.3., 5.4.3.4., 5.4.4.1.; fig. 198, 199
Goulibet, 3.3.3., 3.4.3.2.
Goulimine, 2.4.1.2.; fig. 36
Gounna, fig. 143
Gour (Jbel), fig. 81
Gour Mohan, fig. 40
Gourrama, fig. 132
Gourrougou (ou Gourougou) (Jbel), 4.3.6.4.; fig. 119, 147
Grou (Oued), 3.1.2., 3.1.3.1., 3.3.5.1. (C, E), 3.3.5.2. (C), 3.4.3.1. (B), 3.6.4.2.; fig. 5, 6, 43, 52, 56, 57, 58, 81, 85
Groulmane, fig. 90
Guadalquivir, 5.1.4.2.
Guelaou, fig. 90
Guelayas (massif des), 4.3.6.4. (B)
Guelb-et-Tour, fig. 142
Guelb-Zerga, fig. 138
Guelb-Zraïkem, fig. 44
Guéliz (Marrakech), 3.5.3.2.; fig. 118
Guemassa, 3.6.6.2.; fig. 118, 124, 213
Guercif, 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.5. (B); 4.3.6.2., 4.3.6.3. (B); fig. 83, 95 (A), 95 (B), 138, 147, 215 (A)
Guerraouaou, fig. 147
Guerrouch, 5.3.2.2.
Guers, fig. 126
Guettioua, 4.3.3.5. (B), fig. 128, 130
Guiber (ou Kerroul) (Jbel), 4.4.3.2.; fig. 128, 129, 130
Guigou (Oued), 4.1.1.; fig. 95 (A), 114, 135
Guilliz, 4.3.6.4. (B); fig. 147
Guir (Calcaires, Hamada du) 1.3.3.1., 2.1.2., 2.6.1.2., 4.3.6.3. (B); fig. 40, 132
Guir (Oued), 2.1.3.; fig. 95 (A), 95 (B), 98, 132

H

Habibas (Iles), 5.1.4.2.
Habt (nappes du), 5.1.3.3., 5.2.2.3., 5.2.3.2. (C)
Hacho (Monte), 5.4.1.2. (A); fig. 184, 189
Hadid (Jbel), 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.5. (C), 3.4.3.1. (B), 3.4.4.2; fig. 43, 47, 62, 73, 113, 144, 213
Hadu-Fnideq (voir Fnideq)
Hafa-el-Dohor, 5.4.3.4.; fig. 203
Hafa-el-Uest, 5.4.1.3. (B), fig. 189
Hafa-en-Nator, 5.4.3.3., 5.4.3.4.; fig. 198, 199
Hafa-Ferkennix, 5.4.3.3.; fig. 198, 199
Hafa-Keddana, 5.4.3.4.; fig. 202, 203
Hafate-el-Hamra, fig. 154
Hafa-Uestia, 5.4.3.4.; fig. 200
Haffaïs-Ouled-bou-Rebbia, fig. 143
Haha, 2.6.1.2. (A), 3.6.3.; fig. 143, 144
Haïmer (Jbel), fig. 95 (A)
Hajar-el-Hamar, fig. 69
Haloua-Richa (Jbel), fig. 102
Hamadas (voir aussi les noms propres aux diverses Hamadas), 1.3.3.1., 2.6.1.2. (B, C), 3.6.5.1.
Hamaraouet, fig. 104
Hamar-Laghdad, 2.4.4.3.; fig. 31
Hamdoun (Jbel), fig. 132
Hammama (Oued), fig. 43
Hammane (Jbel), fig. 147, 165, 174
Hams (Jbel), fig. 36
Hamsaïlikh (Jbel), 2.5.2.3., 2.6.2.2.; fig. 36
Hamzah (Jbel), 4.3.4.1.
Haouanite (Jbel), 4.3.3.5. (A), 4.4.4.1.; fig. 95 (A), 95 (B), 138
Haouz (Jbel), 5.1.3.2., 5.3.2.2., 5.4., 5.4.1.3. (A), 5.4.2.1., 5.4.3.1., 5.4.3.3., 5.4.3.4., 5.4.4.1., 5.4.4.3., fig. 147, 151, 184, 193, 200, 201, 202
Haouz de Marrakech (plaine, sillon du), 1.2.4., 3.1.1., 3.1.3.1., 3.3.4.2., 3.3.5.2. (B), 3.6.6.2., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.3:, 4.3.4.4., 4.3.5.2., 4.3.6.3.; 4.3.6.3. (B), 4.4.2.1., 4.4.2.2., 4.4.3.2., 4.4.5., fig. 116, 118, 122, 123, 128, 129
Harchet-bni-Mellal, fig. 5
Harracate, fig. 154
Hassi-Ouaousthioun, fig. 140
Hassi-Rmel, 2.6.2.2.
Hauta-Bajannu, fig. 196
Haut Atlas (et dérivés) (voir Atlas)
Hauts-Plateaux, 1.2.1., 1.2.2., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.5.2., 4.3.1., 4.3.3.2., 4.3.3.3. (D), 4.3.3.4., 4.3.3.5. (A, B), 4.3.4.1., 4.3.4.4., 4.3.6.4: (B), 4.4.4.1.; fig. 95 (A), 95 (B), 105, 136, 137, 215 (A), 216
Hauts-Plateaux méridionaux, 4.3.6.1.; fig. 138, 141
Hayane (Jbel), 4.3.3.3. (B), 4.3.4.4., 4.3.6.1.; fig. 111, 135
Hebri (Jbel), 4.3.6.4. (B)
Hoggar (ou Ahaggar), 2.4.1.1., 2.4.2.1., 2.4.2.5.
Horsts (Chaîne, Pays des), 3.1.1., 3.3.5.1. (C), 4.1.2., 4.2.4., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (D), 4.3.3.4., 4.3.3.5., 4.4.4.1.; fig. 92, 138, 213, 216
Hosseïn, fig. 56, 57

I

Ibenrhar (Jbel), fig. 73
Ich-el-Fej, fig. 95 (A)
Ich-ou-Mellal, 3.5.3.2.
Icht, fig. 20
Ich-Timellaline, fig. 106
Ida-ou-Tanane, fig. 144
Ida-ou-Zal, 2.6.1.1., 3.3.5.2. (D); fig. 89, 143
Ida-ou-Zeddoute, 2.3.3.
Ida-ou-Zekri, 2.3.3.
Ida-ou-Ziki, fig. 143
Idourane, fig. 112
Idrissides (Terre des), 4.3.4.4.
Iferkhès, fig. 143, 144
Ifesfassen, fig. 144
Ifni, 2.2.1., 2.5.2.4., 2.6.2.; fig. 36, 206 (B), 213
Ifrane, 4.1.1., 4.3.6.4. (B); fig. 95 (A), 134, 135
Ifri, fig. 146
Ifrine-ou-Khalifa, fig. 129
Igherm (Haut Atlas), fig. 101
Igmir, 4.3.6.3. (B)
Igoudamène, fig. 129
Igoudar, fig. 144
Igougadine, fig. 46
Igourdane, 4.4.2.3.; fig. 126
Ihchech, fig. 113
Imaghène, fig. 83
Imejdaoun (Jbel), fig. 144
Imellalene, fig. 90

Imfout, 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.3.2.2., 3.4.2.2., 3.5.2.1., fig. 44, 51
Imilchil, 4.3.4.2. (B); fig. 132
Imi-n'Erreva, fig. 126
Imini (Oued & localité), 2.1.3., 2.6.1.1., 4.1.1.; fig. 38 (A), 122
Iminirfi, fig. 21 (B)
Imi-n'Tabert, fig. 123
Imi-n'Tanout, 3.6.4.1., 4.3.5.3.; fig. 85, 118
Imi-n'Tarbia, fig. 129
Imi-n'Tarzhout, fig. 144
Imiter, fig. 42 (A), 133
Imlil, fig. 90
Immouzer des Ida-ou-Tanane, 4.4.5.; fig. 143, 144, 146
Immouzer des Marmoucha (Moyen Atlas) (voir carte h.-t.)
Imoufrahr (Jbel), fig. 153
Inaouène (Oued), fig. 147
Intrarifain (zone) (e), 5.1.3.3., 5.1.3.4., 5.2.2.3., 5.2.3. (& subdiv); fig. 151, 163, 164
Iouaridène, fig. 130
Irf-Azougar, fig. 140
Irherf, fig. 123
Irherm (Anti-Atlas), 2.2.1., 2.3.3., fig. 36
Irhil-Mgoun, fig. 128
Irhil-n'Aït-Ziad, 4.4.3.2.
Irhil'-n'Tissent, fig. 132
Irhil-Ouaougoulzat, fig. 128
Irhis-n'Ouaamoun, fig. 126
Irhis-n'Tafilalt, fig. 126
Irhoud (Jbel). (Jbilete), 1.3.3.2., 3.3.1.1.; fig. 45
Irhoud (Jbel) (Moyen Atlas), fig. 135
Irhrzer-Amayane, fig. 144
Irhrzer-Ougroud, fig. 144
Irhzer-n'Isli, fig. 90
Irohalène (Oued), 3.6.4.1.
Isli (Oued), fig. 155
Issafène, fig. 21 (A)
Issakène de Ketama, fig. 153
Isseksi, 4.3.3.5. (B)
Issen (Oued), fig. 143
Issil-Izouikha, fig. 126
Issli-n'Jennane, fig. 126
Issoumar, fig. 114
Itcherafine, fig. 132
Ito, 3.3.5.1. (C), 4.3.3.3. (B); fig. 135
Itzer, 3.6.6.3., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (D), 4.3.6.4. (B); fig. 134
Izerbi, fig. 36
Izerzer, fig. 21 (B)
Izli-Ouareg, fig. 135
Izroutène, 3.3.5.1. (D), fig. 47, 73
Izzarène, 5.1.3.3., 5.2.1., 5.2.2.2.; fig. 147, 151

J

Jaffar, 4.3.3.3. (C); fig. 96
Jaiffa, fig. 64
Jbilet (ou Jbilete), 1.2.3., 3.1.1., 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.3.2.1., 3.3.3., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (C), 3.3.5.2. (C), 3.4.2.3., 3.5.1., 3.5.3.2., 3.6.5.2., 3.6.6.2., 4.3.5.2., 4.4.3.2.; fig. 45, 85, 113, 118, 213
Jbilet centrales, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (D, E), 3.4.3.3., 3.4.4.1., 3.5.3.1.
Jbilet occidentales, 1.3.3.2., 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.1., 3.3.2.2., 3.6.4.2.
Jbilet orientales, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.3.2.3., 3.3.4.1., 3.3.5.1. (D, E), 3.4.3.3., 3.4.4.1.
Jebel El-Kest (voir Lkest)
Jebha, 5.1.3.2., 5.1.4.1., 5.2.3.2. (C, D); fig. 147, 165, 176, 185, 186
Jeer, 4.4.5.; fig. 113
Jellabib (Jbel), 4.3.3.5. (A); fig. 95 (A), 95 (B)
Jema-el-Lah (Jbel), fig. 182
Jennabia (Jbel), fig. 43
Jerada, 3.3.5.1. (E), 3.6.4.2., 4.2.1., 4.2.4.; fig. 92, 95 (A), 213
Jesana (Jbel) (voir Khizana)
Jnannich, fig. 186
Jorf-Ahmar, 3.4.3.2.
Jorf-el-Khorab, fig. 102

K

Kabyles (chaînes, Ride, Noyau) (voir aussi Citra-Kabyles, Rifo-Kabyles), 1.2.1., chap. 6; fig. 148, 204, 220
Kadoussa, fig. 95 (A)
Kafs, fig. 147
Kam-Koum, 3.4.3.2.; fig. 70
Kannoufa (Jbel), fig. 80, 134
Karrouba (Jbel), 3.3.5.1. (D), 3.4.3.1. (B); fig. 45
Kasba-Tadla, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.2., 3.3.4.2., 3.4.3.1. (B), 3.4.4.2.; fig. 85
Kassem-Rahal, 3.3.5.1. (B); fig. 57
Kcebia, 5.2.1.; fig. 151
Kebdana, 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.5. (B), 4.3.4.1., 4.4.4.1., 5.1.2., 5.1.3.3., 5.2.1.; fig. 147
Kebibat, fig. 12
Kebibicha (Jbel), fig. 102
Kechkech, fig. 147
Kechoula, 4.4.5.; fig. 113
Kecht, fig. 144
Kef-el-Hammam, fig. 65
Kel-el-Mouneb, 3.3.4.2., 3.4.3.2., 3.5.2.1.; fig. 44, 71, 74, 75
Kell (Oued), fig. 5
Kelti (Jbel), 5.1.3.2.; fig. 147
Kem-Kem (Plateau, Hamada, du), 2.1.2., 2.6.1.2. (B)
Kenadza (localité, bassin de) (voir aussi Béchar), 2.1.2., 2.4.5.2., 2.5.2.2.; fig. 36, 213
Kenitra, fig. 18, 147, 157
Keradid, 3.3.2.2.
Kerdous (Anti-Atlas occ.), 2.2.1., 2.3.3., 4.3.3.1.; fig. 20, 25 bis, 36, 123
Kerdous de Goulmina, 4.4.3.2.; fig. 96, 132
Kerker, 5.1.3.3., 5.2.1.
Kerrando (Reg de), fig. 140
Kerroul (voir Guiber) (Jbel)
Kert (Oued, ou région), 5.1.4.1., 5.1.4.2., 5.2.1.; fig. 147
Ketama, 5.1.3.3., 5.1.4.1., 5.2.2.3., 5.3.1.2.
Ketama (Unité de), 5.2.2.2., 5.2.2.3., 5.2.3.2. (B, C, D); fig. 147, 151 à 153, 161, 164 à 166, 172, 178, 182
Khaloua (Jbel), fig. 5, 56
Khandek-el-Ouaïch, 4.3.6.2., 4.3.6.4. (B)
Khang-el-Rhar, fig. 98
Khanguet-en-Nmer, fig. 67
Khannfra (Jbel), 2.5.2.4.
Kharrou (Jbel), 3.1.3.1., 3.3.2.2., 3.3.3., 3.4.3.2., 3.5.2.1.; fig. 44, 72, 213
Khatouat, 3.1.3.1., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (B, D), 3.4.3.1. (A); fig. 5, 43
Khebaba (Jbel), 5.2.1.
Khela-Tamkhart, 2.6.1.1.; fig. 101, 122
Khellata (Oued), 3.4.3.1. (A); fig. 65
Khemira (Oued), fig. 63
Khemisset (Bassin de), 3.5.3.2., 3.6.2., 3.6.4.1., 3.6.4.2., 5.2.3.1.; fig. 5, 43, 83
Khenifra, 3.1.3.1., 3.3.2.3., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (C), 3.3.5.2. (B, C), 3.4.3.1., 3.4.3.1. (A, B), 3.4.4.2., 3.5.3.2., 3.6.6.3., 4.2.2.1.; fig. 43, 73
Khetem (Jbel), fig. 73
Khibane (Oued), 3.3.4.4.; fig. 44
Khizana (Jbel) (ou Jesana), fig. 181
Khorifla (voir Korifla)
Khouribga, 3.1.3.1., 3.3.1.2., 3.3.2.1., 3.3.2.2., 3.3.4.1., 3.3.5.1. (D), 3.4.3.1. (A, B); fig. 5, 85, 86, 213
Kickh (Jbel), 95 (A)
Kik (Plateau de), 4.3.5.3.; fig. 118
Kiss (Oued), 5.2.1.
Kissane (Jbel), 2.5.2.3.
Klakh (Jbel), 4.3.3.5. (A), 4.4.4.1.; fig. 95 (B)
Knitra (voir Kenitra)
Korifla (Oued), 3.1.2., 3.1.3.1., 3.3.5.1. (B, C, E), 3.4.3.1. (A); fig. 5, 6, 15, 43, 57
Koubbat (Jbel), fig. 135
Koudiat-Arentebo, fig. 133
Koudiate (Jbel), fig. 135
Koudiat-el-Adam, fig. 72
Koudiat-el-Arneb, fig. 69
Koudiat-Karbost, fig. 186
Koudiate-Louameur, fig. 15
Koudiat-el-Mizane, 3.4.3.2.
Koudiat-el-Louz, fig. 43
Koudiat-er-Rmel, 3.5.2.2.
Koudiat-Mesmonta, fig. 71
Koudiat-Morhref, fig. 69
Koudiat-Mzoudia, 3.3.4.2.
Koudiat-Ouzrene, fig. 44
Koudiat-Rouina, 3.3.5.1. (C); fig. 57
Koudiat-Taïfor, 5.4.1.2. (A); fig. 147
Koudiat-Tement, 3.5.2.1.; fig. 202
Koudiat-Tizan, 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A); fig. 190
Koudiat-Tuila, fig. 202
Kouif-Sidi-Aïssa, fig. 138
Kouine (Jbel), 5.1.3.3.; fig. 147
Kranez (Jbel), 3.4.3.1. (B)
Ksar-el-Kebir, fig. 147
Ksar-esSouk, 2.1.2., 2.6.1.2.(B), 4.3.3.1.; 4.3.3.3. (D); fig. 36, 42 (A), 95 (A), 95 (B), 96, 134, 136
Ksar-Kaddou, fig. 141

Ksiba (voir El-Ksiba)
Ksiksou (Oued), fig. 5
Ksours (Monts des), 4.1.1., 4.4.4.1.
Ktama (voir Ketama)
Ktaoua, 2.4.2.1., 2.4.2.4., 2.4.2.5.; fig. 30

L

Lahouar, fig. 143
Lakhdar (Jbel) (Hauts - Plateaux), 4.3.4.4., 4.3.6.1.
Lakhdar (Jbel) (Rehamna), fig. 44
Lakhdar (Oued), 4.3.6.3. (B), fig. 118, 128
Lalla-el-Gara, 3.3.5.1. (C, D); fig. 64
Lalla-Mouchaa, 3.4.2.3.; fig. 74
Lalla-Regraga, fig. 71
Lalla-Titaf, 3.4.3.2., 3.5.2.1., 3.5.2.1. (B); fig. 44
Lao (Oued), 5.1.2., 5.1.4.1.; fig. 147, 154
Laouah-n'Guinous, fig. 125
Larache, 5.2.2.3., 5.3.1.3.; fig. 147
Lebene (Oued), fig. 147
Lechchab (Jbel (voir Lexchab)
Lechmine-n'Ikettane, 4.3.6.4. (B)
Leffaid, fig. 64
L'Engoub (Oued), fig. 41
Lexchab (ou Lech-Chab) Jbel & Massif Lexchab-Bouhalla, 5.1.3.2., 5.4.3.1., 5.4.3.3., 5.4.4.1.; fig. 147, 151, 197
Lgouz, fig. 113, 143, 144, 145, 146
Lixinx, fig. 147
Lkest (Jbel), 2.3.1.; fig. 25 bis
Loukkos (Oued), 5.1.2., 5.1.4.1.; fig. 147
Loukkos (Unité du), 5.2.2.3., 5.2.3.2. (B); fig. 147, 151, 154, 164

M

Maaziz, 3.6.4.2.; fig. 5, 7, 43, 81
M'ader (voir Maïdère)
Magoura, fig. 83
Mahirija, fig. 138
Mahrouf (Plaine de), fig. 102
Maïdère (ou M'ader), 2.1.2., 2.1.3., 2.4.2.3., 2.4.2.4., 2.4.4.3., 2.4.4.4., 2.4.5.1., 2.5.2.2., 2.5.2.3., 3.3.5.1. (D); fig. 36
Maïdnet, fig. 67
Maïfid (Jbel), 2.4.4.3.
Malabata (Cap), 5.3.1.3.; fig. 147
Malaga, fig. 148, 156, 185
Malmnoi (Jbel), 5.4.2.2. (A); fig. 191
Malouchene (Jbel), 3.4.3.1. (B)
Mamora (Plaine, Forêt), 1.3.3.1., 3.1.1., 3.6.2.; fig. 5, 6, 7, 13
Mansouriah, 3.3.1.1., fig. 65
Marchand (voir Rommani)
Maroc (africain), 1.2.1., 1.2.2., 3.3.5.2. (D), chap. 2, 3, 4. (et 6); fig. 2 à 4
Maroc (central) (voir Massif central marocain)
Maroc (méditerranéen), 1.2.1., chap. 5 (et 6); fig. 2 à 4
Maroc (Maroc Moyen), 1.2.1., 1.2.2., 1.2.3., 1.3.1., 2.5.2.5, chap. 3, 4 (et 6), fig. 2 à 4
Maroc (pré-Saharien), chap. 2; fig. 17
Maroc (oriental), 1.3.3.1., 3.1.1., 4.2.1., 4.3.1., 5.2.1.
Maroc (du Sud ou Sud-Marocain), 1.2.1. 1.2.2., chap. 2, 3.3.3., 3.3.4.1., 3.3.4.3., 3.3.4.4., 3.6.4.2., 4.3.2.; fig. 2 à 4, 36
Marrakech (voir aussi : Atlas de, et Guéïz de), 1.2.3., 3.1.2., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (D), 3.4.3.3., 3.5.3.2., 4.1.1., 4.2.2.1.; fig. 36, 45, 85, 118, 127 bis, 213
Marsa de Taura, fig. 189
Martil (Oued), fig. 147
Masgout (Mazgout), 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.5. (B), 4.3.6.2., 4.4.4.1., 5.2.1.; fig. 147, 167
Massa (Oued), 2.1.3.
Massif (Plateau) central marocain (= mésétien) (ou Massif central tout court), 1.3.1., 3.1.1., 3.1.2., 3.1.3.1., 3.3.1.2., 3.3.2.1., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (B, C, D, E), 3.3.5.2. (C), 3.4.3.1., 3.4.4.2., 3.5.3.2., 3.6.1., 3.6.6.2., 4.1.2., 4.3.3.1., 4.3.3.2., 4.3.4.4., 4.3.6.4. (B); fig. 5, 6, 17, 43, 73, 85, 135, 213
Massylien (f'ysch), 5.3.2.2.; fig. 204 bis
Matarka, fig. 138
Maurétanien (flysch), 5.3.2.2.; fig. 204 bis
Mauritanides, 1.2.1., 2.4.4.2., 2.5.2.5., chap. 6; fig. 27, 39, 207
Mauritanie, fig. 210
Maza, 3.6.6.3.
Mazagan (voir El-Jadida)
Mazagan (Cap), fig. 46
Mazgout (voir Masgout)
Mazzer, fig. 108
Mdez (Oued), fig. 114
Mechkakour (Jbel), 4.1.2., 4.3.3.5. (A); fig. 95 (A), 95 (B), 105, 108, 138
Mechra (Oued), fig. 5
Mechra-ben-Abbou, 3.1.3.1., 3.3.4.2., 3.3.4.3., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (C, D), 3.3.5.2. (A, C), 3.4.3.2., 3.5.2.1., 3.6.5.2.; fig. 44, 51, 59, 64, 82, 213
Mechra-el-Kraker, fig. 67
Mechra-Mraïet, fig. 61
Mediouna, 3.6.3.; fig. 65
Méditerranée, 1.2.1., 1.3.2., 1.3.4., 2.6.1.2.(B), 5.1.2., 5.1.3.1., 5.1.4.2.; 5.4.1.3. (B) et chap. 6; fig. 159, 165, 186, 211, 220
Méditerranée d'Alboran (voir Alboran)
Méditerranéen (Climat), 1.3.3.1., 1.3.3.2.
Meghrane (Jbel), 3.3.4.2.
Mehareg (Jbel), fig. 138
Mehdia, fig. 13
Mejahedid (Oued), 5.4.1.2. (B)
Mekhasane (Oued), fig. 147
Mekkam, 4.1.2., 4.2.1., 4.2.4.; fig. 93, 138, 213
Meknès, 3.6.2., 4.1.2., 4.3.3.5. (B), 4.4.4.1., 5.1.3.4., 5.1.5., 5.2.3.1.; fig. 5, 80, 95 (A), 134, 135
Meksem-Chtayba, fig. 138
Melah (Oued) (ou Mellah) (Méséta), 1.3.1., 3.1.2., 3.6.3.; fig. 5, 16, 43, 65, 79
Mel'ah (Oued, Prérif), 5.2.1.
Mellah (Oued; Atlas de Marrakech), fig. 126
Melilla, 4.3.6.4. (B), 5.1.3.2.; fig. 147, 156
Melka-el-Ouidane, 4.3.6.2.
Mel-Maden, fig. 21 (B)
Mélouin, fig. 90
Meloussa (ou Melousa), 5.1.3.3., 5.3., 5.3.1.2., 5.3.2.2., 5.3.2.3.
Mengoub (Plaine), 4.2.5.2.
Ment, 1.3.1., 3.1.3.1., 3.3.5.1. (E), 3.4.3.1. (B), 3.5.1., 3.5.3.2., 3.6.6.3.; fig. 5, 43, 73
Merchouch, fig. 5, 6
Merija, 4.3.3.5. (B); fig. 108, 138, 141
Merkala, 2.4.5.2.
Mersakhsaï (Rich de), 2.4.4.3.
Mersitki (Oued), fig. 110
Merzaga, fig. 81
Méséta (Méséta marocaine), 1.2.1., 1.2.4., 1.3.4., 1.3.3.2., 2.4.1.1., 2.4.2.1., 2.4.4.2., chap. 3, 4.3.1., 5.4.2.2. (B); fig. 127, 207, 215(B), 216
Méséta centrale (intérieure) (voir Massif Central marocain)
Méséta côtière (M. occidentale) (voir aussi : Môte côtier mésétien), 1.2.1., 1.2.3., 1.3.1., 1.3.2., 2.5.2.5., 3.1.1., 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.3.2. (subdiv.), 3.3.3., 3.3.4.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4., 3.3.5., 3.4.2.1., 3.4.2.3., 3.6.1., 3.6.6.2., 4.2.2.2., 4.3.5.1.; fig. 6, 17, 43, 65, 66, 213
Méséta ibérique, chap. 6; fig. 148, 207
Méséta méridionale (voir aussi Rehamna, Jbilet), 1.2.1., 1.2.3., 3.1.1., 3.3.4.2., 3.6.3., 3.6.5.1.
Méséta moyenne, 3.1.3.2., 3.4.2.3., 3.4.3.2., 3.5.1., 3.5.2.2., 3.5.3.1.
Méséta orientale (voir aussi Massif Central, partie est), 3.5.3.1.
Méséta septentrionale, 1.2.3., 1.3.1., 1.3.2., 3.1.3.1., 3.5.3.2., 3.6.2., 4.3.5.1.; fig. 5, 7, 43
Méséta oranaise (voir Hauts-Plateaux)
Mésétien (Domaine), 1.2.3., chap. 3; fig. 4A, 122
Mesguina, fig. 143
Meski (Hamada de), 2.1.2., 2.6.1.2., 2.6.1.2. (B); fig. 136
Mésorifain (es) (zone, Nappes), 5.1.3.3., 5.2.2.2., 5.2.3.1., 5.2.3.2., 5.2.3.2. (B, C); fig. 151, 163, 164
Mesrouh-Tafrara, 4.2.5.2.
Mestigmer, 4.3.6.4. (A)
Mezguitem, fig. 167
M'Gorn (Jbel), fig. 95 (A)
Mgoun (Jbel), 4.1.1., 4.3.3.4., 4.4.3.1.; fig. 95 A, 129
Mgoun (Oued, Assif); fig. 128, 133
Mguedh (Jbel), 3.4.4.2.
M'Hamid, 2.4.2.4., 2.5.2.3., fig. 30, 36
Mhasseur (Oued), fig. 129
Mhrijiba, fig. 120
Mibladen, 4.3.3.3. (D); fig. 94, 96, 103, 134

Midelt, 4.1.1., 4.3.3.3. (C), 4.3.4.4., 4.4.4.1.; fig. 94, 95 (A), 95 (B), 134, 136, 213
Mikkes (Oued), 5.2.1.
Miramar, fig. 10
Mischlifen, fig. 135
Missour, fig. 83, 95 (A) ,95 (B), 132, 138
Mogador (voir Essaouira)
Mograne, fig. 56, 57, 58
Mchammedia, 3.3.1.1., 3.4.2.1.; fig. 5, 18, 43, 65
Mokattam, 3.3.3.
Mokhrsiset, 5.2.2.3.; fig. 151
Môle côtier mésétien, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.2., 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.3.2.2., 3.3.4.1., 3.3.5., 3.4.2.1., 3.4.2 3., 3.4.3.1., 3.4.3.1. (A), 3.4.3.2., 3.5.2.; fig. 51, 61, 65
Montagnes Rocheuses, 2.4.5.
Morro Viejo, 5.4.2.2. (A); fig. 91
Motril, fig. 156
Mouchchène (Jbel), fig. 5, 7
Moufrès (Jbel) (ou Moufras), 3.4.3.1. (B); fig. 5, 43
Mougueur, 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.4.4.1.; fig. 95 (A), 138, 213
Mouissat, fig. 45, 85
Moulay-Ali des Tigouga, fig. 90
Moulay-bou-Azza, 3.3.4.3., 3.4.3.1. (B), 3.5.1., 3.5.3.2., 3.6.6.3., fig. 5, 43
Moulay-Brahim, 4.2.2.1.; fig. 122
Moulay-Hassane, 3.3.4.2., 3.3.4.4.
Moulay-Idriss, fig. 147
Moulouya (Basse-Moulouya), 4.1.1., 4.1.2., 4.3.4.4., 4.3.6.2., 4.4.4.1., 5.1.2.
Moulouya (Haute-Moulouya), 1.2.3., 4.1.1., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.4., 4.2.5., 4 2.5.1., 4.3.3.1., 4.3.3.2., 4.3.3.3. (C, D), 4.3.3.4., 4.3.3.5. (A), 4.3.4.4., 4.3.6.4. (B), 4.4.1., 4 4.3., 4.4.4.1.; fig. 94, 103, 134, 213
Moulouya (Haute-Moulouya, Terre de, Paléoseuil), 3.3.2.1., 4.3.3.1., 4.3.3.2., 4.3.3.3. (D), 4.3.3.4., 4.3.3.5. (A); fig. 95 (A), 95 (B), 96
Moulouya (Moyenne-Moulouya), 4.1.2., 4.2.5.1., 4.3.6.1., 4.3.6.3. (B), 4.4.4.1.; fig. 108
Moulouya (voir Haute-Moulouya et Aouli)
Moulouya (Oued), 4.1.1., 4.1.2., 4.3.6.3., 4.3.6.4.; fig. 85, 94, 95 (A), 95 (B), 102, 132, 138, 147
Moul-Rhedem (massif), fig. 118
Moyen Atlas (voir Atlas) (Moyen)
Mrirt, 3.1.3.1., 3.3.2.3., 3.3.3., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (D), 3.4.3.1., 3.4.4.2., 3.5.1., 3.5.3.2.; fig. 7, 43, 60, 213
Mrizig, fig. 85
Mserser, 3.4.3.1. (B)
Msissi, 2.4.4.4.
Msoun (Oued), fig. 147
Mter (Oued), 5.1.2.; fig. 147, 186
Mtourzgane (Jbel), fig. 5, 43
Musa (Jbel), 5.1.3.2., 5.4.3.4., 5.4.4.2.; fig. 147, 189
Mzile, fig. 40

N

Naach (Jbel), 5.2.1.
Nador, 4.3.6.4. (B), 5.1.3.5.; fig. 119, 147
Naour, 4.3.4.1., 4.3.4.2. (A)
Marguechoum (Jbel) 4.3.3.5. (A); fig. 95 (A), 95 (B)
Nefifikh (Oued), 1.3.1., 3.1.2., 3.3.1.1., 3.3.2.2.; fig. 5, 43, 49, 50, 54, 65
Negro (Cap, Cabo), 5.1.3.2., 5.4.1.2. (A); fig. 147
Nekkor (Oued) (Nekor ou N'kor), 5.1.2., 5.1.3.3., 5.1.4.1., 5.2.3.1., 5.2.3.2. (C, D); fig. 147, 155, 165, 172
Nfis (Accident, Faisceau du), 2.5.2.5., 4.4.2.2., 4.4.2.3., 4.4.2 4.; fig. 122
Nfis (Oued), 3.1.2; fig. 45, 118
Nkheila, fig. 6
N'Kor (Oued) (voir Nekkor)
Noun (Oued), 2.1.3.
N'Talzast (voir Ta'zast)
Numidien (Nappes), 5.1.3.3., 5.3.1.3., 5.3.2.2., 5.3., 5.3.1.3., 5.3.2.2., 5.3.2.3.; fig. 147, 150, 182, 189, 204, 204 bis
Nzala, fig. 96, 136
Nzalet-el-Hararcha, fig. 86

O

Ograne (Jbel), 4.3.3.5. (A); fig. 97, 136, 137
Oran, 5.1.4.2.; fig. 148, 156
Oranais (Sud-Oranais), 4.3.6.2.; fig. 34
Oranaise (Méséta-Oranaise) (voir Hauts-Plateaux)
Ouaerko, fig. 126
Ouankrim, fig. 144
Ouansimi, fig. 21 (B)
Ouaouizarth, 4.3 3.4., 4.3.3.5. (B), 4.3.4.1., 4.3.4.2., 4.3.4.2. (A), 4.3.5.3, 4.4.3.2.
Ouarchakou (Jbel), fig. 80
Ouardane, 3.3.1.2.; fig. 73
Ouaremdaz, fig. 21 (B)
Ouarkziz (Jbel), 2.1.2., 2.4.5. (subdiv.), 2.6.2.2.; fig. 20, 35, 36
Ouarkziz (Rond de l'), 2.4.5.2.; fig. 42 (B)
Ouarzazate (région et localité), 1.2.4., 2.1.2., 2.1.3., 2.2.2., 2.3.1., 2.3.2., 2.5.2.3., 3.6.5.2., 4.1.2., 4.3.4.4., 4.3.6 1.; fig. 36, 41, 85, 127 bis
Ouarzazate (Sillon d'), 2 6.1.2. (C), 4.1.2., 4.3.6.3., 4.4.2.1.; fig 42 (A), 122
Ouarzirez (Jbel), fig. 147, 163
Ouchkett (Oued), fig. 5
Oudaïas, fig. 11
Oudiksou, 4.3.6.1.; fig. 135
Oued-el-Li' (voir Uad)
Oued Zem (ville, région), fig. 5, 53 85
Ouerrha (ou Ouergha) (Oued), 3.1.2., 5.1.2., 5.1.4.1., 5.1.5., 5 2.3.1., 5.2.3.2. (D); fig. 15, 147, 161, 163, 172, 174
Ouest-Africain (Craton), 2.3.2.; fig. 27
Ouezzane (nappes d'), 5.1.3.3., 5.1.3.4., 5.2.2.2., 5.2.2.3., 5.2.3.2. (A, C), 5.4.4.2., fig. 151, 163, 164
Ouezzane (localité), fig. 147
Ougarta (Monts d'), 2.1.2., 2.4., 2.4.2.1., 2.4.2.5., 2.4.4.1., 2.4.5.2., 2.5.2 2., 2.5.2.3., 2.5.2.5., 2.6.1.; fig. 27, 207, 213
Ougarta (localité), fig. 36
Ougnate (Ougnat), 2.1.2., 2.2.2., 2.4.1.2., 2.4.4.4., 2.5.2.2.; fig. 21 (A), 36, 134, 213
Ouichane (Oued, massif), 4.3.6.4. (B); fig. 119
Ouislane (Oued), fig. 110
Oujda (Plaine, ville d'), 3.3.3., 3.3.5.1. (D, E), 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.4., 4.3.6.2., 4.3.6.4. (A, B), 4.4.4:1.; fig. 92, 95 (A), 95 (B)
Oujjite (Jbel), fig. 95 (A)
Oukaimeden, fig. 122
Ouknori fig. 144
Oulad-Abdoun (ou Ouled), 1.2.3., 3.1.1., 3.1.3.1., 3.3.4.2., 3.6.5.1., 3.6.5.2.; fig 82, 85, 86
Oulad-el-Bahloul, fig. 50
Oulad-Saïd, 3.1.3.1.
Oulad-Taïer, fig. 102
Ouled-Abbou, 3.1.3.1., 3.3.4. (subdiv.); fig. 66
Ouled-Hassine, 3.3.5.1. (D), 3.4.3.2., 3.5.2.1.; fig. 44
Ouled-Khalouk, 3.4.3.1. (B)
Ouled-Slimane, 3.5.1., 3.5.2.1.; fig. 71
Ouled-Teïma, fig. 143
Ouled-Zednes, 3.4.2.3., 3.4 3.2., 3.5.2.1., fig. 44, 47
Oulja, 1.3.2
Ouljet-bou-Kemis, 3.3.2.2.; fig. 52
Ouljet-es-Soltane, 3.3.5.2. (B), 3.4.3.1. (B); fig. 43
Oulmès, 1.3.1., 3.1.3.1., 3.3.2.1., 3.3.2.2., 3.3.4.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (C, D), 3.4.3.1. (A, B), 3.5.3.2., 3.6.6.2., 4.3.6.4. (B,); fig. 5, 7, 43, 78, 78 bis, 213
Oulmès (Granite), 3.2., 3.3.1.2., 3.3.5.2. (B), 3.5.1.; fig. 78, 78 bis
Oultana, fig. 128
Oumenas, fig. 83
Oum-er-Rbia (Oued) 1.3.1., 3.1.2., 3.4.2.1., 3.6.6.3., 4.1.1., 4.3.6.4. (B); fig. 43, 44, 66, 85, 95 (A), 95 (B), 132
Oumlilna, fig. 90
Ounein, 2.2.1., 4.2.2.1.
Ourika (Oued), 3.1.2., 4.2.2.1., 4.3 2., 4.4.2 4.; fig 118, 122, 123, 216
Ouriken-n'Ourmast 2 4.1.2.
Ouringa (Oued), fig. 153
Ou-Saïd, fig. 5
Outat (Oued), fig. 94
Outkat (Jbel), 5 1.3.3. fig. 147
Ouzoud, 4 3 4 2. (A)
Ouzzelarh, 4.2.2.1., 4.4 2.1.; fig. 213

P

Paléozoïque (zone, Nappes) (Ghomarides), 5.1.3.2., 5.4.2.2. (A, B, C, D), 5.4.3.1., 5.4.4.1., 5.4.4.2.; fig.

20, 147, 148, 150, 151, 189, 190, 198, 201
Petitjean (voir Sidi-Kacem)
Plateau central Marocain (voir massif central Marocain)
Plateau des Lacs, 4.4.3.1., fig. 132
Plateau des Phosphates, 1.2.3., 3.1.1., 3.4.3.1. (B), 3.6.3.; fig. 5
Playa-Benitez, 5.4.2.3. (D); fig. 189
Plis marginaux (du Haut Atlas); fig. 108, 138, 141
Pointe des Pêcheurs (Cap), 5.1.3.2., 5.4.2.1.; fig. 147
Pointe Jaegerschmidt (Cap); fig. 151
Prérif (région, nappes, sillon), 4.3.3.1., 5.1.2., 5.1.3.4., 5.1.5., 5.2.1., 5.2.2.1., 5.2.2.2., 5.2.3.1., 5.2.3.2. (A, B, C); fig. 147, 151, 163, 164, 169, 213, 215 (A), 215 (B), 215 (C)
Prérif oriental, 4.3.6.4. (A, B), 5.2.2.1.
Prérifain (es) (Rides), 1.2.3., 5.1.3.4., 5.2.1., 5.2.3.1., 5.4.4.3.; fig. 80, 134, 164, 168
Puerto Cansado, fig. 39
Punta Afraou, fig. 147
Punta Benzu, fig. 189
Punta Bermeja, fig. 189
Punta Blanca, fig. 189
Punta Cirès, 5.3.2.2.
Punta Nekor, 5.4.1.2. (A)

Q

Quilates (Cap, Cabo, volcan), 4.3.6.4. (B), 5.1.3.5.

R

Rabat (ville, région de), 1.3.1., 1.3.2., 1.3.3.2., 3.1.1., 3.1.2., 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.2., 3.3.4.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (B, C), 3.4.3.1. (A), 3.5.3.1., 3.5.3.2., 3.6.2.; fig. 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 43, 56, 58, 68, 213
Raïchet, 3.5.2.2.
Ramram (voir Bramram) (Jbel)
Ras-Akaïli (Cap), 5.1.3.2.; fig. 147
Ras-Araben, fig. 151, 186
Ras-e'-Abiod, 3.5.2.2.; fig. 44
Ras-Recheg, fig. 83, 108
Ras-Tarf, 4.3.6.4. (B), 5.4.1.2. (A), 5.4.1.2. (C); fig. 147, 155
Ras-Targa, 5.4.1.2. (A)
Ras-Tissilit, fig. 110
R'cifa, fig. 106
Rdat (Oued), 3.1.2., 4.1.1.; fig. 45, 118, 122
R'dom (Oued), fig. 169
Rechida, fig. 102
Rechoua, fig. 56
Refaïa (Oued), fig. 33
Reggane, 2.4.5.1.; fig. 209
Reguibat (ou R'guibate) (dorsale, bouclier), 2.4.1.1., 2.4.2.1.; fig. 27
Rehamna, 1.2.3., 3.1.1., 3.1.2., 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.3.4. (subdiv.), 3.3.5.1. (C, D, E), 3.3.5.2. (C, D), 3.4.2.3., 3.4.3.2., 3.5.1., 3.5.2. 3.5.3.1., 3.5.3.2., 3.6.3.; fig. 44, 85, 118, 213
Rehamna centraux, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.2., 3.3.4.2., 3.3 4.3., 3.4.3.2., 3.5.1., 3.5.3.1., 3.6.5.2.; fig. 59, 70, 71, 74, 75, 76
Rehamna occidentaux, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.2., 3.3.1.1., 3.3.1.2., 3.4.2.3.; fig. 48, 69
Rehamna occidentaux (quartzites), 3.3.1.2.
Rehamna orientaux, 3.1.3.1., 3.1.3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.2., 3.3.3., 3.4.3.2.; fig. 72
Rehamna septentrionaux (voir aussi Mechra-ben-Abbou), 3.3.5.1. (C), 3.3.5.1. (E); fig. 64
Rekkame, 4.1.1., 4.1.2., 4.3.3.5. (A), 4.3.4.1., 4.3.6.4. (B), 4.4.4.1.; fig. 108, 117, 120, 138, 141
Reouina (Jbel), 2.4.5.2.: fig. 35
Reraia (Oued), fig. 118
Restinga, fig. 151, 184, 189
Rhafsaï, fig. 147
Rharb (Plaine), 1.2.4., 1.3.1., 1.3 2., 1.3.3.2., 1.3.4., 3.1.1., 3.6.2., 5.1.2., 5.1.4.1., 5.2.3.1.; fig. 13, 17, 18 147, 151, 168, 169, 215 (B)
Rhat (Jbel), 4.2.1., 4.2.3., 4.4.3.2.: fig. 128
Rhebar (Horst, Oued), 3.1.3.1., 3.3.1.1., 3.4.2.2.. fig. 65
Rheris (Oued), 2.1.3., 2.6.1.1.
Rhesana (Jbel), fig. 147, 151
Rhir (Cap) (ou Ghir), 4.3.6.3. (B), 4.4.5.; fig. 113, 143, 144
Rhiss (Oued), 5.1.2., 5.1.4.1.; fig. 147, 155, 161, 174
Rhodrane, fig. 162
Rhodjama, 4.2.3.
Rhoualem, fig. 5
Rhzef (Oued), fig. 128, 130
Rich (Anti-Atlas), 2.4.3., 2.4 4.1., 2.4.4.3., 2.5.2.4., 2.5.2.5.; fig. 20
Rich (Haut At'as), fig. 134, 136, 137
Rif (ou chaîne rifaine), 1.2.1., 1.2.2., 1.2.3., 1.2.4., 1.3.1., 1.3.3.1., 3.1.2., 3.3.5.1. (D), 4.3.3.1., chap. 5, chap. 6; fig. 147, 215 (B), 215 (C)
Rif central (ou Rif moyen), 5.1.3.1., 5.1.3.3., 5.3.1.2., 5.4.1.3. (B); fig. 147, 163, 176
Rif oriental, 5.1.3.1., 5.1.3.3:; 5.1.3.5., 5.1.4.1., 5.1.4.2., 5.4.1.3. (B); fig. 147, 155, 171, 191
Rif septentrional (ou Rif occidental), 5.1.3.2., 5.1.3.5., 5.1.5., 5.2.1., 5.4.1.1., 5.4.1.2. (A), 5.4.1.3. (B); fig. 147, 184 à 190 (voir aussi : Dorsale calcaire, Jbel Haouz, etc.)
Rif externe (sillon, avant-pays) (voir aussi : Prérif), 3.6.4., 3.6.4.2., 3.6.6.1., 4.3.2., 5.2., 5.2.3.; fig. 15, 152, 160 à 180
Rif interne, 5.2.1. fig. 147 (voir ses constituants)
Rif (Pré-) (voir Prérif)
Rifain (es) (Côtes rifaines), 1.3.2., 5.1.
Rifain (Domaine), chap. 5; fig. 147
Rifain (es) (nappes), 5.2.2. (subdiv.), 5.2.3.1., 5.2.3.1. (& subdiv.), 5.3.1.3., 5.3.2.3., 5.4.4.4.; fig. 150, 151, 162, 164, 165, 172, 174, 177, 179, 180, 213
Rifain (sillon ou détroit sud-rifain), 1.2.4., 1.3.1., 3.1.1., 3.6.2., 4.1.2., 4.3.6.2., 5.1.3.4.; fig. 134, 163, 164, 169
Rifain (e) (Terre sud rifaine), 4.3.4.4., fig. 151
Rifo-Kabyle (Marge, Ride), 5.1.4.2.; fig. 149, 150
Rifain (Citra, Intra, Méso, Ultra) (voir respectivement : Citrarifain, Intrarifain, Mésorifain, Ultrarifain)
Rio de Oro, 2.6.1.2. A
Rio Martil, 5.1.2.: fig. 198
Rnim (Jbel), 4.4.3.2.
Rommani, 3.1.3.1., 3.3.5.1. (D), 3.4.3.1. (A), 3.6.2.; fig. 5, 6, 15, 43
Ronda, 5.4.1.2.
Rouïd-Aïssa, 2.4.2.4.; fig. 30

S

Saaden, fig. 198
Safi (Bassin, région), 1.2.3., 3.1.1., 3.3.4.4., 3.4.2.1., 3.6.3., 3.6.5.2., 4.1.2., 4.3.5.2., 4.3.5.3.; fig. 85, 95 (A), 95 (B)
Saf-Saf, 4.4.4.1.; fig. 56
Sahara occidental (nord), 2.1.1., 2.1.2.
Saharien (continent, Plate-forme), 1.2.1., 2.4.1.1., 2.4.5.2., 2.5., 2.6.1.2. (B), 3.3.5., 4.3.3.1., 4.3.3.2., 4.3.3.3. (C); fig. 96
Sahel, fig. 66
Sahem-Ahmida, fig. 64
Saïs (calcaires & sables), 1.3.3.1., 3.1.1., 4.3.6.3. (B)
Saïs (Plateau), 1.3.1., 3.6.6.2.; fig. 5, 80, 134, 135, 147, 163
Salboune (Oued), fig. 155
Salé, 1.3.3.1., 1.3.3.2.; fig. 5, 11, 14, 43
Saoura (Oued), 2.1.3.
Sarhlef (Jbel), 3.3.5.1. (D, E), 3.4.2.3., 3.4.3.3., 3.5.2.1., 3.5.2.1. (B), 3.5.3.1.; fig. 45, 213
Sarhro (Jbel), 2.1.2., 2.1.3., 2.2.1., 2.4.1.2., 2.4.2.1., 2.5.2.2., 2.5.2.3., 2.6.2., 4.4.3.2.; fig. 21 (A), 36, 42 (A), 132, 213
Sebbab (Massif), 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.3.3. (C); fig. 213
Sebou (Oued), 31.2., 4.1.1., 4.3.6.2., 5.1.2., 5.2.1.; fig. 17, 147, 163
Sebta (voir Ceuta)
Sebt-Brykine, fig. 44

Sebtides (Nappes, Unités), 5.1.3.2., 5.4.1. (& subdiv.), 5.4.2.1., 5.4.2.2. (B), 5.4.4.1., 5.4.4.2.; fig. 148, 189, 190
Sedd-el-Mejnoun, fig. 45
Sedun (Jbel), 5.4.3.2., 5.4.3.3.
Seffoula (Plateau), 4.3.6.3. (B); fig. 117, 138
Sefrou, fig. 83
Seeb-Dall, fig. 138
Seeb-el-Begri, fig. 138
Seeb-Oudrar, fig. 138
Seeb-Zerga, fig. 138
Sehoul, fig. 5, 7, 43
Semrhir, fig. 132
Senhaja (Jbilet orientales), 3.3.5.2. (B)
Senhaja (ou Senhadja) (région, nappe des) (Rif), 5.1.5., 5.1.3.3., 5.2.1., 5.2.2.3., 5.2.3.2. (c), 5.3.1.2., 5.4.4.2.; fig. 147, 162, 213
Settat, fig. 82, 85
Sgat (Jbel), 4.3.3.5. (B)
Shrina (Jbel), fig. 106
Sibara, fig. 43, 77
Sicile, 5.1.3.1., 5.3.1.3.; fig. 220
Sidi-Abdallah, 3.4.3.2.; fig. 44
Sidi-Abdallah-ou-Ali, fig. 114
Sidi-Abd-el-Kader, fig. 61
Sidi-Abd-el-Kader-Jilali, fig. 65
Sidi-Abderrahman, fig. 8, 65
Sidi-Ahroun, 3.3.4.2., 3.4.3.1. (B); fig. 43
Sidi-Aïssa, 3.4.3.2.
Sidi-Ali-ben-Daoud, fig. 180
Sidi-Ali-ou-Fars, 4.4.2.4.
Sidi-Ayad (Oued, loca'ité), fig. 94
Sidi-Bahilil, 3.5.2.1.
Sidi-Ben-Chekchak, fig. 65
Sidi-Bennour, fig. 83
Sidi-Berki, fig .155
Sidi-Bettache, 3.1.3.1., 3.3.4.4., 3.3.5.1. (B, C, D, E), 3.4.3.1. (A, B); fig. 43, 58, 65, 213
Sidi-Bou-Abbad (Zaouia), fig. 43
Sidi-Bou-Addi, fig. 20
Sidi-Bou-Jaber, fig. 144
Sidi-Bou-Othmane, 3.3.5.1. (D), 3.4.4.1., 3.5.3.2.; fig. 45
Sidi-Bou-Rhaba (Lac), fig. 13
Sidi-Daoui, fig. 5
Sidi-Driss, fig. 128
Sidi-el-Abed, 4.1.2.
Sidi-el-Bekri, fig. 65
Sidi-Fars, fig. 123
Sidi-Kacem (du Rharb), fig. 147, 151, 168
Sidi-Kassem, 3.1.3.1., 3.3.4.3., 3.3.5.2. (A, C), 3.4.3.1. (B), 3.5.1.; fig. 6, 43, 52, 213
Sidi-Khriali, fig. 50
Sidi-Kountar, fig. 44
Sidi-Lamine, 3.3.5.1. (D); fig. 43
Sidi-Larbi, fig. 65
Sidi-Maggoune, fig. 154
Sidi-Messaoud (Rif), 5.2.2.2., 5.2.3.2. (D), 5.3.1.2.
Sidi-Messaoud (Casablanca), fig. 8
Sidi-Mohamed-el-Filali 5.4.1.1., 5.4.1.2. (A, B), 5.4.1.3. (B); fig. 151, 190
Sidi-Radi, fig. 65
Sidi-Rahal, fig. 45, 118, 122
Sidi-Rhalem, 4.4.5.; fig. 113
Sidi-Saïd (Haute-Moulouya), fig. 94
Sidi-Saïd (Maroc central), 3.3.2.2.; fig. 52
Sidi-Saïd-Maachou, 3.3.1.1.
Sidi-Salah, 3.5.2.1., 3.5.2.2.; fig. 44
Sidi-Slimane, 5.2.1.
Sidi-Yahia, fig. 151, 186
Sidi-Youssef, fig. 95 (A)
Sidi-Ziane, fig. 44
Sierra Nevada, fig. 148
Siguenit (Jbel), 2.4.1.2.
Si-Hajaj, fig. 65
Sim (Cap), fig. 18, 113
Sirguatah (Jbel), fig. 102
Siroua (Jbel), 2.1.2., 2.2.1., 2.2.2., 2.3.1., 2.5.2.3., 2.6.1.2. (C), 2.6.2., 4.2.2.1., 4.3.6.4. (B), 4.4.2.1.; fig. 36, 122, 213
Skhirat, 3.1.3.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4., 3.4.2.3.; fig. 5, 68
Skhirat-es-Slimane, 3.3.4.2.; fig. 44, 59, 71, 75
Skour (des Rehamna, ou Arba), 3.4.3.2., 3.5.2.1.; fig. 44, 70, 71, 74
Skhours (Pays des, voir Sckhret)
Skindis (Jbel), fig. 108
Skoura (synclinal de) (Moyen Atlas), 4.3.3.3. (B), 4.3.3.5. (B), 4.3.6.2., 4.3.6.3. (A, B); fig. 106, 114
Skoura du Dadès (Pays, boutonnière de), 3.3.2.3., 3.6.4.2., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.3., 4.2.5.2., 4.4.3.1.; fig. 91 bis, 127 bis, 129, 133 bis et ter, 213
Slimane, 3.4.3.1. (B)
Smaala, 3.4.3.1. (B), 3.5.3.2.; fig. 5, 43
Sokhret (ou Skhour) (Pays des), 3.3.2.2., 3.4.3.1. (B); fig. 5, 43
Soualem, fig. 65
Sougna (Jbe'), 5.1.3.3., 5.3.1.3.; fig. 147, 154
Souhalia, fig. 171
Souk-el-Arba (du Rharb), fig. 147, 151
Souk-el-Tleta (J. Haouz), 5.4.2.2. (A), 5.4.2.3. (D); fig. 202
Souk-et-Tleta (du Rharb), fig. 147
Sou'ouina, 4.2.4.
Sour (Jbel), fig. 122
Souss (Bassin, Sillon), 2.1.2., 4.3.6.3., 4.4.5.; fig. 36, 112, 144
Souss (calcaires), 2.6.1.2. (B)
Souss (Oued, Plaine), 1.2.4., 2.1.2., 2.1.3., 2.2.1., 2.3.2., 2.5.2.5., 2.6.1.2. (C), 4.1.2., 4.2.2., 4.2.2.2., 4.3.4.1., 4.3.4.4., 4.3.5.3., 4.3.6.1., 4.4.2.1., 4.4.2.2.; fig. 18, 19 (A), 19 (B), 23, 85, 89, 95 (A), 95 (B), 125, 143
Spartel (Cap), fig. 147, 156
Sra (Oued), 5.1.4.1.

T

Tabaïnout (Jbel), 3.3.5.1. (C)
Tabanast, 4.3.4.2. (B)
Tabanit (Jbel, Grès du), 2.4.1.2., 2.4.1.3., 2.4.2.2.; fig. 20, 30
Tabelbala, fig. 36
Tabouarhous, fig. 142
Tabouda, fig. 147
Taboujerte, fig. 114
Taboutène (Oued), fig. 155
Tachdamt, 2.3.1.; fig. 25
Tachilla (Jbel, Schistes du), 2.4.2.1., 2.4.2.2.; fig. 36
Taddert (Haut Atlac occ.); fig. 112
Tadert (Kerdous); fig. 25 bis
Tadjera, fig. 171
Tadjorft, fig. 123
Tadla (Plaine, Sillon, voir aussi Kasba-Tadla), 1.2.4., 1.3.1., 1.3.3.1., 3.6.1., 4.1.1., 4.1.2., 4.3.4.1., 4.3.4.4., 4.3.6.3. (A, B), 4.3.6.4. (B); fig. 115, 118, 131, 132
Tafart, fig. 186
Tafechna, 2.5.2.3.
Tafelney (Cap), 4.1.2.; fig. 18, 113, 144
Taferiat, fig. 126
Tafidjart, fig. 40
Tafilalt, 2.1.3., 2.4.2.1., 2.4.2.3., 2.4.2.4., 2.4.3., 2.4.4. (subdiv.), 2.4.5.1., 2.4.5.2., 2.5.2.2., 2.5.2.3., 4.4.4.1.; fig. 31, 32, 33, 36, 132
Taforalt (Grotte de), 1.3.3.2.
Tafoudeit, 3.5.3.2.; fig. 43
Tafrannt de l'Ouerrah, fig. 147, 163
Tafraout (Atlas de Midelt), fig. 110
Tafraout (Kerdous), 2.2.1., 2.3.1.; fig. 25 bis
Tafraout (Prérif, sof), fig. 172
Tafrass, fig. 155
Tafsest, fig. 110
Taghdout, 2.3.1.
Tagount, 4.3.3.3. (C), fig. 95 (A), 96, 98, 99, 136
Tagragra (Atlas occ.), fig. 143, 144
Tagragra d'Akka, 2.4.1.2.; fig. 19 (A), 20, 36
Taguelt, 4.3.3.5. (B)
Taguergoust (Jbel), fig. 122
Tahanaout, fig. 122
Tahar-Souk, fig. 147, 162, 172, 174, 180
Taïfst, fig. 21 (B)
Taïliloute (Jbel), fig. 135
Taïneste, 5.2.1., 5.2.2.1.; fig. 147
Taïnza, fig. 154
Taïteuft (Jbe'), fig. 95 (A)
Tajda (Jbel), fig. 135
Takaryat, fig. 25 bis
Takoucht, fig. 144
Takrount, fig. 120
Takrnit-n'Takiouine, fig. 90
Talaat-n'Ouamane, fig. 21 (B)
Talaat-n'Ourhioul, fig. 130
Talambot, 5.4.2.1., 5.4.2.2. (A); fig. 147, 151
Tala-Mechta' ,3.6.6.3.; fig. 73
Talarouak, fig. 153
Ta'a-Yusef, 5.4.2.2. (A)
Talborj, fig. 144

Talmakent, 3.3.4.3., 4.2.2.1.
Talmeste, fig. 95 (A)
Talsint, 4.3.3.5. (A), 4.3.4.2.; fig. 96, 97, 138
Talzast, 4.3.6.4. (B); fig. 121, 135
Talzaza, 4.2.5.1.; fig. 213
Tamaguert, fig. 126
Tamakant, fig. 106
Tamaloukt (Maison Forestière de), fig. 144
Tamanar (localité), fig. 144
Tamanart (Oued), 2.1.3.
Tamaracoït (Jbe'), 3.6.6.3., 4.3.6.4. (B)
Tamazert (Massif du), 4.3.4.2. (c), 4.3.6.4. (A); fig. 110
Tamda, 4.3.6.4. (A), 5.1.3.3.; fig. 147, 151
Tamdafelt, fig. 83
Tameddit (Jbel), fig. 162
Tameslent, fig. 132
Tamesloht, 3.3.4.4.
Tamezrar, fig. 19 (A)
Tamghart, fig. 143, 144
Tamgounsi, fig. 126
Tamjdout, fig. 122
Tamjout, fig. 21 (B)
Tamkadout, fig. 90
Tamlelt (ou Tamalet) (Plaine, massif de), 1.2.3., 3.3.2.3., 4.1.1., 4.2.1., 4.2.5.1., 4.2.5.2., 4.3.3.5. (A), 4.4.4.1.. fig. 45, 95 (A), 95 (B), 213
Tamorote, 5.1.4.1.
Tamret, fig. 126
Tamri, fig. 143
Tanakab, fig. 154
Tanger, 5.1.3.1., 5.1.3.3., 5.3.1. (subdiv.); fig. 147, 148, 156, 185
Tanger (Unité de), 5.2.2.3., 5.2.3.2. (B), 5.4.3.4., 5.4.4.2.; fig. 147, 151, 163, 165, 198
Tanit, fig. 144
Tanout (Jbel), fig. 167
Tantane, 2.4.1.3.
Taoudenni (Bassin de Taoudenni, ou de), fig. 27, 209
Taounate, 5.2.2.3.; fig. 147
Taourirt-n'Sta, fig. 144
Taourirt-n-Tle', fig. 110
Taourirt (ville, Maroc oriental), 4.3.3.4., 4.3.6.4. (A); fig. 95 (A), 95 (B)
Taourirt (Jbel) (Moyen Atlas), fig. 135
Taourirt (Basse Ourika), fig. 123
Taourirt (Tagragra d'Akka), fig. 19 A
Taouz, 2.4.5.1., 2.6.1.2. (C); fig. 32, 36
Tarfa (Oued), 3.3.4.2.; fig. 51
Tarfaya (Bassin de), 1.3.4., 2.4.1.2., 2.4.5.1., 2.5.2.4., 2.6.1., 2.6.1.2., 2.6.1.2. (A, B), 2.6.2.2., 3.6.3.; fig. 18, 39
Tarfaya (Calcaire, Hamada de), 1.3.3.1., 2.6.1.2. (C)
Targuist, 5.1.2.; fig. 147, 151, 165, 174, 181, 182
Tarhat, fig. 144
Tarhazout (Atlas occ.), fig. 143, 144
Tarhit (Jbe'), fig. 138
Tarhzoute (Oued), fig. 114
Tarit (Casablanca), fig. 8
Taroudant, 4.3.5.3., 4.3.5.4., 4.3.6.1., 4.4.2.1.; fig. 36, 85, 113
Tasrhimout, fig. 126
Tassent, 4.3.4.2. (B); fig. 132
Tasserhirt, 2.3.3.
Tassili des Ajjer, 2.4.1.1.; fig. 27
Tata, 2.4.2.2., 2.5.2.4., 2.5.2.5.; fig. 21 (A), 36, 213
Tata (Oued), 2.1.3
Tataout, fig. 21 (B)
Taza, 4.1.2., 4.3.3.4., 4.3.6.2:. 4:4.1., 5.2.2.1.; fig. 95 (A), 147
Tazalakht, fig. 21 (B)
Tazarine (Oued), fig. 154
Tazarine (Zagora), 2.5.2.3.
Tazzarine (Jbel), fig. 125
Tazenakht (ou Tazenaght), 2.2.2., 2.3.2.; fig. 29, 37
Tazenakht (Jbel), fig. 143, 144
Tazerehount, fig. 73
Tazeroualt, 2.3.3.
Tazerzemt, fig. 127 bis
Tazigzaout (Jbel), 4.3.3.5. (A); fig. 97, 137
Tazout (Jbel), 2.4.4.4., 2.4.5.1., 2.5.2.4.; fig. 20, 213
Taztot, 3.6.6.3.
Tazzeka (Jbel), 3.1.1., 3.3.5.1. (C), 4.1.2., 4.2.1., 4.2.4, 4.3.6.2., 5.1.2., 5.2.3.1.; fig. 95 (A), 147, 213
Tazzougueurt, fig. 132
Tedders (voir Tiddas)
Tell (Chaînes telliennes), 1.2.1., 5.3.2.2., chap. 6; fig. 148, 204, 204 bis, 220
Telouet, 4.3.3.1., 4.3.3.3. (D), 4.3.5.3., 4.4.2.2.; fig. 83, 122
Telt (Plateau), 1.3.1., 3.1.3.1., 3.3.5.1. (D, E), 3.4.3.1. ,3.4.3.1. (B); fig. 5, 7, 43, 213
Temara, 3.4.3.1. (A); fig. 5, 10
Temsamane, 5.2.2.2., 5.2.3.2. (B), 5.2.3.2. (D), 5.3.1.2.; fig. 147, 155
Tendrara, 4.1.2., 4.3.4.4., 4.4.4.1.; fig. 107, 138
Tensift (Oued), 3.1.2., 4.3.5.2.; fig. 45, 85, 95 (A), 95 (B), 113, 118
Tergou, 3.3.2.2.
Ternata, fig. 28
Terni, 4.1.1., 4.3.3.5. (B), 4.3.6.2., 5.2.1.; fig. 147, 167
Tessaout (Oued), 3.1.2., 3.6.4.2., 4.1.2., 4.2.1., 4.2.2.1., 4.3.3.3. (A), 4.3.6.3. (B), 4.4.3.1., 4.4.3.2.; fig. 45, 86, 95 (A), 95 (B), 118, 119
Tetiacht, fig. 172
Tétouan (ville, cluse de), 5.1.2., 5.1.3.2., 5.1.4.1., 5.3.1.1., 5.3.1.3:, 5.4.2.1., 5.4.2.3. (C, D), 5.4.3.3., 5.4.3.4., 5.4.4.2 ; fig. 147, 185, 198
Tezdar, fig. 126
Thil, 4.4.3.2.; fig. 129
Tichermine (Jbel), fig. 142
Tichka (Jbel), 3.5.2., 4.2.2.2.. fig. 90, 127 bis, 213
Tichoukt (Jbel), 4.1.1., 4.3.3.5. (B), 4.3.4.4., 4.3.6.3. (A); 95 (A), 106
Tichoukt-el-Ari (Jbel), fig. 114
Tiddarine, fig. 132
Tiddas, 3.1.1., 3.3.5.1. (B, D), 3.3.5.2. (A), 3.4.3.1. (A), 3.6.6.2., 3.6.6.3., 4.3.6.4. (B); fig. 5, 43
Tiddiline (ou Tidiline), 2.3.1.; fig. 25, 26 (C)
Tidili (Oued), fig. 101
Tidilt, fig. 116
Tidirhine (Jbel), 5.1.3.3.; fig. 147, 165
Tidouine, fig. 153
Tids, fig. 113
Tidsi (Oued), 4.4.5.; fig. 144
Tifelouest, 5.1.3.3., 5.2.2.2., 5.2.3.2. (B, C, D); fig. 147, 151, 152, 160, 172, 173, 174, 175, 176, 177
Tifernine, 2.5.2.3.; fig. 36
Tifferst (Jbel), fig. 132
Tiflet, 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.2., 3.3.4.1., 3.3.4.2., 3.3.4.4:, 3.3.5.1. (B, C), 3.4.3.1. (A), 3.5.3.2.; fig. 5, 43, 56, 58
Tifnout (Haut-Tifnout), 4.4.2.1., 4.4.2.2.. fig. 122
Tighirt, 2.4.4.3.
Tiguert (Maroc central); fig. 63, 73
Tiguert (Atlas occ.); fig. 144
Tiguissas (Oued), 5.1.4.1.
Tigza, fig. 192
Tihirdent, fig. 142
Tikirt, fig. 21 (A)
Ti'di (Oued), fig. 143, 144
Tilouine, 3.3.4.2.; fig. 43
Timassinine, 4.4.3.1.; fig. 128, 129
Timhadite, 3.6.5.2., 4.3.4.4., 4.3.6.4. (B); fig. 85, 86, 135
Timimoun, 2.5.2.2.: fig. 36
Timizlit, 4.4.3.1.; fig. 129
Timjich, fig. 21 (B)
Timouzaï, fig. 165, 182
Timzilit (voir Timizlit)
Tindouf (ville, bassin, hamada de), 2.1.2., 2.4., 2.4.4.1., 2.4.4.2., 2.4.4.3., 2.4.5.1., 2.4.5.2., 2.5.1., 2.5.2.4., 2.6.1.1., 2.6.1.2. (B), 3.3.5.1. (D); fig. 20, 27, 36, 209, 213
Tinerhir, 2.6.1.1., 2.6.1.2. (B, C); fig. 38 (B)
Tiouine, 2.2.2.
Tiouririne, 2.4.2.4.; fig. 30, 43
Tiouzinine, 3.3.5.1. (D)
Tiradine (Jbel), 4.4.2.2., 4.4.2.4.; fig. 124
Tirhlaïne, fig. 126
Tirkou, fig. 83 bis
Tirmah (Jbel), fig. 5, 6
Tirremi (Jbe'), 4.3.6.4. (A)
Tirrhist, 4.3.4.2. (B); fig. 109
Tisirène (Jbel), 5.4.3.4., 5.1.3.3., 5.1.4.1., 5.3., 5.3.1.2., 5.3.1.3., 5.3.2.2., 5.3.2.3., 5.4.3.4.; fig. 147, 151, 152, 165, 181, 182, 183, 194, 197
Tislit (Lac), fig. 132
Tisrouima, fig. 90
Tissa, 5.2.1.; fig. 147
Tissaf (Oued); fig. 120
Tissilit (Oued), fig. 110
Tissint (Oued), 2.1.3.
Tizeracht (Jbel), fig. 122
Tizerhine (Jbel), fig. 161, 172
Tizert, fig. 83
Tizgarine, fig. 189, 190
Tizgui, fig. 144
Tizi-Anougal, fig. 110

Tizi-Ifri, fig. 174
Tizi-Imediaoune, fig. 90
Tizi-Issoutène, fig. 106
Tizi-Itchène, fig. 174
Tizi-Maachou, 4.1.1., 4.4.2.3.
Tizi-Mersitki, fig. 110
Tizi-Moulay-Ali, fig. 90
Tizi-n'Firest, 4.4.2.2.; fig. 99, 137, 140, 142
Tizi-n'Igourramene, fig. 90
Tizi-n'Laafit, 4.3.4.4.; fig. 111
Tizi-n'Oumzour, fig. 95 (A)
Tizi-n'Outfi, fig. 129
Tizi-n'Reçass, fig. 95 (A)
Tizi-n'Tafilalt, fig. 28
Tizi-n'Tafoukt, fig. 90
Tizi-n'Talrhemt, 4.1.1.; fig. 96, 136
Tizi-n'Tarhatine, 2.2.2., 2.3.2.; fig. 23
Tizi-n'Test, 4.1.1., 4.2.2.1., 4.3.5.3., 4.4.2.2.; fig. 127 bis, 213
Tizi-n'Tichka, 4.1.1., 4.2.2.1., 4.3.3.1., 4.4.2.2.; fig. 101, 122
Tizi-n'Tlist, fig. 123
Tizi-n'Tourguine, fig. 90
Tizi-n'Tretten, fig. 135
Tizi-Tagourzit, fig. 90
Tiznit, 2.4.2.2.
Tizouka (Jbel), 5.1.3.2.
Tizra-Tichemlaline, 5.2.1.
Tizroutine, fig. 167
Tizzal, fig. 129
Tlemcen (Monts de), 4.3.4.1.
Todra (Oued) (ou Todrah), 2.6.1.1., 4.3.3.3. (C), 4.4.3.2.; fig. 38 (B), 95 (A), 132
Touahar (col), 5.2.3.1.
Touareg (Bouclier), fig. 27
Touazi't, fig. 142
Toubkal (Jbel), 4.1.1.
Touchchent, 3.3.4.2., 3.3.4.4.; fig. 55, 60
Toufeliat, fig. 122
Toufsirt, fig. 73
Tougrou, fig. 144
Touissit (Bou-Beker), 4.3.3.3. (D); fig. 95 (A), 95 (B), 139
Toumzich, fig. 73
Toundout, fig. 127 bis, 133 bis, 133 ter
Tounfite, 4.3.3.3. (C)
Tourza, 2.4.2.3.
Tramiti, fig. 146
Trarit (Jbel) (ou Trarhit), 4.1.2., 4.3.6.1., 4.4.4.1.; fig. 108
Tratt (Jbel), fig. 147, 163
Triffa (Plaine), 4.1.1.; fig. 147
Trois-Fourches (Cap des), 4.3.6.4. (B), 5.1.3.2., 5.1.3.5., 5.4.; fig. 147, 158
Trougroute (Oued), fig. 155
Tselfat (Jbel), 5.2.3.1.; fig. 147, 168
Tsiouant (Jbel), 4.3.3.5. (A)
Tsoul, 5.1.3.4., 5.2.2.1., 5.2.2.3.. fig. 152 bis
Turrant-el-Queddan (Unité), 5.4.3.4.; fig. 201

U

Uad-el-Lil, 5.4.3.4.; fig. 193
Ultrarifain (es) (Unités, Nappes), 5.1.3.3., 5.2.3.2. (C), 5.3.1., 5.3.2.1., 5.3.2.2.; fig. 151, 174, 183, 202
Unité (Route de l'), 5.2.2.3., 5.2.3.2. (D); fig. 153
Uta-el-Melaaïb, fig. 197

V

Volubilis, fig. 147

Y

Yagour, 4.4.2.2.; fig. 122, 123
Yetti, fig. 27
Ykem (Oued) (ou Yquem), 1.3.1., 3.1.2., 3.3.4.2., 3.3.4.4.; fig. 5, 43, 67, 68
Youssoufia, fig. 85, 86

Z

Za (Oued), 4.3.6.4. (A)
Zad (Col), 4.1.1.; fig. 135
Zaër (granite des), 3.4.3.1. (B), 3.5.1., 3.5.3.1.; fig. 77
Zaër (pays, quartzites des), 3.1.3.1., 3.3.2.2., 3.5.3.2.; fig. 6, 43, 77
Zagora, 2.4.1.3., 2.4.2.1., 2.4.2.2., 2.4.2.4., 2.5.2.3.; fig. 28, 36
Zagorides (chaîne des), 2.3.3.
Zaïan (pays), 3.1.3.1., 3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.1., 3.3.5.1. (C, D), 3.4.3.1., 3.4.4.2.; fig. 43, 213
Zaïan (quartzites, schistes), 3.2., 3.3.1.2., 3.3.2.3., 3.4.3.1. (B), 3.5.3.1.
Zalagh (Jbel), fig. 147
Zamrine (Oued), fig. 5
Zaouia-Arg, fig. 122
Zarjan (Oued), 5.4.3.4.
Zat (Oued), fig. 118, 126
Zebra (Plaine), 4.1.1.. fig. 147
Zebzat, fig. 110
Zegdou, 2.5.2.3., 2.6.1.2. (B); fig. 36
Zehroun (Jbel), 4.3.3.5. (B), 5.2.1. ; fig. 147
Zeida, fig. 94, 103
Zemmour (Maure), 2.4.2.5., 2.4.4.1., 2.5.2.5., 2.6.2., 3.3.4.3.; fig. 27, 39, 56
Zemmour (Maroc central), 3.3.4.3.; fig. 5, 43, 56
Zemoul, 2.1.2., 2.4.4.4., 2.6.2.2.; fig. 36, 213
Zem-Zem (Jbel), 5.1.3.2., 5.1.3.3., 5.3.1.3., 5.3.2.2., 5.3.2.3., 5.4.2.1.; 5.4.2.2. (A), 5.4.2.3. (D), 5.4.4.2.; fig. 147, 151, 184
Zenaga (Plaine des), 2.3.1., 2.3.2., 2.5.2.3.; fig. 29, 36, 213
Zerekten, fig. 122
Zerkat, fig. 174
Zguid (Oued), 1.3.1., 2.1.3.
Zguit (Plateau), 3.3.1.2., 3.4.3.1. (B). fig. 43
Ziar (ville, nappes de), 3.1.3.1., 3.3.2.3., 3.3.4.2., 3.3.5.1. (D), 3.4.4.2.; fig. 43, 63, 73
Zima (lac), 3.6.4.3.; fig. 83
Zini (Jbel), 2.4.2.4., 2.4.2.5., 2.5.2.4.; fig. 30, 36, 213
Zini (grès du), 2.4.2.2., 2.4.2.3.
Ziz (Oued), 2.1.3., 2.6.1.2. (B), 4.1.1., 4.2.1., 4.3.3.1., 4.3.3.3. (C), 4.3.3.5. (A, B); fig. 95 (A), 95 (B), 97, 136, 137, 140
Zouaoua, fig. 180
Zoumi, 5.1.3.3., 5.2.2.2.; fig. 147, 151
Zousfana (Oued, calcaires de la), 2.1.3., 2.4.5.1., 4.3.3.1.
Zra (Oued), 4.3.6.3. (A)

TABLE DES ILLUSTRATIONS

A. Dépliants hors-texte (en pochette)

1. Carte structurale du Maroc, au 1/3 000 000, en couleurs
2. Code structural du Maroc utilisé au Service géologique

B. Figures dans le texte

C. Planches photographiques

CHAPITRE 1

Généralités - Quaternaire

			PAGES
FIG.	1	: Le Maroc dans son cadre	10
	2	: Extension des terrains anciens et de l'orogène alpin ..	16
	3	: Extension du Précambrien et de l'orogène hercynien ..	17
	4 A	: Les quatre domaines structuraux du Maroc	20
	4 B	: La division classique en trois domaines	20
	4 bis	: Deux coupes généralisées au travers du Maroc	22
	5	: Carte géomorphologique de la Méséta septentrionale ..	24
	6	: Coupe généralisée de la Méséta septentrionale	26
	7	: Evolution des surfaces d'aplanissement en Méséta septentrionale	27
	8	: Coupe des dépôts marins quaternaires de Casablanca	29
	9	: Coupe du littoral à Rabat (Dar-es-Soltane)	30
	10	: Dépôts marins de Témara et Miramar (Rabat)	30
	11	: Profils de la basse vallée du Bou-Regreg	31
	12	: Falaise polycyclique à Rabat (Kebibat)	31
	13	: Complexes dunaires à la lisière du Rharb (Mehdia)	32
	14	: Quaternaire du plateau de Salé	34
	15	: Deux types d'emboîtement de terrasses alluviales	35
	16	: Pléistocène de la basse vallée de l'Oued Mellah	36
	17	: Chaînes typiques de sols marocains	37
	18	: Sismique-réflexion dans le plateau continental atlantique	38

CHAPITRE 2

Domaine de l'Anti-Atlas

FIG.	19 A	:Les Calcaires de l'Anti-Atlas à Akka (vue aérienne) ..	42
	19 B	: Coupe au toit des Calcaires supérieurs (Amouslek) ..	42

20 : Coupe générale du flanc sud de l'Anti-Atlas 43
21 A : La transgression des Calcaires infracambriens- « géorgiens » 44
21 B : Minéralisations à la base de la transgression 44
22 : Coupe du volcan infracambrien d'Alougoum 46
23 : Les deux discordances du Tizi-n'Tarhatine 47
24 : Discordance de l'Adoudounien sur le « Précambrien III » 48
25 : Coupes dans la boutonnière de Bou-Azzer 49
25 bis : La tectonique pan-africaine dans le Kerdous 50
26 ABC : Roches vertes et cobalt de Bou-Azzer—El-Graara .. 51
26 D : Reconstitution du complexe ophiolitique précambrien .. 52
27 : Le Précambrien anti-atlasique dans son cadre africain 53
28 : Le graben de Zagora 54
29 : Lentille pegmatitique d'Angarf (Tazenakht) 56
30 : Coupes de l'Ordovicien anti-atlasique 59
31 : Récifs dévoniens de Hamar-Laghdad 63
32 : Le Dévonien condensé de la butte d'Erfoud 65
33 : Le Viséen à récifs et blocs du J. Begâa 67
34 : Le flysch viséen à olistostromes de Ben-Zireg 68
35 : Namurien marin et continental au toit du J. Ouarkziz 69
36 : Carte structurale provisoire du Sud (chaîne hercynienne) 71
37 : Tectonique hercynienne près de Bou-Azzer 73
38 : La couverture à la marge nord de l'Anti-Atlas 77
39 : La couverture à la marge ouest du domaine 78
40 : Les hamadas tertiaires 79
41 : Les regs emboîtés à l'Est d'Ouarzazate 81
42 A : Le volcan plio-quaternaire de Foum-el-Kous 83
42 B : Le « rond » de l'Ouarkziz, un astroblème ? 83

CHAPITRE 3

La Méséta

FIG. 43 : Carte structurale du socle nord-mésétien 86
44 : Carte structurale des Rehamna 87
45 : Carte structurale des Jbilet 89
46 : La boutonnière d'Infracambrien - Géorgien d'El-Jadida 90
47 : Coupes dans le socle ancien de l'Est du Maroc central 91

48 : Stratigraphie du Cambrien inférieur-moyen des Rehamna 93
49 : Acadien et Arenig inférieur de l'Oued Nefifikh 93
50 : Ordovicien de l'Oued Nefifikh 95
51 : Cambro-Ordovicien d'Imfout 96
52 : L'anticlinorium central à l'Est d'Ez-Zhiliga 96
53 : Le gisement de fer des Aït-Amar 97
54 : Silurien et Dévonien inférieur du Haut Nefifikh 98
55 : Silurien et Dévonien de Touchchent (nappe sup. de Mrirt) 98
56 : Variations de faciès du Dévonien inférieur de Rabat-Tiflet 100
57 : Carte géologique du Primaire de Rabat 103
58 : Coupe au confluent des Oueds Grou et Bou-Regreg .. 104
59 : Conglomérats calédoniens et hercyniens des Rehamna 105
60 : Dévonien supérieur pélagique d'Ahallal (nappe sup. de Mrirt) 106
61 : Coupe du Bas Oued Cherrat 108
62 : La transgression néo-viséenne au J. Hadid 109
63 : Wildflysch et nappes de Ziar 110
64 : Viséen sup. (- Namurien ?) à roches vertes des Rehamna 112
65 : Coupes sériées de la Méséta côtière septentrionale .. 116
66 : Deux coupes de la Méséta côtière méridionale 117
67 : Coupes dans la zone de l'Oued Cherrat 119
68 : Photogéologie des décrochements de Skhirat 120
69 : Variation du style des plis dans l'Ouest des Rehamna .. 122
70 AB : Variation du style des plis dans les Rehamna centraux 123-124
71 : Zonéographie métamorphique et déformation des galets 126
72 : Le chevauchement du J. Kharrou 127
73 : Les nappes de l'Est du Maroc central 129
74 : Interprétation structurale des Rehamna 133
75 : Un modèle de dôme thermique 133
76 A : Diagramme des phases tectoniques et métamorphiques 134
76 B : Microstructures dans les schistes des Rehamna 135
77 : Le métamorphisme au Nord du granite des Zaër 137
78 : Le granite d'Oulmès et son auréole 138
78 bis : Les déformations liées au granite d'Oulmès 139
79 : La couverture mésétienne à l'embouchure de l'O. Mellah 141
80 : L'ennoyage de la Méséta sous le bassin de Boufekrane 142

81 : Basaltes triasiques du bassin de Maaziz 143
82 : Coupe schématique de la couverture de Méséta centrale 144
83 : Paléogéographie triasique ; le Maroc dans l'Afrique .. 145
83 bis : Paléotectonique triasique dans l'Atlas occidental 145
84 : Paléogéographie du Crétacé moyen ; Maroc et Afrique du Nord 148
85 : Paléogéographie de la série phosphatée (trois cartes) .. 149
86 : Changements de faciès dans la série phosphatée (coupe) 150

CHAPITRE 4

Le Domaine des Atlas

FIG. 87 : Le Paléozoïque de l'Atlas au Sud-Est de Marrakech 156
88 : Discordance du Viséen supérieur à Asni (Sud de Marrakech) 157
89 : Le Stéphano-Autunien des Ida-ou-Zal 158
90 : Le massif granitique du Jbel Tichka 160
91 : Le gîte pyrométasomatique d'Azegour 161
91 bis : Compartimentage structural à Skoura-Tamellilt 162
92 : Le Carbonifère de Jerada 164
93 : Le Carbonifère du Mekkam 164
94 : La boutonnière d'Aouli-Mibladen 166
95 : Paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen .. 169
96 : Coupe du sillon haut-atlasique au Jurassique 170
97 : Coupe type du Jurassique du sillon atlasique (Ziz) .. 171
98 : Récif liasique du Bou-Arhous 172
99 : Pinacles minéralisés de Tagount 173
100 : Récifs frangeants et barrière du J. Bou-Dahar 174
101 : La couverture atlasique au Sud du Tizi-n'Tichka 175
102 : La transgression jurassique sur le socle oriental (Debdou) 176
103 : Le paléoseuil de Haute-Moulouya 177
104 : Paléogéographie et minéralisations à Bou-Arfa 178
105 : Limite sillon — hauts-fonds orientaux au Dogger .. 180
106 : Les mouvements intra-bathoniens en Moyen Atlas .. 181
107 : Discordance du Crétacé sur le Dogger à Tendrara .. 182
108 : Sédimentologie et minéralisation des « plis marginaux » 183
109 : Les intrusions basiques et alcalines de Tirrhist 185

110 : Roches basiques et alcalines et carbonatites du Tamazert 186
111 : Le Tertiaire du Jbel Hayane 188
112 : Le Mésozoïque du Haut Atlas occidental 191
113 : Carte d'isopaches du Néocomien occidental 192
114 : Le bassin néogène de Skoura 195
115 : La marge nord de l'Atlas de Beni-Mellal 196
116 : La marge nord de l'Atlas de Demnate 196
117 : Le Pontico-Pliocène et le Villafranchien de Seffoula .. 197
118 : Déformations récentes à la marge nord de l'Atlas .. 198
119 : Le fer de Ouichane, massif volcanique du Gourrougou 200
120 : Diatrèmes du Rekkame 200
121 : Le volcan de Talzast 201
122 : Deux coupes de l'Atlas de Marrakech 202
123 : Coupe de la vallée de l'Ourika 203
124 : Failles de socle et plis de couverture 204
125 : Les accidents sud-atlasiques dans le Haut-Souss 205
126 : Les plis sub-atlasiques des Aït-Ourir 207
127 : Rôle des coulissements et des inversions de rejet .. 208
127 bis : Les failles de l'Atlas au Sud de Marrakech ; détail à Skoura 209
128 : Carte structurale de l'Atlas de Demnate 211
129 : Deux coupes de l'Atlas de Demnate 212
130 : Pli-faille ou pli collapsé du J. Guiber (Kerroul) 213
131 : Ecailles d'El-Ksiba 214
132 : Deux coupes du Haut Atlas central 214
133 : Les accidents sud-atlasiques dans le Dadès 215
133 bis : Front de la nappe de Toundoute et accident sud-atlasique 216
133 ter : Evolution tectonique continue du Haut Atlas de Skoura 217
134 : Coupe généralisée du domaine des Atlas 218
135 : Deux coupes du Moyen Atlas 219
136 : Coupe de l'Atlas dans la vallée du Ziz 220
137 : Plan « croisé » des accidents atlasiques 221
138 : Zones tabulaires des Hauts-Plateaux au Rekkame .. 222
139 : Horsts et grabens de Touissit 223
140 : L'accident du Tizi-n'Firest et son évolution liasique .. 224
141 : Allure des plis atlasiques au début du Crétacé 225

142 : L'accident minéralisé du Bou-Arhous : carte et coupe 226
143 : Carte structurale de l'Atlas occidental ; le séisme d'Agadir 227
144 : Trois coupes dans l'Atlas occidental 228
145 : Coupes sériées dans l'anticlinal du Lgouz 229
146 : Morphotectonique dans l'Atlas occidental 230

CHAPITRE 5

Le Rif

FIG. 147 : Carte structurale du Rif 231
148 : L'arc de Gibraltar et l'ensemble bético-rifo-tellien .. 232
149 : L'évolution rifaine dans l'hypothèse « ultra » 233
150 : Hypothèses contradictoires pour l'évolution du Rif .. 235
151 : Deux coupes générales du Rif 236
151 bis : Structure et évolution du Rif externe oriental 237
152 : L'évolution du Rif externe 240
153 : Emboîtement des topographies près de Ketama 242
154 : Emboîtement des glacis au J. Sougna 243
155 : Morphologie de la basse plaine du Nekkor 244
156 : Failles et volcanisme de la mer d'Alboran 245
157 : Le golfe de Cadix 246
158 : Deux profils sismiques dans la mer d'Alboran 247
159 : La marge continentale nord-africaine (Bougie) 248
160 : Série stratigraphique mésorifaine 250
161 : Série stratigraphique intrarifaine 251
162 : Stratigraphie des nappes rifaines 252
163 : Coupe du Rif central externe 253
164 : Une reconstitution du sillon rifain externe 256
165 : Directions de courants dans les flyschs crétacés 258
166 : Filons clastiques dans le flysch de Ketama 259
167 : La diverticulation du J. Binete 260
168 : Les rides prérifaines 261
169 : Le front de l'écoulement prérifain 262
170 : Age des écoulements rifo-telliens 263
171 : Charriages externes sur l'avant-pays algéro-marocain 264
172 : Coupes sériées dans les nappes rifaines 265
173 : La tête plongeante du Tifelouest 266
174 : Structure de l'Unité de Ketama 267

175 : Deux interprétations du sillon Ouerrha-Nekkor 268
176 : Tectonique et métamorphisme des Zones externes 268
177 : Caractère post-schisteux des charriages rifains 269
178 : Plis synschisteux dans le flysch de Ketama 269
179 : Plis crénulants dans le flysch de Ketama 270
180 : Tectonique mio-pliocène du Rif central 271
181 : Stratigraphie des flyschs allochtones 272
182 : Coupes dans les nappes de flyschs 275
183 : Hypothèse « ultra » sur le sillon des flyschs 276
184 : Le lambeau du Jbel Zem-Zem 277
185 : Directions de plis dans les zones internes rifo-bétiques 280
186 : Le massif ultrabasique des Beni-Bouchra 281
187 : Plis fondamentaux des gneiss de Sebta 282
188 : Plis fondamentaux des ultrabasites 283
189 : Le Rif interne dans la région du Détroit 285
190 : Une interprétation du Rif interne 286
191 : Une écaille de la nappe d'Al-Hoceïma 288
192 : Discordance hercynienne dans les Bokkoya 289
193 : L'écaille de Buluazen (Haouz) 291
194 : Deux coupes des Bokkoya 292
195 : Stratigraphie des nappes de couverture des Bokkoya .. 293
196 : Coupe dans le Sud de la Dorsale calcaire 295
197 : Le massif du Lexchab : panorama et coupe locale .. 296
198 : La cluse de Tétouan ; panorama et coupes 297
199 : Stratigraphie de la Dorsale au Sud de Tétouan 298
200 : Le rétrocharriage du Haouz (partie sud) 299
201 : Le Haouz central (coupe générale et détail) 300
202 : Le Haouz septentrional (coupe générale) 303
203 : Hypothèses paléogéographiques sur le Haouz 303
204 : Une interprétation « ultra » de l'évolution alpine en Algérie 304
204 bis : Une interprétation « citra » de la même chaîne 305

CHAPITRE 6

Evolution structurale du Maroc

FIG. 205 AB : Les continents avant et pendant l'ouverture atlantique 308
205 C : Evolution de l'Atlantique nord 308
206 A : La Pangea (ajustage à 1000 brasses) 309

206 B : Détail d'un ajustage à 1000 brasses 310
207 : Les orogènes primaires nord-atlantiques avant l'ouverture 311
208 : Du Paléo-Atlantique (?) à l'Atlantique 312
209 : Les glaciations gondwaniennes 313
210 : Ouverture atlantique et dykes triasico-liasiques 314
211 : Expansion atlantique et tectonique méditerranéenne .. 315
212A à F: Les dérives continentales d'après le paléomagnétisme .. 316
213 : Carte structurale des Hercynides marocaines 326
214 : Les Hercynides marocaines avant les mouvements alpins 327
215 ABC: Trois coupes gravimétriques du Maroc 334
215 D : Carte gravimétrique du Maroc 335
215 E : Carte de la séismicité marocaine 336
216 : Tectonique de socle et sédimentation 338
217 : L'hypothèse de la paléo-plaque d'Alboran 339
218 : Découpage du socle marocain 340
219 : Coulissements et rotations des blocs de socle 340
220 : Un schéma de l'évolution du bassin méditerranéen .. 341
221 : Le problème des subductions rifaines récentes 342

TABLE DES ILLUSTRATIONS PHOTOGRAPHIQUES

Jaquette :

Recto : Une cluse dans le Bani occidental (Sud marocain)
Verso : Photo de satellite : l'Anti-Atlas occidental
(Légendes détaillées : voir les rabats de la jaquette).

Planches (p. 409)

I. Le domaine de l'Anti-Atlas
II. Le domaine de la Méséta
III. Le domaine des Atlas
IV. Le domaine du Rif
V. Quelques formes quaternaires
VI. Les confins sahariens occidentaux du Maroc

(Planches I à V : quatre photos par planche).

Clichés de l'auteur, à l'exception des photos de satellite (verso jaquette et pl. VI) obligeamment communiquées par la N.A.S.A. (vols Gemini) et E.R.T.S.

LISTE DES TABLEAUX

1. Les cycles orogéniques responsables de l'édification du Maroc .. 14
2. Les domaines structuraux du Maroc et de ses confins sahariens : représentation schématique de leur évolution tectonique 18
3. Stratigraphie du Quaternaire marocain 28
4. Les principales formations précambriennes et infracambriennes distinguées au Maroc 344
5. Les principales formations du Paléozoïque ancien distinguées au Maroc 345
6. Les principales formations du Paléozoïque récent distinguées au Maroc 346
7. Les principales formations mésozoïques distinguées au Maroc 346
8. Les principales formations tertiaires distinguées au Maroc 346

TABLE DES MATIERES

PAGE

Sommaire 5

Préface 7

Introduction 9

Pourquoi ce livre ? 9

Remerciements 12

CHAPITRE 1 — **Présentation géologique et géomorphologique du Maroc** 15

1.1 Principe d'une étude régionale 15

1.2. Les domaines structuraux du Maroc 18

1.2.1. Le domaine rifain, ou « Maroc méditerranéen » opposé au « Maroc africain » 19

1.2.2. Le domaine anti-atlasique, opposé au Moyen-Maroc 19

1.2.3. Le domaine mésétien et le domaine de la chaîne atlasique, subdivisions du Moyen-Maroc 21

1.2.4. Les zones d'effondrement 23

1.3. Le Quaternaire et la géomorphologie 25

1.3.1. Organisation générale du Quaternaire et héritages morphologiques 25

1.3.2. Le Quaternaire marin 28

1.3.3. Le Quaternaire continental 33

1.3.3.1. Le Plio-Villafranchien et le Villafranchien 33

1.3.3.2. Le Quaternaire post-villafranchien 33

1.3.3.3. Remarques sur les sols marocains 39

1.3.4. Aperçu sur le plateau continental atlantique 40

CHAPITRE 2 — **Le Sud marocain : Anti-Atlas et Domaine anti-atlasique** 41

2.1. Repères géographiques et structuraux 41

2.1.1. Le Sud marocain 41

2.1.2. Grandes unités structurales 41

2.1.3. Repères hydrographiques 41

2.1.4. Du Primaire au Précambrien ancien 42

2.2. L'Infracambrien 43

2.2.1. L'Adoudounien ou Infracambrien supérieur 43

2.2.2. Le « Précambrien III » ou Infracambrien inférieur 46

2.3. Les séries plissées des orogènes précambriens 49
2.3.1. Précambrien supérieur et moyen (?) 49
2.3.2. Précambrien ancien 55
2.3.3. Résidus archéens ? Problèmes géochronologiques et structuraux 56
2.4. Le Paléozoïque : stratigraphie 57
2.4.1. Le Cambrien 57
2.4.1.1. Le Cambrien inférieur fossilifère 57
2.4.1.2. Le Cambrien moyen 58
2.4.1.3. Remarques sur la morphologie 59
2.4.2. L'Ordovicien 60
2.4.2.1. Généralités 60
2.4.2.2. Les Schistes des Feijas externes 60
2.4.2.3. Les Grès du premier Bani 60
2.4.2.4. Les Schistes du Ktaoua 61
2.4.2.5. Les Grès du deuxième Bani 61
2.4.3. Le Silurien 62
2.4.4. Le Dévonien 62
2.4.4.1. Paléogéographie générale 62
2.4.4.2. Le Lochkovien et la question de la chaîne calédonienne 63
2.4.4.3. Du Praguien au Frasnien inférieur 64
2.4.4.4. Le Dévonien supérieur, après le Frasnien inférieur 65
2.4.5. Le Carbonifère 66
2.4.5.1. Le Dinantien 66
2.4.5.2. Le Carbonifère supérieur et l'Autunien 67
2.5. Le cycle calédono-hercynien et la tectonique hercynienne 70
2.5.1. Les phases orogéniques durant le Primaire 70
2.5.2. Le style tectonique 72
2.5.2.1. Trois régions 72
2.5.2.2. La région orientale 72
2.5.2.3. La région centrale 72
2.5.2.4. La région occidentale 74
2.5.2.5. Le contexte et l'interprétation générale 75
2.6. La période post-hercynienne 76
2.6.1. Stratigraphie 76
2.6.1.1. Les marges sub-atlasiques 76
2.6.1.2. Les hamadas intérieures et le bassin côtier de Tarfaya 77

A. Le Trias et le Jurassique 77
B. Le Crétacé 78
C. Le Tertiaire et le Quaternaire 79
2.6.2. Tectonique et magmatisme post-hercyniens 80
2.6.2.1. Les accidents tectoniques 80
2.6.2.2. Le magmatisme triasico-liasique 82
2.6.2.3. Le volcanisme ponto-plio-quaternaire 82

CHAPITRE 3 — **Le Domaine mésétien** 85
3.1. Repères géographiques et structuraux 85
3.1.1. Limites et divisions géomorphologiques 85
3.1.2. Repères hydrographiques 86
3.1.3. Les subdivisions structurales du socle 86
3.1.3.1. Les éléments de zones structurales 86
3.1.3.2. Problème des zones structurales majeures et de la chronologie des phases 88
3.2. Le soubassement précambrien 90
3.3. Stratigraphie du Primaire 92
3.3.1. Le Cambrien 92
3.3.1.1. Dans le môle côtier mésétien 92
3.3.1.2. Dans les autres régions 94
3.3.2. L'Ordovicien 94
3.3.2.1. Caractères généraux 94
3.3.2.2. Séries occidentales 95
3.3.2.3. Séries orientales 97
3.3.3. Le Silurien 97
3.3.4. Le Dévonien 99
3.3.4.1. Généralités 99
3.3.4.2. Le Dévonien inférieur et moyen 99
3.3.4.3. Le problème de la chaîne calédonienne 101
3.3.4.4. Le Dévonien supérieur 102
3.3.5. Le Carbonifère et le Permien 107
3.3.5.1. Le Dinantien 107
A. Caractères généraux 107
B. Le Tournaisien et le Viséen inférieur 107
C. La transgression du Viséen supérieur 109
D. Les flyschs du Viséen supérieur (Namurien ?) 109
E. Le magmatisme initial 113

3.3.5.2. Le Carbonifère supérieur et le Permien 113
A. Le Westphalien supérieur 114
B. Le Stéphano-Autunien 114
C. Les séries non datées 114
D. La lacune du Permien et du Permo-Trias *s. str.* 115
3.4. La tectonique hercynienne 115
3.4.1. Remarques générales 115
3.4.2. Le môle côtier 115
3.4.2.1. La zone sub-tabulaire occidentale 115
3.4.2.2. La marge déformée orientale 118
3.4.2.3. La limite avec les zones tectoniques de Méséta moyenne 118
3.4.3. Les zones tectoniques de Méséta moyenne 119
3.4.3.1. L'Ouest du Massif central et ses bordures 119
A. Le synclinorium occidental et ses marges 119
B. Anticlinorium Khouribga-Oulmès et synclinorium axial 121
3.4.3.2. Les Rehamna centraux et orientaux 122
3.4.3.3. Les Jbilet centrales 127
3.4.4. La zone des nappes orientales 128
3.4.4.1. Les Jbilet orientales 128
3.4.4.2. La zone Kasba-Tadla—Azrou 128
3.5. La pétrogenèse profonde hercynienne 131
3.5.1. Caractères généraux et chronologie 131
3.5.2. La culmination métamorphique des Rehamna et sa granitisation 132
3.5.2.1. Les cristallisations du métamorphisme régional .. 132
3.5.2.2. Les granites intrusifs et leurs auréoles 136
3.5.3. Autres secteurs de métamorphisme et granitisation 136
3.5.3.1. Métamorphisme général 136
3.5.3.2. Les granites et leurs auréoles 138
3.6. La couverture post-hercynienne et sa tectonique 140
3.6.1. Rappels et généralités 140
3.6.2. La couverture dans la partie nord de la Méséta 141
3.6.3. La couverture dans la partie sud-ouest de la Méséta 143
3.6.4. Le Trias (-Infralias ?) du Moyen-Maroc 144
3.6.4.1. La série détritique et argilo-salifère inférieure .. 144
3.6.4.2. Le complexe basaltique 146
3.6.4.3. La série argilo-salifère supérieure 147

3.6.5. La série phosphatée et la transgression du Crétacé supérieur-Eocène dans le Moyen-Maroc 147
3.6.5.1. Généralités 147
3.6.5.2. La colonne stratigraphique 150
3.6.6. La tectonique et le volcanisme post-hercyniens 151
3.6.6.1. Epeirogenèse mésozoïque 151
3.6.6.2. Tectonique tertiaire 152
3.6.6.3. Volcanisme ponto-plio-quaternaire 152

CHAPITRE 4 — **Le Domaine de la chaîne atlasique** 153

4.1. Repères géographiques et structuraux 153
4.1.1. Données géographiques essentielles 153
4.1.2. Grandes unités structurales 154

4.2. Le socle 155
4.2.1. Données générales 155
4.2.2. Le massif ancien du Haut Atlas occidental 157
4.2.2.1. Stratigraphie 157
4.2.2.2. Orogenèse hercynienne 159
4.2.3. Le socle du Haut Atlas de Demnate 163
4.2.4. Les massifs primaires du Nord-Est atlasique 163
4.2.5. Les massifs anciens de l'Atlas oriental et de la Haute-Moulouya 165
4.2.5.1. Deux types de massifs anciens 165
4.2.5.2. Les massifs haut-atlasiques 165
4.2.5.3. Le massif de Haute-Moulouya 166
4.3. La couverture : stratigraphie et magmatisme 167
4.3.1. Deux parties et une zone charnière 167
4.3.2. Le Trias dans l'ensemble du Domaine 167
4.3.3. Le Jurassique d'obédience mésogéenne 168
4.3.3.1. Plan général de la transgression 168
4.3.3.2. Principaux termes de la série 170
4.3.3.3. Le Lias inférieur et le Lias moyen 171
A. Aspect général 171
B. La série type des axes de sillon 171
C. Les phénomènes récifaux 173
D. Les plates-formes internes et les marges du golfe 175

4.3.3.4. Le Lias supérieur 176
4.3.3.5. Le Jurassique moyen et supérieur 179
A. Les dépôts marins 179
B. La régression 180
4.3.4. Le Crétacé et l'Eocène inférieur et moyen, hors du bassin côtier atlantique 182
4.3.4.1. Le Crétacé inférieur, époque d'émersion et de sédimentation détritique dominantes 182
4.3.4.2. Le magmatisme jurassico-éocrétacé 184
A. Les basaltes 184
B. Les roches intrusives 184
C. Un massif complexe, le Tamazert—Bou-Agrao 186
4.3.4.3. L'orogenèse jurassico-éocrétacée, ou névadienne .. 187
4.3.4.4. Du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen, époque de sédimentation chimique et de pénéplanation dominantes 187
4.3.5. Le Mésozoïque et l'Eocène inférieur-moyen du Haut Atlas occidental 189
4.3.5.1. Subsidence triasique du bassin d'Agadir-Essaouira 189
4.3.5.2. Différenciation jurassique du bassin d'Agadir-Essaouira 189
4.3.5.3. La subsidence du bassin côtier d'Agadir-Essaouira au Crétacé 190
4.3.5.4. Le début du Tertiaire 193
4.3.6. De l'Eocène supérieur au Quaternaire 193
4.3.6.1. Les dépôts continentaux du Paléogène - Néogène ancien 193
4.3.6.2. Les dépôts marins du Miocène supérieur - Pliocène ancien et la surface correspondante 194
4.3.6.3. Les dépôts continentaux du Néogène récent 194
A. Pontien (Pontico-Pliocène) et Pliocène 195
B. Du Plio-Villafranchien au Quaternaire 196
4.3.6.4. Le volcanisme tertiaire et quaternaire 198
A. Intrusions paléogènes 198
B. Volcanisme néogène et quaternaire 199
4.4. La tectonique atlasique 201
4.4.1. Caractères généraux jurassiens ; avertissement 201
4.4.2. L'Atlas de Marrakech et la tectonique du socle 202
4.4.2.1. Agencement général en horst à double déversement 203
4.4.2.2. Le socle rigide et son réseau de failles 203

4.4.2.3. Les plissements de la couverture ; rôle du socle .. 206
4.4.2.4. Le fonctionnement polyphasé des accidents 208
4.4.3. L'Atlas central à l'Ouest de la Haute-Moulouya 210
4.4.3.1. Une chaîne plissée simple dont le socle affleure au Sud-Ouest 210
4.4.3.2. Les structures dans la chaîne et sur ses bordures; la déformation du socle 211
4.4.3.3. Pluralité des phases atlasiques 215
4.4.4. La partie est du Domaine atlasique 218
4.4.4.1. Caractères généraux des structures 218
4.4.4.2. L'enchaînement des phases tectoniques 223
4.4.5. L'Atlas occidental calcaire 225

CHAPITRE 5 — Le Domaine rifain 231
5.1. Repères géographiques et structuraux 231
5.1.1. Limites 231
5.1.2. Les grands traits de l'oro-hydrographie 231
5.1.3. Structure et chronologie générales 232
5.1.3.1. Le Rif, chaîne géosynclinale alpine 232
5.1.3.2. Le Rif septentrional 234
5.1.3.3. Le Rif central 238
5.1.3.4. Le Prérif et le sillon sud-rifain 239
5.1.3.5. Les volcans du Rif oriental 239
5.1.3.6. Chronologie générale de l'orogenèse 240
5.1.4. L'évolution ponto-plio-quaternaire du relief 241
5.1.4.1. Les données de la géomorphologie 241
5.1.4.2. Les données de l'océanographie géophysique 245
5.1.5. Remarques sur l'histoire de la géologie rifaine 249
5.2. Les zones externes 249
5.2.1. Du Primaire au Malm dans l'ensemble des zones 250
5.2.2. Les diverses zones externes du Tithonique au Miocène .. 254
5.2.2.1. La zone prérifaine 254
5.2.2.2. La zone mésorifaine 255
5.2.2.3. La zone intrarifaine et les nappes rifaines 257
5.2.3. Tectonique des zones externes 259
5.2.3.1. La nappe prérifaine *s.l.* et l'avant-fosse pré- et sud-rifaine 260
5.2.3.2. Les zones méso- et intrarifaines, les nappes rifaines et assimilées 264

A. Les éléments rifains glissés sur le Prérif 264
B. Les fenêtres et les unités parautochtones rifaines 264
C. Les nappes 266
D. Analyse des phases tectoniques superposées 267
5.3. Les nappes de flyschs « infra » ou « ultrarifaines » 271
5.3.1. Stratigraphie des nappes des flyschs internes 273
5.3.1.1. La nappe des Beni-Idère 273
5.3.1.2. La nappe du Tisirène et les nappes Melousa-Chouamat 273
5.3.1.3. La nappe numidienne 274
5.3.2. Style tectonique, structure interne et mode de formation .. 274
5.3.2.1. Style et structure des nappes « ultras » 274
5.3.2.2. Origine paléogéographique 275
5.3.2.3. Age et mode de mise en place 278
5.4. Les zones internes géanticlinales 280
5.4.1. Les Sebtides 280
5.4.1.1. Structure générale et extension 280
5.4.1.2. Le socle 280
A. Extension et constitution 280
B. Le massif ultrabasique et son enveloppe 282
C. Evolution de l'unité supérieure et datation de l'ensemble 283
D. Interprétation 283
5.4.1.3. La couverture probable 284
A. Position générale 284
B. Stratigraphie 284
C. Empreintes tectonométamorphiques 284
5.4.2. Les nappes paléozoïques ou Ghomarides 287
5.4.2.1. Les éléments du puzzle 287
5.4.2.2. Le Primaire 288
A. Stratigraphie 288
B. Tectonique hercynienne 289
5.4.2.3. La couverture secondaire et tertiaire 290
A. Le Trias inférieur 290
B. Le Trias moyen et supérieur 290
C. Les deux modes de dénudation des nappes .. 290
D. Les éléments de couverture post-triasique au Nord de Tétouan 290

5.4.3. Les nappes calcaires et les flyschs associés 291
5.4.3.1. Structure et paléogéographie 291
5.4.3.2. Les nappes secondaires et tertiaires des Bokkoya 294
5.4.3.3. La Dorsale calcaire *s. str.* 295
5.4.3.4. Le Haouz et le Jbel Musa 297
5.4.4. La tectonique de la ride géanticlinale 301
5.4.4.1. Le style structural du domaine géanticlinal 301
5.4.4.2. Rapports structuraux de l'ensemble géanticlinal avec les unités géosynclinales 302
5.4.4.3. Chronologie des mouvements 303

CHAPITRE 6 — **L'évolution structurale du Maroc** 307

6.1. Le cadre mégatectonique 307
6.1.1. Disposition des plaques lithosphériques du Précambrien supérieur au Secondaire 307
6.1.2. Les mouvements des plaques depuis le début du Secondaire 313
6.2. L'évolution précambrienne du Maroc 315
6.3. L'évolution paléozoïque du Maroc 317
6.3.1. Le Paléozoïque ancien et les événements « taconiques » .. 317
6.3.2. Le début du Paléozoïque récent et les événements « acadiens » 318
6.3.3. Le milieu du Paléozoïque récent ; phases précoces de l'orogenèse hercynienne 319
6.3.4. La fin du Paléozoïque et de l'orogenèse hercynienne 320
6.3.4.1. Néo-Viséen et Namurien 320
6.3.4.2. Du Namurien au Permien dans l'Ouest du Moyen-Maroc 321
6.3.4.3. L'Est et le Sud durant la même période 322
6.3.5. Remarques sur l'orogenèse hercynienne 323
6.3.5.1. Les structures hercyniennes du Maroc africain .. 323
6.3.5.2. L'âge des déformations 324
6.3.5.3. Le contexte orogénique 325
6.4. L'évolution secondaire et tertiaire du Maroc 327
6.4.1. Transgression et distension triasiques 327
6.4.2. Le Jurassique inférieur et moyen ; le paragéosynclinal atlasique 328
6.4.3. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur ; le géosynclinal rifain 329
6.4.4. Du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen ; la série épicontinentale à phosphates 330

6.4.5. De l'Eocène supérieur au Plio-Quaternaire ; l'orogenèse rifo-atlasique 331
6.4.6. Remarques sur l'orogenèse rifo-atlasique 333
6.4.6.1. L'enchaînement des « phases » 333
6.4.6.2. Nature et rôle du sole 335
6.4.6.3. Sructuration et mouvements du socle 337
— Références bibliographiques 347
— Index matières (géologie générale) 369
— Index géographique (géologie marocaine) 377
— Table des figures dans le texte et hors-texte 390
— Table des photographies 397
— Table des matières 399

Achevé d'imprimer sur les presses des
EDITIONS MAROCAINES ET INTERNATIONALES
11, Avenue de Rabat
TANGER

PLANCHES DE PHOTOGRAPHIES

Planche I

Le domaine de l'Anti-Atlas

1. Une boutonnière précambrienne de l'Anti-Atlas occidental : le Kerdous ; la vallée des Ameln et le Jbel Lkest, vus du SE.

   La vallée s'ouvre dans les schistes du Précambrien I (arganiers dispersés sur les pentes, oasis irriguées au fond). Le Jbel Lkest est constitué par les quartzites rosés du Précambrien II, où les dolérites et gabbros intrusifs font des taches sombres (en haut à gauche). Vers la droite, les schistes-grès s'appuient en écailles sur les quartzites (voir coupe fig. 20).

2. Le Primaire de l'Anti-Atlas central, entre l'Infracambrien d'Ouarzazate et le Jbel Bani ordovicien ; relief appalachien sub-désertique, vu vers le Sud depuis la route de Zagora.

   Au premier plan, toit des Calcaires supérieurs (« Géorgien ») et base des schistes verts acadiens transgressifs (entre eux : Brèche à *Micmacca*) dans lesquels s'ouvre une plaine allongée, la Feija interne. Petites crêtes de grès acadiens puis, au fond, longue crête et quartzites du Bani.

3. Un paysage paléorécifal dans le Primaire de l'Anti-Atlas oriental : le Dévonien de Hamar-Laghdad (Tafilalt).

   Pinacles récifaux dolomitiques posés sur une sole de calcaires (Dévonien inférieur) et ennoyés, vers la gauche (Sud) par des terrains argileux du Dévonien moyen et supérieur (série condensée), que couronne une corniche de grès du Viséen transgressif. Voir fig. 31. Lumière blanchâtre et visibilité médiocre, à la fin d'un vent de sable.

4. A la limite de l'Anti-Atlas et de l'Atlas ; l'accident sud-atlasique et la couverture anti-atlasique à Tinerhir.

   Regard vers le Nord. Au premier plan, l'oasis et un des bordjs, dominés à droite et à gauche par les entablements de calcaires éocènes sur talus sénonien. Au fond, muraille de calcaires et dolomies liasiques, dans lesquels sont taillées, vers la gauche, les gorges de l'Oued Todra. Voir coupe fig. 38.

1



2



3



4



PLANCHE II

Le domaine de la Méséta

1. Relief appalachien dans le Sud du Massif central : la « forêt » des Smaala et la haute vallée du Grou.

   Vue prise du Timissi-Sghira vers le Nord-Est. De la gauche vers le centre, route d'Oued-Zem à Moulay-bou-Azza. A droite, maison forestière des Smaala. Au centre, à droite de la route, campement de semi-nomades (rhaïmas, enclos). A gauche de la route, crêtes de quartzites caradociens, puis combe dans les schistes d'Ouljet-bou-Khemis (avec une piste) et crêt des schistes en dalles (Llandeilo). A droite, flysch viséo-namurien chevauchant, en collines arrondies (maison forestière et massif au-delà du Grou). Entre les deux, zone d'écailles, passant au premier plan.

2. Un massif de granite intrusif érodé en creux et son auréole en relief dans les Rehamna.

   Regard vers le Sud. Le granite des Rehamna occidentaux est profondément arénisé. Cultures autour des douars (en haut à droite), plantations de cactus (« figuiers de Barbarie », au premier plan). Auréole de cornéennes et de schistes et quartzites en relief, au fond (à gauche : Koudiat-Ouzrène).

3. Molasses et transgression post-hercynienne près de Mechra-ben-Abbou (Nord des Rehamna).

   Le groupe d'étudiants est assis sur des conglomérats en bancs lenticulaires dans les molasses argilo-conglomératiques du « Westphalo-Autunien ». Ces molasses post-tectoniques sont basculées de 30 à 40° vers l'Est (c'est-à-dire vers la droite, sur la photo). Sur ces terrains affectés par les mouvements tardi-hercyniens, la transgression mésozoïque débute par des grès rouges sub-horizontaux, visibles au second plan à droite (Trias-Jurassique ?). Par dessus, l'Infracénomanien argilo-sableux de teinte saumon puis le Cénomano-Turonien jaunâtre, forme le talus du Plateau de Settat, visible en arrière-plan.

4. La couverture mésétienne et sa richesse minière : le phosphate ; une découverte à Sidi-Daoui (Khouribga).

   Au fond, dragline géant enlevant le stérile (terrils à gauche). Plus près, pelle et camions exploitant et emportant le sable phosphaté d'une couche yprésienne.

1



2



3



4



Planche III

Le domaine des Atlas

1. L'extrémité occidentale de l'Atlas, sur la côte Atlantique : le Cap Rhir vu du Sud.

   La plage correspond à un synclinal de marnes crétacées, le cap (dernier plan) à un anticlinal de calcaires jurassiques (carte et coupe fig. 112 et 113). Observer les niveaux quaternaires étagés sur le profil du cap. Au premier plan, touffes d'euphorbes cactoïdes et arbustes (mimosas) déformés par les vents dominants.

2. Le massif du Jbel Toubkal, point culminant de l'Afrique du Nord, dans l'Atlas de Marrakech.

   Vue prise du Nord, dans la vallée d'Asni ; la neige printanière drape le massif précambrien ; la vallée est entaillée dans des entablements de grès triasiques rouges, gradin inférieur nord-atlasique (voir coupe fig. 101).

3. Calcaires jurassiques et failles atlasiques dans la haute vallée du Ziz, aux confins de l'Atlas central et de l'Atlas oriental.

   Au-delà de l'oasis-galerie, la rive droite (Nord-Ouest), de l'Oued Ziz montre une série jurassique à dominante calcaro-dolomitique (faciès de bordure méridionale du sillon atlasique, avec épaisse série aaléno-bajocienne) affectée par des failles et des flexures.

4. Les volcans du Moyen Atlas

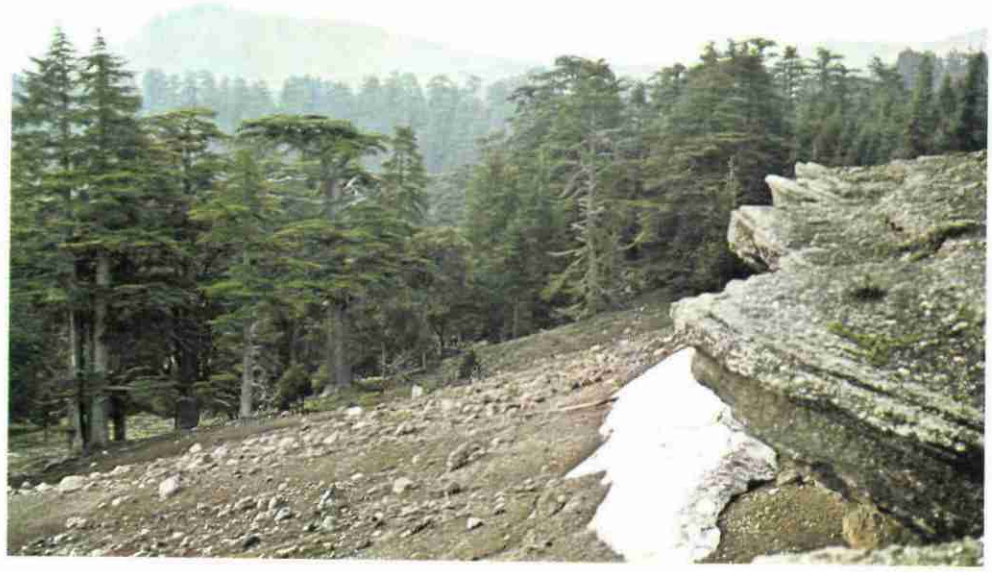
   Vue prise depuis la marge occidentale d'une caldère, le Lechmine-n'Ikketane, où la forêt de cèdres a prospéré. On voit à droite des couches déclives de brèches et lapillis. Au-delà de la forêt, à gauche, un cratère égueulé typique.





2





4

PLANCHE IV

Le domaine du Rif

1. De l'Europe à l'Afrique : en avion au-dessus du détroit de Gibraltar.

   A gauche, le cap de Tarifa et ses flyschs, la baie d'Algéciras, Gibraltar et son rocher, les chaînes bétiques côtières et tout au loin, se confondant presque avec les nuages devant l'aile de l'avion, la Sierra Nevada. A droite et également du près au lointain : le cap Malabata (zones externes et nappes de flyschs), la baie de Benzu et Beliounis, le groupe du Jbel Musa (« colonne d'Hercule » méridionale, correspondant au Rocher de Gibraltar), Sebta à la base de son cap, et la côte sableuse de Fnideq-Mdiq, au-delà du chaînon du Haouz.

2. Dans le Rif septentrional, la cluse de Tétouan : panorama de son flanc sud-est depuis la ville.

   La vallée du Rio Martil est creusée dans les marnes du Rif externe et les flyschs. Par-dessus, chevauchantes, diverses unités de la Dorsale calcaire, à armature triasico-liasique, et, tout à gauche (au Nord-Est), les nappes paléozoïques. Voir panorama et coupe fig. 198.

3. Dans le Rif central occidental : panorama depuis Ouezzane vers le Nord.

   Au-delà de la plaine, ouverte dans les marnes prérifaines, et des brumes matinales, les premiers chaînons sont ceux de la forêt d'Izzarène (fenêtre mésorifaine). Puis, à droite, chaînons parautochtones du Loukkos et de Zoumi ; à gauche, klippe numidienne élevée. En dernier plan, à droite, la dorsale calcaire.

4. Dans le Rif oriental : panorama sur la vallée du Nekkor, vu du Nord-Est.

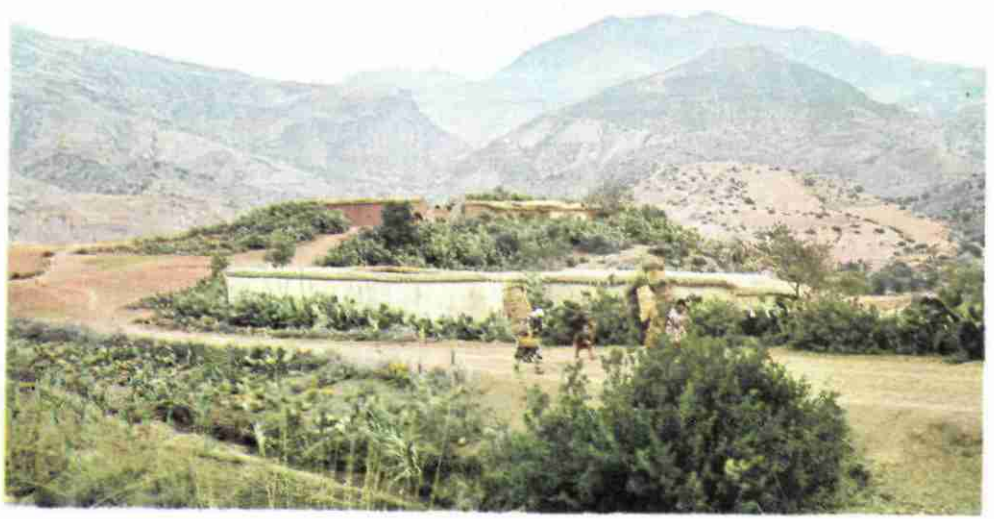
   Pentes ravinées dans les marnes des nappes rifaines, falaises dans le Miocène apparaissant en fenêtre au centre, scène de la vie paysanne au premier plan.





2





4

PLANCHE V

Quelques formes quaternaires

(voir aussi les planches précédentes)

1. Niveaux marins emboîtés entre Rabat et Témara.

   A gauche et au premier plan, falaise morte ouljienne. Au centre, dépression ouljienne.

   En bord de mer, dune fossile (calcarénites) fini-anfatienne ou fini-rabatienne, entaillée par la falaise vive actuelle (voir coupes fig. 9 et 10).

2. Le surcreusement quaternaire à Rabat-Chellah.

   La vallée de l'Oued Bou-Regreg est encore très large : c'est la partie amont de l'estuaire. Elle est enfoncée d'une soixantaine de mètres dans les marnes du Pliocène sud-rifain, en contrebas du Moghrébien et du Villafranchien (sables rouges de la Mamora) qui tapissent la surface du plateau (ligne d'horizon).

3. Le volcanisme quaternaire en Moyen Atlas

   Deux coulées de basaltes des vallées, près du Foum-Kheneg (route d'El-Hajeb à Midelt). Au pied de la coulée inférieure, une tente de pasteurs nomades (rhaïma en poils de chèvre).

4. Les glissements de terrain dans le Rif : Chaouen

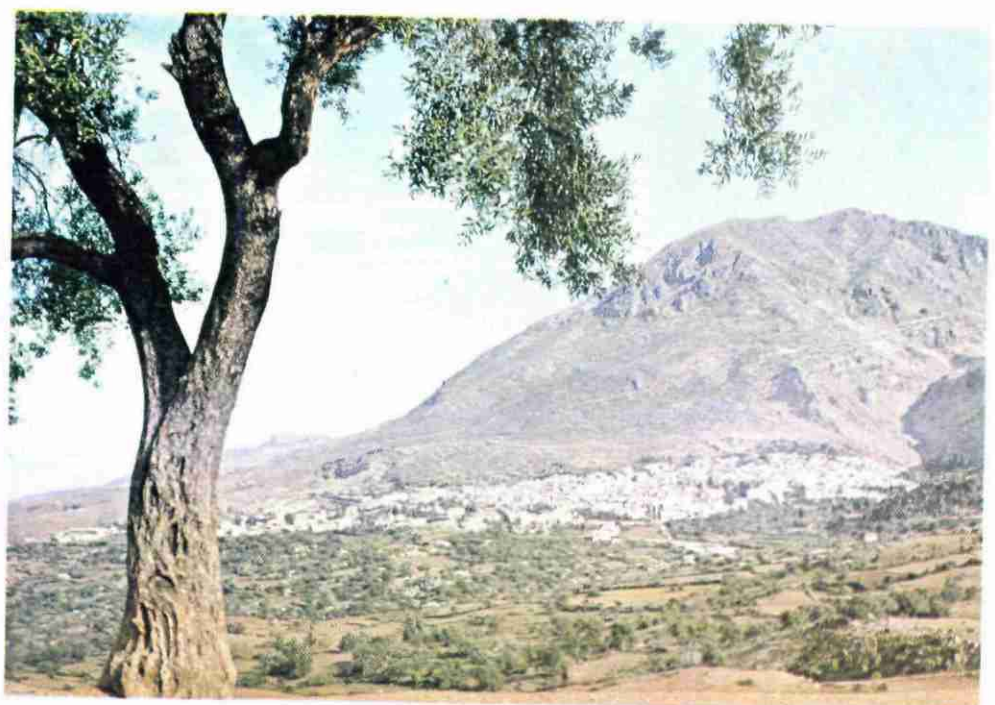
   Le bourg de Chaouen (= Chechaouène) est installé au pied de la Dorsale calcaire (noter le pli frontal dans les calcaires liasiques entre l'arrière du bourg et le chemin oblique) : l'eau infiltrée dans la haute chaîne surgit là, au toit des flyschs et des marnes de Tanger sous-jacents, imperméables. Ces terrains tendres forment de vastes glissements de solifluxion, entraînant des blocs calcaires éboulés et des masses énormes « décoiffées » des falaises qui les dominent.





2





4

PLANCHE VI

Les confins sahariens occidentaux du Maroc

Cette photo de satellite montre les régions géologiques suivantes, de l'avant-plan vers le lointain — c'est-à-dire du Sud au Nord (suivre à l'aide de la carte h.-t.) :

— Les hamadas du bassin de Tarfaya—Seguiet-el-Hamra—Oued ed-Deheb.

— Les reliefs paléozoïques du Zemmour maure, passant au cuestas arquées de la Seguiet-el-Hamra.

— Ces cuestas paléozoïques s'appuient sur la dorsale reguibate (blanc, bord droit du cliché), socle archéen de l'Ouest-africain.

— Dans le centre du cliché s'allonge le bassin ou synéclise de Tindouf, dont le Carbonifère est largement caché par des hamadas claires (Crétacé et Pliocène), discordantes jusque sur la dorsale reguibate.

— Le bord nord-ouest du bassin de Tindouf s'appuie sur le bombement de l'Anti-Atlas occidental, où l'on distingue les plis du Bani et quelques boutonnières précambriennes, jusqu'en bordure de l'océan Atlantique (à gauche).

— La chaîne du Haut Atlas, en sombre, au-delà du Golfe d'Agadir et du Souss.

— Le domaine mésétien, juste avant l'horizon arrondi, dans sa partie gauche (Ouest).



En pochette ci-contre :

— Carte structurale du Maroc au 1/3 000 000

— Code structural du Maroc au 1/3 000 000 utilisé au Service géologique

Adresse de l'auteur :

INSTITUT DE GEOLOGIE

Université Louis Pasteur

1, rue Blessig - 67084 STRASBOURG - FRANCE

ROYAUME DU MAROC
MINISTERE DU COMMERCE, DE L'INDUSTRIE
DES MINES ET DE LA MARINE MARCHANDE
DIRECTION DES MINES, DE LA GEOLOGIE
ET DE L'ENERGIE
DIVISION DE LA GEOLOGIE

دليل المغرب البنيوى

CODE STRUCTURAL DU MAROC
(PROVINCES DU NORD) (اقاليم الشمال)

المملكة المغربية
وزارة التجارة والصناعة والمعادن والملاحة التجارية
مديرية المعادن والجيولوجية والطاقة
قسم الجيولوجية

DOMAINE ATLASIQUE

AP - Massif hercynian central (ou Meseta marocaine nord)
- APO - Région côtière du nord-ouest
- APC - Anticlinorium de Khouribga - Oulmès
- APE - Zones orientales - Fourhal + Anticlinal Kasba-Tadla, Azrou

AC - Meseta côtière
- ACN - Chaouia (entre Oum er Rebia et Cherrat)
- ACS - Abda - Doukkala

AS - Meseta marocaine sud et zone synclinale Bahira-Tadla
- ASK - Plateau des phosphates (Khouribga)
- ASR - Rehamna
- ASY - Bahira-Ganntour (Youssoufia)
- AST - Plaine du Tadla, Beni Amir et Beni Moussa

AJ - Jebilet (Djebilet)
- AJH - J.Hadid et Ali Kourati
- AJM - Mouissat
- AJO - Jebilet occidentales (ouest)
- AJC - Jebilet centrales
- AJE - Jebilet orientales (est)

AE - Zone synclinale d'Essaouira - Haouz
- AEO - Partie côtiere (ouest)
- AEM - Meskala
- AEH - Haouz de Marrakech

AH - Haut-Atlas
- AHH - Région des Haha et couloir d'Argana
- AHO - Haut Atlas paléozoique occidental
- AHU - Ounein et promontoire de l'Ouzellarh
- AHT - Haut Atlas de Telouet
- AHC - Haut Atlas central
- AHB - Atlas de Beni Mellal
- AHP - Tamlelt (primaire et précambrien)
- AHS - Haut Atlas saharien

AM - Moyen Atlas
- AMC - Causse moyen atlasique
- AMCA - Causse d'Agouraï
- AMT - Tazzeka
- AMP - Moyen Atlas plissé
- AMI - Causse d'Itzer
- AMS - Chaînon de Midelt
- AMB - Atlas de Beni Mellal

AO - Meseta oranaise
- AOM - Bassin de la Moulouya
- AOMS - Cuvette de la Haute Moulouya
- AOMA - Massifs primaires de Bou Mia et Aouli
- AOME - Dépression d'Itzer à Enjil
- AOMM - Bassin de la Moyenne Moulouya
- AOO - Hauts Plateaux
- AOON - Hauts Plateaux nord
- AOOS - Hauts Plateaux sud
- AOOR - Rekkame
- AOOM - Plis marginaux du Haut Atlas
- AOOT - Dôme de Tendrara
- AOH - Chaîne des Horsts
- AOP - Boutonnières primaires de l'Oriental nord

AB - Couloir Taza-Oujda et plaines du NE
- ABG - Bassin de Guercif
- ABT - Région de Taourirt
- ABO - Région d'Oujda
- ABB - Région des Triffas (Berkane)

AN - Massifs paléozoïques et jurassiques du NE
- ANP - Boudoufout, Beni Snassene
- ANO - Masgout - Bouslah, Beni Ourimench
- ANB - Beni Snassene

DOMAINE DE L'ANTI-ATLAS

SP - Sillon préafricain
- SPS - Souss
- SPO - Bassin de Ouarzazate
- SPK - Hamada de Ksar es Souk
- SPG - Hamada de Boudenib à Bechar
- SPT - Massif de Talzaza
- SPZ - Région de la Zousfana

SA - Anti-Atlas
- SAG - Massifs de Goulimine et Dra inférieur
- SAO - Anti-Atlas occidental (ouest)
- SAC - " " central
- SAE - " " oriental (est)

SB - Bani
- SBZ - Zini
- SBP - Bani plissé
- SBM - Bani monoclinal
- SBD - Adrar - Zougar
- SBA - Addana - Gueliz
- SBH - 'Hamsaïlikh
- SBC - Crosse du Bani

SM - Maïder-Tafilalt

SK - Kem-Kem

SG - Bassin de Kenadza-Bechar

SR - Plaines du Dra au Pays des Richs
- SRL - Rich Leimhaguene
- SRO - Rich ouest
- SRC - Rich centre
- SRE - Rich est

ST - Bassin de Tindouf
- STO - Région occidentale (Ouarkziz de Messeied)
- STC - Région centrale (Ouarkziz et Betana)
- STZ - Anticlinal Zemoul à Tinfouchy

SO - Chaînes d'Ougarta
- SOS - Saoura
- SOC - Ougarta
- SOT - Kahal de Tabelbala
- SOZ - Zegdou
- SOB - Jbel Bet Tadjine
- SOK - Khrettamia

SH - Hamadas
- SHT - de Tindouf
- SHR - du Dra
- SHD - de la Daoura
- SHG - du Guir

SE - Grand Erg occidental

SY - Tarfaya côtier

DOMAINE RIFAIN

RI - Zones internes
- RIM - Zones métamorphiques
- RIP - Nappes paléozoïques
- RIC - Chaînes calcaires

RF - Nappes des flyschs

RE - Zones externes
- RER - Zones intrarifaines
- REN - Nappes d'origine intrarifaines
- REM - Zones mésorifaines et fenêtres
- REP - Zones prérifaines
- REPR - Rides prérifaines
- RET - Synclinaux miocènes postnappes

RP - Avant Pays
- RPG - Gharb
- RPN - Néogene du Gharb, du couloir sud et des bassins méditerranéens
- RPO - Avant Pays oriental
- RPT - Temsaman
- RPV - Volcanisme oriental

0 50 100 km

TINDOUF

D'après les travaux des géologues de la Division de la Géologie et plus particulièrement
G. Suter pour le domaine rifain
R du Dresnay pour le domaine atlasique
H Hollard et J. Destombes pour le domaine de l'Anti atlas
Coordination par A Boudda et M. Saadi
Avec la collaboration du Centre National de documentation

Sommaire

Préface, par E.-A. Hilali 7
Introduction 9
Chap. 1 : Présentation géologique et géomorphologique du Maroc .. 15
Chap. 2 : Le Sud-marocain : Anti-Atlas et Domaine anti-atlasique .. 41
Chap. 3 : Le Domaine mésétien 85
Chap. 4 : Le Domaine de la chaîne atlasique 153
Chap. 5 : Le Domaine rifain 231
Chap. 6 : L'évolution structurale du Maroc 307
Références bibliographiques 347
Index des matières 369
Index géographique 377
Table des illustrations 390
Liste des tableaux 398
Table des matières 399
Planches photographiques 409
Cartes structurales hors-texte 422

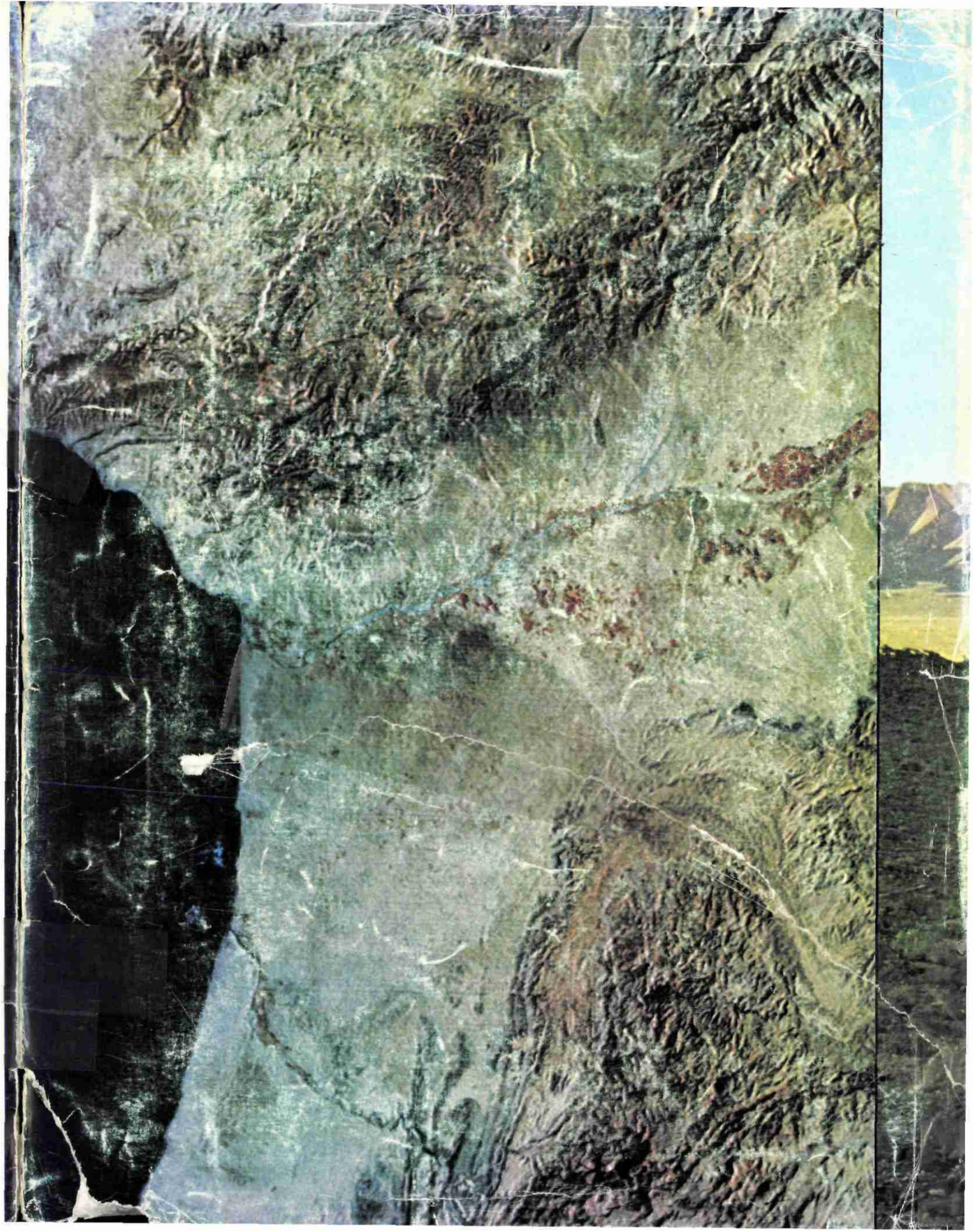
En couverture : (Verso) :

Cliché de la région d'Agadir, en « fausses couleurs » transmis par le satellite E.R.T.S. On reconnaît (comparer avec la carte géologique au 1/500 000, feuille Marrakech) :

— en haut (au Nord), de gauche à droite : les plis du Haut Atlas occidental, le couloir triasique d'Argana (sombre), le Paléozoïque du bloc ancien haut-atlasique (Carbonifère en clair) ;

— *au milieu, le sillon sub-atlasique*, de l'Oued Souss ;

— au Sud, la plaine de Tiznit, avec l'Oued Massa, puis l'Anti-Atlas : plis paléozoïques du J. Tachilla et boutonnière précambrienne du Kerdous.



Bon courage



LIENS UTILES ☝

Visiter :

1. https://biologie-maroc.com
   - Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. https://biologie-maroc.com/shop/
   - Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
   - Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
   - Trouver des bourses et des écoles privées

3. https://biologie-maroc.com/emploi/
   - Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
   - Trouver des offres d'emploi et de stage

