In tro d uction à la géologie du b ouest canadien

I. Introduction

Le Bassin Ouest Canadien (BOC) se situe dans les provinces de la Colombie britannique, de l'Alberta et du Saskatchewan. Du Nord au Sud, ce bassin s'étend depuis la province des territoires du Nord-Ouest (N.T.) jusqu'aux États-Unis (**Figure II - 1**). Plus précisément le BOC peut être divisé en deux grandes régions : le bassin de l'Alberta, partagé entre les provinces de la Colombie britannique, de l'Alberta et du Saskatchewan (B.C., Ab. et Sa. sur la **Figure II - 1**) et le bassin de Williston à cheval sur la frontière entre les États-Unis et le Canada.



Figure II - 1 : Carte et coupe structurale de l'ouest canadien.

A. Domaines structuraux de l'ouest canadien et altitude du socle du bassin B. Coupe lithosphérique de *l'ouest canadien (d'après* Edwards et al., 1994 ; Price, 1994 ; Wright et al., 1994 ; Clowes, 2009)

Le BOC est limité à l'Ouest par le prisme d'avant-pays de la cordillère canadienne et à l'Est par les roches métamorphiques du bouclier canadien. Le BOC contient des formations sédimentaires paléozoïques à quaternaires et enregistre un évènement majeur au cours du Jurassique moyen : l'orogène de la cordillère canadienne. Le BOC passe alors d'un régime de « marge passive » à un régime d'avant-pays (Price, 1994). Ce chapitre d'introduction présente les grands domaines structuraux, le remplissage sédimentaire de l'ouest canadien ainsi que le contexte géodynamique du continent nord-américain. Par la suite, il se recentrera sur le bassin de l'Alberta et sur le sous-bassin de Peace River où sont préservées les formations du Trias inférieur et moyen : Montney, Doig et Halfway (**Figure II - 1**).

II. L'ouest canadien

1. Structures et domaines géologiques

La partie au Sud-Ouest du Canada, le long de la frontière américaine peut se décomposer en deux grands ensembles : la cordillère canadienne à l'Ouest et le BOC, son bassin d'avant-pays, à l'Est (**Figure II - 1**). La cordillère canadienne est limitée à l'Ouest par la jonction entre les plaques tectoniques nord-américaine et pacifique. A l'Est, la limite entre le BOC et la cordillère canadienne se place au niveau du front de chevauchement de la cordillère canadienne sur ce dernier (Price, 1994). Le BOC est quant à lui, limité à l'Est par le bouclier canadien composé de roches cristallines et métamorphiques précambriennes (Burwash et al., 1994 ; Reed et al., 2005).

a. La cordillère canadienne

La cordillère canadienne est le résultat de l'accrétion de différents terranes à une marge active qui se trouvait le long la façade ouest de la Pangée (Davis et Coney, 1979 ; Monger et Price, 2002). Les travaux des années 1980 (Monger et Price, 1979 ; Coney et al., 1980 ; Price, 1981) décrivent la cordillère canadienne et la découpent en cinq domaines (**Figure II - 1**). D'Ouest en Est : la ceinture insulaire, la ceinture côtière, la ceinture de l'Intermontane, la ceinture d'Omineca et la ceinture d'avant-pays. Les quatre premiers domaines peuvent être considérés comme entièrement cristallins et métamorphiques (White, 1959 ; Monger et al., 1982 ; Reed et al., 2005) alors que la ceinture d'avant-pays est majoritairement composée de formations sédimentaires déformées et restructurées au cours de l'orogène de la cordillère canadienne (Hardebol, 2007 ; Price, 1994).

En 1982, Monger et al. proposent pour la première fois une évolution géodynamique conduisant à la formation de la cordillère canadienne, cependant leur étude n'intègre pas de potentiels mouvements décrochants des terranes. Puis dans les années 90 et le début des années 2000 des études portants sur la géodynamique de la marge ouest du continent nord-américain (Wilson et al., 1991; Monger, 1993; Monger et Price, 2002) se sont accordés pour dire que le début de l'accrétion des ensembles au sein de la cordillère canadienne c'est accentué au Jurassique moyen. La mise en place de la ceinture d'avant-pays, plus tardive, est datée de l'Éocène par ces même auteurs. Aujourd'hui la sismicité de l'Est du Canada conduit à penser que l'accrétion continue au niveau de la façade pacifique et de la limite entre les deux plaques, mais que du côté du bassin d'avant-pays, la cordillère canadienne est inactive.

b. Le bassin d'avant-pays

Le deuxième grand domaine de l'ouest canadien est le bassin d'avant-pays de la cordillère (BOC). La **Figure II - 1** qui présente la profondeur du socle, permet d'identifier deux bassins : celui de l'Alberta le long de la cordillère et le bassin de Williston dans le Saskatchewan et le Manitoba . Deux éléments structuraux importants sont à noter sur la **Figure II - 1**: l'arche de Sweetgrass, qui sépare le bassin de l'Alberta et le bassin de Williston et l'arche de Peace River dans le bassin de l'Alberta. La **Figure II - 1**et la **Figure II - 2** mettent en avant une structure simple : un épaississement de la pile sédimentaire en direction de la cordillère, jusqu'à un maximum compris entre 4000m et 5000m. Ces deux figures ne mettent pas en avant d'accidents structuraux majeurs au sein du BOC qui semble avoir la forme d'un prisme.



Figure II - 2 : Coupe structurale du bassin d'avant-pays de la cordillère canadienne *(d'après* Ducros et al., soumis).

Les plus anciennes formations sédimentaires préservées dans le bassin sont datés du Précambrien et les plus jeunes du Quaternaire (Wright et al., 1994). L'histoire du bassin est en étroite relation avec la géodynamique de l'Ouest Canadien et est découpée en trois périodes (Monger et Price, 2002 ; Eaton et al., 1999) :

IFP Energies nouvelles – 1 et 4 avenue de Bois-Préau – 92852 Rueil-Malmaison Cedex – France

- Avant le Dévonien supérieur (355Ma) : le BOC est considéré comme étant localisé sur la marge passive de la bordure Ouest de la Pangée, face à l'océan Panthalassique.
- Dévonien supérieur Jurassique inférieur (355Ma 185Ma) : à partir du Dévonien terminal, le mouvement de grands domaines le long de l'Ouest de la Pangée amène le BOC à être dans une configuration de bassin d'arrière-arc.
- Jurassique moyen Actuel (175Ma 0Ma) : le Jurassique moyen est considéré comme le début de l'orogène de la cordillère canadienne, le BOC passe alors dans une configuration de bassin d'avant-pays.

Le passage du deuxième au troisième stade est marqué par une discordance angulaire entre les formations du Jurassique et celles du Crétacé inférieur à moyen (**Figure II - 2**).

c. Cadre stratigraphique

Établir une charte stratigraphique pour la globalité du BOC est un travail complexe du fait de sa grande extension géographique. La charte stratigraphique de référence pour le bassin correspond aux travaux de Ziegler (1969) et Price et al. (1972) (**Figure II - 3**).



Figure II - 3 : Cadre stratigraphique du bassin ouest canadien (d'après Price et al., 1972).

IFP Energies nouvelles – 1 et 4 avenue de Bois-Préau – 92852 Rueil-Malmaison Cedex – France

ISTeP, UPMC – 4 pace Jussieu – 75005 Paris

Il ressort de ces travaux deux grands ensembles stratigraphiques :

- Avant le Jurassique : au cours des stades de marge passive et de bassin d'arrière-arc, les formations sont majoritairement carbonatées. Elles correspondent à des environnements de plateforme peu profonde à sédimentation mixte (clastique et carbonatée, Miall et Blakey, 2008).
- Après le Jurassique : au cours du remplissage du bassin d'avant-pays, des formations majoritairement clastiques issues de l'érosion de la chaine de montagne avoisinante.

2. Évolution géodynamique de l'ouest canadien au cours du Phanérozoïque

L'évolution paléogéographique du continent nord-américain au cours du Phanérozoïque est décrite par Golonka et al., (1994). Deux autres travaux (Ziegler et al., 1983 ; Engebretson et al., 1985) précisent son évolution au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Tous présentent la même évolution géographique du continent : proche de l'équateur au Paléozoïque et remontant vers sa latitude actuelle au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

L'histoire géodynamique du continent nord-américain peut être divisée en trois grandes étapes (Miall et Blakey, 2008) :

- Formation de la Pangée (Précambrien Trias. 400Ma 245Ma sur la Figure II 4) : la marge ouest du continent nord-américain est considérée comme une marge passive ou une zone arrière-arc (Phase 1 et 2 de Monger et Price, 2002).
- Formation des Ancestral Rockies (Pennsylvanien Permien. AR, 290Ma 245Ma sur la Figure II 4) : la marge au Sud-Ouest du continent nord-américain est affectée par de grands décrochements et on observe la formation des Ancestral Rockies dans ce qui est aujourd'hui le Colorado et le Nouveau Mexique.
- Séparation de la Pangée (depuis le Trias. 245Ma 60Ma sur la Figure II 4) : le continent nord-américain dérive vers l'Ouest suite à l'ouverture de l'océan Atlantique (AT sur la Figure II 4). La subduction de la plaque Pacifique (PA sur la Figure II 4) commence et conduit à l'orogénèse de la cordillère américaine et canadienne (Phase 3 de Monger et Price, 2002).

L'orogène de la cordillère nord-américaine est l'évènement majeur du Phanérozoïque dans l'Ouest du continent américain. Les travaux de Miall et Blakey (2008) présentent une synthèse sur l'évolution géodynamique du continent nord-américain. Les auteurs présentent un diachronisme entre l'âge de l'orogène des rocheuses américaines et l'âge de l'orogène de la cordillère canadienne. Au niveau de la côte ouest des États-Unis l'orogène commence au cours du Trias, alors qu'au Canada l'orogène ne commence qu'au cours du Jurassique moyen ce qui implique un changement dans le type

de bassin le long de l'Ouest du continent (Monger et Price, 2002). Il est important de noté que les reconstructions locales de la paléogéographie de l'Ouest canadien au cours du Trias inférieur et moyen peuvent être très différentes selon les auteurs ?



Figure II - 4 : Évolution paléogéographique du continent nord-américain. Le cadre rouge correspond aux limites de l'Alberta, AR : Ancestral Rockies, AT : Atlantique, PA : Pacifique (http://cpgeosystems.com, 2013).

Au Canada, l'étude par tomographie sismiques des plaques subduites (Sigloch et al., 2008), montre la présence de deux slabs dans le manteau. Ces deux morceaux de plaques proviendraient de la subduction à la limite entre les plaques nord-américaine et pacifique. La présence de ces deux slabs induis une subduction en deux temps le long de la marge ouest de la Pangée : une subduction vers l'Ouest, puis une subduction vers l'Est (Sigloch et al., 2008). Dans cette étude aucun âge n'est donné pour ce changement de même il n'est pas observable sur la **Figure II - 4**.

IFP Energies nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois-Préau - 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

Globalement, la marge ouest du continent américain peut être considérée comme une marge passive jusqu'à l'orogène de la cordillère. L'évolution géodynamique de l'Ouest canadien est très complexe du fait du grand nombre de petits arcs insulaires (290Ma – 195Ma sur la **Figure II - 4**) présents sur la marge ouest de la Pangée au cours du Phanérozoïque (Monger et al., 1982 ; Wilson et al., 1991 ; Monger et Price, 2002) et du fait du changement de vergeance de la subduction (Sigloch et al., 2008). Au niveau du BOC, la paléogéographie de l'intervalle Trias-Jurassique reste incertaine, mais au regard d'une présence d'un arc insulaire au niveau d'une subduction, la zone peut être considérée comme un bassin d'arrière-arc, ou un bassin d'avant-arc (Ziegler et al., 1983 ; Golonka et al., 1994 ; Miall et Blakey, 2008).

III. Le Trias inférieur et moyen de la région de Peace River

Cette partie décrit les formations triasiques du sous-bassin de Peace River : le cadre structural du sous-bassin, la stratigraphie des formations triasiques et pour conclure l'évolution géodynamique, paléogéographique et paléoclimatique du BOC au cours du Trias inférieur et moyen. Le Trias est présent à deux endroits dans le bassin : dans le bassin de l'Alberta et dans celui de Williston (**Figure II - 1**). Au sein du bassin de Williston, le Trias s'exprime sous la forme de formations continentales ou red beds (Edwards et al., 1994). Les formations marines triasiques du domaine ouest canadien se concentrent dans le bassin de l'Alberta, au niveau du sous-bassin de Peace River (**Figure II - 5**).

3. Le sous-bassin de Peace River

Le cadre structural actuel du bassin est lié à trois évènements majeurs : La Hay River Shear Zone (HRSZ), *l'histoire* de l'arche de Peace River et l'orogène de la cordillère canadienne. La HRSZ est une faille décrochante avec une activité prédominante au cours du Protérozoïque (Ross, 1990). Son activité au cours du Paléozoïque et du Cénozoïque n'est pas significative (Wright et al., 1994) et il ne semble pas qu'elle ait une quelconque influence sur les dépôts des formations triasiques.

L'évolution de l'arche Peace River est au cœur de l'histoire du bassin de Peace River. La formation récifale de Leduc (**Figure II - 5**), qui se dépose autour de l'arche montre l'emplacement de ce paléorelief (**Figure II - 5**). Cette zone se soulève au cours du Précambrien (Cant, 1988 ; O'Connell et al., 1990) et s'effondre au cours du début du Carbonifère (Barclay et al., 1990). L'effondrement de l'arche créé le complexe de grabens de Fort St. John (**Figure II - 5**) où se développe le Peace River Embayment à la fin du Paléozoïque. La fin de la période de subsidence du complexe de Fort St. John n'est pas précisément datée. Cependant il semblerait que certaine des structures liées à l'effondrement de l'arche guident le dépôt des premiers sédiments triasiques (Barclay et al., 1990). Si les auteurs s'accordent sur l'âge de la surrection et de l'effondrement de l'arche, les causes et les mécanismes de ces variations portent encore à débat : entre rifting avorté (Cant, 1988), zone de décrochement (Ross,

1990), les hypothèses sont nombreuses mais aucune ne semble s'affirmer plus que les autres (Eaton et al., 1999).

Le dernier évènement qui joue sur la structure du bassin est l'orogène de la cordillère. Même si celui-ci n'influence pas la structure interne du bassin il est à l'origine de sa limite Occidentale (Wright et al., 1994 ; Berger et al., 2008).



Figure II - 5 : Localisation du bassin de Peace River et de ces principaux éléments structuraux (d'après Switzer et al., 1994 ; Davies, 1997 ; Berger et al., 2008).

4. Les formations du Trias inférieur et Moyen du bassin de Peace River

Les formations du Trias ne sont pas présentes dans la totalité du BOC (Edwards et al., 1994), mais uniquement dans le bassin d'avant-pays et la ceinture d'avant-pays. Cette étude se focalisera sur les formations triasiques inférieures et moyennes de la subsurface du bassin de Peace River; les formations du bassin de Williston étant uniquement continentales (**Figure II - 1**, Edwards et al., 1994).

IFP Energies nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois-Préau - 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

Le Trias du BOC est au centre de nombreuses études stratigraphiques (Armitage, 1962; Gibson, 1974; Gibson, 1975; Gibson et Barclay, 1989; Davies et al., 1997). Gibson et Barclay (1989) proposent de découper le Trias du BOC en trois grands cycles Transgression-Régression (**Figure II - 6**). Les études portant sur le Trias du BOC utilisent une terminologie complexe pour les formations de la zone d'étude (**Figure II - 6**).



Figure II - 6: Nomenclature lithostratigraphique des formations triasiques du bassin ouest canadien (d'après Orchard et Zonneveld, 2009).

Le nom des formations varie en fonction de la localisation dans le bassin :

- La succession Montney Doig Halfway est typique de la subsurface de l'Alberta et de la Colombie britannique.
- Au niveau du prisme d'avant-pays de la cordillère canadienne la succession est différente :
 Grayling Toad Liard ou encore : Phroso/Vega Silt Member Whistler Member Llama Member.

Le découpage de la série sédimentaire est lithostratigraphique plutôt que séquentiel. Les travaux les plus récents (Dixon, 2000) n'apportent pas de découpage stratigraphique uniforme utilisable à l'échelle du bassin. Les formations de cette d'étude se situant majoritairement dans la subsurface de la Colombie britannique et de l'Alberta le découpage de la **Figure II - 6** (Alberta et B.C. subsurface) est utilisée comme référence.

a. Sédimentologie et stratigraphie des formations du Trias inférieur et moyen

Les formations du Trias inférieur et moyen du bassin ouest canadien

C'est en 1962 qu'Armitage définit, au sein du forage 6-26-87-21W6, la succession Montney-Doig dont les noms proviennent du village de Montney (12 miles au SE du forage) et de la rivière Doig (28 miles à l'Est).



Figure II - 7 : Log type de la succession Montney – Doig – Halfway (d'après Armitage, 1962).

La base de la Formation Montney correspond à la discordance permienne (1981m sur la **Figure II - 7**). La limite entre les formations Montney et Doig est placée sous une zone à phosphates marquée par une forte augmentation du Gamma Ray (GR, 1713m sur la **Figure II - 7**). La Formation Doig est surmontée par les sables de la Formation Halfway, définie par Hunt et Ratcliffe (1959)

IFP Energies nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois-Préau - 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

(1632m sur la **Figure II - 7**). Dans ce forage, la Formation Montney est décrite comme majoritairement silteuse et argileuse (au sens granulométrique), rarement sableuse et de couleur gris foncé. La Formation Doig présente une lithologie similaire mais contient des pellets de phosphate en sa base. En résumé la base de l'ensemble Montney Doig est marquée par une augmentation brutale du GR, la base de la Doig présente un intervalle à fort GR et le tout est surmonté par les sables de la Formation Halfway, à faible GR.

Ages des intervalles étudiés et biostratigraphie

L'âge des formations étudiées a été établi pour la première fois, grâce aux études biostratigraphique de Williams et Bocock (1932) et Warren (1945). Des études biostratigraphiques plus récentes (basée sur l'étude des conodontes et ammonites (Orchard et Tozer, 1997; Orchard et Zonneveld, 2009, Golding et al., 2015a) déterminent les âges des formations triasiques du BOC. Ces études permettent de relier les formations de la subsurface à celles présentes dans la ceinture d'avant-pays.

La Formation Montney est l'équivalent chronostratigraphique des Vega-Phroso Members au niveau des affleurements de la région de Kakwa, de la Formation Grayling et de la base de la Formation Toad au niveau des affleurements de la région de Williston Lake (**Figure II - 5**). L'étude biostratigraphique la plus récente (Orchard et Zonneveld, 2009) place ces formations dans le Trias inférieur, cependant Henderson (1997), en se basant aussi sur des conodontes, avance que la base de la Formation Montney se situerait dans le Permien terminal.

La Formation Doig est l'équivalent chronostratigraphique des Whistler-Llama Members au niveau des affleurements de la région de Kakwa, de la partie supérieure de la Formation Grayling et de la base de la Formation Liard au niveau des affleurements de la région de Williston Lake (**Figure II - 5**). Les études biostratigraphiques datent ces formations de l'Anisien (Orchard et Zonneveld, 2009, Golding et al., 2015a).

La Formation Halfway est l'équivalent du Llama Members au niveau des affleurements de la région de Kakwa et de la partie supérieure de la Formation Liard au niveau des affleurements de de la région de Williston Lake (**Figure II - 5**). Ces formations sont datées de l'Anisien terminal et du Ladinien (Orchard et Zonneveld, 2009).

La Formation Montney (Induen et Olénekien)

La géométrie globale présentée par la Formation Montney est celle d'un prisme qui s'épaissit à l'Ouest (vers la cordillère) et se biseaute, à l'Est, entre les formations jurassiques et les formations paléozoïques (Edwards et al., 1994). Dans tout le bassin la Formation Montney repose sur la Formation Belloy datant du Permien. La limite supérieure de la Formation Montney est placée à l'Est,

sous la discordance jurassique et à l'Ouest, sous la zone à phosphates de la Formation Doig (Davies et al., 1997; Edwards et al., 1994). Les faciès de la Formation Montney sont décrits par plusieurs auteurs (Gibson et Barclay, 1989; Davies et al., 1997; Markhasin 1997; Kendall, 1999; Panek, 2000; Zonneveld et al., 2010), qui tous mettent en avant un grand nombre d'environnements de dépôts allant d'environnements offshores profonds à faciès argileux et silteux, à des zones proximales de shoreface à faciès sableux et d'estuaires.

En 1995, Embry et Gibson proposent un découpage stratigraphique pour la Formation Montney en 3 séquences (T-R) d'ordre III, incluses dans une séquence T-R d'ordre II (**Figure II - 8**). Davies et al. (1997) présentent un découpage séquentiel similaire au découpage en séquence T-R d'Embry et Gibson (1995). Les travaux de Master de trois étudiants (Kendall, 1999; Markhasin, 1997; Panek, 2000) présentent les mêmes résultats que Davies et al. (1997) : trois séquences d'ordre III, au sein d'une séquence d'ordre II (**Figure II - 8**).



Figure II - 8 : Découpage stratigraphique de *la formation Montney (d'après* Davies et al., 1997 ;Embry et Gibson, 1995 ; Kendall, 1999 ; Markhasin, 1997 ; Orchard et Zonneveld, 2009 ; Panek, 2000).

En détail, Davies et al. (1997) présentent des séquences progradantes au sein de cortèges de hauts niveaux (HST) sur des cortèges transgressifs (TST) peu épais ou non préservés. Au cours des trois séquences d'ordre III, seul un cortège de bas niveaux (LST) est préservé. Il s'exprime sous la forme de lobes turbiditiques sableux dans le bassin ou d'un faciès dolomitique appelé Coquina middle

IFP Energies nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois-Préau - 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

member sur la marge Est. Les travaux de Master de Pannek (2000), Kendall (1999) et Markhasin (1997) présentent aussi des séquences progradantes (HST) sur des TST. Il ressort de leurs travaux une difficulté à délimiter le LST de la limite Dienerien-Smithien du TST suivant en particulier dans la partie proximale du bassin. L'étude bibliographique sur la stratigraphie de la Formation Montney met en évidence plusieurs éléments communs entre les études : une séquence d'ordre II contenant 3 séquences d'ordre III et de multiples séquences progradantes d'ordre supérieur, des sables turbiditiques semblant correspondre à une période de LST entre le Dienerien et le Smithien et un faciès dolomitique appelé « Coquina ». Cependant le découpage séquentiel d'ordre IV varie selon les auteurs.

La Formation Doig (Anisien)

Tout comme la Formation Montney, la Formation Doig est composée d'un ensemble de faciès variés traduisant de nombreux environnements depuis l'offshore à faciès silteux et argileux, à phosphates et rares sables fins, jusqu'au shoreface à faciès de sable fins à très fins à figures de courants oscillatoires (Evoy, 1997 ; Evoy, 1995 ; Evoy et Moslow, 1995 ; Zonneveld, 1999).

La Formation Doig se dépose au sein d'un TST et HST d'ordre II (Embry et Gibson, 1995). Des études séquentielles, plus approfondies sur cette formation (Evoy, 1997; Evoy, 1995; Evoy et Moslow, 1995) montrent la présence de deux séquences d'ordre III au sein de la séquence d'ordre II (**Figure II - 9**). Les études d'Evoy (1997), montrent la présence d'un LST d'ordre III au début de la deuxième séquence de la Doig. Ce LST se traduit par la présence d'un niveau sableux remarquable, appelé Doig Sand (**Figure II - 9**).



Figure II - 9 : Découpage stratigraphique des Formations Doig et Halfway (d'après Evoy, 1997 ; Orchard et Zonneveld, 2009).

IFP Energies nouvelles – 1 et 4 avenue de Bois-Préau – 92852 Rueil-Malmaison Cedex – France

ISTeP, UPMC - 4 pace Jussieu - 75005 Paris

La Formation Halfway (Ladinien)

La Formation Halfway est stratigraphiquement au-dessus de la Doig au sein du deuxième cycle T-R de Gibson et Barclay (1989). Dans la zone d'étude, la Formation Halfway est suivie par la Formation Charlie Lake (Gibson et Barclay, 1989 ; Davies et al., 1997). La Formation Halfway est la formation la plus sableuse de l'intervalle étudié (Edwards et al., 1994 ; Gibson et Barclay, 1989). Zonneveld (1999), Evoy et Moslow (1995) et Evoy (1997) présentent la Formation Halfway comme un membre sableux fin à grossier, et à calcaire à dolomitique. Stratigraphiquement elle correspond au HST de la dernière séquence de la Doig.



Figure II - 10 : Découpage stratigraphique du Trias inférieur et moyen du bassin ouest canadien *(d'après* Gibson et Barclay, 1989 ; Embry et Gibson, 1995 ; Davies et al., 1997 ; Evoy , 1997).

Les interprétations de la stratigraphie des formations du Trias inférieur et moyen (Montney, Doig et Halfway) peuvent-être synthétisées dans la **Figure II - 10**. Aujourd'hui aucune étude n'a établi de corrélations à l'échelle du bassin sur les principes de la stratigraphie séquentielle (sensu Catuneanu et al., 2009). En dépit du grand nombre d'études biostratigraphiques sur ces formations il n'existe pas

IFP Energies nouvelles – 1 et 4 avenue de Bois-Préau – 92852 Rueil-Malmaison Cedex – France

de lignes temps à l'échelle du bassin. La description de l'architecture stratigraphique des formations du Trias inférieur et moyen sera donc le premier objectif de cette thèse.

b. Contenu organique et minéralogie des formations du Trias inférieur et Moyen

Contenu organique des Formations de Montney et Doig

Le potentiel pétrolier du Trias du BOC est connu depuis le milieu du XXème siècle (Armitage, 1962). Les études d'Ibrahimbas et Riediger (2004) présentent deux formations avec un contenu riche en matière organique : la Montney et une partie de la base de la Doig contenant des phosphates.

Formation	Tmax (°C)	TOC (x) (%m)	HI (x) (mg HC/g TOC)	OI (x) (mg HC/g TOC)
Montney Fm	380-490	0.5-4.2 (1.8)	2-450 (208)	4-51 (16.2)
Zone à phosphates	433-447	1.8-11(6.1)	189-489 (276)	2-4.6 (11.0)

Tableau II - 1 : Résultats d'analyses Rock-Eval sur les Formations Montney et Doig
(Ibrahimbas et Riediger, 2004).

La Montney n'est pas la formation présentant le plus fort taux de carbone organique total (TOC) du BOC (Riediger, 1997 ; Riediger et al., 1990 ; Ibrahimbas et Riediger, 2004). En moyenne (\bar{x}) la Montney présente un TOC de 1.8% et un indice d'hydrogène (HI) de 208mg, ce qui suffit pour la considérer comme une roche mère (**Tableau II - 1**). Contrairement à la Montney, La zone à phosphate de la Doig présente un fort TOC : 6.1% et un HI supérieur : 276mg en moyenne (**Tableau II - 1**). Cette zone s'avère être une bien meilleure roche mère que la Montney mais son extension est limitée.

Une récente étude sur la maturité thermique des formations du Trias inférieur et moyen met en avant un gradient de maturité au sein de ces formations (Rokosh et al., 2012). Selon cette étude, la maturité thermique de la Formation de Montney serait faible au NE du bassin (%Ro<0.75) et augmenterait progressivement le long d'un gradient en direction du SW jusqu'à atteindre des valeurs de réflectance de vitrine supérieure à 2%Ro. Cette grande diversité de maturités thermiques est bien illustrée par les valeurs de Tmax présentées dans l'étude d'Ibrahimbas et Riediger (2004) (**Tableau II** - 1).

Les travaux les plus récents sur le contenu organique de la Formation de Montney (Sanei et al., 2015 ; Wood et al., 2015) concluent que la majorité de la matière organique présente dans cette formation provient du craquage secondaire d'hydrocarbures migrés. A ce jour, aucun travail ne fait, à

l'échelle du bassin, l'étude de proportion relative de pyrobitumes par rapport à la teneur en matière organique primaire dans les formations du Trias inférieur et moyen.

Minéralogie des formations du Trias inférieur et moyen

La seule étude publiée qui s'intéresse à la distribution minéralogique des formations du Trias inférieur et moyen correspond aux travaux de Chalmers et Bustin(2012).



Figure II - 11 : Minéralogie des Formations de Montney, Doig et Halfway (données de Euzen, 2011 ; Chalmers et Bustin, 2012).

La **Figure II - 11** présente les variations minéralogiques entres les Formations de Montney, Doig et Halfway. Elle montre clairement que les formations du Trias inférieur et moyen du bassin ouest canadien possèdent une faible teneur en argile et ce, contrairement à d'autres formations roche mère (e.g. la formation de Barnett au Texas ou encore la formation de Marcellus en Pennsylvanie, Euzen, 2011)

c. Paléogéographie, paléoclimats et évolution géodynamique au cours du Trias

L'évolution géodynamique de l'Ouest du continent nord-américain a été présentée dans sa globalité précédemment, cependant, son évolution au cours du début du Mésozoïque n'est pas décrite avec précision. Monger et Price (2002) datent la formation d'un bassin d'avant-pays lié à l'orogène de la cordillère canadienne au cours du Jurassique moyen.

Au cours du Trias inférieur et moyen, Gibson et Barclay (1989), considèrent le BOC comme une marge passive, alors que Monger et Price (2002), présentent le BOC comme un bassin d'arrière arc, à l'Est d'une zone de subduction. La deuxième possibilité induit la présence de hauts structuraux et/ou d'un archipel volcanique au large du continent qui pourraient « isoler » le basin. Au vue de cette physiographie des apports sédimentaires clastiques depuis le continent et depuis un arc insulaire sont

probables, même si aucune étude ne montre clairement cette double vergence des apports (Ross, 1990; Davies et al., 1997; Golding et al., 2015b).



Figure II - 12 : Evolution de la paléogéographie du bassin ouest canadien du Permien au Trias moyen (Beranek et Mortensen., 2011).

Les plus récentes études sur la géodynamique de l'ouest canadien (**Figure II - 12**, Beranek et Mortensen, 2011) montrent que le déplacement des terranes au cours du Trias inférieur et moyen conduirait le bassin à être dans régime d'avant arc, cependant la paléogéographie de cet intervalle de temps reste inconnu.



Figure II - 13 : *Paléoclimats de l'Ouest de la* Pangée au cours du Trias moyen (*d'après* Golonka et al., 1994).

En termes de paléoclimats, au cours du Trias le BOC se trouvait à des latitudes proches de 30°N (Davies, 1997 ; Davies et al., 1997). Les modélisations climatiques de Golonka et al. (1994) (**Figure II - 13**) et Sellwood et Valdes (2006) montrent que pour cette position le climat est chaud et sec. Il faut cependant noté la présence de zone humide équatoriale au Sud de la zone d'étude. Au cours

IFP Energies nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois-Préau - 92852 Rueil-Malmaison Cedex - France

des saisons arides, Davies (1997) propose une forte influence de la sédimentation éolienne avec des apports provenant du NW du continent nord-américain. D'autres auteurs (Zonneveld et al., 2010) avancent la présence de deltas éphémères sur la côte au cours des saisons des pluies, avec un fort apport sédimentaire provenant du continent.

IV. Conclusions

Ce chapitre a permis de replacer les formations étudiées (Montney-Doig-Halfway) dans un contexte sédimentaire, séquentiel, structural et géodynamique de grande échelle.

Ce chapitre a présenté l'évolution géodynamique (de l'Amérique du Nord, de l'ouest canadien et de l'intervalle triasique du sous-bassin de Peace River) ainsi que le cadre climatique de l'ouest canadien au cours du Trias. La géodynamique à l'échelle du continent nord-américain est relativement bien décrite (e.g. Miall et Blakey, 2008), cependant à petite echelle et sur une courte période (15Ma), la paléogéographie du bassin ainsi que son évolution ne sont pas clairement définis. Pour cette étude, le type de bassin est un paramètre important car il contrôle la circulation et la provenance des apports sédimentaires.

Les faciès décrits par les études anciennes (Armitage, 1962 ; Gibson 1974, ...) et les modèles de faciès définis par les études récentes (Zonneveld et al., 2010) semblent être des observations et résultats fiables sur lesquelles se baser. Ces études présentent toutes des faciès à granulométries fines (argiles – silts- sables fin) et caractéristiques de côtes dominées par l'action des vagues.

Les études sur le contenu organique de ces formations indiquent une roche mère de type IItype II-III (Riediger et al, 1990). Ces études donnent un aperçu global du contenu organique des formations : TOC moyen de 1.8% (Montney) et 6.1% (zone à phosphates), mais ne définissent et ne quantifient pas les facteurs de concentration de la matière organique dans les Formations Montney et Doig. Des analyses géochimiques supplémentaires devront être réalisées pour pouvoir caractériser précisément les hétérogénéités sédimentaires et discuter de leurs facteurs de contrôles.

A l'échelle du bassin, les découpages stratigraphiques dans les formations étudiées se basent sur la lithostratigraphie (Dixon, 2001, Davies, 1997), même si certaines études (e.g. Kendall, 1999) définissent des découpages séquentiels à haute résolution, ils restent locaux. Il n'existe pas à l'heure actuelle de lignes temps établies à travers toutes les formations du Trias inférieur et moyen. Afin de pouvoir étudier et discuter la répartition des hétérogénéités dans le bassin, il faudra premièrement définir des lignes temps (e.g. Catuneanu et al., 2009). Ces lignes temps pourront alors etre temporellement calées en utilisant les datations proposées par Orchard et Zonneveld (2009) et Golding et al., (2015a). Il faut cependant noter que l'âge de la limite Montney-Doig reste problématiques (Golding et al., 2015a).

Chapitre III : Matériel et méthodes

I. Matériel et données à disposition pour l'étude

Les formations du Trias inférieur et moyen du bassin ouest canadien peuvent être étudiées à la fois au travers des données de subsurface en Alberta et Colombie Britannique et grâce aux affleurements le long de la ceinture d'avant-pays de la cordillère canadienne.

1. Données de forages

L'Alberta et la Colombie Britannique possèdent une riche histoire pétrolière et une politique de gestion de données associées qui permet d'avoir accès à un grand nombre de forages recoupant les formations Montney et Doig. La sélection des forages s'est faite suivant deux critères : (1) Récupérer pour les revisiter les données utilisées dans des travaux précédents, (2) Couvrir l'ensemble du bassin à l'aide de sections régionales 2D.

a. Diagraphies

Au total, plus de 2200 forages répartis sur l'ensemble du bassin sont disponibles pour l'étude (**Figure III - 1**). L'ensemble des données diagraphiques à disposition ont été regroupées dans un projet dans le logiciel PETREL. Ce logiciel, a initialement été développé par Schlumberger pour permettre de créer des geomodèles à partir de donnée sismique et diagraphique. Dans la présente étude, il nous permet de rassembler en une même base de données logs diagraphique, logs géochimiques et données de terrain. Il permet par la suite de réaliser des sections en sélectionnant forages et affleurements pour réaliser des corrélations. Ce logiciel permet aussi de générer des cartes de profondeurs, d'épaisseurs ou encore de variations d'une propriété (e.g. TOC, Gamma Ray...).

La quantité et la qualité des données diagraphiques pour chaque forage sont très variables mais la majorité des puits possède au moins un log de Gamma Ray (e.g. GR, GRS...), un Sonic (e.g. Dt, AC...), une résistivité (e.g. AT90, LLD, LLM...) et un log de densité (e.g. RHOB, DEN...). La diversité, la qualité et la variabilité des outils disponibles est un problème pour l'interprétation et le traitement statistique. Par exemple, il existe plusieurs outils qui mesurent la radioactivité, ces outils mesurent le même paramètre avec des méthodes « similaires ». Au final les logs obtenus montrent les mêmes variations relatives, mais auront des amplitudes et des offsets différents, qui resteront quand même compris dans les mêmes ordres de grandeurs.

b. Carottes et cuttings

Au cours des 50 dernières années, plusieurs centaines de carottes ainsi que des cuttings de forages ont étés prélevés dans les Formations de Montney et Doig. Ces carottes et cuttings sont accessibles via des organismes gouvernementaux (e.g. AER, BC oil and gas...).

Pour ce travail, 496 échantillons provenant de cuttings ont été sélectionnés et mis à notre disposition par les organismes des provinces d'Alberta et de Colombie Britannique (**Figure III - 1**). Au cours de deux missions, 17 (liste en **Annexe - 1**) carottes ont été décrites et 365 échantillons ont été prélevés (**Figure III - 1**). Au total, 861 échantillons provenant de la subsurface (carottes et cuttings) de la Colombie Britannique et de l'Alberta sont utilisés pour cette étude.



Figure III - 1 : Localisation des données *disponibles pour l'étude* (carte géologique *d'après* Reed et al., 2005, Limite du Trias de Edwards et al., 1994; limite du bassin de Wright et al., 1994).