

Licence des Sciences de la Terre et de l'Univers

Semestre 6

Parcours 1

Module M 21

Les régions géologiques du Maroc et leur évolution structurale

Le domaine saharien (Sahara et Anti-Atlas)

Le domaine mésétien (Meseta)

Ch. HOEPFFNER

Avertissement

Le texte qui suit est destiné aux étudiants qui suivent le module M 21. Il doit leur permettre de compléter leurs notes. Il ne remplace évidemment pas la présence au cours.

En particulier, les planches de figures ne sont pas reproduites, ni commentées ici.

Lectures conseillées :

Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M., Chalouan A. Géologie du Maroc (nouvelle édition). *Editions GEODE*, Marrakech, 2007, 287 p.

Piqué A. : Géologie du Maroc. *Editions PUMAG*, Marrakech, 1994. 284 p.

André Michard : Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n°252, 1976. 408 p.

Introduction

La géologie régionale.

Etude géologique de régions naturelles faisant partie d'un pays ou d'un ensemble de pays. Son objectif est de reconstituer l'histoire géologique de ces régions depuis les périodes les plus anciennes jusqu'à l'époque actuelle.

La géologie régionale est une discipline synthétique qui utilise toutes les spécialités de la géologie fondamentale :

La stratigraphie et la géochronologie sont importantes pour l'aspect historique, pour situer des événements dans le temps.

La sédimentologie permet de reconstituer les milieux de dépôts des roches sédimentaires. Milieux continentaux et marins. Marges continentales passives ou actives, bassins océaniques ou intracontinentaux, etc...

La pétrologie magmatique et métamorphique et la géochimie fournissent des informations sur la genèse des magmas, sur les conditions P-T-t du métamorphisme et sont donc importantes pour le cadre géodynamique (stades de divergence et convergence, contextes de subduction, de collision, etc...)

La tectonique permet de comprendre la disposition des structures géologiques et de reconstituer leur cinématique.

La géologie régionale fait partie du bagage de connaissances générales que tout géologue doit avoir ; elle fournit le cadre indispensable aux études ou travaux spécialisés ou appliqués.

La géologie du Maroc

L'examen de la carte structurale du NW de l'Afrique permet situer le Maroc où apparaissent 4 grandes régions qui sont en fait aussi des domaines structuraux.

Planche 1

Le Rif. C'est une chaîne de montagne récente, formée au Tertiaire. Elle fait partie des chaînes alpines qui résultent de la collision Afrique-Eurasie et plus précisément à la *chaîne rifo-tellienne* d'Afrique du Nord. Cette chaîne est constituée d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque Afrique.

Les Atlas : **Moyen Atlas** et **Haut Atlas**. Font partie de la *chaîne atlasique*, formée au Tertiaire. C'est une chaîne intracontinentale, située dans le continent africain. Elle s'étend du Maroc à la Tunisie et constitue l'avant-pays déformé de la chaîne rifo-tellienne. Les sédiments méso-cénozoïques, autochtones, sont faillés et plissés.

La Meseta : régions de plaines, plateaux, collines. Terrains méso-cénozoïques tabulaires constituent la couverture d'un socle paléozoïque plissé, métamorphisé, granitisé pendant la formation de la *chaîne hercynienne*. Ce socle hercynien apparaît dans des « boutonnières ». On distingue la **Meseta occidentale** et la **Meseta orientale** séparées par le Moyen Atlas.

Le Sud marocain. C'est le domaine saharien dont la limite correspond à la Faille Sud Atlasique. On distingue l'**Anti Atlas**, région montagneuse au sud du Haut Atlas résultant d'un vaste plissement anticlinal récent et, au-delà, **le Sahara** proprement dit, région de vastes plaines et plateaux désertiques. Ce domaine est caractérisé par un *socle précambrien* (Archéen et Protérozoïque) déformé par les orogénèses éburnéenne et panafricaine et recouvert par une couverture paléozoïque faiblement déformée pendant l'orogénèse hercynienne. La couverture méso-cénozoïque, peu épaisse, est tabulaire (hamadas).

Tous ces domaines sont caractérisés par la présence de chaînes de montagnes, les chaînes récentes du cycle alpin et les chaînes anciennes, érodées, du cycle hercynien et des cycles précambriens.

LE DOMAINE SAHARIEN



Plissement disharmonique des calcaires du Cambrien de l'Anti-Atlas, région d'Igherm. (photo M. Burkhard)

Ce domaine est situé géographiquement au sud de la chaîne du Haut Atlas. D'un point de vue géologique il fait partie du craton ouest africain et ses marges.

On y observe surtout des terrains anciens : un socle précambrien et une couverture paléozoïque.

I- LE SOCLE PRECAMBRIEN

Le Précambrien affleure dans 3 régions (*planche 1*):

Au sud, la « **dorsale R'Guibat** » ou « Bouclier R'Guibat », est une vaste boutonnière de terrains précambriens recouverts en discordance par des sédiments de plate-forme détritique et carbonatée sub horizontaux d'âge néoprotérozoïque à paléozoïque qui correspondent au remplissage des bassins de Taoudéni et Tindouf.

Au nord, l'**Anti-Atlas** est une région montagneuse entre Ifni et Erfoud où le socle précambrien affleure dans des petites boutonnières sous une couverture du Néoprotérozoïque terminal et du Paléozoïque.

A l'ouest, la région des **Ouled Delim (Adrar Souttouf)** et du **Zemmour** correspond à la partie nord de la chaîne des Mauritanides. Des unités allochtones de terrains précambriens ont été charriés pendant l'orogénèse hercynienne sur le craton et sa couverture paléozoïque.

A- Le Précambrien de la Dorsale R'Guibat (*planche 2A*).

1) L'Archéen (3.6-2.5 Ga)

Les terrains archéens affleurent dans la partie ouest de la Dorsale. Ce sont des « ceintures de roches vertes », structures synformes constituées de roches métamorphiques : gneiss, quartzites ferrugineux, marbres dérivant de roches sédimentaires, métagabbros et amphibolites dérivant de roches volcaniques. La déformation est de forte intensité avec des plis isoclinaux et un métamorphisme de moyen à fort degré, la foliation est orientée NW-SE à N-S. Des migmatites et des granites se mettent en place vers 3.10 Ga.

2) Le Paléoprotérozoïque (2.5-1.6 Ga)

Les terrains paléoprotérozoïques sont situés dans la partie Est de la dorsale. Ce sont des dépôts détritiques (quartzites ferrugineux), volcano-détritiques et volcaniques. Leur déformation est associée à un métamorphisme de faible à moyen degré daté de 2 Ga. Des intrusions de granites calco-alcalins et alcalins sont datées de 1.9 à 1.7 Ga. Ces événements correspondent à l'orogénèse éburnéenne. Ces terrains paléoprotérozoïques sont charriés vers le SW sur le socle archéen.

Par la suite, ce socle précambrien (Archéen + Eburnéen) va rester stable (c'est le craton Ouest-africain); sa couverture sédimentaire néoprotérozoïque et paléozoïque n'est pas, ou très peu déformée (bassins de Tindouf et Taoudéni).

B- Le Précambrien de l'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas s'étend depuis l'embouchure de l'oued Draa jusqu'au Tafilalet. C'est une vaste structure anticlinale orientée WSW-ESE. Le Précambrien affleure dans des boutonnières sous la couverture discordante du Paléozoïque. D'ouest en est on distingue les boutonnières de Bas-Draa, Ifni, Kerdous, Igherm, Zenaga, Siroua, Bou-Azzer, Saghro et Ougnat ([planche 2B](#)).

Il n'y a pas d'Archéen dans l'Anti-Atlas, les terrains précambriens les plus anciens sont du Paléoprotérozoïque.

1) Le Paléoprotérozoïque (ou P I, 2,5-1,6 Ga) et le cycle éburnéen.

Les terrains paléoprotérozoïques ne sont connus qu'au sud de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (AMAA, de direction WNW-ESE, traverse les boutonnières de Siroua, Zenaga et Bou Azzer ; voir [planche 2B](#)). Ce sont des roches métamorphiques de moyen à fort degré : schistes, méta-grauwackes, micaschistes, gneiss, amphibolites structurés par une foliation tectono-métamorphique. Ces formations datées d'environ 2,1 Ga sont recoupées par des granites dont l'âge isotopique est compris entre 2 et 2,06 Ga et par des roches basiques (méta-dolérites) dont l'âge est de 2 à 1,7 Ga. Ces âges correspondent à l'**orogénèse éburnéenne**. Ces terrains constituent le socle le plus ancien de l'Anti-Atlas.

(Voir les coupes du Kerdous, [planche 3](#))

2) Le Néoprotérozoïque (1000-540 Ma) et le cycle panafricain.

Il faut noter que le Protérozoïque moyen est totalement inconnu, aucun événement géologique n'est enregistré dans le craton Ouest Africain entre 1,6 et 1 Ga.

Le Néoprotérozoïque inférieur (1000-650 Ma) : Supergroupe de l'Anti-Atlas (Cryogénien)

Le Néoprotérozoïque inférieur (encore souvent appelé P II dans la littérature géologique marocaine) constitue la couverture du socle éburnéen. C'est la période pré-orogénique du cycle panafricain, elle correspond à la fracturation de la bordure du craton Ouest Africain (stade de rifting).

Le Groupe de Lkest-Taghdoute. Au SW de l'AMAA, le P II est représenté par des dépôts sédimentaires de quartzites (2000-3000 m), de schistes et de calcaires qui correspondent à un milieu de plate forme épicontinentale subsidente établie à la marge du craton ouest-africain (marge passive). La distension est marquée par la mise en place de sills et de dykes de dolérites et de gabbros de composition tholéitique. Leur âge isotopique est de 787 Ma ([planche 3](#)).

Le Groupe de Bou Azzer. Au niveau de l'AMAA, dans le Siroua et à Bou Azzer, le P II est constitué par des schistes noirs, des coulées volcaniques et de puissants complexes ophiolitiques (4000-5000 m). Ces terrains correspondent à une croûte océanique, donc un domaine océanique situé au nord de la plate forme. L'âge de l'ophiolite est de 780 Ma, obtenu sur des filons basiques et leur encaissant métamorphique.

Des formations volcaniques et volcano-sédimentaires sont associées à des arcs volcaniques, ils indiquent des phénomènes de subduction intra-océanique durant le

P II marquant le début de la convergence panafricaine. L'âge du magmatisme d'arc est de 750 Ma. ([planche 4A, géodynamique de la chaîne panafricaine](#))

Le Groupe du Saghro. Au NE de l'AMAA, dans le Saghro, affleurent des dépôts détritiques et volcano-détritiques et des turbidites. L'âge de ces formations est discutable. Certains auteurs les attribuent au PII, elles se seraient déposées sur la marge d'un continent situé quelque part au nord de l'Anti Atlas. Le contexte géodynamique est mal connu (marge active ou passive ?). Pour d'autres auteurs elles seraient plus récentes et correspondraient aux formations tardi-orogéniques PII-III.

Le modèle géodynamique de cette période est donc celle d'un océan situé entre deux continents : la craton ouest africain au sud et un craton au nord ([planche 4A b & c](#)).

L'orogénèse panafricaine

Les terrains P II et leur socle P I sont déformés par l'orogénèse panafricaine qui résulte de la convergence entre le craton ouest-africain et un continent Nord. L'océan se referme par subduction puis collision, le sens du pendage du plan de subduction (vers le Nord ou vers le Sud) est encore un sujet de discussion bien que les modèles les plus récents privilégient une subduction vers le Nord ([planche 4A b & c](#)).

Au SW dans le Kerdous, les sédiments déposés sur la plate-forme sont déformés en plis E-W déversés vers le Nord associés à des zones de cisaillement crustales à pendage sud, chevauchantes vers le Nord ([planche 3](#)).

Au Nord, dans le Siroua et Bou Azzer, la collision entre les arcs insulaires volcaniques et le craton Ouest Africain conduit à la fermeture de l'océan avec obduction de la croûte océanique sur la marge du craton. Un métamorphisme HP-BT (schistes bleus) indique l'enfouissement des séries pendant la subduction. La déformation est importante avec des plis et des chevauchements déversés vers le sud et le SW et un métamorphisme de moyen à faible degré (schistes verts), elle diminue d'intensité du Nord vers le Sud. Les terrains sont finalement disposés en unités tectoniques séparées par des plans de chevauchement à pendage vers le Nord (écailles ou imbrications). Des massifs de granites et de granodiorites se mettent en place pendant et après l'orogénèse ([planche 4A](#)).

L'âge de ces événements panafricains (1^{ère} phase) est connu par les datations isotopiques du métamorphisme syntectonique (680 Ma) et des granites (660 Ma).

L'AMAA correspondrait à la zone de suture panafricaine. Il s'agit en fait d'un alignement d'ophiolites allochtones ; pour certains auteurs, la suture entre les deux continents serait située plus au Nord, au niveau de l'actuelle Faille Sud Atlasique.

L'orogénèse panafricaine affecte l'ensemble du pourtour du craton ouest-africain. Le craton lui-même est resté stable, ainsi au sud de la Dorsale R'Guibat le Néoprotérozoïque inférieur du Bassin de Taoudéni n'est pas déformé.

Le Néoproterozoïque supérieur (650-540 Ma) : Supergroupe d'Ouarzazate (Ediacarien)

Le Néoprotérozoïque supérieur repose en discordance sur le socle panafricain ou éburnéen. Ce sont des séries détritiques et volcano-détritiques, continentales, qui proviennent de la destruction, par érosion, des reliefs de la chaîne panafricaine. L'activité magmatique est toujours importante avec des laves acides et intermédiaires : rhyolites, ignimbrites, andésites, complexes volcano-sédimentaires. On distingue :

Le P II-III (série de Tidiline-Anezi). Ce sont les premiers dépôts détritiques, continentaux, discordants sur les structures panafricaines (voir les coupes du Kerdous, [planche 3](#)). Ils sont associés à des phénomènes volcaniques et hypovolcaniques acides et intermédiaires. Les faciès indiquent un environnement glaciaire. Ces dépôts sont déformés, lors de la 2ème phase tectonique panafricaine (le contexte de cette phase est discuté : compression ou extension tardi-orogénique ?).

L'âge est mal connu, compris entre 660 Ma (granites panafricains) et 600 Ma (dépôt du P III).

Le P III (série d'Ouarzazate). Ces terrains sont en discordance sur le P II-III, le P II et le P I (voir les coupes du Kerdous, [planche 3](#)). Ce sont des dépôts détritiques continentaux (fluviaux, lacustres) et volcanodétritiques. Le magmatisme est très important avec des roches volcaniques intermédiaires et acides : andésites, rhyolites, ignimbrites, quelques basaltes. Le chimisme est calco-alcalin devenant hyper potassique vers le sommet de la série. Dans le socle se mettent en place des massifs de granitoïdes.

Les dépôts du P III représentent probablement la continuité du P II-III dans un contexte géodynamique extensif, tardi-orogénique, avec une tectonique en blocs basculés. Cet épisode tardi-panafricain correspond à la destruction et la pénéplénation de la chaîne.

L'âge du P III est déterminé par les datations des roches volcaniques à 618 Ma et des derniers granites intrusifs à 576 et 549 Ma.

II- LA COUVERTURE PALEOZOÏQUE

A- La série sédimentaire ([voir log de la planche 4B](#))

La série paléozoïque représente la couverture du socle précambrien. Le passage Protérozoïque-Paléozoïque correspond à une transgression marine. Les premiers dépôts sont en faible discordance cartographique sur le Néoprotérozoïque terminal (P III). D'une manière générale, le Paléozoïque du domaine saharien se dépose dans un environnement de plate-forme marine peu profonde située à la marge Nord du craton ouest-africain. Le contexte géodynamique est celui d'une marge passive en extension. Dans l'Anti-Atlas l'épaisseur totale de la série paléozoïque dépasse les 10 000 m.

1) Le Cambrien (540-500 Ma)

Dans l'Anti-Atlas le Cambrien débute par l'Adoudounien qui comprend les Calcaires inférieurs, la Série lie de vin et les Calcaires supérieurs. L'Adoudounien a longtemps été considéré comme azoïque et rangé dans l'Eocambrien ou Infracambrien. La découverte récente de fossiles dans les calcaires supérieurs et inférieurs permet de montrer qu'il s'agit déjà du Cambrien inférieur. De plus, des intrusions de syénites dans les calcaires inférieurs de la région de Bou Azzer sont datés à 534 Ma confirmant l'âge cambrien (*log, planche 4B*). Au-dessus de l'Adoudounien vient la série schisto-calcaire et les grès terminaux qui marquent la fin du Cambrien inférieur. Le Cambrien moyen est représenté par des argilites et des pélites (Schistes des Feijas internes) et se termine par les Grès du Tabanit. Le contexte extensif est indiqué par la mise en place de basaltes de type tholeitique et calco-alcalin.

2) L'Ordovicien (500-435 Ma)

L'Ordovicien est essentiellement représenté par des dépôts détritiques. A l'Ordovicien inférieur ce sont les Schistes des Feijas externes avec des argilites et des pélites qui affleurent dans les dépressions. A l'Ordovicien supérieur, les sédiments deviennent plus grossiers avec les grès et les quartzites du 1^{er} et 2^{ème} Bani qui forment les crêtes allongées du Jbel Bani (*planche 2B*). Dans la formation du 2^{ème} Bani il y a des argiles microconglomératiques et des tillites, ces faciès indiquent un environnement périglaciaire. La fin de l'Ordovicien coïncide avec une glaciation, le pôle sud était situé dans la région du Niger, la plate-forme marine de l'Anti-Atlas se situait donc en bordure de l'inlandsis installé sur le craton Ouest-Africain.

3) Le Silurien (435-410 Ma)

Le Silurien de l'Anti Atlas affleure essentiellement dans la dépression des plaines de l'oued Draa. Il est marqué par un changement brutal de faciès : sur les grès de l'Ordovicien supérieur reposent des argilites noires à Graptolites (principale roche-mère des gisements de pétrole et de gaz du Sahara), des niveaux de carbonates apparaissent progressivement dans le haut de la série. Le Silurien correspond à une période de transgression glacio-eustatique liée à la fonte de l'inlandsis.

4) Le Dévonien (410-355 Ma)

Le Dévonien succède au Silurien. D'un point de vue structural, la plate-forme marine relativement stable pendant l'Ordovicien et le Silurien, subit au Dévonien une extension avec un découpage en horst-graben (rides et bassins) surtout actif dans l'Anti-Atlas oriental. Sur les rides se déposent des séries calcaires avec des récifs, dans les bassins des séries argilo-gréseuses épaisses. Dans l'Anti-Atlas occidental (plaines du Draa), le dévonien est d'abord argileux avec des niveaux de calcaires minces, puis l'épaisseur des bancs calcaires augmente et des dépôts gréseux apparaissent. Ces niveaux de grès et de calcaires plissés pendant l'orogénèse hercynienne forment des crêtes allongées (Jbel Rich) qui ressortent en relief au milieu des plaines du Draa. A la fin du Dévonien, des mouvements tectoniques de faible intensité entraînent l'émersion du Nord et de l'Est de l'Anti Atlas.

Les grès de Tazout datés du Strunien (limite Dévonien-Carbonifère) sont transgressifs.

5) Le Carbonifère (355-295 Ma)

Sur les grès de Tazout, le Carbonifère inférieur débute par des argilites qui forment la plaine de Betaïna, puis viennent les grès et les calcaires du Viséen supérieur et du Namurien qui forment la crête du Jbel Ouarkiz ([planche 2B](#)).

Au Carbonifère supérieur la sédimentation devient progressivement continentale avec des dépôts d'argiles et de grès rouges. La régression de la mer vers l'Est est liée à l'émersion de l'Anti Atlas et de la Meseta pendant l'orogénèse hercynienne.

B- Les déformations hercyniennes

L'Anti-Atlas enregistre des déformations hercyniennes. Celles-ci correspondent à des plis kilométriques de direction NNE-SSW dans l'Anti-Atlas occidental, E-W dans l'Anti-Atlas central et oriental et NW-SE dans la chaîne de l'Ougarta en Algérie ([planche 2B](#)). Le raccourcissement reste modéré, la schistosité de type fracture est rarement exprimée, le métamorphisme est nul ou de faible intensité. Il n'y a pas de magmatisme associé, en particulier pas d'intrusion de granites.

Le socle précambrien se raccourcit par le jeu de failles inverses d'échelle crustale, chevauchantes vers le Sud et parfois vers le Nord ([planche 5](#)). La couverture paléozoïque reste solidaire du socle (pas de décollement majeur entre socle et couverture). La présence de niveaux argileux et pélitiques très incompetents (Cambrien moyen et Silurien) et de niveaux compétents de grès et de calcaires (Ordovicien du Bani et Dévonien des Rich) d'épaisseur variable va déterminer un plissement disharmonique et un amortissement des failles crustales notamment dans les argiles cambriennes ([planche 5](#)). Par tous ces caractères, la chaîne de l'Anti-Atlas appartient à un niveau structural supérieur ou moyen. Elle fait partie des zones les plus externes de la chaîne hercynienne. Par rapport au domaine de la Meseta où l'orogénèse hercynienne est de forte intensité, l'Anti-Atlas serait en position d'avant-pays méridional et correspondrait donc à la déformation de la marge passive du craton ouest africain. Cependant les relations structurales entre la Meseta et l'Anti-Atlas ne sont pas claires car le contact entre les deux domaines est en partie caché par la chaîne tertiaire du Haut-Atlas. Il est aussi possible que ce soit une chaîne intracratonique formée sur le craton.

Vers le SSW, l'Anti-Atlas se prolonge par les plis et les chevauchements vers l'Est de la chaîne du Zemmour ([planches 1 & 2](#)). Dans cette région, les terrains paléozoïques déformés représentent très clairement l'avant-pays autochtone sur lequel repose les nappes de charriage de la chaîne des Mauritanides représentée par le massif allochtone des Ouled Delim ou de l'Adrar Souttouf ([planche 5B](#)). La mise en place de ces nappes est un événement hercynien (daté par le métamorphisme syntectonique à 330-310 Ma) bien que le matériel allochtone soit essentiellement du Précambrien (surtout Panafricain). Il faut aussi noter dans ce matériel allochtone la présence d'éclogites indiquant un métamorphisme HP BT hercynien (daté à 330 Ma) affectant des gabbros néoprotérozoïques (datés à 595 Ma).

III- LA COUVERTURE MESO-CENOZOÏQUE

Il faut distinguer pendant cette période le domaine de l'Anti Atlas et du craton Ouest Africain (la plate-forme continentale) et le domaine des Bassins Côtiers (la marge passive atlantique).

1) La plate-forme

Le Mésozoïque et le cénozoïque sont représentés par des dépôts de plate-forme épicontinentale, minces et tabulaires. Ils constituent les « Hamadas » (Hamada du Guir, du Draa, de Tindouf : [planches 2B & 6a](#)).

Il n'y a pas de dépôts pendant le Trias et le Jurassique. Des sills et des dykes de dolérites se mettent en place. Datés de 140 Ma ils sont les marqueurs de la distension continentale pendant l'ouverture de l'océan atlantique.

La coupe de la Hamada du Guir ([planche 6a](#)) montre de bas en haut :

Le Crétacé inférieur, dépôts continentaux rouges de sables et d'argiles, c'est le « Continental Intercalaire ».

Le Crétacé supérieur, dépôts marins, calcaires du Cénomano-Turonien, formant la Hamada inférieure, puis marnes et gypses.

Le Néogène, dépôts fluviolacustres, gréseux, formant la Hamada moyenne.

Le Pliocène, calcaires blancs, lacustres, formant la Hamada supérieure.

2) Le Bassin côtier de Tarfaya-Laayoune

Ce domaine est recouvert par des dépôts quaternaires, sa structure géologique est surtout connue par les sondages et les profils sismiques réalisés pour la prospection pétrolière. ([planche 6 b](#))

On trouve une série mésozoïque caractéristique de la marge passive de l'océan atlantique.

Le Trias avec les argiles rouges à gypses et les basaltes doléritiques

Le Jurassique, marin, avec les calcaires et les marno-calcaires.

L'extension conduit ensuite à un basculement des couches, une émergence et le dépôt des séries continentales du Crétacé inférieur comme sur la plate-forme.

La mer revient ensuite avec une série marine littorale du Crétacé supérieur au Néogène.

LE DOMAINE MESETIEN



Paysage de la Meseta : la couverture mésozoïque (marnes et calcaires du Crétacé supérieur) horizontale, en discordance angulaire sur le socle hercynien (micaschistes à grenats et amphibolites). Bordure sud du massif des Rehamna.

D'un point de vue géographique, la Meseta marocaine correspond, *sensu stricto*, aux plaines et plateaux atlantiques, mais on peut y adjoindre les Hauts Plateaux du Maroc oriental qui se prolongent en Algérie par la Meseta oranaise. Du point de vue géologique, l'ensemble constitue le **domaine mésétien** qui se divise en Meseta occidentale et Meseta orientale (**planche 1**).

Le domaine mésétien est caractérisé par un **socle** paléozoïque déformé par l'orogénèse hercynienne ou varisque et une **couverture** méso-cénozoïque restée quasi horizontale.

Le socle apparaît dans des « boutonnières » (**planche 7**): massif hercynien central (ou Maroc central), Rehamna, Jebilet, Midelt, Debdou, Mekkam, Jerada, Beni Snassène. La couverture correspond aux plaines et plateaux : Chaouïa, Doukkala, Plateaux des Phosphates, des Gannour, Bahira, Hauts Plateaux.

I- LE SOCLE PALEOZOÏQUE

Dans la Meseta, le soubassement de la série paléozoïque est représenté par quelques affleurements de terrains précambriens (El Jadida, SE du Massif hercynien central, Rehamna, Tiflet). Ce sont des laves acides à intermédiaires (rhyolites, andésites) et des massifs de granites. Les analogies de faciès et les datations isotopiques : 593 Ma pour des orthogneiss des Rehamna centraux et 605Ma pour le granite de Tiflet, permettent de rattacher ces formations au Néoprotérozoïque terminal (P III, série d'Ouarzazate).

La série Paléozoïque de la Meseta est quasi complète depuis le Cambrien jusqu'au Permien (**voir log, planche 8**).

1) Le Cambrien (540-500 Ma).

Le Cambrien inférieur. débute par une sédimentation carbonatée avec des calcaires et des dolomies, ensuite au Cambrien moyen, les dépôts sont détritiques avec des schistes et des grauweekes. Les variations d'épaisseur importantes du Cb moyen (1000 à 6000 m) indiquent l'existence d'un rift ou graben dans la Meseta occidentale. Ce contexte distensif est aussi argumenté par la présence d'un magmatisme basique de type alcalin intraplaque (basaltes, dolérites). Des dépôts gréseux marquent le stade post-rift.

2) L'Ordovicien (500-435 Ma)

Après une lacune (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur.), l'Ordovicien est transgressif avec des dépôts détritiques fins (argilites, pélites), puis grossiers (grès et quartzites) à l'Ordovicien supérieur avec en particulier des faciès d'argiles microconglomératiques qui sont des témoins de la glaciation fini-ordovicienne. L'environnement est de type plate-forme marine peu profonde et peu subsidente. La région située entre Rabat et Tiflet se différencie du reste de la Meseta par la présence de coulées et de filons de basaltes intercalés dans les pélites de l'Ordovicien inférieur.

3) Le Silurien (435-410 Ma)

Le Silurien est une période de transgression, reliée à la fonte des glaciers (transgression glacio-eustatique). Les dépôts sont minces et de faciès très homogènes : argilites noires à Graptolites, phtanites. Des carbonates apparaissent au Silurien sup.

Du Cambrien au Silurien, le Paléozoïque de la Meseta présente des analogies avec celui de l'Anti-Atlas. On retrouve le même contexte de plate-forme marine épicontinentale plus ou moins subsidente. Ces deux domaines faisaient partie de la marge du Craton Ouest-Africain.

Cette marge porte la trace de mouvements tectoniques que l'on peut rattacher à l'orogénèse calédonienne *s.l.* Cette orogénèse correspond à la fermeture de l'Océan Iapetus qui séparait d'une part Laurentia et Baltica et d'autre part Laurentia et Avalonia, Avalonia étant un microcontinent détaché du Gondwana. Les collisions entre ces différents continents se sont déroulées entre l'Ordovicien (phase tectonique) et le Dévonien (phase acadienne).

Dans les reconstitutions paléogéodynamiques classiques, l'Afrique du Nord est située en dehors des chaînes calédoniennes. Il existe cependant au Maroc des indices de cette orogénèse.

Dans la région de Rabat et Tiflet, une lacune de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur témoigne d'une émergence contemporaine de mouvements calédoniens. Des microconglomérats, des grès et des calcaires du Silurien supérieur sont discordants sur le granite précambrien de Tiflet ([planche 8](#)).

4) Le Dévonien (410-355 Ma)

Dévonien inférieur et moyen : plate-formes et bassins

Le Dévonien est concordant avec le Silurien, avec au début du Dévonien inf. le même faciès d'argilites noires à Graptolites.

Dans la *Meseta occidentale*, le Dévonien inférieur et moyen est caractérisé par le développement de faciès carbonatés (récifs). La Meseta occidentale correspondait à une vaste plate-forme marine carbonatée. Cependant vers l'ouest, dans la *Meseta côtière*, et vers le Nord depuis Tiflet jusqu'à Immouzzar du Kandar, le Dévonien inférieur et moyen est parfois représenté par des conglomérats et des grès rouges continentaux, discordants jusque sur le Cambrien. Ce faciès « Vieux Grès Rouges » traduit l'existence de mouvements tectoniques de la fin de l'orogénèse calédonienne (phase acadienne).

Dans la *Meseta orientale*, à la même époque, se développent au contraire des faciès détritiques pélagiques : alternances de grès et pélites, turbidites. Il n'y a pas de carbonates. La Meseta orientale correspondait à un domaine de bassin. ([planche 8](#)).

Dévonien supérieur : la phase tectonique éovarisque

Le Dévonien supérieur correspond au début de l'orogénèse hercynienne avec les premiers épisodes de déformation. C'est la phase éovarisque (ou éohercynienne).

Dans la Meseta orientale et l'Est du Maroc central. La phase éovarisque donne des plis couchés, synschisteux d'axes subméridiens. La schistosité de fracture ou de flux est subhorizontale, le métamorphisme de faible degré (schistes verts). L'âge isotopique des cristallisations métamorphiques est de 370-360 Ma (fin du Dévonien supérieur). Les structures sont déversées vers l'Ouest. La conséquence de ces déformations est l'émergence de la Meseta orientale à partir du Dévonien supérieur, la mer ne reviendra qu'au Carbonifère avec la transgression du Viséen supérieur discordant sur les structures éovarisques (*voir planche 6 et coupe, planche 9, la région Zaïan*).

Dans la Meseta occidentale. Des mouvements tectoniques surtout extensifs conduisent à une organisation de la paléogéographie en rides et bassins. Sur les rides et les hauts-fonds, le Dévonien supérieur a un faciès de calcaires récifaux ou calcaires noduleux. En bordure des rides apparaissent des faciès de conglomérats et de formations chaotiques (olistostromes). Ces dépôts détritiques sont syntectoniques, associés au jeu des failles bordières des bassins. Dans les bassins, on observe des dépôts de turbidites plus distales (*voir coupe, planche 9, le bassin de Sidi Bettache*). Le contexte géodynamique de ces bassins n'est pas défini avec certitude. Il s'agit probablement d'un régime transtensif combinant la compression et l'extension (bassins de type « pull-apart », sur décrochements).

Au nord de Rabat, le Bloc des Sehoul est constituée par des terrains du Cambrien, d'abord déformés par des plis synschisteux, couchés ou déversés vers le Sud avec un métamorphisme régional de type schistes verts (schistes, phyllades, quartzophyllades) puis recoupés par des granites intrusifs datés à 367 Ma (Dévonien supérieur) qui provoquent un métamorphisme thermique. Cette zone est donc le témoin d'évènements tectonométamorphiques et magmatiques à rattacher au début du cycle hercynien. C'est la phase éovarisque du Dévonien supérieur. Elle est datée par la mise en place des granites (367 Ma). Le Bloc des Sehoul est en contact tectonique avec la zone de Rabat Tiflet non-métamorphique, située au NW de la Meseta (*planche 7*). Ce contact est important il correspond au rapprochement à la fin de la phase éovarisque des deux ensembles (Meseta et Zone des Sehoul) initialement éloignés l'un de l'autre. A Tiflet, des conglomérats du Viséen contiennent des blocs et galets de granites et de roches métamorphiques ce qui atteste de la présence du Bloc des Sehoul et de son érosion.

Remarque : jusqu'en 2009, le plissement ; le métamorphisme et les intrusions de granites étaient considérés comme des évènements calédoniens d'après les âges isotopiques à 450Ma (roches métamorphiques) et 430 Ma (granites). Les nouvelles datations obtenues par des techniques plus modernes (U/Pb sur zircons) obligent à abandonner cette interprétation

5) Le Carbonifère (355-295 Ma)

Les bassins carbonifères (*Planches 8,9,10*)

La Meseta occidentale.

Dans les bassins, les dépôts carbonifères sont continus et généralement concordants avec le Dévonien. Sur les rides, la tendance à l'émersion est responsable de lacunes du Tournaisien et du Viséen inférieur. Le Viséen supérieur correspond à une période de grande transgression : à proximité des rides et sur les hauts-fonds se déposent des calcaires récifaux, dans les bassins s'accumulent des épaisses séries grés-pélimitiques souvent turbiditiques. La sédimentation marine, essentiellement détritique, dure jusqu'au Westphalien inférieur.

L'activité magmatique est intense au Viséen supérieur et au Namurien avec la mise en place de laves et d'intrusions basiques: basaltes, dolérites, gabbros. Leur nature alcaline transitionnelle à tholéitique indique clairement un contexte distensif. Ces bassins carbonifères de la Meseta occidentale se situent sur une croûte continentale amincie, sans atteindre le stade de formation d'une croûte océanique.

A partir du Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur la compression hercynienne conduit à la formation de la chaîne hercynienne et donc à l'émersion du domaine de la Meseta. La sédimentation devient continentale : des conglomérats et des grès rouges reposent en discordance angulaire sur les terrains plus anciens.

La Meseta orientale et l'Est du Maroc central (Pays Zaïan)

Ce domaine est émergé depuis la fin du Dévonien supérieur. La transgression débute avec les dépôts discordants du Viséen supérieur : conglomérats et calcaires suivis par d'épaisses séries volcano-détritiques représentées, jusqu'au Namurien inférieur par des volcanoclastites des laves intermédiaires et acides : andésites, dacites, rhyolites et ignimbrites ; à ce volcanisme sont associées des intrusions de massifs granitiques et granodioritiques datés de 330 Ma. La géochimie de ces magmas indique une tendance calco-alcaline et donc une mise en place dans un contexte compressif. La Meseta orientale correspondrait à cette époque à un arc magmatique, édifié sur une croûte continentale épaissie pendant la compression éovarisque.

La mer se retire ensuite progressivement vers l'Est durant le Westphalien qui est représenté dans la région de Jerada par des sédiments marins puis continentaux déposés dans des plaines deltaïques, des lacs et des marécages. C'est à cette époque que se forment les gisements de charbon de la région.

Les déformations hercyniennes (ou varisques)

L'orogénèse hercynienne se déroule pendant le Carbonifère. On a l'habitude de la subdiviser en plusieurs épisodes ou « phases » qui représentent plutôt des paroxysmes de déformation dans un processus de raccourcissement continu.

La phase intraviséenne.

Cette phase de déformation est contemporaine de la sédimentation dans les bassins carbonifères de la Meseta occidentale. Les déformations compressives sont observées essentiellement à la bordure Est de ces bassins carbonifères, dans les régions situées entre Azrou et Khénifra et dans les Jbilet orientales. Dans ces secteurs, les terrains paléozoïques constituant le substratum anté-carbonifère des

bassins enregistrent des plis synschisteux NNE-SSW déversés vers l'ouest, un métamorphisme de faible degré (schistes verts) daté à 330 Ma (Viséen supérieur-Namurien) et des chevauchements vers l'Ouest. La bordure orientale des bassins est ainsi soulevée en structures antiformes au front desquelles la sédimentation carbonifère est caractérisée par des dépôts détritiques syntectoniques : flyschs à blocs, olistostromes. Dans ces zones surélevées, une partie du Paléozoïque est découpée en nappes de charriage qui se mettent en place pendant le remplissage des bassins carbonifères (nappes de glissement synsédimentaires) (*voir coupe, planche 9, Khénifra et Jebilet, et planche 10*).

La phase majeure

Cette phase est observée dans l'ensemble du domaine mésétien. La direction de raccourcissement est orientée NW-SE, les structures sont des plis synschisteux de direction NNE-SSW à ENE-WSW (*Planche 7*) associés à un métamorphisme régional de faible degré (épizone, faciès schistes verts), sauf dans le massif des Rehamna où il atteint la mésozone (faciès amphibolite). Le métamorphisme daté à 300 Ma indique que cette phase majeure se déroule à la fin du Westphalien.

Le sens de déversement des plis est variable mais le plus souvent vers l'ouest ou le NW, ils sont associés à des chevauchements et des charriages. A l'Ouest de la Meseta occidentale (Meseta Côtière), les déformations hercyniennes sont de faible intensité (plis ouverts, disparition progressive de la schistosité), ce domaine, appelé « Bloc Côtier » est séparé du reste de la Meseta par une importante zone de failles NNE-SSW (Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale) (*voir planche 7 et coupes, planches 9 et 10*).

Des granitoïdes se mettent en place sous forme de petits massifs circonscrits en développant un métamorphisme thermique. Leurs âges isotopiques varient entre 320 et 280 Ma selon les massifs. Ces plutons granitiques se sont donc mis en place tout au long de l'orogénèse hercynienne depuis le Viséen supérieur jusqu'au Permien.

7) Le Permien (295-245 Ma)

Les terrains permien sont en discordance angulaire sur les structures hercyniennes. Ce sont des dépôts continentaux datés du Permien inférieur (Autunien) : conglomérats, grès et silts rouges provenant de l'érosion des reliefs de la chaîne hercynienne (*planches 7, 8, 9*). A ces dépôts est associé un volcanisme important avec des coulées de trachytes, andésites et rhyolites. Ce volcanisme calco-alcalin est l'expression en surface des intrusions les plus récentes de granitoïdes mentionnées ci-dessus.

Le Permien signe la fin du cycle hercynien dans la Meseta. Les reliefs montagneux de la chaîne vont être soumis à l'érosion. La croûte continentale, épaissie pendant les phases de compression, va progressivement revenir à une épaisseur normale (env. 30 km) par l'action conjuguée de l'érosion et de l'effondrement gravitaire (extension tardi-orogénique).

8) Le modèle géodynamique

Les modèles de reconstitution de la Pangée au Permien montrent que la chaîne hercynienne du Maroc (domaine de la Meseta + domaine de l'Anti-Atlas + Nord des Mauritanides) fait partie des chaînes paléozoïques péri-atlantiques résultant de la collision entre la Laurussia (Laurentia + Baltica) et le Gondwana (Craton ouest africain). (*planche 10 A*). Elle se rattache donc, d'une part à la chaîne des Appalaches en Amérique, d'autre part à la chaîne hercynienne (ou varisque) d'Europe.

La zone de suture entre Laurussia et Gondwana traverse l'Europe et se prolonge le long de la côte Est de l'Amérique du Nord. Elle est jalonnée par des témoins de la croûte océanique qui séparait les deux continents.

Les chaînes paléozoïques périatlantiques se divisent ainsi en 2 branches : une branche Nord où les structures sont déversées vers le craton de la Laurussia ; une branche Sud où les structures sont déversées vers le Gondwana.

La chaîne hercynienne du Maroc appartient à la branche Sud. On a vu que les terrains paléozoïques ne contiennent pas de témoins de croûte océanique, le Maroc est donc en-dehors des zones des zones de sutures connues. Il appartient à la zone externe de la chaîne qui est restée rattachée à la marge continentale du craton ouest africain tout au long du Paléozoïque.

La géodynamique est mal connue. On suppose qu'au moins à partir du Dévonien la fermeture de l'océan qui séparait Laurussia et Gondwana correspond à la subduction de la croûte océanique sous le domaine de la Meseta.

Les déplacements résultants de cette convergence vont se traduire au Dévonien supérieur par la phase éovarisque dans le Bloc des Sehoui et la Meseta orientale, puis au Viséen par la phase intraviséenne dans l'Est de la Meseta occidentale. Dans ce cadre géodynamique, le volcanisme calco-alcalin de la Meseta orientale peut être interprété comme associé à un arc magmatique dans un domaine en compression situé au-dessus de la zone de subduction. Le volcanisme alcalin et tholéitique de la Meseta occidentale est associé à un domaine en distension qui pourrait correspondre à un bassin avant-arc. (*planche 10 B*).

A la fin du Carbonifère, la collision entre l'Amérique du Nord et l'Afrique est responsable de la phase majeure de raccourcissement dans les domaines de la Meseta et de l'Anti-Atlas, plus au Sud les nappes des Mauritanides sont charriées sur le Craton.

II- LA COUVERTURE MESO-CENOZOÏQUE

Dans la Meseta occidentale, la couverture post-Paléozoïque présente des analogies avec les dépôts du domaine saharien.

En discordance majeure sur le socle le Trias supérieur est représenté par des grès et argilites rouges parfois salifères, contenant une intercalation de basaltes doléritiques dont l'âge isotopique est compris entre 200 et 180 Ma.

Le Jurassique et le Crétacé inférieur sont absents. Le domaine de la Meseta était émergé. On connaît seulement pendant cette période des dépôts continentaux de grès et de marnes rouges ou roses comparables aux terrains du « Continental Intercalaire » du domaine saharien.

Le Crétacé supérieur correspond à une transgression marine avec dépôts de marnes et de calcaires localement discordants sur le Trias.

A la fin du Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur se forment les couches phosphatées actuellement exploitées à Khouribga et Benguerir (« Plateau des Phosphates »). (*planche 11*).

Après l'Eocène, la mer se retire de la Meseta, l'érosion conduisant à la pénéplénation de l'ensemble du domaine ;

La mer revient localement au Miocène avec des dépôts littoraux de calcarénites et de marnes.

Au Pliocène des dépôts littoraux de conglomérats, grès et calcaires coquillers s'alignent le long de la côte atlantique, déjà semblable à la côte actuelle.

Dans la Meseta orientale, la couverture post-Paléozoïque débute par le Trias argileux rouge avec les basaltes doléritiques comme en Meseta occidentale. Par contre, à partir du Jurassique la Meseta orientale reste un domaine marin peu profond relié à la Téthys. La Meseta orientale correspond à la marge des bassins subsidés du Moyen Atlas et du Haut-Atlas oriental. On y trouve essentiellement des dépôts carbonatés, calcaires, parfois récifaux, dolomies. Les dolomies du Jurassique moyen, sub-tabulaires forment la « Dalle des Hauts Plateaux ». (*planche 11*).

Dans l'ensemble du domaine mésétien cette couverture méso-cénozoïque est restée sub-horizontale. Les seules déformations tectoniques notables s'observent près des chaînes du Haut et Moyen Atlas.