

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 74 (1981)
Heft: 2

Artikel: Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassien moyen à supérieur (Rif externe, Maroc)
Autor: Wildi, Walter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165117>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 74/2	Pages 481–527	12 figures dans le texte et 1 tableau	Bâle, juillet 1981
---------------------	-----------	---------------	--	--------------------

Le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc)

Par WALTER WILDI¹⁾

RÉSUMÉ

Les sédiments détritiques du Dogger supérieur et du Malm du Rif externe ont été accumulés en eau profonde sur la marge téthysienne subsidente du craton africain. Dans les cinq types de séries à faciès différents on décèle une progradation du dépôt de pélites et d'arénites de l'avant-pays oriental en direction du nord-ouest, jusque dans les unités intrarifaines. Les zones paléogéographiques à faciès caractéristiques sont (du sud-est vers le nord-ouest):

1. L'avant-pays oriental, centre de distribution du matériel détritique terrigène; faciès turbiditique, puis delta néritique peu profond.
2. Les chaînes de B' Bou Ifrou et de Dar Driouch, ainsi que le Prérif occidental représentent respectivement une zone de passage de matériel détritique, et une pente continentale à dépôts chenalisés, turbiditiques et à glissements synsédimentaires.
3. Les unités mésorifaines, la nappe de Bou Haddoud et l'unité de Msila avec les accumulations les plus importantes (plus de 2400 m). C'est dans cette même zone que l'on trouve les séquences d'arénites les plus épaisses.
4. L'unité de Ketama et les nappes intrarifaines supérieures, à faciès distaux.
5. Le faciès du Jbel Azrou Akechar, constitué surtout de pélites et de marnes et marno-calcaires à Ammonites, situé en dehors de l'axe de distribution du matériel détritique.

Le cycle sédimentaire, débutant entre le Callovien inférieur (zone 3) et le Callovien moyen (zone 4), se termine à l'Oxfordien supérieur.

Le modèle sédimentologique déduit à partir de ces données, ressemble à celui du cône du Nil au Pleistocène, où le matériel détritique fut déposé sur un talus à pente faible.

Le matériel est probablement essentiellement d'origine saharienne. Il a pu traverser la bordure du continent par un système fluvial grâce au comblement préalable du sillon du Haut Atlas au Jurassique moyen.

ABSTRACT

The detrital sediments of Jurassic age in the external zone of the Rif Basin have been deposited in a deep-water environment on the subsiding Tethyan margin of the African continent. The sediments can be divided into five different facies zones with outward progradational deposition of pelites and arenites from the southeast to the northwest. The following facies zones (from the southeast to the northwest have been defined:

¹⁾ Laboratoire de Géologie structurale, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, tour 26, 1^{er} étage, F-75230 Paris Cedex 05.

1. The eastern foreland ("avant-pays oriental") with turbiditic and neritic deltaic sediments – the source of the detrital material for the Rif Basin.
2. a) A transitional zone to the north of zone 1 in the mountain chains of B' Bou Ifrouir and of Dar Driouch; b) continental slope deposits with channelized arenites, turbidites and slumps in the western "Prérif".
3. A zone with thick arenite beds, built up by the Mesorif, by the Bou Haddoud nappe and by the Msila nappe. In this zone is found the thickest formation of arenites and pelites in the Rif Basin (more than 2400 m). The arenitic material is thought to have been transported by low-density, turbidity currents.
4. A distal zone in the Ketama unit and upper Rif nappes ("unités intrarifaines supérieures"), defined by the sedimentary facies of pelites, siltstones and thin-bedded arenites.
5. Pelites, marls and ammonite-bearing, marly limestones, comprising the unit of Jbel Azrou Akechar. These sediments were deposited adjacent to the main influx of detrital material.

The detrital sediments are dated as Lower Callovian at the base of the formation of zone 3 and Middle Callovian at the base of zone 4. Detrital sedimentation continued until Upper Oxfordian, the paleontologically dated top of the formation. A sedimentological model for the Jurassic Rif Basin is the Pleistocene Nile Cone, where detrital material was transported by low-density, turbidity currents down a 1° slope. Probably the detrital material of the Rif Basin was mainly eroded from the Sahara region and transported by a fluvial system across the filled furrow of the High Atlas geosyncline.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction: Les bassins sédimentaires de la marge nord-ouest du continent africain et les sédiments détritiques dans le Rif externe	483
2. Le Rif: les unités tectoniques et leurs séries mésozoïques	485
3. Définition du groupe lithologique du Ferrysch et de ses zones de faciès	488
4. La pétrographie des sédiments du Ferrysch dans le Rif externe (zones 2-5)	492
5. Traits stratigraphiques généraux	496
6. Zone 1: Avant-pays oriental, zone deltaïque	496
7. Zone 2a: Les chaînons de Driouch et des B' Bou Ifrouir, zone de passage	500
8. Zone 2b: Prérif occidental: pente continentale	501
9. Zone 3a: Prérif de Msila, zone d'accumulation proximale	502
10. Zone 3b: La nappe de Bou Haddoud et le Mésorif: zone d'accumulation principale	506
11. Zone 4: L'unité de Ketama et les nappes intrarifaines supérieures: sédimentation distale en eau profonde	512
12. Zone 5: Jbel Azrou Akechar, sédimentation en dehors de l'axe de distribution	515
13. Essai d'une reconstitution palinspastique du Rif externe pendant le Jurassique	517
14. L'évolution du cône sédimentaire rifain, modèle paléogéographique	520
15. Le cône du Rif dans le cadre de l'évolution de la marge septentrionale du continent africain au Jurassique moyen à supérieur	524
Bibliographie	525

Préface

Cette publication présente les résultats principaux d'une partie du projet n° 2.823-0.77 du Fonds national de la recherche scientifique suisse. Le projet a en outre été subventionné par le Département fédéral des Affaires Etrangères suisse et par le Service géologique du Maroc.

Les déterminations des Ammonites ont été effectuées par MM. S. Elmi, R. Enay et Ch. Mangold de l'Université Claude Bernard (Dép. des Sciences de la Terre) à Lyon.

Les noms locaux sont orthographiés d'après les cartes topographiques à l'échelle 1: 50 000. Nous utilisons les termes arabes suivants:

Bⁱ (beni) = tribu

Douar = village

Jbel = montagne

Oued = vallée, rivière

La classification choisie pour les arénites est celle de PETTJOHN et al. (1972).

Une documentation plus complète concernant le Ferrysch et comportant les levés détaillés et les analyses sera déposée à la bibliothèque de l'Institut de Géologie de l'EPF, Zurich, au Service géologique à Rabat, à la Société géologique de France et au Département des Sciences de la Terre, à l'Université Claude Bernard à Lyon. Les Ammonites sont déposées à Lyon; une collection de référence pour les échantillons de roches sédimentaires se trouve à Zurich.

1. Introduction: Les bassins sédimentaires de la marge nord-ouest du continent africain et les sédiments détritiques dans le Rif externe

Au Jurassique inférieur, trois bassins sédimentaires s'ouvrent en bordure de l'Afrique du nord-ouest:

- *La fosse atlasique* (Haut Atlas, Atlas Saharien, Atlas Tunisien) se forme par subsidence au sein de la plaque à croûte continentale. Son histoire tectono-sédimentaire est fortement influencée par les apports détritiques provenant de l'intérieur du craton.
- Au nord, *le Tell* et *le Rif* constituent la terminaison occidentale de la partie méridionale de la Téthys naissante et un de ses liens avec l'Atlantique. La mer ouverte envahit le bassin du Rif externe au Carixien. Les indices d'un fond océanique sont rares et incertains. Au Jurassique moyen à supérieur et au Crétacé, les formations détritiques à matériaux terrigènes prédominent.
- A l'ouest, *l'Atlantique* s'ouvre en même temps que le bassin du Rif externe.

Les *Hauts-Plateaux* algériens et le *Moyen Atlas* marocain, des zones à subsidence modérée, permettent, au Mésozoïque, de faire le pont entre les bassins à subsidence forte au nord (Tell, Rif) et au sud (Atlas).

Alors que la marge atlantique est restée subsidente et «stable» depuis le Mésozoïque, les bassins du nord et du sud ont été affectés par la tectonique alpine.

Dans le bassin rifain, le géologue est confronté, à partir du Jurassique moyen, avec des phénomènes qui sont peu communs au nord de la Téthys. C'est d'abord le manque d'une plate-forme carbonatée bien développée en bordure du continent et l'apparition de sédiments détritiques immédiatement au large de la côte supposée. Ensuite, c'est l'uniformité apparente des formations, dont les faciès montrent seulement des variations à grande distance.

Nous avons entrepris l'étude d'un de ces épisodes de sédimentation détritique dans le dessein d'en trouver les raisons, les mécanismes et l'environnement sédimentaire correspondant. La formation choisie, celle du Ferrysch jurassique (§3), est encadrée en haut et en bas par des séries carbonatées. Son équivalent d'âge dans les

domaines atlasiques voisins se trouve dans un cycle de sédiments continentaux rouges, connus dans les synclinaux du Moyen Atlas et du Haut Atlas. Du côté opposé du cadre paléogéographique des unités rifaines, ce sont les radiolarites et les calcaires pélagiques du domaine interne et des nappes des Flyschs (fig. 12).

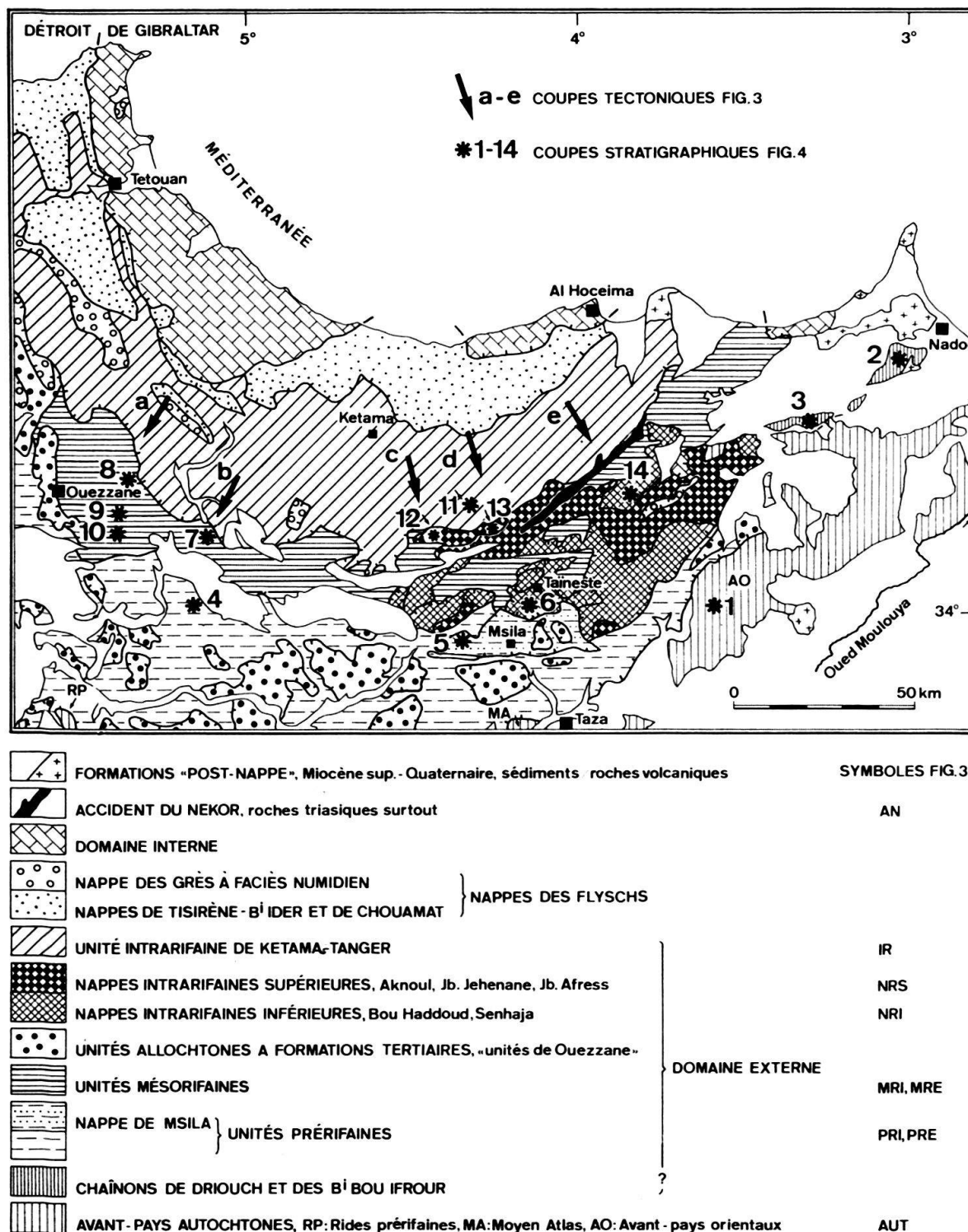


Fig. 1. Schéma structural du Rif (d'après SUTER, sous presse, a, b).

2. Le Rif: les unités tectoniques et leurs séries mésozoïques

Trois zones paléogéographiques sont impliquées dans l'édifice des nappes de la chaîne rifaine. Ce sont, du nord-ouest vers le sud-est (fig. 1, 2):

1. *Le domaine interne*, en bordure de la mer d'Alboran. Il comprend un socle cristallophyllien ancien avec sa couverture sédimentaire épimétamorphique (fig. 2, n° 1), ensuite des nappes à matériel paléozoïque à tertiaire (fig. 2, n° 2; KORNPROBST 1974) et des nappes à formations sédimentaires d'un faciès du type austro-alpin (fig. 2, n° 3; WILDI 1979). Dans ces chaînes calcaires, l'épisode du Lias supérieur à l'Eocène inférieur compris est représenté par des sédiments pélagiques condensés.
2. *Les nappes des Flyschs* (fig. 2, n° 4; DIDON et al. 1973; LESPINASSE 1975) comprennent dans leurs formations jurassiques (nappe du Jbel Tisirène) des calcaires pélagiques à *Bositra buchi*, des radiolarites (Dogger, Malm), puis des calcaires micritiques à Calpionelles et des marnes qui montent jusque dans le Néocomien. Une sédimentation flyschoides s'installe du Barrémien à l'Albien. Des roches vertes sont connues dans la nappe de Chouamat (dans la nappe du Jbel Tisirène d'après ANDRIEUX 1971; voir: GÜBELI, à paraître).

La relation paléogéographique entre le domaine interne et les nappes des Flyschs avant les charriages fait l'objet de divergences d'opinion importantes (MATTAUER 1963; DURAND DELGA 1966, 1972; DIDON et al. 1973). Pour des raisons que nous avons exposées ailleurs (WILDI et al. 1977, p. 412) nous adhérons plutôt à l'hypothèse d'une origine «infra» des nappes des Flyschs par rapport au domaine interne, en insistant sur le fait qu'un modèle paléogéographique cylindrique ne satisfait pas toutes les questions posées par la géométrie actuelle des affleurements.

3. *Le domaine externe* (fig. 2, n° 5-10), qui est l'objet de cette recherche, est chevauché au nord par les nappes des Flyschs; à l'est il est limité par les avant-pays orientaux, au sud par le Moyen Atlas et au sud-ouest par le bassin néogène du Rharb. On y distingue classiquement (SUTER 1965) trois zones paléogéographiques, dont les formations ont subi un raccourcissement par écaillage, charriage et

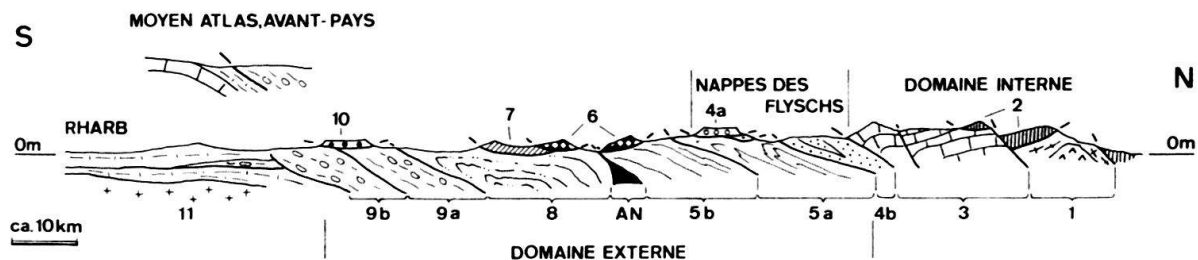


Fig. 2. Coupe schématique du Rif. 1 = socle cristallophyllien et nappes métamorphiques, Sebides; 2 = nappes paléozoïques, Ghomarides; 3 = chaînes calcaires; 4a = nappe des Grès à faciès numidien; 4b = nappes de Chouamat et du Jbel Tisirène; 5-7 = unités intrarifaines; 5a = unité septentrionale de Tanger-Ketama (à structure plissée); 5b = unité méridionale de Tanger-Ketama (à structure anticlinale); 6 = nappes intrarifaines supérieures; 7 = nappes intrarifaines inférieures; 8 = Mésorif; 9a = Prérif interne; 9b = Prérif externe; 10 = nappes diverses à formations tertiaires; 11 = avant-pays autochtones.

formation de nappes pendant les phases tectoniques au Tertiaire. Ce sont la zone prérifaine au sud, la zone mésorifaine et la zone intrarifaine au nord.

On attribue à la zone intrarifaine un ensemble plissé, apparemment enraciné en profondeur (*unité de Tanger-Ketama*) et des nappes qui sont en contact avec le premier ou avec les zones plus externes (*nappes intrarifaines*). Les définitions de ces nappes varient beaucoup d'un auteur à l'autre; un tableau de comparaison pour ces unités a été publié par LEBLANC (1979a, fig. 17). Nous adoptons ici le concept suivant: les unités dont les formations montrent des affinités de faciès avec l'unité de Ketama s.l. sont attribuées aux *nappes intrarifaines supérieures* (unités du Jbel Jehenane et du Jbel Afress, fig. 2, n° 6), les unités à affinités mésorifaines aux *nappes intrarifaines inférieures* (nappe de Bou Haddoud, unité des Senhaja, fig. 2, n° 7). Suivant l'hypothèse choisie les nappes intrarifaines seraient intégralement ou en partie d'origine infra ou supra par rapport à l'unité intrarifaine de Tanger-Ketama (§ 13).

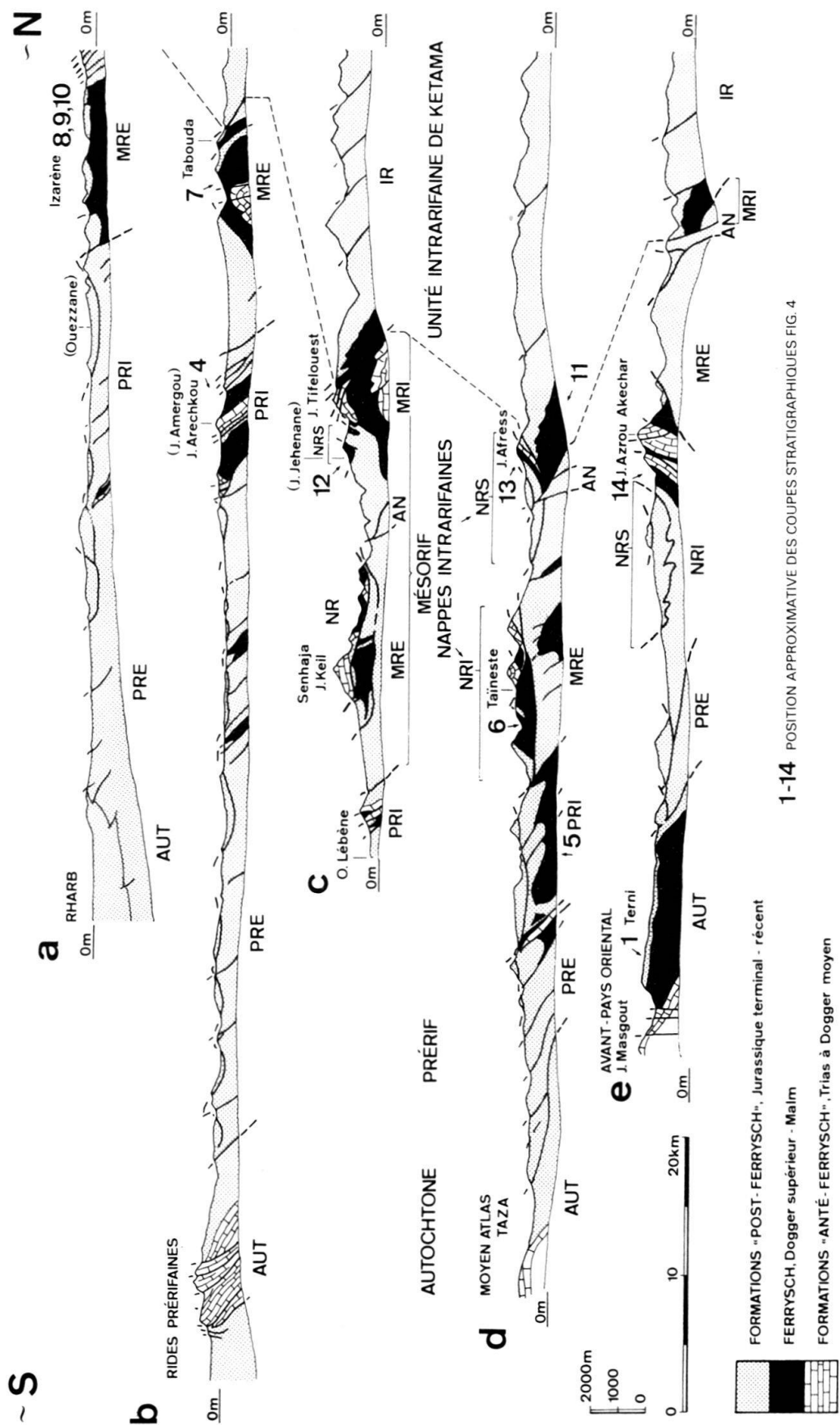
La zone mésorifaine (fig. 2, n° 8) constitue un édifice à structure anticlinale, qui a d'abord été considéré comme un autochtone relatif (DURAND DELGA et al. 1962). Son contact avec les unités intrarifaines est compliqué dans le Rif oriental par la présence d'un accident majeur, celui du Nekor (fig. 3, AN). A l'ouest, ce contact est un chevauchement raide (fig. 3, coupes a, b). D'après LEBLANC (1977, 1979a) le Mésorif surmonte la zone prérifaine par un contact relativement plat.

La zone prérifaine est dominée par un ensemble de sédiments chaotiques d'âge Miocène moyen à supérieur, le «complexe prériefain» ou la «nappe prériefaine» (fig. 2, n° 9b). Entre ce complexe – qui borde le pays autochtone au sud – et la zone mésorifaine au nord, le Prérif interne forme un chaînon d'affleurements à formations mésozoïques et tertiaires (fig. 2, n° 9a). Ce chaînon serait ou bien une écaille tectonique enracinée au sud du Mésorif (SUTER 1965; LEBLANC 1977, 1979a), ou alors une nappe de glissement, dont l'origine se trouverait au nord de la zone intrarifaine (VIDAL 1971). Pour des raisons d'évolution des faciès du Ferrysch que nous exposerons § 3, 13 et 14, nous adhérons à la première hypothèse quant à l'origine paléogéographique du Prérif interne.

Du point de vue de leur *stratigraphie*, les unités du domaine externe constituent un ensemble, dont la provenance d'un seul bassin sédimentaire est évidente. Nous allons nous limiter ici à un résumé bref des termes du Mésozoïque et de son substratum.

Le socle anté-triasique est connu d'une part sous la forme de lambeaux à la base tectonique de certaines nappes intrarifaines, et d'autre part comme élément d'une zone à structure chaotique qui marque la trace de l'accident du Nekor (MARÇAIS et al. 1952; ANDRIEUX 1971). Le plus souvent, ce sont des roches éruptives granitiques ou des gneiss. Il faut cependant noter qu'aucune recherche récente n'a été faite à ce sujet. Des «schistes paléozoïques» et un «Houiller à Annularia» (MARÇAIS 1937) ont été cités dans le même contexte.

Fig. 3. Coupes tectoniques du Rif externe (d'après SUTER, sous presse, b). Les traces des coupes sont indiquées figure 1. AN = accident du Nekor; AUT = avant-pays autochtones; IR = unité intrarifaine de Tanger-Ketama; MRE = Mésorif externe; MRI = Mésorif interne; NRI = nappes intrarifaines inférieures; NRS = nappes intrarifaines supérieures; PRE = Prérif externe; PRI = Prérif interne.



Le Trias affleure surtout le long des contacts tectoniques entre les unités, dans des accidents subverticaux et des diapirs. Il est en outre connu sous forme de klipptes sédimentaires à plusieurs niveaux stratigraphiques. Ce sont des évaporites puissantes, des pélites et des séquences carbonatées fossilifères peu épaisses. Les calcaires accompagnent souvent des coulées de basalte (SALVAN 1974a, b; VAN HOUTEN 1977).

Le Lias inférieur est représenté par une formation épaisse de dolomies et de calcaires algaires. Des calcaires lités ont fourni des Ammonites du *Carixien* et du *Domérien*, indiquant l'ingression de la mer téthysienne ouverte. Le *Toarcien* et l'*Aalénien* se trouvent souvent sous un faciès de marno-calcaires condensés à Ammonites. Des calcaires rouges noduleux ont fourni des faunes du *Bajocien* (SUTER 1965, p. 9). Ceci marque la fin d'un premier cycle de sédimentation carbonatée.

Une formation de marnes schisteuses, fortement bioturbées, se trouve à la base d'une série de sédiments détritiques. Des Posidonies et des Ammonites en forment le contenu faunistique. Le *Bathonien* a été daté à l'Oued Aoudyar (SUTER 1965). La limite supérieure de la formation est hétérochrone. Elle indique une progression des faciès arénitiques sus-jacents du sud-est vers le nord-ouest entre le *Callovien inférieur* et le *Callovien moyen*.

Le dépôt du *groupe lithologique du Ferrysch* – que nous traiterons ci-dessous en détail – constitue le paroxysme de cet épisode de sédimentation détritique. Il commence au *Callovien* et continue jusqu'à la fin de l'*Oxfordien*. Les faciès proximaux (au sens de «proche de la source») se trouvent au sud, les faciès distaux et abyssaux dans les unités intrarifaines au nord.

Un deuxième cycle de sédimentation carbonatée comprend le *Tithonique* et le *Néocomien*. Ce sont, dans le Jurassique terminal, des calcaires noduleux à Ammonites et Brachiopodes dans le Prérif, et des calcaires micritiques, des marnes, des calcarénites turbiditiques et des brèches dans les zones mésorifaines et intrarifaines. Le Néocomien inférieur est pélitique, marneux et calcaire dans l'ensemble du Rif externe. On note néanmoins une croissance nette des teneurs en carbonates du nord vers le sud: alors que le faciès est essentiellement argileux à petits bancs d'arénites dans l'unité intrarifaine de Ketama (ANDRIEUX 1971), ce sont des calcaires marneux dans la zone mésorifaine et dans la nappe des Senhaja (LEBLANC 1979a) et des marnes à Ammonites pyriteuses dans le Prérif (SUTER 1965).

Un régime de dépôt de sédiments flyschoides s'installe au *Barrémien* et continue jusqu'à l'*Albien*. C'est, dans la partie septentrionale de l'unité de Ketama, une alternance d'argiles et d'arénites. Dans le Mésorif les arénites se font rares; dans le Prérif ce sont des marnes, datées par des Ammonites. Aucune liaison directe entre une source éventuelle pour le matériel détritique au sud et les accumulations au nord n'est connue dans le Rif.

Le Crétacé supérieur est essentiellement marneux et calcaire dans l'ensemble du bassin.

3. Définition du groupe lithologique du Ferrysch et de ses zones de faciès

Les formations détritiques du Jurassique moyen à supérieur du Rif externe ont traditionnellement été appelées «flysch jurassique» par certains géologues. Etant

donné que les caractères sédimentologiques ne correspondent en rien à un flysch alpin classique et que les cycles de BOUMA (1962) ne se trouvent qu'exceptionnellement, nous proposons «Ferrysch» comme nouveau terme pour ce groupe lithologique. Il est utilisé par la population locale pour désigner des terrains marneux, boueux par temps de pluie, à bancs durs, tels qu'on les rencontre à travers le Rif. Nous l'entendons ici comme nom pour un ensemble lithologique et non pas comme terme sédimentologique. Aucune coupe type ne sera décrite, mais nous indiquerons les limites du groupe dans les logs dessinés.

Notre analyse a montré que certains caractères – surtout de nature pétrographique – sont uniformes pour l'ensemble du Ferrysch dans le Rif externe. Ceci est par exemple le cas pour l'aspect des pélites: Ce sont surtout des argilites silteuses légèrement micacées, dont la patine est un vert olive sombre. Mais c'est aussi l'aspect macroscopique des roches arénitiques qui montrent une couleur de fond blanche ou verdâtre, avec de petites taches de couleur rouille.

Les caractères stratonomiques, en revanche, montrent des variations importantes à l'échelle de la chaîne, mais qui ne suivent pas exactement les lignes du découpage tectonique du domaine externe. Ceci nous a conduit – en incluant l'avant-pays oriental dans le schéma – à la définition de cinq zones de faciès (fig. 4), au sein desquelles un certain nombre de caractères stratonomiques restent homogènes.

Zone 1 (avant-pays oriental, autochtone du Terni Masgout, fig. 3, coupe e; fig. 4, coupe 1): La partie inférieure des séquences est une alternance de pélites et d'arénites à structures turbiditiques; la partie supérieure est constituée d'arénites à stratifications deltaïques et à intercalations calcaires à faunes néritiques.

Zone 2 (2a: chaînons de Driouch et de Bⁱ Bou Ifrou, Rif oriental; 2b: Prérif interne à l'exception de la nappe de Msila, fig. 4, coupes 2–4): Les sédiments sont marqués par les traces d'un transport dominé par les effets de la gravitation: glissements synsédimentaires (*slumps*), séquences d'arénites turbiditiques chenalisées à empreintes de courants (*flute casts*) et brèches diverses. Dans la partie inférieure de la zone 2a les arénites se superposent «banc sur banc». Les séquences d'arénites de la zone 2b sont intercalées dans des pélites.

Zone 3 (Prérif de Msila, nappe de Bou Haddoud et Mésorif, fig. 4, coupes 5–10): C'est la zone avec les accumulations les plus importantes. Une épaisseur de 2400 m de pélites et d'arénites a été mesurée dans la nappe de Bou Haddoud, sans arriver au soubassement du Ferrysch. Les arénites peuvent montrer une structure particulière, avec des séquences d'une puissance de quelques mètres jusqu'à 50 m. Des bancs épais, sans structures sédimentaires, ou à laminations planes parallèles floues, se trouvent dans leur partie inférieure. Ils passent vers le haut à des bancs de quelques centimètres jusqu'à 15 cm d'épaisseur, avec des laminations entrecroisées, des accumulations de minéraux lourds et des rides de courant lingoïdes à leur surface.

Zone 4 (unité intrarifaine de Tanger-Ketama et nappes intrarifaines supérieures, fig. 4, coupes 11–13): Siltites et argilites sont dominantes dans ces unités. Les arénites se trouvent en séquences à petits bancs, à rides de courant et à enrichissements de minéraux lourds. Des micrites calcaires à Radiolaires peuvent être intercalées dans la série.

ZONES DE FACIÈS

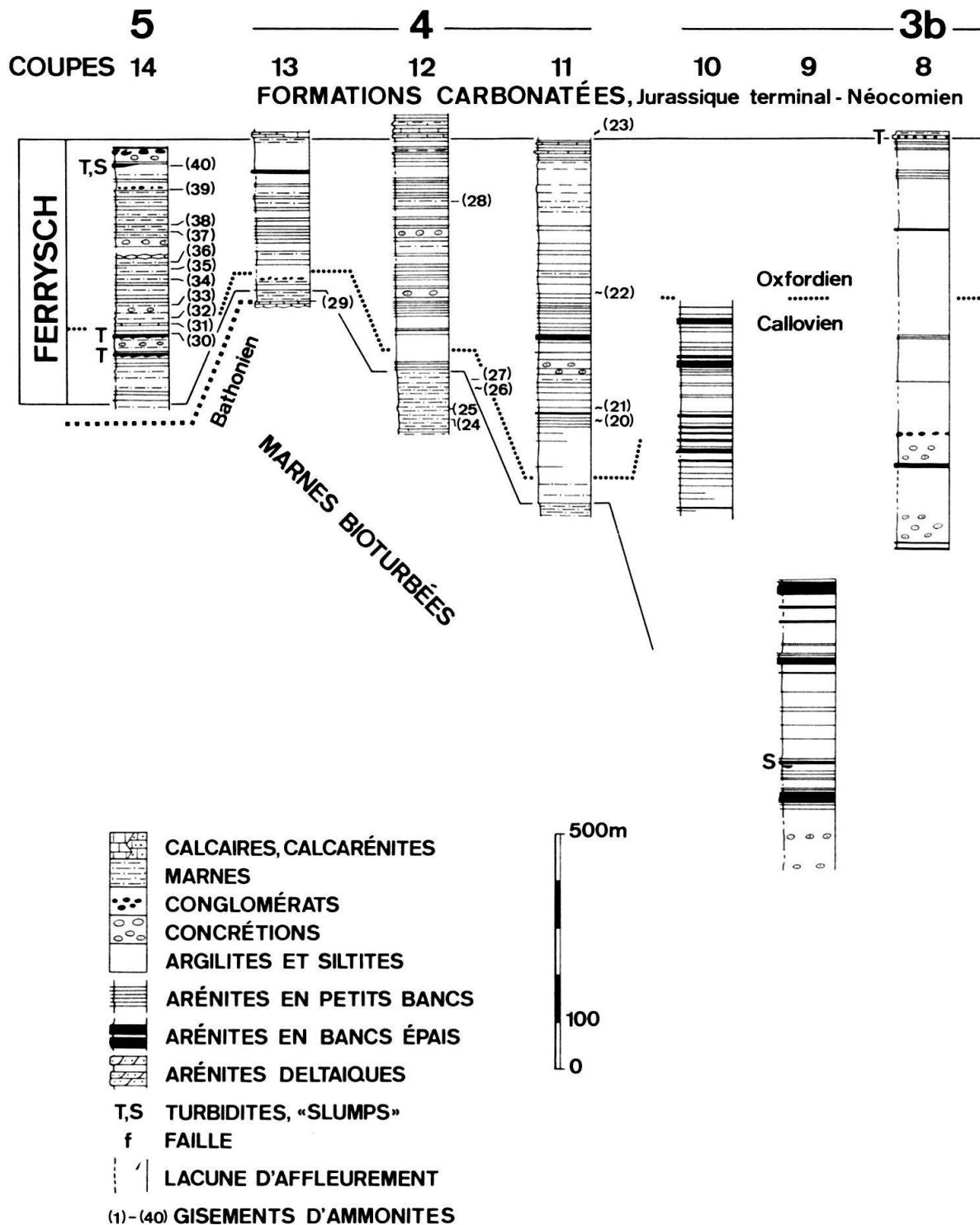
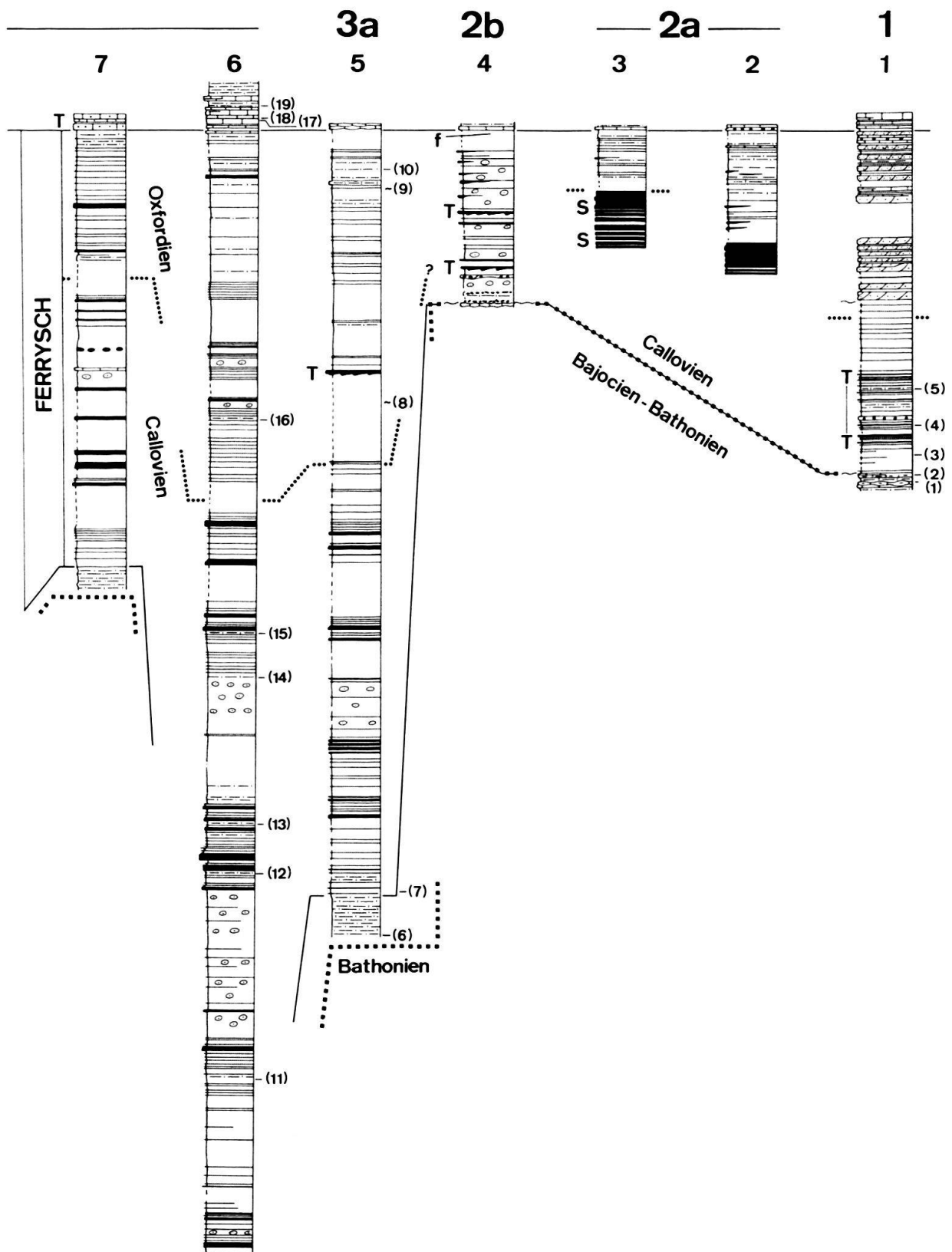


Fig. 4. Coupes stratigraphiques du Ferrysch. La position des coupes est indiquée figures 1 et 3.



Zone 5 (Jbel Azrou Akechar, coupe 14): La sédimentation est dominée par une alternance de pélites verdâtres et de marnes et marno-calcaires à Ammonites. Des arénites à traces d'un transport dominé par les effets de la gravitation se trouvent à la base et au sommet du groupe. Les arénites en petits bancs à rides de courant constituent moins de 10% de la série.

4. La pétrographie des sédiments du Ferrysch dans le Rif externe (zones 2–5)

Le Ferrysch est constitué de trois types de sédiments, c'est-à-dire de pélites, d'arénites et de rares intercalations de calcaires. Dans les différentes zones la relation arénites/pélites est à peu près la suivante:

- Base de la série de la zone 2a 2:1
- Partie supérieure zone 2a, zone 2b 1:5 à 1:10
- Zone 3b, partie inférieure 1:5
- Zone 3b, partie supérieure 1:10
- Série de la zone 4 1:8 (Jbel Jehenane) à 1:20 (Jbel Afress)

L'estimation de cette relation dans la zone 4 est compliquée par le fait qu'une grande partie des bancs durs est formée par des siltites.

4.1 Les pélites

Des argilites vert olive, souvent quelque peu micacées, sont prédominantes. Dans la partie inférieure de la formation elles peuvent être bioturbées. Les structures internes, qui ne sont que rarement visibles, sont des laminations planes parallèles de l'ordre millimétrique. Des argilites rouges, finement feuilletées, se trouvent comme intercalations dans des niveaux variables des séries des zones 3, 4 et 5.

L'analyse aux rayons X d'une argilite verdâtre prélevée à 120 m de la base de la coupe 6 a montré la composition suivante (éch. BX 173): chlorite et kaolinite (prédominante), quartz, illite et interstratifiés. Une argilite rouge au niveau 2080 m de la même coupe (éch. BX 143) est composée d'illite (dominante), de quartz et de peu de chlorite et d'interstratifiés. Les échantillons AX 764 et 754 proviennent d'argilites rouges respectivement de la base de la coupe 9 et du sommet de la coupe 10 (forêt d'Izarène). L'illite et les interstratifiés sont dominants, puis viennent du quartz et peu de chlorite et de kaolinite. Ces analyses sont certainement loin d'être suffisantes pour permettre des conclusions générales.

Des *marnes* à patine jaune et rose se trouvent surtout dans la partie supérieure du groupe lithologique. Les marnes à la base du Ferrysch sont, comme les marnes bioturbées à Posidonies sous-jacentes, de couleur brune. C'est essentiellement dans les roches marneuses que l'on récolte les faunes d'Ammonites. Les seules formes de Nannoplancton conservées sont des *Watznaueria* à squelette épais et, plus haut, les *Nannoconus*.

Les résidus d'une trentaine de lavages de marnes et d'argilites sont composés de grains de quartz et de mica fins, de dolomite et d'éléments biogéniques: débris de

plantes et boules rondes, siliceuses, qui sont probablement des Radiolaires. Un échantillon provenant d'argilites rouges de la coupe 10 (§ 10.3.4) a fourni une faunule à petits Foraminifères.

4.2 Les arénites

Les arénites ont une couleur de fond blanche ou verdâtre. Elles sont tachetées par des inclusions millimétriques de couleur rouille. C'est essentiellement cet aspect tacheté qui les différencie du point de vue macroscopique des arénites crétacées.

L'analyse en lame mince montre que leur composition varie relativement peu au sein du bassin. 77 échantillons provenant des unités 2-5 donnent les valeurs suivantes:

	Moyenne	Variance
Quartz détritique, fréquence	69%	13
Quartz détritique, diam. moyen	0,087 mm	36
Quartz détritique, diam. max.	0,227 mm	114
Feldspaths détritiques, fréquence	18%	8
Matrice argileuse, fréquence	6%	8
Carbonates, fréquence	2,5%	8

En outre on trouve des minéraux lourds transparents et opaques, 0-5% de mica blanc, 0-50% de chlorite (suivant l'état de conservation et de diagenèse) ainsi que des «nuages» et des «nids» d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Des pellicules de ces minéralisations peuvent également emballer des grains de quartz, de minéraux lourds ou de dolomite. Cette composition correspond à celle d'une subarkose, dont le granoclassement est bon à modéré.

Une analyse factorielle et une analyse de grappe ont été réalisées à l'aide du programme de traitement par ordinateur de CHAROLLAIS & DAVAUD (1976). L'extraction des facteurs a été faite jusqu'à 5%, le pourcentage minimal de la variance totale exprimée par les facteurs est de 80%. L'analyse a été faite à partir des coefficients de distance. Dans un premier temps les scores factoriels n'ont pas été pondérés.

Les groupes de microfaciès déduits à l'aide de sept variables sont représentés dans le tableau.

— Le premier groupe, comportant 56 échantillons, englobe les subarkoses des séquences arénitiques normales décrites dans les zones 2-5.

Tableau: Composition des arénites du Ferrysch, caractéristiques des groupes individualisés par l'analyse de grappe, valeurs moyennes des descripteurs (description voir texte).

Groupe n°	1	2	3	4	5
Nombre d'échantillons	56	10	5	2	4
Quartz détritique, diamètre moyen, μ	88	47	102	60	175
Quartz détritique, diamètre max., μ	217	125	305	115	570
Quartz détritique, fréquence, %	73	51	53	41	83
Feldspaths détritiques, fréquence, %	18	29	11	13	13
Matrice, fréquence, %	4,1	15	12	14	0,8
Minéraux lourds transparents, fréquence, %	1,3	1,0	1,0	0,5	1,0
Carbonates, fréquence, %	0,6	0,0	20	30	0,0

- Le deuxième groupe, à 10 échantillons, est constitué par des arénites riches en feldspath et à matrice argileuse (arkose à arkosic wacke) que l'on trouve essentiellement dans la zone de faciès 4.
- Le troisième et le quatrième groupe ont été choisis d'après leur teneur en carbonates. Ces échantillons proviennent des zones 2, 3 et 5.
- Le groupe n° 5 comprend quatre échantillons d'une séquence à structure particulière au sein de la coupe 9. Il est caractérisé par un diamètre maximum du quartz de 0,57 mm.

Comme nous considérons les teneurs en carbonates (ciment surtout) plutôt comme une conséquence du milieu de dépôt que du lieu de provenance du matériel détritique, nous avons répété l'analyse factorielle et l'analyse de grappe en négligeant cet élément. De cette façon, les échantillons à carbonates sont intégrés dans les groupes 1 et 2 de l'analyse décrite ci-dessus.

Une troisième analyse a été réalisée avec pondération des scores factoriels et en incluant la teneur en carbonates dans le calcul. Le résultat de cette opération est une subdivision des échantillons en deux groupes seulement, le deuxième ne comprenant que les quatre échantillons du groupe 5 de la première analyse.

Les conclusions que nous tirons de ces calculs sont les suivantes:

- Les arénites des zones 2-5 appartiennent à un seul ensemble pétrographique.
- Des distinctions significatives d'un échantillon à l'autre ne sont possibles qu'en se référant à un nombre restreint de caractères.

Nous verrons plus bas que des variations dans la granulométrie et dans les teneurs en minéraux lourds, en matrice argileuse et en mica peuvent être observées au sein des cycles sédimentaires.

Les *minéraux lourds transparents* (fig. 5d, e) sont ceux du «cortège granitique», c'est-à-dire zircon, tourmaline et rutile. L'encroûtement des grains rend difficile une détermination quantitative systématique.

L'état de conservation et le *degré de diagénèse* des arénites varient fortement d'une unité à l'autre. Des roches relativement fraîches, mais complètement recristallisées, à «structure quartzitique» se trouvent dans les coupes 2 et 3. Les minéralisations y sont concentrées dans des «nids». Dans les coupes 11-13 (zone 4) la matrice et une partie des feldspaths sont chloritisés. Il faut cependant noter que certains plagioclases sont parfaitement inaltérés.

La diagénèse a été moins forte dans les zones 2 et 3. Ici, les minéraux argileux de la matrice ont été transformés en mica blanc. La porosité a, en général, été réduite à près de 1% par engrenage et cimentation siliceuse. L'état de conservation du feldspath est très variable. Ce fait est dû aussi bien à une variation de l'état de conservation du matériel détritique original qu'à l'altération des roches depuis leur surrection au Néogène.

4.3 Les calcaires

Les bancs calcaires au sein du Ferrysch sont en général composés de micrites argileuses, à petits grains de quartz. Leurs éléments biogéniques sont des spicules d'Eponges et des Radiolaires (fig. 5a, éch. BX 78). Des Protoglobigérines ont été

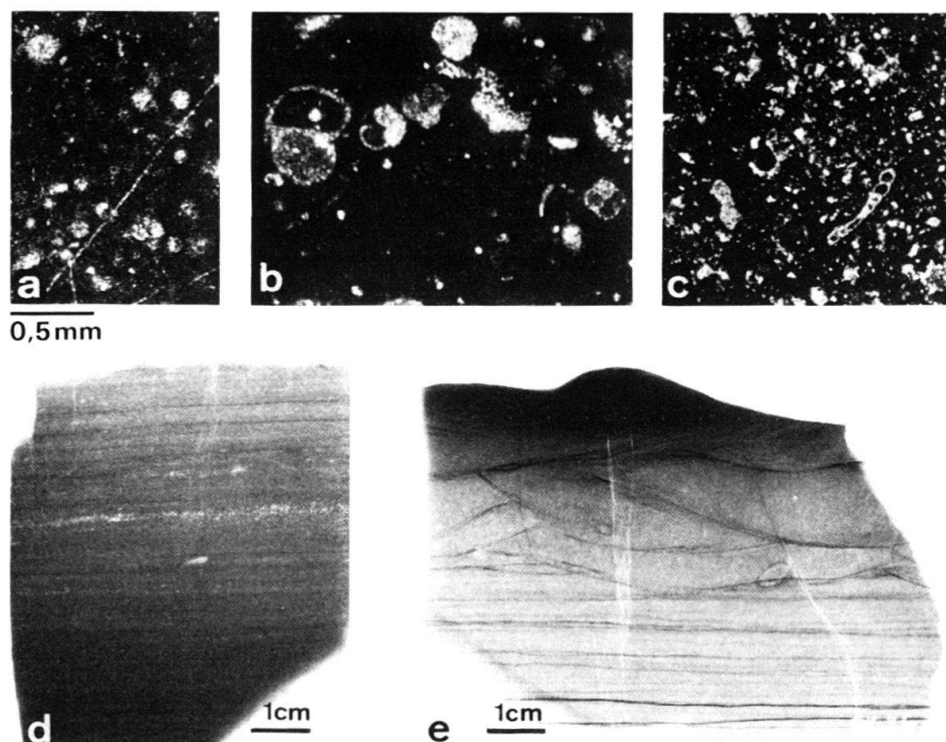


Fig. 5. Composition des sédiments du Ferrysch. a = calcaire micritique à Radiolaires, éch. BX 78, coupe 7 (§ 4.3, 10.2); b = calcaire à Protoglobigérines, éch. BX 79, coupe 7; c = calcaire à Globochaete, éch. AX 748d, galet d'un conglomérat au sein du Ferrysch de la coupe 8 (§ 10.3.2); d = radiographie d'une arénite (éch. BX 71) à laminations planes parallèles, à 8 m de la base du cycle sommital de la coupe 9 (fig. 9b); e = radiographie d'une arénite (éch. BX 36) à laminations planes parallèles et entrecroisées de rides de courant et de *climbing ripples*; sommet de la séquence figure 9a. Les accumulations de minéraux lourds se dessinent en noir.

rencontrées dans les coupes 3, 4, 7, 8 et 14. A l'exception de la coupe 14, ces Foraminifères se trouvent dans des galets ou des calciturbidites (fig. 5b, éch. BX 79). Des *Globochaete* et des *Saccocomidés* sont limités au sommet de la formation et aux calcaires tithoniques. Seul l'échantillon AX 748d (fig. 5c), comportant des *Globochaete*, a été trouvé plus bas, à 640 m de la limite supérieure du Ferrysch dans la coupe 8.

4.4 Les concrétions

Les concrétions apparaissent sous plusieurs formes au sein des pélites. Ce sont de petits bancs de moins de 5 cm d'épaisseur ou des nodules, miches ou galets de taille variable. La partie bordière en est imprégnée par une matière ferrugineuse. Le centre peut être gris ou légèrement imprégné.

En lame mince on reconnaît des micrites argileuses, pouvant comporter de petits grains de quartz. Les oxydes de fer sont répartis de façon diffuse entre les grains siliceux et carbonatés. Ceci est confirmé par l'analyse par «dispersion de l'énergie» au microscope électronique à balayage. Les concrétions ne comportent pas de manganèse.

5. Traits stratigraphiques généraux

Nous avons vu § 2 que le groupe du Ferrysch est encadré par les marnes bioturbées à *Posidonies* en bas et par une formation carbonatée du Jurassique terminal et du Néocomien en haut.

L'âge des *marnes bioturbées à Posidonies* a été considéré jusqu'à présent (SUTER 1965) comme Bathonien. De nouveaux gisements d'Ammonites modifient quelque peu cette idée. Le gisement (6) (zone 3a, coupe 5) a fourni une faune du Callovien inférieur. Dans la zone 4 (gisement [26] de la coupe 12) le Callovien moyen se trouverait toujours sous le même faciès (voir aussi: WILDI & ENAY 1979).

La limite inférieure du *Ferrysch* est diachrone: alors que le Callovien inférieur a été daté dans les premiers 1400 m de la série de la coupe 6 (zone 3b), la sédimentation arénitique dans la zone 4 (coupe 12) commencerait au plus tôt au Callovien moyen.

La limite supérieure du *Ferrysch* n'est pas bien connue encore: d'après les données des coupes 5, 6 et 14, elle se place probablement dans l'Oxfordien supérieur. Cette hypothèse est cependant mise en doute par une Ammonite du Tithonique moyen à la base de la formation carbonatée de la coupe 11, zone 4 (gisement [23]).

La stratigraphie de l'avant-pays oriental, qui est différente de celle des unités rifaines, sera discutée § 6.

6. Zone 1: Avant-pays oriental, zone deltaïque

6.1 Situation géologique de la coupe 1 (fig. 3e)

Au nord-est de Taza (fig. 1), l'avant-pays autochtone montre en boutonnière sa série allant du Paléozoïque au Jurassique terminal. Situé en fait en dehors du cadre de notre étude, ce secteur fournit des indices concernant un certain nombre de problèmes rencontrés dans le Rif externe.

Dans son mémoire traitant le Rif oriental et sa bordure, ENNADIFI (1974) décrit au-dessus des couches liasiques les formations suivantes:

- la *série marno-calcaire* (Bajocien moyen à Bathonien basal);
- la *série marno-gréseuse* (Bathonien);
- la *série gréseuse* (Callovien et Oxfordien);
- la *série calcaire* (Kimméridgien).

Nous avons repris la coupe de la Zaouia Anguid de l'auteur (op.cit., pl.4). Base de la coupe coordonnées 669.230/437.400, à la bifurcation de deux vallons; sommet coord. 668.400/438.200, sur la crête (changement de la trace pour la série gréseuse, § 6.4).

6.2 La série marno-calcaire (fig. 4)

La série a été touchée entre 0 et 35 m de la coupe 1. Elle est formée d'alternances de marnes grises et de bancs calcaires de 15 cm (en haut) ou de 50 cm (en bas), qui

ont souvent un aspect noduleux. Ce sont des biomicrites à 15% d'éléments biogéniques. Le gisement d'Ammonites dans la partie inférieure, déjà fouillé par ENNADIFI (1974, p. 14) nous a fourni (gisement [1], éch. BX 209) des Sonniniidae du Bajocien inférieur à moyen. Le gisement supérieur (2), près du sommet de la formation, comporte (éch. BX 211) *Oraniceras hamyanense* (FLAMAND), *Oraniceras* sp., *Procerites*, *Morphoceras* (*Ebrayiceras*) *sulcatum* HEHL in ZIETEN, *Phylloceras*. Cette faune confirme l'âge bathonien inférieur (zone à Zigzag, sous-zone à Macrescens).

6.3 La série marno-gréseuse

Le contact entre la série marno-calcaire et la série marno-gréseuse est net. Le passage d'une formation à l'autre se fait d'une façon brusque. Ceci pourrait indiquer une lacune – soit sédimentaire ou par érosion – d'un équivalent latéral des marnes à Posidonies.

La partie inférieure de la série (35–90 m, fig.4) affleure mal. Elle montre, intercalés dans des pélites, des bancs d'arénites rouges de 15 à 50 cm d'épaisseur avec des laminations planes parallèles floues. Leur composition est celle d'arkoses à 30% de feldspath altéré.

Entre 90 et 120 m, on passe par une séquence à caractère turbiditique (fig.6a, 7a). Ce sont des alternances de

- siltites sableuses, souvent légèrement marneuses, de couleur brune et à patine brune à verdâtre;
- arénites en séquences «*thickening up*». Les semelles des bancs peuvent montrer des *flute casts* et des remplissages de chenaux d'érosion; dans la plupart des cas elles sont cependant simplement ondulées. De belles laminations entrecroisées se trouvent dans la partie supérieure des bancs et dans les bancs minces. Des rides lingoïdes aux surfaces des bancs indiquent des courants provenant d'une direction sud à sud-est. La composition globale des arénites est celle d'arkoses (resp. de litharénites), avec des teneurs en carbonates de 10 à 50%. Les grains de carbonate sont encroûtés par de la matière ferrugineuse.

D'autres séquences à caractère turbiditique se trouvent jusqu'à 280 m dans la coupe (fig.6b). Une surface de banc à 135 m de la base supporte de belles empreintes de traces fossiles qui ont des affinités avec *Crossopodia*, décrit par RODRIGUEZ & GUTSCHICK (1970) dans le Paléozoïque.

Dans le sommet de la série dominant des pélites verdâtres avec quelques bancs d'arénites quartzitiques.

Parmi les *Ammonites* trouvées par ENNADIFI (1974) au sein de cette série, on note *Oraniceras* et *Hecticoceras*. Des faunes du Callovien sont signalées à la base de la formation superposée (série gréseuse) par BENZAQUEN et al. (1965). Nos recherches nous ont fourni: Gisement (3), éch. CX 135: Perisphinctidae; gisement (4), éch. CX 137, 138: *Putealiceras* cf. *punctatum exile* ZEISS (forme à costulation plus dense que le type), Callovien moyen; gisement (5), éch. CX 139 à 158: *Lunuloceras* gr. *metomphalum* (PAR. & BON.), *Lunuloceras*, *Phylloceras* (*Partschiceras*) sp., *Lunuloceras* cf. *taeniolatum* ZEISS, *Lemoineiceras*. Cette association date le Callovien moyen.

6.4 La série gréseuse

Partie inférieure de la série levée au sud-est du pt. topo 1442 (coord. 668.800/438.850), partie supérieure en suivant la trace indiquée § 6.1.

Le contact entre la série marno-gréseuse et la série gréseuse est marqué par une discordance angulaire de 20 à 30°. La nature tectonique de ce phénomène est soulignée par une zone de fracturation. L'existence d'une discordance sédimentaire ne peut cependant être exclue.

La coupe montre une alternance de couches arénitiques résistantes et de zones en creux, correspondant à des marnes et des calcaires.

Les *arénites* sont litées en bancs variables d'ordre décimétrique à métrique. Leur couleur d'altération et à la cassure est blanche à rougeâtre. Les surfaces d'altération sont rendues irrégulières par des traces de bioturbation (fig. 6d).

Dans les séquences, de 1 à 15 m d'épaisseur, des parties à stratification plane parallèle sont suivies par des bancs obliques à stratification deltaïque. C'est par exemple le cas pour la barre arénitique à 660 m (coupe 1, fig. 4; coord. 668.800/437.850). Entre 9 et 12 m de la base de la séquence (fig. 6c) on observe des couches deltaïques, dont la longueur des *foresets* est de 4 à 5 m, la hauteur de 1 m. Au même niveau stratigraphique, en direction du nord par rapport à l'affleurement décrit, la surface des bancs recouvrant les couches deltaïques montre des rides symétriques (*wave ripples*).

La pétrographie des arénites correspond à des litharénites à 30% de quartz et de feldspath et à 50% de carbonates. Une porosité primaire de 5 à 10% est cimentée par de la calcite. La teneur en éléments carbonatés augmente vers le haut de la coupe: la barre détritique à 790 m de la base est constituée d'une bio-oosparite recristallisée.

Les *intercalations calcaires et marneuses* sont des alternances de marnes noires et de bancs calcaires de 10 cm d'épaisseur en moyenne. Ces derniers comportent une faune riche en Bryozoaires, Coraux, Gastéropodes, entroques et Lamellibranches du groupe des Mytilidae, avec une prédominance de *Mytilus subpectinatus* D'ORBIGNY, décrit dans l'Oxfordien de Normandie (éch. BX 225). Le microfaciès est micritique.

Le passage à la formation carbonatée sus-jacente se fait de façon continue, par une diminution du contenu en matériaux terrigènes.

Les microfaunes de la série gréseuse, *Alvaeosepta jaccardi* (SCHRODT) et *Ammobaculites coprolithiformis* (SCHWAGER) dateraient le Callovien(?) (ENNADIFI 1974, p. 16). Comme la série calcaire sus-jacente comporte des éléments faunistiques du Kimméridgien, la série gréseuse est attribuée au «Callovo-Oxfordien» (op. cit.).

6.5 Interprétation

La coupe décrite montre une série régressive ou de comblement:

- Un milieu marin ouvert à Ammonites est représenté par la série marno-gréseuse à turbidites. La stratigraphie et les caractères sédimentologiques correspondent à ceux des «Argiles de Saïda» du Callovien en Algérie occidentale (MANGOLD et al. 1974; ELMI 1977; ELMI & BENEST 1978). L'origine et la nature de la pente sédimentaire – milieu prodeltaïque ou pente continentale supérieure – sont difficiles à déterminer.

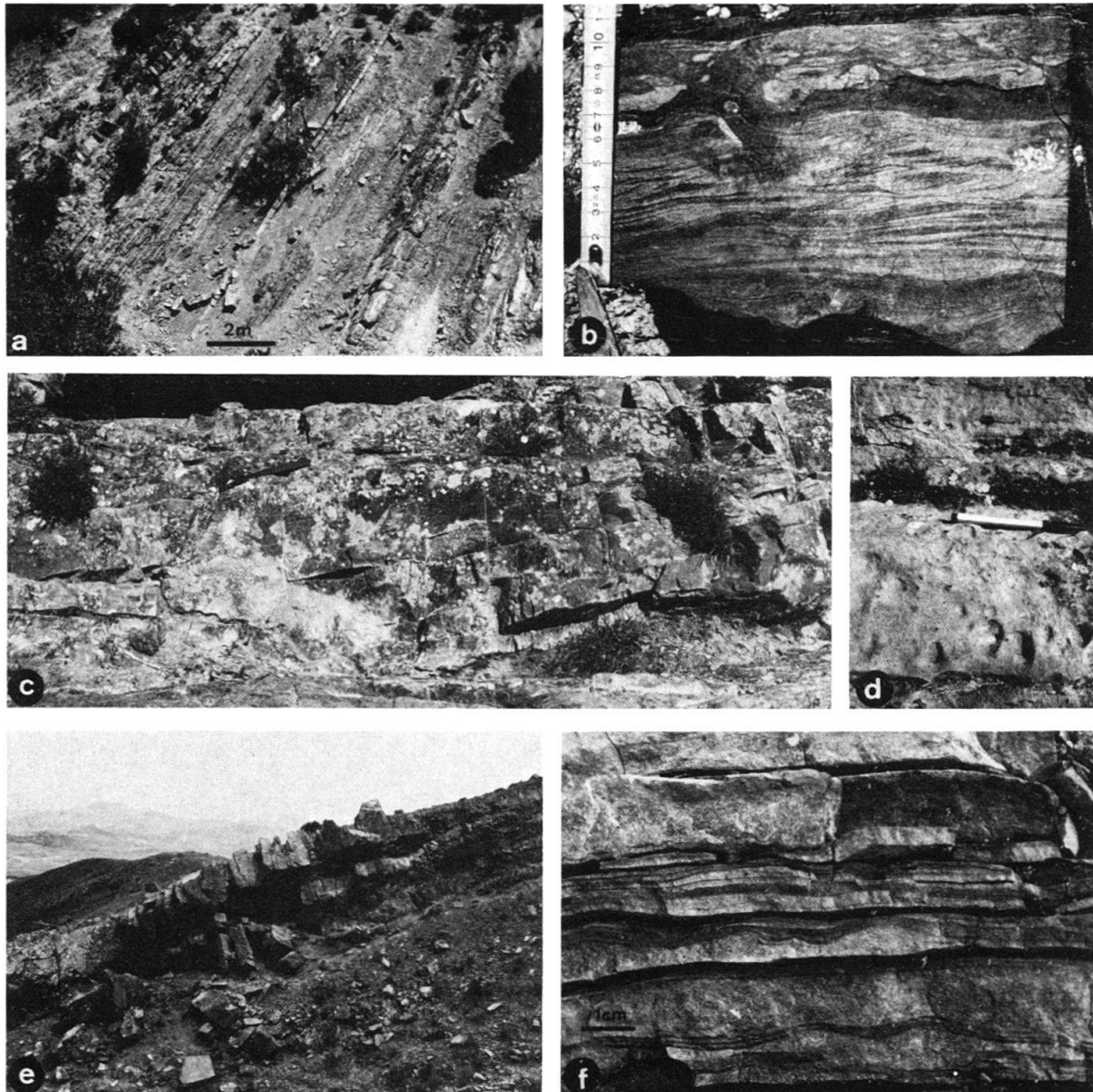


Fig.6. Arénites des zones 1 et 2. a = séquence turbiditique à arénites chenalisées au sein de la série marno-gréseuse de l'avant-pays oriental; même séquence que figure 7a; b = banc d'arénites à structures d'une turbidite à 150 m de la base de la coupe 1, dans la série marno-gréseuse; c = arénites à structures deltaïques dans la série gréseuse de la coupe 1, à 660 m de la base de la coupe 1 (§ 6.4); d = banc d'arénite laminé et bioturbé, même séquence que figure 6c; e = séquence turbiditique chenalisée dans la zone 2b, coupe 4, du Jbel Amergou (§ 8.2); f = séquence à petits bancs à *in-phase climbing ripples*, coupe 4 (§ 8).

— La série gréseuse, essentiellement d'âge oxfordien, montre les caractères d'un estuaire deltaïque: arénites à structures de remplissage de chenaux tidaux; intercalations calcaires à faunes néritiques. L'équivalent de la formation dans le domaine tlemcenien se trouve sous la forme des Grès de Bou Médine (ELMI 1977).

L'avant-pays oriental marocain et le domaine tlemcenien représentent la zone d'embouchure d'un système fluvial, qui, à notre avis, était la source principale du matériel terrigène du bassin rifain (voir aussi § 14.4).

7. Zone 2a: Les chaînons de Driouch et des Bⁱ Bou Ifrour, zone de passage

7.1 Situation géologique

Les deux chaînons (fig. 1) sont situés au nord de l'avant-pays oriental. Dans la littérature, la question est posée de savoir s'ils appartiennent à ce domaine autochtone, ou bien à l'ensemble allochtone du Rif. Les arguments en faveur d'une allochtonie sont de deux types:

- Structure: Les formations sont plissées, écaillées et schistosées. Les roches sont fortement recristallisées.
- Stratigraphie: «Ces faciès, très différents de ceux du Jurassique supérieur de l'avant-pays, présentent des analogies frappantes avec les affleurements du Malm des formations charriées du Rif» (HAMEL 1968, p. 17).

Il faut cependant retenir qu'aucun contact tectonique majeur certain n'a pu être mis en évidence jusqu'à ce jour, entre l'avant-pays et les chaînons.

La structure des deux chaînons est celle d'anticlinaux complexes, à cœurs jurassiques. Des filons d'Aïounites percent en discordance les séries de Driouch (CHARLOT et al. 1964), alors que des intrusions volcaniques néogènes affectent le chaînon des Bⁱ Bou Ifrour.

7.2 Coupe 2: Le Ferrysch des Bⁱ Bou Ifrour (fig. 4)

Base de la coupe coord. 715.400/501.900; sommet pt. topo 563.

La partie inférieure de la formation est formée par une succession d'arénites dont l'épaisseur des bancs varie entre 10 et 100 cm. La patine des roches est brune, la couleur à la cassure blanchâtre. Les structures sédimentaires sont détruites par la schistosité et la recristallisation. Les interbancs argileux n'affleurent pas.

Une zone en combe sépare la partie inférieure de la coupe de sa suite vers le haut. Dans la partie supérieure de la formation, la fraction pélitique est constituée de schistes marneux luisants. Les arénites, de couleur rouge, sont litées en bancs lenticulaires décimétriques. Leur analyse en lame mince montre des subarkoses complètement recristallisées.

Les *calcaires tithoniques* sont complètement marmorisés.

7.3 Coupe 3: Le Ferrysch de la chaîne de Driouch

Base de la coupe coord. 689.150/485.450; sommet coord. 688.480/485.150.

Les affleurements de la partie inférieure de la formation sont mauvais, ne permettant aucun levé détaillé. Il s'agit d'une séquence d'arénites blanchâtres, à petites taches rouges, le plus souvent litées en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur, mais qui peuvent aller jusqu'à 200 cm. De vagues laminations planes parallèles peuvent être visibles. Des structures de glissements synsédimentaires (*slumps*) ont été observées entre 20 et 100 m. Les pélites n'affleurent pas.

Un cisaillement sépare cette séquence de la partie supérieure du Ferrysch. Celle-ci est surtout formée par des pélites verdâtres qui admettent des intercalations de petits bancs d'arénites. En lame mince on reconnaît des subarkoses complètement recristallisées.

Aucun élément de datation n'a été trouvé dans les coupes 2 et 3. Leur interprétation sera discutée § 14.3, 14.7.

8. Zone 2b: Prérif occidental, pente continentale

8.1 Situation géologique

Les affleurements de la zone 2b sont limités à la ligne des «sofs», qui est formée par un chaînon de pitons calcaires dans un pays marneux que l'on suit du nord de Taza jusqu'au nord de la ville d'Ouezzane (fig. 1).

Au Jbel Amergou, où nous avons levé la coupe 4 (fig. 4), les séries du Jurassique et du Crétacé montrent des pendages vers le nord-est. Elles constituent, selon SUTER (1965, fig. 5) une écaille tectonique charriée vers le sud-ouest. La partie inférieure de la série, qui forme le sommet du Jbel Amergou, est constituée de dolomies pseudo-bréchiques et de calcaires algaïres massifs, attribués par SUTER (1964) au Lias moyen. Les marno-calcaires et marnes du Lias supérieur ne sont pas conservés partout, mais le Dogger inférieur (Bajocien à calcaires noduleux) repose par faille (syndédimentaire?) ou contact discordant sur la formation massive.

Les *marnes bioturbées à Posidonies* manquent par érosion jurassique. Elles sont par contre connues à 4 km plus au nord-ouest, dans le sof du Jbel Arechkou. Dans le Prérif ce sont souvent des alternances de marnes, de barres oolithiques et d'arénites rouges. Les *calcaires du Tithonique* manquent par suite d'un cisaillement dans la coupe étudiée.

8.2 Coupe 4: La série du Jbel Amergou

Base de la coupe coord. 525.150/433.750, au fond du ravin; sommet coord. 525.800/433.850, au contact avec les calcaires néocomiens.

Le soubassement du Ferrysch est formé par les calcaires noduleux à Ammonites de l'Aalénien-Bajocien (SUTER 1964). La surface des calcaires et des fentes au sein de ceux-ci sont tapissées et colmatées par des argilites minéralisées à aspect conglomératique. L'épaisseur de cette couche varie entre 1 et 40 cm. Puis on passe à un conglomérat d'une puissance de 4 m, formé par des galets d'arénites «type Ferrysch» et par des calcaires divers. Le diamètre des éléments varie entre 1 cm et 2 m (pour un paquet d'arénites glissé). La suite affleure mal dans le ravin. Un olistolithe de marnes jaunes et un autre élément d'arénites glissé se trouvent à 20 m de la base de la coupe, puis un conglomérat à galets calcaires arrangés en «tuiles» et des siltites durcies.

Le phénomène le plus spectaculaire observé dans cette coupe est une séquence chenalisée à 70 m de la base, d'une épaisseur maximale de 4 m (fig. 6e). A sa base elle comporte des blocs d'arénites, qui peuvent atteindre un diamètre de 1 m. Puis, on passe à des pélites à galets durs (arénites surtout) et des *pebbly mudstones*. Des

bancs d'arénites d'épaisseur variable font suite vers le haut. La largeur du chenal est au maximum de 50 m. Ce sont des subarkoses «ordinaires».

Des bancs disloqués d'arénites se trouvent également dans les pélites superposées. Le sommet de ce tronçon de coupe est formé de 5 m d'arénites en bancs de 50 cm à la base, puis de 10 cm plus haut. La semelle du premier banc montre des *flute casts* en tire-bouchons. Les petits bancs montrent des laminations diverses (entrecroisée, *climbing*, etc., fig. 6f).

Une faille de direction NE-SW dérange la coupe à ce niveau.

La partie supérieure du Ferrysch est dominée par des pélites verdâtres, qui peuvent comporter des concrétions minéralisées et des galets. Des filons clastiques d'arénites se trouvent à 140 m. Des séquences d'arénites chenalisées s'intercalent à 200 m, 205 m, 230 m, etc. Certaines pélites sont dérangées par des glissements synsédimentaires.

En lame mince, le diamètre des grains de quartz peut atteindre 0,4 mm au maximum (éch. CX 6). 20% de carbonates se trouvent dans le même échantillon sous forme de grains détritiques et de ciment.

Aucun élément de datation n'a été trouvé dans cette coupe au sein du Ferrysch.

8.3 Observations latérales

L'épaisseur de la formation, limitée dans la coupe décrite par le cisaillement sommital, est de 800 m dans la crête située au nord-ouest des affleurements de la coupe 4.

Des phénomènes de glissement, ou dus à d'autres mécanismes de transport dominés par la gravitation se retrouvent le long de toute la chaîne. Une belle séquence à *slumps* et à turbidites peut par exemple être observée dans une vallée près de Beni Frassène, à 40 km au nord-ouest de la ville de Taza (coord. 592.650/421.400, fig. 8a).

9. Zone 3a: Prérif de Msila, zone d'accumulation proximale

9.1 Situation géologique

L'unité de Msila (fig. 1) est un ensemble qui, au sud, repose par un contact chevauchant sur le «complexe prérifain» d'âge miocène. Alors que les auteurs sont d'accord sur la nature de ce contact méridional, l'interprétation du contact septentrional a conduit à proposer deux hypothèses différentes:

- Pour LEBLANC (1979a), l'unité de Msila, d'origine très externe, s'enracine sous la nappe de Bou Haddoud (fig. 3, coupe d).
- VIDAL (1979), en revanche, considère l'unité de Msila comme une nappe de glissement d'origine lointaine, reposant à plat sur le complexe prérifain.

Nos recherches dans ce secteur nous amènent aux conclusions suivantes:

- Les contacts tectoniques au nord de l'unité sont complexes et peu décisifs. Des failles, des écaillages – et le mauvais état des affleurements dans l'Oued Lébène – rendent pratiquement impossible de juger de leur nature primitive.

- Au niveau des calcaires tithoniques, la ressemblance des faciès avec les unités prérifaines est cependant évidente.
- Au niveau du Ferrysch, les faciès se rapprochent de ceux de la nappe de Bou Haddoud dans la coupe 6, d'El Gouzat.

Nous avons levé une coupe d'ensemble dans le secteur occidental de l'unité, ainsi que plusieurs coupes de détail dans la vallée de Msila.

9.2 Coupe 5: Formations jurassiques de l'Oued Rihane

Base de la coupe coord. 598.280/427.100, Jbel Tazert; sommet coord. 596.400/425.300, Douar Taфраout. A l'est de l'Oued Rihane, la trace suit à peu près la crête; à l'ouest de la rivière la coupe a été levée le long du sentier.

Les *marnes bioturbées à Posidonies* sont formées par des pélites calcaires brunes, se débitant en plaques, dont les surfaces montrent des empreintes de *Bositra buchi*. Le gisement d'Ammonites (6) (éch. CX 80a-f) a fourni *Jeanneticeras* cf. *meridionale* ELMI, *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) sp. et des Perisphinctidae du *Callovien inférieur*. Un *Phylloceras*, à la limite supérieure des marnes bioturbées (gisement [7]), n'apporte aucun argument de datation.

La partie inférieure du *Ferrysch*, jusqu'à 1300 m de la base de la coupe, est formée par des pélites gris vert, à intercalations de petits bancs d'arénites et à séquences d'arénites en bancs épais. Ces dernières peuvent être chenalisées. La séquence la plus épaisse, avec une puissance de 20 m à peu près, se trouve à 420 m.

La partie supérieure du *Ferrysch* est caractérisée par ses pélites plus ou moins marneuses, qui sont souvent de couleur jaune ou rose.

Le gisement d'Ammonites (8) (fig. 4) est situé en dehors de la coupe présentée, au bord de la route Taza-Taïnest (coord. 613.200/430.050). Il comprend (éch. CX 62-66) des fragments de Perisphinctidae et *Euaspidoceras* (? *Clambites*) sp. de l'*Oxfordien supérieur*. Un autre gisement (9), au nord-est de Msila (coord. 613.650/426.800) confirme cette datation avec *Ochetoceras* (?) *marantianum* D'ORB. (éch. CX 58a, z. à Bimammatum) et des fragments de Perisphinctidae (éch. CX 57). Le long de la trace de la coupe nous avons récolté (gisement [10], éch. CX 82) *Choffatia*? et *Distichoceras*.

C'est dans la région de Msila que le Kimméridgien et le Tithonique ont été datés par des Ammonites dans les calcaires noduleux sus-jacents (MARÇAIS et al. 1936).

9.3 Séquences d'arénites dans la zone 3a

De bons affleurements des séquences d'arénites se trouvent le long de la route de Msila à Taïnest (fig. 1). Ils sont constitués de bancs d'arénites d'épaisseur variant entre quelques cm et 1 m. Par rapport aux séquences de la coupe 6 d'El Gouzat elles se distinguent surtout par leur structure, les bancs épais ne se trouvant pas obligatoirement à la base des séquences.

La coupe de la séquence figure 7b a été levée au bord de l'oued (coord. 612.250/429.350). Il s'agit d'une alternance de bancs d'arénites pluridécimétriques, d'arénites en bancs fins et d'argilites bleues. Les semelles des bancs sont plates ou légèrement ondulées, les surfaces montrent des rides de courant lingoïdes ou ondulantes.

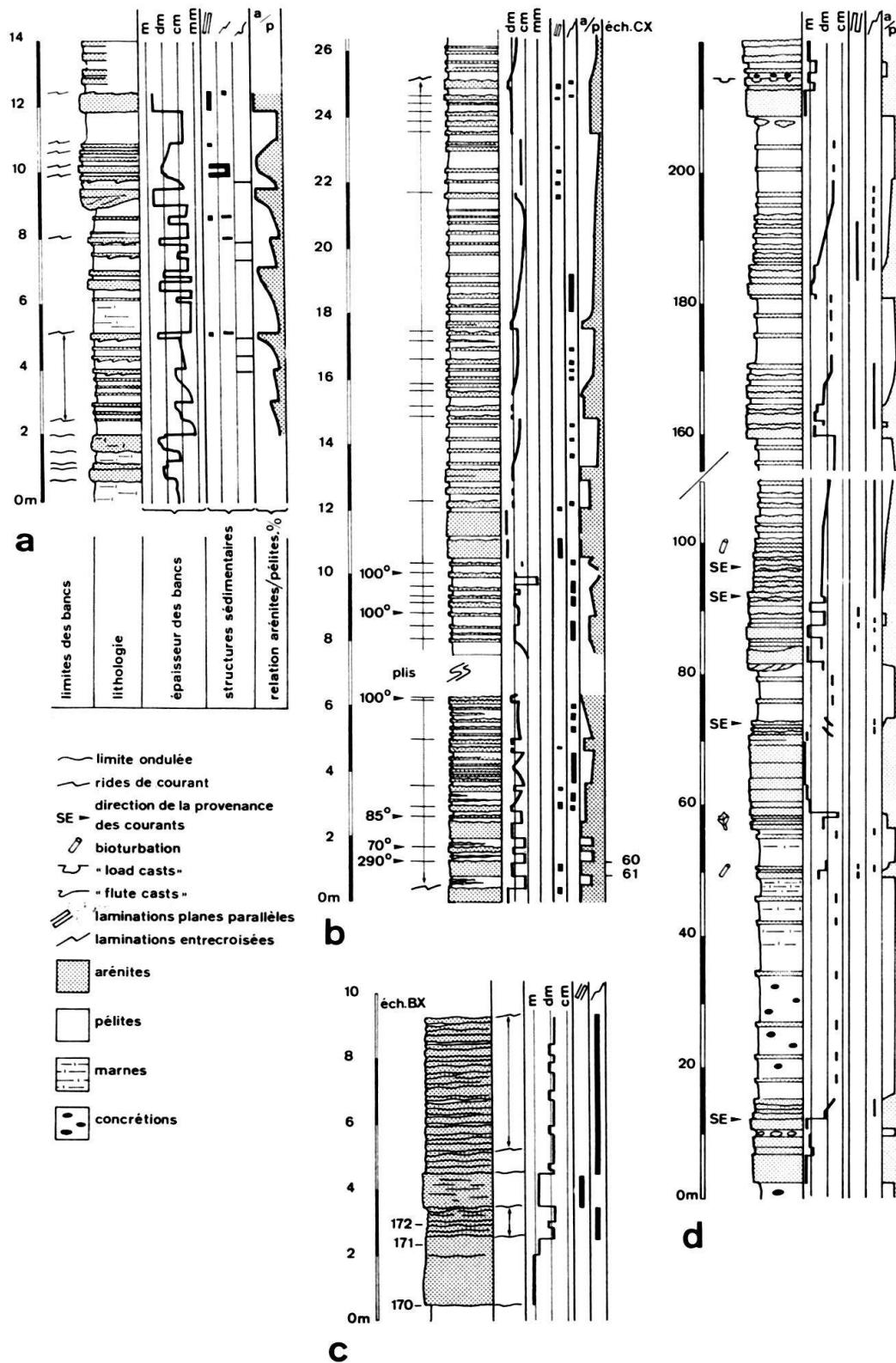


Fig. 7. Séquences d'arénites dans les zones 1 et 3. a = séquence turbiditique au sein de la série marno-gréseuse de l'avant-pays oriental (coupe 1, à 105 m de la base, § 6.3 et fig. 6a); b = arénites en bancs variables dans une séquence de la zone 3a (§ 9.3, fig. 8b, c); c = deuxième cycle de la séquence basale de la coupe 6, d'El Gouzat (zone 3b, § 10.1.3), séquence «thinning-up»; d = troisième séquence d'arénites de la coupe 6 avec 6 cycles «thinning-up» (§ 10.1.3, fig. 8d à h).

La partie inférieure des bancs épais comporte des laminations planes parallèles (fig. 8c), la partie supérieure montre des structures entrecroisées. La même succession de structures a été trouvée dans certains petits bancs (fig. 8b).

L'analyse en lame mince révèle des arkoses avec des grains carbonatés à pelli-
cule ferrugineuse.

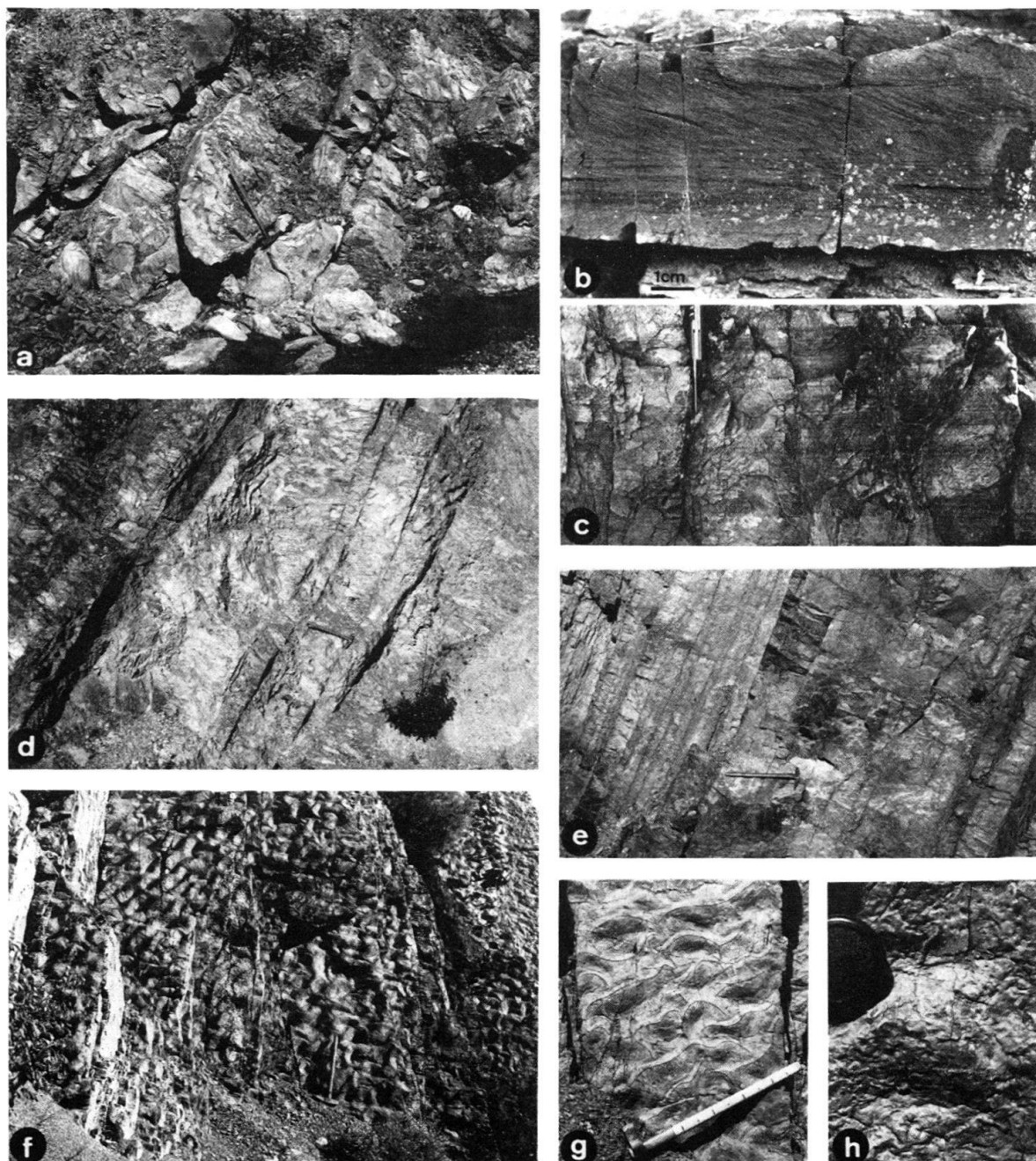


Fig. 8. Arénites des zones 2 et 3. a = *slumps* dans la zone 2b, près de Beni Frassène (§8.3); b = petit banc d'arénites à laminations planes parallèles et entrecroisées dans l'unité de Msila, fig. 7b, niveau 16 m; c = laminations planes parallèles dans un banc épais de la séquence fig. 7b, niveau 11 m (zone 3 a). d-h = troisième cycle de la troisième séquence de la coupe 6 d'El Gouzat (zone 3b, §10.1.3); d = base du cycle à bancs obliques et à bancs épais; e = couches «soudées banc sur banc», au-dessus de 4,5 m de la base; f = surfaces à rides de courant lingoïdes régulières à 10 m de la base à peu près; g = rides lingoïdes à 10 m; les crêtes des rides ont été marquées au stylo noir; h = surface de banc bioturbée à 15 m à peu près.

10. Zone 3b: La nappe de Bou Haddoud et le Mésorif: zone d'accumulation principale

10.1 *La nappe de Bou Haddoud, coupe 6 (El Gouzat)*

10.1.1 *Situation géologique (fig. 1; fig. 3, coupe d)*

La nappe de Bou Haddoud a été définie par LEBLANC (1973) comme la nappe intrarifaine la plus basse structuralement. Dans la région de Taïnest, ses relations avec les autres unités sont les suivantes (LEBLANC 1979a, fig. 41):

- Au nord elle repose par un contact plat sur le mélange tectono-sédimentaire miocène de l'unité des Ahl Imoula (classiquement mésorifaine, mais que LEBLANC (1979b) rattache maintenant au Prérif).
- Près de Taïnest, les couches plissées du Ferrysch sont surmontées par l'unité de Taïnest, attribuée à la nappe des Senhaja par LEBLANC (op. cit.)
- Le contact méridional avec l'unité de Msila (§ 9) est compliqué par des écaillages au niveau du Jurassique.

Le Ferrysch paraît avoir subi une déformation simple par un plissement à grand rayon de courbure. En suivant la route de Taïnest vers El Gouzat-Taza, on traverse sur une grande distance une série à pendage régulier vers le SSE.

La coupe levée, peu perturbée par la tectonique, est assez continue. Le soubassement du Ferrysch n'affleure pas. Par contre, le passage aux couches carbonatées du Jurassique terminal et du Crétacé est bien exposé.

10.1.2 *Description sommaire de la coupe 6 (fig. 4)*

Base de la coupe coord. 614.100/438.750, sommet coord. 613.850/435.200. La coupe a été levée dans le talus de la route.

Dans sa partie inférieure, jusqu'à 1700 m, la série est constituée de pélites vert olive à concrétions et à petits bancs d'arénites. Des séquences à arénites en bancs épais se trouvent intercalées à des intervalles de 200 à 300 m en bas, puis de 100 et de 80 m en haut.

Dans la partie supérieure de la série, les bancs d'arénites épais deviennent rares. Les passées de marnes roses et jaunes, que l'on trouvait déjà plus bas, gagnent en importance.

10.1.3 *Séquences d'arénites*

a) *Séquence basale* (coord. 614.100/438.700): La première séquence est formée de deux cycles, dont le premier comporte 7 m d'arénites en bancs métriques et une douzaine de mètres de petits bancs.

La partie inférieure du deuxième cycle est représentée figure 7c. Un granoclasement peut être mis en évidence. Les diamètres maximaux des grains de quartz observés sont: éch. BX 170: 0,33 mm, BX 171: 0,27 mm, BX 172: 0,22 mm. Les diamètres moyens varient entre 0,07 et 0,1 mm. La matrice argileuse occupe respectivement 3, 2 et 8% du volume de la roche. Des enrichissements en minéraux lourds s'observent dans l'échantillon supérieur.

b) *La deuxième séquence*, à 420 m de la base de la coupe, est essentiellement formée par des alternances de bancs d'arénites de l'ordre de 5 à 10 cm et de pélites. Un banc chenalisé d'une puissance variant entre 40 et 60 cm se trouve à 15 m de la base de ce cycle. 6 m de bancs métriques constituent le sommet de la séquence.

c) *La troisième séquence*, qui est la plus importante, est dessinée figure 7d. Elle se situe au-dessus du niveau de 840 m de la coupe 6 (coord. 614.450/438.000).

Le *premier cycle*, entre 3 et 15 m (fig. 7d), est caractérisé par une intercalation conglomératique à matériel remanié sur place.

La base du *deuxième cycle* (56–73 m) a été affectée par des mouvements tectoniques. Des laminations floues apparaissent dans les premiers bancs, qui incluent aussi une couche de charbon. Les bancs métriques (jusqu'à 3 m) sont constitués d'arénites blanches à verdâtres, à petites taches de couleur rouille. Un échantillon récolté à la base a montré un diamètre maximal des grains de 0,5 mm. Il est de 0,2 mm au sommet du cycle, dans les bancs décimétriques à rides de courant et à laminations entrecroisées. La matrice argileuse y occupe 20% du volume de la roche.

Le contact basal du *troisième cycle* (80–115 m, fig. 7d) est, comme celui du cycle précédent, tectonisé. Nous pensons néanmoins que la structure deltaïque des premiers bancs résulte d'un phénomène sédimentaire (fig. 8d). Des remplissages de chenaux pourraient être indiqués par les variations d'épaisseur des couches à 1 m et entre 3 et 4,5 m de la base de ce cycle. À partir de 4,5 m on passe à une séquence qui montre une évolution régulière:

- Les couches, de 2 à 20 cm d'épaisseur, sont d'abord «soudées banc sur banc» (fig. 8e). Au fur et à mesure que l'on monte, la séparation est plus nette et les joints montrent des intercalations pélitiques.
- Les limites des bancs, qui ne sont d'abord que légèrement ondulées, passent vers le haut à des surfaces à rides lingoïdes très régulières et très accentuées (fig. 8f, g). La partie supérieure des bancs est bioturbée (fig. 8h).

Ce cycle nous paraît typique par l'évolution régulière et continue entre la partie inférieure avec des bancs épais, à la partie supérieure avec de petits bancs à rides de courant lingoïdes.

Entre 160 et 170 m (fig. 7d), puis entre 180 et 200 m on passe par deux autres séquences classiques, à bancs épais à la base et à bancs fins plus haut. Des phénomènes de charge (*load casts*) se trouvent au sein d'un cycle entre 208 et 220 m.

d) Les *séquences supérieures* sont classiques par leur structure. Le cycle important à 1580 m de la base de la coupe 6, montre des remplissages de chenaux accentués.

10.1.4 *Les pélites*

Les pélites de cette coupe sont particulièrement riches en marnes. Les échantillons BX 173 et BX 143, décrits § 4, ont été pris respectivement à 110 et 2020 m.

10.1.5 *Le passage du Ferrysch à la formation carbonatée du Jurassique terminal*

Le passage d'une formation à l'autre se fait par l'introduction de nouveaux éléments lithologiques dans une sédimentation de pélites vertes et d'arénites qui subsiste. Ces éléments qui se faisaient déjà sentir plus bas, sont des marnes grises à patine jaune et des marnes roses, puis des calcaires micritiques.

10.1.6 Datation de la série

Les gisements d'Ammonites (11) à (19) de la coupe 6 (fig. 4) nous ont fourni les faunes suivantes: Gisement (11), éch. CX 45: *Partschiceras* sp., *Choffatia* (*Grossouvria*) sp. gr. *evexa* (QUENST.), Callovien. (12), éch. BX 178: Oppeliidae. (13), éch. BX 182: *Macrocephalites* sp., Callovien inférieur. (14), éch. BX 132, CX 46: Oppeliidae. «*Taramelliceras*» sp. (15), éch. BX 136, CX 49: *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) sp., *Hecticoceras* (*Chanasia*) *turgidum* (LOCZY), Callovien inférieur. Gisement (16), éch. CX 50, 51, 160: *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* (D'ORB.), *Perisphinctes* (*Dichotomocebras*) ?, grand Perisphinctidae, Oxfordien supérieur. (17), éch. CX 52: *Perisphinctes*, Oxfordien. (18), éch. BX 152–154: *Phylloceras* sp., *Richterella* sp., Tithonique moyen. (19), BX 158: *Phylloceras*.

Le Callovien inférieur à lui seul constitue au moins 1400 m de la colonne sédimentaire. La limite entre l'Oxfordien et le Kimméridgien paraît se placer au sein de la formation carbonatée, entre les gisements (17) et (18). Le Tithonique supérieur à Calpionelles a été trouvé à 64 m de la base de la formation carbonatée. 23 m au-dessus du gisement (19).

10.2 Le Mésorif de Tabouda, coupe 7

10.2.1 Situation géologique

Dans le massif de Tabouda (fig. 1; fig. 3, coupe b), deux unités tectoniques comportant des formations détritiques jurassiques se trouvent superposées.

L'unité inférieure constitue un anticlinal dissymétrique. Les séries, plus complètes sur le flanc nord-est que sur le flanc sud-ouest, vont du Lias supérieur au Crétacé. Les contacts entre les formations carbonatées compétentes du Lias et du Dogger inférieur et les formations incompetentes du Ferrysch, sont tectonisés par des failles et des cisaillements.

L'écaille supérieure, chevauchant l'anticlinal au nord-est, comporte une série avec du Ferrysch jurassique et la formation carbonatée du Tithonique. La base du Ferrysch n'affleure pas dans cette écaille.

10.2.2 Description sommaire de la coupe 7, unité inférieure de Tabouda

Base de la coupe coord. 520.350/454.400; sommet coord. 522.050/455.500. La trace passe d'abord par l'oued, puis elle monte la crête par le pt. topo 429.

Les affleurements permettent l'observation d'alternances de pélites verdâtres et d'arénites en petits bancs. Les séquences en bancs épais sont moins importantes que dans les coupes de la forêt d'Izarène (coupes 8, 9, 10).

Les intercalations calcaires, au milieu de la coupe (altitudes: 340–380 m et 460–470 m), se trouvent sous la forme de couches à miches calcaires micritiques (premier affleurement), de couches microconglomératiques (calciturbidite) à Foraminifères (fig. 5b), débris de Mollusques et de Bryozoaires et de calcaires micritiques à Radiolaires et spicules d'Eponges (fig. 5a, voir aussi § 4.3).

La transition aux calciturbidites de la formation tithonique – qui est progressive dans cette coupe – est marquée par des olistolithes plurimétriques dans l'écaille supérieure de Tabouda.

10.3 *La forêt d'Izarène, coupes 8, 9, 10*

10.3.1 *Situation géologique*

La forêt d'Izarène est considérée comme une structure anticlinale relativement simple, apparaissant en fenêtre sous une écaille méridionale de la zone intrarifaine au nord-est et une nappe intrarifaine à matériel tertiaire au sud-ouest (fig. 3, coupe a; DURAND DELGA et al. 1962).

Sur les deux flancs ainsi que dans le secteur septentrional de la zone culminante de l'anticlinal, le Ferrysch est recouvert par les formations carbonatées du Jurassique terminal et du Néocomien. Des complications tectoniques au sein de l'anticlinal se manifestent dans les avancées cartographiques de ces formations le long d'accidents orientés NW-SE.

Dans la coupe 8 (fig. 4), levée sur le flanc nord-est de l'anticlinal, le Ferrysch se trouve en continuité apparente avec sa couverture carbonatée. Les coupes 9 et 10 ont été levées au sud-ouest de la culmination, la coupe 9 dans une série à pendage faible vers le sud-ouest, la coupe 10 dans une série à pendage vers le nord-est. Il n'y a pas de continuité stratigraphique entre les deux sections. Les formations carbonatées du Tithonique affleurent à quelques kilomètres au sud et au nord des traces suivies. Le soubassement du Ferrysch n'est pas connu dans ce secteur. Il n'a même pas été atteint par un forage pétrolier de 2400 m de profondeur.

10.3.2 *Le Ferrysch au nord-est de l'anticlinal, coupe 8*

Base de la coupe coord. 494.500/467.250, sommet coord. 493.850/468.280, au contact avec les calcaires. Les affleurements, dans le talus de la route, sont assez discontinus et souvent masqués.

La série observée est constituée de pélites à concrétions, admettant des intercalations de séquences d'arénites en bancs épais en deux points, puis des séquences en bancs fins dans la partie sommitale.

Un conglomérat à galets calcaires d'un diamètre de 1 à 5 cm se trouve à 240 m de la base de la coupe (coord. 494.500/467.570). Ce sont des galets d'arénites type Ferrysch, des galets de micrites calcaires à quartz détritique fin et de micrites fossilifères à *Globochaete*, Protoglobigérines, Algues et Foraminifères benthiques (fig. 5c).

10.3.3 *Le Ferrysch au sud-ouest de l'anticlinal, coupe 9*

Base de la coupe coord. 495.800/466.200, sommet coord. 494.850/462.600 (pt. topo 479).

a) *Description générale*: La partie inférieure de la coupe est constituée de pélites de couleur rouge brique (éch. AX 764, voir § 4.1), grise ou verdâtre, comprenant des concrétions siliceuses. Des intercalations de petits bancs d'arénites se trouvent à partir de 130 m.

Dans la partie supérieure de la coupe, quatre séquences d'arénites sont intercalées dans une série relativement monotone de pélites comportant 5-10% de petits bancs d'arénites à rides de courant.

b) *Séquences d'arénites*: La *première séquence*, à 140 m de la base de la coupe, est formée par une trentaine de mètres de bancs d'épaisseur variable: jusqu'à 2 m dans

la partie inférieure, puis 2–30 cm vers le haut. Les arénites sont riches en débris de plantes.

Une *deuxième séquence*, à 220 m, montre à sa base un bloc d'arénites disloqué, d'un diamètre de 1,5 m. Le banc autochtone affleure latéralement dans la partie supérieure du talus de la piste. Les pélites qui entourent ce bloc montrent des structures désordonnées. Elles contiennent en outre des boules d'arénites d'un diamètre variant entre 1 cm et 10 cm, puis des filons clastiques minces. La partie supérieure de cette séquence est constituée de subarkoses à laminations provenant de mega-ripples.

Une *troisième séquence* d'arénites est celle à 440 m (fig. 9a, coord. 494.900/463.400). L'absence de structures internes dans les bancs épais entre 0 et 9 m est confirmée par une radiographie. Des rides dans les bancs sommitaux de la partie inférieure de la séquence indiquent des directions de courants venant du sud-est.

La partie supérieure de la séquence est constituée de bancs décimétriques (jusqu'à 50 cm au maximum), admettant des intercalations et des interbancs de quelques millimètres jusqu'à 3 cm d'épaisseur. Des bancs à laminations entrecroisées de rides de courant alternent avec des bancs plus petits à laminations parallèles ondulées. Ces dernières pourraient en partie être interprétées comme *in-phase climbing ripples* (REINECK & SINGH 1973, p. 96). Des *climbing ripples* sont également conservés dans les rides de courant. Les structures sont soulignées par des accumulations de minéraux lourds. Ce genre de structure est connu dans des environnements de *overbank flow* et associé à des turbidites (op. cit., p. 95–97).

La *quatrième séquence*, dont la partie inférieure seule est dessinée figure 9b, se trouve au sommet de la coupe 9. Le bas et le haut en sont affectés par une certaine tectonisation.

Par rapport à la plupart des séquences observées dans la zone 3, la polarité dans l'évolution de l'épaisseur des bancs est moins nette. Les premiers bancs sont massifs; plus haut dans la section leur épaisseur varie entre 10 cm et un peu plus de 1 m.

Les limites des bancs sont d'abord plates à légèrement ondulées, puis elles sont marquées par des rides, indiquant des courants venant du secteur est à SSE. Des stylolites forment des fentes subhorizontales au sein de certains bancs épais. Les structures internes des roches, laminations planes parallèles ou entrecroisées, sont rares ou peu accentuées.

La partie de la séquence comprise entre 4 et 8 m, mérite un intérêt particulier par l'apparition de débris de plantes et de galets mous ainsi que par la présence de biseaux sédimentaires. Le biseau supérieur, qui représente un remplissage de chenal, a de son côté été érodé à sa partie sommitale. Un élément du banc affecté par l'érosion se trouve, disloqué, à quelques décimètres de son origine probable, emballé dans une matrice gréso-pélique. La surface du banc montre des empreintes de galets mous.

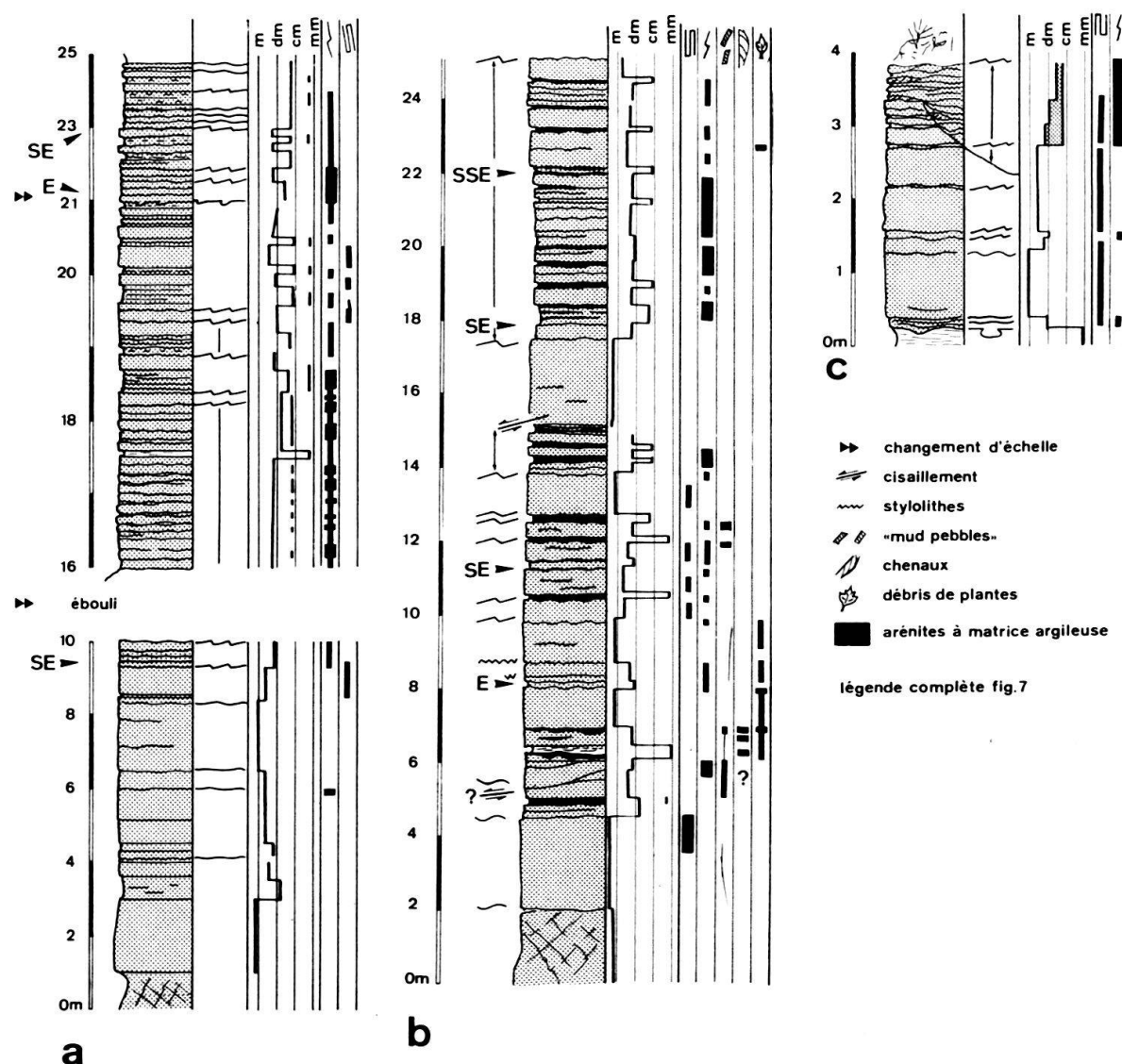
C'est dans cette partie de la coupe que l'on trouve les subarkoses avec un diamètre maximum des grains de 0,57 mm en moyenne. Elles constituent le groupe 5 de l'analyse du § 4.2. Les structures observées peuvent être comparées à celles décrites par STAUFFER (1967) pour les «mouvements en masse» (*mass flow*) du type *grain flow*.

10.3.4 Le Ferrysch de l'écaille méridionale au sud-ouest de l'anticlinal, coupe 10

Base de la coupe coord. 494.650/461.650, sommet coord. 494.850/462.600. La trace suit le talus de la piste.

Le Ferrysch est formé d'une alternance régulière de pélites et de séquences d'arénites. Ces dernières, allant jusqu'à 12 m, sont nettement moins épaisses que celles de la coupe 9.

Le lavage d'un échantillon d'argiles rouges (AX 754, coord. 494.500/461.900) a fourni une faunule à Radiolaires et petits Foraminifères: *Glomospira variabilis*, aff. *Haplophragmoides* (?) sp. (in: LUTERBACHER 1972, pl. 1, fig. 13-15), *Marssonella*. Cet



assemblage rappelle celui décrit par LUTERBACHER (op.cit.) dans le Jurassique de l'Atlantique occidental.

Une séquence d'arénites à 140 m de la base de la coupe a particulièrement attiré notre attention (coord. 494.500/461.850). Elle est constituée (fig. 9c, fig. 10a–c) d'une partie inférieure à bancs épais peu structurés et d'une partie supérieure à petites couches lenticulaires à laminations entrecroisées.

A la base de la séquence (fig. 10b), les arénites font suite avec un contact net à des argiles bleuâtres. L'encaissement de la partie inférieure du premier banc est dû à un phénomène de charge. Des laminations planes parallèles ou lenticulaires floues prédominent jusqu'à 1 m, puis de 1,3 à 3 m. Dans les deux bancs entre 1 et 1,3 m les laminations entrecroisées sont fréquentes.

Le contact entre la partie inférieure et la partie supérieure de la séquence est discordant. Il est marqué par un ravinement profond de 0,5 à 1 m qui s'explique par une érosion par des courants ou par un glissement synsédimentaire (niche d'arrachement).

Les structures sédimentaires dans les bancs supérieurs sont très variées (fig. 10c). Parmi les laminations de rides de courant on reconnaît des *climbing ripples*.

Le microfaciès est celui d'une subarkose à la base et celui d'une arénite arkosique vers le haut de la séquence. Les diamètres maximaux des grains sont respectivement de 0,17 et 0,26 mm. Des horizons à enrichissement de minéraux lourds se trouvent dans les deux échantillons.

11. Zone 4: L'unité de Ketama et les nappes intrarifaines supérieures: sédimentation distale en eau profonde

11.1 Unité de Ketama, coupe 11

11.1.1 Situation géologique

Dans l'unité de Ketama, deux ensembles tectoniques bien distincts se trouvent juxtaposés:

- L'ensemble méridional est constitué d'un anticlinal peu dérangé. Les séries vont du Trias gypseux au Crétacé supérieur; les arénites du Crétacé inférieur sont peu épaisses.
- Superposé à ce premier ensemble, on en trouve un second, dont les séries comprennent le Crétacé. Les arénites du Crétacé inférieur (Barrémien à Albien), importantes par leur puissance, dessinent de grands plis couchés vers le sud-est (voir: GÜBELI, en préparation).

Une limite tectonique importante paraît passer entre les deux unités. Le Ferrysch affleure bien de part et d'autre de la basse cluse de l'Ouerrha, dans l'unité méridionale de Ketama. Il y est superposé par un contact cisailant «semi-stratigraphique» aux formations carbonatées, allant du Lias inférieur au Dogger.

11.1.2 Description sommaire de la coupe 11

Base coord. 600.750/456.900 (Sef Aouzzai), trace des premiers 250 m perpendiculaire aux courbes de niveau. Base partie supérieure coord. 599.500/458.200, sommet région du Douar El Madayne. Il s'agit

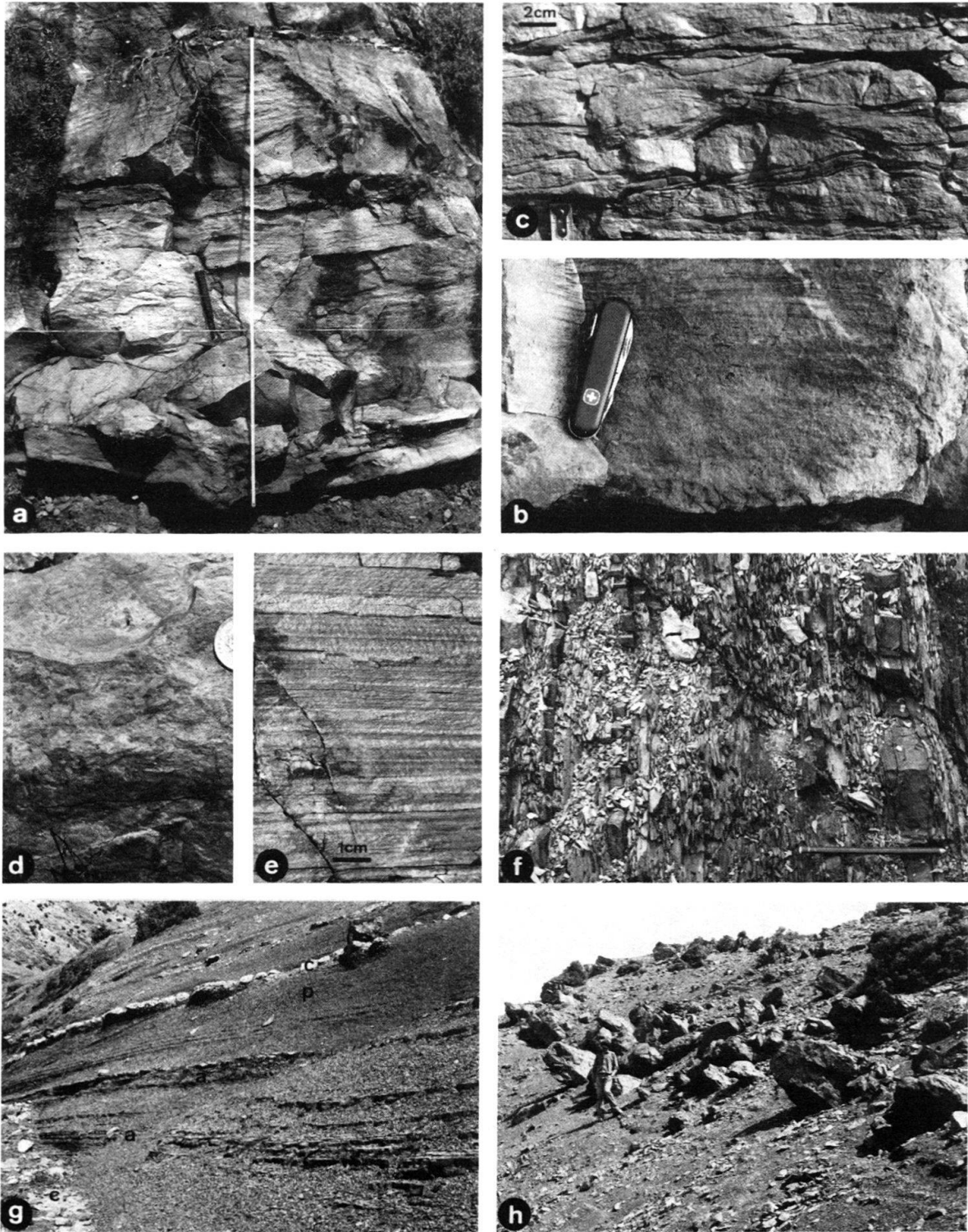


Fig. 10. a-c = séquence d'arénites dans la forêt d'Izarène (coupe 10, à 140 m de la base, fig. 9c); a = partie inférieure à phénomènes de charge et à bancs épais à laminations floues, épaisseur: 2 m; b = base plate de la séquence, arénites à laminations floues; c = laminations entrecroisées et bancs lenticulaires dans la partie supérieure de la séquence. d-f = coupe 12 du Jbel Jehenane (zone 4); d = marnes bioturbées à Posidonies à la base de la coupe; e = pélites laminées au sein du Ferrysch; f = alternances de petits bancs d'arénites à rides de courant lingoïdes et de pélites. g, h = coupe 14 du Jbel Azrou Akechar (zone 5); g = séquence type de la zone 5; a = alternances pélites verdâtres/arénites en petits bancs, p = pélites rouges, c = calcaires et marno-calcaires; h = bancs d'arénites disloqués près du sommet du Ferrysch.

d'une coupe synthétique assemblée à partir d'observations diverses provenant de la rive gauche de l'Oued Ouerrha.

L'épaisseur des *marnes bioturbées à Posidonies* peut varier entre 10 et 200 m. La bioturbation est très développée: *Chondrites*, *Planolites* et des *ring burrows* ont été déterminées d'après EKDALE (1977). Le passage au *Ferrysch* se fait de façon continue par l'arrivée de petits bancs silteux ou légèrement gréseux et par une diminution des teneurs en carbonates dans les pélites. Les arénites se trouvent intercalées dans les pélites en séquences à bancs de quelques centimètres jusqu'à 20 cm à peu près. Leurs surfaces montrent des rides de courant lingoïdes.

Des calcaires argileux rouges et verts à Radiolaires ont été trouvés à l'ouest de la gorge.

Le passage à la formation carbonatée du Tithonique est assez continu: marnes et micrites calcaires argileuses à patine verte sont fréquentes dans la partie supérieure du Ferrysch.

Le gisement d'*Ammonites* (20), à *Passendorferia* sp. date l'Oxfordien (éch. BX 194, coord. 600.640/457.000). Des *Phylloceras* ou *Sowerbyceras* ont été trouvées à 200 m plus au nord, dans le gisement (21) (éch. BX 25). La détermination de l'éch. BX 27 (gisement [22], coord. 600.800/457.830) reste incertaine; il pourrait s'agir de *Passendorferia* ou de *Nebroditis* (*Mesosimoceras*) sp. Des Himalayitidae datent un horizon de condensation à la limite entre le Ferrysch et la formation carbonatée du Tithonique moyen (gisement [23], éch. BX 28-30, coord. 600.250/459.000).

11.2 Unité du Jbel Jehenane, coupe 12

11.2.1 Situation géologique

L'unité du Jbel Jehenane constitue une des nappes élevées du Tifelouest, à l'est de ce massif (fig. 3, coupe c). Sa série, à pendage monoclinal raide vers le sud-est, est superposée par l'intermédiaire des calcaires du Jurassique inférieur à un ensemble complexe, attribué à l'édifice du Tifelouest par ANDRIEUX (1971).

11.2.2 Description de la coupe 12

Base de la coupe coord. 589.420/453.900, sommet coord. 589.400/453.150; la trace suit une nouvelle piste forestière.

La limite inférieure des *marnes bioturbées à Posidonies* se situe à 10 m en dessous de la coupe. Les marnes schistosées admettent des intercalations de plusieurs mètres d'épaisseur de bancs plus calcaires, fortement bioturbés (fig. 10d). Des lumachelles à *Posidonies* apparaissent en cassure. Le microfaciès est celui de dismicrites fossilifères à spicules d'Eponges, à débris d'entroques et à «filaments».

Le passage au *Ferrysch* se fait de la même façon que dans la coupe 11. Les arénites sont des arkoses ou des wackes arkosiques. Les diamètres maximaux des grains de quartz varient entre 0,13 et 0,21 mm. Un granoclasement a été trouvé dans plusieurs échantillons. Les séquences d'arénites sont composées de bancs de 1 à 10 cm (exceptionnellement 20 cm), à rides de courants aux surfaces des bancs (fig. 10f). La fraction pélitique est chloritisée. A l'affleurement on reconnaît souvent

des laminations planes parallèles (fig. 10e). Des concrétions se trouvent surtout dans la partie inférieure de la formation.

Le passage à la formation carbonatée du Jurassique terminal est perturbé par une faille. Ces calcaires sont micritiques, ne comportant que des Radiolaires.

Les *gisements d'Ammonites* ont fourni les faunes suivantes: Gisement (24), éch. CX 16, 18: *Choffatia* (*Choffatia*) sp., *Bomburites* sp., *Callovien*; (25), éch. CX 17: *Phylloceras* sp.; (26), éch. BX 205: *Reineckeia* sp., *Callovien moyen*; (27), éch. CX 19: *Perisphinctidae*. Tous ces gisements se trouvent au sein des marnes bioturbées à Posidonies. Le seul gisement (28) dans le Ferrysch date l'Oxfordien moyen avec *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. (éch. CX 29).

11.3 Unité du Jbel Afress, coupe 13

11.3.1 Situation géologique

Au nord-est de Tahar Souk (fig. 3, coupe d), l'unité du Jbel Afress repose par un contact anormal à pendage vers le sud-est sur l'unité méridionale de Ketama (ANDRIEUX 1971, fig. 122a). Sa série comprend des termes qui vont du Lias au Néocomien.

11.3.2 Description sommaire de la coupe

Base coord. 606.500/457.760; sommet du premier tronçon à 280 m coord. 606.300/457.350; base partie supérieure coord. 606.760/457.500, sommet coord. 607.000/457.600.

Des calcaires noduleux, des alternances de calcaires lités et de schistes calcaires, puis des marnes bioturbées à Posidonies (fig. 4) forment le soubassement du Ferrysch. Les calcaires lités ont fourni (gisement [29], éch. CX 35) *Posidonomya* (*Silberlingia*) cf. *dalmasi*, qui d'après S. Elmi (comm. personnelle), pourrait indiquer le Bathonien.

Le passage au *Ferrysch* est continu. Les premiers bancs résistants qui forment des saillies dans la pente sont en fait composés de micrites argileuses à 10% de grains de quartz de la classe des siltes. En lame mince on reconnaît des fantômes de Radiolaires, des spicules d'Eponges et des *Globochaete*. Les bancs durs à 180 m de la base sont formés de siltites. Quelques bancs d'arénites, dont l'épaisseur varie entre 10 et 30 cm, forment le sommet de la partie inférieure de la coupe.

Les pélites sont des schistes gris ou verdâtres, fortement transformés par la diagenèse. Des intercalations rouge lie-de-vin se trouvent à 110 m. Dans la partie sommitale de la série, des marnes roses et jaunes prédominent.

12. Zone 5: Jbel Azrou Akechar, sédimentation en dehors de l'axe de distribution

12.1 Situation géologique

L'ensemble du Jbel Azrou Akechar, attribué à la nappe de Bou Haddoud par LEBLANC (1979a), repose par un contact chevauchant sur le Mésorif au nord (fig. 3, coupe e). Il est surmonté par la nappe intrarifaine d'Aknoul.

Au sud-est et à l'est de la montagne, on observe des coupes continues qui vont du Lias au Crétacé moyen. C'est MARÇAIS qui a relevé ce fait le premier en 1931, en datant le Callovien, l'Oxfordien, l'Argovien et le «Jurassique supérieur».

12.2 Description de la coupe 14

Base de la coupe coord. 644.800/465.800, sommet coord. 645.700/465.700.

Le contact entre les marnes bioturbées à Posidonies, fortement schistosées, et le Ferrysch est de nature mécanique.

D'après ses caractères stratonomiques, le Ferrysch peut être subdivisé en trois parties:

La *partie inférieure*, entre 10 et 160 m (fig. 4), est caractérisée par des séquences d'arénites à glissements synsédimentaires et à bancs turbiditiques à *flute casts*. L'épaisseur de ces séquences est de 1,5 m à 20 m de la base de la coupe, de 2,5 m à 120 m et de 1 m à 160 m. Les arénites sont intercalées dans des pélites verdâtres qui admettent des passées de marnes bioturbées jaunes.

La *partie centrale*, de 160 à 460 m, montre des caractères lithologiques particuliers que l'on ne rencontre nulle part ailleurs dans le Rif externe. Il s'agit d'une sédimentation rythmique comprenant les éléments suivants (fig. 10g):

- Argilites silteuses gris verdâtre, avec de petits bancs d'arénites fines et à bancs et à nodules concrétionnés. Ces derniers peuvent être plus ou moins calcaires. L'épaisseur de cet élément des cycles varie entre 3 et 15 m.
- Calcaires et marnes rose à lie-de-vin. Les marnes peuvent encadrer les calcaires, mais elles peuvent également être limitées à la zone au-dessus ou au-dessous des calcaires. Les calcaires sont micritiques, comportant des Protoglobigérines et 5 à 10% de quartz détritique. C'est essentiellement dans la partie supérieure des calcaires que l'on trouve les Ammonites.

Dans sa *partie supérieure*, la série est de nouveau caractérisée par des sédiments à traces d'un transport dominé par la gravitation. Des blocs d'arénites et de pélites de taille métrique se trouvent dans le glissement synsédimentaire principal, à 540 m (fig. 10h). Les bancs d'arénites à 520 m montrent des remplissages de chenaux, des *slumps* et des *flute casts* à leur base. Cette séquence est recouverte par une dernière couche d'arénites non perturbée.

Le Tithonique n'affleure pas dans ce secteur, mais le Ferrysch est directement suivi par un conglomérat, probablement d'âge Crétacé inférieur.

Plusieurs *gisements d'Ammonites* permettent de dater la série du Jbel Azrou Akechar. Gisement (30), éch. CX 131: *Jeanneticeras* gr. *anomalum* ELM1, Callovien inférieur; (31), éch. CX 90: Perisphinctidae; (32), éch. CX 91: *Holcophylloceras mediterraneum* NEUM.; (33), éch. CX 134: *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) sp., Oxfordien (inf.); (34), éch. CX 132: Perisphinctidae indet.; (35), éch. CX 93: Oppeliidae; (36), (37), éch. CX 94, 95: Perisphinctidae; (38), (39), (40), éch. CX 96, 97, 133: *Orthosphinctes*, probablement Oxfordien supérieur.

Ces datations montrent l'âge essentiellement oxfordien du faciès particulier de la zone 5, à marno-calcaires. Il peut ainsi être corrélé avec la partie supérieure du

Ferrysch des autres unités du Rif externe, qui est formé essentiellement par des pélites à petits bancs d'arénites et par des marnes.

13. Essai d'une reconstitution palinspastique du Rif externe pendant le Jurassique

Deux hypothèses principales ont été publiées jusqu'à ce jour concernant la reconstitution palinspastique du Rif externe:

- La première hypothèse et «hypothèse classique» est celle de SUTER (1965), MARÇAIS & SUTER (1966) et LEBLANC (1977, 1979a). Elle considère le Prérif comme voisin de l'autochtone, suivi vers le nord par le Mésorif, les nappes intrarifaines de Bou Haddoud et des Senhaja, puis par l'unité intrarifaine de Tanger-Ketama.
- En 1971, VIDAL proposa une autre hypothèse. Pour cet auteur, les unités pré-rifaines et les nappes intrarifaines seraient d'origine «ultra-Ketama».

Un intermédiaire entre ces deux reconstitutions est celle d'ANDRIEUX (1971), pour qui seules les nappes intrarifaines seraient venues du nord de l'unité de Tanger-Ketama.

Ce désaccord ressort d'une part de variations de l'allure de certains contacts dans la direction de la chaîne, et d'autre part de différences dans l'interprétation de certaines structures complexes, comme par exemple l'accident du Nekor et le contact frontal de l'unité de Ketama sur la transversale du Jbel Tifelouest (fig. 3, coupe c).

Notre reconstitution palinspastique, basée sur l'évolution des faciès du Ferrysch dans les différentes zones, est la conséquence de la définition des zones de faciès du § 3. Elle repose sur l'idée d'une évolution latérale «logique» des faciès, qui ne doit en aucun point se trouver en contradiction avec les structures tectoniques connues avec certitude, ni avec les phénomènes sédimentologiques observés. De cette façon, nous arrivons à décrire un cône (*fan*) de dépôt en mer profonde, lié à l'embouchure d'un système fluvial (fig. 11, 12; § 14, 15).

Par rapport à la reconstitution de LEBLANC (1977, 1979a), de laquelle il se rapproche le plus, notre modèle montre les particularités suivantes:

- Le chaînon de Driouch et les Bⁱ Bou Ifrouir sont situés dans une situation tectonique semblable à celle du Prérif occidental, mais plus proche de la source principale du matériel détritique que celui-ci. Pour LEBLANC (1979a) cette zone ferait encore partie de l'autochtone.
- L'unité de Msila ne peut être attribuée au Prérif que par les faciès du Tithonique. Au Jurassique moyen à supérieur par contre, elle se trouvait dans une situation comparable à celle du Mésorif.
- La nappe de Bou Haddoud dans la région de Taïnest (coupe 6, fig. 4), se trouve dans la même position paléogéographique que le Mésorif.
- Le Jbel Azrou Akechar (zone 5), situé en dehors de l'axe de distribution du matériel détritique grossier pendant le Jurassique, est difficile à intégrer dans l'image simple de ce cône sédimentaire. Sa position palinspastique est ainsi difficile à préciser.

- Il est délicat de donner des précisions concernant les rapports entre les différents ensembles de la zone 4, à l'aide de la comparaison des faciès.

Les *directions des raccourcissements* lors des phases orogéniques sont essentiellement N-S à NW-SE (ANDRIEUX 1971). Il faut cependant noter que des mouvements coulissants sont vraisemblables le long d'accidents orientés NE-SW, du type de l'accident du Nekor.

L'estimation de la *largeur originelle du bassin de sédimentation* pendant le Jurassique moyen à supérieur peut être faite de façons diverses:

1. La mesure des affleurements du Ferrysch sur la transversale de Taza (fig. 3, coupe d), entre l'autochtone du Moyen Atlas et le front méridional de l'unité de Tanger-Ketama, donne une valeur d'environ 50 km. En adoptant l'hypothèse de VAN DEN BOSCH (1974), pour qui la surface supérieure du socle serait à 7 km près de la courbe de -100 mgals de l'anomalie de Bouguer, c'est-à-dire au large de Taïnest, on peut doubler ou tripler la largeur du bassin du Ferrysch en prolongeant les contacts anormaux du Prérif et du Mésorif en profondeur. La distance originelle entre l'autochtone, dont la limite septentrionale correspondait à la marge du continent stable, et la limite méridionale de la zone 4 serait ainsi de 100 à 150 km.
2. Une autre possibilité d'estimation part de l'hypothèse sédimentologique § 14.

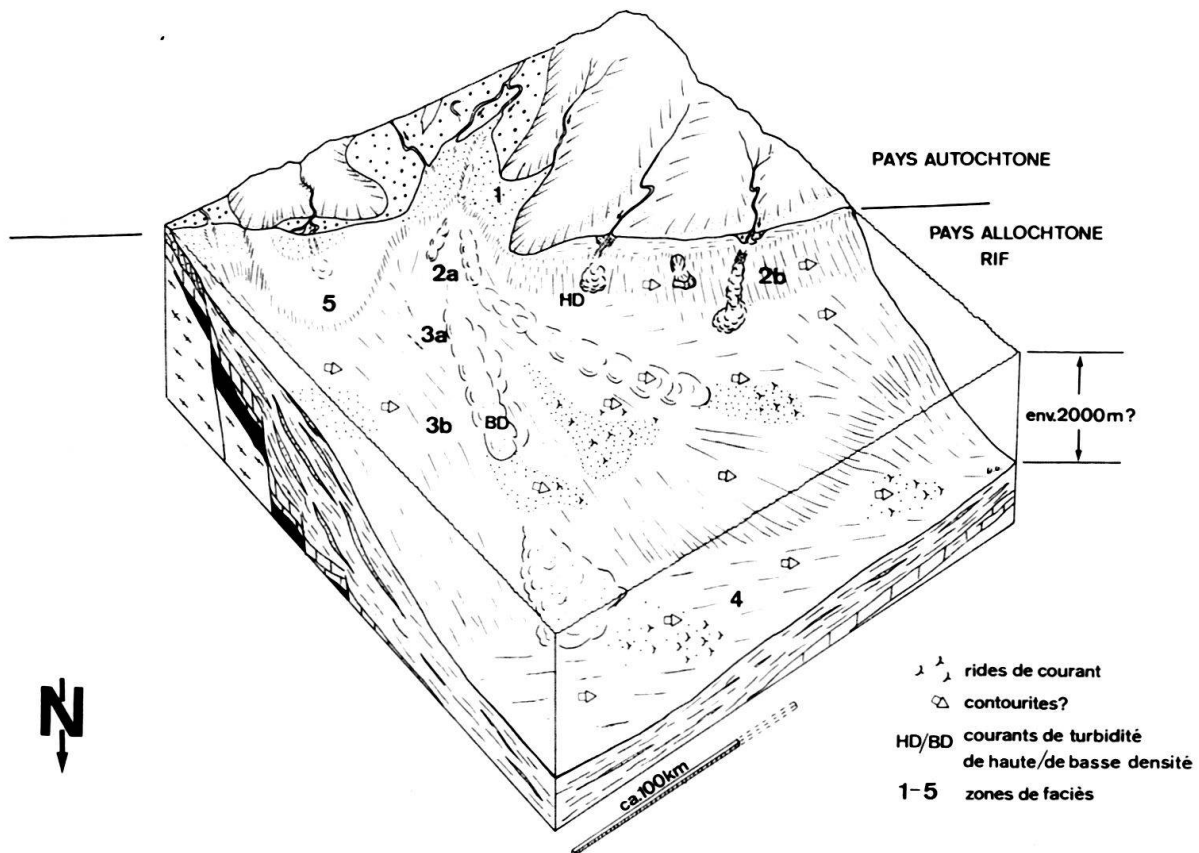


Fig. 11. Modèle paléogéographique du cône du Rif vers la fin du Callovien. Les phénomènes de distension dessinés dans les séries carbonatées et salifères mésozoïques et dans le socle cristallin ne sont pas connus à l'affleurement.

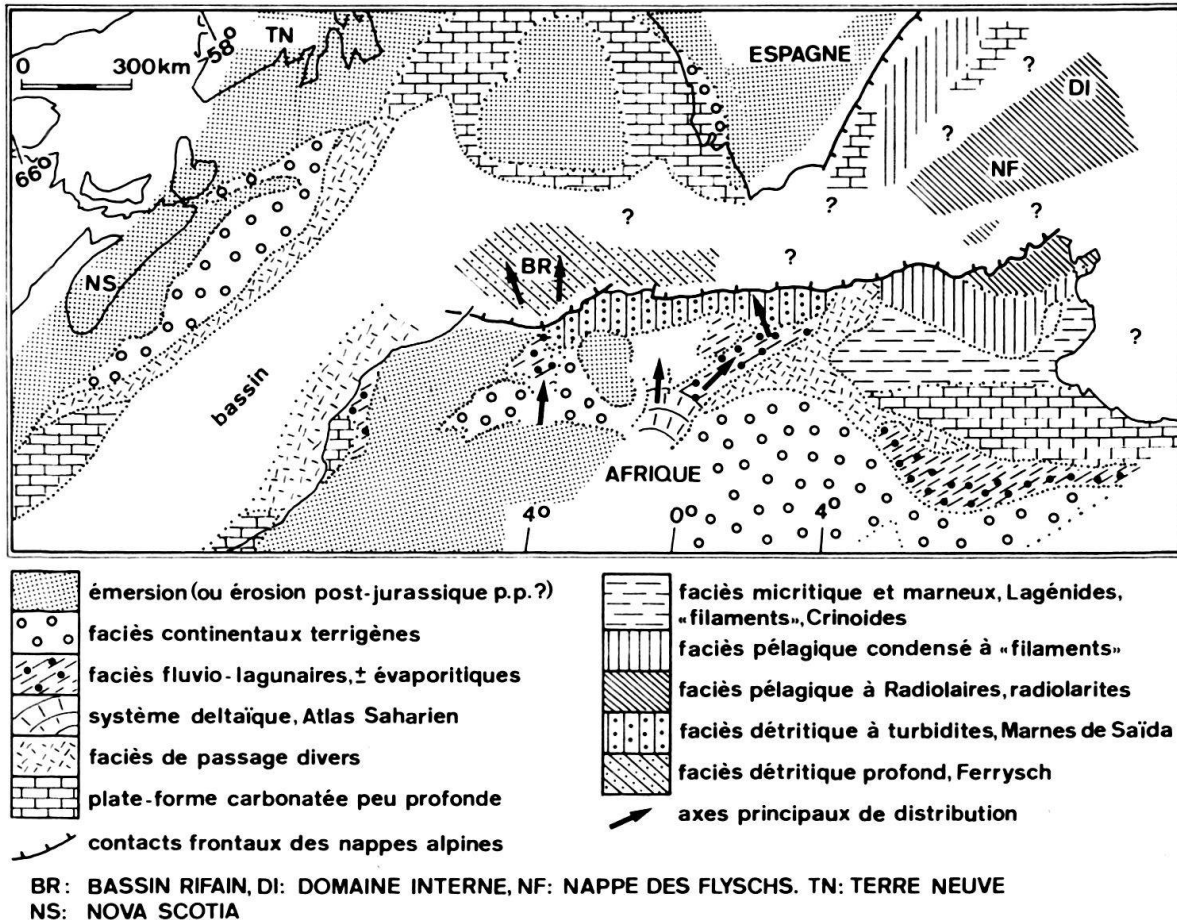


Fig. 12. Les faciès sédimentaires à la limite Dogger/Malm en Afrique du Nord et dans les régions voisines. Position des continents et faciès sédimentaires entre la côte portugaise et le continent américain d'après JANSÁ et al. (1975); Sahara: BUSSON (1970); Tunisie: BISMUTH et al. (1967); Atlas Saharien: BASSOULET (1973), AUGIER (1967), DELFAUD (1974); domaine tlemcenien: ELMÍ (1977); Moyen Atlas: COURBOULEIX (1977), domaine bétique externe: GARCIA-DUEÑAS (1967, 1969), HERMES (1978); le Tell et le Bétique externe n'ont pas été analysés de façon systématique.

Elle propose l'existence d'une pente d'environ 1° entre le centre de distribution du matériel détritique (zone 1) et le pied du talus du cône de dépôt de la zone 3. Pour une profondeur de 2000 m du bassin sédimentaire de la zone 4, la marge méridionale de cette unité se situerait à 100 km de la côte, pour une profondeur de 3000 m, à 150 km de la côte.

- Une troisième estimation part de la reconstitution de la disposition des continents bordant l'Atlantique et la Téthys occidentale pendant le Mésozoïque. D'après PHILLIPS & FORSYTH (1972) et PITMAN & TALWANI (1972) l'ouverture de la Téthys occidentale était maximale au Paléocène. Au Jurassique moyen à supérieur elle ne représentait qu'un passage relativement étroit. JANSÁ et al. (1975, fig. 10) estiment que le bassin marin ouvert entre la Meseta marocaine au sud et le shelf du «Avalon uplift» au nord était large d'à peu près 350 km (fig. 12). Nous estimons raisonnable, d'attribuer les deux tiers de cet espace au bassin rifain (zone 4 incluse).

Des trois possibilités discutées ci-dessus nous tirons la conclusion qu'au Jurassique moyen à supérieur une distance de l'ordre de grandeur de 100 à 150 km entre le continent et la limite méridionale de la zone 4 est probable. Etant donné l'incertitude concernant l'origine des nappes intrarifaines supérieures par rapport à l'unité de Ketama, la largeur originelle du bassin rifain entier est difficile à estimer. Un chiffre de 200 km paraît probable d'après la reconstitution de la position des continents (fig. 12).

14. L'évolution du cône sédimentaire rifain, modèle paléogéographique

14.1 *Le bassin sédimentaire des marnes bioturbées à Posidonies, Bathonien(?), Callovien inférieur à moyen*

Les marnes à Posidonies ont un aspect assez uniforme dans l'ensemble du Rif externe. Leur macrofaune se limite à des Posidonies et des Ammonites, avec une prédominance de *Phylloceras*. En lame mince, jusqu'à 10% de la roche se révèlent constitués par des débris de Posidonies, des Radiolaires et des spicules d'Eponges. Des Protoglobigérines ont été trouvées à la base de la coupe 11 (zone 4).

La bioturbation est la plus nette et la plus intense dans la zone 4: *Chondrites*, *Planolites* et des *ring burrows* caractérisent la zone du shelf profond et la zone bathyale (GOLDRING 1979; EKDALE 1977).

Près de la marge méridionale du bassin, représentée par les chaînes pré-rifaines, des barres oolithiques à structures dunaires et des arénites rouges sont intercalées dans les marnes.

A l'est, le bassin rifain passe en continuité au golfe du Moyen Atlas qui se trouve en cours de comblement avec le dépôt des «calcaires corniche» organogènes et oolithiques (passage Bajocien-Bathonien), et des «marnes à Rhynchonelles» du Bathonien (DU DRESNAY 1967).

En conclusion nous retenons que le bassin des marnes bioturbées à Posidonies est caractérisé par une sédimentation marneuse uniforme, avec des indices d'un milieu de shelf profond ou d'une zone bathyale dans les zones 3-5.

14.2 *Le passage à la sédimentation du Ferrysch*

Pendant la période de passage à la sédimentation du Ferrysch, des mouvements verticaux sont indiqués le long de la côte. Une émergence de certains secteurs du Pré-rif (coupe 4) se marque par l'absence des marnes à Posidonies et par la présence d'une couche d'argile ferrugineuse épaisse entre les calcaires de l'Aaléno-Bajocien et le Ferrysch. L'effondrement le long de la côte a dû se produire de façon assez abrupte: le dépôt de sédiments conglomératiques (*pebbly mudstone* et autres) et d'arénites turbiditiques à glissements synsédimentaires se passe déjà dans un milieu marin profond.

Un argument contre un effondrement trop rapide est d'autre part fourni par le fait de la progradation lente des faciès arénitiques du sud-est vers le nord-ouest au cours du Callovien (§ 5). Ceci pourrait indiquer (§ 14.3) une pente trop faible pour permettre le transport d'un matériel sableux par des courants de turbidité dévalant le talus continental pour arriver jusque dans la zone abyssale.

14.3 Les mécanismes de transport du matériel sableux dans le bassin du Ferrysch

Dans la séquence inférieure de la zone 1 («série marno-gréseuse») une genèse d'une grande partie des arénites par des courants de turbidité de haute densité peut être déduite des structures sédimentaires: *flute casts* à la base des bancs et séquences de BOUMA (1962) plus ou moins complètes. Des courants tidaux sont en grande partie à l'origine du dépôt de la «série gréseuse» sus-jacente.

La zone 2b est – comme nous l'avons mentionné plus haut – caractérisée par des sédiments transportés par des mécanismes dominés par la gravitation: courants de turbidité de haute densité et glissements. On note cependant aussi la présence de séquences litées en petits bancs, à structures laminées diverses et à rides de courant lingoïdes. Cette lithologie est également connue dans les autres unités du Rif externe. La constance des directions de courant observées pourrait suggérer l'action de courants marins profonds (*contour currents*). La direction subperpendiculaire par rapport à la côte est cependant une objection à cette hypothèse.

Dans la partie inférieure de la zone 2a, où les arénites sont souvent litées «banc sur banc», la mise en évidence de structures sédimentaires autres que des slumps est difficile. L'interprétation des arénites comme remplissage de chenaux dans la pente ou dans le «*upper fan*» (NORMARK 1970) paraît possible.

Des courants de turbidité pourraient, du moins en partie, se trouver à l'origine des structures sédimentaires de la zone 3a.

Nous expliquons la genèse des séquences épaisses d'arénites de la zone 3b par des courants de turbidité faibles et de longue durée, et non pas par des courants de turbidité de haute densité et de haute vitesse. Cette interprétation est basée sur les arguments suivants (WILDI 1980):

- La structure des séquences – qui ne montre aucun indice d'événements «catastrophiques» – ne peut pas être expliquée par des «*single events*».
- Ni les structures sédimentaires ni la cyclicité ne peuvent être expliquées par des courants de turbidité de haute densité ou d'autres mouvements en masse (*mass flow*) «classiques».
- La partie supérieure des séquences, avec de petits bancs à rides de courant, a été déposée sous l'influence de courants de traction. Ceci est indiqué par les laminations à enrichissement en minéraux lourds.
- En plusieurs points on observe un passage continu de la partie inférieure à la partie supérieure de la séquence. Ceci implique qu'il n'y avait pas de changement fondamental dans la nature des courants à la limite entre les deux lithologies.

La genèse des structures observées pourrait alors s'expliquer de la façon suivante: Le régime de flux était celui d'une turbidité de basse densité et de basse vitesse, où la force motrice de la gravitation était soutenue par des courants marins profonds. La structure de la partie supérieure des séquences aurait été créée par une baisse de la vitesse du courant et par la croissance de l'influence de la traction. Les courants de turbidité auraient été déclenchés par un apport régulier du matériel détritique de l'embouchure d'un système fluvial et par *underflow* du sable sous l'eau marine normale.

Les dimensions de ce flux ont été estimées à l'aide du critère de Froude. En admettant un nombre de Froude de 0,1 comme minimum pour la genèse de rides, et comme valeur probable pour les rides lingoïdes (comm. personnelle S. Lüthi), on calcule une vitesse de courant de 100 cm/s pour une épaisseur de 10 m de *underflow*. Ces valeurs sont conformes à des enregistrements de courants de turbidité faits par SHEPARD et al. (1979) près de l'embouchure de la rivière Abra (Philippines), du Rio Balsas (Mexique) et aux enregistrements de GENNESSEUX et al. (1971) dans la vallée sous-marine du Var. La classe granulométrique tenue en suspension par cette vitesse de flux serait, d'après la loi de Stokes, de 0,15 mm (ALLEN 1973). Plus de 90% des grains détritiques dans les petits bancs montrent des valeurs en-dessous de cette valeur. L'application du critère d'autosuspension de BAGNOLD (1962) montre qu'une pente de 1° serait suffisante, si la gravitation était la seule force motrice du mouvement (LÜTHI 1978, fig. 8).

Pour la partie inférieure des séquences un nombre de Froude de 0,4 à 0,7 suffirait pour la genèse de *plane beds* (ALLEN 1968, p. 136). Ceci signifierait soit une épaisseur réduite du courant, soit une vitesse plus élevée.

Dans la zone 4, les petits bancs à rides de courant lingoïdes dominent les séquences d'arénites. Une fois de plus, la question se pose de savoir quelle pourrait être l'importance des courants marins profonds (*contour currents*) par rapport aux turbidites.

14.4 Les directions de transport, l'origine du matériel détritique

Les directions de courant indiquées par l'orientation des rides lingoïdes sont dans toutes les unités du secteur est à sud. Ces courants semblent avoir été à l'origine de la construction des petits bancs d'arénites. Le même secteur de provenance est indiqué par les *flute casts* de la zone 2b.

Nous pensons que ces directions pourraient bien correspondre à la direction de provenance du matériel détritique. La zone indiquée se situerait ainsi dans l'avant-pays oriental marocain et dans ses confins algériens. Il faut cependant noter qu'un certain apport de la Meseta marocaine et du Moyen Atlas paraît possible et probable.

14.5 La profondeur du bassin

Des indications directes concernant la profondeur du bassin sédimentaire sont surtout fournies par la faune.

La macrofaune récoltée dans les unités du Rif externe (zones 2-5) se limite en gros à des Ammonites, des Aptychus et de rares débris de Crinoïdes.

La microfaune est dominée par des Radiolaires. Nous avons mentionné (§ 10.3.4) une association de Foraminifères d'une composition proche de celle décrite par LUTERBACHER (1972) dans le Jurassique supérieur des sites 100 et 105 du DSDP dans l'Atlantique occidental. Des Protoglobigérines ont été trouvées dans les micrites calcaires des zones 2, 3 et 5.

Pour la formation jurassique mentionnée de l'Atlantique occidental (Cat Gap Formation, JANSÁ & WADE 1979) BERNOULLI (1972) suggère une profondeur de sédimentation de quelques centaines à un peu plus de 1000 m.

Les calcaires de la série de la zone 4 ne comportent que des Radiolaires. Ils montrent cependant que la profondeur du bassin n'arrivait pas à la CCD. Nous considérons une profondeur de 2000 m comme raisonnable pour le dépôt des sédiments de cette zone.

14.6 *Le taux de sédimentation*

Dans les différentes zones du Rif externe, le taux de sédimentation était très varié dans le temps et dans l'espace:

- Pendant le Callovien il était très élevé dans les zones 3a et 3b et moins important dans les autres zones. Pour l'ensemble du Callovien de la coupe 6 (fig. 4) on calcule un taux moyen de 300 mm de sédiments consolidés par mille ans. Pour le Callovien inférieur seul, ce chiffre serait plus que le double. Dans la zone 4 on mesure un taux de moins de 30 mm par mille ans pour l'ensemble du Callovien. Nous expliquons ces différences par une subsidence régulière et continue de la zone 3, qui aboutit à la stabilisation d'une pente favorable à l'accumulation des sédiments.
- A partir de l'Oxfordien les taux de sédimentation sont moins différenciés: 10-15 mm en moyenne dans la coupe 6 (zone 3b), environ 8 mm dans la coupe 12 (zone 4).

14.7 *Le modèle paléogéographique d'un cône marin profond du type du cône du Nil*

Un modèle paléogéographique de l'environnement de dépôt doit essentiellement répondre aux conditions suivantes (fig. 11):

- Dans les zones 2-5 le dépôt des sédiments s'est produit en eau profonde, mais au-dessus de la profondeur de compensation de la calcite (CCD).
- Cette limitation de la profondeur, ainsi que le fait de l'absence de turbidites de haute densité dans la zone 3, indiquent une pente sédimentaire de l'ordre de 1° (§ 14.3). Ceci exclut des modèles sédimentologiques et paléogéographiques de cônes de dépôt au pied du talus continental, et des modèles type flysch (p.ex. WALKER & MUTTI 1973).
- Les sédiments de pente de la zone 2b, d'autre part, demandent un talus plus raide.

Les deux premières conditions stipulent un modèle du type du cône du Nil au Pleistocène, décrit par MALDONADO & STANLEY (1978) et ROSS et al. (1978). Les sédiments apportés à la côte par le «Rosetta Mouth» du Nil dévalent après le passage du shelf par un système de cañons court et peu accentué (équivalent de notre zone 2a). Ensuite ils sont distribués sur un cône sédimentaire à pente faible que l'on suit de 600 ou 800 m jusqu'à une profondeur de 2200 m approximativement. Des accumulations de sable (*sand ponds*, MALDONADO & STANLEY 1978, fig. 17-8) se forment dans la partie inférieure du talus (équivalent de la zone 3b ci-dessus). Aucun système de chenaux ne les relie au centre de distribution. Cet intervalle entre la pente à cañons et la zone avec les accumulations les plus épaisses,

pourrait correspondre à la zone 3a de notre étude. Le rôle important de l'action de courants marins profonds (*contour currents*) est soupçonné par les auteurs (op.cit., p.252-253).

Les courants de turbidité de haute densité de la zone 2b pourraient s'expliquer par la position de cette unité en dehors du cône principal.

La surface du cône du Rif reconstitué correspond à peu près à la moitié de la surface du cône du Nil.

15. Le cône du Rif dans le cadre de l'évolution de la marge septentrionale du continent africain au Jurassique moyen à supérieur (fig. 12)

Le dépôt des sédiments détritiques jurassiques est la conséquence de l'évolution de l'arrière-pays africain et avant tout des bassins atlasiques. Dans le Haut Atlas, où des faciès marins ouverts sont connus depuis le Sinémurien supérieur (DU DRESNAY 1979), l'apport de matériel détritique au Jurassique moyen aboutit à un comblement du bassin: les dernières Ammonites y sont du Bajocien moyen. Un cycle d'arénites rouges et de pélites d'un faciès continental marque la période jusqu'au Crétacé moyen (p.ex. MICHARD 1976, p. 188). Une grande partie du matériel détritique n'est cependant pas retenue dans les bassins du sud, mais les sédiments sont transportés vers le nord, où ils contribuent d'abord au comblement du golfe du Moyen Atlas (fig. 12; COURBOULEIX 1977), puis à l'accumulation du Ferrysch dans le bassin rifain et dans la partie occidentale du bassin tellien (FENET 1975). D'autres axes de transport importants pour le matériel détritique sont indiqués dans l'Atlas Saharien (BASSOULET 1973) et dans le secteur occidental des Hauts-Plateaux (AUGIER 1967).

La sédimentation dominée par le détritique paraît être limitée à la partie occidentale de la marge continentale. Des séries carbonatées en Tunisie datent de la même époque (p.ex. BISMUTH et al. 1967). Une sédimentation essentiellement marneuse et calcaire se trouve aussi dans les unités externes de la chaîne bétique (HERMES 1978; GARCIA-DUEÑAS 1967, 1969). Les domaines internes, dont l'origine supposée se trouve dans le même secteur (BOURROUILH & GORSLINE 1979; WILDI 1979), s'intègrent bien dans le cadre de la sédimentation «propre» de ce bassin. Ceci est également valable pour le Jurassique des nappes des Flyschs et du domaine tellien dans le secteur oriental (BOUILLIN 1977, p. 159-161).

Remerciements

Ce travail n'a pu être réalisé que grâce au soutien d'un grand nombre de personnes. Mes remerciements vont aux paléontologistes qui ont effectué les déterminations des Ammonites, MM. S. Elmi, le Prof. R. Enay et Ch. Mangold (Lyon). Une grande partie des faunes a été trouvée par les «aides de camp» et les membres d'une excursion: A. Demnati, A. Gübeli, V. Kambli et R. Wernli. Les traces des coupes stratigraphiques m'ont été indiquées par G. Suter et J.-Cl. Vidal (Service géologique du Maroc) et par D. Leblanc (Lab. de géologie méditerranéenne, Toulouse). Les préparations des échantillons et leur analyse ont été faites avec l'aide de H. Burger (argiles), U. Gerber (photos), F. Pirovino (lames minces) et A. Strasser (ordinateur), tous de Zurich. Le modèle sédimentologique a été développé en collaboration avec S. Lüthi.

C'est grâce au Professeur R. Trümpy que cette recherche a pu être entreprise. Je l'en remercie ainsi que les responsables marocains et suisses qui ont soutenu ce projet.

Le manuscrit a été lu, critiqué et corrigé par MM. M. Durand Delga, R. Enay, H. Funk, D. Leblanc, R. Trümpy et J.-Cl. Vidal.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J. R. L. (1968): *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion.* – North-Holland Publ. Co., Amsterdam.
- (1973): *Physical processes of sedimentation.* – Allen & Unwin, London.
- ANDRIEUX, J. (1971): *La structure du Rif central.* – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 235.
- AUGIER, C. (1967): *Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux.* – Publ. Serv. géol. Algér. [n.s.] 34, 47–80.
- BAGNOLD, R. A. (1962): *Autosuspension of transported sediment: turbidity currents.* – Proc. r. Soc. London [Ser. A] 265, 315–319.
- BASSOULET, J. P. (1973): *Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie).* – Thèse, Paris VI.
- BENZAQUEN, M., HAMEL, CH., & MEDIONI, R. (1965): *Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif.* – Serv. carte géol. Maroc, rapp. inéd.
- BERNOULLI, D. (1972): *North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies: a comparison.* In: HOLLISTER, C. D., & EWING, J. I. (Ed.): *Initial reports of the DSDP project XI* (p. 801–822). – U.S. Govt. Print. Office, Washington.
- BISMUTH, H., BONNEFOUS, J., & DUFAURE, PH. (1967): *Mesozoic microfacies of Tunesia.* – Guideb. Geol. Hist. Tunesia, Petroleum Expl. Soc. Libya, 9th anu. field conf., p. 159–173.
- BOUILLIN, J. P. (1977): *Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie).* – Thèse, Paris VI.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits.* – Elsevier, Amsterdam.
- BOURROUILH, R., & GORSLINE, D. S. (1979): *Pré-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the Western Mediterranean.* – Bull. geol. Soc. Amer. (1), 90, 1074–1083.
- BUSSON, G. (1970): *Le Mésozoïque saharien (2^e partie). Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens.* – Publ. Cent. Rech. Zones arides, Paris 11.
- CHARLOT, R., CHOUBERT, G., FAURE MURET, A., & HAMEL, C. (1964): *Age des Aïounites du Nord du Maroc.* – C.R. Soc. géol. France 9, 401–402.
- CHAROLLAIS, J., & DAVAUD, E. (1976): *Microfaciès et ordinateur.* – Edition Technip, Paris.
- COURBOULEIX, S. (1977): *Moyen Atlas et moyenne Moulouya, étude bibliographique et paléogéographique.* – Bur. Rech. Participation min. Rabat, rapp. inéd.
- DELFAUD, J. (1974): *La sédimentation deltaïque ancienne, exemples nord-sahariens.* – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 8/1, 241–262.
- DIDON, J., DURAND DELGA, M., & KORNPROBST, J. (1973): *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar.* – Bull. Soc. géol. France (7), 15/2, 77–105.
- DU DRESNAY, R. (1967): *Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien.* – Mém. Bur. Rech. géol. min. 75, 147–161.
- (1979): *Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc.* – Publ. spéc. A.S.F. 1, 345–365.
- DURAND DELGA, M. (1966): *Titres et travaux scientifiques.* – Priester, Paris.
- (1972): *La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique.* – Eclogae geol. Helv. 65/2, 267–278.
- DURAND DELGA, M., HOTTINGER, L., MARÇAIS, J., MATTAUER, M., MILLIARD, Y., & SUTER, G. (1962): *Données actuelles sur la structure du Rif.* – Mém. Soc. géol. France [h.s.] 1, 399–422.
- EKDALE, A. A. (1977): *Abyssal trace fossils in worldwide deep sea drilling project cores.* In: CRIMES, T. P., & HARPER, J. C.: *Trace fossils 2* (p. 163–182). – Spéc. issue Geol. J. 9.
- ELMI, S. (1977): *Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb).* – Ann. Soc. géol. Nord (Lille) 97, 315–323.
- ELMI, S., & BENEST, M. (1978): *Les argiles de Saïda; faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon iletmenien (Ouest Algérien); stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique.* – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h.s.] 4, 203–261.
- ENNADIFI, Y. (1974): *Etude géologique du Prérif oriental et de son avant-pays (région comprise entre Mezguitem, Aïn Zohra et Tizeroutine).* – Notes Mém. Serv. géol. Maroc. 253.
- FENET, B. (1975): *Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord-maghrébin: Les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais.* – Thèse sciences, Nice.

- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967): *Unidades paleogeograficas en el sector central de la zona subbética*. – Notas Comunic. Inst. geol. min. España 101–102, 73–100.
- (1969): *Les unités allochtones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (cordillères bétiques, Espagne)*. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 11/2, 211–222.
- GENNESSEAU, M., GUIBOUT, P., & LACOMBE, H. (1971): *Enregistrements de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 273, 2456–2459.
- GOLDRING, R. (1979): *Trace fossils in sedimentology*. In: HOMEWOOD, P. (Ed.): *Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine)* (p. 124–192). – Inst. Géol. Univ. Fribourg.
- GÜBELI, A. (en préparation): *Die Kreideflysche in Nordmarokko (Tisirène-, Chouamat- und Ketamaeinheit)*. – Diss. ETH, Zurich.
- HAMEL, CH. (1968): *Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental)*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 199.
- HERMES, J.J. (1978): *The stratigraphy of the Subbetic and southern Prebetic of the Velez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain*. – Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch. [ser. B] 81, 1–54.
- JANSA, L.F., & WADE, J.A. (1975): *Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, southeastern Canada*. In: YORATH, C.J., PARKER, E.R., & GLASS, D.J. (Ed.): *Canada's continental margins and offshore petroleum exploration* (p. 79–102). – Mém. canad. Soc. Petroleum Geol. 4.
- JANSA, L.F., ENOS, P., TUCHOLKE, B.E., GRADSTEIN, F.M., & SHERIDAN, R.E. (1979): *Mesozoic-cenozoic sedimentary formations of the North American basin, western North Atlantic*. In: TALWANI, M., HAY, W., & RYAN, W.B.F. (Ed.): *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment* (p. 1–57). – Maurice Ewing Series 3, Amer. geophys. Union, Washington, D.C.
- KORNPROBST, J. (1974): *Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional)*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 251.
- LEBLANC, D. (1973): *Les nappes intrarifaines du Rif oriental (Maroc). Mise au point sur leurs différentes unités*. – C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 276, 2241–2244.
- (1977): *Stratigraphie et structure du Rif oriental au Nord de Taza*. – Bull. Soc. géol. France (7), 19/2, 319–330.
- (1979a): *Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc)*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 281, 160 p.
- (1979b): *Allochtonie des unités du Mésorif oriental (Maroc)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 288, 27–30.
- LESPINASSE, P. (1975): *Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (centre de la chaîne rifaine, Maroc)*. – Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- LUTERBACHER, H. (1972): *Foraminifera from the Lower Cretaceous and Upper Jurassic of the Northwestern Atlantic*. In: HOLLISTER, C.D., & EWING, J.I. (Ed.): *Initial reports of the DSDP project XI* (p. 561–593). – U.S. Govt. Print. Office, Washington.
- LÜTHI, S. (1978): *Zur Mechanik der Turbiditätsströme*. – Diss. n° 6258, ETH Zürich.
- MALDONADO, A., & STANLEY, D.J. (1978): *Nile cone depositional processes and patterns in the Quaternary*. In: STANLEY, D.J., & KELLING, G. (Ed.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (p. 239–257). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsb.
- MANGOLD, CH., BENEST, M., & ELM, S. (1974): *Les «Argiles de Saïda» (Callovo-oxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt*. – C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 279/2, 137–140.
- MARÇAIS, J. (1931): *Observations sur la géologie de la région de Tizi-Ousli (Rif oriental)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 192, 757–758.
- (1937): *Sur la constitution et le comportement du socle anté-triasique dans le Rif oriental*. – C.R. Soc. natur. Maroc. 3/2, 13–15.
- MARÇAIS, J., & SUTER, G. (1952): *Description de l'itinéraire; Maroc septentrional (chaîne du Rif). Partie A: Généralités et partie orientale de la chaîne*. – 19^e congr. géol. int. Alger, livret-guide sér. Maroc 7, 16–60.
- (1966): *Aperçu structural sur la région du Rif oriental*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 198, 35–42.
- MARÇAIS, J., & VAN LECKWUICK, W. (1936): *Sur des affleurements de Jurassique supérieur dans le Rif oriental (Maroc)*. – C.R. Soc. géol. France 4, 60–62.
- MATTAUER, M. (1963): *Le style tectonique des chaînes telliennes et rifaines*. – Geol. Rdsch. 53, 296–313.
- MICHARD, A. (1976): *Eléments de géologie marocaine*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 252.
- NORMARK, W.R. (1970): *Growth patterns of deep-sea fans*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 2170–2195.

- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., & SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstone*. – Springer, New York/Heidelberg/Berlin.
- PHILLIPS, J.D., & FORSYTH, D. (1972): *Plate tectonics, Paleomagnetism and the opening of the Atlantic*. – Bull. geol. Soc. Amer. 83, 1579–1600.
- PITMAN, W.C., & TALWANI, M. (1972): *Sea floor spreading in the North Atlantic*. – Bull. geol. Soc. Amer. 83/3, 619–646.
- REINECK, H.E., & SINGH, I.B. (1973): *Depositional sedimentary environments*. – Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- RODRIGUEZ, J., & GUTSCHICK, R.C. (1970): *Late Devonian-early Mississippian ichnofossils from western Montana and northern Utah*. In: CRIMES, T.P., & HARPER, J.C. (Ed.): *Trace fossils* (p.407–438). – Spec. issue Geol. J. 3.
- ROSS, D.A., UCHUPI, E., SUMMERHAYES, C.P., KOELSCH, D.E., & SHAZLY, E.M. EL (1978): *Sedimentation and structure of the Nile cone and Levant platform area*. In: STANLEY, D.J., & KELLING, G. (Ed.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (p.261–275). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsb.
- SALVAN, H.M. (1974a): *Les séries salifères du Trias marocain; caractères généraux et possibilités d'interprétation*. – Bull. Soc. géol. France (7), 16/6, 724–731.
- (1974b): *Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 255, 7–25.
- SHEPARD, F.P., MARSHALL, N.F., LOUGHLIN, P.A., & SULLIVAN, G.G. (1979): *Currents in submarine canyons and other seavalleys*. – Amer. Assoc. Petroleum Geol., Stud. in Geol. 8, Tulsa, Oklahoma.
- STAUFFER, P.H. (1967): *Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California*. – J. sediment. Petrol. 37, 487–508.
- SUTER, G. (1964): *Carte géologique du Rif au 1:50000, feuille Tafrannt de l'Ouerrha-Moulay Bouchta*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 165.
- (1965): *La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc): Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 183, 7–17.
- (sous presse, a): *Carte géologique du Rif au 1:500000*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 245.
- (sous presse, b): *Carte structurale du Rif au 1:500000*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc.
- VAN DEN BOSCH, J.W.H. (1974): *Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc central)*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 255, 117–136.
- VAN HOUTEN, F.B. (1977): *Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern North America: Comparison*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 61/1, 79–99.
- VIDAL, J.-CL. (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), sér. D, 272/1, 24–27.
- (1979): *Carte géologique du Rif au 1:50000, feuille Beni-Frassène*. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 283.
- WALKER, R.G., & MUTTI, E. (1973): *Turbidite facies and facies associations*. In: MIDDLETON, G.V., & BOUMA, A.H. (Ed.): *Turbidites and deep-water sedimentation* (p. 119–157). – Lecture notes for a short course, Pac. Sect. Soc. Econ. Pal. Mineralogists, Los Angeles.
- WILDI, W. (1979): *Evolution de la plate-forme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif interne, Maroc septentrional) au Mésozoïque*. – Bull. Soc. géol. France (7), 21/1, 49–56.
- (1980): *Detrital deep water sedimentation by continuous flow deposition in the Middle to Upper Jurassic of the external Rif mountain chain (Morocco)*. – Int. Assoc. Sedimentol., 1st europ. Meet. (Bochum), Abstr., p. 121–123.
- WILDI, W., & ENAY, R. (1979): *Sédimentation détritique diachrone en eau profonde dans le Jurassique moyen à supérieur du Rif externe (Maroc)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris), sér. D, 289, 575–578.
- WILDI, W., NOLD, M., & UTTINGER, J. (1977): *La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc)*. – Eclogae geol. Helv. 70/2, 371–415.

