



SCOTIAN SHELF LITHOSTRATIGRAPHY 7 DAWSON CANYON AND WYANDOT FORMATIONS

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE LITHOSTRATIGRAPHIE FORMATION DE DAWSON CANYON ET FORMATION DE WYANDOT

J. A. Wade

Contributors: B. C. MacLean (faults, diapir outlines, and seismic limits) and A. Edwards (outline of Montagnais structure)

Collaborateurs: B. C. MacLean (failles, délimitation des diapirs, et limites sismiques) et A. Edwards (délimitation de la structure Montagnais)

Recommended citation: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphy 7: Dawson Canyon and Wyandot formations; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 63.

Notation bibliographique conseillée: Wade, J. A., 1991: Lithostratigraphie 7: Formation de Dawson Canyon Formation de Wyandot; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 63.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

DAWSON CANYON FORMATION

The Dawson Canyon Formation lies between the Logan Canyon and Wyandot formations (Fig. 1). It is a transgressive unit, composed primarily of grey marine shale or mudstone with occasional thin beds of siltstone, sandstone, and limestone. The Formation is widespread on the Scotian Shelf. A persistent series of thin limestones within the Formation, namely the Petrel Member, forms a regional lithologic and seismic marker. The limits of the Member, shown on Figure 2, are taken from seismic data. The age range of the Dawson Canyon Formation is Cenomanian to Santonian; the Petrel Member is Turonian in age (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; Doeven, 1983).

The Petrel Member dips uniformly to the southeast at ~12 m/km (Fig. 2). Some significant structuring of the Member is associated with the large diapirs in the Abenaki Subbasin, as it is pierced by five of these structures. Along the outer Scotian Shelf and upper Scotian Slope, the Petrel Member is offset by a series of down-to-the-basin faults that formed in response to the instability of the thick, underlying progradational sequences.

Figure 3 is an isopach map of the Dawson Canyon Formation. Over the eastern Scotian Shelf, the Formation is somewhat lenticular in cross-section and commonly thicker to the north, due to its relationship with the overlying prograding Wyandot Formation. A very thick Dawson Canyon section is interpreted to occur in the Evangeline H-98 well (S17), southwest of Sable Island, in association with a large down-to-the-basin fault system. However, some uncertainty in this interpretation occurs because of a lack of definitive dating. Across the western part of the Shelf, the Formation is more uniform and somewhat thicker than other areas, with an average thickness of ~250 m. It is absent from the Mohican I-100 well (S8) due to erosion; the resulting large channel was subsequently filled with Pleistocene sediments.

One small occurrence of hydrocarbons exists in the Dawson Canyon Formation. Dry gas, at a rate of ~70 000 m³/day, was recovered on a drillstem test in the Sable Island E-48 well (S57, Fig. 4). The reservoir is a sandstone bed in the lower part of the Dawson Canyon Formation.

WYANDOT FORMATION

The Wyandot Formation, which overlies the Dawson Canyon Formation, is widespread across the southern part of the Scotian Shelf east of 64°W (Fig. 5). It is comprised of coccolith cherts, foraminiferal packstones, chalky mudstones, marls, and some shales (Jansa and Wade, 1975). Barss et al. (1979), using palynomorphs, interpreted the age range of the Wyandot Formation to be Campanian to Maastrichtian whereas Ascoli (1976) and Doeven (1983), using foraminifera and nannofossils, respectively, indicated a range from Santonian to Maastrichtian.

Although the Formation is lithologically distinct, seismic data show that the top may be generally diachronous with the chalky and marly facies developing in the bottomset position of overlying gently prograding sequences. Therefore, the top of the Formation is oldest to the west and northwest and youngest to the east.

The limits of the Formation, outlined on Figure 5, are taken from seismic interpretation. Along the inner Scotian

Shelf, the Formation was eroded as the area was elevated during the Tertiary; to the south, it was removed by scouring on the Tertiary upper paleoslope. The upper surface of the Formation is relatively smooth and dips to the south-southeast at ~15 m/km (Fig. 5). The most significant structuring occurs along the Shelf edge in the zone of down-to-the-basin faulting. North and northeast of Sable Island, in the Abenaki Subbasin (Fig. 6), the Formation is penetrated by several large salt diapirs.

The isopach map of the Wyandot Formation (Fig. 7) shows a pronounced increase in thickness east of a northeast trending line which approximates the basement hinge zone along the north and west flanks of the Abenaki and Sable subbasins (Fig. 6). West of this line the Formation is generally <30 m thick, except around the Ojibwa E-07 (S13) and Glooscap C-63 (S10) wells on the LaHave Platform where it is 97 m and 156 m thick, respectively. To the east, the thicknesses are more variable in what appear to be local centres of chalk accumulation. The greatest thickness occurs at the eastern end of the Scotian Shelf, where the Dauntless D-35 well (S126) encountered 397 m of the Formation. North and northeast of Sable Island, the Wyandot Formation is missing locally, due to either uplift and erosion associated with diapirism or penetration by salt.

Gas was recovered from the Wyandot Formation at two locations, namely the Eagle D-21 well (S69; see Fig. 8) and the Primrose F-41 (S99) and N-50 (S100) wells. At Eagle D-21, the trapping mechanism is a rollover anticline and at the Primrose wells it is a structure associated with a salt diapir. Currently, neither accumulation is considered economic.

REFERENCES

- Ascoli, P.**
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleogeology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.
- Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.**
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.
- Doeven, P. H.**
1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.
- Jansa, L. F. and Wade, J. A.**
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.
- Wade, J. A. and MacLean, B. C.**
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

FORMATION DE DAWSON CANYON

La Formation de Dawson Canyon s'étend entre les formations de Logan Canyon et de Wyandot (fig. 1). Il s'agit d'une unité transgressive, composée principalement de shale ou de mudstone marins de couleur grise contenant quelques minces couches de siltstone, de grès et de calcaire. Cette formation est très étendue sur la plate-forme Néo-Écossaise. Une série persistante de calcaire mince au sein de la formation, soit le Membre de Petrel, forme un marqueur (repère) lithologique et sismique régional. Les limites du membre, montrées à la figure 2, ont été établies à partir de données sismiques. L'intervalle d'âges de la formation de Dawson Canyon s'étend du Cénomaniens au Santonien; le Membre de Petrel remonte au Turonien (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; Doeven, 1983).

Le Membre de Petrel plonge de façon constante vers le sud-est à environ 12 m/km (fig. 2). Certaines structures importantes du membre sont associées aux grands diapirs du sous-bassin d'Abenaki, étant donné que cinq d'entre eux le pénètrent. Le long de la plate-forme Néo-Écossaise externe et de la partie supérieure du talus, le Membre de Petrel est décalé par une série de failles plongeant vers le bassin qui se sont formées par suite de l'instabilité des épaisses séquences de progradation sous-jacentes.

La figure 3 est une carte isopaque de la Formation de Dawson Canyon. Dans la plate-forme Néo-Écossaise orientale, la formation est quelque peu lenticulaire en coupe et habituellement plus épaisse vers le nord, en raison de sa relation avec la séquence progradante de la Formation de Wyandot sous-jacente. Une section très épaisse de la Formation de Dawson Canyon, dans le puits Evangeline H-98, au sud-ouest de l'île de Sable, serait associée à un grand réseau de failles plongeant vers le bassin. Cependant, cette hypothèse laisse planer des doutes, faute d'une datation définitive. À travers la partie occidentale de la plate-forme continentale, la formation est plus uniforme et quelque peu plus épaisse que dans les autres zones, mesurant en moyenne 250 m environ. La formation est absente au puits Mohican I-100 (S8), ayant été érodée; le large chenal résultant a été par la suite rempli de sédiments pléistocènes.

Il n'existe qu'une petite occurrence d'hydrocarbures dans la Formation de Dawson Canyon. On a récupéré du gaz sec, au débit d'environ 70 000 m³/d, au cours d'un essai aux tiges dans le puits Sable Island E-48 (S57, fig. 4). La roche réservoir est une couche de grès dans la partie inférieure de la Formation de Dawson Canyon.

FORMATION DE WYANDOT

La Formation de Wyandot, qui repose sur la Formation de Dawson Canyon, s'étend dans la partie méridionale de la plate-forme Néo-Écossaise, à l'est de 64°W (fig. 5). Elle contient des craies à coccolithes, des packstones à foraminifères, des mudstones crayeux, des marnes et quelques shales (Jansa et Wade, 1975). Selon Barss et al. (1979), qui ont utilisé des palynomorphes, l'intervalle d'âges de la Formation de Wyandot s'étendrait du Campanien au Maastrichtien tandis que Ascoli (1976) et Doeven (1983), qui ont utilisé l'un, des foraminifères, et l'autre, des nannofossiles, ont indiqué un intervalle allant du Santonien au Maastrichtien.

Même si la lithologie de la formation présente un caractère distinct, les données sismiques indiquent que le sommet pourrait être généralement diachrone, les faciès crayeux et marneux constituant les couches basales des séquences légèrement progradantes sus-jacentes. Par conséquent, le sommet de la formation est plus ancien à l'ouest et au nord-ouest et plus récent à l'est.

Les limites de la formation, telles qu'elles apparaissent à la figure 5, sont basées sur l'interprétation de données sismiques. Le long de la plate-forme Néo-

Écossaise interne, la formation a été érodée du fait de sa surélévation durant le Tertiaire; au sud, elle a été affouillée au Tertiaire sur la partie supérieure du paléotalus. La surface supérieure de la formation est relativement unie et plonge vers le sud-sud-est à environ 15 m/km (fig. 5). Les structures les plus importantes s'observent le long de la bordure de la plate-forme dans la zone des failles plongeant vers le bassin. Au nord et au nord-est de l'île de Sable, dans le sous-bassin d'Abenaki (fig. 6), plusieurs grands diapirs salifères pénètrent dans la formation.

La carte isopaque de la Formation de Wyandot (fig. 7) figure une augmentation marquée de l'épaisseur à l'est d'une ligne de direction nord-est qui correspond approximativement à la charnière du socle le long des flancs nord et ouest des sous-bassins d'Abenaki et de Sable (fig. 6). À l'ouest de cette ligne, la formation a en général moins de 30 m d'épaisseur, sauf autour des puits Ojibwa E-07 (S13) et Glooscap C-63 (S10) dans la plate-forme de LaHave où elle présente une épaisseur de 97 m et 156 m respectivement. À l'est, son épaisseur varie davantage dans ce qui semble être des zones locales d'accumulation de craie. C'est à l'extrémité est de la plate-forme Néo-Écossaise, où le puits Dauntless D-35 (S126) a traversé 397 m de la formation, que l'épaisseur la plus grande a été enregistrée. Au nord et au nord-est de l'île de Sable, la Formation de Wyandot est absente par endroits, par suite soit d'un soulèvement, soit d'un processus d'érosion associé au diapirisme ou à la pénétration par du sel.

On a récupéré du gaz dans la Formation de Wyandot à deux endroits, soit au puits Eagle D-21 (S69, voir la fig. 8) et aux puits Primrose F-41 (S99) et N-50 (S100). Au puits Eagle D-21, le mécanisme de piégeage est relié à un anticlinal de compensation (anticlinal de rebroussement) tandis qu'aux puits Primrose, il s'agit d'une structure associée à un diapir salifère. Aucune de ces accumulations n'est actuellement considérée économiquement rentable.

RÉFÉRENCES

- Ascoli, P.**
1976: Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleogeology and Biostratigraphy, (ed.) C. T. Schafer and B. R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.
- Barss, M. S., Bujak, J. P., et Williams, G. L.**
1979: Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.
- Doeven, P. H.**
1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.
- Jansa, L. F. et Wade, J. A.**
1974: Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, (ed.) W. J. M. van der Linden and J. A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.
- Wade, J. A. et MacLean, B. C.**
1990: The geology of the southeastern margin of Canada; part 2: aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, (ed.) M. J. Keen and G. L. Williams; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2, p. 190-238 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français