Chapitre IV

Contrôle tectonique sur la migration de gaz dans le réservoir gréseux de l'Ordovicien du bassin de Sbaa en Algérie : impact sur l'évolution diagénétique L'objectif de ce chapitre est de reconstruire l'histoire de migration de gaz dans le bassin de Sbaa en montrant le rôle de la paléostructure et de la tectonique hercynienne sur la migration. Les températures et l'origine des fluides dans le réservoir lors de la cimentation et le remplissage des fractures sont également déterminées. De plus, l'influence de la nature des fluides liés à la structuration sur la diagenèse et la répartition des phénomènes diagénétiques est discutée. Ce chapitre présente tout d'abord le contexte géologique du bassin de Sbaa, puis la discussion sur la migration de gaz fait l'objet d'une publication dans le journal de *GeoFluids*.

~

1. Le cadre géographique et géologique régional du bassin de Sbaa

La plate-forme saharienne, située au Sud de la flexure sud-atlasique s'étend sur une superficie de 8.000.000 km², concernant plusieurs pays du Nord du continent africain. Elle constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. En Algérie, deux unités géologiques et structurales majeures sont séparées par le grand accident Sud-atlasique (Figure IV.1) : l'Atlas (ou domaine alpin) dans la partie Nord, qui correspond à une chaîne intracontinentale résultant essentiellement de la tectonique alpine ; et la plate-forme saharienne dans la partie Sud, relativement stable, qui a été structurée en majeure partie au Paléozoïque.

Au sein de la plate-forme saharienne, une subdivision existe entre la province Ouest riche en gaz et la province Est où se trouvent à la fois des gisements d'huile et de gaz. L'exploration des bassins occidentaux révèle des potentialités majeures en gaz, mais également en huile dans la cuvette de Sbaa. La séparation entre les deux provinces est située au niveau de la ride d'Amguid, orientée approximativement N-S. La différence entre ces deux provinces est liée à leur histoire mésozoïque et cénozoïque. Les sédiments mésozoïques et cénozoïques sont bien développés et fortement tectonisés dans la province Est, alors que dans la province Ouest ils sont plutôt stratiformes et moins développés. De plus l'histoire de la formation et du piégeage des hydrocarbures dans les bassins paléozoïques est différente entre ces deux provinces (Figure IV.2), avec une histoire méso/cénozoïque à l'est et paléozoïque à l'ouest.

Sur la carte géologique (Figure IV.1 et 2), les affleurements du Carbonifère montrent clairement la distribution des bassins paléozoïques dans ce contexte régional. Dans la partie algérienne de la plate-forme saharienne, les bassins les plus importants sont :

- à l'extrême-est : les bassins d'Illizi et de Berkine ;

- au centre-est : le bassin de l'Oued Mya ;

- à l'ouest : les bassins de Tindouf, de Béchar, de Reggane, de Sbaa, de Timimoun-Gourara et d'Ahnet.



Figure IV.1 : Carte géologique de l'Algérie, écorché au toit du Paléozoïque, avec la localisation du bassin de Sbaa (modifiée d'après WEC, 1995).

Le bassin de Sbaa, la zone d'étude, se situe dans la province Ouest de la plate-forme saharienne. Les bassins de l'Ouest saharien (Figure IV.2) sont liés à l'existence de deux cratons d'âge et de comportement différents : à l'ouest le craton Ouest-Africain (ou bouclier Reguibat), très ancien (environ 2 milliards d'années) et très stable ; et à l'est le craton du Sahara Central (ou bouclier Targui/Tuareg), résultant de la tectonique panafricaine du supercontinent Gondwana (fin Protérozoïque), et au comportement dit « mobile ». La zone de collision entre ces deux cratons est appelée « suture panafricaine ». Elle coïncide avec la chaîne de l'Ougarta (chaînon Sud : Kahal Tabelbala) qui se prolonge au sud-est vers le Bled El Mas et l'Azzel Matti, puis vers la bordure Ouest du Hoggar. La suture panafricaine forme alors une nouvelle subdivision au sein de la province Ouest saharienne.

Cette zone de collision est encore très active au Paléozoïque, provoquant ainsi une structuration différente entre les bassins situés au nord et à l'est de la suture (Béchar,

Timimoun-Gourara, Sbaa, Ahnet), et les bassins au sud et à l'ouest de la suture (Reggane et Tindouf).

Le bassin de Sbaa (appelé également Cuvette de Sbaa) correspond à une étroite dépression synclinale dans l'axe NW-SE de la chaîne de l'Ougarta (Figure IV.2). Il s'étend sur une surface d'environ 32000 km² et est délimité par les hauts structuraux qui l'entourent : au nord et au nord-est le chaînon de la Saoura et son prolongement vers la Voûte d'Azzène, le séparant du bassin de Timimoun ; et au sud-ouest le faisceau du Kahal Tabelbala (un des chaînons ougartiens), se prolongeant plus au sud par le Bled El Mas et individualisant le bassin de Sbaa du bassin de Reggane. Le bassin de Sbaa est une entité structurale singulière par rapport aux bassins voisins de la province Ouest-saharienne. Son histoire est étroitement associée à la chaîne de l'Ougarta, qui représente le principal trait structural de l'Ouest saharien. La chaîne de l'Ougarta s'ennoie vers le sud au niveau des points hauts du Bled El Mas et de l'Azzel Matti. En revanche vers le nord, l'Ougarta se raccorde par l'Anti-Atlas à la véritable chaîne varisque affectée par des déformations intenses, du volcanisme et du métamorphisme sur toute la marge nord de la plate-forme saharienne.



Figure IV.2 : Carte géologique de la province Ouest de l'Algérie et localisation des bassins sédimentaires (modifiée d'après Beicip Franlab, 1996 et WEC, 1995).

2. Evolution géodynamique de la plate-forme saharienne /naissance du bassin de Sbaa/

2.1. La phase panafricaine

La phase panafricaine est responsable de la convergence de plusieurs cratons s'amalgamant pour former le supercontinent Gondwana. La chaîne panafricaine est issue de la collision entre les cratons Ouest et Est-Africain à la fin du Protérozoïque (Black et Fabre, 1980 ; Coward et Ries, 2003 ; Bumby et Guiraud, 2005). Elle provoque la surrection du massif du Hoggar et la mise en place de grands linéaments de socle orientés N-S. Cette phase est ainsi à l'origine d'un grand réseau de failles caractérisé par des accidents subméridiens sub-verticaux. Ces derniers sont interprétés comme des décrochements (NW - SE et conjugués) résultant d'une compression horizontale orientée EW. La phase panafricaine tardive autour de la limite Précambrien-Cambrien qui clot la structuration du Hoggar a été suivie d'une période d'érosion importante qui nivelle les reliefs. La plate-forme saharienne a connu plusieurs zones subsidentes qui ont conduit au développement d'importants bassins sédimentaires qui se développent entre les boucliers.

Ainsi, la collision panafricaine engendre la structuration du socle précambrien sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. Les structures panafricaines seront héritées au cours des événements tectoniques du Paléozoïque. La phase panafricaine s'achève au Protérozoïque terminal et sera suivie d'une longue période de subsidence post-orogénique favorisant le développement des bassins paléozoïques.

2.2. Le Paléozoïque pré-hercynien

Suite à l'orogenèse panafricaine, une phase de distension majeure orientée NW-SE provoque une subsidence générale et une pénéplaination de la chaîne panafricaine : il s'agit de l'extension cambro-ordovicienne, liée au basculement général de la plate-forme Nord gondwanienne vers le nord-ouest, formant des structures en demi-graben conduisant à l'individualisation des bassins de la plate-forme saharienne (Beuf et al., 1971). Le refroidissement post-extension de la lithosphère du nord-ouest de l'Algérie provoque une

subsidence généralisée de la plate-forme (fin Cambrien à Permien), avec des directions de paléocourants orientés généralement du sud vers le nord.

A l'Ordovicien supérieur, des mouvements compressifs orientés E-W génèrent des plis d'axe N-S à l'échelle régionale. Cette compression d'âge caradocien est associée à la phase taconique (440 Ma) du cycle calédonien, elle engendre une inclinaison globale de la plateforme vers le sud. C'est à cette période que s'installe la calotte glaciaire fini-ordovicienne sur le Gondwana (Beuf et al., 1971 ; Scotese et al., 1999). La zone Nord-gondwanienne est subsidente au Silurien, elle constitue un plateau continental (marge océanique). Cette marge au pendage très faible était alors composée de sous-bassins intracratoniques peu profonds. La remontée du Gondwana vers le nord fut rapide durant cette période. Des variations climatiques de grande ampleur entraînent la fonte quasi-totale de la calotte glaciaire provoquant ainsi une transgression marine majeure et le dépôt des argiles siluriennes.

La phase compressive calédonienne provoque une réactivation des structures du socle panafricain et accentue les reliefs pré-existants (Lüning et al., 2005). Plusieurs discordances locales témoignent de cette phase tectonique débutant entre la fin du Silurien et le Dévonien inférieur. Cependant, cette phase n'affecte pas vraiment les structures dans le bassin de Sbaa. Elle est suivie d'une période d'érosion conduisant à l'individualisation de hauts structuraux (Bled El Mas).

Une phase d'extension durant le Gedinnien-Siegenien provoque le rejeu synsédimentaire de failles et de structures préexistantes. Le Dévonien inférieur est marqué par un basculement plus ou moins important des bassins vers le nord-ouest, se prolongeant jusqu'au début du Carbonifère. Les réductions d'épaisseur (du nord vers le sud) des séries transgressives du Dévonien moyen à supérieur ne semblent pas accompagnées d'une phase tectonique compressive (phase calédonienne) ayant pu engendrer des structures. En revanche, bien que les phases tectoniques majeures pré-hercyniennes ne structurent pas particulièrement le bassin de Sbaa, elles contrôlent les événements de transgression/régression et ainsi les variations d'épaisseur des dépôts voire les lacunes dans le bassin de Sbaa.

2.3. Les mouvements hercyniens du Carbonifère

La plate-forme saharienne qui occupe une très grande surface de la partie septentrionale du continent africain correspond à l'une des plus grandes platesformes précambriennes au

monde. Elle est aujourd'hui constituée de l'association de plusieurs bassins intracratoniques d'âge paléozoïque. Dans cette plate-forme, deux grands ensembles de bassins sont situés de part et d'autre de la suture panafricaine marquée, entre autres, par l'alignement des monts d'Ougarta. D'après les données sismiques, aucune phase tectonique majeure ne peut être précisément mise en évidence avant l'Hercynien, hormis la phase panafricaine témoignée par l'importante discordance à la base du Cambrien. L'héritage des structures panafricaines influence l'individualisation du bassin de Sbaa au sein d'un demigraben d'orientation NW-SE, contrôlant ainsi la distribution des apports sédimentaires au cours du Paléozoïque. La phase hercynienne est donc considérée dans la région étudiée comme étant la phase tectonique la plus importante depuis l'orogenèse panafricaine, ayant provoqué une intense structuration, la création et la réactivation de nombreux systèmes de failles, et enfin une érosion importante se prolongeant probablement jusqu'au Lias. Les mouvements hercyniens sont partagés en mouvements précoces (Viséen) et majeurs (Post-Namurien). Les mouvements de cette phase d'orientation NE-SW ont joué un rôle majeur dans la structuration des différents bassins de la plate-forme saharienne, dans la formation du piégeage des hydrocarbures et donc dans la mise en place des systèmes pétroliers (Figure IV.3).



Figure IV.3 : Carte de l'Afrique du Nord synthétisant l'âge de formation des pièges à hydrocarbures provenant des roches mères du Silurien basal et du Dévonien supérieur dans les bassins paléozoïques (modifiée d'après Craig et al., 2006).

La compression viséenne s'amorce surtout en Europe, correspondant à la phase Sudète. Les répercussions de cette phase sont observables dans le sud du Sahara algérien, traduites par un raccourcissement orienté NE-SW et des discordances plus ou moins importantes dans les bassins sahariens (Boudjemaa, 1987 ; Boote et al., 1998). Les bassins situés au sud de la suture panafricaine sont extrêmement subsidents au Viséen (l'épaisseur du Viséen est de 3000 à 7000m dans le bassin de Tindouf et de 1000 à 3000m dans le bassin de Reggane). L'instabilité augmente au cours du Carbonifère résultant en un soulèvement généralisé de la plate-forme saharienne (Guiraud et al., 1985). Dans le bassin de Sbaa, une série d'en moyenne 500m d'épaisseur est déposée au Viséen, puis partiellement érodée suite à la structuration du bassin. Le soulèvement de la Voûte d'Azzène et du chaînon de la Saoura fin Viséen individualise le bassin de Sbaa du bassin de Timimoun (Torsvik et al., 2002).

L'orogenèse hercynienne entraîne une forte déformation intraplaque à travers toute la plateforme saharienne, le plus souvent par la réactivation des accidents panafricains (Haddoum et al., 2001). Les unités réservoir cambro-ordoviciennes ont alors été plissées, faillées, fracturées et soulevées. La chaîne intracratonique de l'Ougarta s'est formée à cette période par d'importants plissements et des chevauchements. Elle subit alors le maximum d'intensité de la déformation hercynienne sur la plate-forme saharienne (Craig et al 2006 ; Figure IV.4). Cette déformation se traduit par une surrection du socle formant une ride d'orientation NW-SE entre le bassin de Reggane et le bassin de Sbaa. Durant la phase hercynienne, dans le bassin de Sbaa, les grandes failles normales et décrochantes préexistantes rejouent en failles inverses avec une orientation majeure NW-SE (inversion du bassin). Des failles d'orientation E-W à NE-SW sont également bien représentées, conduisant à une structuration compressive complexe et polyphasée de ce bassin (réactivation de failles de socle et structures en fleur ; tectonique de bassin intracratonique précoce liée aux héritages des structures du socle).

Au niveau de la plate-forme saharienne, la caractérisation de l'orogenèse hercynienne n'est cependant pas évidente en raison de l'intense érosion se déroulant entre le Permien et le Jurassique. De plus, l'orogenèse est constituée de plusieurs phases diachroniques avec différentes orientations de contraintes, et les contraintes se changement en raison des hétérogénéités locales.

Le bassin de Sbaa est véritablement individualisé lors de l'orogenèse hercynienne, par l'inversion et le soulèvement de l'ensemble Voûte d'Azzène/Chaînon de la Saoura et de la réactivation du chaînon Sud de l'Ougarta (Kahal Tabelbala) et du Bled El Mas, formant les bordures actuelles Nord et Sud du bassin. Il constitue alors un synclinal d'axe NW-SE, situé en position haute par rapport aux bassins voisins de Reggane au sud et Timimoun au nord (Figure IV.5).



Figure IV.4: Intensité de la déformation hercynienne en Afrique du Nord durant la période entre fin Carbonifère et début Permien (modifiée d'après Craig et al., 2006). L'intensité maximale est située au niveau de l'Ougarta à l'aplomb du bassin de Sbaa.



Figure IV.5 : Coupe géologique schématique à travers les bassinde Reggane, Sbaa et Timimoun (d'après Sonatrach, 1984).

2.4. Les événements mésozoïques et cénozoïques

Les événements post-hercyniens ont globalement peu marqué la province Ouest de la plate-forme saharienne (Figure IV.6). Néanmoins, les failles ont pu être réactivées lors d'événements mésozoïques ou cénozoïques. Ainsi au Crétacé inférieur, des petits plissements se sont formés lors de la phase compressive autrichienne orientée E-W (constituant jusqu'à 20 à 30% de la structuration du bassin de Sbaa, selon les structures étudiées). Cette phase d'âge barrémien à aptien est en quelque sorte le précurseur de la phase alpine.

L'orogenèse alpine est la conséquence de la collision entre la plaque africaine et la plaque européenne, résultant en Algérie au soulèvement de l'Atlas par un raccourcissement orienté N160. La déformation alpine provoque, au nord de la faille Sud-atlasique, une surrection de l'Atlas de 1500m par rapport à la plate-forme saharienne. Dans la zone d'étude, la phase alpine n'a pas provoqué de déformation locale significative des séries paléozoïques. Cependant, un soulèvement généralisé d'environ 300m depuis les 20 à 40 derniers millions d'années (Eocène-Oligocène) a été démontré dans le bassin de Sbaa (Beicip-Franlab, 2000 ; Rougier et al., 2013).

Ainsi, durant le Permo-Trias et une grande partie du Jurassique, aucune série ne se dépose laissant ainsi supposer une longue période d'érosion des reliefs hercyniens. Des rejeux de failles et de légères modifications des structures ont lieu à la fin du Mésozoïque et au Tertiaire. Ces mouvements sont liés aux phases autrichienne et alpine.

3. Paléogéographie de la plate-forme Nord-gondwanienne

3.1. Le Cambro-Ordovicien

La tectonique panafricaine aboutit à la formation du supercontinent Gondwana, qui recouvre au Cambrien une vaste surface allant du pôle Sud à l'équateur (Figure IV.7). L'observation de faciès carbonatés, évaporitiques et stromatolithiques indique un climat chaud au Cambrien dans un stade climatique de « greenhouse » (Scotese et al., 1999 ; Avigad et al., 2005). La sédimentation au Cambrien inférieur s'est effectuée sur une plateforme structurée en panneaux délimités par des failles anté-cambriennes avec des apports en provenance du sud – sud-est (Beuf et al., 1971). Au Cambrien moyen, l'influence marine est croissante d'est en ouest. Vers la fin du Cambrien moyen, les mouvements épirogéniques vont influencer la sédimentation sur toute la bordure ouest de la plate-forme saharienne et favoriser les incursions marines (influence tidale) ; prémices d'une transgression qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de l'Ordovicien (Legrand, 1985 ; Ghienne et al., 2007a).

La transgression générale initiée au Cambrien se prolonge jusqu'à l'Ordovicien supérieur (Caradocien ; Figure IV.8). La marge passive Nord-gondwanienne est alors recouverte par des eaux peu profondes (ouverture de l'océan Paléo-Téthys), et des cycles de transgression et régression vont créer des variations bathymétriques sur la plate-forme saharienne durant l'Ordovicien (Beuf et al., 1971 ; Ghienne et al., 2007a ; Figure IV.9). Du Cambrien à l'Ordovicien moyen, les environnements de dépôt sont majoritairement dépendants du contrôle tectono- sédimentaire. A l'Ordovicien terminal, l'Afrique du Nord est située près du pôle Sud, où s'installe une gigantesque calotte glaciaire née d'un changement climatique global (Scotese et al., 1999). Cette glaciation est associée à une importante chute du niveau marin.

3.2. La glaciation fini-ordovicienne

Sur la plate-forme Nord-gondwanienne, la glaciation est restreinte à l'Hirnantien (avant 445,6-443,7 \pm 1.5Ma ; Gradstein et al., 2004), au sein des zones à extraordinarius et *persculptus* (e.g. Ghienne et al., 2007b), représentant alors une durée de 1 à 2Ma. D'après Sutcliffe et al. (2000), la glaciation n'aurait pas excédé 200 000 ans (équivalent de deux cycles d'excentricité). D'autres auteurs (Saltzman et Young, 2005) évoquent une glaciation beaucoup

plus longue (10Ma) débutant dès la fin du Caradoc (456Ma), représentant ainsi l'Hirnantien comme l'événement glaciaire maximal et comme la seule période où les dépôts glaciaires auraient été préservés.

La glaciation fini-ordovicienne s'est traduite par la formation d'une calotte de glace s'étendant quasiment sur toute l'Afrique, sur la péninsule arabique, en Turquie, et en Amérique du Sud (Beuf et al.,1971 ; Vaslet, 1990 ; Coward et Ries, 2003 ; Ghienne, 2003 ; Young et al., 2004 ; Monod et al., 2003 ; Veevers, 2005 ; Kumpulainen et al., 2006 ; Le Heron et al., 2007 ; Diaz-Martinez et Grahn, 2007 ; Ghienne et al., 2007b). Le diamètre maximal de cette calotte aurait atteint 8000km (du Maroc à l'Afrique du Sud), formant alors un inlandsis de surface quatre fois supérieure à celle de l'actuelle calotte glaciaire antarctique. Les témoins sont principalement liés aux effets érosifs induits par l'inlandsis. Il s'agit de surfaces d'érosion importantes et de paléo-vallées glaciaires (Dia et al., 1969 ; Beuf et al., 1971 ; Deynoux, 1980 ; Ghienne et Deynoux, 1998). La calotte aurait évolué à travers plusieurs grands cycles glaciaires polyphasés (Vaslet, 1990 ; Sutcliffe et al., 2000 ; Ghienne, 2003 ; Ghienne et al., 2007b). Seuls les deux derniers cycles glaciaires sont enregistrés dans le bassin de Sbaa. L'extension maximale de la calotte aurait eu lieu lors du dernier cycle glaciaire (Ghienne, 2003).

3.3. Le Silurien

Au Silurien, la fonte rapide de la calotte glaciaire ordovicienne entraîne une importante transgression marine qui se met en place sur toute l'Afrique du Nord, conduisant au dépôt des argiles siluriennes riches en matière organique (Lüning et al., 2000). Le Gondwana remonte vers le nord, accompagnant la fermeture de l'océan Iapetus par collision entre les continents Laurentia et Baltica (Figure IV.7). A la fin du Silurien, cette collision forme le supercontinent Laurussia, séparé du Gondwana par l'océan Rhéïque (Scotese et al., 1999). L'évènement structural le plus important pendant cette période, et ayant une influence sur la sédimentation, correspond au basculement vers le Nord de la plate-forme saharienne au Wenlockien supérieur (Legrand, 1969) selon un axe est-ouest (Fabre, 1988). La conséquence de ce basculement est un approfondissement progressif de la plate-forme vers le Nord.

Dans le bassin de Sbaa, les cartes isopaques du Silurien mettent en évidence la présence d'un paléorelief formé par le Bled El Mas au sud du bassin (Figure IV.6). L'épaisseur du Silurien augmente rapidement vers le nord-ouest du bassin (cette tendance est aussi observée sur d'autres séries). Ainsi, le Bled El Mas constituait sans doute un point haut relativement fixe durant tout le Paléozoïque, contrôlant ainsi l'épaisseur des dépôts dans le bassin (Beicip-Franlab, 1996 ; GDFSUEZ, 2004). De manière générale, les différentes séries du Paléozoïque sont discordantes (biseaux en onlaps) sur cette bordure sud du bassin. Du Cambro-Ordovicien au Silurien, le Bled El Mas a certainement joué un rôle de charnière entre le domaine très subsident de l'Ougarta au nord-ouest et le bassin de l'Ahnet moyennement subsident à l'est.



Figure IV.6 : Carte isopaque du Silurien dans le permis Touat du bassin de Sbaa. L'épaisseur varie de 100m (rouge) à 1000m (bleu). La coupe AA' est représentée sur la figure IV.7 (document GDF SUEZ).



Figure IV.7 : Coupe sismique à travers le bassin de Sbaa (Craig et al., 2006) localisée sur le figure IV.6. Les structures hercyniennes correspondent à des anticlinaux aux crètres érodées sous la discordance hercynienne.

4. Lithostratigraphie des séries protérozoïque et paléozoïque inférieur

4.1. Substratum précambrien

Dans la plate-forme saharienne, le socle a été reconnu surtout à l'affleurement, mais aussi dans certains puits (notamment dans les régions de Sbaa, d'Illizi et de l'Ahnet). Le socle du vieux craton ouest africain et du bouclier Targui sont essentiellement constitués par des granites, schistes, phyllosilicates, rhyolites. L'orogénèse panafricaine s'achève vers -620 Ma. Des dépôts glaciaires (glaciations éocambriennes) et des séries molassiques de démantèlement et détritiques se déposent dans des dépressions du bouclier Targui et en grand épandages sur le craton ouest africain, peu déformé. Les mouvements épirogéniques tardifs, datés vers -550 / -540 Ma (Allègre et Caby, 1972), permettent une nouvelle érosion et le dépôt de formations tels que les grès d'El Moungar, appelé « Unité I » (Beuf et al., 1971), constitués de conglomérats, d'arkoses, de quartzites, évoluant vers des siltstones, occasionnellement préservés et légèrement discordants sous la surface tassilienne. C'est sur cette surface, appelée pédiplaine infratassilienne, que seront déposées les séries cambriennes, d'abord par l'ouest, puis vers l'est sur le bouclier Targui (Hoggar). Les dépôts du Paléozoïque sont dominés par un faciès argilo-gréseux avec des niveaux carbonatés interstratifiés datés du Dévonien moyen et du Frasnien.

4.2. Cambrien (Unité II)

À partir de la base du Paléozoïque, l'évolution géodynamique de la plate-forme saharienne s'enregistre à travers les accumulations sédimentaires. Le Cambrien est largement répandu dans le Sahara algérien (Unités I et II ; l'Unité I datée du Cambrien inférieur est absente dans le Sahara occidental). Son épaisseur varie d'une région à l'autre, mais peut parfois dépasser 1200 m. Les dépôts cambriens reposent en discordance sur les roches plissées infracambriennes et précambriennes constituant le socle (Figure IV.8). Cette discordance majeure formée par l'érosion des reliefs panafricains est nommée discordance panafricaine, discontinuité infratassilienne, ou encore discontinuité infracambrienne. Les dépôts cambriens sont régionalement représentés par des grès grossiers et des quartzites à passées conglomératiques, à stratifications obliques ou entre-croisées, typiques de systèmes fluviatiles en tresses. Puis, l'environnement devient rapidement marin (tidal/estuarien) et

conduit au dépôt de grès plus fins et mieux triés. Cette influence marine s'affirme progressivement jusqu'à l'Ordovicien où les dépôts deviennent franchement marins (Figure IV.8).

Dans le bassin de Sbaa, les sédiments cambriens correspondent à des dépôts de chenaux fluviatiles en tresses, remaniés dans un environnement tidal. Vers le sommet du Cambrien, des faciès de grès beiges fins assez argileux à galets centimétriques de quartz, riches en glauconie et affectés par des bioturbations (tigillites) témoignent d'un environnement de shoreface inférieur à estuarien/tidal alors que les stratifications obliques témoignent d'un dépôt en contexte fluviatile.

4.3. Ordovicien (Unités III et IV)

Les formations ordoviciennes constituent un objectif pétrolier de choix en raison de l'importance du développement des réservoirs gréseux. L'Ordovicien (inférieur à supérieur) se décompose en deux unités principales successives (III et IV). L'Ordovicien débute par l'unité III, datée du Trémadocien au Caradocien, correspond à des alternances argilogréseuses déposées lors d'une succession de cycles marins transgressifs et régressifs. En revanche, les dépôts hirnantiens d'origine glaciaire de l'Ordovicien IV présentent une grande variabilité de faciès ; ils sont essentiellement gréseux dans la partie orientale du bassin de Sbaa, et plutôt silto-argileux dans la partie occidentale. Le découpage au sein de ces deux unités est le suivant :

L'unité III-1 est définie par une succession d'environnements marins (offshore sup.) d'âge Trémadocien. Il s'agit de la Zone des Alternances grès - argiles, des Argiles d'El Gassi, et des Grès d'El Atchane, avec un maximum d'inondation dans les argiles d'El Gassi (Figure IV.13).

L'unité III-2 est composée par les Quartzites d'Hamra, liées à un environnement marin proximal (foreshore à shoreface inférieur). Le sommet de cette unité est généralement érodé à la limite Arénigien/Llanvirnien.

L'unité III-3 (Ordovicien moyen) est constituée successivement des Argiles de Tiférouine et des Grès d'Oued Saret. Il s'agit d'une séquence marine transgressive, présente dans un seul puits au sud-est du bassin de Sbaa. L'unité IV, ou « Ordovicien glaciaire », correspond dans le contexte régional aux Grès d'El Goléa, aux « Argiles Microconglomératiques », et à la Dalle de M'Kratta. Ces formations silico-clastiques contiennent plusieurs preuves irréfutables d'un dépôt en environnement glaciaire (argiles à dropstones, planchers glaciaires, figures d'érosion glaciaire, déformation sous-glaciaire, etc. ; Beuf et al., 1971 ; Destombes 1985 ; Coward et Ries, 2003 ; Veevers 2005 ; Ghienne et al., 2007b ; Denis, 2007). Dans cette unité glaciaire, les variations de faciès sont extrêmement importantes et rapides.

Des études palynologiques (Le Hérissé et al., 2004) montrent la présence de palynomorphes de l'Ordovicien inférieur/moyen et du Cambrien au sein des dépôts glaciaires de l'unité IV, mettant ainsi en évidence une érosion et un remaniement des sédiments des séries sous-jacentes à l'origine des dépôts glaciaires de l'Ordovicien IV dans le bassin de Sbaa.

Le modèle sédimentologique de l'Ordovicien glaciaire du bassin de Sbaa, réalisé par l'équipe GDF SUEZ et l'Université de Bourgogne (Buoncristiani, Desaubliaux, Dauphin, Laratte, Portier), correspond à un environnement de dépôt de type glacio-marin.

L'unité IV est subdivisée en 4 sous-unités (IV.1, IV.2, IV.3, IV.4), composées chacune de plusieurs associations de faciès glacio-marins proximaux à distaux (dépôts juxtaglaciaires proximaux, dépôts de chenaux/levées proximaux, dépôts de lobes proximaux à médians, dépôts de lobes médians à distaux et dépôts glaciomarins distaux et latéraux). Ces sédiments ont été déposés au débouché d'un fleuve de glace s'écoulant du sud vers le nord et centré sur la partie orientale du bassin de Sbaa (Dauphin et al., 2008). Les dépôts proximaux se déposent alors au niveau de vastes plaines fluviatiles côtières (*sandurs*) et dans des environnements littoraux par l'intermédiaire de fan-deltas. Dans le domaine côtier, les dépôts périglaciaires sont parfois mobilisés par des processus tidaux.

L'unité IV présente à sa base une incision profonde pouvant localement éroder quelques dizaines de mètres du sommet des formations cambriennes. Différentes vallées glaciaires orientées approximativement N-S s'emboîtent verticalement et latéralement. Leur base est représentée par les *argiles microconglomératiques* à dragées de quartz. Ces dépôts témoignent d'un environnement marin périglaciaire et sont présents dans l'ensemble du Sahara à la périphérie de l'inlandsis gondwanien mis en place au cours de la grande glaciation ordovicienne alors que le Sahara se situait en position antarctique (Fabre, 1976).

L'apport sédimentaire est globalement orienté du sud vers le nord, en accord avec la direction d'écoulement de la glace à l'échelle régionale. La séquence gréseuse formée par l'emboîtement de ces vallées peut atteindre 300m d'épaisseur localement.

Le remplissage sédimentaire au sein de ces vallées évolue verticalement d'un environnement glacio-marin proximal vers un environnement distal. Cependant, les corrélations intra-unité IV entre chaque puits du bassin sont très complexes en raison de variations latérales de faciès très rapides et de multiples érosions internes.

Les dépôts ordoviciens sont donc constitués de deux ensembles sédimentaires superposés (Unités III et IV) qui témoignent d'une histoire contrastée. L'Ordovicien terminal (Ashgill ; Unité IV) est marqué par une importante glaciation qui a laissé de nombreux témoins en Afrique de l'Ouest (Beuf et al., 1971 ; Hambrey, 1985 ; Ghienne, 1998 ; Crowell, 1999). Il s'agit de planchers glaciaires striés, de dépôts d'eskers, de formations fluvioglaciaires et glacio-marines présents sur l'ensemble de la plate-forme saharienne.



Figure IV.8 : Synthèse de la sédimentation du Paléozoïque inférieur dans le Sahara central (Marante, 2008 d'après Beuf et al., 1971).

4.4. Silurien

Le Silurien basal est caractérisé par le dépôt d'argiles hémipélagiques noires à graptolites riches en matière organique. L'épaisseur moyenne de l'ensemble du Silurien est de 600m en moyenne, mais elle varie au sein de la plate-forme saharienne. Elles se sont mises en place sous des conditions anoxiques en raison de faibles circulations océaniques conduisant à une stratification des eaux (Lüning et al., 2000). Ces argiles sont fortement radioactives à la base du Silurien, riches en matière organique d'origine marine, on les appelle alors « hot shales ». Cette formation, dont le faciès est assez uniforme dans le sud algérien, constitue un bon repère litholostatigraphique pour marquer la limite Ordovicien-Silurien sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. La sédimentation terrigène fine du Silurien est caractéristique d'un milieu marin, comme le confirme d'ailleurs la présence des graptolites. Elle témoigne de l'importante transgression qui affecte l'ensemble de la plate-forme saharienne et qui se traduit dans son développement maximal par les dépôts carbonatés de la formation des *Argiles de l'Oued Ali*.

Dans le bassin de Sbaa, les argiles radioactives sont recouvertes d'argiles silteuses puis d'argiles contenant de rares bancs carbonatés au sommet du Silurien. L'épaisseur de la formation atteint 1000m au nord du bassin de Sbaa et 400 à 500m dans le secteur d'étude (Figure IV.6).



Figure IV.9 : Colonne lithostratigraphique synthètique du bassin de Sbaa et les principaux événements tectoniques (d'après Fernandez, 2004).

5. Les champs étudiés du bassin de Sbaa

5.1. Le champ de Bou Hadid

Ce champ représente une structure anticlinale faillée qui culmine à -1760m, d'une longueur de 9 km sur 4 km de large. La structure située dans la zone tectonisée est affectée par des failles inverses transgressives de direction N120 à N150 et des failles décrochantes de direction N60. Les puits étudiés dans ce champ sont BD1bis et BD4 situés à 800 et 3600m au NWW du point culminant. Le puits BD1bis se trouve dans une zone structuralement complexe, alors que le puits BD4 est implanté sur le flanc nord de la structure, à l'écart de la zone faillée et fracturée.

5.2. Le champ de Bou Hadid West

La structure de ce champ s'exprime sous forme d'un anticlinal faillé qui culmine autour de -2000m, d'une longueur de 3 km sur 2,5 km de large. La structure est limitée au sud et à l'ouest par une faille inverse majeure, dont le rejet peut être supérieur à 400m. A l'intérieur de la structure, un système de failles inverses affecte le flanc. Vers l'est, une faille inverse importante de direction NNW-SSE sépare la structure de Bou Hadid West de celle de Bou Hadid. Le puits BDW1 situé dans cette structure a été inclus dans cette étude.



Figure IV.10 : Carte du bassin de Sbaa illustrant la profondeur du toit de l'Ordovicien (document GDF SUEZ). Les encadres rouges localisent les champs étudiés.

5.3. Le champ de Oued Zine

Le champ de Oued Zine est situé au centre-est du bassin de Sbaa (Figure IV.10 et11). Il correspond à une structure monoclinale à pendage sud (environ 45°) développée contre une faille inverse orientée E-W. Cette faille est fortement incurvée et se divise en une branche E-O présentant un pendage d'environ 70° vers le sud, et une branche N-S avec un pendage supérieur à 45°. La faille est probablement héritée de l'orogenèse panafricaine (elle s'enracine profondément dans le socle précambrien), mais joue principalement à l'Hercynien. La faille ne rejoue que très peu à l'Alpin, sans grande incidence sur la structure (Figure IV.7 et IV.12). A l'est du champ, la faille bifurque vers le sud et prend alors une orientation N-S jouant en décrochement dextre (Figure IV.11).

Les sept puits étudiés dans ce champ (Figure IV.11) sont situés soit à l'apex de l'anticlinal (ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ7), soit sur le flanc sud de l'anticlinal (ODZ2, ODZ3, ODZ6). Le puits ODZ6 est situé dans une zone non affectée par des failles. Les puits ODZ1bis et ODZ4 situés dans la partie est du champ et le puits ODZ7 situé dans la partie ouest du champ sont localisés dans des zones affectées et bordées par des failles. A l'apex de l'anticlinal, la fracturation est beaucoup plus intense comme le montrent les images

sismiques. Le sommet de l'Ordovicien est rencontré entre 2000m (ODZ1bis) et 2400m de profondeur (ODZ6). L'épaisseur de l'Ordovicien glaciaire est d'en moyenne 200m, pouvant atteindre localement 300m (ODZ3). L'épaisseur du Silurien est comprise entre 400 et 450m, le Silurien radioactif basal comptant pour 30 à 40m.

Les unités glaciaires de l'Ordovicien IV sont assez bien reconnues et corrélées dans le champ de Oued Zine grâce aux descriptions de carottes et aux diagraphies. Un découpage en sous-unités (IV.1 / IV.2 / IV.3 / IV.4) sera utilisé dans cette étude (issu des études sédimentologiques de GDF SUEZ). Ces quatre sous-unités correspondent à différentes incisions glaciaires se succédant dans le temps. L'unité IV.1 est assez particulière puisqu'elle est uniquement observée dans le puits ODZ3, raison pour laquelle l'épaisseur de l'Ordovicien glaciaire dans ce puits est plus importante (+100m) que dans les autres puits de Oued Zine.



Figure IV.11 : Carte de profondeur du toit de l'Ordovicien dans le champ de Oued Zine et localisation des puits étudiés du ce champ (document GFF SUEZ). La profondeur augmente du rouge vers le bleu.



Figure IV.12 : Profil sismique (coupe BB' localisé sur le figure 11) traversant le champ de Oued Zine et passant du puits ODZ6. Les réflecteurs présentant les tops des formations paléozoïques sont perturbés dans l'anticlinal situé contre la faille principale (ligne noire) orientée E-W située au nord du champ.

5.4. Le champ de Hassi Ilatou

Ce champ occupe la partie sud-ouest du bassin de Sbaa. Il se situe donc dans la partie peu tectonisée où les séries sont moins épaisses et moins complètes. Le puits LT1bis situé dans ce champ a été étudié.

5.5. Le champ de Hassi Ilatou NE

Ce champ se situe au nord et nord-ouest du champ de Hassi Ilatou et au sud du champ de Oued Zine. Il s'agit d'une localisation dans la zone peu tectonisée du bassin. Le puits LTNE1 situé dans ce champ a été considéré dans cette étude.



Figure IV.13 : Localisation des puits étudiés dans le bassin de Sbaa.

6. Potentialité en hydrocarbures et système gazier Cambro-Ordovicien/Silurien

6.1. Roche réservoir

Les réservoirs paléozoïques à hydrocarbures se développent dans différentes formations. Le réservoir majeur dans le bassin de Sbaa consiste en une succession de séquences gréseuses allant du Cambrien (unité II) à l'Ordovicien (unité IV). L'unité IV de l'Ordovicien glaciaire constitue la séquence-réservoir principale dans ce système paléozoïque. Cependant ses qualités pétrophysiques sont très variables latéralement et verticalement. Il s'agit d'un réservoir généralement non-conventionnel de type tight-gas ayant des propriétés pétrophysiques globalement mauvaises mais renfermant tout de même d'importantes quantités de gaz. Les caractéristiques pétrophysiques des grès de l'Ordovicien sont en général très bonnes sur la bordure Sud-Est du bassin et se dégradent très fortement vers le nord en liaison avec un paléo-enfouissement croissant.

6.2. Roche mère et couverture

Les principales roche-mères à l'origine des hydrocarbures sont liées aux argiles à graptolithes du Silurien inférieur, aux argiles du Dévonien (Frasnien inférieur) et aux faciès de transition entre Cénomanien et Turonien. Les argiles organiques siluriennes sont à l'origine de 80 à 90% des sources d'hydrocarbures paléozoïques en Afrique du Nord (Lüning et al., 2000). Les « Hot Shales » radioactifs de la base du Silurien sont datés du Rhuddanien à l'Aéronien et se sont déposés sur une grande partie de l'ancienne marge Nord-gondwanienne (Lüning et al., 2000). Les études géochimiques de l'ensemble des roches-mères réalisées au CRD de la SONATRACH ont montré que les teneurs en COT sont comprises entre 1 et 10 %. Les roches mères siluriennes contiennent de fortes proportions de Carbone Organique Total (COT), jusqu'à 17% selon Boote et al. (1998).

Dans le bassin de Sbaa, la matière organique de cette roche mère est de type II. Les températures de craquage du kérogène présent dans ces Hot Shales sont plus élevées que la normale et expliquent la capacité de ce kérogène à générer préférentiellement du gaz. Aux abords de la voûte d'Azzène (entre les monts d'Ougarta et la cuvette de Sbaâ), le kérogène est immature. Aux abords des monts d'Ougarta, la fenêtre à huile est atteinte.

La partie moyenne et supérieure du Silurien (Silurien argileux et Silurien carbonaté) présente un potentiel pétrolier faible (COT <3% pour le Silurien carbonaté et COT <1% pour le Silurien argileux). En raison de son épaisseur importante et de son imperméabilité, le Silurien joue le rôle de couverture pour le système pétrolier cambr-ordovicien/ silurien.

Il s'agit donc d'un système original puisque le gaz généré par la roche mère du Silurien radioactif basal est bloqué par la couverture argileuse silurienne sus-jacente, et se trouve ainsi expulsé par la pression per-descensum, dans le réservoir ordovicien sous-jacent.

Figure IV.14 : Carte de maturité actuelle à la base du Silurien radioactif dans le bassin de Sbaa (document GDF SUEZ).

6.3. Migration et piégeage des hydrocarbures

Les pièges structuraux dominent dans les gisements algériens. Ils correspondent à des plis anticlinaux formés lors des différentes phases tectoniques. Les structures les plus anciennes datent du Calédonien, mais la plupart des pièges structuraux du bassin de Sbaa se sont formés durant la phase hercynienne, dès les premiers mouvements du Viséen. En effet, la forme du piège structural a été principalement acquise lors de l'inversion hercynienne qui a débuté au Viséen, et s'est conclue par une phase vraisemblablement post-namurienne. Ils correspondent actuellement à des plis de forte amplitude mais de dimensions modérées, associés pour la plupart à des failles inverses de rejet important (Figure IV.7).

La maturité de la roche mère du Silurien radioactif basal est très hétérogène dans le bassin : elle évolue en 70km d'immature au sud-est à très mature (overmature) au nord et au nord-est du bassin (Figure IV.14). Le degré de maturité de la matière organique passe donc du sud au nord du stade immature au stade fenêtre à huile, puis gaz à condensats, et enfin gaz sec dans le centre et le nord du bassin. Les perspectives en hydrocarbures (Khennous, 1997) suggèrent une potentialité en huile et gaz dans le bassin de Sbaa en raison de sa position centrale par rapport aux zones d'influence thermique liées à l'ouverture de l'Atlantique et au panache du Hoggar (Akkouche, 2007). Il aurait pu donc être préservé, ce qui expliquerait la coexistence de l'huile et du gaz.

La génération et la migration du gaz ont eu lieu en même temps que la structuration, le gaz migrant alors des points les plus bas de roches mères vers les points hauts (anticlinaux). L'expulsion, la migration et le piégeage du gaz dans le bassin de Sbaa se sont produits à partir du Namurien, lors de l'enfouissement maximal et du démantèlement des premiers reliefs viséens (Beicip-Franlab, 2000). Paradoxalement, aucune trace d'huiles formées par le Silurien basal n'a été préservée dans la majeure partie du bassin (excepté au sud où il existe un champ à huile dans l'Ordovicien). Ce qui suggère que la génération d'huile ait eu lieu bien avant la structuration, l'huile migrant ainsi sous le contact Ordovicien - Silurien mais ne rencontrant aucune structure pour être piégée (dismigration). De très rares traces de bitumes sont tout de même observées dans les grès du sommet de l'Ordovicien.

7. Histoire d'enfouissement

L'analyse des courbes d'enfouissement suggère que le maximum de subsidence est atteint vers la fin du Carbonifère à la faveur du plissement de l'Ougarta. Cette subsidence est liée à la flexuration de la couverture au front du domaine plissé de l'Ougarta, qui conduit également à l'isolement structural de la cuvette de Sbaâ (Figure IV.15).

La courbe d'enfouissement du puits ODZ4 du champ de Oued Zine au centre du bassin a été réalisée à l'aide de calages biostratigraphiques (Le Hérissé et al., 2004), de la lithostratigraphie (Beicip-Franlab, 1996), des épaisseurs et des cartes isopaques (études GDF SUEZ ; Beicip-Franlab, 1996, 2000) des formations du champ de Oued Zine. La figure IV.1 synthétise les données utilisées pour cette reconstruction, ainsi que les méthodes utilisées pour estimer les épaisseurs érodées (le détail des épaisseurs des formations n'est pas donné pour cause de confidentialité). L'estimation des érosions est basée à la fois sur les cartes isopaques du bassin de Sbaa et sur les épaisseurs non érodées et préservées dans les bassins environnants (Reggane, Ahnet, Timimoun). La modélisation de bassin effectuée sur le bassin de Sbaa par Beicip-Franlab (2000) aide à estimer l'ampleur des soulèvements hercynien et alpin. Elle illustre un enfouissement paléozoïque important, interrompu par un premier soulèvement au Dévonien lié à la phase calédonienne, puis par un deuxième soulèvement au Viséen dû aux prémices de la phase hercynienne. Cette compression viséenne provoque un léger soulèvement du bassin de Sbaa, amplifié dans le champ de Oued Zine par la naissance d'un anticlinal d'axe E-W. La discontinuité Viséen-Namurien est bien visible en sismique, le Namurien est déposé en discordance angulaire (onlaps) sur le Viséen.

Le bassin de Sbaa a connu sa subsidence maximale au Namurien, il constitue un bassin d'avant-chaîne formé par la surrection et le démantèlement de la chaîne de l'Ougarta. Ainsi, les dépôts namuriens sont continentaux et correspondent à des séries molassiques dans le bassin de Sbaa (Beicip-Franlab, 1996). L'épaisseur originelle des dépôts namuriens est estimée à 2000m (Beicip- Franlab, 2000) dans la partie centrale du bassin (dont le champ de Oued Zine). Actuellement le maximum de Namurien préservé atteint 950m (entre les champs de Oued Zine et de Hassi Ilatou), suggérant un soulèvement général post-Namurien du bassin d'environ 1000m. L'anticlinal du champ de Oued Zine initié à la fin du Viséen est fortement amplifié au Carbonifère supérieur (post-Namurien), provoquant l'érosion totale des 2000m de dépôts namuriens et d'une partie du Viséen à l'apex de l'anticlinal. En revanche, sur le flanc de l'anticlinal de Oued Zine (ODZ6), une faible épaisseur de Namurien est encore préservée.

Le Mésozoïque débute par une longue période stable d'érosion des reliefs hercyniens au Trias et au Jurassique dans le sud-ouest algérien. Aucun sédiment jurassique n'est reconnu dans le secteur de Sbaa. Les seuls dépôts mésozoïques sont d'âge Crétacé inférieur (Continental Intercalaire), estimés à 850m d'épaisseur d'après les cartes isopaques du bassin et les isopaques régionaux (transgression au Crétacé inférieur connue régionalement ; Craig et al., 2006). La phase autrichienne au Crétacé supérieur provoque l'érosion partielle de ces dépôts (225m sur Oued Zine d'après l'épaisseur de Continental Intercalaire préservée). Les derniers dépôts sont tertiaires (Paléogène), totalement érodés sur Oued Zine mais préservés à l'est du champ (300m dans la région d'Afflisses, bassin de Timimoun), et au sud dans le bassin de Tanezrouft. Les analyses des traces de fission sur grains d'apatite (modélisation inverse utilisant les histogrammes de distribution des âges traces de fission et des longueurs traces de fission) effectuées par la société Geotrack pour Beicip-Franlab (2000) mettent en évidence un soulèvement alpin entre -40 et -20Ma probablement responsable de l'érosion totale des dépôts tertiaires sur Oued Zine.

Figure IV.15: Histoire de l'enfouissement du puits ODZ4 modélisée. La modélisation de la température est effectuée avec des flux thermiques et des températures de surface variables dans le temps.

8. Histoire thermique

L'histoire thermique du bassin de Sbaa est marquée par trois événements de refroidissement. Le plus ancien se situe entre 200 et 300 Ma. Le second aurait un âge proche de 170-210 Ma et le plus récent entre 30 et 50 Ma. Ces âges témoigneraient successivement des événements de refroidissement carbonifère (fin de l'orogenèse varisque), jurassique (détumescence thermique post-rifiting atlantique) et éocène (bombement du Hoggar).

Le paramètre Tmax permet d'évaluer le degré de maturité des roches mères et, associé à d'autres paramètres, de déterminer la paléotempérature maximale atteinte par la roche mère étudiée. Les données de Tmax obtenues dans cette étude à partir d'échantillons du Silurien basal des puits de Oued Zine (morceaux de carottes et déblais) ont été comparées à celles obtenues dans l'étude Beicip-Franlab (1996). Les résultats obtenus dans cette étude sont comparables à ceux du Beicip-Franlab, pour les analyses sur morceaux de carottes.

Dans l'étude Beicip-Franlab de 2000, des calculs du Ro équivalent ont été réalisés sur des échantillons du bassin de Sbaa (puits OFN1 et LT1bis). Les valeurs de Ro permettent de déterminer la paléotempérature maximale correspondante grâce au modèle « Easy Ro » de Sweeney et Burnham (1990). Il est ainsi possible de connaître la paléotempérature maximale atteinte par les échantillons du Silurien basal d'ODZ1bis en replaçant leurs valeurs de Ro eq.

Dans ce modèle, il en résulte une paléotempérature maximale comprise entre 157 et 167°C pour le Silurien basal d'ODZ1bis. Cet intervalle de température peut être considéré équivalent dans le puits ODZ4 pour lequel la reconstitution de l'enfouissement a été effectuée, puisque les puits ODZ1bis et ODZ4 ont subi la même histoire structurale (ils sont tous les deux situés à l'apex de l'anticlinal de Oued Zine et sont distants de 2km).

Au cours du Jurassique inférieur et moyen les intrusions doléritiques recoupent la plateforme saharienne. Elles témoignent de la proximité de la déchirure continentale qui conduit à l'océanisation atlantique. Elles induisent en outre une anomalie thermique notable qui se traduit par une remontée du début de la fenêtre à huile au cours du Jurassique.

9. Emplacement de gaz dans le réservoir : impact sur l'évolution diagénétique

Cette partie est illustrée par une publication dans le Journal GeoFluids :

Wazir I., Pagel M., Tournier F., Portier E. et Renac C., 2014. Role of compressive tectonics on gas charging into the Ordovician sandstone reservoirs in the Sbaa Basin, Algeria: constrained by fluid inclusions and mineralogical data. Journal of GeoFluids, v. 14, p. 106-126.

Résumé

La migration de gaz liée à la structuration et dans les réservoirs de grès de l'Ordovicien et son impact sur l'histoire de la diagenèse ont été reconstruits dans deux champs de gaz dans le bassin de Sbaa, SW de l'Algérie. Cela a été accompli par des observations pétrographiques, par microthermométrie des inclusions fluides et par géochimie des isotopes stables de quartz, dickite et de carbonate en ciments et en filonnets. Deux phases successives de cimentation de quartz (CQ1 et CQ2) sont présentes dans les réservoirs. Les inclusions aqueuses bi-phasées montrent une augmentation de la température et de la salinité de la première phase diagénétique CQ1 vers CQ2 dans les deux champs. Les données microthermométriques sur les inclusions à gaz dans les filonnets de quartz révèlent la présence de 92 \pm 5% en moles de CH₄ considérant un système CH₄-CO₂, ce qui est similaire à la composition actuelle du gaz dans les réservoirs. La présence d'inclusions primaires de méthane dans les surcroissances de quartz et les filonnets de quartz et de calcite suggère que la migration des hydrocarbures dans le réservoir était synchronique avec la cimentation de quartz dans les grès situés près du contact avec le Silurien, la source de gaz, à 100-140°C à la fin du Carbonifère et avec le remplissage des fractures à des températures entre 117 et 185°C, ce qui augmente vers le NW du bassin. Pendant le remplissage des fractures, trois principaux types de fluides ont été identifiés avec différents salinités et températures. Une phase supplémentaire de circulation de fluide plus chaud (jusqu'à 226°C) a été enregistrée à la fin de remplissage, ce qui est lié à un événement thermique jurassique. La présence de ciment de dickite à la proximité de la base du Silurien et autour des principales zones de failles est principalement corrélée avec les grès où le gaz précoce a eu lieu. Elle implique que la précipitation de dickite est liée à des flux acides. Les ciments et les veines (calcite - sidérite - ankérite et strontianite) aux mêmes profondeurs ont précipités de mêmes fluides. L'absence d'inclusions de méthane dans les ciments de calcite résulte de méthane *flushing* par des eaux salées.

Chapitre V

Habitus des cristaux authigènes de quartz dans les réservoirs à gaz des bassins de Sbaa en Algérie et des Palmyrides-Sud en Syrie

Ce chapitre présente d'abord une description des ciments de quartz dans les grès ordoviciens du bassin de Sbaa et les grès carbonifères du bassin des Palmyrides-Sud, puis une caractérisation des habitus des cristaux authigènes de quartz et des formes de croissance (zones de croissance en escaliers et zonalité) dans ces grès. L'influence de la présence de gaz et de la chimie de paléofluides sur la variation des habitus a été également étudiée afin de mieux contraindre le facteurs contrôlant la cristallographie du quartz authigène dans des réservoirs à gaz.

1. Matériel

Les auréoles de croissance de quartz ont été caractérisées en cathodoluminescence (CL) et au microscope électronique à balayage (MEB). Des petits fragments prélevés de carottes des grès ont été observés au MEB afin de pouvoir distinguer les cristaux de quartz qui sont formés autour des grains détritiques et caractériser les habitus en 3D dans les différents faciès. L'observation au MEB des morceaux de roches a été réalisée au laboratoire IDES.

À partir de l'ensemble des échantillons de grès (180 lames minces), quarante échantillons ont été choisis pour être observés en fragements de roches au MEB. Les échantillons de grès proviennent de carottes prélevées dans onze puits des deux bassins. Dans le bassin de Sbaa, huit puits ont été considérés; LT1bis (1509, 1515,8, 1518,8, 1527 et 1666m) et LTNE1 (2302, 2304, 2321m) dans le champ de Hassi Ilatou (HI), et ODZ1 (2137 et 2186m), ODZ1bis (1995m), ODZ3 (2579, 2584, 2590, et 2625m), ODZ4 (2062, 2065,98, 2103, 2106, 2124, 2127, 2178, 2180, 2225,25, 2378, 2379m), ODZ6 (2402, 2439, 2442,8, 2485, 2518m), et ODZ7 (2226 et 2277m) dans le champ de Oued Zine (ODZ).

Les observations directes et les photos capturées de carottes à la carothèque Sonatrach d'Hassi Messaoud (Algérie) pendant une mission en 2008 (Portier, Tournier) ont permis de caractériser les habitus de quartz en remplissage des filonnets dans deux champs du bassin de Sbaa : le champ de Bou Hadid West (BDW) et le champ d'Oued Zine. Plusieurs morceaux de quartz filonien prélevés dans les puits ODZ4 à 2079,2 et 2080m et du puits BDW1 à 2454 et 2554m ont été également étudiés en lumière naturelle à partir d'une loupe binoculaire et au microscope (MEB).

Dans le bassin des Palmyrides-Sud, les grès des puits Ak20 (2083,7 et 2085m), Ak22 (2049 et 2055, 2120,3m), et SD1 (2532,5 et 2535,8m) ont été considérés.

2. Cimentation de quartz

La cimentation de quartz authigène est présente dans tous les puits étudiés dans les trois bassins, elle s'exprime principalement sous forme d'auréoles de surcroissance syntaxiale autour des grains détritiques de quartz dans les bassins de Sbaa et des Palmyrides-Sud. Une seule phase de ciment de quartz a eu lieu dans les grès du bassin des Palmyrides-Sud (Figure V.1A). Dans le puits LT1bis du champ HI, une seule phase, de ciment de quartz de faible volume (<5% de la roche totale), a précipité autour des grains détritiques. Elle montre des auréoles de couleur bleue sombre peu luminescente (Figure V.1B). Dans la paléozone à gaz du champ ODZ et le puits LTNE1 du champ HINE, deux phases nommées Q1 et Q2 sont présentes en volume variant entre 3,7 et 27% (Tournier et al., 2010). la première phase Q1 est une phase sombre peu luminescente et la deuxième phase Q2 plus claire et luminescente (Figure V.1C et D). La proportion de la phase Q1 la plus élevée est observée au sommet de l'Ordovicien et elle diminue avec la profondeur. Les observations pétrographiques montrent que les phases Q1 et Q2 sont antérieures à la dissolution totale de feldspaths. Des microfractures traversant des grains détritiques et les auréoles de croissance sont cimentées par la phase Q2 dans la zone à gaz. Dans la paléozone à eau du champ ODZ, trois phases de ciment de quartz ont précipité principalement dans la porosité résiduelle intergranulaire dans un faciès bien compacté. Les phases Q1 et Q2 sont équivalentes aux phases Q1 et Q2 dans la paléozone à gaz. Elles forment souvent des surcroissances automorphes. La phase Q3 a précipité dans la porosité intergranulaire remplissant parfois la totalité de la porosité résiduelle (Figure III.2). La luminescence faible de la phase Q3 est comparable à celle de la phase Q1. Le ciment de quartz dans cette zone a précipité parfois dans les pores de dissolution de feldspaths détritiques indiquant une formation postérieure à leur dissolution.

WAZIR, 2014

Figure V.1 : Cimentation de quartz dans les champs SD, HI et ODZ (paléozone à gaz). (A) SD1 à 2535,8m (CL), une seule phase généralement peu luminescente de ciment de quartz forme des auréoles (fines et épaisses) de surcroissance autour des grains détritiques de quartz. (B) LT1bis à 1509m (CL), une seule phase de ciment de quartz de couleur bleue sombre a précipité autour des grains détritiques de quartz. (C) ODZ4 à 2078m (CL), deux phases de ciment de quartz Q1 et Q2 (flèches blanches) ont précipité autour des grains détritiques de quartz. (D) ODZ7 à 2230m (CL), les auréoles de surcroissance sont composées de deux phases de ciment de quartz Q1 et Q2 (flèches blanches).

Figure V.2 : Ciment de quartz composé de trois phases dans les grès de la paléozone à eau, la partiinférieure, et à la base de la paléozone à gaz et à eau du réservoir ordovicien dans le champ ODZ. L première phase Q1 et la troisième phase Q3 sont de couleur bleue sombre peu luminescente, et la phas Q2 est de couleur brune orangée luminescente. Q1 et Q2 forment des auréoles automorphes de croissanc autour des grains détritiques, et Q3 remplit la quasi totalité de la porosité restante après Q1 et Q2. (A ODZ6 à 2515,8m (paléozone à eau) (CL). (B) OODZ6 à 2442,8m (à la base de la zone peu compactée (CL). (C) ODZ3 à 2609m (paléozone à eau) (CL). (D) ODZ4 à 2379m (paléozone à eau) (CL).

3. Cristallographie du quartz

Bien que les cristaux naturels de quartz montrent une variation des habitus, la plupart des habitus montrent seulement trois principaux types des faces (Figure V.3):

m: un cristal contient six faces prismatiques

r : trois faces trigonales (*r*) au sommet du cristal. Ces faces sont toujours présentes dans les cristaux bien développés.

z: trois faces trigonales (z) plus petites que les faces r et elles sont présentes également au

sommet du cristal. Dans certains cas, des faces additionnelles peuvent se former entre les faces m, z, et r.

s : la face-*s* est typiquement rhomboédrique et positionnée dans la partie pyramidale sommitale du cristal.

x: la face-x est présente sous forme de triangle ou parfois trapézoïde quand la face-x est adjacente à la face-s.

La variation des habitus des cristaux de quartz est expliquée par la variation des tailles des faces cristallographiques m, r, et z lors de la croissance, ce qui est lié à la variation de vitesse de croissance. Les différentes faces des cristaux ne croissent pas toutes à la même vitesse, ainsi le quartz peut avoir des habitus cristallins très variables dépendant les conditions physiques et chimiques lors de la cristallisation. En effet, la forme et le nombre des faces cristallines d'un cristal représentent les surfaces qui exigent moins d'énergie et les faces à grande vitesse de croissance disparaissent au profit des faces à faible vitesse de croissance. Ainsi ce sont les plans les moins stables, ceux qui n'ont peu, voire pas, de molécule en surface, qui croissent le plus vite. Comme ces plans sont instables, ils finiront par ne plus être représentés lors de la croissance, privilégiant ainsi la croissance lente des plans les plus stables. De plus, des troncatures correspondent au développement d'une face plane à l'emplacement d'une arête ou d'un sommet peuvent être formées au cours de la croissance du cristal. Ces troncatures sont donc produites par une coupure d'une face cristallisant doucement par une autre cristallisant plus vite. Les faces s et x, quand elles sont formées, apparaisent comme des troncatures coupant les angles and les arêtes (Figure V.4).

Figure V.3 : Illustration des axes cristallographiques et les principales faces cristallographiques dans un cristal de quartz. Le plan gris dans le cristal gauche représente l'orientation de la croissance selon l'axe c. La face grise dans le cristal droite représente l'orientation de la croissance des nord-sud barres de la grille (JCristal, 2008).

Figure V.4 : La forme cristalline commune de quartz se compose de faces prismes hexagonaux : m (100), rhomboèdres principaux : r (101) et rhomboèdres secondaires: z (011). Quartz gauche et droite (a et b respectivement) se distingue par la localisation des deux facettes additionnelles nommées s (111) et x (511).

Afin de caractériser l'habitus des cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin de Sbaa et des Palmyrides-Sud et de mieux comprendre son effet sur les qualités du réservoir, il faut répondre à des questions fondamentales :

1. Quels sont les habitus des cristaux de quartz authigène dans les grès des deux bassins étudiés? Quelles sont les caractéristiques des cristaux de quartz dans les zones à gaz et à eau ?

2. Quelles conditions physiques et chimiques contrôlent la variation des formes cristallines du quartz ?

3. Quelle est l'influence des différents faciès sédimentaires et diagénétiques sur les habitus et les surcroissances de quartz ?

4. L'habitus des cristaux de quartz dans les grès du bassin de Sbaa

4.1. Cristal prismatique court

Cet habitus comprend des faces prismatiques courtes et deux pyramides bien développées. Cet habitus est le résultat de la variation de la vitesse de cristallisation des faces de prisme (m) et les rhomboèdres (z et r). Cet habitus a été observé dans d'autres sites à travers du monde avec des inclusions de magnétite. Il a été expliqué par la cristallisation du quartz à des températures élevées. Or, il peut se former dans des formations diagénétique de magnétite dans un milieu réducteur.

Dans le bassin de Sbaa, cet habitus a été observé dans les échantillons du puits LT1bis dans le champ HI (Figure V.5), du puits LTNE1 dans le champ HINE et les grès de l'unité IV.4 des puits ODZ1 et ODZ1bis dans le champ ODZ. La fréquence de ce type de cristaux est plus importante dans le puits LT1bis que dans les autres puits. De plus, dans les grès du puits LT1bis, cet habitus est plus fréquent que les autres habitus. Ils cristallisent autour de grains détritiques de quartz de toutes les tailles. Cependant, dans certains cristaux, il n'est pas possible de distinguer les faces z et r parce qu'elles ont une surface équivalente à leur taille comme dans le grès du puits LT1bis à 1544m.

Figure V.5 : Exemples de cristaux prismatiques courts dans les grès étudiés schématisés à partir des photos capturées au MEB. (A) Puits LT1bis à 1544m, un cristal prismatique court où tous les prismes sont identiques en taille, et les faces-z et -r sont en même taille. Deux faces-s sont formées. (B) Puits LT1bis à 1518m, les prismes sont modifiés au niveau de la forme et de la taille. Une face-s est formée à

gauche de la face-*r*. (C) Puits LT1bis à 1527m, un autre exemple d'un cristal prismatique court. Les prismes montrent une variation de la taille et la forme entre une face et l'autre.

4.2. Cristal prismatique bipyramidal

Quand la vitesse de cristallisation des rhomboèdres est plus importante que les prismes, cela conduit à l'allongement des cristaux (Abreal, 2002). Cet habitus est composé des faces hexagonales bien développées et deux pyramides courtes (Figure V.6). La pyramide sommitale est composée de trois faces-*z* et trois faces-*r*. Ce type de cristaux représente l'habitus le plus commun de quartz naturel à travers du monde et dans les échantillons étudiés dans cette étude.

Ce type de cristaux a été observé dans tous les puits étudiés du bassin de Sbaa (LT1bis, LTNE1, ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ6, ODZ7) en quantité variable, à l'exception des grès de la partie inférieure compactée du réservoir ordovicien, où ces cristaux ne sont pas présents. Ces cristaux se forment autour des grains détritiques de quartz de toutes les tailles. De plus, cet habitus a été observé dans les filons de quartz dans les champs ODZ et BDW.

Figure V.6 : Exemples de cristaux prismatiques bipyramidaux développés schématisés à partir des photos capturées au MEB. Les faces-r les plus larges au sommet se distinguent des faces-z les plus petites. (A) Puits LT1bis à 1518m, un cristal de quartz hexagonal bipyramidal. (B) Puits ODZ6 à 2485m, un exemple de l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux qui est rarement présent dans cet échantillon. (C) Puits LT1bis à 1518m, une facette additionnelle s'est formée entre les faces r et m. Des changements ont eu lieu sur le coté droit du cristal. (D) Puits BDW1 à 2454,5m, un cristal prismatique bipyramidal formé dans un filon de quartz.

4.3. Cristal prismatique trapu

Ce type cristallographique représente un habitus des cristaux authigènes de quartz distingués par une modification de la taille de face-r par rapport aux autres faces. En effet, la face-r se développe largement modifiant le rapport volumique des faces m, r, z. Cela change l'habitus général des faces prismatiques et des sommets sur les deux cotés du cristal, où quatre faces uniquement peuvent apparaître en vue sommitale (Figure V.7) et le sommet semble être coupé en raison de la dominance d'une face dans la pyramide. It est probable que lors de la croissance, certaines faces sont arrêtées par d'autres cristaux. Cela peut empêcher la

croissance de la totalité de la terminaison sommitale. Dans certains cas, il a été noté que les minéraux adjacents trouvés en association avec ce type de cristaux peuvent être des feldspaths ou du chlorite.

Ces cristaux sont formés autour des grains détritiques uniquement dans les grès du puits LT1bis. La fréquence de ce type de cristaux est plus importante que le type de cristal prismatique bipyramidal, mais elle moins importante que le type de cristal prismatique court. La taille des cristaux observés varie entre 200 et 300µm en moyenne.

Figure V.7 : Exemples schématisés de cristaux prismatiques trapus. (A) Puits LT1bis à 1527m, un habitus similaire à l'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux mais avec une coupure au sommet, où le sommet pyramidal se compose de faces plus développés (r) dominant aux autres faces. (B) Puits LT1bis à 1509m, des modifications de la taille et la forme des faces cristallines conduisent à un changement de l'habitus du cristal. Les sommets sont relativement décalés de la forme pyramidale (cercles blanches). (C) Puits SD1 à 2535,8m, un cristal prismatique trapus (cercle noire) où la forme des pyramides est modifiée en raison de la variation de la taille des faces-r. (D) Un cristal de quartz de Vallée de Kullu, Himachal Pradesh, Inde. (E) Un cristal de quartz fumé de Val Giuv, Graubünden, la

Suisse. Dans ces deux derniers exemples de quartz, la face-x est bien développée modifiant la forme de la face-m.

4.4. Cristal incomplet

Ce type de cristaux authigènes est le résultat de la croissance partielle de quartz authigène autour d'une partie des grains détritiques de quartz. La croissance partielle s'explique par la disponibilité limitée des grains détritiques en raison de la compaction importante entre les grains détritiques. Pour cette raison, quelques faces sont cristallisées autour d'un grain et elles sont arrêtées par les faces d'un grain voisin. Aucune forme précise n'a pu donc être caractérisée (Figure V.8).

Cette forme de cristaux de quartz a été observée dans les grès de la partie inférieure du réservoir dans le champ ODZ (les puits ODZ3, ODZ4, et ODZ6) (Figure V.9). Ce type de cristaux est le seul type observé dans ces grès. La fréquence de cristaux de quartz authigène est cependant faible en comparaison avec le nombre des grains détritiques de quartz en raison de la présence de la majorité des grains détritiques en contact entre eux. Ce type de cristaux incomplets avec un nombre limité des faces cristallographiques est également observé dans les grès des puits ODZ4 à 2062m et ODZ7 à 2226m en association avec les cristaux prismatiques bipyramidaux. La présence de ces cristaux est rare dans ces deux derniers puits.

Figure V.8 : Exemples de cristaux incomplets contenant peu de faces cristallines (flèches blanches). Ce type de cristaux est principalement observé dans la zone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ. (A) Puits ODZ6 à 2518m (MEB), l'habitus des cristaux authigènes de quartz s'exprime sous forme de quelques faces cristallines donnant un habitus cristallographique difficile à déterminer et nommer. (B) Puits ODZ6 à 2518m (MEB), deux faces cristallines sont formées autour d'un grain détritique sans pouvoir cristalliser le reste des faces du cristal. (C) Puits ODZ4 à 2379m (MEB), la croissance du cristal a été interrompue par une autre surface de quartz. (D) Puits ODZ3 à 2625m (MEB), les cristaux incomplets se distinguent par des contacts longs entre les cristaux. (E) Puits ODZ6 à 2485m (MEB), plusieurs cristaux incomplets sont collés l'un à l'autre dans un faciès compacté. (F)

Puits ODZ4 à 2065m (MEB), une occurrence rare de ce type de cristaux dans les grès de la paléozone à gaz du réservoir ordovicien dans le puits ODZ4.

Figure V.9 : Répartition des cristaux incomplets montrant un nombre limité des faces cristallographiques. Ces cristaux sont principalement observés dans la partie inférieure du réservoir dans le champ ODZ. Une présence limitée de ces cristaux dans la partie supérieure du réservoir.

4.5. Faces *s* et *x* (Troncatures)

La fréquence des faces s et x est plus importante dans le champ HI. dans le puits LT1bis que dans le puits LTNE1. Dans le puits LT1bis, une troncature au moins (face s ou x) s'est formée sur la majorité des cristaux. Ces troncatures sont sous formes triangles, rhomboèdres, rectangle ou trapézoïde (Figure V.10). La taille de ces faces est généralement de l'ordre de quelques microns, jusqu'au 50µm de longueur maximale. Ces faces additionnelles (s et x) ou les autres faces, qui sont décalées par rapport à la position de faces (s et x), tronquent des angles et des arêtes. Les troncatures qui coupent les angles sont plus abondantes que celles qui coupent les arêtes. Dans le puits LTNE1, les troncatures ont presque les mêmes formes (triangle, rectangle et rhomboèdre) que les troncatures observées dans le puits LT1bis. La présence des troncatures sur les cristaux est cependant estimée d'environ 20-30% des cristaux.

Dans le champ ODZ, des troncatures sont présentes dans les puits ODZ1, ODZ1bis, ODZ4, ODZ6, et ODZ7 dans la partie supérieure du réservoir. La fréquence des troncatures autour les cristaux varie entre quelques cristaux et jusqu'au 20-30% des cristaux par échantillon. La forme des troncatures dans le champ ODZ est moins variable que dans le champ HI, elle est rectangle, trapézoïde, ou rarement triangle. La taille est généralement petite (30µm en maximum). Les troncatures sont observées sur les cristaux prismatiques courts plutôt que les autres habitus cristallographiques.

Figure V.10 : Faces additionnelles (z et x) formées sur les cristaux de quartz. (A) Puits Ak20 à 2083m (MEB), des faces additionnelles rhomboédriques, rectangles, et trapézoïdes tronquent les angles et les

arêtes de cristaux (les cercles et les flèches bleues). (B) Puits SD1 à 2532,5m (MEB), deux faces additionnelles rhomboédrique et trapézoïdale adjacentes (cercle bleue) sont formées sur le cristal. (C) Puits LT1bis à 1518m (MEB), une face additionnelle tronque un angle (flèche bleue). (D) Puits SD1 à 2535,8m (MEB), des faces additionnelles tronquant les cristaux peuvent atteindre plus de 50µm (cercles bleues).

5. Habitus de quartz de filon

Plusieurs fragments de quartz de filons prélevés dans le puits ODZ4 à 2079,2 et 2080m et le puits BDW1 à 2454,5m ont été observés à la loupe binoculaire et au MEB afin de caractériser l'habitus des cristaux de quartz. La majorité des cristaux est d'habitus prismatique bipyramidal (Figure V.11). La présence des cristaux prismatiques courts est rare dans le quartz de filon. Un seul cristal a été observé dans l'échantillon 2080m. Aucune troncature ou additionnelle face *s* et *x* n'a été formée sur les cristaux de filon. La taille des cristaux varie de quelques millimètres à 1cm.

Figure V.11 : Cristaux de quartz en remplissage de fracture. (A) Puits BDW1 à 2554m. (B) Puits ODZ4 à 2079,2m. Les cristaux de quartz sont principalement dominés par les cristaux prismatiques développés bipyramidaux (flèches noires). Une tendance à élargir les cristaux au centre et à raccourcir alors les prismes est possible dans le quartz de filonnet (flèches blanches). (C) Puits ODZ4 à 2080m, un cristal prismatique développé bipyramidal.

6. Habitus de quartz néoformé dans les pores de dissolution

Des cristaux de quartz néoformés ont été observés dans les pores de dissolution dans le réservoir ordovicien du champ ODZ dans la partie inférieure et à la base de la paléozone à gaz. Ce sont des cristaux prismatiques bipyramidaux. Des faces additionnelles rhomboédriques ou rectangulaires sont observées sur les cristaux (Figure V.12). La taille des cristaux dans les pores de dissolution varie entre 60 et 300µm. les cristaux de quartz dans les pores de dissolution sont parfois entourés par l'illite en remplissage partiel.

Figure V.12 : Quelques exemples de cristaux de quartz néoformés dans les pores de dissolution. Le quartz dans les pores de dissolution a eu lieu dans les grès de la zone à eau du réservoir ordovicien du champ ODZ. (A) puits ODZ6 à 2518m, le sommet pyramidal du cristal prismatique. Ce cristal est tronqué par une face additionnelle rhomboédrique située entre les faces z, r, et m.

7. Variation des répartitions des habitus des cristaux authigènes de quartz dans le bassin de Sbaa

Quatre types d'habitus ont été distingués sur les cristaux authigènes de quartz dans les grès du bassin de Sbaa (Figure V.9, 13, 14 et 15). Cependant, ces quatre habitus ne sont pas tous coexistants dans le même grès. Dans le champ ODZ, trois habitus se sont formés : cristaux prismatiques bipyramidaux, cristaux prismatiques courts, et cristaux incomplets. L'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux est la forme dominante dans la partie supérieure du réservoir gréseux de l'Ordovicien dans le champ ODZ. Ces niveaux du réservoir sont généralement des niveaux à gaz où le gaz a été mis en place simultanément avec la cimentation de quartz (Wazir et al., 2014). L'habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux coexiste avec l'habitus des cristaux prismatiques courts dans les puits ODZ1 et ODZ1bis et il représente l'habitus le plus fréquent. Alors que dans la partie inférieure du réservoir les cristaux sont incomplets car la compaction n'a pas permis aux cristaux de quartz authigène de se développer autour du grain détritique. Cette partie est une zone à eau. Donc, une différence claire d'habitus cristallographique de quartz existe entre la zone à gaz et la zone à eau dans le réservoir du champ ODZ.

Dans le champ HI, trois habitus sont présents dans le puits LT1bis : cristaux prismatiques bipyramidaux, cristaux prismatiques courts, et cristaux trapus. Alors que dans le puits LTNE1 deux habitus sont présents : habitus des cristaux prismatiques bipyramidaux, habitus des cristaux prismatiques courts. Les cristaux formés autour des petits grains détritiques de quartz sont plus complets que les cristaux formés autour des grains grossiers.