

Conclusions générales : Le Massif central et la Meseta orientale; leur place dans la chaîne hercynienne marocaine

Alain PIQUE

Au terme des chapitres analytiques qui ont présenté successivement les traits majeurs de l'histoire stratigraphique du Paléozoïque et de l'évolution structurale hercynienne du Maroc central et des régions nord-orientales du Maroc, il convient d'énumérer rapidement et de façon plus synthétique les grands traits de cette évolution, en dégageant les principales caractéristiques de chaque période. Chemin faisant, on élargira l'enquête aux domaines voisins, Algérie nord-occidentale, Rehamna et Jbilette, voire Anti Atlas, dans le cadre du développement de l'orogénèse hercynienne.

LES ETAPES DU DEVELOPPEMENT DU MASSIF CENTRAL AU PALEOZOÏQUE.

PALEOZOÏQUE INFÉRIEUR; DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN MOYEN : LA PLATE-FORME NORD-GONDWANIENNE.

Au début du Paléozoïque, les faciès carbonatés du Cambrien inférieur s'établissent à la suite de la transgression qui, comme dans le reste du Maroc et en particulier l'Anti Atlas, submerge la péninsule post-panafricaine. Dans la région étudiée, on retrouve ces carbonates, évidemment déformés et métamorphiques, au cœur des anticlinaux les plus érodés, à El Jadida comme dans l'Est du Maroc central. Les dépôts sus-jacents, grauwackes et quartzites du Cambrien moyen, ne diffèrent pas de la série déposée plus au Sud à cette époque. Plus loin, actuellement, du Maroc, on retrouve une succession identique dans le Sud de la France, de la Montagne Noire aux Pyrénées. Ces régions étaient contiguës au Maroc avec lequel elles constituaient la marge septentrionale du Paléogondwana. Signalons l'individualisation d'un graben au Maroc à cette époque, véritable rift avorté, parallèle à l'océan Proto-Atlantique (BERNARDIN & al., 1988); son extrémité septentrionale occupe la Meseta côtière, à l'Ouest de Bouznika. Après une émergence à la fin du Cambrien et au début de l'Ordovicien, au cours de laquelle les dépôts du Cambrien supérieur sont presque totalement érodés, s'établit une succession, de l'Ordovicien au Dévonien moyen, qui conduit schématiquement des dépôts gréseux ordoviciens aux siltites et aux shales siluriennes et, enfin aux carbonates dévoniens. La succession de ces faciès a été décrite comme une "mégaséquence positive" (JEANNETTE & PIQUÉ, 1981), qui enregistre l'affaiblissement progressif des apports détritiques en provenance du craton et, corrélativement, la progression de la transgression marine vers le Sud sur ce craton. En même temps, une évolution climatique, à mettre très probablement en rapport avec un déplacement relatif du pôle sud, conduisait les régions

étudiées depuis des conditions froides, subpolaires, responsables de la sédimentation de blocs tombés d'icebergs à l'Ordovicien supérieur, vers des climats subtropicaux qui permettaient au Dévonien inférieur et moyen le développement de constructions récifales.

L'Ordovicien tout entier est marqué par une sédimentation de plate-forme marine peu profonde, avec des dépôts de tempêtes (HAMOUMI, 1988). Des faciès grésomiacés semblables, avec là aussi des horizons ferrugineux et des bancs quartzitiques, se retrouvent dans tout le reste du Maroc et, en dehors, dans le Massif armoricain français et dans les domaines les plus orientaux des Appalaches canadiennes (PIQUÉ & al., 1990); ils témoignent de la très grande extension de cette mer épicontinentale sur la marge nord et nord-ouest du craton ouest-africain. A y regarder de près, cependant, on peut discerner des domaines différents dans cette plate-forme. A l'intérieur même de la région étudiée, les faciès ordoviciens deviennent plus pélagiques vers l'Est (DESTOMBES & al., 1985) mais, surtout, c'est la bathymétrie qui diffère : les faciès turbiditiques de l'Ordovicien supérieur de la région d'Azrou-Khenifra suggèrent un approfondissement, ici, de la plate-forme occidentale; entre les parties occidentale et orientale du Massif central, un domaine de talus est localisé dans la région d'Oulmès (TAHIRI, 1991). Une autre zone se distingue, dans la région de Rabat-Tiflet; là, l'Ordovicien inférieur est marqué par une activité volcanique qui est responsable de la mise en place -fait exceptionnel au Maroc à cette époque- de coulées basiques que l'on suit sur une cinquantaine de kilomètres de Rabat à Tiflet. Ce magmatisme serait l'expression d'une distension crustale par ailleurs responsable de l'individualisation, au Cambrien et probablement à l'Ordovicien inférieur, d'un sillon plus profond et plus subsident au Nord du Massif central, dans l'actuelle zone des Sehoul. Notons que ce sillon se referme et ses séries se déforment à la fin de l'Ordovicien, lors du développement de la phase séhoulienne (EL HASSANI, 1990; ce volume) contemporaine de certains mouvements calédoniens en Europe du Nord et en Amérique du Nord. Ce sont d'ailleurs ces mouvements qui sont responsables de la lacune du Silurien basal dans la partie occidentale du Massif central, alors qu'il est représenté ailleurs (DESTOMBES & al., 1985). La sédimentation épicontinentale se poursuit au Dévonien sur l'ensemble du Massif central, avec quelques lacunes, mais surtout le développement de constructions récifales. Dans la Meseta côtière, les axes récifaux ont une orientation NNE-SSW (ZAHRAOUI, 1991; ce volume), alors qu'ils sont E-W dans le Nord du Massif central (EL HASSANI, 1990) et N 70° sur le flanc nord-ouest de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (ZAHRAOUI, 1991; TAHIRI, 1991). Les structures hercyniennes seraient-elles

déjà ébauchées ? Cette disposition des axes récifaux, ainsi que l'orientation E-W des failles synsédimentaires dans la région de Rabat le laissent supposer. Cette plate-forme carbonatée, étudiée en détail par ZAHRAOUI (1991) dans la partie centrale et occidentale du Massif central ne s'étendait pas dans la partie orientale du massif. Dans la région d'Azrou-Khenifra, les faciès du Dévonien inférieur et moyen étudiés par BOUABDELLI (1989) à la suite de BENSALD (1979) indiquent des dépôts pélagiques de talus. Plus à l'Est, dans les boutonnières de Debdou et Mekkam, le Dévonien inférieur est représenté par des turbidites (HOEPFFNER, 1989). On est là, certainement, dans un bassin plus profond que celui des zones occidentales. Arrêtons nous quelque peu sur la paléogéographie du Massif central et des régions voisines au cours du Dévonien inférieur et moyen. A l'Ouest, on l'a dit, c'est une plate-forme carbonatée peu profonde, où la sédimentation biochimique succède en continuité aux siltites siluriennes. A l'intérieur de cette zone, les lignes de récifs soulignent des zones hautes séparées par d'autres, en affaissement relatif où se déposent des argiles et des marnes. On retrouve une disposition semblable dans les Rehamna (DESTOMBES & al., 1982), les Jbilette et la partie orientale de l'Anti Atlas (WENDT, 1985). Le sillon turbiditique de la partie orientale du Massif central et de la Meseta orientale trouve son équivalent dans les Jbilette orientales où les séries dévoniennes allochtones sont un flysch proximal (HUVELIN, 1977). Des Jbilette orientales au Maroc nord-oriental, le Sillon de Marrakech-Oujda (PIQUÉ & MICHARD, 1989) est un bassin unique, ou bien une succession de bassins plus ou moins interconnectés, développé à l'Est de la plate-forme ouest-marocaine. Il atteint son développement maximum à cette époque, mais il est probable que, comme l'indiquent les faciès turbiditiques de l'Ordovicien terminal, il avait commencé à s'individualiser avant le Dévonien. Plus au Nord-Est, il se prolonge dans les boutonnières paléozoïques de l'Algérie nord-occidentale : Ghar Rouban, Tifrit, etc.. et, au-delà, on le retrouve dans les noyaux kabyles, bétiques et rifains situés à cette époque au Nord de la Kabylie actuelle, à la marge septentrionale du Paleo-Gondwana (BOURROUILH & GORSLINE, 1979). A cause de la déformation ultérieure, on ne peut que spéculer sur le mécanisme d'ouverture de ces bassins : ouverture de type rift ou bien, plus vraisemblablement, bassins sur décrochements.

DU DEVONNIEN SUPERIEUR AU WESTPHALIEN L'OROGENESE HERCYNIIENNE.

La période du Dévonien supérieur au Westphalien est celle du développement d'un régime compressif généralisé et du déroulement polyphasé de l'orogénèse hercynienne. On retiendra trois étapes dans cette évolution.

Dévonien supérieur, Tournaisien et Viséen inférieur

Les séries sédimentaires déposées dans l'ancien sillon de Marrakech-Oujda sont affectées par une déformation majeure

étudiée par HOEPFFNER (1987; ce volume) dans les boutonnières du Maroc oriental. La déformation y est généralisée à l'ensemble des séries paléozoïques. Les directions axiales sont subméridiennes et les surfaces axiales sont plates, avec un déversement d'ensemble vers l'Ouest. Un métamorphisme notable, anchi- à épizonal, accompagne cette déformation. Les datations isotopiques actuellement disponibles indiquent un âge voisin de 360 Ma, correspondant à la limite Dévonien-Carbonifère. Ainsi, succédant à l'extension crustale au cours de laquelle s'était individualisé le bassin de Marrakech-Oujda, cette compression se traduit par un raccourcissement général. La tectonique tangentielle amène un épaississement crustal comparable à ce qui se produit dans les zones d'hypercollision. A l'échelle du Massif central et de la Meseta orientale, il n'y a cependant pas d'argument qui indiquerait que cette déformation fini-dévonienne ("bretonne") fût liée à une collision continentale et, en particulier, aucun indice pour la présence d'une lithosphère océanique dans l'axe Marrakech-Oujda au Paléozoïque inférieur.

Le Bassin de Sidi-Bettache s'ouvre à la même époque que celle de la déformation plicative dans les zones orientales. Les caractéristiques les plus importantes de ce bassin : la linéarité et la grande extension de ses failles bordières, leur association avec un volcanisme d'origine mantélique, et sa forme même suggèrent qu'il s'agit d'un bassin sur décrochement. Quel que soit le mécanisme de son ouverture, les failles NNE-SSW qui le limitent à l'Ouest ont, outre une composante normale prédominante, un jeu latéral dextre (PIQUÉ & al., 1980). De la région de Bouznika à celle de Ben Slimane, cette zone faillée était d'ailleurs déjà préfigurée dès le Paléozoïque inférieur, où elle guidait la sédimentation dans le graben de la Meseta occidentale. Alors que la sédimentation marine cesse en dehors du bassin, des sédiments marins détritiques se déposent au Famennien supérieur à l'intérieur du bassin. Ils recouvrent les carbonates dévoniens sans autre transition qu'une lacune de faible durée. La sédimentation devient donc de nouveau détritique, comme au Paléozoïque supérieur, mais la différence importante est que, désormais, les éléments ne proviennent plus d'une aire lointaine, le craton ouest-africain, mais ils sont issus du domaine mésétien lui-même. C'est ainsi que les premiers dépôts fameniens sont chaotiques, constitués d'une matrice plus ou moins argileuse dans laquelle glissent et tombent des blocs de toute taille de calcaire récifal dévonien, provenant de l'ancienne plate-forme en voie de démantèlement. Ces formations chaotiques de type olistostrome sont connues, sous des noms divers : conglomérat calcaire (LECOINTRE & DELEPINE, 1933), formation de Biar Setla (TERMIER, 1936), formation de Fouzizir (PIQUÉ, 1979; FADLI, 1990), formation de Tiliouine (TAHIRI, 1991) etc.. sur toutes les bordures du bassin, depuis le Khatouat et le flanc NW de l'anticlinal de Khouribga-Oulmès jusqu'à la région de Rabat-Tiflet et celle de Tiliouine.

Plus à l'Est, le Bassin d'Azrou-Khenifra (BOUABDELLI, 1989 et ce volume) s'ouvre, lui aussi, à cette même époque, avec le basculement de blocs et l'ouverture d'hémigrabens par le jeu de failles normales N 70° à E-W disposées en échelon entre deux décrochements dextres NE-SW, la faille des Smaala-Oulmès à l'Ouest et celle de Bsabis-Tazekka à l'Est. Les couches détritiques du Tournaisien se déposent là en discordance angulaire sur les séries antérieures basculées.

Le Bassin de Sidi-Bettache comme celui d'Azrou-Khenifra s'ouvrent donc le long d'accidents NNE-SSW à NE-SW, en réponse à une compression régionale ENE-WSW, qui correspond à celle responsable des plissements dans les zones orientales. Plus au Sud, on retrouve le prolongement de ces bassins; celui du Bassin de Sidi-Bettache s'étend dans le massif des Rehamna et dans les Jbilette centrales (série du Sarhlef); celui d'Azrou-Khenifra se suit dans les Jbilette orientales (série du Kharrouba). A l'extérieur du Maroc, des bassins sur décrochement se développent à la même époque, dans des conditions géodynamiques comparables. Dans la péninsule ibérique comme dans les Appalaches les plus orientales, ils résultent de la réactivation d'accidents anciens du socle sous l'action d'une contrainte régionale oblique sur leur direction, à la suite d'une collision continentale oblique.

Viséen moyen-supérieur

A partir du Viséen et plus précisément du Viséen moyen et du début du Viséen supérieur, les conditions de la sédimentation changent dans les diverses zones de la région étudiée.

Dans les boutonnières orientales, les structures héritées de la déformation fini-viséenne sont érodées et recouvertes par la transgression marine. Il se dépose une série surtout détritique, qui durera jusqu'au Westphalien inférieur, époque à laquelle les conditions paraliques se traduiraient par le dépôt de la série houillère de Jerada. Le caractère le plus notable de cette sédimentation est son association avec un volcanisme important en volume, de nature calco-alcaline (KHARBOUCH, ce volume)

Dans le Tazekka, cette déformation suit une déformation synschisteuse qui avait été initialement confondue avec celle des boutonnières orientales mais que des datations isotopiques (HUON & al., 1987) rattachent à un épisode viséen développé autour de 330 Ma. Cette déformation affecte aussi la bordure orientale du bassin d'Azrou-Khenifra. Dans le Tazekka oriental, HOEPFFNER (1987 et ce volume) décrit des structures pénétratives et une déformation homogène qui se termine par le chevauchement de ce domaine sur le Tazekka occidental, lui-même écaillé. Dans la région d'Azrou et de Khenifra, les effets de la déformation synviséenne sont variables selon les niveaux stratigraphiques : très pénétrative dans les quartzites zaïans où elle développe une importante mylonitisation, synschisteuse dans les niveaux dévoniens à Azrou, par exemple, et très superficielle dans les séries viséennes où elle se traduit par des structures synsédimentaires

(BOUABDELLI, 1989; ce volume). La direction des plis est différente de celle des plis fini-dévonien; les axes sont ici N 30° en moyenne, avec une vergence au NW et des plans axiaux plats, matérialisés par une schistosité synmétamorphique. C'est à cette époque que les unités allochtones (nappes de Bou-Agri, de Mrirt, etc.) à matériel surtout dévonien se mettent en place, à partir de zones en surélévation situées à la marge orientale du bassin.

Dans la partie centrale et occidentale du Massif central, la sédimentation marine continue dans le Bassin de Sidi-Bettache. La paléogéographie viséenne décrite dans les chapitres précédents est complexe dans le détail, mais elle est simple en grand. Le bassin s'élargit; le Viséen supérieur est partout transgressif et il recouvre les limites anciennes du bassin en ennoyant certaines rides internes comme celle du Cherrat. Cet élargissement est dû essentiellement à des causes tectoniques, mais la variation eustatique du niveau des mers viséennes a certainement joué un rôle dans cette transgression.

Namurien-Westphalien

Dans les boutonnières orientales, la mobilisation de la croûte se poursuit avec la mise en place, en profondeur, de générations successives de granitoïdes où la composante crustale devient prépondérante. En surface, la sédimentation marine continue, on l'a dit, jusqu'au Westphalien inférieur, avant le retrait de la mer vers l'Est et la Tethys. La dernière compression hercynienne affecte ces niveaux carbonifères. Elle se traduit par des structures d'échelle kilométrique orientées N 70-90° comme le synclinal de Jerada.

Du Tazekka à la région de Khenifra, le serrage initié au Viséen dans la frange orientale du Bassin d'Azrou-Khenifra se poursuit; des cisaillements plats découpent des panneaux dans les séries déformées par des plis synschisteux déversés au NW. Les unités allochtones ainsi individualisées se déplacent vers l'Ouest et le NW; ce sont, d'Azrou à Khenifra, les unités orientales du Chellout, de Khenifra, etc.. de BOUABDELLI (1989). Progressivement, le serrage gagne vers l'Ouest, en affectant les nappes pelliculaires mises en place par gravité, dont les contacts de base sont replissés en synformes et antiformes et, plus loin à l'Ouest, les régions occidentales du Bassin d'Azrou-Khenifra qui sont déformées au Namurien. Au Westphalien inférieur, il ne subsistera qu'un étroit sillon marin dans le Fourhal; il sera déformé à son tour au Carbonifère supérieur. Pris dans son ensemble, le Bassin d'Azrou-Khenifra montre donc deux stades successifs dans son évolution; au Dévonien supérieur-Tournaisien, il s'ouvre sur décrochements; il commence à se refermer au Viséen, d'abord le long de sa frange orientale, puis la déformation progresse vers l'Ouest, affectant les zones centrales et ne gagnant les zones occidentales qu'au Carbonifère supérieur. Cette évolution, caractérisée par le déplacement des dépocentres et par la migration de la déformation, est celle d'un bassin d'avant-pays. A noter qu'une évolution similaire se développe au Sud, dans les Jbilette orientales où les nappes gravitaires,

prises en place dans le bassin de Kharrouba, correspondent à celles d'Azrou et de Khenifra. Dans ce qui semble être le prolongement vers le NNE de cette zone au Paléozoïque, les turbidites viséennes des noyaux kabyles, bétiques et rifains sont, elles aussi, déposées dans un bassin d'avant-pays et déformées lors d'un épisode tardif de l'orogénèse hercynienne (CHALOUAN, 1986).

Au centre et à l'Ouest du Massif central, le Bassin de Sidi-Bettache se referme progressivement à partir du Namurien. C'est le long des anciennes limites du bassin que la déformation des séries dévono-carbonifères débute. Les anciennes failles qui avaient guidé l'enfoncement du bassin et qui étaient soulignées, principalement au Dévonien supérieur-Tournaisien, par des sédiments chaotiques et des laves, sont à présent réactivées en compression :

- l'ancienne limite occidentale du bassin devient une zone cisailée complexe à mouvement dextre (PIQUÉ & al., 1980; FADLI, 1990; ZAHRAOUI, 1991);

- la zone de Rabat-Tiflet, au Nord du bassin, est le siège d'un raccourcissement subméridien qui amène le chevauchement de la zone "calédonienne" des Schoul sur l'anticlinal à cœur ordovicien de Rabat-Tiflet par l'intermédiaire d'une semelle où le granite de Rabat-Tiflet est souvent intensément cisailé (EL HASSANI, 1990 et ce volume). Une composante latérale dextre n'est cependant pas absente, en particulier au long de la faille des Ouled Mimoun;

- sur le flanc nord-occidental de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, de même, la déformation hercynienne et le métamorphisme synschisteux se concentrent dans des linéaments étroits. Les anciennes failles N 70° dont le jeu vertical avait permis l'effondrement du plancher du bassin de Sidi-Bettache sont réactivées en failles inverses. La déformation, analysée en détail par ZAHRAOUI (1991), crée des plis à vergence SSE dans les flancs raides desquels s'individualisent des plans de chevauchement;

- l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès est un train de plis d'orientation générale NE-SW, mais des virgations locales sont fréquentes, avec le passage à des orientations E-W (CAILLEUX, travaux en cours). Ces structures restent mal datées; dans le cœur de l'anticlinorium, elles sont certainement antérieures au Westphalien supérieur puisque les dépôts limniques de la série de Sidi-Kacem sont discordants; plus à l'Est, dans la région d'Oulmès, la déformation majeure est carbonifère supérieur. Elle succède à des épisodes distensifs qui correspondent dans le temps à l'individualisation des bassins dinantiens de la partie orientale du Massif central. Au Carbonifère moyen à supérieur, TAHIRI (1991; ce volume) met en évidence le compartimentage de cette région par divers accidents. La faille d'Oulmès est le plus important; d'orientation NNE-SSW, son jeu synschisteux est à la fois inverse et sénestre. Les micaschistes d'Oulmès, comme le granite synclinématique, permettent de dater son activité majeure à environ 290 Ma, c'est-à-dire à la fin du Carbonifère. Vers la fin de la déformation hercynienne, peut-être un peu plus

tardivement encore que le jeu de la faille d'Oulmès, des chevauchements encore synschisteux se produisent vers le Sud; le plus important est celui du Tafoudeit.

LE PERMIEN

Au cours du Permien inférieur, des couches continentales surtout de couleur rouge, le plus souvent détritiques, se déposent dans des bassins intramontanes, limités par des failles, dont certains sont conservés dans le Massif central (EL WARTITI, 1990; ce volume).

CARACTERES DU DEVELOPPEMENT DU MASSIF CENTRAL

EVOLUTION GEODYNAMIQUE HERCYNIENNE

Les terrains précambriens qui affleurent çà et là dans le Massif central témoignent de la présence d'un socle de même nature, probablement, que celui de l'Anti Atlas. C'est ce socle continental qui est responsable de la constitution de la plate-forme du Paléozoïque inférieur et qui en guide l'évolution et la diversification. On a vu plus haut que cette plate-forme épicontinentale est, au moins dès l'Ordovicien supérieur, bordée à l'Est par une zone à la fois plus profonde et plus subsidente. Au Dévonien inférieur, le contraste est net entre les faciès turbiditiques qui se déposent dans ce sillon subsidit (sillon de Marrakech-Oujda) et les calaires récifaux de la Meseta occidentale; le passage entre ces deux domaines est souligné par les dépôts pélagiques de talus de la région d'Azrou-Khenifra. L'individualisation de ce sillon des flyschs à croûte vraisemblablement amincie, que l'on suit jusqu'en Kabylie, est d'une importance primordiale pour le développement de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord. Dans le Massif central et les boutonnières orientales, objet de notre étude, comme au-delà, c'est en effet à l'emplacement de ce sillon des flyschs dévoniens que se concentre la déformation précoce. Au Dévonien terminal, les flyschs sont déformés sous l'action d'une compression régionale N 70°. Le style tectonique de cette phase de déformation est guidé par l'état de la croûte : une déformation généralisée, avec un raccourcissement important et un empilement d'écaillés dans l'ancien sillon des flyschs où la croûte avait été amincie; un raccourcissement par le jeu d'accidents crustaux transcurrents à l'intérieur de l'ancienne plate-forme. Là, l'orientation N 70° de la direction de raccourcissement régional impose une réactivation dextre d'accidents crustaux NE-SW et l'ouverture de bassins sur décrochements : le Bassin d'Azrou-Khenifra, dans l'ancienne zone de talus, et le Bassin de Sidi-Bettache au milieu de la plate-forme.

Au Viséen, la direction de raccourcissement devient N 120° et l'ouverture des bassins sur décrochements est bloquée (fig. 1). La limite orientale du Bassin d'Azrou-Khenifra, en particulier, joue alors en faille inverse, et ce bassin évolue en bassin d'avant-pays. Des unités allochtones issues des domaines orogéniques orientaux s'y mettent en place et la déformation, avec des plis NE-SW, gagne peu à peu les zones les plus occidentales du bassin.

Le Bassin de Sidi-Bettache, pour sa part, se comble puis se déforme au Carbonifère moyen, là aussi par blocage du mouvement décrochant des failles bordières NE-SW. Le bloc "calédonien" des Sehoul, structuré au Paléozoïque inférieur, joue alors au Nord du Massif central le rôle d'un môle stable sur lequel se moulent les déformations comme le montre, par exemple, la direction globalement E-W de l'anticlinal de Rabat-Tiflet.

Au Carbonifère supérieur, le serrage ultime s'effectue sous une compression devenue N 160°. Les failles NNE-SSW comme celle d'Oulmès sont activées en sénestre, et les failles E-W sont alors chevauchantes.

Les terrains du Permien inférieur sont déposés, puis déformés, à l'intérieur de bassins intramontanes dont l'évolution enregistre les dernières compressions liées au cycle hercynien.

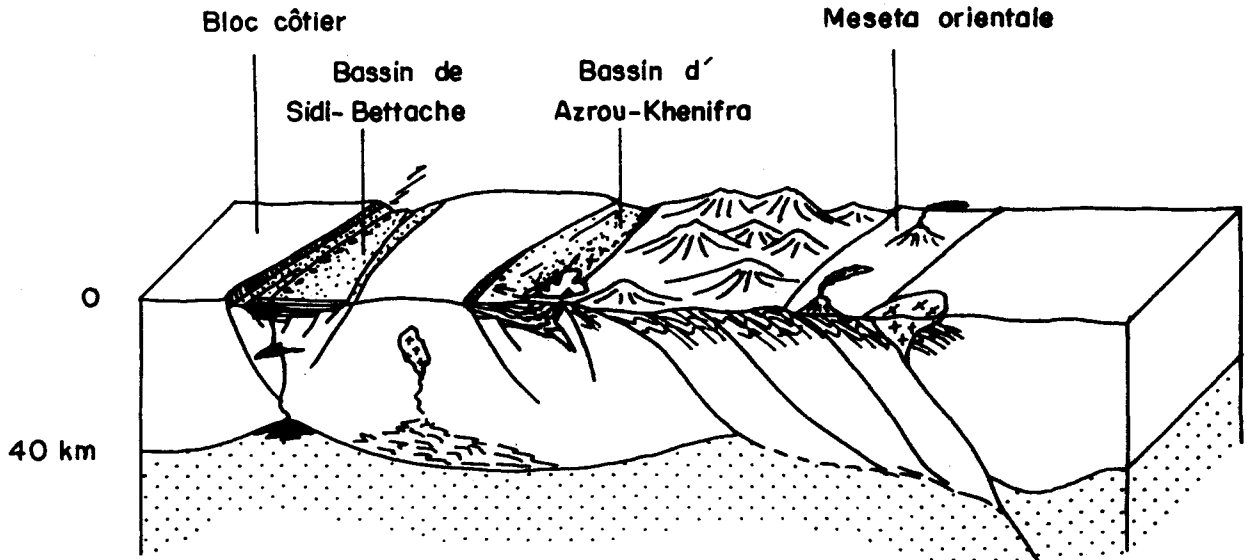


Fig 1. Esquisse du segment nord-mésétien de la croûte marocaine au Viséen supérieur.

LES CARACTERISTIQUES DE L'OROGENESE HERCYNIENNE DANS LE MASSIF CENTRAL

Zones internes et zones externes

Fondamentalement, le Massif central et la Meseta orientale se composent de deux domaines : à l'Est, une zone où la déformation hercynienne est à la fois précoce et généralisée. Les séries y sont déformées dès la fin du Dévonien et la déformation, qu'accompagne un métamorphisme toujours notable, y est homogène, représentée par des structures souvent plates; au centre et à l'Ouest, une zone où, à l'exception des Sehoul, la déformation majeure est carbonifère et hétérogène. Là, les structures se concentrent dans des zones cisailées et métamorphiques qui isolent des noyaux, moins déformés et non métamorphiques.

En d'autres termes, le domaine oriental représente les zones internes de la chaîne hercynienne du Maroc, les zones externes se situant au centre et à l'Ouest du Massif central.

LE DECOUPAGE DE LA CROUTE

Au cours du Paléozoïque, le socle mésétien enregistre les effets des mouvements de la plaque paléo-gondwanienne. Une discussion de la cinématique de cette plaque lithosphérique sortirait des limites de notre étude; rappelons seulement qu'elle se déplace vers le Nord, comme le montre l'évolution climatique de l'Ordovicien au Dévonien, et qu'elle entre en collision avec les plaques nord-américaine et

européenne. D'anciennes structures crustales, héritées des événements orogéniques précambriens, sont sollicitées au cours de ces mouvements. Au Paléozoïque inférieur, leur activation, surtout en régime distensif, se traduit par exemple dans l'individualisation du graben cambrien ouest-mésétien; le développement du sillon des flyschs de Marrakech-Oujda est, lui aussi, extensif ou transtensif. Au Paléozoïque supérieur, ce sont ces mêmes structures profondes qui rejouent dans la partie centrale et occidentale du Maroc central, mais avec une composante décrochante.

On comprend ainsi comment se réalise le découpage du Massif central : les limites des bassins s'établissent à l'aplomb des failles crustales, et c'est là que, lors de la compression, la déformation se concentre. Les anticlinoriums les plus importants (Rabat-Tiflet, Houribga-Oulmès, etc..) sont d'anciennes rides synsédimentaires et les synclinoriums comme celui du Khatouat-Rommani correspondent aux bassins sédimentaires. Ils sont limités par des zones cisailées qui sont l'expression dans la couverture paléozoïque des failles profondes évoquées plus haut.

Nous noterons cependant, pour terminer, que si la croûte mésétienne est fragmentée par des failles profondes, et si elle témoigne de la dislocation de la marge du craton ouest-africain, cette fragmentation n'a atteint nulle part le stade de l'accrétion océanique; l'orogène hercynien du Maroc est intracontinental.