

**THESE
DE DOCTORAT D'ETAT ES SCIENCES**

**PRESENTEE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES
SCIENCES
OPTION : GEOLOGIE STRUCTURALE**

Par
Abdellah LAKHLOUFI

**EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES BASSINS DE SIDI
BETTACHE ET DE BRACHWA-MAAZIZ ET
REINTERPRETATION DE L'HISTOIRE DE L'OROGENESE
HERCYNIENNE POST-VISEENNE AU MAROC**

Soutenue le 16 Février 2002, devant la commission d'examen:

M. BENZAKOUR, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	Président
N. HAMMOUMI, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	} Examineurs
A. BOUSHABA , <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	
A. EL AMRANI, <i>Professeur à l'Institut Scientifique de Rabat</i>	
D. FADLI, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Fès</i>	
A. SAQUAQUE, <i>Professeur, Chef de Division à Reminex, Marrakech</i>	
E.M. ZOUINE, <i>Professeur à l'ENS de Rabat - Takaddoum</i>	
M.R. HAMOUDA <i>Directeur Central, ONEP</i>	Invité

CHAPITRE I.4

CHAPITRE I.4

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

TABLE DES MATIERES

REMARQUE : la numérotation est décalée d'une page (la page 143 c'est 144 ; la page 144 c'est 145, etc.)

Chap.I.4 : Tectonique synsédimentaire (article soumis à publication)	143
INTRODUCTION	147
I. ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMES POSES	147
II. DONNEES RELATIVES A LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.	149
A. LES STRUCTURES SYNSEDIMENTAIRES COMPRESSIVES	150
1. Les rampes	150
1.1. Définitions	150
1.2. Exemples de rampes et de structures associées	152
1.2.1. Secteur de Sidi Qadi Haja	153
1.2.1.1. Site des alentours du point X = 382,9 ; Y = 336,9	153
1.2.1.2. Site des alentours du point X = 383,1 ; Y = 337,25)	156
1.2.1.3. Site des alentours de X = 382,2 ; Y = 337,3)	158
1.2.2. Dans les autres secteurs.	159
1.3. Interprétation et discussion.	161
1.3.1. Fonctionnement et évolution d'une rampe	161.
1.3.2. Détermination du pendage des rampes sigmoïdales.	162
1.3.3. Adaptation du modèle géométrique descriptif.	164
1.3.4. Formation des rampes et évolution du système : fonctionnement d'une rampe	164
1.4. Conclusion.	165
2. Failles inverses et plis	166
2.1. Failles inverses.	166
2.2. Plissement	167
3. Conclusion	168
B. LES STRUCTURES SYNSEDIMENTAIRES DISTENSIVES.	169
1. Caractérisation	169
2. Interprétation et discussion.	171
III. CONTEXTE GEODYNAMIQUE	172
IV. CONCLUSION GENERALE	173

Les données de la tectonique synsédimentaire traitées dans ce chapitre font l'objet de l'article à apparaître dans le revue Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Nous ne ferons ici que reproduire le texte utilement détaillé de cette note. Il s'agit de données originales d'une tectonique compressive synsédimentaire d'âge intra viséen supérieur (peut être viséen moyen -viséen supérieur) qui s'exprime essentiellement par des rampes à l'échelle du banc gréseux. L'existence de cette tectonique compressive explique de la façon la plus concluante la cessation de l'activité magmatique basique après le Viséen inférieur (chap.I.3). Par ailleurs, les données de cette tectonique compressive nous ont permis de : - caractériser la tectonique à rampes engendrée par une déformation synsédimentaire qui est peu connue dans la littérature ; - d'essayer de caractériser le champ de contrainte régnant à l'époque du Viséen supérieur (ou viséen moyen – Viséen supérieur).

TECTONIQUE COMPRESSIVE SYNSEDIMENTAIRE D'AGE VISEEN SUPERIEUR DANS LE BASSIN DE SIDI BETTACHE (MAROC HERCYNIEEN NORD OCCIDENTAL)

Par

Abdellah LAKHLOUFI¹, Naïma HAMOUMI², Ali SAQUAQUE³.

¹ ENS Rabat - Takaddoum. Dépt. de Géologie, Av. Oued Akrech, B.P. 5118, Rabat, Maroc. E.mail: Klaklouf @ yahoo.fr

² Univ. Mohamed V, Fac. des Sciences Rabat - Agdal, Dépt. de Géologie, rue Ibn Batouta, Rabat, Maroc.

³ Univ. Kadi Ayad, Fac. des Sciences Marrakech - Semlalia, Dépt. de Géologie, Marrakech, Maroc.

RESUME

Les modèles de pull apart et de transtension -transpression ont été successivement proposés pour expliquer l'ouverture du Bassin famenno-dinantien de Sidi Bettache (BSB) et son évolution. Néanmoins, à défaut d'arguments plausibles, ces deux modèles sont restés purement conceptuels.

Notre contribution corrobore le deuxième modèle en mettant en évidence la réalité d'une phase transpressive dans l'évolution du « BSB ». Dans ce sens, nous montrons l'existence, dans la partie occidentale du « bassin », d'une déformation compressive synsédimentaire intra viséen supérieur (ou Viséen moyen – Viséen supérieur) qui associe localement une déformation distensive.

En terme de tectonique analytique, nos données portent essentiellement sur l'analyse géométrique des rampes et l'évolution d'un chevauchement qui utilise ce type de structure tectonique lors de sa propagation.

Enfin, sur le plan géodynamique, le champ de raccourcissement a subi une rotation anti-horaire entre le Famennien supérieur (âge d'ouverture du « BSB ») et le Viséen supérieur. Celui-ci passe de la direction ENE-WSW à celle NE-SW.

MOTS CLES

Meseta marocain hercynienne, « Bassin de Sidi Bettache », Famenco-Dinantien, déformation synsédimentaire, rampes, transtension - transpression.

ABSTRACT

Pull apart and transtension - transpression graben models are successively proposed to explain the opening modalities and the evolution of the famennian- dinantian age Sidi Bettache Basin (BSB). However, these two models remained purely conceptual. The objective of our contribution is to support the validity of the second model. Thus, we give evidence of the presence of an intra-upper visean synsedimentary compressive deformation in the western part of the "BSB" associated, locally, with a distensive tectonic.

In terms of analytic tectonic, our data are focussed essentially on geometric analysis of ramps and the evolution of an overlapping using this type of tectonic structures for its propagation.

On the basis of geodynamics, the shortening field azimuth has undergone a relative counter clockwise rotation between the Upper Famennian (when "BSB" was open) and the Upper Visean. This shortening field has changed from the east north east - west south west to the north east - south west direction.

KEY-WORDS:

Moroccan hercynian Meseta, Sidi Bettache Basin, Famennian-Dinantian, synsedimentary deformation, ramps, transtension-transpression.

RESUMEN

Los modelos de « pull apart » y de « transtension - transpression » han sido propuestos para explicar la abertura de la Cuenca fameno – dinansiense de Sidi Bettache (BSB) y su evolucion. Sin embargo, en ausencia de argumentos plausibles, los dos modelos han quedado puramente conceptuales.

Nuestra contribucion corrobora el segundo modelo con la puesta en evidencia de una fase transpresivo en la evolucion du BSB. En este sentido, monstramos la existencia, en la parte occidental de la cuenca, de una deformacion compresiva sinsedimentaria intra-viseense superior asociando localmente una deformacion distensiva.

En termo de tectonica analitica, los datos ponen en cuentas l' analisis geometrica de los rampas y la evolucion de un cabalgamiento usando este tipo de estructuras tectonicas durante sus propagacion.

En fin, de punto de vista geodinamica, el campo de acortamiento ha sufrido una rotacion antihorario entre el Fameniense superior (edad de abertura de BSB) y el Viseense superior pasando del ENE-WNW a el NE-SW.

PALABRAS CLAVES :

Meseta marroqui hercynico, Cuenca de Sidi Bettache, Fameno-Dinensiense, deformacion sinsedimentaria, rampas, transpresion-transtension.

INTRODUCTION

Le « Bassin de Sidi Bettache » (« BSB ») -élément majeur de la Meseta occidentale septentrionale- s'est ouvert au Famennien supérieur (Piqué, 1979) entre le bloc calédonien des Séhoul au nord et celui des Zaer-Oulmès au sud, le Môle côtier à l'ouest (Fig.84). La ride d'Aguettouane le limite du côté oriental (Tahiri, 1991). A l'instar des autres bassins de la Meseta occidentale, sa genèse est concomitante à la structuration de la Meseta orientale pendant la phase bretonne. Bien que les modalités de son ouverture soient conçues différemment par les différents auteurs, ils s'accordent tous sur le rôle joué par ce serrage hercynien précoce dans l'activation des couloirs de cisaillement et la mise en mouvement des blocs de la Meseta occidentale septentrionale qui sont à l'origine de l'initiation du « BSB ». Deux types de modèles ont été successivement proposés; le modèle de type pull apart (Piqué, 1979; Rolin et al, 1985; Hoepffner, 1987, Aarab et Beauchamp, 1987) et le modèle de type transtension (Lakhloufi, 1988; Bouabdelli, 1989; Fadli, 1990; Tahiri, 1991). Concernant les modalités de sa structuration, elles sont encore plus controversées, mais cela ne fait pas le propos de cet article.

Ainsi donc, l'histoire géologique de cette partie du domaine orogénique du varisque marocain est loin d'être close et reste toujours d'actualité. Dans cet article va être abordé un autre aspect de la géologie du « BSB » jusqu'alors inconnu ; il s'agit d'une tectonique compressive synsédimentaire d'âge viséen supérieur.

I. L'ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMES POSES

Le plancher du « BSB » correspondrait à un large panneau (bloc unique) qui se serait effondré suite à la dislocation d'une plate-forme carbonatée du Dévonien moyen, antérieurement au Carbonifère (Piqué, 1979, 1994). Les failles seraient donc limitées aux bordures du bassin et seraient alors responsables de son ouverture, de son évolution et ultérieurement de sa structuration. L'histoire du magmatisme basique leur serait également tributaire. Ainsi, toute l'histoire géologique de cette vaste aire de sédimentation serait enregistrée dans l'activité de ses marges que la partie centrale ne ferait que suivre passivement telle une zone sub-cratonique. C'est cette conception qui a orienté la plupart des travaux ultérieurs (Fadli, 1990; El Hassani, 1990; Zahraoui, 1991) exclusivement sur les zones bordières du bassin.

Les travaux antérieurs de l'un d'entre nous (Lakhloufi, 1988, 1992) dans la région d'Had Brachwa (partie centrale du « BSB ») ont montré que le plancher du bassin est en réalité formé d'une juxtaposition de blocs de socle que délimitent un maillage de fractures (NNW-SSE, NNE-SSW et ENE-WSW). L'importance de ces failles dont notamment celles NNW-SSE réside dans le fait qu'elles ont permis la mise en place de magmas basiques en plein centre du bassin pendant le Tournaisien-Viséen inférieur et ont ultérieurement contrôlé la déformation polyphasée de cette région. Cette réalité structurale va être confortée ultérieurement par le fait que le magmatisme basique dans le « BSB » est essentiellement tributaire des accidents NNW-SSE à NW-SE qui hachent son plancher indépendamment de ses marges (Lakhloufi et al, 2000). Ces faits vont à l'encontre de la conception longtemps admise que l'on avait du « BSB » et jettent les bases pour une nouvelle approche qui fait des données relatives aux régions centrales du « bassin » les éléments de base permettant une reconstitution fiable de l'histoire géologique de cette vaste aire de sédimentation.

L'idée du jeu décrochant des failles limitrophes qui aurait engendré l'ouverture du bassin et son évolution (Piqué, 1979; Fadli, 1990; El Hassani, 1990; Tahiri, 1991) relève essentiellement de l'interprétation à l'échelle régionale. Les données de terrain disponibles jusqu'à nos jours ne permettent pas la mise en évidence de la composante décrochante de ces failles. L'hypothèse émise

par Tahiri (1991) sur l'existence d'une contrainte principale sub-horizontale au niveau des marges du bassin, verticale à l'intérieur restait alors à étayer par les données de terrain.

Un autre aspect du problème également inhérent à la géologie du « BSB » c'est de savoir à quel stade de son évolution a débuté la déformation compressive. Autrement dit, quand est ce que la transtension conçue aurait cédé la place à la transpression ayant déclenché la fermeture du « bassin ». Pour essayer de répondre à cette question, les connaissances disponibles permettent d'envisager deux cas selon qu'il s'agisse de l'âge absolu de la déformation ou de celui relatif.

Sur le plan stratigraphique et en l'absence de tout indice d'une déformation compressive synsédimentaire tangible, la structuration du « bassin » a été longtemps considérée comme étant d'âge namuro -westphalien, en tout cas postérieure au Viséen supérieur -début Namurien, âge des plus récents dépôts du bassin ayant été déposés antérieurement à la structuration de celui-ci. C'est à la base des foraminifères que la datation de ces terrains est faite par Izart et Vieslet (1988).

Sur le plan radiométrique et d'après la distribution des âges K/Ar obtenus sur « les fractions granulométriques des schistes paléozoïques du Maroc (Hyon, 1985), la déformation hercynienne majeure dans la Meseta occidentale septentrionale, « BSB » y compris, serait déroulée entre 298 et 290 Ma, soit le Stéphanien selon l'échelle des temps géologiques d'Odin (1994). Cependant l'obtention d'un âge de 320 Ma pour les « schistes anchizonaux dévoniens », au niveau de la marge nord occidentale du « BSB » confère à cette déformation un cachet très précoce puisqu'elle se déroule pendant le Viséen supérieur, donc au cours du remplissage du bassin. Or, hormis cette précision concernant l'âge de ce métamorphisme anchizonal, aucune autre indication sur cette déformation n'est disponible jusqu'alors. Cependant, comme celle-ci se traduit dans les dépôts anciens par un métamorphisme naissant, elle se traduirait inévitablement par une déformation compressive synsédimentaire au niveau du « BSB », du moins dans sa partie occidentale. Jusqu'à nos jours une telle tectonique est restée inconnue, ce qui pose avec insistance le problème de la relation du métamorphisme de 320 Ma avec le reste du bassin.

Chercher à élucider cette problématique constitue une bonne approche sur la voie de la reconstitution des modalités de l'évolution de cette aire de sédimentation et donc du contexte géodynamique. C'est entre autre l'objectif escompté de cet article qui est consacré aux données d'une tectonique synsédimentaire compressive que nous décrivons pour la première fois dans le « BSB ».

II. DONNEES RELATIVES A LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Cette tectonique affecte des terrains qui affleurent dans la partie centrale et centre occidentale du « BSB » (Fig.84) dans les secteurs de la boutonnière de Rommani, Sidi Qadi Haja (Ouljat al Karma) et Koudiat Twicha situés au niveau de la vallée de l'Oued al Mechra (feuille d'ar Rommani au 1/50.000); Oulad Baba Ali (feuille d'ar Rommani) et Bled Bel Allawi (feuille de Sidi Bettache au 1/50.000) situés sur les versants de la vallée de l'oued Korifla. Ces terrains sont datés ou attribués au Viséen supérieur. Cette tectonique s'exprime par une déformation synsédimentaire à l'échelle du banc gréseux parfois de l'affleurement, localement importante. Elle engendre des structures tectoniques qui conservent des caractéristiques géométriques constantes, comparables d'un secteur à un autre. Ce sont essentiellement des rampes qui associent accessoirement un plissement subordonné et qui sont communes à l'ensemble des secteurs qui sont affectés par cette déformation tectonique. Outre ces structures, les terrains de la boutonnière de Rommani sont affectés également par des failles inverses classiques, des plis et des failles normales.

La caractérisation de la géométrie de ces différentes structures, la démonstration de l'existence d'une tectonique compressive synsédimentaire et la reconstitution de l'histoire de l'évolution du « BSB » sont autant d'objectifs qui sont également visés par cet article. Par ailleurs,

les chevauchements à rampes synsédimentaires et à l'échelle du banc gréseux sont peu connus dans la littérature; la comparaison de la géométrie de ces rampes au modèle géométrique descriptif établi pour des structures à l'échelle du massif montagneux sera également faite.

A. LES STRUCTURES SYNSEDIMENTAIRES COMPRESSIVES

1. Les rampes

1.1. Définitions.

« Ce sont des failles inverses qui affectent une ou plusieurs couches et assurent la continuité entre un contact anormal de décollement situé à la base de la série faillée du côté du regard de la faille, et un autre décollement situé au sommet de celle-ci, du côté opposé » (Foucault et Raoult, 1984). Une telle géométrie des contacts chevauchants a été décrite pour la première fois à l'échelle du massif montagneux par Rich (1934) dans les Appalaches. L'auteur fait remarquer alors la constance de l'angle d'inclinaison de la partie pentée du contact anormal (rampe) qui est de l'ordre de 30°. Graham et *al* (1987) ont introduit une nomenclature francophone par adaptation de la terminologie anglo-saxonne relative au modèle géométrique descriptif de Dahlstrom (1970), Elliot et Johnson (1979) et Boyer et Elliot (1982). Ce modèle a été établi pour des structures qui ont été décrites dans les Pyrénées et la Montagne Noire. A l'échelle de l'affleurement des structures de ce type, affectant un seul banc gréseux, sont décrites par Bradley and Bradley (1993) dans des flyschs dévonien.

Afin d'essayer d'appliquer la nomenclature du modèle géométrique descriptif en l'adaptant aux structures engendrées par la déformation synsédimentaire qui font l'objet de cet article, un rappel de cette nomenclature est nécessaire. Elle se base sur les relations géométriques entre le contact chevauchant et les plans de stratification qui peuvent être parallèles entre eux ou obliques (Fig.86.A). Dans le premier cas on a affaire à un « palier », dans le second, à une « rampe ». Comme pour une même partie du contact chevauchant, la stratification peut lui être parallèle d'un côté, oblique de l'autre, on a introduit la notion de « mur » et de « toit » qui correspondent respectivement aux volumes rocheux sous et sus-jacents au contact tectonique. De ce fait, le modèle géométrique descriptif montre deux cas où une rampe peut être observable. Le premier cas est réalisé par l'obliquité de la portion inclinée du contact sur la stratification horizontale du mur; on parle alors de « rampe de mur ». Le second cas est celui qui l'est par l'obliquité de la stratification du toit sur la partie horizontale supérieure du contact, on parle alors de « rampe de toit ». Dans ce dernier cas, la formation de la rampe est tributaire de la naissance d'une structure « antiforme » au niveau du volume rocheux du toit (Fig.86.A). Cette antiforme qui est une structure plus ou moins coffrée se forme à cheval sur la partie inclinée du contact et sa partie horizontale supérieure et détermine par son flanc amont (selon le sens du mouvement du chevauchement) un palier (palier du toit) et par son flanc aval une rampe (rampe de toit).

Le dispositif élémentaire que nous venons de décrire peut se répéter identique à lui-même tout au long d'un même niveau stratigraphique « qu'isolent » deux contacts anormaux. Il se forme alors une imbrication particulière d'écaillés tectoniques qui constitue un duplex (Fig.86.B).

Avant de discuter des différents aspects (géométrie, modalités de formation et de fonctionnement) propres aux rampes qui sont engendrées par la déformation synsédimentaire et d'essayer de les corrélérer au modèle géométrique descriptif, nous allons utiliser, pour passer en revue les différents cas de figures observés, le terme de rampe dans le sens de Foucault et Raoult (1984). Outre les considérations inhérentes à la géométrie de ces rampes, ces exemples serviront pour la démonstration du cachet synsédimentaire de ces structures.

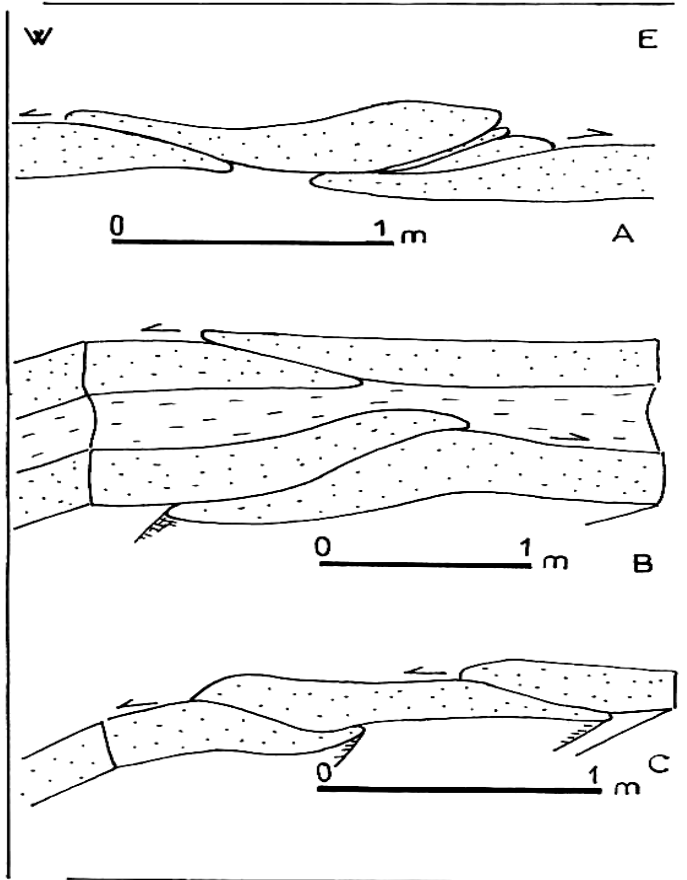


Fig.86. Les différents types de rampes.

A- rampes conjuguées divergentes (boutonnière de Rommani).

B- rampes conjuguées convergentes (boutonnière de Rommani).

C- rampes de même vergence (Bled Bel Allawi).

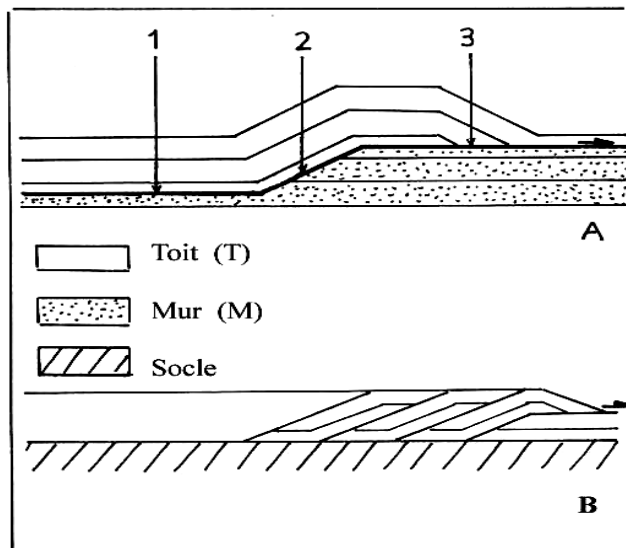
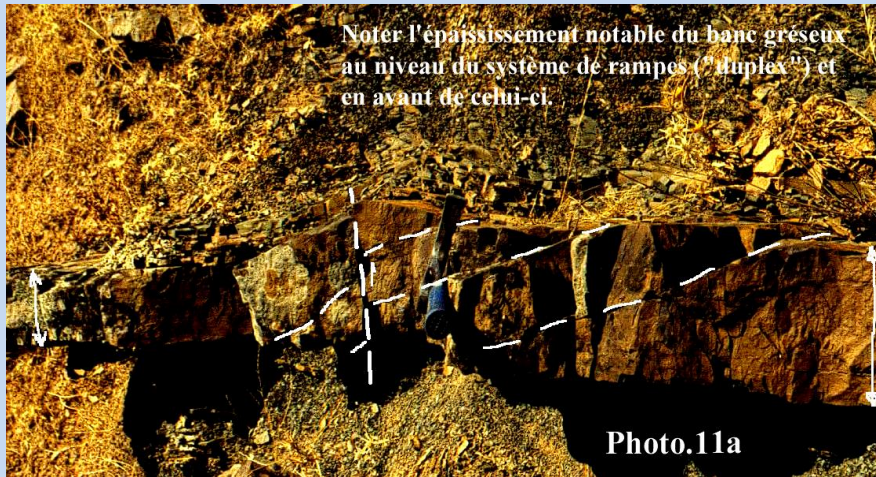


Fig. 85. Chevauchements à rampes (Graham *et al.* 1987)

A- Dispositif élémentaire
1T et 2T: paliers de Toit; 3T: Rampe de Toit.

1M: Palier de Mur inférieur;
3M: Palier de Mur supérieur;
2M: Rampe de Mur

B- Géométrie d'un duplex



Noter l'épaississement notable du banc gréseux au niveau du système de rampes ("duplex") et en avant de celui-ci.

1.2. Exemples de rampes et de structures associées.

Ces structures s'observent particulièrement dans les terrains grésopélitiques des différents secteurs précités du « BSB ». Néanmoins, dans la boutonnière de Rommani et le secteur d'Oulad Baba Ali, les rampes affectent également les bancs gréseux des barres gréseuses qui sont

intercalées dans les grésopélites. Les cas des figures les plus diversifiés et les plus pédagogiques sont observables dans les grésopélites du nord de Sidi Qadi Haja et vont servir donc en grande partie d'exemples d'illustration. Par ailleurs, dans tous les secteurs précités les chevauchements à rampes présentent les caractéristiques communes qui suivent



Rampes occasionnant un "duplex en avant" duquel le banc s'est épaissi

- du point de vue géométrique, une rampe est soit de type sigmoïdale à pendage variable, soit de type « plane » ou « plate » à pendage faible, de valeur constante ;
- une rampe n'affecte presque exclusivement qu'un seul banc gréseux et peut être isolée ou répétitive (Fig.86. C ;

Photo.10);

-la répétition des rampes à intervalles courts engendre des imbrications qui constituent des espèces d'écaillés et de duplex (Photos 11a, 11b et 11bis);



Noter l'épaississement du banc gréseux vers l'aval du mouvement des rampes (soit par effet de "bourrage", soit par effet de subsidence différentielle.

- des rampes de vergences opposées s'observent souvent au niveau d'un même banc gréseux (Fig.86A) ou d'un banc à l'autre (Fig.86 B);

- une rampe peut évoluer en une structure complexe suite à des reprises multiples;
- une rampe ou une imbrication d'écaillés peut être accompagnée d'un plissement subordonné ou reprise par celui-ci.

1.2.1. Secteur de Sidi Oadi Haja

Au nord de Sidi Qadi Haja, sur la rive droite de l'oued al Mechra, affleure une série grésopélitique au coeur de l'Anticlinale d'Ouljat al Karma (Lakhloufi, 1988,1992) du côté du flanc sud (pli d'échelle cartographique, de direction N70). Le flanc nord se prête mal à l'observation ici, ce n'est que plus vers le nord sur la rive gauche de l'oued d'al Mechra et le nord-est sur le versant droit d'une profonde chaâbat que les grésopélites affleurent. C'est notamment dans ces sites que sont faites les

observations les plus variées des contacts chevauchants, des rampes et des structures qui leur sont associées.

1.2.1.1. Site des alentours du point X=382,9; Y=336,9

Sur plusieurs dizaines de mètres de puissance, les bancs gréseux (d'une série grésopélitique sur le flanc sud du pli) montrent des rampes associant parfois un plissement ou reprises éventuellement par celui-ci. Plusieurs cas de figures sont observés.

a. Exemples de rampes affectant en partie seulement un banc gréseux

Il arrive qu'une rampe n'affecte que le terme inférieur ou celui supérieur d'un banc gréseux. Dans le premier cas, le terme basal du banc peut être localement dédoublé par une rampe plane très peu pentée (Fig.87A) ou imbriqué à la suite de plusieurs rampes sigmoïdales (Fig.87 B). Dans les deux cas, le dispositif est scellé par les lamines de la partie supérieure de ces bancs. Dans le premier exemple les deux extrémités du banc se recouvrent largement (d'ordre pluridécimétrique) ce qui cause son épaissement local mais sans déformation interne notable, alors que dans le second exemple l'imbrication de rampes sigmoïdales s'accompagne d'une déformation des lamines et d'un fluage de la matière d'où l'épaississement local important du banc. Le niveau supérieur du banc épouse cette imbrication d'écaillés et

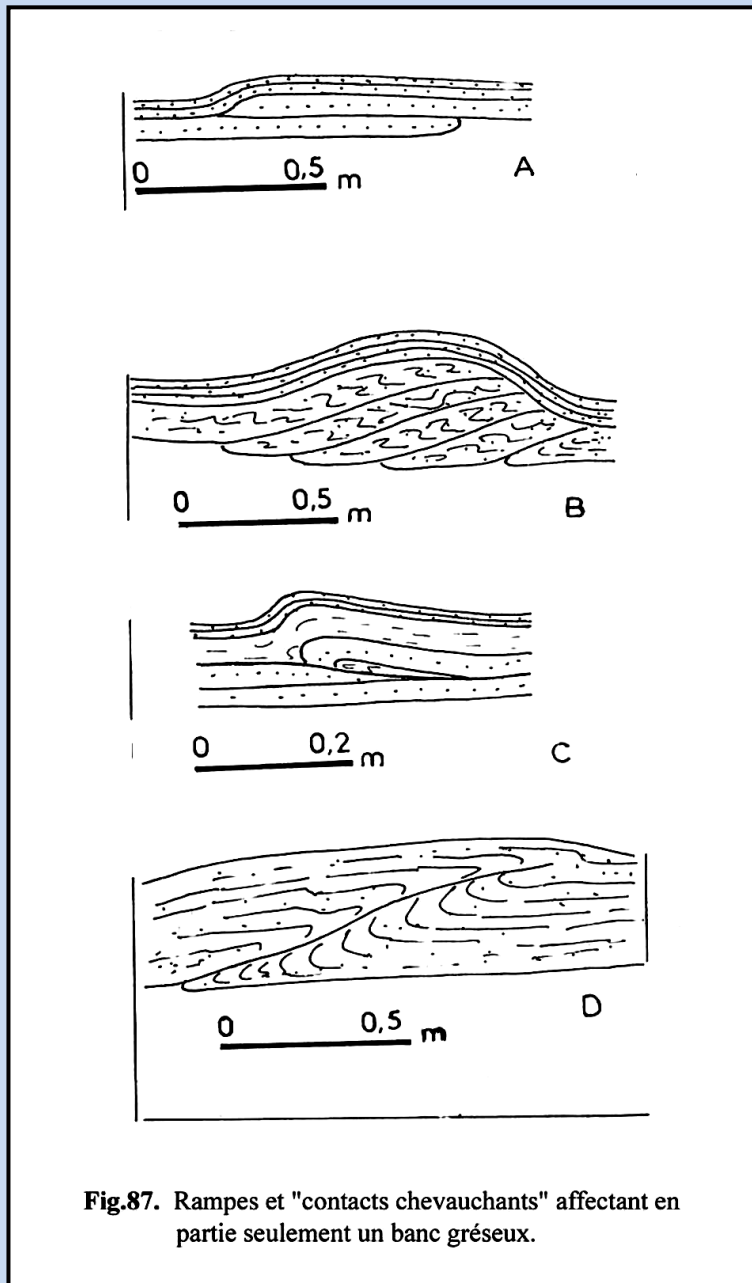


Fig.87. Rampes et "contacts chevauchants" affectant en partie seulement un banc gréseux.

présente une voûture anticlinale. Ainsi, le palier inférieur du contact chevauchant se situe sous le banc alors que le palier supérieur passe à l'intérieur de celui-ci, au toit du premier niveau déformé.

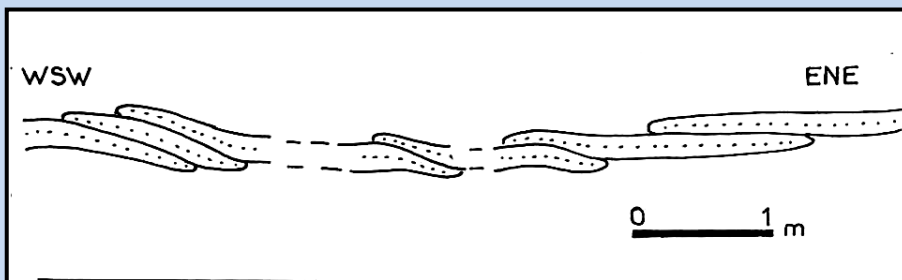


Fig.88. Rampes sigmoïdales imbriquées déformées ou non et rampes planes (ou plates) de même vergence.

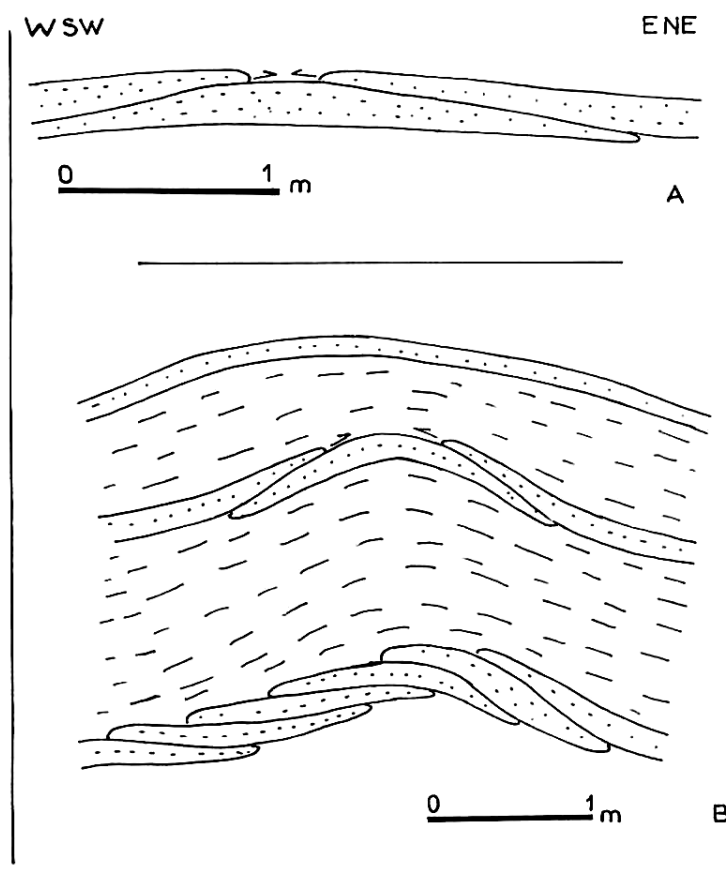


Fig.89. Rampes imbriquées de même vergence et rampes convergentes
 A- rampes conjuguées convergentes non plissées
 B- rampes imbriquées ou non déformées par le plissement ou l'accompagnant.

Dans le cas où c'est le niveau supérieur du banc gréseux qui est déformé on peut observer un décollement de celui-ci par dessus la partie basale du banc (Fig.87 C). Cet exemple montre que le contact est sub-horizontale et affecte le flanc inverse, court d'un micropli d'entraînement couché qui le précède. Cette structure est fossilisée par l'inter banc pélitique et la strate qu'il renferme et montre également une voûture anticlinale déjetée de même vergence que le contact. Cette figure marque très fort probablement l'amortissement momentané d'un contact chevauchant sis au toit du terme basal du banc gréseux (palier inférieur).

Ces trois exemples attestent sans aucune équivoque du caractère synsédimentaire de cette déformation. Un autre cas de figure (Fig.87 D) illustre également ce fait; la rampe qui affecte le banc gréseux sur presque toute son épaisseur se montre très

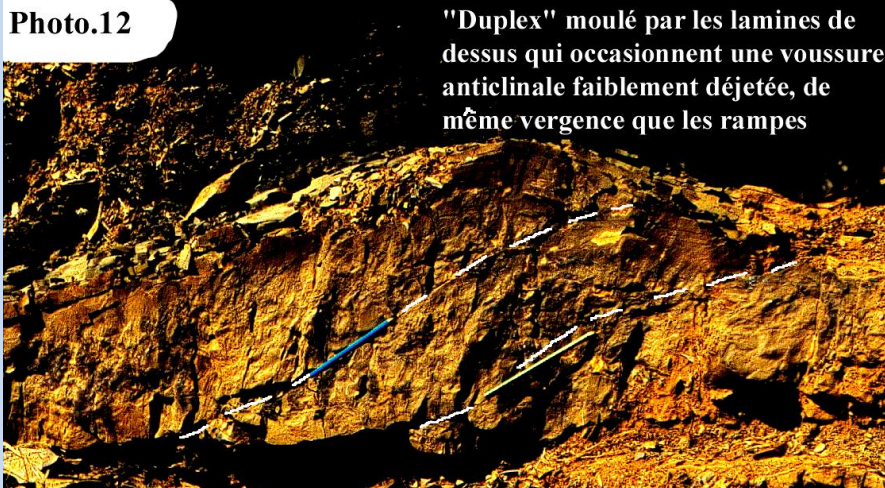
discrète suite à une cicatrisation intime lors de la lithification. Elle n'est visualisée que par l'existence de microplis-crochons qui déforment les lamines au toit et au mur du contact (convolutes faillées) et un épaissement local du banc.

b. Exemples de rampes affectant entièrement un banc gréseux

Un banc gréseux peut être affecté par des rampes toutes de même vergence engendrant des recouvrements variés selon que celles-ci soient « plates » ou « sigmoïdales » (Fig.88). Le même banc peut présenter couramment des rampes conjuguées non déformées (Fig.86 A et 89 A) ou

plissées (Fig.89 B). Des rampes de même vergence, non déformées, peuvent engendrer un « duplex » simple qui peut subir un « rétro chevauchement » par l'entrée en jeu d'une « rampe plate » de vergence opposée (Fig.90). Une rampe peut être bloquée et déformée si le dispositif n'est pas débloqué par d'autres rampes soupapes (Fig.91 A et B). Dans ce dernier cas de figure, on observe une ou deux rampes avortées, situées directement en avant de celle active. Le banc s'épaissit localement par «dédoublément» partiel, par déformation interne et par un début de flexion.

Photo.12



"Duplex" moulé par les lamines de dessus qui occasionnent une voussure anticlinale faiblement déjetée, de même vergence que les rampes

Un banc gréseux qui est affecté et épaissit par une imbrication d'écailles peut être surmonté ou non par des bancs et inter bancs pélitiques qui subissent une flexion de même vergence que les rampes (Fig.92). Dans le premier cas «l'imbrication» des écailles engendre un épaississement du banc, un bombement qui détermine une voussure

anticlinale que moulent les lamines sus jacentes (Photos.12). Un duplex constitué d'une imbrication d'écailles de même vergence peut être déformé par un pli anticlinal métrique (Fig.89). Au niveau de ces



La partie à droite du banc gréseux qui chevauche vers la gauche montre des lamines déformées; des espèces de microplis de même vergence.

Photo. 13

écailles, le banc gréseux montre des lamines déformées et convolutées ; les convolutes dissymétriques le sont dans le même sens du mouvement de chevauchement (Photo. 13) ou le sens contraire. Le premier banc écaillé est surmonté d'un large inter banc pélitique, lui même surmonté d'un deuxième banc gréseux, et c'est l'ensemble qui est déformé par l'anticlinal. Le deuxième banc montre

deux rampes de vergence opposée, convergentes, chacune étant située sur un des deux flancs du pli. Ce dispositif est scellé par un deuxième inter banc pélitique et le banc gréseux le surmontant et montrent une large voussure anticlinale, puis la suite de la série étant horizontale. Dans ce cas de figure, on remarque que les rampes qui engendrent le duplex au niveau du premier banc gréseux apparaissent déformées par le plissement alors que celles de vergences opposées qui affectent le deuxième banc ne le sont pas et elles se positionnent chacune dans la zone d'inflexion des deux flancs et semblent être initiées lors de la flexion. Cet exemple illustre élégamment une déformation synsédimentaire progressive sous l'effet d'un raccourcissement permanent du moins à l'échelle du temps de la genèse de cette structure.

Des cas de figures complexes peuvent être observés comme celui de la Figure 93, où une succession d'événements peut être établie. Une rampe de vergence ENE est recoupée par des rampes de vergence opposée qui se bloquent et se plissent. Une nouvelle rampe de même vergence débloque de nouveau le système en rabotant à leur base les rampes plissées. Des lamines parallèles sus-jacentes moulent cette structure et sont en partie affectées par le contact le plus récent qui leur devient parallèle au toit du palier supérieur.

Enfin, le caractère synsédimentaire des rampes peut être clairement mis en évidence par la photo 14 qui montre la trace (cicatrice) hydroplastique d'un contact de rampes vue à la base du banc.

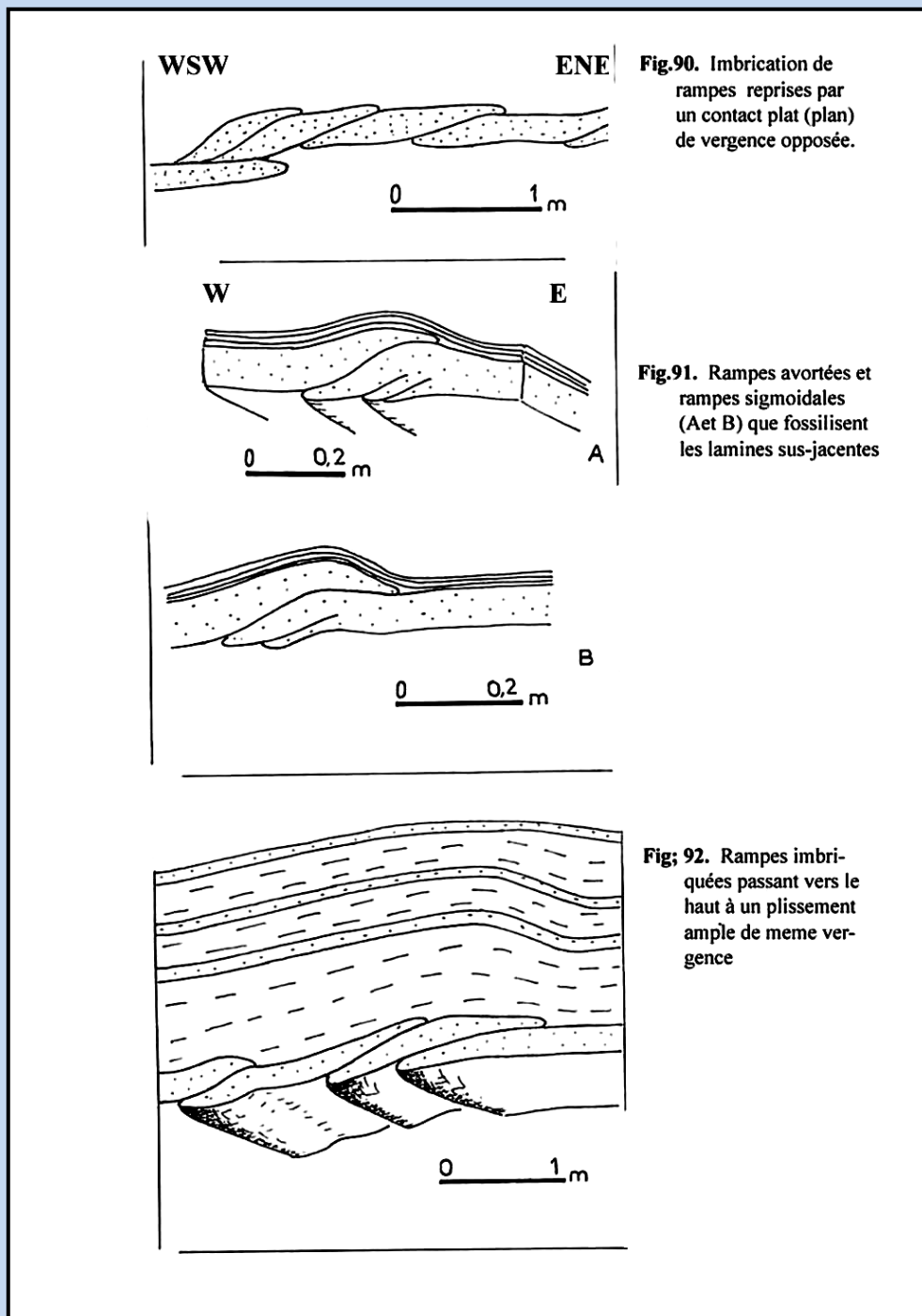


1.2.1.2. Site des alentours du point X=383,1;Y=337,25)

Dans ce site qui se situe sur le flanc nord de l'anticlinal d'Ouljat al Karma, on peut décrire trois cas de figures.

Le premier cas correspond à une rampe qui affecte un banc gréseux et une strate au sein de l'inter banc pélitique sous-jacent (Fig.94); le contact chevauchant montre un palier inférieur qu'on peut suivre au sein de l'inter banc et une rampe de vergence ENE. Celle-ci se dédouble en deux contacts au niveau de l'inter banc pélitique et délimite une lentille tectonique qui englobe une partie de la strate gréseuse avant de se réunifier au niveau du banc gréseux sus-jacent d'épaisseur décimétrique.

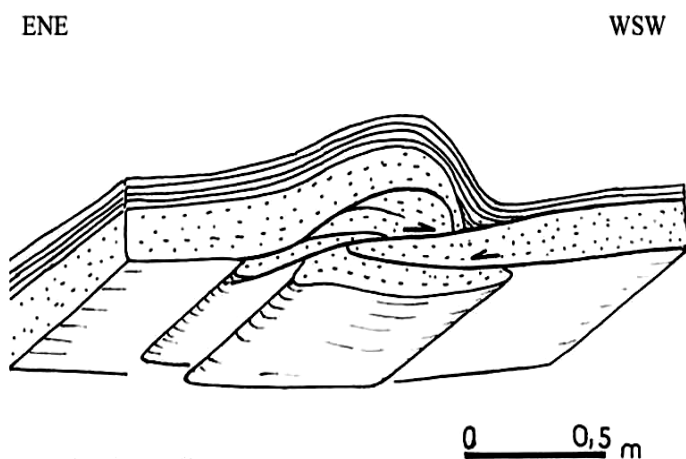
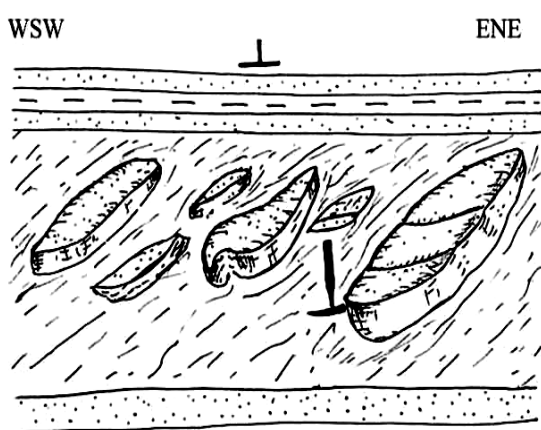
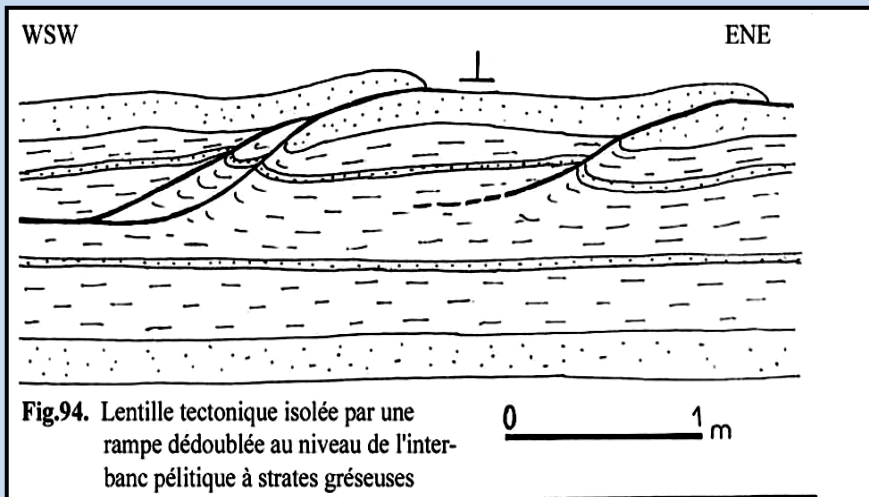
Le deuxième cas de figure est celui d'un (ou plusieurs?) banc gréseux épais qui est entièrement découpé en amygdales tectoniques distinctes, isolées, façonnées dans un matériel déformé à l'état hydroplastique (Fig.95). Ces amygdales sont de dimension décimétrique à pluridécimétrique, disposées en oblique par rapport à la stratification sous et sus-jacente non affectée par la déformation. Ce « couloir » tectonique est d'une largeur de l'ordre du mètre et correspond donc à un important contact horizontal où une éventuelle organisation préalable en paliers et rampes se trouve totalement oblitérée fort probablement suite à une évolution poussée du dispositif à cause, semble-t-il, de l'importance du mouvement chevauchant en jeu à ce niveau. Les contacts chevauchants inférieur et supérieur qui faisaient figures de paliers que les rampes joignaient entre eux auraient fusionné en une seule bande qui est jalonnée de blocs lenticulaires. Ces derniers proviennent, paraît-il, du découpage par les rampes puisqu'ils gardent une disposition oblique qui leur est comparable. Cet exemple illustre un cas extrême de celui de la figure 94 où on assiste au tout début de la naissance de lentilles tectoniques dans un dispositif de chevauchements à rampes. A ce propos, et par simple analogie d'organisation de ce contact chevauchant avec une zone de



cisaillement, les rampes peuvent être identifiées aux fractures de type « P » (Fig.96). Cette similitude apparente est utile à faire remarquer ici car elle en sera question ultérieurement dans cet article.

Le troisième cas de figure est celui d'une série gréso-pélique de plusieurs mètres de puissance située directement sous le contact précédent et où les bancs gréseux sont affectés, outre les rampes, par un important faisceau de contacts chevauchants (Fig.99). Ces contacts sont souvent associés à des plis d'entraînement aux flancs courts (qui sont généralement) cisailés et sont

faiblement pentés ($n'excédant pas 30^\circ$) quand ils ne sont pas concordants avec la stratification. Selon toute évidence, les plis d'entraînement précèdent par leur formation le développement des contacts chevauchants. Ils naissent d'abord en genou avant que les flancs courts ne s'inversent et ne tendent à se paralléliser avec le flanc long et finir par être cisailé par le chevauchement. Le pli et le contact anormal sont de même vergence et à la limite de l'évolution de la structure il y a formation d'une lentille tectonique qui est formée par l'isolement de la charnière épaissie et une partie des flancs amincis. La déformation affecte un matériel qui est encore à l'état hydroplastique d'où la naissance de blocs lenticulaires épaissis qui conservent l'apparence de l'aspect « boueux » du temps de leur formation. Outre cet aspect des chevauchements, les rampes



qui entraînent l'épaississement local des bancs sont fréquentes. La figure 98 illustre un aspect de ce type de structures.

Ce cas de figure et celui précédant font partis d'un même horizon grésopélitique où se concentrent les contacts anormaux sur plus de 10m de puissance. Il s'agit là d'un important niveau de décollement.

1.2.1.3. Site des alentours de X=382,25; Y=337,3.

Ce site est situé sur la rive gauche de l'oued al Mechra et appartient également au flanc nord de l' « Anticlinel d'Ouljat al Karma » (Lakhloufi, 1988). Ici, les grésopélites offrent à l'observation un cas de figure d'un chevauchement peu penté vers le NE qui se termine vers le haut en un faisceau de fractures inverses et de rampes (Fig.98). Le compartiment sous-jacent à ce contact chevauchant montre un pli synclinal d'échelle métrique couché vers le SW qui possède un flanc court qui est raboté par le contact anormal. Les deux derniers bancs gréseux qui sont impliqués dans le jeu de ce contact montre un rejet moins important (d'ordre décimétrique) et présentent une épaisseur contrastée entre le compartiment chevauchant et celui chevauché où celle-ci double. On note également une importante déformation hydro-

plastique de ces deux bancs au niveau du compartiment supérieur que le faisceau de fractures inverses affectent alors que les bancs plus anciens (en dessous) ne montrent pas ce cachet de déformation. Ces

trois critères prouvent de façon univoque le jeu synsédimentaire de cette structure tectonique compressive.

La chronologie relative des événements tectoniques et sédimentaires qui accompagnent la genèse et l'évolution de cette structure (genèse du pli couché qui évolue en faille inverse chevauchante, amortissement progressif du rejet de la faille, différenciation d'un petit « haut fond » par dessus le compartiment chevauchant et d'une « aire subsidente » à l'aplomb du compartiment chevauché,...)

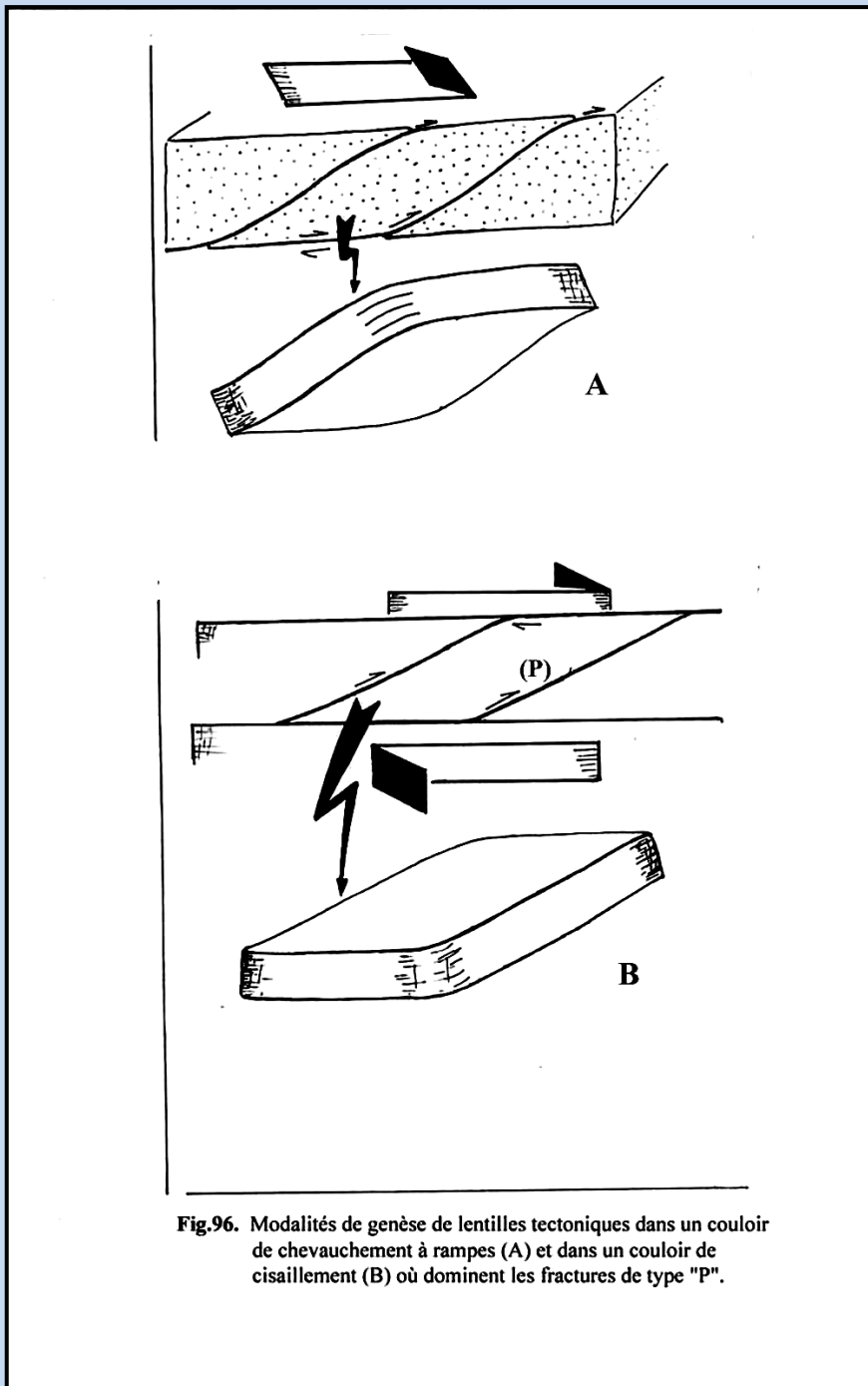


Fig.96. Modalités de genèse de lentilles tectoniques dans un couloir de chevauchement à rampes (A) et dans un couloir de cisaillement (B) où dominent les fractures de type "P".

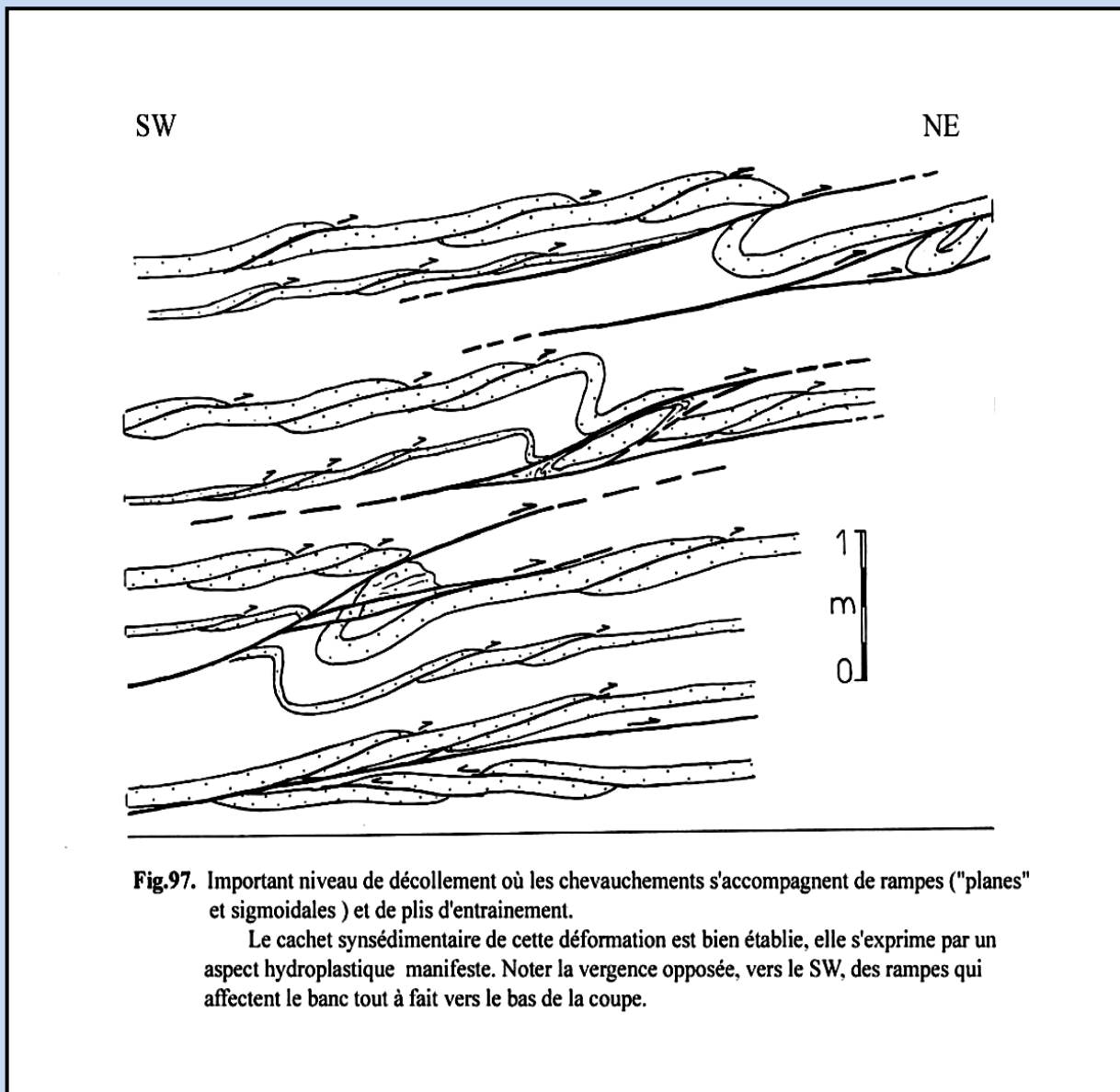
montre là aussi qu'il s'agit d'une structure qui prend forme dans un champ de contrainte permanent durant le temps de sa formation.

Ainsi donc, les caractéristiques géométriques des chevauchements à rampes et des structures plicatives qui leur sont associées dans le secteur de Sidi Qadi Haja restent constantes et comparables malgré la diversité des cas de figures. Le trait commun reste la vergence conjuguée des rampes qui a généralement lieu vers le NE à NNE et vers le SW à SSW (après remise à l'horizontale de So). La nature synsédimentaire de la déformation compressive est indubitable ainsi que son caractère progressif; plusieurs événements se relaient dans l'espace et dans le temps. Ces faits démontrent clairement qu'à l'origine de cette déformation synsédimentaire il existe un serrage tectonique qui est dirigé globalement NE-SW.

1.2.2. Dans les autres secteurs

Nous ne ferons ici que brosser le tableau déjà peint à travers quelques autres cas de figures différents dans l'un ou l'autre des autres secteurs. Une rampe peut affecter un seul banc gréseux parmi une pile de bancs d'une barre gréseuse; c'est le cas par exemple dans la boutonnière de Rommani au point X= 384,85; Y= 326,6 et dans le secteur d'Oulad Baba Ali (X= 377,15; Y= 326,2). Les paliers inférieurs et supérieurs sont confondus avec les joints pélitiques. La série gréso-pélitique supérieure au niveau de la boutonnière de Rommani montre des cas de figures de rampes

associant des plis- failles et des plis. C'est le cas par exemple au point X= 385,65; Y= 326,9 (Fig.99 et 100) où on observe par endroit des microplis affectant les bancs gréseux (d'épaisseur pluri centimétrique) qui naissent avant d'évoluer en pli rampes. Dans d'autres cas, ce sont les rampes qui évoluent en rampes plis. La vergence globale de ces structures synsédimentaires est vers le SSW (après basculement à



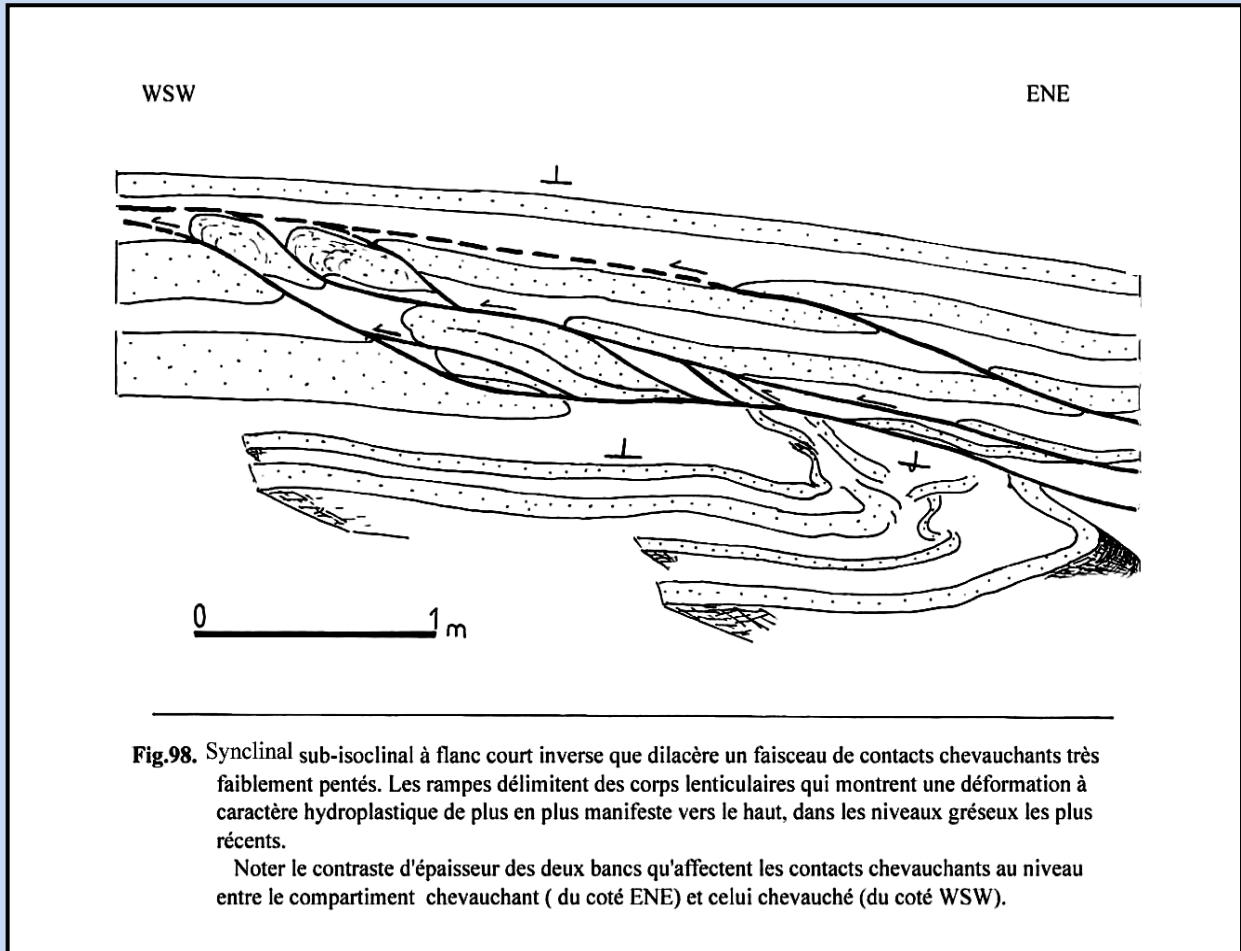
l'horizontale de So).

Dans le secteur de Koudiat Twicha, on peut observer certains cas de figures avec des dispositifs de rampes complexes, c'est le cas de l'exemple pris au point X= 379,8 ; Y= 339,2 (Fig.101). Celui-ci montre une succession d'événements qui font suite à un blocage répété dans le fonctionnement du dispositif de rampes; la chronologie des événements peut être échelonnée comme suit : -naissance de rampes espacées; - blocage dans la progression des chevauchements et remobilisation des rampes antérieures ce qui engendrent des recouvrements importants du banc et donc son épaissement local ; - de nouveau il y a remobilisation d'une ancienne rampe (ou création d'une nouvelle?) pour débloquer le mouvement du dispositif de chevauchement.

Enfin, et en guise de conclusion à cet inventaire commenté, nous citons dans ce même secteur l'exemple de rampes sigmoïdales parfaites (Fig.102). Le pendage est de l'ordre de 50° au

niveau de la zone d'inflexion, alors qu'il est de l'ordre de 25 à 30° au niveau des courbures concaves et convexes des rampes.

Dans ce secteur, la direction des rampes et donc leur vergence sont variables vu les reprises polyphasées ultérieures (Lakhloufi, 1988). Il en est de même dans les secteurs d'Oulad Baba Ali et Bled Bel Allawi (Lakhloufi, trav. en cours).



1.3. Interprétation et discussion.

Comme on l'a vu, selon la définition de Foucault et Raoult (1984) une rampe correspond à la partie pentée du contact chevauchant dans le modèle géométrique descriptif; celle-ci est connue par la constance de son inclinaison qui est comprise entre 25° et 35°. Comparée à une rampe sigmoïdale qui se caractérise par un pendage variable pouvant atteindre 50° et une rampe « plane » dont le pendage est généralement inférieur ou égal à 10°, une mise au point s'impose afin d'essayer d'adapter ces cas de figures au modèle géométrique descriptif (cf. avant).

1.3.1. Fonctionnement et évolution d'une rampe

Dans le cas d'un banc gréseux qui est affecté par une rampe d'allure sigmoïdale, les deux extrémités du banc sus et sous-jacentes au contact (toit et mur) en forme de biseau, épousent respectivement la convexité et la concavité du sigmoïde naissant. Elles tendent à se courber davantage vers le haut (antiforme) et vers le bas (synforme) au fur et à mesure que la structure évolue suite à l'amplification du mouvement de chevauchement qui entraîne alors la rotation de la structure (Fig.103A). La forme sigmoïdale de la rampe tend alors à s'accroître ainsi que son

pendage. Dans le cas extrême le dispositif finit par se bloquer suite à l'intensification des phénomènes de frottement; une nouvelle rampe sera alors initiée et ainsi de suite.

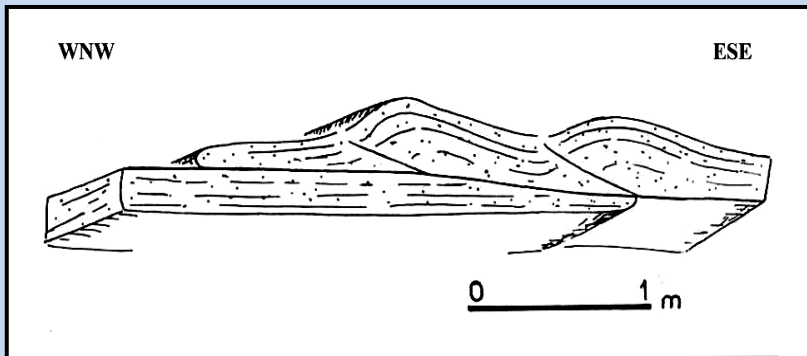


Fig.99. Contact chevauchant tout à fait parallèle au toit du banc chevauché; donc tout à fait horizontal avant basculement lors du plissement antérieur.
Sur le contact principal viennent se greffer des contacts secondaires faiblement pentés, accompagnés de plissement.

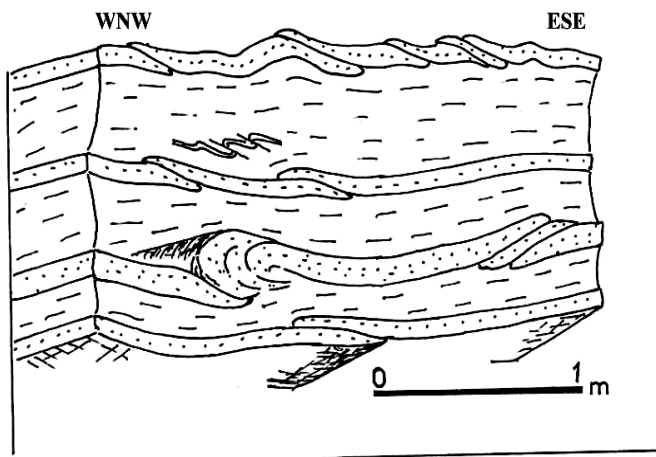


Fig.100. Dispositif tectonique varié avec des rampes de type sigmoïdale dominants.
Le deuxième banc depuis le bas présente un pli-rampe de vergence WNW et un duplex de vergence opposée.

Le dédoublement local du banc gréseux par la rampe qui engendre le recouvrement des extrémités de celui-ci constitue la cause principale de l'épaississement observé. Ce phénomène peut s'accroître par une déformation interne du banc et fluage de la matière à l'état hydroplastique vers les voûtes des courbures. Il arrive que seul cet épaississement typique soit indicateur de la présence d'une rampe synsédimentaire lorsque celle-ci se trouve complètement cicatrisée ultérieurement, lors du stade ultime de lithification. Dans ces conditions, l'antiforme qui prend naissance est peu comparable à celle décrite dans le modèle géométrique descriptif; dans la plupart des cas la rampe du toit est absente. D'autre part, dans nos cas de figures, une rampe peut être accompagnée d'une «antiforme» au toit et d'une «synforme» au mur (Fig.103 A), mais dans ce dernier cas la structure se trouve généralement avortée.

Dans le cas où la partie inclinée du contact chevauchant qui affecte le banc gréseux est faiblement pentée (inférieure ou égale à 10°), elle ne montre alors pas d'allure sigmoïdale; c'est ce que nous avons appelé «rampe plane ou plate». Dans ce cas, de part et d'autre de la rampe, les deux extrémités du banc lui sont sub-parallèles et présentent un recouvrement plus important facilité sans doute par le libre mouvement de chevauchement.

Le fait que ce type de rampes se rencontre le plus souvent isolées est en faveur de cette liberté du mouvement de chevauchement; autrement, quand celui-ci bloque, plusieurs rampes vont se relayer pour parer à ce blocage du dispositif comme c'est le cas des rampes sigmoïdales. Il est judicieux de remarquer que dans un tel cas de figure il y a absence d'antiforme et de synformes et la déformation interne

des extrémités du banc est généralement faible ou absente.

1.3.2. Détermination du pendage des rampes sigmoïdales

Dans les séries grésopélitiques qui sont affectées par les chevauchements à rampes, seule la partie pentée du contact (rampe) qui affecte le banc gréseux est apparente ; au niveau des inter bancs pélitiques, le chevauchement (palier) est généralement discret du fait qu'il emprunte les surfaces de stratification en l'occurrence l'interface banc - inter banc.

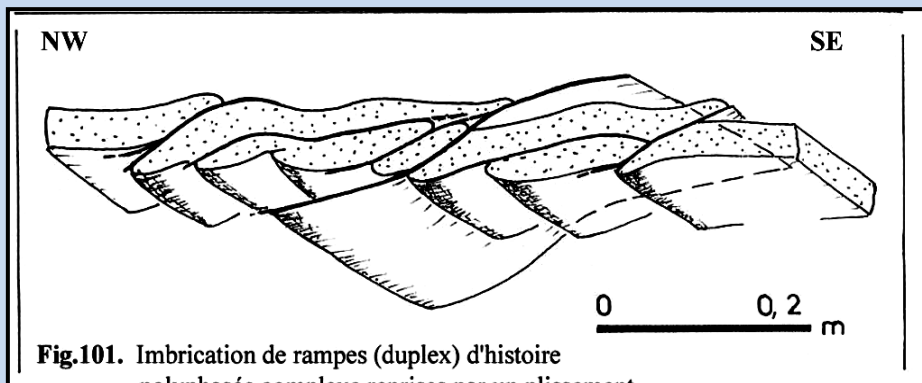


Fig.101. Imbrication de rampes (duplex) d'histoire polyphasée complexe reprises par un plissement ample.

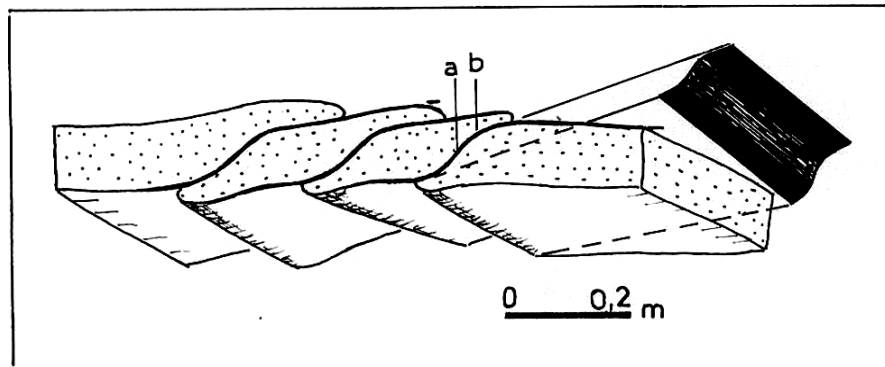


Fig.102. Duplex formé de rampes sigmoïdales
a- point d'inflexion à pendage d'environ 50°;
b- portion de la courbure où la rampe présente un pendage de 25 à 30°
De part et d'autre du point d'inflexion (où le pendage est maximale) le pendage des rampes diminue prgressivement pour s'annuler ensuite.

Une rampe sigmoïdale présente une concavité vers le haut en se raccordant au palier inférieur puis devient plus ou moins linéaire dans la partie centrale en passant par un point d'inflexion avant de se raccorder au palier supérieur par une courbure convexe vers le haut. L'angle du pendage de la rampe varie donc d'un point à l'autre avec passage par une valeur maximale au point d'inflexion où il peut dépasser 50° (Fig.103).

Comment alors peut-on caractériser dans ce cas une rampe sigmoïdale du point de vue pendage ? S'agit-elle d'une rampe (s.s) évoluée ou d'une structure à part?. Pour cela il suffit de considérer une rampe plane fictive qui va joindre les deux extrémités de

la rampe sigmoïdale en question; celle-ci présente alors une inclinaison constante dont la valeur angulaire correspond alors au pendage recherché. On remarque que la rampe construite passe « grosso - modo » par le point d'inflexion du sigmoïde. De ce fait pour déterminer la portion de la surface de la rampe réelle qui correspond du point de vue inclinaison à la rampe plane fictive, il suffit de translater cette dernière parallèlement à elle même jusqu'à la ramener à « tangenter » une ou plusieurs portions de la rampe effective. Ainsi deux points tangents au sigmoïde se dégagent; ils se situent au niveau du maximum de courbure de la concavité et de la convexité de la rampe observée (Fig.103 B). Ce sont donc les deux portions de la rampe qui sont axées sur ces deux points qui donnent la valeur angulaire de la rampe qu'on cherche à mesurer. Ce pendage ainsi déterminé est de l'ordre de 25° à 35° et il est de ce fait comparable à ce qui est connu dans la littérature à propos du pendage d'une rampe.

1.3.3. Adaptation du modèle géométrique descriptif

Suite à l'analyse de la géométrie des rampes synsédimentaires qui affectent les bancs gréseux, il ressort que la terminologie relative au modèle géométrique descriptif ne peut pas s'appliquer sans certaines restrictions relatives à la partie inclinée du contact chevauchant et les structures qui lui sont associées. Donc, la notion de rampe telle qu'elle est définie par le modèle géométrique descriptif ne peut pas s'appliquer ipso facto aux cas de figures présentés dans cet article et ce pour les raisons suivantes :

-les deux extrémités du banc de part et d'autre du contact tendent à se paralléliser avec celui-ci au cours de l'évolution du dispositif (cas d'une rampe sigmoïdale); la rampe de mur ne prend pas clairement forme ;

-dans le cas où les lamines qui constituent un banc gréseux sont visibles (pouvant être à la limite assimilées à des couches), leur déformations par des « convolutes » de part et d'autre du contact ainsi que leur crochonnement (cas des figures 87 B et D) ne sont pas conformes aux conditions de réalisation de rampes et de paliers dans le modèle géométrique descriptif;

-l'existence éventuelle d'un double plissement (antiforme du côté toit et synforme du côté mur) n'est pas prévue par le modèle géométrique descriptif.

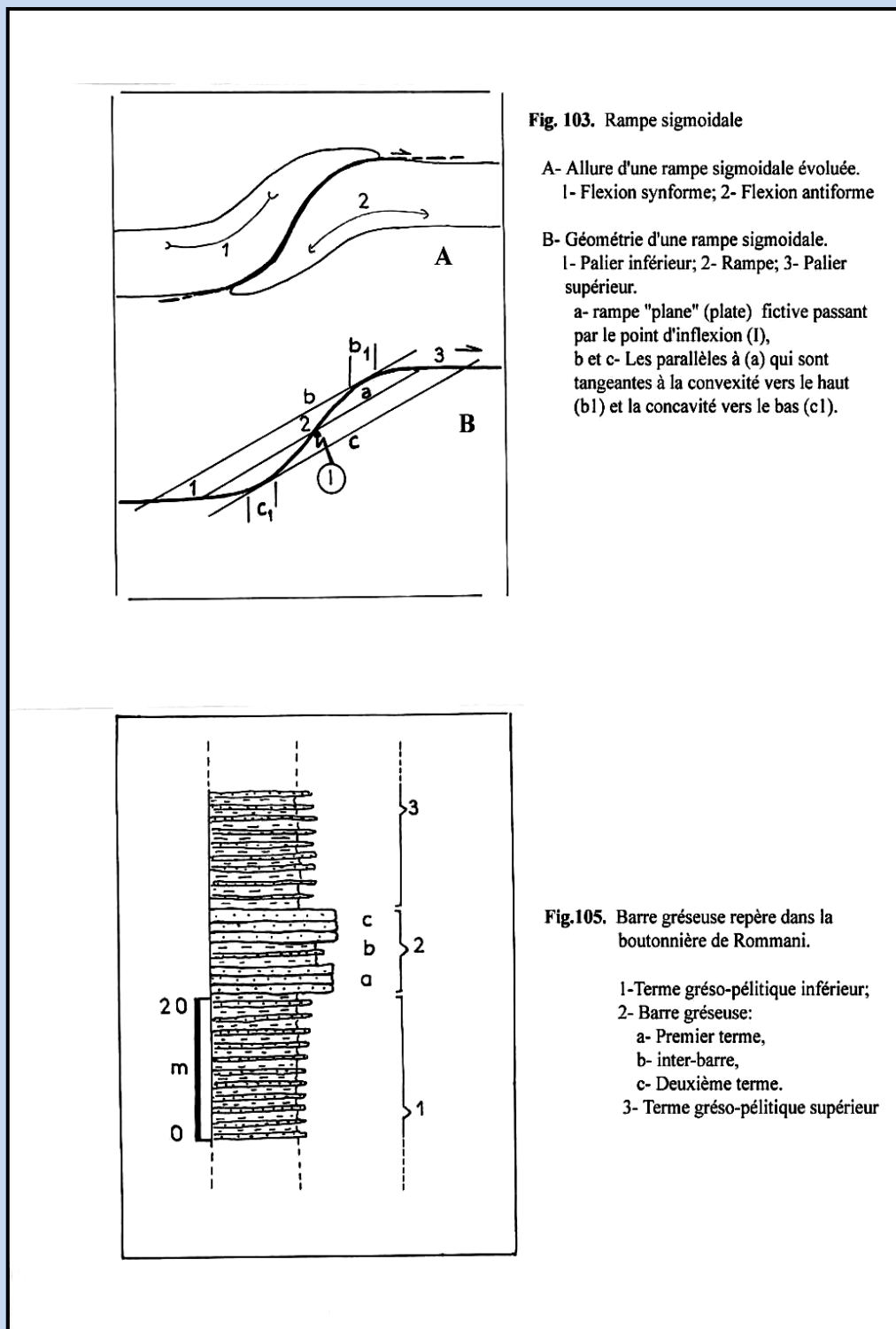
Ces contraintes nous conduisent à retenir un dispositif élémentaire simple un modèle géométrique qui fait appel uniquement à la géométrie du contact lui même. Ce motif de base comprend deux parties horizontales séparées par une partie inclinée. On distinguera alors un palier inférieur, situé au pied de la pente du contact redressé qui constitue la rampe et un autre supérieur, en haut de la pente. Par contre dans le cas d'un contact très faiblement penté et d'allure plane (rampe plane), il y a absence des rampes (de toit et de mur) et du plissement puisque les deux extrémités du banc se recouvrent largement tout en restant parallèles au contact. Par son angle d'inclinaison qui est très faible, ce cas de figure constitue un cas particulier des chevauchements à rampes, cependant en se référant à la définition de Foucault et Raoult (1984) on aura toujours affaire à une rampe.

1.3.4. Formation des rampes et évolution du système : fonctionnement d'une rampe

Par simple analogie descriptive et similitude avec le phénomène de la réfraction de la schistosité au niveau des bancs compétents d'une série alternante gréso-pélimitique, une rampe peut être conçue comme la réfraction d'un contact anormal horizontal situé au niveau d'un inter banc pélimitique à travers le banc gréseux compétent sus-jacent. Ce phénomène assure le transfert du mouvement de chevauchement depuis l'inter banc pélimitique sous-jacent au banc gréseux (ou depuis l'interface banc gréseux inter banc pélimitique) où il semble être bloqué vers l'inter banc sus-jacent. Une rampe assure donc la déviation par « réfraction » et le transfert d'un mouvement de chevauchement depuis un niveau préférentiel où il semble être contrarié, vers un autre, supérieur, plus favorable au mouvement. Ce transfert peut se répéter à travers un même niveau gréseux d'où une fréquente imbrication d'écaillés dans le cas de rampes sigmoïdales. Ce phénomène d'imbrication exprime la progression du mouvement de chevauchement par déblocage répété grâce du dispositif de transfert qui est la rampe. En effet, celle-ci devient rapidement inopérante du fait de son évolution suite à l'accentuation de sa pente par rotation et donc de l'accroissement des phénomènes de frottement. Ce sont d'ailleurs ces mêmes causes qui semblent être à l'origine de la naissance des rampes conjuguées. Ce fait est si fréquent qu'il traduit la facilité avec laquelle le système conjugué opère; fait qui semble être, dans notre cas, essentiellement favorisé par l'action d'un serrage horizontal à sub-horizontale (cf. IV).

1.4. Conclusion.

L'analyse détaillée des chevauchements à rampes et des structures qui leur sont associées dans des secteurs éloignés les uns des autres montre l'existence indubitable d'une tectonique compressive



synsédimentaire, étalée dans le temps et contrôlée par un serrage permanent. La constance des caractéristiques géométriques des structures tectoniques, l'harmonie de la succession des différents événements dans le cas des structures polyphasées, la vergence opposée non fortuite des rampes par rapport à la rareté de la remise au mouvement de sédiments hydroplastiques et de slumping sont autant d'arguments qui vont à l'encontre d'une déformation des sédiments sous l'effet de leur propre poids ou d'une quelconque cause inhérente à l'environnement

nt sédimentaire.

Après basculement à l'horizontale de S0 et en nous basant surtout sur la direction des plis synsédimentaires des secteurs de sidi Qadi Haja et de la boutonnière de Rommani, une direction globale NE-SW du serrage se dessine (Fig.104). La direction dominante des rampes varie entre N80 et N130 avec cependant une dominante N100-130.

Dans les secteurs de Koudiat Twicha, Oulad Baba Ali et Bled Bel Allawi, malgré la dispersion de la direction des rampes -fait qui est tributaire d'un plissement multiple lors de la structuration du bassin et de la rotation des blocs qui sont séparés par des accidents les uns par rapport aux autres- celles-ci

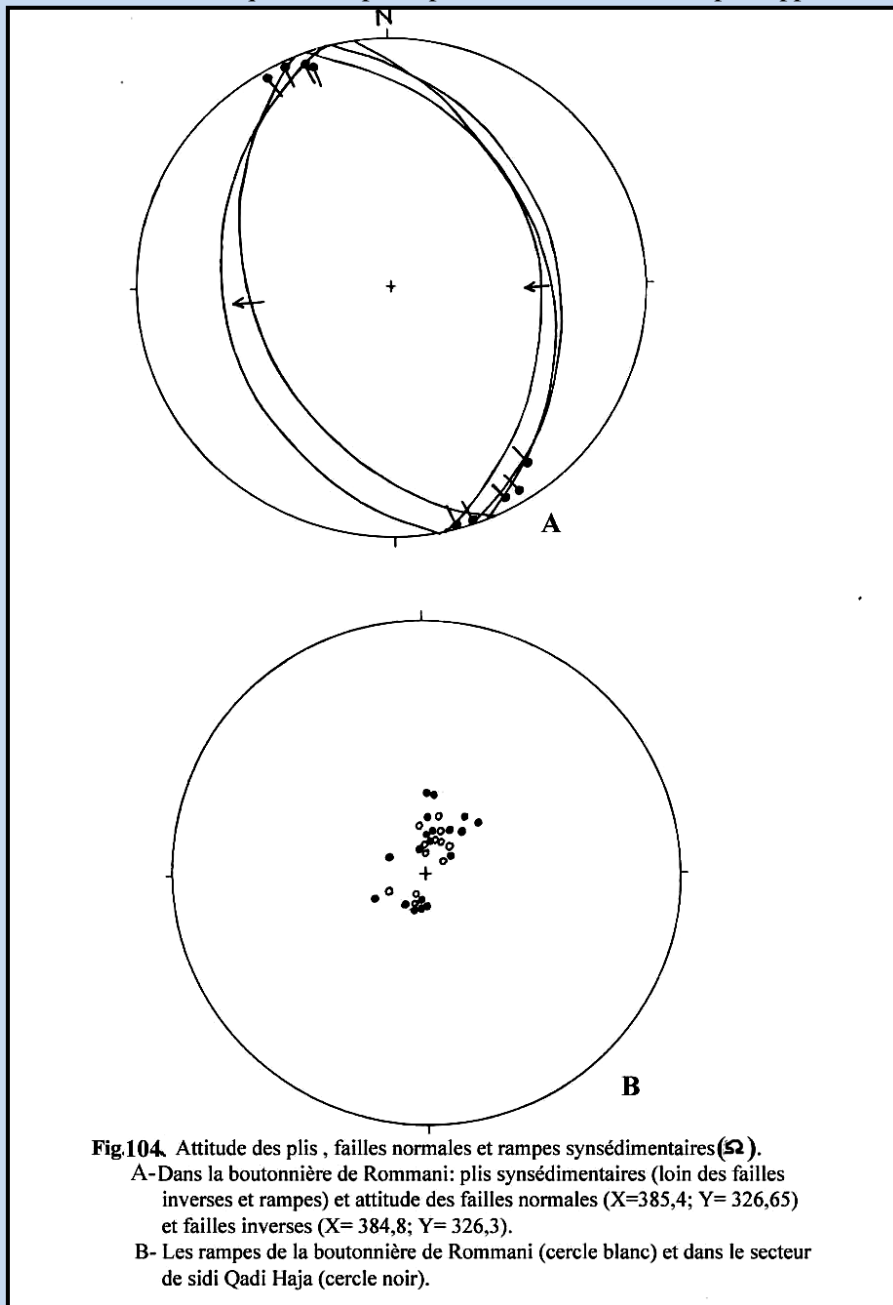


Fig.104. Attitude des plis , failles normales et rampes synsédimentaires(Ω).
 A- Dans la boutonnière de Rommani: plis synsédimentaires (loin des failles inverses et rampes) et attitude des failles normales (X=385,4; Y= 326,65) et failles inverses (X= 384,8; Y= 326,3).
 B- Les rampes de la boutonnière de Rommani (cercle blanc) et dans le secteur de sidi Qadi Haja (cercle noir).

sont géométriquement comparables à celles de Sidi Qadi Haja et de la boutonnière de Rommani. Cette dispersion empêche la détermination d'une quelconque direction du serrage qui les a engendré. A l'état actuel des données nous ne pouvons qu'attribuer leur genèse au serrage NE-SW préalablement mis en évidence.

Sachant que la direction du serrage d'âge breton impliqué dans l'ouverture du bassin est ENE-WSW, celui-ci semble donc avoir opéré une légère rotation anti-horaire (ou rotation horaire du bâti par rapport au raccourcissement qui demeure de direction inchangée) au Viséen supérieur. C'est cette rotation qui semble avoir déclenché un changement dans le régime de contrainte du moins au niveau de cette partie du bassin.

2. Failles inverses et plis

2.1. Failles inverses

Par failles inverses nous désignons le cas classique de ces structures qui sont de géométrie et de pendage quelconques, ne répondant donc pas au modèle géométrique des chevauchements à rampes. Ces failles se rencontrent localement dans la boutonnière de Rommani où elles affectent le même niveau lithostratigraphique repère en même temps que des failles normales (cf. II) mais en des endroits distincts.

Le niveau repère en question correspond à une barre gréseuse de 10 à 15 m de puissance (dirigée ENE-WSW et pentée vers le nord) qui constitue l'ossature de la boutonnière. Elle s'intercale dans

quelques centaines de mètres de grés pélites et elle est elle même subdivisée en deux termes par une inter barre (Fig.105) qui varie de 0,5m à plus de 4m de puissance.

Au point X =384,85 ; Y =326,6, le premier terme de la barre gréseuse et l'inter barre sont affectés par un accident inverse N170 60E (après basculement à l'horizontale de So), de rejet plurimétrique (Fig.106). Le jeu de cet accident s'exprime au niveau de l'inter barre par un contraste de l'épaisseur entre le compartiment supérieur et celui inférieur (Photo 15). Ce dernier est en outre jalonné par une espèce de brèches intraformationnelles et de bancs gréseux écroulés. Ce dispositif est fossilisé par le terme supérieur de la barre gréseuse qui s'infléchit et s'affaisse vers le compartiment abaissé. Outre le fléchissement de l'ensemble du terme supérieur, les bancs gréseux et leurs structures internes se montrent perturbés.



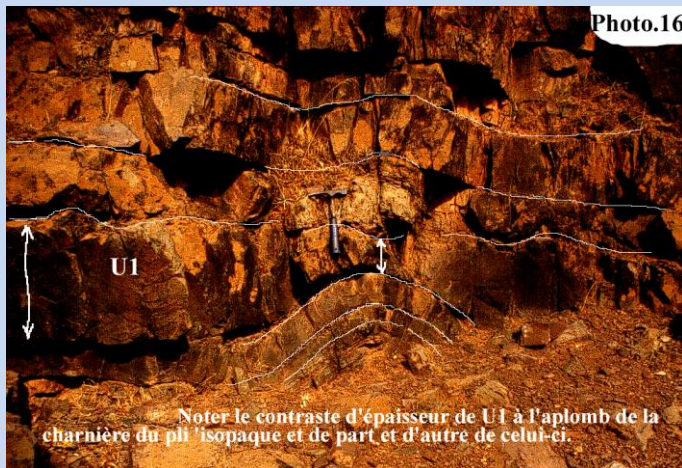
Ainsi donc, le jeu principal de cette faille est postérieur au premier terme de la barre gréseuse, synchrone du dépôt de l'inter barre et généralement antérieur au deuxième terme gréseux. Le fort pendage de la faille est incompatible avec toute origine du mouvement des sédiments sous l'effet de leur propre poids ou d'une

quelconque cause inhérente à l'environnement sédimentaire. Si c'était le cas, celle-ci aurait pris naissance vers l'aval de la pente sur laquelle se déplaceraient les sédiments « gorgés » d'eau et serait faiblement pentée. En outre, malgré la nature synsédimentaire de la déformation, celle-ci est loin d'être à l'état hydroplastique, (telle qu'elle l'aurait été s'il s'agissait d'une simple mise en mouvement de sédiments encore gorgés d'eau sur une pente).

2.2. Plissement.

Plus à l'ouest, en X = 384,8 ; Y = 326,3, on peut surtout décrire quelques exemples de plis synsédimentaires typiques qui affectent localement la base du deuxième terme de la barre gréseuse. Ainsi, au passage de l'inter barre avec le terme gréseux sus-jacent, des bancs gréseux d'épaisseur centimétrique sont affectés de plis décimétriques N140 à N150, de vergence W qui évoluent parfois en failles inverses directionnelles de rejet décimétrique et de même vergence (Fig.107). A l'aplomb de ces structures se développe une « large » voussure anticlinale qui déforme des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique, amalgamés et biseautés latéralement. Les biseaux viennent se mouler contre la charnière anticlinale, il s'agit donc de bancs qui s'épaississent au niveau des flancs. Ce dispositif est scellé par des bancs d'épaisseur constante, présentant d'abord une faible courbure puis devenant tout à fait horizontaux après.

Dans cette même station d'observation, on peut décrire le cas d'une deuxième structure synsédimentaire typique correspondant à un pli anticlinal métrique N 140 en partie « isopaque » de vergence NE (Fig.108). Du plus ancien au plus récent des bancs déformés- depuis le coeur du pli- trois cas de figures se présentent et ce, selon le degré de flexion de ces bancs et la variation latérale de leur épaisseur.



Le premier cas de figure est celui des bancs formant le cœur de l'anticlinal qui montrent une épaisseur constante et sont les plus plissés; c'est la partie « isopaque » du pli qui présente la courbure la plus importante. Ce premier ensemble est surmonté d'un deuxième qui est constitué de deux bancs gréseux, b1 et b2; c'est le deuxième cas de figure. Le b1 est composite, formé de deux unités amalgamées, U1 et U2. Hormis la base de U1 qui épouse la charnière du premier ensemble, la courbure de b1 et

de b2 est faible et leur épaisseur croît graduellement en s'éloignant de la charnière anticlinale. Le contraste de variation latérale d'épaisseur est présenté par U1 au toit de laquelle s'installent des petits sillons d'érosion ? à l'aplomb de la charnière du premier ensemble plissé. Le b2 est à peine courbé et légèrement épaissit latéralement. Ce dispositif est lui même scellé par les bancs d'un troisième ensemble gréseux; c'est le troisième cas de figure. En dehors de la base du premier banc de cet ensemble qui fossilise la courbure du toit de b2, aucune flexion, ni variation latérale d'épaisseur ne sont observées.

Ainsi donc, de l'analyse détaillée de cette structure anticlinale on conclut que le plissement s'est effectué postérieurement au dépôt des bancs du premier ensemble préalablement lithifiés et antérieurement à l'ensemble trois (3^{ème} cas de figure) alors qu'il est synchrone du dépôt de b1 et b2 qui fossilisent donc une flexion étalée dans le temps.

Ces données montrent que ces structures naissent sous contrôle d'une tectonique synsédimentaire. Dans le cas du dernier anticlinal on a affaire à une structure qui naît graduellement; l'essentiel de la flexion affecte le premier ensemble des bancs gréseux et crée une voûture anticlinale (petit haut fond) qui est responsable de « l'accroissement local de l'énergie du milieu par réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau ». Celle-ci devrait d'ailleurs être faible pour permettre l'installation des « sillons d'érosion » au toit de U1 dont l'important épaississement latéral tend à réduire les inégalités du fond que le plissement a engendré. Le reste de l'ensemble 2 (U2 et b2) montre une courbure relativement constante ce qui prouve qu'une seconde flexion, moins importante, achève l'histoire synsédimentaire de cette structure.

Le fait que la vergence de ce pli soit vers le NE, contraire à celle des autres structures compressives dans cette partie du secteur, constitue un autre argument qui va à l'encontre d'un simple glissement de sédiments « hydratés » sur une pente présumée qui serait tournée vers le secteur SW. Par contre, ce fait peut être corrélable à la vergence conjuguée des rampes.

3. Conclusion

L'analyse détaillée des chevauchements à rampes, des failles inverses et des plis dans la partie centre occidentale du « BSB » nous a permis d'établir le caractère synsédimentaire compressif de la déformation tectonique. Celle-ci affecte des terrains d'âge viséen supérieur (ou Viséen moyen -Viséen supérieur ?) aux couches horizontales qui sont constituées essentiellement d'une alternance de grés pélites et de barres gréseuses qui sont soit lithifiés, sub-lithifiés ou encore en voie de sédimentation. C'est dans de telles conditions que le serrage a favorisé les chevauchements qui n'ont fait qu'emprunter les discontinuités préexistantes qui sont les plans de stratification. C'est d'ailleurs ce fait qui est à priori à l'origine du cachet peu spectaculaire de cette

déformation. Les rampes et les éventuels plis et failles inverses représentent en quelques sortes des « bruits de fond » qui trahissent l'existence de chevauchements horizontaux dont l'ampleur n'a pas pu être précisée à l'état actuel des données.

B. LES STRUCTURES SYNSEDIMENTAIRES DISTENSIVES.

1. Caractérisation

Elles ont été observées uniquement dans la boutonnière de Rommani où elles y sont visualisées par les

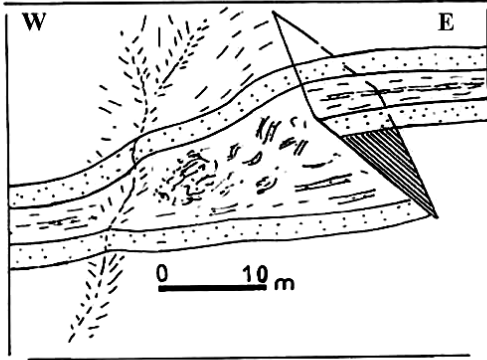


Fig. 106. Faille inverse synsédimentaire (Boutonnière de Rommani)

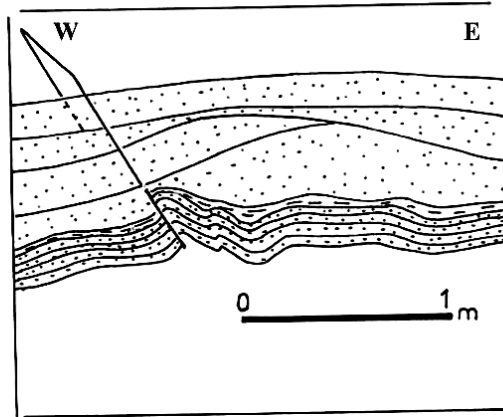


Fig. 107. Structure compressive synsédimentaire dans la boutonnière de Rommani

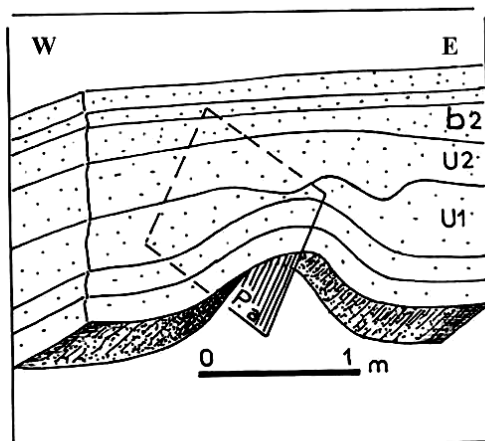


Fig. 108. Anticlinal synsédimentaire (boutonnière de Rommani)

différents termes de la barre gréseuse repère (Fig.109). Elles n'affectent que le premier terme gréseux et l'inter barre sus-jacent. Elles ont une attitude moyenne (direction et pendage après remise à l'horizontale de la stratification) N150- N170 60-75W et présentent un rejet décimétrique à plurimétrique. Seule l'épaisseur de l'inter barre est conditionnée par le jeu de ces failles et peut varier entre 0,5m au niveau du compartiment soulevé et plus de 4 m au niveau de celui adjacent, effondré (Fig.109). Ces failles pentées vers l'W affleurent dans de très bonnes conditions au point X=385,4; Y=326,65. Elles engendrent un effondrement

des compartiments et un basculement dans le sens opposé de leur regard. Il s'agit de failles normales contraires causant la formation d'hemi-grabens à l'échelle décamétrique. Ce fait est visualisé par l'épaississement progressif de l'inter barre en direction de la faille. Ce dispositif est

scellé par le deuxième terme de la barre gréseuse qui ne montre que rarement des failles normales de rejet faible affectant la base seulement de la pile des bancs gréseux.

Ainsi, vue l'absence de toute trace d'une éventuelle émergence antérieure au deuxième terme de la barre gréseuse, ces failles sont la signature d'une activité tectonique synsédimentaire postérieure au premier terme gréseux de la barre, synchrones du dépôt de l'inter barre.

Le basculement des compartiments effondrés vers le regard des failles est fort probablement en relation avec une diminution brutale du pendage de celles-ci en profondeur à l'image des « failles panaméennes »

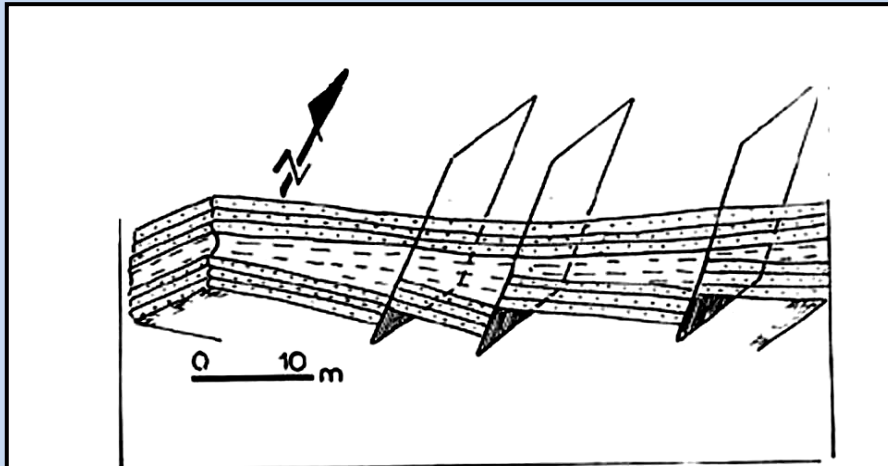


Fig.109. Failles normales synsédimentaires formant des hémigrabens (boutonnière de Rommani).

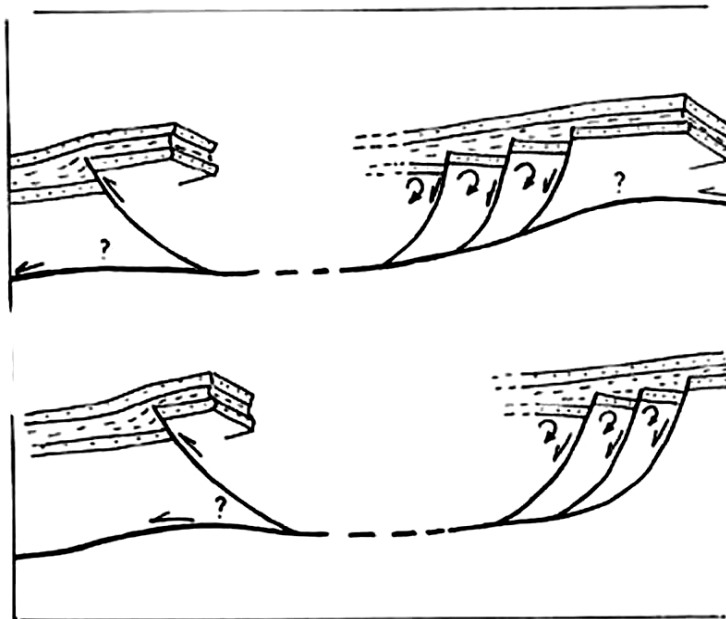


Fig.110. Synchronisme de l'activité des failles normales et inverses; hypothèses explicatives possibles.

(Faucoult et Raoult, 1984) qui constituent un cas particulier des failles listriques. La faille tend alors à se paralléliser avec la stratification en profondeur. L'hypothèse de l'existence de ce type de failles peut être soutenue par le fort pendage de celles-ci, car dans le cas d'une faille listrique classique -en forme de cuillère- le pendage est généralement faible et le basculement du compartiment effondré s'accompagne d'une flexion en forme de voûture anticlinale à l'approche de la faille. Le dispositif envisagé dans ce cas est celui de failles normales qui viendraient se greffer en profondeur sur un contact horizontal à sub-horizontale auquel elles tendent à se paralléliser. C'est donc fort probablement l'expression en surface d'un contact tectonique chevauchant en profondeur; la distension s'installerait alors vers l'arrière du chevauchement (Fig.110).

Toutefois, ce cas de figure pourrait être également engendré par le mouvement des sédiments encore gorgés d'eau sous l'effet de leur propre poids, même sur une faible pente. Les « failles normales » se développeraient alors du côté amont de la pente alors que vers l'aval de celle-ci, les sédiments seront slumpés et cisailés (le dispositif envisagé est celui du schéma classique de ce genre de phénomène). Néanmoins, le fait que les bancs gréseux (du premier terme de la barre gréseuse

et de l'inter barre sus-jacent) qui sont affectés par ces failles ne montrent pas de déformation hydro-plastique notable rend peu plausible cette seconde hypothèse.

D'autre part, les failles normales qui affectent le premier terme de la barre gréseuse et l'inter barre sont parfaitement synchrones des failles inverses et plis qui affectent les mêmes niveaux repères plus vers l'ouest.

Là aussi le fonctionnement synchrone des failles normales à regard ouest qui affectent la partie orientale de la barre et des failles inverses pentées vers l'est qui affectent la partie ouest (Fig.110) pourrait suggérer une distension à l'amont d'une éventuelle pente et une compression à l'aval de celle-ci au moment du déplacement de sédiments imbibés d'eau sous l'effet de leur propre poids. Or, le très fort pendage de ces failles et l'absence de slumping et de figures d'écroulement de sédiments à l'état hydroplastique au niveau du premier terme de la barre et de l'inter-barre représentent des conditions contraignantes à l'existence d'un tel phénomène. Cependant, le même schéma peut être envisagé mais tout en ayant pour moteur un décollement en profondeur sous l'effet d'une poussée tectonique.

2. Interprétation et discussion

Du point de vue cinématique, un chevauchement est synonyme d'un serrage horizontal ou sub-horizontal confondu avec le sens général du déplacement. En outre les données fournies par l'analyse des rampes, telle que la vergence conjuguée et la facilité avec laquelle une rampe de même vergence ou de vergence opposée peut relayer une autre, plaident fort probablement en faveur de l'horizontalité du serrage. Ce fait est également attesté par le développement des chevauchements à rampes par rapport au plissement dans des séries litées hétérogènes (alternance gréso-pélique) tabulaires qui subissaient le raccourcissement. La déformation hétérogène se manifeste alors uniquement à l'intérieur des plans de stratification et non obliquement à eux, ce qui est alors synonyme de l'absence de la flexion, donc du plissement. D'autre part, la facilité de la propagation des rampes traduirait la facilité avec laquelle les interfaces de la stratification sont découplées et remobilisées par les chevauchements. Une telle attitude peut être en outre favorisée par l'existence de facteurs particuliers tels que par exemple la concentration des fluides dans ces horizons ou tout simplement une lubrification des interfaces par un film d'eau qui n'a pas été complètement chassée des sédiments enfouis.

Quelle est l'importance de ce raccourcissement. En effet, bien que le rejet occasionné par chaque rampe et faille inverse soit faible (généralement d'ordre décimétrique à pluri décimétrique, rarement métrique), la fréquence élevée avec laquelle ces structures se répètent plaide en faveur d'un rejet cumulé notable, autrement dit, un raccourcissement important. D'autre part, un tel raccourcissement ne peut pas se manifester uniquement au niveau des dépôts en cours de sédimentation ou qui lui sont sub-contemporains, autrement dit, il ne peut pas agir uniquement en surface; toute la pile sédimentaire du « bassin » et de son plancher va être sollicitée par ce serrage. Les structures compressives spécifiques en question doivent forcément exister en profondeur ; les niveaux de décollement parallèles à la stratification permettraient alors le découplage des tensions engendrées par le raccourcissement. Or de tels décollements n'ont pas pu être identifiés à l'état actuel des données; plusieurs facteurs peuvent rendre une telle identification très délicate :

- tout d'abord, l'absence de rampes dans les niveaux profonds pour des raisons inconnues, telle que l'existence d'importants niveaux de décollements préférentiels qui concentrent le mouvement et inhibent alors la répartition et le transfert du déplacement sur une multitude d'interfaces sédimentaires;

- la difficulté d'identifier de tels niveaux de décollement du fait qu'ils affectent des séries enfouies, complètement lithifiées d'où l'absence des critères synsédimentaires de la déformation qui permettent de les mettre en évidence;

- de tels niveaux de décollement pourraient être confondus avec des zones de cisaillement où les rampes seraient difficiles à différencier des fractures de type « P » (Fig.96 A et B). Ce ci à la manière de l'exemple du site 2 de Sidi Qadi Haja (Fig.95) où l'évolution extrême du dispositif engendre un découpage amygdalaire des niveaux gréseux qui est impossible à distinguer d'un couloir de cisaillement. Ce cas est d'autant plus délicat à mettre en évidence en sachant que les

niveaux d'émergence de tels contacts peuvent être redressés par la suite lors des phases de plissement ultérieures.

Le serrage NE-SW mis en évidence par l'étude des structures plicatives et rampes rend également compte des failles inverses NNW-SSE (N140-N160) de la partie occidentale de la boutonnière de Rommani, cependant la présence des failles normales N150-170 pose problème dans ce contexte compressif synsédimentaire (Fig.104). Sont-elles associées - comme nous l'avons présumé- ainsi que les failles inverses à un décollement profond vers l'ouest ou le sud-ouest (non visible dans la boutonnière)?. Les failles normales prendraient alors naissance du côté amont du chevauchement, soit tout à fait à l'amont du contact soit à l'aplomb d'une éventuelle ondulation convexe de celui-ci, du côté penté vers l'aval. Dans ce cas de figure, les failles normales se comporteraient comme des structures de compensation (Fig.110).

III. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Au point de vue géodynamique, le serrage précoce NE-SW, synsédimentaire intra viséen supérieur (voire intra viséen moyen - viséen supérieur, mis en évidence dans la partie centre occidentale du « BSB » peut être corrélable de point de vue âge à celui daté de 320 Ma par Huon (1984) au niveau de la marge occidentale septentrionale de ce bassin. A l'état actuel des données, et en l'absence de toute information sur les caractéristiques de ce serrage bordier et des structures qu'il a pu engendrer, on ne peut qu'admettre qu'il soit également NE-SW, horizontal, identique à ce que nous venons de mettre en évidence dans les secteurs étudiés.

Sachant que tous les auteurs (Piqué, 1979; Lagarde et al, 1984 ; Lagarde, 1985 ; Rolin et al, 1985, Hoepffner, 1987, Lakhroufi, 1988; Fadli, 1990, Zahraoui, 1991, Tahiri, 1991) s'accordent à ouvrir le « BSB » et à le faire évoluer dans un serrage ENE-WSW, la mise en évidence de cette déformation compressive précoce, engendrée par un raccourcissement NE-SW est un fait nouveau dans l'histoire géologique du « BSB » et de la Meseta occidentale septentrionale. Y a-t-il eu rotation antihoraire des contraintes au cours de l'évolution du bassin ou rotation horaire de celui-ci ou s'agit-il tout simplement d'une permutation de celles-ci avec réorientation locale?. Enfin, s'agit-il, dans l'histoire de l'évolution du « BSB », de l'étape transpressive qui est conçue par les modèles précités ?

Pour répondre à ces questions, nous allons faire appel à d'autres considérations telle que l'histoire du magmatisme basique du bassin (Lakhroufi, 1988; 1992; Lakhroufi et al, 2000). En effet, il est démontré que la mise en place des roches basiques est essentiellement tributaire à l'activité distensive des accidents N140-160 durant le Tournaisien et le Viséen inférieur ; accidents qui hachent les parties centrale et occidentale du « BSB ». On sait aussi que cette activité magmatique a cessé ultérieurement comme en témoigne la disparition sous les terrains d'âge viséen moyen - viséen supérieur à l'est d'Had Brachwa, d'un important alignement magmatique N140-160 qui joint les bordures nord et sud du bassin (Lakhroufi et al, op. cit.). Sachant que par leur orientation, ces accidents sont globalement perpendiculaires au serrage breton ENE-WSW, ils devraient donc être comprimés, or ils avaient un comportement distensif. Ce fait ne peut être conçu que si l'on envisage une permutation à l'échelle du bassin du champ global des contraintes. C'est la définition même d'une transtension. On sait également désormais que les terrains du Viséen supérieur sont affectés d'une tectonique compressive synsédimentaire, du moins dans la partie centre occidentale du bassin, partie dont les traits structuraux majeurs sont dominés par les accidents N140-160 (Lakhroufi, travaux en cours).

Ainsi donc, au cours de l'évolution du « BSB », celui-ci est passé d'un régime tectonique distensif à l'échelle du bassin à un régime compressif, du moins à l'échelle de la moitié occidentale de celui-ci et ce dans un champ de raccourcissement un peu oblique par rapport à

celui global initial. Qu'il s'agisse d'une rotation antihoraire du serrage ou d'une rotation horaire du bâti ou tout simplement d'une réorientation locale avec permutation des contraintes, dans tous les cas nous passons à un régime tectonique transpressif. Le régime de contrainte s'uniformise ou tend à s'uniformiser entre l'intérieur et l'extérieur du bassin. Ce changement dans l'état des contraintes au niveau de l'aire de sédimentation déclenche le compte à rebours de sa fermeture et donc de sa structuration.

IV. CONCLUSION GENERALE

Les nouvelles données, objet de cet article, présentent un double intérêt; elles portent sur un problème original de géologie régionale et un aspect fondamental de la tectonique analytique.

En géologie régionale, il y a mise en évidence dans le « BSB » d'une déformation compressive synsédimentaire d'âge viséen supérieur (voire viséen moyen - viséen supérieur) sous l'effet d'un serrage NE-SW, horizontal. Celle-ci relaie dans le temps un régime distensif franc durant le Fameno - Tournaiso - Viséen inférieur. L'évolution du « bassin » passe donc par deux régimes tectoniques; une transtension et une transpression. Cette tectonique compressive d'âge intra viséen supérieur, bien que peu spectaculaire dans le « BSB », elle constitue donc un trait commun dans l'évolution des bassins dinantiens de la Meseta occidentale septentrionale puisque c'est dans le Bassin d'Azrou -Khenifra qu'elle est le mieux connue et la plus spectaculaire (Bouabdelli,1989).

Ce fait est de nature à atténuer la vigueur de la conception admise jusqu'à nos jours et qui stipule une migration dans le temps et dans l'espace de l'onde orogénique depuis la Meseta orientale, structurée lors de la phase bretonne, pour n'atteindre la zone externe « BSB » qu'au Namuro-Westphalien.

En tectonique analytique les nouvelles données portent sur trois principaux aspects de la géométrie des chevauchements à rampes.

i- Sur la géométrie propre d'une rampe. Celle-ci peut être d'allure sigmoïdale à inclinaison variable selon la partie considérée de la rampe, ou plane, très faiblement pentée. La première forme engendre des rejets faibles par blocage rapide du dispositif, mais elle peut se répéter à plusieurs reprises engendrant ainsi des imbrications d'écailles et des espèces de duplex. La forme plane, peu pentée, se rencontre généralement isolée mais elle engendre des rejets plus importants que dans le cas précédent.

ii- Sur l'adaptation des nouvelles données à la terminologie du modèle géométrique descriptif; en effet, les notions de palier et de rampe sont à utiliser pour le contact lui même et non en fonction de sa relation avec la stratification du toit et du mur.

iii- Sur l'évolution d'un chevauchement à rampes en un couloir tectonique à découpage amygdalaire des bancs, comparable du point de vue organisation à un couloir de cisaillement où domine le jeu des fractures de type « P ».

Enfin, les observations faites à l'échelle décimétrique et métrique sont précieuses car précises et permettent donc de cerner et de comprendre les modalités de cette déformation. Il est à noter toutefois que le caractère synsédimentaire de cette déformation et l'échelle décimétrique des structures engendrées peuvent être à l'origine de la non conformité de la géométrie des rampes au modèle géométrique descriptif qui est adapté à des structures à l'échelle du massif montagneux.