

Les Grès d'Asilah (Rif, Maroc) : sédimentologie et distension synsédimentaire

Ahmed BEN YAICH, Ahmed CHALOUAN,
M'fedal AHMAMOU, Fahim BELHADAD,
et Mohamed BELMKADEM

أحمد ابنعيش، أحمد شلوان،
المفضل احمامو، فهم بلحداد،
ومحمد بلمقدم.

Mots-clés : Maroc, Rif, grès d'Asilah, turbidites gréseuses, distension synsédimentaire, filons clastiques.

ملخص

«حت أصيلة» (الريف، المغرب) : رسابة وارتخاء متزامن مع الترسب. يتكون تشكل «حت أصيلة» من عكريات حثية لخاريط بحرية من نوع «ممر مائي مردوم» مطعمة من مصدر متواجد في وضع جنوبي مرتبط بالكتل الباليوزوية للهضبة الشمالية، الغربية.

ويعتبر حوض الترسب أخذودا متزامنا مع البنائية، ذا اتجاه شبطولي، تكون خلال اليكو - ميوسين بمقدمة «وحدة طنجة». وتظهر معالجة الارتخاء المتزامن مع الترسب، والذي يتجه ش - غ (فوالق عادية وعروق فتانية) أن الهامش الغربي للحوض كان يخضع لنظام ارتخائي. هذه النتائج تتوافق مع نموذج حوض وضعه في مقدمة سلسلة، مقترح بالنسبة ل «حت أصيلة».

RÉSUMÉ

Les Grès oligo-miocènes d'Asilah sont des turbidites gréseuses de cône sous marin du type « Channel-fill », alimenté à partir d'une source située en position méridionale qui correspond, probablement, aux massifs paléozoïques de la Méséta nord-occidentale. Le bassin de sédimentation est un sillon syntectonique de direction sub-méridienne formé à l'Oligo-Miocène au front de l'unité de Tanger. La mise en évidence de la distension synsédimentaire E-W (failles normales et filons clastiques) montre que la bordure occidentale du bassin était en régime distensif. Ces résultats s'accordent avec le modèle de bassin d'avant - chaîne proposé pour les Grès d'Asilah.

SUMMARY

Asilah Sandstones (Rif, Morocco) : sedimentology and syndepositional extension. The «Asilah Sandstones» are deep-sea fan arenaceous turbidites of Channel fill type, fed from a source located southwards, and probably corresponding to the Paleozoic massifs of the northwestern Meseta. The deposition basin is a syntectonic trough trending N-S, which formed during the Oligo-Miocene, at the front on the unit of Tangiers. The evidence of an E-W trending syndepositional extension (normal faults and clastic veins) shows that the western border of the basin was submitted to an extensional stress-state. These results are in agreement with the «fore deep basin» model proposed for the Asilah Sandstones.

INTRODUCTION

Les Grès d'Asilah se développent entre les localités d'Asilah et de Larache (fig. 1 et 2). Ils forment la couverture transgressive oligo-miocène de la nappe du Habt, interprétée par SUTER et FIECHTER (1966) comme le complément stratigraphique de l'unité de Tanger, décollée et déplacée vers

l'Ouest à la suite de la phase paroxysmale de charriage d'âge tortonien (BOURGOIS, 1978, VIDAL, 1977, LEBLANC, 1980, WILDI, 1983, DURAND-DELGA et FONTBOTE, 1980, LEBLANC, 1975, LESPINASSE, 1975, OLIVIER, 1984).

CAZZOLA et CRITELLI (1987) ont interprété les Grès d'Asilah comme un dépôt turbiditique de transition chenal-lobe. Le bassin de sédimentation est

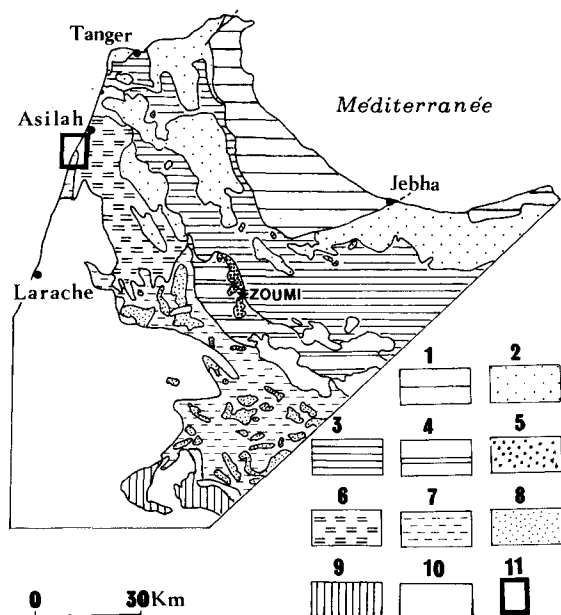


Fig. 1 : Carte structurale simplifiée du Rif (G. SUTER, 1980 b) :

1) Rif interne ; 2) nappe de flychs ; 3) Intrarif ; 4) Mésorif 5 ; 5) Grès de Zoumi ; 6) nappes du Habt ; 7) complexe pré-rifain ; 8) nappes d'Ouazzane ; 9) rides sud-rifaines ; 10) terrain post-nappes ; 11) situation de la fig. 2.

un sillon syn-tectonique de direction sub-méridienne, individualisé à l'Oligo-Miocène au front de l'unité de Tanger. L'alimentation en turbidites gréseuses se fait à partir d'une source située en position méridionale correspondant au Craton africain.

Une analyse plus fine des Grès d'Asilah a permis de mettre en évidence une tectonique distensive syn-sédimentaire matérialisée par des failles normales et des filons clastiques et d'apporter des précisions sur leur environnement de dépôt. Ces résultats complètent et affinent ceux de CAZZOLA et CRITELLI (1987) et s'accordent avec le modèle de bassin d'avant-fosse dont la bordure externe (occidentale) est le siège d'une tectonique distensive.

CADRE GÉOLOGIQUE

La nappe du Habt affleure exclusivement dans la partie nord-occidentale du Rif externe (fig. 1 et 2), elle repose sur les terrains mésozoïques et cénozoïques du Pré-rif ; elle est localement chevauchée par des éléments du Massif et de l'unité intrarifaine du Loukkos.

La série stratigraphique de la nappe du Habt comporte trois termes (SUTER et FIECHTER, 1966) ; de la base vers le sommet, il s'agit de :

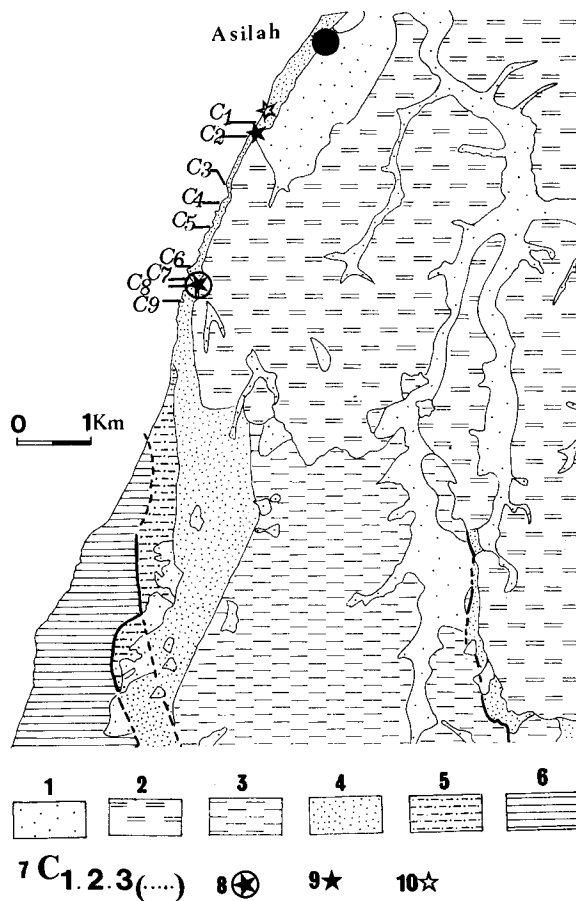


Fig. 2 : Carte géologique de la région d'Azilah (SUTER, 1986) :

1) dépôts récents ; 2) marnes sableuses : Pliocène inférieur ; 3) marnes à rares lits gréseux : Miocène inférieur (m_3) ; 4) alternance de turbidites gréseuses en gros bancs chenalisés (fluxoturbidites) et de marnes (Grès d'Asilah) : Oligocène inférieur (?) ; 5) pélites à rares lits turbiditiques gréseux : Éocène - Oligocène inférieur (?) ; 6) Pré-rif ; 7) situation des coupes sédimentologiques (fig. 3) ; 8) situation des Figs. 5, 6 A, 6 B et 6 C ; 9) situation de la fig. 6 D ; 10) situation de la fig. 6 E.

- marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ;
- marnes blanches à silex de l'Éocène inférieur ;
- complexe turbiditique gréso-argileux oligo-miocène.

Ce dernier ensemble est formé par la succession suivante :

- argiles pélitiques à petits lits de turbidites gréseuses : Éocène moyen - Oligocène inférieur ;
- alternance de marnes et de grès quartzeux en gros bancs chenalisés, correspondant aux Grès d'Asilah (SUTER, 1986) ;

CAZOLLA et CRITELLI, 1987) : Oligocène supérieur ;

- marnes à rares lits turbiditiques gréseux : Miocène inférieur (m_3).

SUTER et FIECHTER (1966) ont interprété la nappe du Habt comme étant la couverture de l'unité de Tanger, décollée et déplacée vers l'Ouest à la suite de la phase paroxysmale de charriage tortonienne. La valeur du déplacement a été estimée à 30 km environ. En se basant sur les faciès de l'Éocène inférieur (marnes blanches à silex), ces auteurs ont établi une analogie entre la nappe du Habt et celle d'Ouezzane et ont interprété les Grès d'Asilah comme l'équivalent latéral de ceux de même âge de la nappe d'Ouezzane.

Récemment, MORLEY (1987) situait le bassin de sédimentation des Grès d'Asilah immédiatement au Nord des Grès de Zoumi. Une zone haute hypothétique, dite « Loukkos cross élément », séparerait les deux corps détritiques qui seraient décalés actuellement de 30 km environ par le coulissement sénestre de l'accident de Jebha.

Dans la région d'Asilah (fig. 2), les Grès d'Asilah sont surmontés en discordance angulaire par les marnes sableuses du Pliocène inférieur et montrent une structure monoclinale à pendage faible (10° à 20°) vers le Nord ou vers l'Est. Ils sont affectés par des failles normales : certaines sont syn-sédimentaires (voir ci-après), d'autres tardives formant localement des horsts et grabens. Des indices de rétro-charriage représentés par des failles plates indiquant un transport vers l'Est sont également observés.

CADRE SÉDIMENTOLOGIQUE

ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT

L'étude détaillée des grès d'Asilah au Sud immédiat de la ville d'Asilah montre qu'ils s'ordonnent en séquences chenalisantes, métriques à décamétriques, strato et grano-décroissantes (fig. 3). La partie inférieure de chaque séquence est principalement sableuse et représente les dépôts de remplissage du chenal ; c'est un ensemble formé essentiellement de grès grossiers et massifs en couches amalgamées et souvent lenticulaires (faciès B_1 et C_1 de MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975) et accessoirement par des turbidites du type B_2 et A_1 (*op. cit.*). La partie supérieure est plus ou moins développée et constitue les dépôts de débordement ou d'interchenaux. Elle est formée par une alternance de pélites et d'interbanes gréseux à silteux montrant

les caractères des faciès E, D et C de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975).

PALÉOCOURANTS ET ORIGINE DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE

Les mesures des paléocourants à partir des flutecasts montrent que la direction moyenne du vecteur-transport est proche du N 150 W ou bien N 330 (fig. 4). Des mesures effectuées sur d'autres objets (groove-casts, cannelures, imbrications des graviers, petits chenaux) donnent également des directions NNW-SSE avec des apports dirigés vers le NNW. Ce caractère unidirectionnel de l'azimut de paléocourant est sans doute en rapport avec la forme du bassin : sillon allongé suivant une direction NNW-SSE, parallèlement à la direction structurale actuelle du Rif externe nord-occidentale (CAZZOLA et CRITELLI, 1987).

La source du matériel terrigène est située au Sud-Sud-Est et correspond, compte tenu de la nature pétrographique des Grès d'Asilah (quartzarénites et sub-litharénites), soit au Craton africain (CAZZOLA et CRITELLI, 1987), soit aux massifs paléozoïques de la Méséta nord-occidentale, actuellement ensevelis sous le complexe pré-rifain et la plaine du Gharb.

DISTENSION SYN-SÉDIMENTAIRE

La distension syn-sédimentaire observée dans les Grès d'Asilah se manifeste par des failles normales et des filons clastiques.

FAILLES NORMALES

D'échelle centimétrique à métrique, ces failles de direction N 150 à N 20 sont fortement redressées. Elles découpent les couches en gradins ou en horsts et grabens (fig. 5 et 6). Ces failles s'amortissent vers le haut et sont fossilisées par les couches sus-jacentes. Le jeu syn-sédimentaire de ces fractures se traduit généralement par la différence d'épaisseur des niveaux affectés. Les miroirs sont souvent non striés excepté quelques cas où des stries à pitch très fort (80° à 90°) ont été relevées. Ces stries sont localisées dans les strates inférieures. Ce phénomène peut être expliqué par la lithification relativement avancée de ces strates. Les stries ainsi que les crochons de failles, visibles dans les interlits pélitiques indiquent un jeu normal pur de ces failles syn-sédimentaires. Après correction et annulation

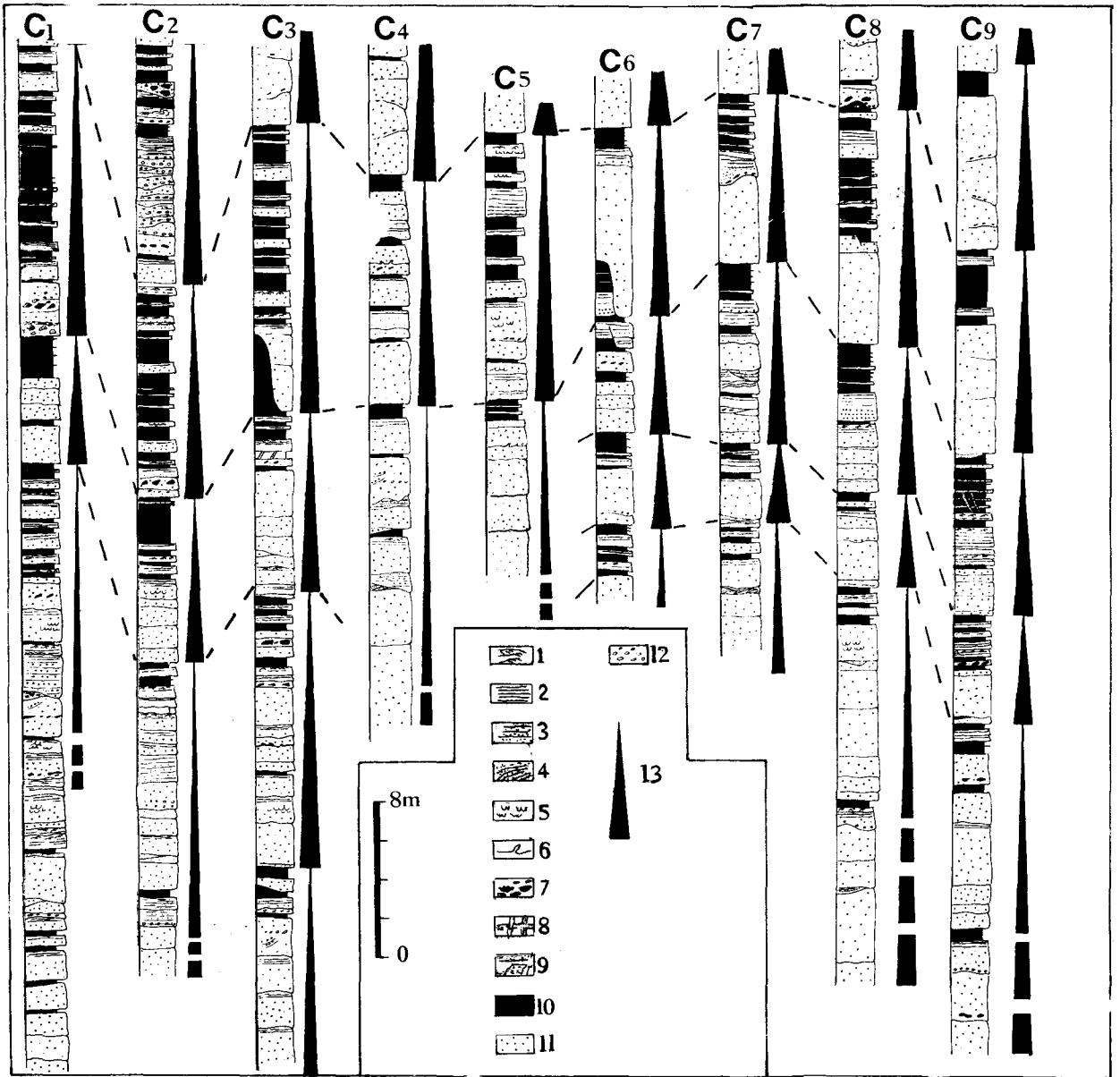


Fig. 3 : Coupes sédimentologiques dans les Grès d'Asilah :

1) Laminations obliques ; 2) Laminations plane-parallèles ; 3) Litage grossier parallèle ; 4) Litage grossier oblique ; 5) Structures d'échappement d'eau (dish structures) ; 6) Figures de charge (flame-structures) ; 7) Clastes argileux (galets mous) et gréseux ; 8) Filons clastiques ; 9) Failles normales syn-sédimentaires ; 10) Marnes ; 11) Sables ; 12) Gravier ; 13) Séquence strato et grano-décroissantes.

du basculement tardif de la série, la distension syn-sédimentaire déterminée par la méthode des dièdres droits (ANGELIER et MECHLER, 1977) est proche du N 80°.

FILONS CLASTIQUES

Ils se rencontrent principalement dans la partie

supérieure des séquences chenalisantes. D'épaisseur centimétrique à décimétrique et de longueur décimétrique à métrique, ces filons sont remplis de matériel sableux identique à celui des couches gréseuses. Ils recoupent les couches à l'emporte-pièce en formant un angle proche de 80°. Ces filons sont

soit rectilignes, soit plissotés en forme de spirale sous l'effet de la compaction.

La direction de ces filons (N 160°), proche de celle des failles syn-sédimentaires permet d'envisager une origine des filons dans l'extension N 80° ayant donné naissance aux failles.

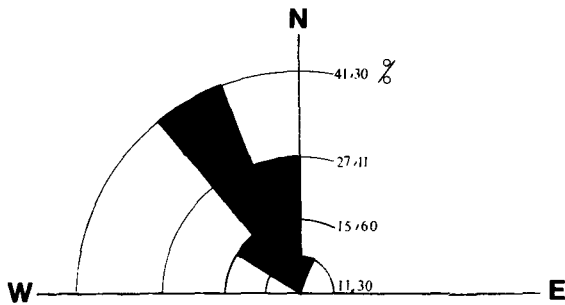


Fig. 4 : Rosette de paléocourants.

CONCLUSION

Les Grès d'Asilah se sont déposés dans une dépression sub-méridienne à valeur d'avant-chaîne individualisée à l'Oligo-Miocène au front de l'unité de Tanger. Ils correspondent à des dépôts de cône sous-marin du type « Channel-fill » (MUTTI, 1985) de faible efficacité de transport (MUTTI, 1979). L'alimentation en arénites gréseuses s'effectue du Sud vers le Nord, probablement à partir des massifs paléozoïques de la Méséta nord-occidentale.

La présence de failles normales associées à des filons clastiques syn-sédimentaires dans les Grès d'Asilah montre que la bordure occidentale du bassin a été soumise à un régime distensif. Ces résultats s'accordent avec le modèle de bassin d'avant-chaîne qui se caractérise par une bordure interne en compression, liée généralement à l'avancée de l'allochtone, et une bordure externe stable ou en distension.

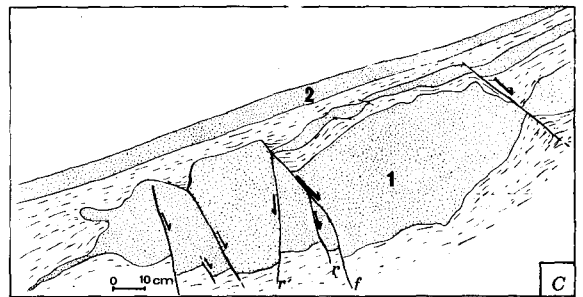
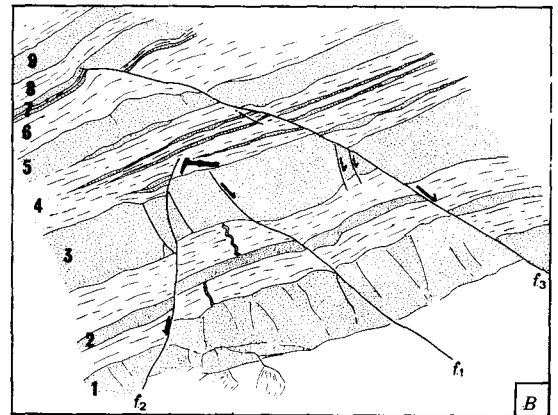
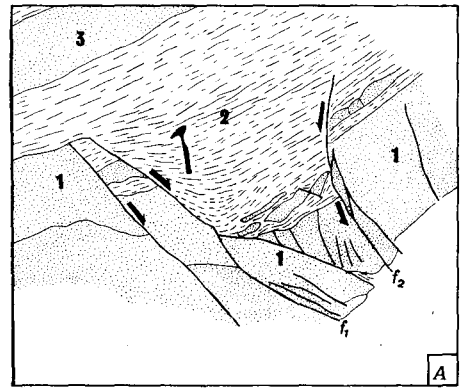


Fig. 5 : Failles normales syn-sédimentaires (schéma d'après photo).

- A. - Failles normales conjuguées (f_1 et f_2) délimitant un graben ; ces failles affectent la couche 3 et la moitié inférieure de la couche 2. Le marteau donne l'échelle.
- B. - Schéma montrant trois générations de failles normales f est contemporaine à la couche 3 et fossilisée par la couche 4 ; f_2 est plus récente que f_1 ; elle décale la couche 3 et la partie inférieure de la couche 4 ; f_3 est plus récente que f_2 et contemporaine au dépôt de la couche 7. Noter la différence d'épaisseur des couches de part et d'autre des failles. Le marteau donne l'échelle.
- C. - Failles normales conjuguées affectant un banc gréseux lenticulaire ; r et r' sont des fractures du type Reidel associées à la faille principale f .

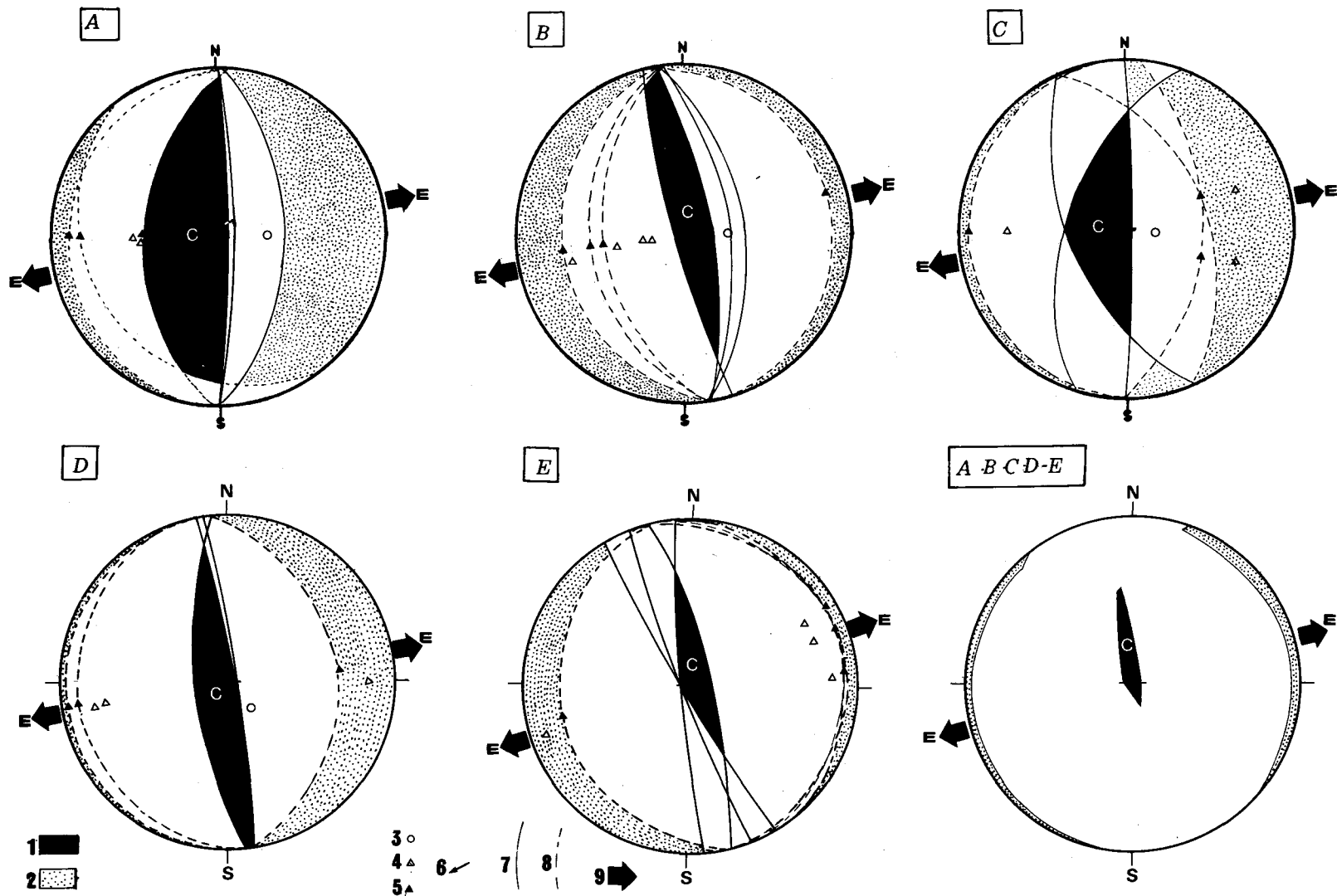


Fig. 6 : Projections sur canevas de Wulff, hémisphère supérieur, des failles normales syn-sédimentaires. Utilisation de la méthode des dièdres droits (ANGELIER et MECHLER, 1977).

1) aire de compression ; 2) aire d'extension ; 3) pôle de stratification ; 4) pôles des plans de failles dans les positions actuelles ; 5) pôles des plans de failles après correction at annulation du pendage des couches ; 6) strie de friction ; 7) traces cyclographiques des plans auxiliaires ; 9) direction d'extension (80).

RÉFÉRENCES

- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977) : Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, 6, 1309-1318.
- BOURGOIS J. (1978) : La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, t. 30, 445 p., 216 fig., 9 pl. h.t.
- CAZZOLA C. et CRITELLI S. (1987) : Litostratigraphia et petrologia delle quarz areniti torbiditiche oligo mioceniche di Asilah (Catena del Rif, Marocco Nord occidental). *Miner. Petrogr. Acta*, vol. XXX, 203-226.
- DURAND-DELGA M. et FONTBOTE J.-M. (1980) : Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *26^e Congr. Géol. Intern.*, Colloque C5, *Mém. Bur-Rech. Géol. Min.*, n° 115, 67-85.
- LEBLANC D. (1975) : Étude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol.*, Maroc, 1979, n° 281, 159 p.
- LEBLANC D. (1980) : L'accident du Nékor et la structure du Rif oriental (Maroc). *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, vol. XXII, fasc. 4-5, 267-277.
- LESPINASSE P. (1975) : *Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (centre de la chaîne rifaine, Maroc)*. Thèse Sciences, Paris, 248 p.
- MORLEY C.K. (1987) : Origin of major cross element zone. Moroccan Rif. *Geology*, 15, 761-764.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1975) : Turbidite facies and facies association. *In* : Example of turbidite facies and facies association from selected formations of Northern apennines (E. MUTTI, G.C. PAREA, F. RICCI LUCCHI, M. SARGI, G. ZANZUCCHI, G. CHIBAUDDO et S. JACCARINO, eds.) *9th Cong. Int. Sedim.*, Nice Guide boock Field Trip. 11, 21-36.
- MUTTI E. (1979) : Turbidites et cônes sous-marins profonds. *In* : Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine). (P. HOMEWOOD ed.) *Institut de Geologie, Univ. de Fribourg*, 353-419.
- MUTTI E. (1985) : Turbidite system and their relation to depositional sequence. *In* : Provenance of arenites (G.G. ZUFFA, ed.) NATO ASI series 148 D. Reidel pub C.O., 85-93.
- OLIVIER PH. (1984) : Évolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Thèse d'Etat. Université Paul Sabatier - Toulouse, 229 p.
- SUTER G. et FIECHTER G.G. (1966) : Le Rif méridional atlantique (Maroc) : Aperçu structural sur la région Zoumi-Ouezzane et le pays du Habt (Larache). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 188, p. 15-20.
- SUTER G. (1980 b) : Carte structurale de la chaîne rifaine à 1/500.000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 215 b.
- SUTER G. (1986) : Carte géologique d'Azilal à 1/50.000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 346.
- VIDAL J-C (1977) : Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol., Fr.*, (7), t. XIX, n° 4, p. 789-796.
- WILDI V. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 24, fasc. 3, p. 201-297.

Adresse des auteurs :

Faculté des Sciences, Avenue Ibn Battota, B.P. 1014, Agdal-Rabat.