UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

RÉÉVALUATION DU CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA FORMATION NONESUCH ET SA MINÉRALISATION CUPRO-ARGENTIFÈRE, LA RÉGION OUEST DU LAC SUPÉRIEUR

AUREL GRIGORITA

DÉPARTEMENT DES GÉNIES
CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE MINÉRAL)
AVRIL 2001

© Aurel Grigorita, 2001.

National Library of Canada
Bibliothèque nationale du Canada

Acquisitions and Bibliographic Services
Acquisitions et services bibliographiques

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-65578-4

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

RÉÉVALUATION DU CONTEXTE GÉOLOGIQUE
DE LA FORMATION NONESUCH
ET SA MINÉRALISATION CUPRO-ARGENTIFÈRE,
LA RÉGION OUEST DU LAC SUPÉRIEUR

présenté par: GRIGORITA Aurel
en vue de l'obtention du diplôme de: Maîtrise ès sciences appliquées
a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

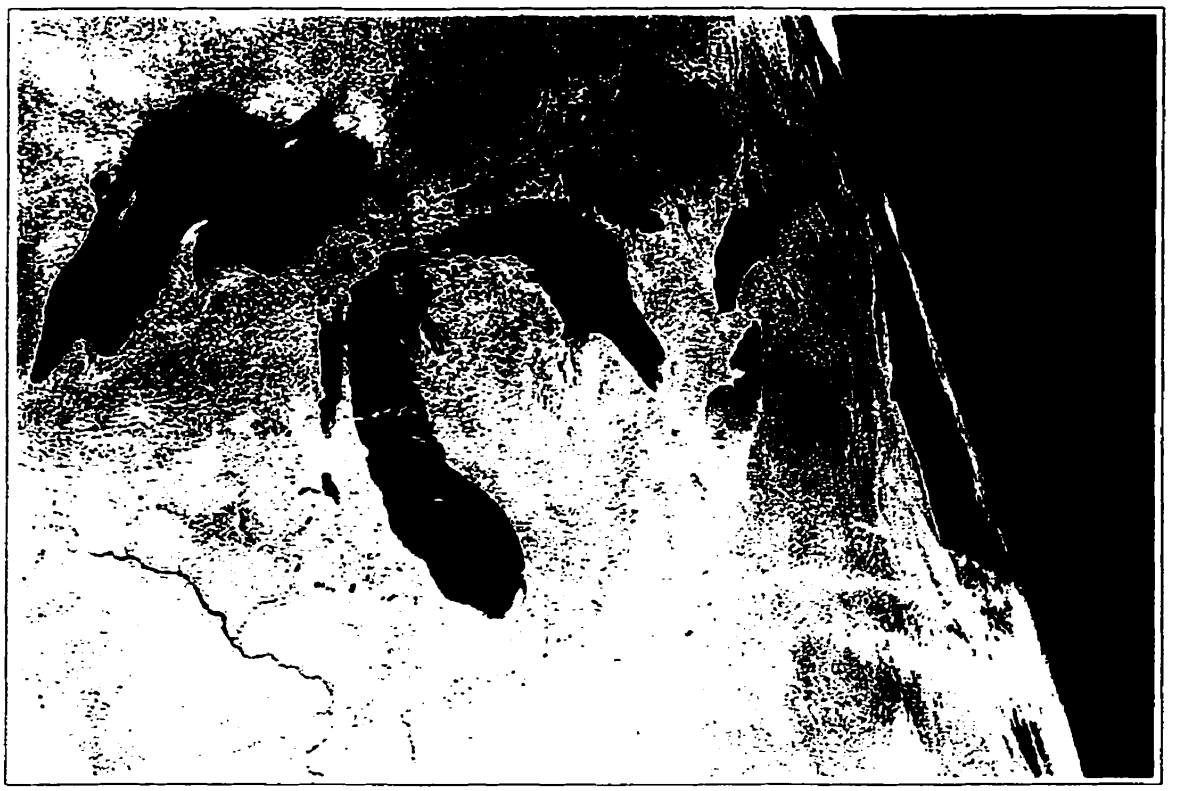
M. DARLING Richard, Ph.D., président
M. BROWN Alexander C, Ph.D., membre et directeur de recherche
M. CHARTRAND Francis, Ph.D., membre

...à mes parents...

Motto:

The mystery of human existence
does not lie in living,
but in knowing
what you are living for...

(Nicolae Iorga)



Provided by the SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center. Image date: 04/24/1999.

REMERCIEMENTS

Je dois rendre crédit et sincère considération à mon directeur de recherche, le Professeur Alex Brown, pour son appui scientifique et le soutien financier ainsi que pour sa contribution, ses commentaires critiques et les améliorations pertinentes apportées au cours de la recherche. Je tiens lui remercier surtout pour sa confiance, l'esprit ouvert et sa permanente disponibilité de partager ses connaissances et son expertise, pour moi une expérience inoubliable et tellement enrichissante.

Les *Fonds pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche* (FCAR) sont remerciés avec gratitude pour la bourse de recherche accordée, un appui financier bien apprécié et nécessaire pour la finalité du programme. Également, le *Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie* (CRSNG) du Canada est remercié pour sa contribution au financement du projet (subvention OGP 7814, accordée à A. Brown).

Je veux exprimer toute mon admiration à Ted Bornhorst (Michigan Technological University, Houghton, Michigan) pour son appui enthousiaste et l'aide précieux en documentation. Un agréable interlocuteur, ses opinions pertinentes sur le contexte géologique de la région ont constitué un excellent point de référence.

Mes remerciements vont également aux gens de Marquette et de White Pine, pour leur collaboration et l'accès aux lithothèques de forages. Toute ma reconnaissance à Bill Swenor (Dept. of Natural Resources, Marquette, Michigan) pour son assistance et

précieuse collaboration en documentation, à Rod Johnson pour l'utile échange d'idées ainsi qu'à Dave Labyat (Project Manager, Copper Range Co.) pour sa coopération.

Des sincères appréciations aux membres du jury d'examen pour la lecture critique et les suggestions pertinentes, un apport constructif et utile à cet ouvrage.

Finalement, je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à mon épouse Otilia et à mon fils Vlad pour leur soutien moral et encouragement permanent, leur patience et surtout pour leur grand amour.

RÉSUMÉ

La Formation Nonesuch, hôte du gisement stratiform de sulfures de cuivre en milieu sédimentaire de White Pine (Michigan), est l'expression d'un environnement de déposition singulier dans la suite sédimentaire post-rift associée au Système du Rift du Midcontinent aux États-Unis. Cette étude, qui représente surtout une réévaluation du contexte géologique de la Formation Nonesuch et une ré-interprétation partielle des données déjà publiées, vient de proposer un nouveau modèle, le modèle de la caldera volcanique, pour le contexte géologique de la minéralisation de cuivre-(argent) en sulfures disséminés qui représente le stage principal de minéralisation à White Pine. Cette minéralisation disséminée est complètement antérieure à la minéralisation structurale de cuivre natif définie par Mauk (1993).

Interprétée comme une séquence sédimentaire transgressive, le dépôt de la Formation Nonesuch implique une incursion marine dans le bassin du rift. L'histoire pertinente du contexte géologique d'évolution du bassin de Nonesuch commence avec la mise en place du complexe volcanique Porcupine durant le volcanisme terminal de la série basaltique des Volcanites de Portage Lake, le long de la bordure sud du rift et au nord de la faille Keweenaw. Associées au début de la phase de subsidence thermique post-rift, les séquences continentales épaisses du Conglomérat de Copper Harbor ont rempli le bassin du rift et ont couvert le dôme felsique de l'édifice volcanique Porcupine. Suite à la subsidence accentuée, une incursion marine extensive dans le bassin du rift a

déclenché le dépôt silteux-argileux de la Formation Nonesuch. Les sédiments riches en matière organique et pyrite syndiagénétique suggèrent le dépôt dans un bassin à l'eau stagnante et des conditions anoxiques, localisé à basse latitude (environ 10 à 15°N) selon les reconstructions de paléopôles dans la région du Lac Supérieur. Dans le district de White Pine, le contexte géologique a favorisé une sédimentation deltaïque alors que dans un domaine offshore il est enregistré le dépôt d'un faciès d'eau profonde. Le complexe deltaïque inclut au moins deux lobes superposés. La minéralisation de cuivre-(argent) en sulfures disséminés est contenue dans la section basale de la Formation Nonesuch et sa mise en place est reliée à la migration ascendante des fluides cuprifères de basse température de l'aquifère de Copper Harbor à travers la section basale de la Formation Nonesuch et suite au remplacement de la pyrite préexistante par des sulfures cuprifères.

La formation d'une caldera semble accompagner le stage final d'évolution du complexe volcanique de Porcupine. L'emplacement de dômes et de coulées rhyolitiques, selon un patron quasi circulaire sur les marges de la caldera, suggère la résurgence de l'activité volcanique dans un contexte qui rapproche les calderas de type Valles. Il est possible que la mise en place d'un dôme structural peu profond accompagne le stage final de résurgence de la caldera Porcupine. La proximité spatiale et temporelle du complexe volcanique Porcupine et sa caldera résurgente enfouie en profondeur, suggère l'influence directe de la caldera sur la mise en place de la minéralisation stratiforme de cuivre-(argent) en stage principal à White Pine..

Plusieurs mécanismes sont envisagés pour transporter et circuler les fluides à la base de la Formation Nonesuch (p.ex., focaliser les saumures de l'aquifère du

Conglomérat de Copper Harbor à la base de Nonesuch par l'écoulement conduit par gravité; White, 1971). L'activité volcanique dans le contexte géologique du district de White Pine nous amène à proposer une alternative: le modèle de la caldera volcanique. Le modèle implique la convection thermique locale comme mécanisme pour l'afflux cuprifère à la base de l'encaissant sédimentaire, directement relié à la présence en profondeur de la caldera résurgente de Porcupine et à son flux anormal de chaleur. La persistance du régime anormal de chaleur dans les environnements analogues des calderas modernes suggère la viabilité prolongée de ce mécanisme, suffisante pour satisfaire aux exigences du recyclage des solutions minéralisateurs et du transport des importantes quantités de métaux à la base de la Formation Nonesuch.

ABSTRACT

The Nonesuch Formation, host of the classic White Pine (Michigan) sediment-hosted stratiform copper deposit, is the product of an uncommon depositional environment within the sedimentary post-rift fill sequence of the Midcontinent Rift System of the United States. We propose a new model involving a volcanic caldera for the geological setting of the disseminated copper-(silver) sulfide mineralization known as "main-stage sulphide copper" at White Pine. This mineralization completely precedes the "structurally controlled native copper" mineralization as defined by Mauk (1993).

The Nonesuch sedimentary basin and its sediments are interpreted as a transgressive sequence with a marine input to the intracontinental rift basin. The pertinent geological context of the Nonesuch extends back to the end of Portage Lake Volcanics time when a felsic volcanic dome formed in the Porcupine Mountains area along the southern rift margin north of the Keweenaw Fault. In post-rift time, extensive Copper Harbor Conglomerate continental redbeds were deposited throughout the rift basin and over the felsic dome. With subsequent subsidence, a large marine incursion occupied the rift basin and led to the deposition of the Nonesuch siltstone-shale unit, a carbonaceous pyritic sediment suggestive of stagnant anoxic conditions prevalent in basins located at low latitudes, as the Lake Superior region was (10 to 15°N) approximately 1.1 Ga ago. The lower Nonesuch was clearly deltaic in the White Pine district; the deltaic complex includes at least two stacked lobes. Deeper water facies

existed offshore and also during upper Nonesuch deposition. Main-phase copper mineralization occurred along the base of the Nonesuch, largely by replacement of the original pyrite when low-temperature cupriferous brines circulated through the Copper Harbor Conglomerate and into the basal Nonesuch.

A resurgent caldera is proposed to have formed in the final stages of the Porcupine volcanic complex. In a Valles-type caldera setting, rhyolitic lava domes were formed, with structural control by caldera ring fractures. We presume that a shallow structural dome was intruded during the late stage of caldera resurgence. The spatial and temporal proximity of the Porcupine volcanic complex and its buried resurgent caldera to the White Pine mineralization suggests a direct role of this caldera in the emplacement of the main-stage stratiform sulphide copper of the White Pine district.

Several mechanisms have been considered for the transport and circulation of ore-forming fluids at the base of the Nonesuch (e.g., the focussing of Copper Harbor-hosted brines into the basal Nonesuch by gravity-driven flow; White, 1971). The volcanic activity in the geological setting of the White Pine district leads us to consider an alternative model: the volcanic caldera model. This model implies a local thermal convection mechanism, which would circulate and recycle metalliferous brines beneath the Nonesuch. The driving mechanism would be directly related to moderately anomalous heat from the buried Porcupine resurgent caldera. The persistence of an abnormal geothermal gradient within the resurgent caldera environment suggests a long-lived mechanism, probably sufficient to explain the recycling of ore-forming solutions and the transport of large amounts of metals into the basal Nonesuch.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE IV

REMERCIEMENTS V

RÉSUMÉ VII

ABSTRACT X

TABLE DES MATIÈRES XII

LISTE DES TABLEAUX XIV

LISTE DES FIGURES XV

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS XVII

LISTE DES PHOTOGRAPHIES XVIII

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION 1

CHAPITRE 2 : LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 3

2.1. Le développement du système du rift du Midcontinent 5

2.2. Relations entre le système du rift du Midcontinent et l'orogène de Grenville 9

CHAPITRE 3 : LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL 12

3.1. Le volcanisme syn-rift 12

3.2. La suite sédimentaire 19

3.3. La tectonique 28

3.4. Les minéralisations 32

CHAPITRE 4 : L'ENVIRONNEMENT DE DÉPOSITION NONESUCH 36

4.1. La sédimentation 39

4.1.1. La Transgression Nonesuch 41

4.1.2. Particularités pétrographiques 43

4.1.3. L'assemblage des faciès 45

4.1.4. La sédimentation deltaïque à White Pine 53

4.1.5. L'extension du bassin Nonesuch 59

4.1.6. Nonesuch, un bassin éuxinique ? 62

4.2. La diagénèse 74

4.2.1. Processus diagénétiques 78

4.2.2. Discussion de la diagénèse 81

4.3. La minéralisation 84

4.3.1. Le district de White Pine 84

4.3.2. Discussion de la minéralisation 93

4.4. Le complexe volcanique Porcupine 104

CHAPITRE 5 : DISCUSSIONS GÉNÉRALES 120

5.1. La Formation Nonesuch, une séquence marine ? 121

5.2. Le delta de White Pine 128

5.3. La caldera Porcupine 135

5.4. L'environnement du dépôt de Nonesuch 138

CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS 160

RÉFÉRENCES 167

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 4.1 : La Formation Nonesuch:
des contenus en carbone organique total (TOC) **64**

TABLEAU 4.2 : La Formation Nonesuch:
des contenus en soufre total **64**

TABLEAU 4.3 : La Formation Nonesuch:
les rapports des isotopes stables du soufre **65**

TABLEAU 4.4 : La Formation Nonesuch:
les rapports des isotopes stables du nitrogène **65**

TABLEAU 4.5 : La Formation Nonesuch:
les rapports des isotopes stables du carbone **66**

TABLEAU 4.6 : La Formation Nonesuch:
les rapports des isotopes stables de l'oxygène **67**

TABLEAU 4.7 : Les évidences pour les températures
impliquées dans le dépôt de cuivre à White Pine **76**

TABLEAU 5.1 : Les dimensions des calderas associées au volcanisme siliceux ... **137**

TABLEAU 5.2 : Des minéralisations associées aux calderas **142**

LISTE DES FIGURES

FIGURE 2.1 : Le Système du Rift du Midcontinent de l'Amérique du Nord **4**

FIGURE 3.1 : Le système du Rift du Midcontinent dans la région du Lac Supérieur **13**

FIGURE 3.2 : La corrélation stratigraphique des roches du Mésoprotérozoïque dans la région du Lac Supérieur **14**

FIGURE 3.3 : La série sédimentaire post-rift du Groupe Oronto: compositions pétrographiques et données paléomagnétiques **23**

FIGURE 3.4 : La géologie et les structures majeures dans la région du Lac Supérieur **31**

FIGURE 4.1 : La corrélation des faciès dans le bassin de sédimentation de Nonesuch **46**

FIGURE 4.2 : Les directions de paléocourants de la série sédimentaire post-rift du Groupe Oronto, dans la région du Lac Supérieur **52**

FIGURE 4.3 : La Formation Nonesuch: la stratigraphie du complexe deltaïque à White Pine..... **55**

FIGURE 4.4 : La section longitudinale dans la Péninsule de Keweenaw et le modèle paléohydrologique de White (1971a, b)..... **100**

FIGURE 4.5 : L'illustration schématique du modèle de la caldera volcanique **101**

FIGURE 4.6 : Le district de White Pine:
le complexe volcanique Porcupine **105**

FIGURE 5.1 : Modèle du contexte volcanique pour le district de White Pine, au moment du dépôt des unités basales de la Formation Nonesuch..... **146**

FIGURE 5.2 : L'intervalle de mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine **157**

LISTE DE SIGLES ET ABRÉVIATIONS

GLIMPCE : Great Lakes International Multidisciplinary Program on Crustal Evolution (un consortium publique des scientifiques américaines et canadiens).

Ma : million d'années

Ga : milliard d'années

Mt : million de tonnes

km^3 : kilomètre cube (SI)

km : kilomètre (SI)

m : mètre (SI)

cm : centimètre (SI)

mm : millimètre (SI)

μ : micron

°C : degré Celsius

ppm : part per million

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

FIGURE 4.7 : Texture sédimentaire, la Formation Nonesuch (photomicrographies en lame mince) **115**

FIGURE 4.8 : L'ensemble d'une lamine argileuse (photomicrographie en lame mince) **116**

FIGURE 4.9 : Des détails dans les lamines d'argiles (photomicrographies en lame mince) **117**

FIGURE 4.10 : Agglomérat de pyrite syndiagénétique (photomicrographies en lame mince) **118**

FIGURE 4.11 : Pyrite syndiagénétique (photomicrographies en lame mince) **119**

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les dix dernières années d'investigations multidisciplinaires ont contribué à une meilleure connaissance de la structure du bassin du rift dans la région du Lac Supérieur. Les informations acquises ont fait avancer notre compréhension sur la nature des processus qui ont gouverné l'évolution du système du rift, sur leurs interactions ainsi que sur les processus de métallogenèse associée à ce domaine crustal particulier qui contient des gisements métallifères d'exception. Ceux-ci incluent le plus large gisement de cuivre natif connu au monde ainsi qu'un important gisement de cuivre en milieu sédimentaire qui fait l'objet spécifique de cette analyse.

La Formation Nonesuch est l'expression d'un environnement de déposition singulier dans la suite sédimentaire post-rift. À White Pine, Michigan, la formation contient dans la section stratigraphique basale le gisement stratiform de cuivre en milieu sédimentaire du même nom: White Pine. Le dépôt sédimentaire d'âge mésoprotérozoïque de la Formation Nonesuch a fait l'objet des nombreuses investigations de détail dans les années 90, en raison de son potentiel de minéralisation mais aussi grâce à son statut de roche-mère potentielle de pétrole. Au fur et à mesure que les données se sont accumulées, l'image acquise est devenue de plus en plus complexe et diversifiée, peut-être mieux résolue en termes d'évolution tectonique et métallogénie mais parfois contradictoire en terme d'origine, conditions de sédimentation ou processus impliqués.

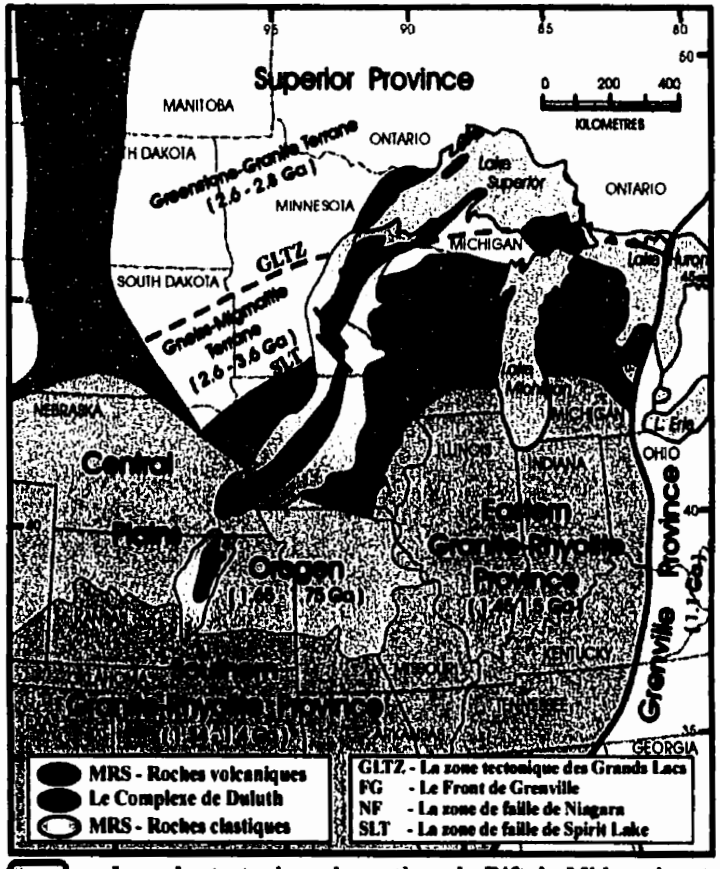
Le présent mémoire s'est appuyé sur un examen du terrain, sur l'examen des carottes provenant de deux forages à White Pine, sur l'examen d'échantillons au laboratoire et sur une recherche bibliographique extensive. L'analyse qui suit a pour but d'intégrer les connaissances majeures acquises sur la géologie du district de White Pine et sur la minéralisation cuprifère ainsi que les nouvelles idées émergées des récentes études sur le développement et l'évolution du rift, pour mieux définir le contexte régional de mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine. Il faut préciser qu'une importante partie de l'étude dérive de l'analyse bibliographique des nombreux ouvrages déjà publiés et la ré-interprétation partielle des données. Dans cette réévaluation du contexte géologique de la Formation Nonesuch, notre contribution concerne en principal 1) l'interprétation du milieu de sédimentation de Nonesuch par rapport au débat marin versus lacustre et 2) le nouveau modèle de la caldera volcanique proposé pour le contexte géologique de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine. Après une mise à jour sur la géologie régionale et locale, on décrit l'environnement de déposition Nonesuch en termes de sédimentation, diagénèse et minéralisations. L'intention est de souligner plutôt les aspects significatifs pour l'évolution du bassin, le milieu de dépôt et les processus opérationnels durant la préparation de l'encaissant sédimentaire pour l'événement de minéralisation ultérieur. Les discussions portent surtout sur l'encaissant sédimentaire et la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal. Il est proposé un nouveau modèle de la caldera résurgente pour expliquer le dépôt économique de cuivre en sulfures disséminés à White Pine. De brèves conclusions et recommandations concluent le mémoire.

CHAPITRE 2

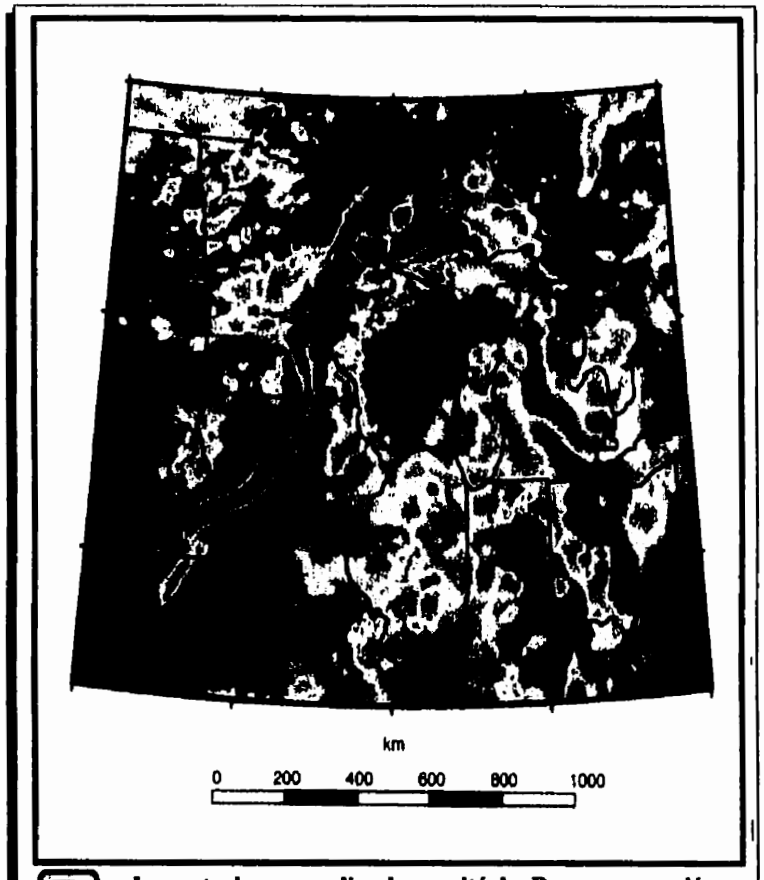
LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le système du rift du Midcontinent (Midcontinent Rift System, MRS) s'est développé vers la fin du Mésoprotérozoïque (~1.1 Ga) sur la croûte continentale du craton Laurentia. Il coupe à travers le craton nord-américain, un assemblage de micro-plaques qui s'est formé suite à des collisions successives durant le Paléoprotérozoïque (1.96 à 1.6 Ga). Les terrains, dont la nature et l'âge sont différentes (3.6 à 1.65 Ga; Van Schmus et al., 1987), sont intégrés dans des ceintures orogènes qui peuvent être retracées jusqu'au Bouclier Baltique. Leur âge diminue vers sud (Hoffman, 1988) (fig. 2.1A).

Les puissantes anomalies gravimétriques et magnétiques qui accompagnent le MRS pour plus de 2000 km (Van Schmus et Hinze, 1985; Hinze et al., 1992) dévoilent sa position ainsi que son caractère crustal profond. Bien que pour la plupart de sa longueur le MRS est couvert par les eaux du Lac Supérieur ou il repose sous la couverture du Paléozoïque, il est exposé en surface dans la région du Lac Supérieur seulement. Sa signature géophysique particulière est retracée vers le sud-est jusqu'au Kansas, alors que la prolongation en direction sud-est peut être suivie sous la péninsule sud de Michigan (Lower Michigan) jusqu'au Front de Grenville où sa signature géophysique s'estompe (fig. 2.1B). L'interprétation géologique des profiles sismiques profonds (Behrendt et al., 1988; Cannon et al., 1989; Hinze et al., 1990; Hutchinson et al., 1990; Allen et al., 1995) met en évidence une structure bien développée en



A Le cadre tectonique du système du Rift du Midcontinent (MRS) avec les provinces du socle Précambrien (modifié après *Van Schmus, 1992*).



B La carte des anomalies de gravité de Bouguer associées avec le système du Rift du Midcontinent (MRS) (tiré de *Allen et al., 1995*).

Fig. 2.1 Le système du Rift du Midcontinent de l'Amérique du Nord.

profondeur pour plus de 30 kilomètres dans la région du Lac Supérieur et caractérisée par une segmentation avancée en plusieurs bassins. Une structure en échelon (fig. 2.1) semble acquise précocement dans l'histoire du rift, sous le contrôle des anciennes zones de faiblesse dans la croûte. Les segments majeurs du rift sont délimités par plusieurs zones d'accommodation tectonique mises en évidence par le décrochement des anomalies géophysiques associées au MRS.

La géochronologie des dernières années a ajouté les contraintes temporelles nécessaires pour déceler et corréler les événements majeurs dans l'histoire du rift. La corrélation régionale des roches de compositions basaltiques (Nicholson et al., 1997) a mis en évidence les interactions des sources mantelliques et crustales durant l'évolution du rift. D'autre part, l'application du nouveau modèle magmatique pour le volcanisme Keweenawan (Klewin et Shirey, 1992; Shirey et al., 1994; Shirey, 1997) a permis des corrélations géochimiques et isotopiques de détail, maintenant sous un meilleur contrôle stratigraphique à échelle régionale. Là où les datations manquent, un changement de polarité magnétique reconnu et enregistré dans toute la région constitue un important outil de corrélation stratigraphique dans le bassin du rift. Des datations récentes U-Pb ont replacé ce changement de polarité magnétique à 1100 Ma (Davis et Green, 1997; Zartman et al., 1997).

2.1. Le développement du système du rift du Midcontinent

Les concepts sur le développement du MRS ont évolué rapidement dans les dix dernières années, grâce à une intense activité d'acquisition de données et d'informations

sur tous les aspects reliés au rift. Actuellement, le modèle qui explique mieux l'ensemble des données pluridisciplinaires est celui de l'amincissement lithosphérique progressif au-dessus d'une plume mantellique (White, 1997). Les modèles géodynamiques pour l'évolution du rift (Brown, 1989; White, 1997) suggèrent des températures élevées dans le manteau. Les températures anomales et les zones de faiblesse crustale préexistantes peuvent expliquer les taux d'éruption et le volume de magmas mis en place (2×10^6 km^3; Cannon et al, 1989; Hutchinson et al., 1990) ainsi que la géométrie particulière et l'histoire de subsidence du MRS.

L'activité ignée associée au développement et à l'évolution du MRS exhibe les caractères d'un magmatisme basaltique de plateau. Des volumineux coulées de basaltes ont fait éruption en surface sur un système de fissures et fractures, accompagnées par l'emplacement co-magmatique de sills, intrusifs mafiques et plutons alcalins. Du point de vue géochimique, les roches ignées associées au MRS constituent une série tholéiitique bimodale caractérisée par d'importants enrichissements en fer. Les volcanites mafiques dominantes sont les basaltes tholéiitiques à olivine et les basaltes transitionnels enrichis (Klewin et Berg, 1991). Les évidences géochimiques suggèrent une source de plume asthénosphérique pour la plupart des basaltes tholéiitiques. Pour certaines suites, les contributions du manteau lithosphérique et de la croûte archéenne sont significatives (Shirey et al., 1994; Nicholson et al., 1997). Des datations plus complètes et précises (Davis et Paces, 1990; Paces et Miller, 1993; Davis et Green, 1997, Zartman et al., 1997) ont permis de reconnaître le caractère épisodique du magmatisme associé au MRS (Miller et al., 1995; Davis et Green, 1997). Les données

actuelles établissent à environ 22 Ma la durée du magmatisme de rift, qui s'est manifesté à intermittences et a connu deux phases d'activité intense (de 1108 à 1105 Ma et de 1100 à 1094 Ma, respectivement) (Davis et Green, 1997). Entre les deux phases, l'activité ignée a diminué de façon significative à travers le MRS et il semble que cet intervalle est enregistré comme un hiatus apparent dans la stratigraphie des séquences volcaniques (Davis et Green, 1997).

L'épaisseur de la pile volcanique associée au MRS est impressionnante. Lorsque l'épaisseur stratigraphique des séquences exposées en surface autour du Lac Supérieur est estimée à environ 12 kilomètres, à travers le graben central du rift les profiles sismiques révèlent une section volcanique évaluée à plus de 20 kilomètres d'épaisseur (Cannon et al., 1989). Des fractures crustales syn-rift, qui affectent la croûte sur plus de 30 kilomètres en profondeur, ont accommodé la subsidence générale du bassin de rift. Les volcanites de première génération dans l'histoire du rift sont reconnues dans les bassins peu profonds seulement, développés sur les flancs du graben central. En même temps, les processus de subcrétion magmatique (underplating) ont été bien actifs. Les profiles sismiques profonds et les modélisations gravimétriques (Behrendt et al., 1990) suggèrent l'accrétion des volumes considérables de roches mafiques à la croûte inférieure. L'épaisseur de la croûte sous le rift est estimée à 55 kilomètres par contraste au craton tout autour qui mesure environ 40 kilomètres d'épaisseur (Hamilton et Mereu, 1993).

La cessation du volcanisme dans le MRS s'est accompagnée d'une sédimentation terrigène de plus en plus importante qui signale le changement du régime dans le bassin

du rift, de prédominance sédimentaire durant son stage de subsidence thermique. La subsidence post-rift a permis l'accumulation d'une section sédimentaire qui peut dépasser sept kilomètres dans le graben central du rift de la région ouest du Lac Supérieur, comme suggéré par les profiles sismiques profonds (Cannon et al., 1989). Cette suite sédimentaire post-rift accompagne le MRS sur toute sa longueur. Elle est bien exposée en surface dans la région du Lac Supérieur et des séquences similaires sont connues dans les forages au Lower Michigan (Ojakangas et Morey, 1982), Iowa (Anderson, 1997), Nebraska (Carlson, 1997) et Kansas (Berendsen, 1997). Une section sédimentaire analogue est mentionnée aussi à l'Ohio (Dickas et al., 1992).

Malgré l'amincissement lithosphérique considérable, le rift est avorté suite à l'effet de compression déterminée par la convergence continentale dans l'orogène de Grenville (Cannon, 1994). Le stage final de sédimentation post-rift est marqué par la réactivation des failles majeures syn-rift en failles inverses et l'inversion tectonique du graben central, déterminées par le stress de compression régionale. À travers le rift, le raccourcissement crustal correspondant au chevauchement est estimé à environ 30 kilomètres (Cannon, 1994). Le chevauchement semble affecter surtout la branche Sud-Ouest du rift, alors que la branche Est semble enregistrer la prédominance des mouvements de décrochement sur la direction. Des datations indirectes (Bornhorst et al., 1988; Cannon et al., 1993) placent l'achèvement du chevauchement dans le MRS à 1060 ± 20 Ma.

2.2. Relations entre le MRS et l'orogène de Grenville

L'interprétation géologique de la Province de Grenville a connu des progrès significatifs durant les dernières années. Plusieurs profils sismiques profonds à travers le Front de Grenville, ainsi que des datations plus complètes et précises, ont permis de meilleures corrélations à l'intérieur de ce domaine crustal et une compréhension avancée de son évolution géologique en relation avec le craton nord-américain en général et avec le MRS en particulier. Les synthèses régionales de Easton (1992), Davidson (1995), Gower (1996), McLelland et al. (1996) et Rivers (1997) sont particulièrement pertinentes.

Le contexte géotectonique de la marge sud-est de Laurentia durant le Mésoproterozoïque semble celui d'une marge continentale active en bordure d'un océan majeur situé au sud-est. Les reconstructions (Culshaw et al., 1997) suggèrent l'existence d'un arc magmatique plus jeune vers l'océan, dont une partie fut subséquemment incorporée dans l'orogène de Grenville lors d'une collision survenue entre 1190 et 990 Ma. Selon les données disponibles pour la Province de Grenville, l'évolution de l'arc magmatique était oscillante. L'alternance des régimes de distension et de compression semble caractériser son évolution en Mésoproterozoïque.

Dans la région qui nous intéresse, il y a des évidences pour la construction des arcs et des bassins à 1300-1250 Ma dans un domaine « offshore » de Laurentia. La plus significative distension s'est manifestée dans les terrains de la Ceinture Métasédimentaire Centrale (Central Metasedimentary Belt, CMB) et a conduit au

développement des bassins marginaux à croûte océanique. La fermeture des bassins d'arrière-arc est survenue durant les orogènes d'accrétion de Pinwarien (~1495 à 1445 Ma) et d'Élzevirien (~1250 à 1190 Ma), ainsi que contemporain avec les trois pulsations de raccourcissement crustal associées au stade de collision finale dans l'orogène de Grenville (de 1190 à 990 Ma) (Rivers et Corrigan, 2000).

Le stage final de collision s'est amorcé peu après la fermeture du bassin marginal de CMB et l'accrétion de ses terrains à Laurentia. La fermeture du bassin CMB s'est réalisée en plusieurs stages, mais l'apogée métamorphique dans la plupart des terrains est associé à l'orogène d'Élzevirien (1250 à 1190 Ma) (Corrigan et Hanmer, 1995). La collision s'est manifestée dans un contexte continental et elle s'est associée avec le magmatisme intra-plaque, maintenant inclus dans l'orogène de Grenville (Rivers, 1997). La construction de l'orogène de collision s'est accompagnée par un raccourcissement crustal progressif enregistré dans l'intervalle 1080 à 1040 Ma (Carr et al, 2000).

Au moins trois pulsations discrètes sont reconnues durant l'orogène grenvillien. Leurs durées ainsi que les événements qu'on les attribue sont encore en débat, mais elles sont connues comme les pulsations Shawinigan, Ottawan et Rigolet. La pulsation Shawinigan (1190 à 1140 Ma) semble être reliée plutôt à la convergence entre les terrains de CMB, à la marge distale du craton Laurentia (Carr et al., 2000). Le début de la collision continentale est enregistré à 1120 Ma, quand le tectonisme a affecté les terrains de CMB ainsi que la marge continentale de Laurentia. Les pulsations Ottawan (1080 à 1050 Ma) et Rigolet (1010 à 980 Ma) sont associées aux derniers stages de convergence continentale et elles semblent marquer le charriage des domaines de

Grenville sur le foreland laurentien et la propagation de l'orogène vers l'intérieur (Carr et al., 2000).

L'âge et l'échelle régionale du MRS, ainsi que la proximité spatiale et l'interférence temporelle avec l'orogène de Grenville suggèrent que des interactions, influences et relations cause-effet devraient caractériser leur évolution. Le développement du MRS sur le craton Laurentia semble devancer le début de la collision continentale dans l'orogène de Grenville. Bien que la phase principale de distension et de magmatisme dans le rift est enregistrée dans l'intervalle 1108 à 1094 Ma, il est possible que le début du rift soit marqué par l'emplacement des essaims de dykes mafiques d'Abitibi et de Kapuskasing datés de 1149 à 1140 Ma (Krogh et al., 1987). Une datation récente du charriage des domaines de Grenville sur la marge de Laurentia (1090 à 1085 Ma; Ketchum et Krogh, 1997) suggère que la convergence continentale et la cessation du volcanisme et du rifting dans le MRS soient contemporaines et probablement reliées dans une intime relation type cause-effet.

Au Lower Michigan, le MRS est intersecté par le Front de Grenville (fig. 2.1). Bien que les relations restent obscures à cause de la couverture du Paléozoïque, la signature géophysique puissante du rift diminue sur quelques dizaines de kilomètres en traversant le Front de Grenville. Le comportement suggère la position en charriage du domaine grenvillien au-dessus du système du rift du Midcontinent.

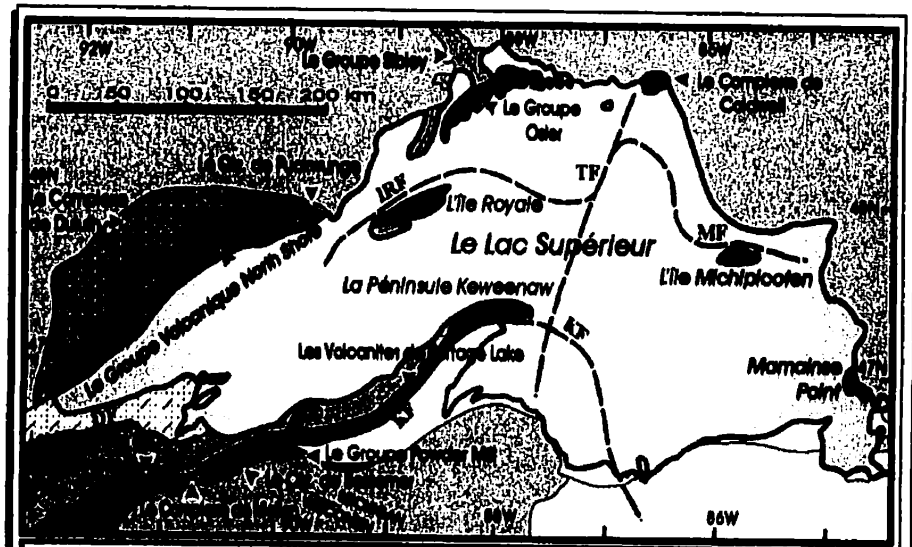
CHAPITRE 3

LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

Selon la systématique de USGS (United States Geological Survey), les formations associées au système du rift du Midcontinent constituent le Supergroupe Keweenawan (Morey et Van Schmus, 1988). Une colonne stratigraphique assez complète peut être reconstituée dans la région du Lac Supérieur (fig. 3.2). En conformité avec les stages majeurs dans l'évolution du rift, on peut reconnaître la suite volcanique syn-rift associée avec le début et le développement du rifting, ainsi que la suite sédimentaire post-rift accumulée durant la phase de subsidence thermique du bassin. La stratigraphie des unités met en évidence le changement du régime dans le bassin du rift qui s'est fait graduellement avec une sédimentation post-rifting de prépondérance terrigène.

3.1. Le volcanisme syn-rift

Les plus anciennes séquences volcaniques associées au MRS affleurent en plusieurs endroits autour du Lac Supérieur (fig. 3.1A). Elles sont connues dans le Groupe Osler et dans la Formation Mamainse Point (Ontario), à la base du Groupe Volcanique North Shore (Minnesota), ainsi que dans le Groupe Powder Mill (Michigan). Dans la succession stratigraphique, chacune de ces séquences basales repose sur les formations quartzifères pré-rift ou en discordance sur le socle archéen et/ou



La suite sédimentaire post-rift

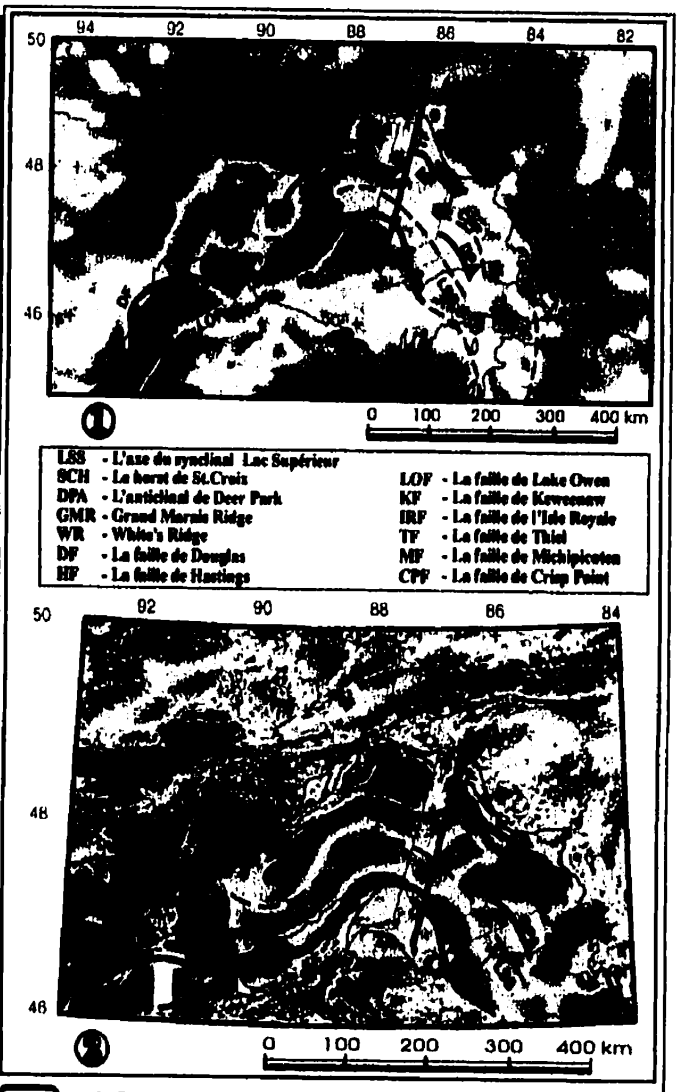
- Le Groupe Bayfield
- Le Grès de Jacobsville
- Le Groupe Oronto (non divisé)

DF - La faille de Douglas	IRF - La faille de l'Isle Royale
LOF - La faille de Lake Owen	TF - La faille de Thiel
KF - La faille de Keweenaw	MF - La faille de Michipicoten

La suite volcanique syn-rift

- *Roches volcaniques à polarité magnétique normale*
- Les Volcanites de Porcupine
- *Roches volcaniques à polarité magnétique inverse*
- Roches intrusives (gabbros, anorthosites)
- Les séries sédimentaires pré-rift
- Archéen et Paléoprotérozoïque
- Massives alcalins
- Paléozoïque (non divisé)
- Failles majeures

A Les éléments structuraux majeurs et la distribution des roches associées avec le système du Rift du Midcontinent dans la région du Lac Supérieur (modifié après *Davis et Green, 1997*).



B
1. La carte des anomalies de gravité de Bouguer
2. La carte des anomalies de l'intensité du champ magnétique total (tiré de *Allen et al., 1995*).

Fig. 3.1 Le système du Rift du Midcontinent dans la région du Lac Supérieur.

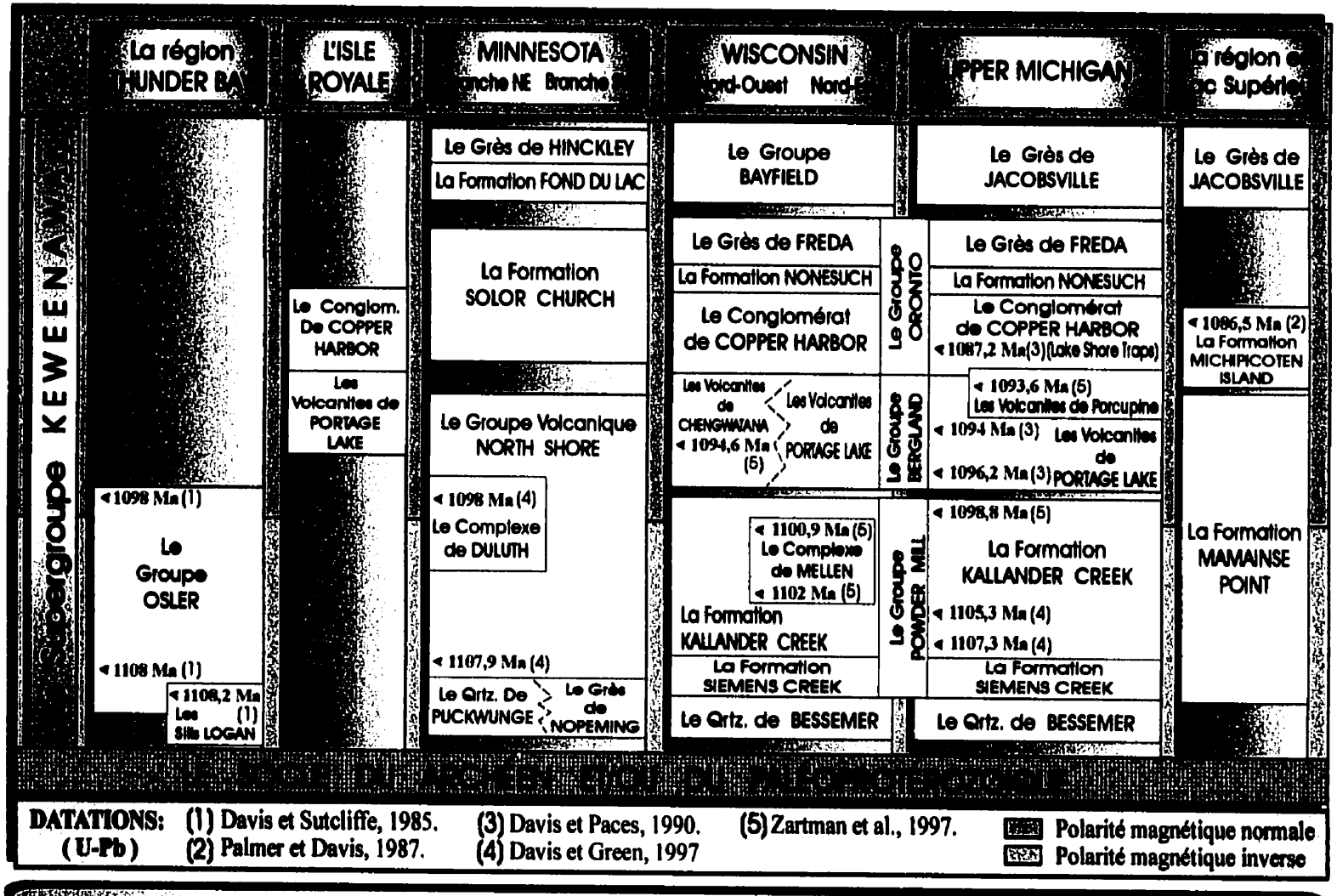


Fig. 3.2 **La corrélation stratigraphique des roches du Mésoprotérozoique dans la région du Lac Supérieur (*modifié après Nicholson et al., 1997*)**

paléoprotérozoïque (fig. 3.1A, 3.2). Des datations U-Pb sur la zircone des séries basales du Groupe Osler et des Sills Logan (Ontario) indiquent le début de ces premières manifestations du magmatisme associées au rift à 1108,2 +4/–2 Ma (Davis et Sutcliffe, 1985) durant une période de polarité magnétique inverse. Toutes les séquences volcaniques précoces dans l'histoire du MRS présentent cette particularité, la polarité magnétique inverse, utilisée dans les corrélations stratigraphiques à échelle régionale (fig. 3.1A, 3.2).

Au Michigan et nord-Wisconsin, le magmatisme de rift commence avec le Groupe Powder Mill, une suite volcanique à polarisation magnétique inverse (Palmer et Halls, 1986) (fig. 3.1A). L'unité basale, les Volcanites de Siemens Creek (SCV), est de prédominance basaltique et elle repose sur les grès du Quartzite de Bessemer. Les structures de lave à coussin reconnues dans les coulées basales ainsi que les relations stratigraphiques suggèrent l'existence d'un milieu aquatique en place au moins jusqu'à l'éruption des séquences supérieures des SCV. Les Volcanites de Kallander Creek (KCV), une pile épaisse (2 à 4 km) de coulées subaériennes de basaltes, d'andésites et de rhyolites, représentent l'unité supérieure du groupe. Près de Mellen (Wisconsin), où l'épaisseur connue de la formation est maximale, on reconnaît la présence d'un volcan central bien développé. Son relief considérable affecte le faciès et l'épaisseur des séquences subséquentes (Cannon et al., 1993). Des datations directes pour les SCV manquent, mais la composition similaire aux séries volcaniques basales du Groupe Osler suggère des éruptions contemporaines et, ainsi, on place à 1108 Ma le début du volcanisme dans la région (Davis et Green, 1997). Les datations des séquences

inférieures des KCV indiquent un âge de 1107,3 ± 1,6 Ma (Davis et Green, 1997). Le complexe de Mellen, un intrusif à multiples épisodes d'emplacement magmatique, coupe presque toute la section stratigraphique de KCV et semble contemporain avec la partie terminale de la formation (Cannon et al., 1993). Les âges de mise en place sont 1102,0 ± 2,8 Ma pour le Gabbro de Mellen et 1100,9 ± 1,4 Ma pour le Granite de Mellen (Zartman et al., 1997).

Dans la région ouest du Lac Supérieur, le changement de polarité magnétique est placé tout près de la limite stratigraphique entre les KCV et les Volcanites de Portage Lake sus-jacentes (fig. 3.2). Des contraintes de datation à échelle régionale suggèrent que le changement soit antérieur à 1100,2 Ma (Davis et Green, 1997). L'ensemble des données disponibles à présent révèle l'existence d'un hiatus apparent dans la stratigraphie des séquences volcaniques. Il est associé à la diminution du magmatisme dans le rift et représente un intervalle de 5 à 7 Ma (Davis et Green, 1997) qui sépare à travers la région du Lac Supérieur les volcanites à polarisation magnétique inverse de celles à polarisation normale subséquentes. Mieux documenté au Minnesota (Davis et Green, 1997), cet hiatus est reconnu aussi dans la partie terminale du Groupe Powder Mill (Zartman et al., 1997).

Après une période de calme relatif (de 1105 à 1100 Ma), le magmatisme du rift reprend avec intensité. Toute la suite ignée mise en place après le changement de polarité présente une polarisation magnétique normale. Dans la péninsule de Keweenaw, la section volcanique à polarisation normale constitue le Groupe Bergland (Cannon et

Nicholson, 1992) et elle comprend la série basaltique des Volcanites de Portage Lake ainsi que l'unité felsique des Volcanites de Porcupine.

Les Volcanites de Portage Lake (PLV) sont exposées en surface dans la péninsule de Keweenaw (fig. 3.1A). La série semble représenter les derniers trois à cinq kilomètres de la section de basaltes tholéiitiques déposés dans le graben central de rift. Son épaisseur à l'origine n'est pas connue, mais les profiles sismiques révèlent l'épaississement significatif de la formation vers l'axe du bassin (Cannon et al., 1989). Le long de la faille inverse de Keweenaw, la série volcanique de PLV est en position de chevauchement sur des formations beaucoup plus jeunes (le Grès de Jacobsville). Vers le sud, au nord-Wisconsin, la série de PLV s'effile le long de l'édifice volcanique de Kallander Creek (Hubbard, 1975b).

Les basaltes tholéiitiques pauvres en TiO_2 constituent 90% de la section volcanique de PLV. Leurs compositions chimique et isotopique restent remarquablement constantes à travers la formation (Nicholson et al., 1997). Les roches intermédiaires et les rhyolites sont mineures, mais leur localisation ainsi que leur développement sont significatives pour l'évolution du magmatisme. Les occurrences connues dans la Péninsule de Keweenaw sont localisées dans un intervalle stratigraphique limité et semblent représenter les reliques d'un complexe de volcans centraux (Nicholson, 1992). Les datations pour deux coulées de basaltes à large extension latérale dans la péninsule et séparées par un intervalle stratigraphique de 2,8 kilomètres (Copper City Flow et Greenstone Flow) ont fourni les âges de 1096,2 ± 1,8 Ma et 1094,0 ± 1,5 Ma respectivement (Davis et Paces, 1990). Au Minnesota, les volcanites à polarisation

magnétique normale du Groupe Volcanique North Shore ont été mises en place de 1098 à 1096 Ma (Davis et Green, 1997) et il semble que les derniers environ deux kilomètres de la séquence représentent l'équivalent des basaltes de PLV au Michigan. Au Wisconsin, la série basaltique des Volcanites de Chengwatana (~14 km d'épaisseur dans le synclinal d'Ashland; Allen et al., 1995) occupe une position équivalente à la série de PLV (fig. 3.2). Les datations disponibles (1094,6 ± 2,1 Ma; Zartman et al., 1997) sont comparables à la partie terminale des volcanites de PLV.

Dans le district de White Pine, autour du Mont Porcupine, est connue la présence d'une unité felsique dont la position et la configuration sont particulières (fig. 3.1A). Dénommée les Volcanites de Porcupine (Porcupine Volcanics) selon la nomenclature récente du USGS (Cannon et Nicholson, 1992), cette formation volcanique s'interpose entre la suite basaltique de PLV et les sédiments clastiques grossiers du Conglomérat de Copper Harbor. Connue sur presque 100 kilomètres le long de la péninsule de Keweenaw (Cannon et Nicholson, 1992) et avec une épaisseur locale qui peut dépasser quatre kilomètres, l'unité semble s'effiler rapidement en direction est-ouest. Les caractères pétrographiques et géochimiques, ainsi que les relations stratigraphiques et la morphologie de cette unité felsique, indiquent qu'elle représente un important volcan central (White, 1972b; Kopydlowski, 1983; Nicholson et al., 1991). La datation d'une coulée de rhyolites à la partie terminale des Volcanites de Porcupine a fourni un âge de 1093,6 ± 1,8 Ma (Zartman et al., 1997).

Après 1094 Ma, le volcanisme semble diminuer considérablement dans la région du Lac Supérieur. Un régime de sédimentation terrigène s'est installé progressivement et

avec la phase de subsidence thermique accentuée qui s'amorce dans le bassin du rift il devient prédominant. Ce régime de sédimentation post-rift était bien établi quand les basaltes andésitiques de Lake Shore Traps ont fait éruption. Intercalées dans la section basale du Conglomérat de Copper Harbor, ces coulées mafiques ont fourni l'âge de 1087,2 ± 1,6 Ma (Davis et Paces, 1990). Le magmatisme associé au système du rift du Midcontinent semble s'arrêter peu après l'emplacement des intrusions de rhyolites porphyriques à polarité magnétique normale connus dans l'île Michipicoten et datés à 1086,5 +1,3/–3,0 Ma (Palmer et Davis, 1987).

3.2. La suite sédimentaire

Les investigations sismiques révèlent la participation importante des séquences sédimentaires dans la pile volcanique-sédimentaire accumulée dans le graben central du système du rift du Midcontinent. Dans la région du Lac Supérieur l'épaisseur de la suite sédimentaire semblent varier de sept à neuf kilomètres (Cannon et al., 1989; Allen et al., 1995). Les unités qui constituent la suite sédimentaire reflètent avec fidélité le cadre tectonique et les conditions particulières de déposition qui ont caractérisées les stages d'évolution du bassin du rift. On peut distinguer des sédiments pré-rift, les sédiments syn-rift, ainsi que la dominante suite post-rift associée au stage de subsidence thermique du bassin.

3.2.1. Les sédiments pré-rift

Dans la péninsule de Keweenaw, les plus anciennes séquences sédimentaires associées au système du rift du Midcontinent sont les arénites quartzifères de Bessemer, l'unité basale du Supergoupe Keweenawan (fig. 3.1A, 3.2). À l'échelle du bassin, bien que les occurrences soient assez limitées et dispersées, on retrouve d'autres unités pré-rift similaires et considérées équivalentes (Ojakangas et Morey, 1982): le Grès de Nopeming (près de Duluth, Minnesota), les Quartzites de Puckwunge (dans le nord-est de Minnesota) et l'unité basale du Groupe Osler (à l'Ontario) (fig. 3.1A). Toutes ces unités sédimentaires se sont déposées sur la surface d'érosion du Paléoprotérozoïque et ont été couvertes par les premières coulées de basaltes connues dans le bassin du rift.

En général, il est accepté que les sédiments pré-rift reflètent la déposition dans un environnement de plaine alluviale distale, avec des débouchées lacustres (Ojakangas et Morey, 1982). Il faut remarquer la composition essentiellement quartzifère et surtout la granulométrie fine et le classement avancé de ces sédiments. Les degrés de maturité texturale et de composition suggèrent l'influence prépondérante et le caractère répétitif des processus de ségrégation, de triage et de transport des particules. Des tels processus sont plus communs aux domaines de sédimentation peu profonds d'un bassin (épicontinental?) où l'action dominante des vagues et des courants peut assurer un transport littoral important. Les structures de lave à coussin reconnues dans les premières coulées de basaltes sus-jacentes, ainsi que l'homogénéité de faciès qui caractérise les dépôts malgré leur dispersion géographique, ajoutent d'autres éléments significatifs. Elles indiquent non seulement l'existence d'un milieu aquatique en place

au moment des premières éruptions dans le rift, mais elles suggèrent aussi la sédimentation des séquences quartzifères dans un bassin unique peu profond qui occupait la flexure crustale pré-rift. Des structures et textures spécifiques reconnues dans les Quartzites de Bessemer et le Grès de Nopeming suggèrent un dépôt peu consolidé au moment où les premières coulées de basaltes ont fait éruption. Pour cette raison, les unités sédimentaires sont considérées contemporaines avec le début du volcanisme dans le rift (1108 Ma; Davis et Green, 1997).

3.2.2. Les sédiments syn-rift

La sédimentation syn-rift comprend la succession des couches rouges intercalées entre les coulées de basaltes. Elles sont minces, en général, mais certains niveaux à large extension latérale mesurent jusqu'à 30 mètres d'épaisseur. Ces intercalations constituent des niveaux irréguliers accumulés à intermittence entre les pulsations du volcanisme sur la surface des coulées basaltiques. Le détritus à granulométrie variable et de prédominance volcanique est dérivé en majorité du matériel associé au rift, bien que des contributions de source externe au bassin soient aussi présentes. L'analyse des clastes volcaniques (Merk et Jirsa, 1982) révèle la prédominance des fragments basaltiques dans les grès et les conglomérats intercalés dans la section inférieure des Volcanites de Portage Lake. La prépondérance des fragments felsiques (jusqu'à 70%), surtout au-dessus du conglomérat de Bohemia, est mise en relation avec le volcanisme rhyolitique relié au complexe volcanique reconnu dans la série de PLV (Nicholson, 1992).

3.2.3. Les sédiments post-rift

La suite sédimentaire post-rift connue dans la péninsule de Keweenaw commence avec le Groupe Oronto. Sa déposition reflète le changement majeur enregistré dans le bassin du rift après l'arrêt du rifting et la cessation du volcanisme (1094 Ma), marqué par le passage graduel vers un régime de prédominance sédimentaire. La tectonique locale et régionale semble contrôler les sources d'apport détritique et les compositions majeures mettent en évidence la maturité plus élevée du dépôt sédimentaire avec le temps (fig. 3.3). Le Groupe Oronto comprend des formations bien différentes: le Conglomérat de Copper Harbor (Copper Harbor Conglomerate), la Formation Nonesuch (Nonesuch Formation) et le Grès de Freda (Freda Sandstone) (fig. 3.1A, 3.2).

Le Conglomérat de Copper Harbor représente une séquence continentale typique de couches rougeâtres dont l'épaisseur stratigraphique connue dans la péninsule est de 1830 mètres (Daniels, 1982). La partie basale de la formation est contemporaine avec les dernières coulées basaltiques des Volcanites de Portage Lake, datées à 1094 Ma (Davis et Paces, 1990). Plus haut dans la section stratigraphique, la formation contient des coulées locales de basaltes andésitiques (Lake Shore Traps) dont l'âge (1087 Ma; Davis et Paces, 1990) rapproche les dernières manifestations du volcanisme connues dans la région du Lac Supérieur. Dans le district de White Pine, le Conglomérat de Copper Harbor reposent sur les volcanites felsiques de Porcupine.

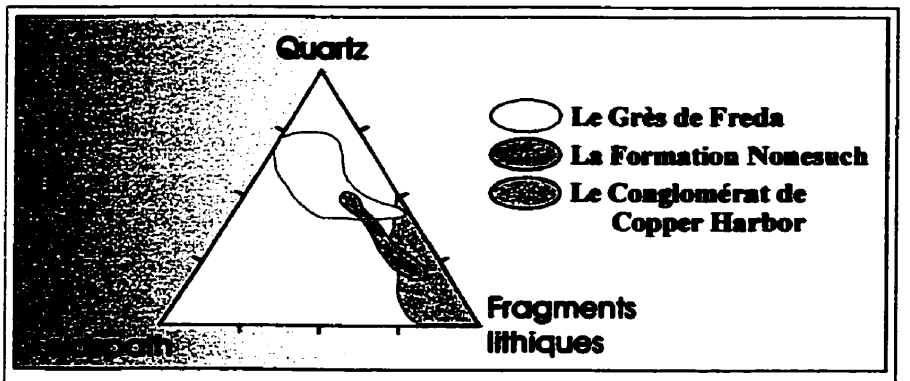
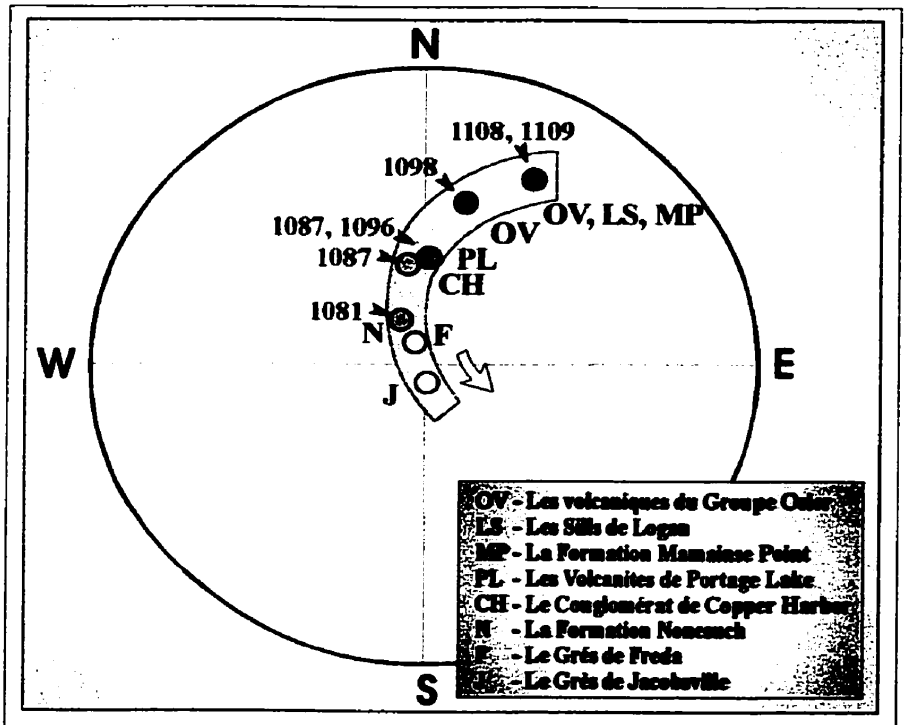


Diagramme triangulaire QFL (quartz-feldspaths-fragments lithiques) pour les roches clastiques du Groupe Oronto, dans la région du Lac Supérieur (*après Daniels, 1982*)



La position apparente des paléopôles en corrélation avec les datations U-Pb pour les roches du Supergroupe Keweenawan (*après Van Schmuss, 1992*)

Fig. 3.3 **La série sédimentaire post-rift du Groupe Oronto: compositions pétrographiques et données paléomagnétiques**

Les conglomérats grossiers constituent le faciès prédominant dans la section de Copper Harbor. Leur composition indique la prépondérance du matériel volcanique de rift, surtout dans la moitié basale de la formation, avec un rapport de 2:1 entre les clastes mafiques et les clastes siliceux (Elmore, 1984). Vers la partie supérieure, on constate l'augmentation de l'apport détritique provenant de l'extérieur du bassin du rift. Le faciès gréseux, qui dérive principalement de détritus volcanique, devient plus important vers la partie terminale de la formation. Les silts et les argiles sont mineures.

L'environnement de déposition proposé pour le Conglomérat de Copper Harbor est celui d'un complexe de cônes alluviaux en progradation vers la vallée du rift. Le faciès gréseux de la section terminale semble indiquer le passage vers un milieu de plaine fluviatile à réseau en tresse (Daniels, 1982; Elmore, 1984). On considère que les occurrences locales de stromatolites connues dans la péninsule reflètent la sédimentation dans l'eau stagnante des dépressions à existence passagère durant les pauses en sédimentation (Elmore, 1983; Elmore et al., 1989). L'équivalent de corrélation pour la section Copper Harbor dans le bassin du rift est considéré la Formation Solor Church, une unité à granulométrie grossière connue en sous-sol au sud-est Minnesota (Morey et Ojakangas, 1982).

La Formation Nonesuch est une séquence terrigène avec de possibles affinités marines, à fine granulométrie, riche en matière organique et dont la couleur gris-vert à noir est un bon indicateur pour son caractère réduit. La participation des silts est dominante, avec des intercalations subordonnées d'argiles et de mineurs grès fins. Le litage est assez variable, d'une apparence massive jusqu'à fin et très fin laminé (voir les

photos des fig. 4.7 à 4.11, p.115 à 119). Le granoclassement des lamines est commun. La pyrite syndiagénétique est une apparition commune pour toute la section verticale de la séquence Nonesuch. Des disséminations mineures en sulfures cuprifères sont retrouvées dans la section basale de la formation, mais des concentrations économiques sont connues à White Pine et à Presque Isle seulement. Les datations indiquent 1075 Ma (Chaudhuri et Faure, 1967, dans Clauer et Chaudhuri, 1995) pour les argiles contenues dans la section Nonesuch et 1081 ± 9 Ma (Ohr, 1993) pour les carbonates du niveau Junior (voir fig. 5.2, p.157) dans la séquence basale de la formation.

La Formation Nonesuch affleure sur plus de 225 km au Michigan et nord-Wisconsin (voir fig. 3.4, p.31). L'épaisseur connue, bien que variable en raison de l'érosion, est comparable au Michigan (de 75 à 214 mètres; Elmore et al., 1989) et au Wisconsin (de 65 à 244 mètres; Suszek, 1997). Dans le district de White Pine, l'épaisseur de la formation semble plus constante (de 170 à 214 mètres) et on constate un changement latéral de faciès dans la section basale, avec la participation plus importante de la fraction sableuse vers le nord-est de la péninsule ainsi que vers la frontière Michigan/Wisconsin (White, 1971a).

Les relations stratigraphiques de la Formation Nonesuch avec les couches rougeâtres sous- et sus-jacentes (le Conglomérat de Copper Harbor et le Grès de Freda, respectivement) sont considérées concordantes, bien que plusieurs évidences suggèrent un contact basal de transgression. Le contact supérieur avec les grès fluviatiles de Freda est marqué par des changements enregistrés dans la granulométrie des sédiments, dans les épaisseurs des strates et dans leur état d'oxydation. Le changement de couleur, de

gris à rougeâtre sur un intervalle de un à trois mètres au sommet de la formation, semble enregistrer une modification majeure de la chimie des eaux dans le milieu de déposition (Daniels, 1982). Intéressant de mentionner la présence d'une réflexion puisante et continue à la base de la formation de Freda, enregistrée sur plusieurs profiles sismiques à travers la région ouest du Lac Supérieur. Elle est interprétée comme une possible discordance (Allen et al., 1997).

On considère que la Formation Nonesuch s'est déposée dans un bassin peu profond, en position distale par rapport à l'environnement fluviatile du dépôt terminal de la section Copper Harbor. Des conditions anoxiques sur le fond du bassin Nonesuch ont permis l'accumulation et la préservation du matériel organique (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997).

Le Grès de Freda représente l'unité terminale du Groupe Oronto. À la frontière Michigan/Wisconsin, elle est connue sur une épaisseur stratigraphique d'environ 3660 mètres (Hubbard, 1975b). Son contact basale avec la Formation Nonesuch est considéré progressif. Le contact avec les formations sus-jacentes n'est pas exposé dans la région et ainsi son épaisseur réelle reste inconnue. Les profiles sismiques suggèrent que l'épaisseur de la formation sous le Lac Supérieur puisse atteindre jusqu'à 3,5 kilomètres (Cannon et al., 1989; Allen et al., 1995).

La section sédimentaire de Freda est caractérisée par la prédominance du faciès gréseux, avec des intercalations subordonnées de silt et d'argiles. Par ensemble, on constate la participation assez importante du détritus volcanique mafique, probablement dérivé de la section basaltique de Portage Lake ouverte par l'érosion. L'abondance des

clastes dérivées des roches archéennes et protérozoïques du socle semble indiquer un changement majeur dans la source de provenance (Daniels, 1982). Les contenus significatifs en quartz sont des indices pour une certaine maturité en composition.

Il est proposé comme environnement de déposition la plaine alluviale drainée par un réseau fluviatile en tresse (Daniels, 1982), en évolution à des latitudes subéquatoriales selon les données paléomagnétiques (12° N; Henry et al., 1977). La couleur du dépôt, de prédominance rougeâtre, semble reliée à l'environnement de déposition.

Le Groupe Bayfield et ***Le Grès de Jacobsville*** représentent les plus jeunes séquences sédimentaires reliées au système du rift du Midcontinent dans la région du Lac Supérieur. Bien que les deux formations affleurent séparément, au Wisconsin et au Michigan respectivement (fig. 3.1A), elles sont considérées des séquences équivalentes en raison de leur similarité en terme de sédimentologie du dépôt, de compositions pétrographiques et d'association de minéraux lourds. Les données paléomagnétiques suggèrent que le Grès de Jacobsville soit légèrement plus jeune que le Grès de Freda sous-jacente (Palmer et Davis, 1987).

Avec la transition Oronto/Bayfield (ou Oronto/Jacobsville), la sédimentation post-rift en régime de subsidence thermique semble enregistrer le passage vers un régime contrôlé plutôt par la tectonique régionale. Par rapport à la suite sédimentaire du Groupe Oronto, les compositions pétrographiques des séquences de Bayfiled/Jacobsville sont caractérisées par la prédominance évidente du détritus provenant de sources externes au bassin du rift, en possible relation avec l'édification de la chaîne

grenvilliènne situé vers l'est. Les deux formations sont retrouvées tout au long du système du rift du Midcontinent et reposent en discordance angulaire sur les roches plus anciennes (Cannon et al., 1989; Hinze et al., 1997). Les profils sismiques à travers le Lac Supérieur suggèrent qu'elles soient déposées en bonne partie après la compression régionale et l'inversion tectonique du graben central de rift (White, 1997).

La sédimentologie des dépôts suggère une sédimentation continentale, avec le passage progressif d'un système fluviatile méandré à une plaine alluviale-lacustre. Les séquences supérieures représentent communément les produits de maturation avancée des horizons sous-jacents suite à des processus de resédimentation éoliennes et lacustres (Kalliokoski, 1982; Morey et Ojakangas, 1982).

3.3. La tectonique

Avec l'utilisation intensive des performantes techniques de profilage sismique marin, l'acquisition des données sur la structure profonde du rift dans la région du Lac Supérieur est entrée dans une nouvelle étape. Les remarquables résultats obtenus par le programme de GLIMPCE ont permis une meilleure restitution de la structure profonde du bassin, avec des implications majeures sur les modèles tectonique et magmatique du segment du rift dans la région du Lac Supérieur ainsi que sur l'évolution du système du rift du Midcontinent.

Plusieurs failles majeures sont reconnues le long du bassin de rift dans la région du Lac Supérieur (fig. 3.1). Elles sont associées à la zone axiale du rift et délimitent à

présent des horsts où les volcanites basaltiques sont prépondérantes. En majorité, ces failles représentent des fractures crustales profondes à caractère listrique. Elles sont reliées à la distension initiale du rift et ont accommodé la subsidence du bassin le long du graben central (Cannon et al., 1989). Ultérieurement, après la cessation du volcanisme et l'arrêt du rifting, ces fractures ont été réactivées en failles inverses de chevauchement (Cannon, 1994). C'est le cas des failles Keweenawan et de l'Isle Royale (fig. 3.1) qui délimitent le graben central du rift vers le sud et vers le nord respectivement. L'inversion semble mineure sur la bordure nord du graben, mais le déplacement vertical relié au chevauchement le long de la faille Keweenawan est estimé de cinq à sept kilomètres (Cannon et al., 1989; Hinze et al., 1997).

On considère que l'inversion tectonique du graben central et le chevauchement de la section basaltique, le long des failles majeures syn-rift réactivées en failles inverses, sont le résultat de la compression régionale ressentie à l'échelle du système du rift du Midcontinent suite à la convergence continentale dans l'orogène de Grenville (Cannon, 1994; Ketchum et Krogh, 1997). Le chevauchement est subséquent aux dernières manifestations volcaniques connues dans le rift (1086,5 Ma) et, selon des évidences stratigraphiques, il précède la déposition d'une bonne partie du Grès de Jacobsville et ses équivalents (White, 1997). Une datation indirecte de l'événement est fournie par les âges Rb-Sr (1060 à 1045 Ma; Bornhorst et al., 1988) obtenus pour les minéraux d'altération qui accompagnent la minéralisation en cuivre natif considérée contemporaine avec les stages tardifs de chevauchement dans la péninsule de Keweenaw. Une datation similaire est suggérée par l'âge de refroidissement dans le

système Rb-Sr enregistré par la biotite des roches archéennes impliquées dans le chevauchement (1060 ± 20 Ma; Cannon et al., 1993).

La structure du graben central du rift est différente dans la région ouest du Lac Supérieur par rapport à la région est, comme suggéré par les profiles sismiques profonds. Le graben central dans la région est du Lac Supérieur semble plutôt symétrique. On estime que la majeure partie de la section basaltique (~20 km) s'est accumulée avant 1100 Ma, comme suggéré par la polarisation magnétique des séquences (Mariano et Hinze, 1994). Les relations stratigraphiques dans la section sédimentaire suggèrent que la déposition du Groupe Oronto soit contemporaine avec la mise en place des structures anticlinales qui semblent accommoder en bonne partie l'effet de compression régionale dans cette partie du rift (voir l'anticlinal de Deer Park; Allen et al., 1995) (fig. 3.1B). Les structures anticlinales semblent devancer le dépôt de la majeure partie de le Grès de Jacobsville (Hinze et al., 1997).

Dans la région ouest du Lac Supérieur, plusieurs zones d'ajustement tectonique semblent délimiter les segments du graben central du rift qui est caractérisé par une asymétrie évidente (Cannon et al., 1990). Les blocs soulevés du socle archéen reconnus dans la structure profonde du rift (Allen et al., 1995, 1997) constituent deux rides majeures prolongées à travers le bassin du rift (White's Ridge et Grand Marais Ridge; Fig. 3.1B, 3.4). Ces rides semblent exercer un contrôle important sur la géométrie du bassin et sur la distribution des volcanites basaltiques dans le graben central du rift, comme indiqué par les relations stratigraphiques. Ils semblent conserver leur position dominante dans le bassin du rift bien après la cessation du volcanisme basaltique (Allen

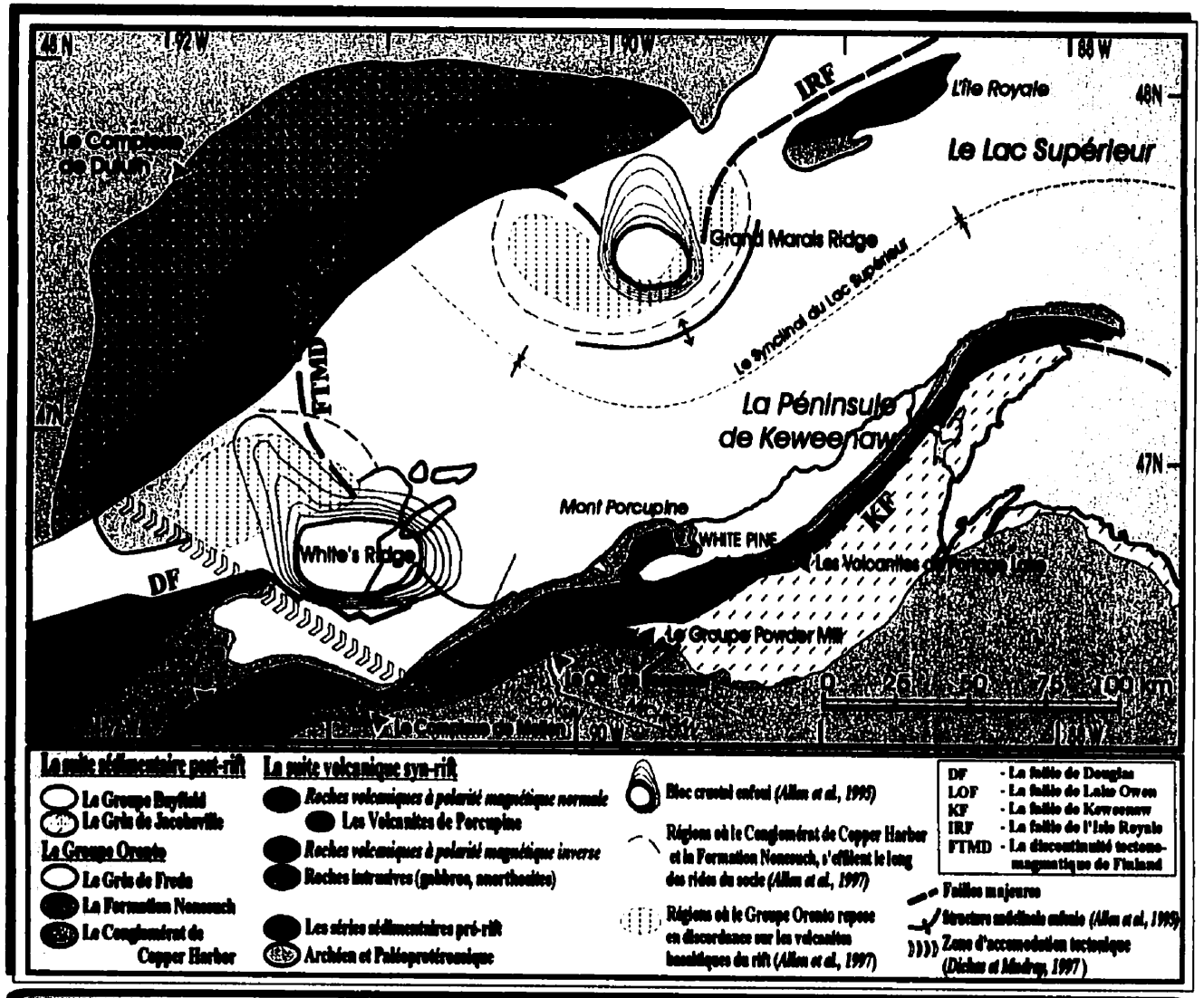


Fig. 3.4 La géologie et les structures majeures de la région ouest du Lac Supérieur (*modifié après Miller et Chandler, 1997*)

et al., 1995, 1997), avec des influences majeures sur l'évolution ultérieure du bassin et des processus de sédimentation post-rift. D'ailleurs les investigations géophysiques révèlent que les failles majeures d'Isle Royale et de Douglas qui délimitent la bordure nord du graben central de rift, se terminent dès qu'elles rapprochent les deux rides (fig. 3.1B, 3.4) alors que les déplacements enregistrés sur les failles diminuent (Allen et al., 1997). On présume que la composition des deux rides soit de prédominance granitique et on suggère leur possible appartenance à la province « greenstone-granite » du socle archéen (Allen et al., 1995).

3.4. Les minéralisations

L'environnement de rift continental est reconnu pour la diversité des dépôts minéraux associés (Sawkins, 1982) et le système du rift du Midcontinent ne fait pas l'exception. Le bassin du rift semble réunir toutes les conditions essentielles pour une métallogénie variée et extensive. Il a accumulé un immense volume de volcanites basaltiques ainsi que la pile de sédiments clastiques immatures des couches rougeâtres. Ces types de roches sont reconnues pour leur capacité de retenir les métaux en traces et représentent des sources majeures internes au système, capables d'assurer d'importantes quantités de métaux mobiles sous les conditions d'un lessivage intensif. Le gradient géothermique anormal et le flux de chaleur élevé associé au bassin du rift ont fourni l'énergie nécessaire pour amorcer et développer les processus. Ils ont assuré les conditions favorables pour le lessivage des métaux et l'évolution des saumures du bassin

vers des fluides minéralisateurs. L'accès des fluides minéralisateurs vers surface et leur connexion avec les aquifères peu profonds ou superficiels s'est fait le long du système des fractures profondes connectées au socle. Intrinsèques au bassin du rift, ces fractures semblent prouver les chemins majeurs pour l'expulsion des fluides profonds durant la compression régionale.

Ce qui identifie en particulier le système du rift du Midcontinent parmi les autres environnements similaires, c'est la remarquable échelle de développement des dépôts métallifères, surtout de cuivre-argent natif et de cuivre en sulfures disséminés. Le fait que le système du rift du Midcontinent contient dans la péninsule de Keweenaw les plus larges dépôts de cuivre natif au monde est vraiment significatif et suggère des conditions particulières qui ont permis la mise en place d'un système hydrothermale à l'échelle régionale dans ce segment du rift.

1. *Cu-Ag natif*

Les dépôts économiques de *cuivre-argent natif*, connus et exploités dans la péninsule de Keweenaw, sont groupés dans un segment restreint d'environ 45 kilomètres près de Houghton et Calumet, Michigan. Des concentrations subéconomiques sont mises en évidence partout le long de la péninsule, ainsi que dans l'Isle Royale, au Minnesota et à la limite est du Lac Supérieur en Ontario (Bornhorst, 1997), en témoignant pour l'inhabituelle échelle de développement du système hydrothermal responsable pour la mise en place.

Les minéralisations en *cuivre-argent natif* sont épigénétiques. Elles sont contenues dans les basaltes et les niveaux de conglomérats intercalés qui constituent la série volcanique de Portage Lake, mais les contraintes de datation excluent toute liaison génétique avec le volcanisme des roches hôtes de la minéralisation. Les dépôts révèlent une intime association spatiale et temporelle avec l'assemblage d'altération qui affecte les basaltes (Stoiber et Davidson, 1959; Jolly, 1974; Bornhorst et al., 1988) et on détient aussi des fortes évidences pour une connexion étroite avec le système de failles et fractures actives durant la compression régionale (Mauk, 1992; Nicholson et al., 1992). Les datations disponibles placent l'apogée de l'activité hydrothermale responsable pour les dépôts de *Cu-Ag* bien après la cessation du magmatisme et l'arrêt du rifting. Elle semble contemporaine avec le stage tardif de chevauchement dans la péninsule suite à la compression régionale (Cannon, 1994). Ainsi, l'âge de la minéralisation reflète surtout la disponibilité du mécanisme capable d'expulser (cf. Sibson, 1990) les fluides minéralisateurs latents dans les profondeurs du bassin du rift et déclencher ainsi les processus de minéralisation. La convergence continentale en Grenville semble l'élément qui a amorcé le hydrothermalisme responsable pour la mise en place des minéralisations en *cuivre-argent natif* associées avec le système du rift du Midcontinent.

2. *Le cuivre en sulfures disséminés*

D'importantes minéralisations de cuivre en sulfures disséminés sont connues dans la péninsule de Keweenaw. Elles sont contenues dans la section basale de la Formation Nonesuch à White Pine et à Presque Isle. La mise en place des

minéralisations succède à la cessation du volcanisme du rift et précède l'événement de compression régionale ainsi que la minéralisation en *cuivre-argent natif.* Une présentation extensive de la minéralisation de cuivre en sulfures disséminés, qui représente à White Pine la minéralisation cuprifère en stage principal, suit dans la section 4.3.

3. *Les sulfures de cuivre en veines*

Des minéralisations de sulfures de cuivre en veines (chalcocite en principal) sont connues à la proximité de Mount Bohemia, vers le sommet de la péninsule de Keweenaw. Les occurrences, en principal des veines et filons de remplissage ainsi que des remplacements dans les parties amygdaloïdes des coulées de lave basaltique (Robertson, 1975), sont contenues dans la section stratigraphique des volcanites de Portage Lake délimitée à la base par la faille Keweenawan et à la partie supérieure par le niveau du conglomérat de Bohemia. Les minéralisations ne présentent pas des liaisons visibles avec les corps de rhyolites connus dans la région (Nicholson, 1992). Les relations structurales ainsi que l'assemblage des minéraux de gangue de base température associés aux sulfures de cuivre sont relevantes d'un événement hydrothermal légèrement plus jeune que la minéralisation en *cuivre-argent natif* dans la péninsule (Robertson, 1975).

CHAPITRE 4

L'ENVIRONNEMENT DE DÉPOSITION NONESUCH

Les profils sismiques révèlent que les séquences volcaniques accumulées dans le graben central du rift, ainsi que les séquences sédimentaires du Groupe Oronto s'effilent envers White's Ridge et Grand Marais Ridge (Allen et al., 1995) (fig. 3.4). Des évidences sur la présence d'une fracturation locale significative manquent (Allen et al., 1997). Il semble donc que les deux rides ont gardé une position dominante dans la topographie du bassin durant le volcanisme de rift, ainsi que pour une assez longue période durant le dépôt des sédiments post-rift. Le soulèvement post-volcanisme et l'érosion active des rides sont probablement dues en bonne partie à l'équilibration isostatique, en réponse à l'accumulation massive de basaltes dans les sous-bassins en subsidence active tout autour.

Selon les données sismiques, la suite sédimentaire accumulée dans cette partie du bassin appartient en majorité au Groupe Oronto. Les séquences de Bayfield/Jacobsville sont relativement minces ou même absentes dans la plupart du graben central (Allen et al., 1997), conséquence probable de l'érosion. Des analyses de détail dans le bassin (Sexton et Henson, 1994) mettent en évidence que le patron de déposition pour les formations du Groupe Oronto suive intimement les dépocentres des bassins préfigurés durant le volcanisme de rift, une bonne indication pour la continuité de la subsidence dans le bassin après la cessation du volcanisme. Typiquement, les séquences sédimentaires du Groupe Oronto sont concordantes avec les séquences volcaniques

sous-jacentes. Toutefois, des relations discordantes sont relevées autour des rides où le Conglomérat de Copper Harbor et la Formation Nonesuch s'effilent ou même sont absentes (Allen et al., 1997) (fig. 3.4). Le Grès de Freda couvre l'ensemble, en reposant à l'occasion directement sur les terrains du socle pré-rift qui constituent les deux rides. Par sa position, White's Ridge sépare deux bassins profonds: Lac Supérieur (Michigan) et St.Croix (Wisconsin). Son flanc sud semble contrôlé par une structure tectonique d'accommodation localisée entre les deux bassins de rift (Dickas et Mudrey, 1997). Vers le nord, peu après White's Ridge, la morphologie du bassin change et le rift devient plus large et plus profond (fig. 3.4).

Un aspect important pour l'évolution ultérieure du bassin de sédimentation de Nonesuch est relié au dépôt terminal du Conglomérat de Copper Harbor. Près de Copper Harbor (Michigan), au sommet de la péninsule de Keweenaw (voir fig. 4.1, p.46), on connaît l'occurrence de stromatolites dans les séquences supérieures du Conglomérat de Copper Harbor. Ouvert par l'érosion sur presque 15 kilomètres d'extension latérale sur direction et environ cinq mètres d'épaisseur, ce faciès carbonaté particulier inclut des structures cryptalgales laminées, des oncoïdes, des oolites interstratifiés ainsi que des évidences pour des évaporites (Elmore, 1983). Il est interprété comme un faciès d'eau peu profonde déposé sur la plaine d'inondation du cône alluvial dans les cuvettes ou les chenaux abandonnés (Elmore, 1983).

Communément, ces types de structures organo-sédimentaires ne sont pas associées aux environnements de cônes alluviaux, comme le Conglomérat de Copper Harbor. Elles caractérisent plutôt le domaine peu profond de l'environnement littoral,

avec des eaux agitées en permanence par les vagues et les courants, un régime capable d'assurer le mouvement périodique nécessaire pour la formation des oolites et des oncoïdes carbonatés. D'ailleurs, ces associations de microbialites sont des bons indicateurs pour les paléorivages (Talbot et Allen, 1996). De plus, les analyses morphométriques sur les clastes du Conglomérat de Copper Harbor (Johnson, 1973) révèlent, pour le nord de la péninsule, des valeurs caractéristiques pour un régime littoral de sédimentation. Alors, il nous semble que la sédimentologie particulière ainsi que les directions de paléocourants suggèrent plutôt l'existence d'un bassin de sédimentation, logé à l'époque dans la zone axiale du rift vers le nord et le nord-est de la péninsule. Actif durant le dépôt terminal du Conglomérat de Copper Harbor, il semble préfigurer le bassin Nonesuch ultérieur.

Bien que les stromatolites et les oncoïdes par elles-mêmes ne constituent pas des indicateurs de salinité, certaines aspects collatéraux peuvent avoir une signification importante. Les descriptions de détail (Elmore, 1983) mentionnent la fréquence du débris sédimentaire incorporé dans les stromatolites à Copper Harbor ainsi que les dimensions réduites (2 à 4 mm) des oncoïdes. C'est inhabituel pour un milieu lacustre, si on tient compte que les oncoïdes lacustres atteignent communément des dimensions plus larges (1 à 5 cm) que celles marines (Burne et Moore, 1987). De plus, en dépit de leur ressemblance, il y a un aspect de finesse qui semble faire la différence entre les stromatolites marines et celles lacustres. Les stromatolites lacustres attrapent, relient et enrobent rarement des particules sédimentaires discrètes pour développer leur structure. En grande majorité, elles sont formées par la précipitation des carbonates sur et dans une

structure formée par voie organique (Burne et Moore, 1987). Ces aspects plutôt subtils suggèrent une possible influence marine ressentie déjà à l'époque dans le bassin du rift du Lac Supérieur.

4.1. La sédimentation

Au long des années, plusieurs études ont été consacrées à l'analyse de détail de la Formation Nonesuch. Notre intention n'est pas de faire une revue complète des connaissances acquises sur la pétrographie, la minéralogie, la géochimie ou la sédimentologie de cette séquence particulière dans la suite sédimentaire post-rift. On veut plutôt retenir, souligner et insister sur les informations apparemment disparates qui nous semblent particulièrement significatives pour l'évolution du bassin, et surtout sur les aspects qui peuvent contribuer à la meilleure compréhension de l'environnement du dépôt de la Formation Nonesuch et des processus qui ont favorisé la mise en place de la minéralisation en sulfures cuprifères à White Pine.

Actuellement, il est accepté que la suite sédimentaire post-rift du Groupe Oronto représente un ensemble unitaire de point de vue génétique. On considère qu'elle enregistre une simple transition de faciès gouvernée par des relations transgressives-régressives entre les environnements de déposition qui caractérisent les formations constituantes: les cônes alluviaux en progradation (le Conglomérat de Copper Harbor), le milieu lacustre (la Formation Nonesuch) et la plaine fluviatile (le Grès de Freda) (Daniels, 1982; Elmore, 1984; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997). Cette interprétation

implique une étroite relation génétique entre les formations, une transition de faciès progressive et l'absence de discontinuités majeures. De même, le dépôt de la Formation Nonesuch devrait être contemporain à la fois avec la section terminale du Conglomérat de Copper Harbor et avec la partie basale du Grès de Freda.

Les reconstructions des paléopôles pour la suite sédimentaire du Groupe Oronto révèlent un aspect intéressant sur les relations entre le Conglomérat de Copper Harbor et la Formation Nonesuch. Le pôle magnétique calculé pour le Conglomérat de Copper Harbor rapproche en chronologie la série volcanique de Portage Lake, plutôt que la séquence sédimentaire de Nonesuch (Diehl et Haig, 1994) (fig. 3.3). La similarité renforce l'idée que les séquences basales du Conglomérat de Copper Harbor seraient contemporaines et intimement reliées aux coulées basaltiques de Portage Lake sous-jacentes. Mais, de toute apparence, elle est en désaccord avec le modèle de dépôt envisagé pour la suite post-rift du Groupe Oronto selon lequel la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor est essentiellement contemporaine en sédimentation avec la section basale de la Formation Nonesuch. Alors, il semble que la transition Copper Harbor/Nonesuch représente plutôt une longue période de temps. Elle a représenté un changement majeur en ce qui concerne le milieu de dépôt et s'est accompagnée de la diminution importante du taux de sédimentation dans le bassin. L'ensemble des données suggère plutôt l'existence d'une discontinuité dans le régime de sédimentation et s'ajuste bien avec une relation transgressive de la Formation Nonesuch. Le paléopôle déterminé pour la Formation Nonesuch semble plus relié à la Formation Freda qu'au Conglomérat de Copper Harbor (Diehl et Haig, 1994) (fig. 3.3).

4.1.1. La transgression Nonesuch

La juxtaposition des faciès incompatibles est une particularité connue et décrite en plusieurs endroits où le contact Copper Harbor/Nonesuch affleure (White, 1972a; Daniels, 1982; Elmore et al., 1989) ainsi que dans les forages (Suszek, 1997). De même, le remaniement partiel des séquences du Conglomérat de Copper Harbor à la base de la Formation Nonesuch est reconnu (Ensign et al, 1968; White, 1972a; Hubbard, 1975b). En plusieurs endroits, des séquences sédimentaires fines caractéristiques pour un faciès de dépôt plus profond de la Formation Nonesuch (p.ex., des alternances rythmiques, en lamines fines à granoclassement, de silt gris foncé à argiles noires) reposent directement sur les conglomérats rougeâtres du Conglomérat de Copper Harbor, interprétés comme le dépôt des cônes alluviaux en milieu continental (White, 1972a; la « succession B » de Elmore et al., 1989). Ces juxtapositions de faciès ont été attribuées aux relations d'interpénétration entre les deux formations. Elles semblent refléter un hiatus local de déposition qui arrive à masquer le caractère concordant du contact Copper Harbor/Nonesuch (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989). L'interprétation est basée surtout sur les relations d'apparente continuité de sédimentation observées dans les forages et les affleurements du district White Pine (la « succession A » de Elmore et al., 1989).

Comme discussion, il nous semble que l'environnement de sédimentation à White Pine ne représente pas le cas général. Le district semble constituer plutôt un domaine particulier du bassin Nonesuch, avec un système deltaïque précoce installé en place et une rapide évolution ultérieure. Cet environnement spécifique est responsable

des relations apparemment conformes. Le remaniement des séquences terminales du Conglomérat de Copper Harbor et leur resédimentation à la base de la séquence deltaïque a estompé les vrais rapports de transgression qui semblent caractériser l'extension du bassin Nonesuch dans le district de White Pine. Ils ont été conservées dans les secteurs du bassin où l'influence du milieu deltaïque de transition n'était pas ressentie. Ainsi, il nous semble que les vrais rapports qui existent entre le milieu Nonesuch et le dépôt sous-jacent du Conglomérat de Copper Harbor sont exprimés par la juxtaposition des faciès incompatibles, qui en fait reflète la transgression extensive du bassin Nonesuch en expansion rapide sur les cônes alluviaux en milieu continental. Dans la région est du Lac Supérieur, sur le rivage sud du lac, on connaît en forage une section sédimentaire de type Nonesuch (~60 m d'épaisseur) qui repose directement sur les basaltes du rift (forage Amoco # 1-29 St.Amour, à 20 km sud-ouest de Munising, Michigan; Mauk, 1993). Une telle relation stratigraphique est conforme à l'interprétation transgressive de la Formation Nonesuch.

Un élément supplémentaire vient s'ajouter avec l'association de minéraux lourds de la suite sédimentaire du Groupe Oronto. Elle est essentiellement similaire pour le Conglomérat de Copper Harbor et pour la Formation Nonesuch (Daniels, 1982), deux environnements considérés des équivalents contemporains (proximal et distal, respectivement) durant la transition Copper Harbor/Nonesuch. Néanmoins, cette similarité ne semble pas compatible avec une telle relation contemporaine. Elle suggère plutôt que les environnements de Copper Habor et de Nonesuch soient successives. Pour deux environnements contemporains, on attend une ségrégation spécifique des minéraux

lourds durant l'altération et le transport d'un milieu à l'autre. Et par conséquent, on attend des associations différentes en termes de composition et de participation dans l'environnement distal par rapport à celui proximal à la source.

Même dans le district de White Pine, les observations suggèrent l'existence d'une discontinuité en sédimentation à la limite Copper Harbor/Nonesuch. Dans la mine de White Pine, l'unité de Lower Sandstone (voir fig. 4.3, p.55) représente le faciès équivalent à la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor. Un microfaciès gréseux dont la matrice est riche en chlorite et le ciment sparite diagénétique renferme des fragments de matériel carboné au contact avec la section basale de la Formation Nonesuch sus-jacente (Hamilton, 1967). Ce microfaciès chloritique semble représenter la partie remaniée des arénites de Copper Harbor sous-jacentes, passablement peu consolidées à l'époque, et leur resédimentation à la base de la séquence Nonesuch dont l'apport terrigène argileux est prédominant. Ainsi, on peut expliquer l'enrichissement en chlorite et l'abondance des fragments de matériel carboné. Bien que la granulométrie fine des séquences impliquées arrive à estomper les relations, ce faciès semble compter pour le caractère transgressif de la Formation Nonesuch dans la région de White Pine.

4.1.2. Particularités pétrographiques

La Formation Nonesuch est une séquence terrigène clastique dont la composition et les caractères pétrographiques particulières révèlent plusieurs aspects importants en ce qui concerne le milieu de dépôt et surtout les sources de détritus. Les variations locales

observées dans la distribution des fragments lithiques des sédiments (Daniels, 1982; Berendsen et Barczuk, 1993) semblent refléter la nature diversifiée des sources de détritus disponibles ainsi que des processus de sédimentation spécifiques au milieu du dépôt. À l'ouest de Montréal River, les fragments de volcaniques mafiques sont prédominants dans la section Nonesuch (Daniels, 1982). Vers l'est, dans le district de White Pine et Presque Isle, leur diminution est considérable et la participation du quartz devient significative. La prédominance des fragments lithiques métamorphiques semble une bonne indication que la région constituait le débouché d'un réseau fluviatile dont l'aire de drainage affectait les terrains du socle pré-rift. L'abondance des clastes de quartzites ferrugineux dans certains lamines peut compter en bonne partie pour la teinte rouge-brune visible dans les niveaux discrets. La participation majeure des grains angulaires et subangulaires dans les lamines clastiques de la section sédimentaire de Nonesuch (Berendsen et Barczuk, 1993) suggère un transport assez limité jusqu'au site du dépôt, un aspect qui met en discussion l'existence contemporaine de l'environnement Nonesuch à la partie distale du milieu Copper Harbor terminal.

Les argiles constituent des niveaux assez bien développés dans la section sédimentaire de Nonesuch et représentent aussi la composante majoritaire de la matrice des séquences clastiques fines (~5%; Ehrlich et Vogel, 1971). Elles sont identifiées comme des complexes illite-chlorite (Ehrlich et Vogel, 1971; Price et McDowell, 1993) et sont considérés les produits de la transformation diagénétique des smectites primaires. Il est possible que la majeure partie des chlorites authigènes des sédiments de Nonesuch soit à l'origine des smectites (montmorillonite) (Jost, 1968), formées dans les profils

d'altération développés sur les basaltes. La matrice contient aussi de la séricite et de matériel carboné.

4.1.3. L'assemblage des faciès

Les études paléomagnétiques et la reconstruction des paléopôles (Henry et al., 1977; Van Schmus, 1992; Diehl et Haig, 1994; Davis et Green, 1997) ont placé le bassin Nonesuch à des faibles latitudes, en région tropicale ou subtropicale. La sédimentologie du dépôt, qui inclut dans la section stratigraphique des faciès argileux d'eau profonde, suggère un bassin de sédimentation avec une tranche d'eau assez importante. Des occurrences mineures de gypse sont connues dans les niveaux d'argiles (Elmore et al., 1989), mais les évidences pour un milieu de lac salin manquent. Une influence marine est suggérée par les évidences accumulée au cours des dernières années (section 5.1).

Plusieurs études ont décrit en détail la sédimentologie de la Formation Nonesuch, les structures et les textures sédimentaires caractéristiques ainsi que la distribution des faciès au Michigan et au Wisconsin (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989; Mauk, 1993; Suszek, 1997). L'ensemble des données disponibles nous permet de reconnaître à l'échelle du bassin un ensemble de faciès remarquablement homogène, bien corrélé au Michigan et au Wisconsin, en termes de lithologie, de contenus en matière organique et des contenus en pyrite syndiagénétique (fig. 4.1). Des conditions particulières dans le bassin de sédimentation, comme c'est le cas du district de White Pine, semblent compter pour le développement du faciès deltaïque local. À l'échelle du bassin, on peut

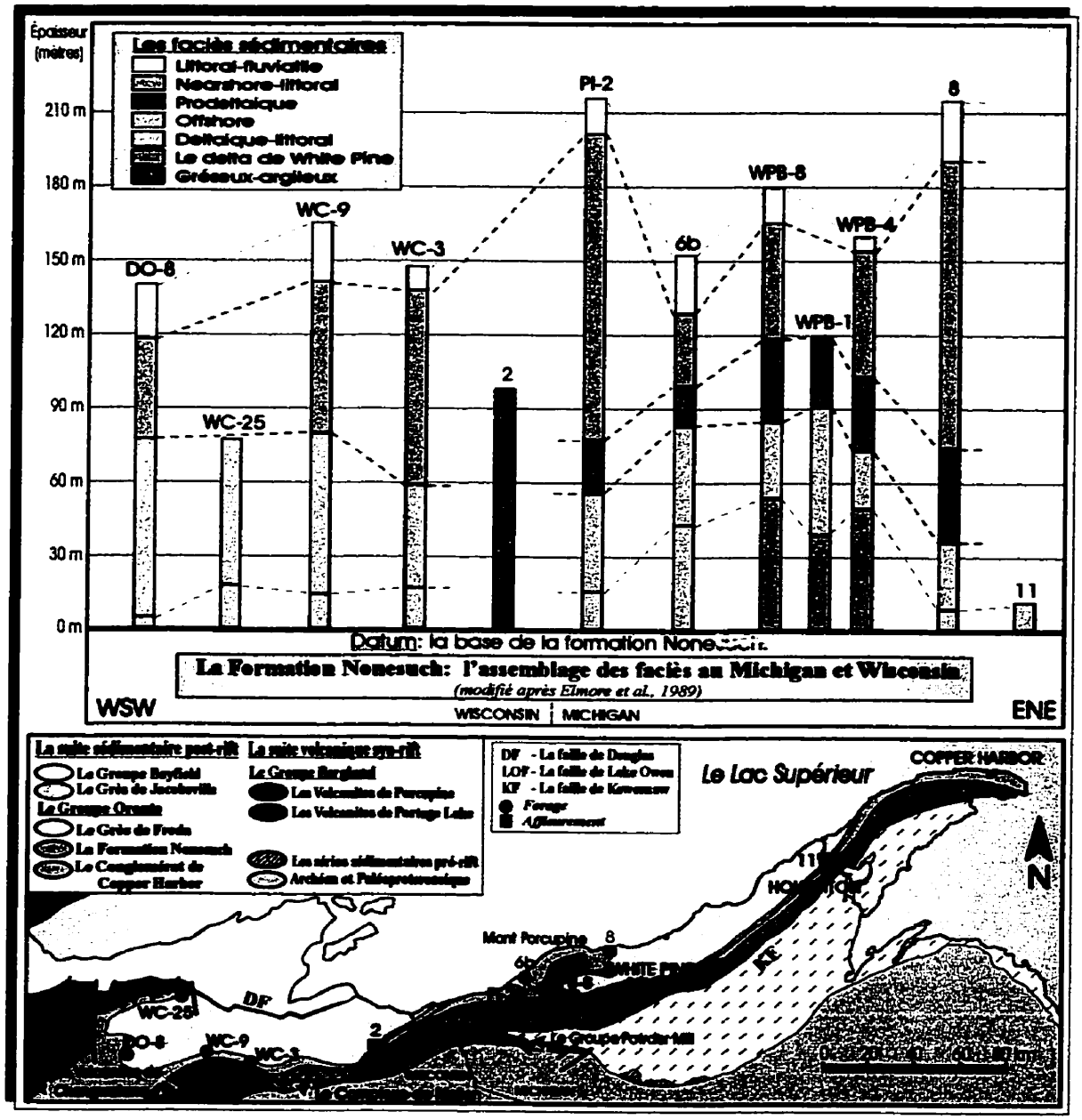


Fig. 4.1 **Corrélation des faciès dans le bassin de sédimentation de Nonesuch**

distinguer le faciès deltaïque-littoral, le faciès prodeltaïque, le faciès « offshore » et le faciès « nearshore-littoral » (fig. 4.1).

Le faciès *deltaïque-littoral* est reconnu dans le district de White Pine et de Presque Isle où il repose directement sur le faciès gréseux rouge du Conglomérat de Copper Harbor terminal. Dans la mine, ce faciès correspond à la section basale de la Formation Nonesuch (Lower Nonesuch de Mauk, 1993; l'assemblage marginal-lacustre d'Elmore et al., 1989) et contient la minéralisation économique en sulfures cuprifères. La section basale de la Formation Nonesuch inclut deux cycles régressifs d'argiles-grès qui ne sont pas connus ailleurs (Elmore et al., 1989) et dont les similarités sont remarquables. Le caractère grano-croissant des séquences, l'assemblage des faciès et la sédimentologie du dépôt ainsi que les structures et les textures sédimentaires spécifiques témoignent pour la déposition dans un milieu deltaïque (Ensign et al., 1968; Ehrlich et Vogel, 1971; Elmore et al., 1989). Le dépôt est interprété comme un delta en progradation, avec deux cycles deltaïques superposés qui semblent représenter les lobes du même delta. Selon la plupart des auteurs, la surface d'érosion localisée à la base de l'unité Upper Sandstone sépare les deux séquences ou lobes deltaïques (voir fig. 4.3, p.55). La distribution des séquences deltaïques dans le district n'est pas uniforme. Dans la mine de White Pine, la séquence inférieure (le Parting Shale) s'effile rapidement vers le sud et le sud-ouest sous le contrôle d'une zone de failles synsédimentaires (Mauk, 1993). Elle semble plutôt remplir une dépression préexistante contrôlée par un système de failles actives. Les structures de resédimentation en masse (« slumps »), les structures de charge ainsi que les dykes clastiques et les figures d'échappement des eaux sont

fréquentes. Ces structures impliquent un taux de sédimentation élevé et surtout l'enfouissement rapide du dépôt suite à la subsidence active, avec une bonne conservation de la matière organique.

Le faciès « *offshore* » représente une section verticale de 30 à 80 mètres et il est reconnu partout dans le bassin (l'équivalent du faciès « shales » dans l'assemblage lacustre d'Elmore et al., 1989). À White Pine, il repose directement sur le faciès *deltaïque-littoral* (fig. 4.1). La transition est continue et semble reliée à une rapide augmentation de la tranche d'eau dans le bassin, probablement due à la subsidence accélérée. L'alternance rythmique de silt et argiles noires en lamines fines, avec des lamines minces de carbonates subordonnées, semble caractériser le dépôt (voir le faciès « shales » dans l'assemblage lacustre d'Elmore et al., 1989). Les processus sédimentaires ont été dominé par la décantation des particules en suspension dans une colonne d'eau stratifiée. Le granoclassement des lamines plus épaisses indique la sédimentation par des courants de densité ou de turbidité et on peut reconnaître surtout les parties distales des coulées gravitaires. Le faciès est éuxinique, riche en matière organique et en pyrite syndiagénétique. Des filaments d'algues sont reconnus dans la matière organique des lamines d'argiles et de carbonates, dont les valeurs en carbone organique total (TOC) atteignent jusqu'à 2% (Elmore et al., 1989). Les compositions isotopiques indiquent la précipitation des carbonates via une intense production organique (Imbus et al., 1992). La sédimentation du faciès « *offshore* » suggère un bassin Nonesuch assez profond, avec une tranche d'eau importante. Son dépôt à White Pine semble s'accompagner de la migration du domaine littoral-deltaïque vers le côté de

la terre et probablement on peut y associer l'extension maximale du bassin vers l'intérieur et passablement son plafond de profondeur. Les turbidites fines suggèrent que l'avancement du bassin vers l'intérieur soit assez important.

Le faciès *prodeltaïque* n'est pas uniformément distribué. Dans le district de White Pine et vers le nord-est, il couvre communément le faciès « *offshore* » (fig. 4.1). La séquence comprend une alternance de silts et argiles bien triées et en lamines fines jusqu'à des lits massifs vers la partie supérieure (le faciès « silt-argile » dans l'assemblage lacustre d'Elmore et al., 1989). Les structures et les textures sédimentaires indiquent un faciès profond, qui représente probablement la partie distale du cône sédimentaire submergé du delta de White Pine localisé à l'époque vers l'intérieur. Les turbidites sont bien développées surtout vers la partie supérieure de la section et leur conservation dans la section sédimentaire suggère leur dépôt bien au-dessous de la base des vagues de tempête et à l'abri des courants de fond puissants. En général, on accepte un minimum de profondeur de 250 à 300 mètres pour les dépôts de turbidites (Walker, 1992), mais la nécessité de conserver une tranche d'eau anoxique sous le fond du bassin Nonesuch pourrait impliquer une profondeur même plus importante. Les structures de déformation deviennent fréquentes vers la partie terminale de la section, en indiquant la proximité du front deltaïque inférieur. Il semble que le delta de White Pine accompagne l'évolution du bassin Nonesuch, avec un possible recul érosif durant le dépôt du faciès « *offshore* ». La persistance de l'environnement suggère qu'il représente le débouché d'un système fluviatile bien développé. L'avancement du cône deltaïque submergé vers

le centre du bassin s'est associé probablement à l'augmentation de l'apport détritique continental et semble marquer le début de la regression du bassin Nonesuch.

Le faciès « *nearshore-littoral* » est caractérisé par le développement progressif avec la section et semble enregistrer la dépôt sédimentaire dans un bassin de moins en moins profond. Les sédiments sont représentés par des silts fins à grossiers, des sables à stratification oblique et des rares séparations d'argiles (le faciès « silts » dans l'assemblage lacustre d'Elmore et al., 1989). La participation de la fraction sableuse devient de plus en plus importante vers le haut de la section. Les structures et les textures sédimentaires sont caractéristiques pour un milieu de dépôt peu profond, en domaine « nearshore » et littoral, dominé par l'action des vagues et courants « longshore ». Les barres sableuses fréquentes témoignent pour l'existence d'un transport littoral important.

Dans le district de White Pine, l'ensemble de faciès comprend une succession des dépôts caractéristiques pour le front et la plaine deltaïque. Plus localisé, on peut reconnaître le dépôt de silts fins et d'argiles accumulés probablement dans les golfs inter-distributaires. Le dépôt du faciès « *nearshore-littoral* » semble s'associer à la retraite des eaux vers la zone axiale, sous l'effet d'un soulèvement ressenti déjà sur les marges du bassin du rift. Passablement qu'il soit un premier signal pour annoncer le début imminent de la compression régionale, le soulèvement a amorcé la régression du bassin Nonesuch. Les directions des paléocourants mesurées dans la partie terminale de la section sédimentaire de Nonesuch sont orientées vers le sud-ouest et semblent enregistrer les tendances d'écoulement dans le bassin. Les directions de transport dans la

section basale du Grès de Freda sont similaires (fig. 4.2). Elles suggèrent une possible réactivation tectonique vers le nord-est (le long des failles de Keweenaw ou de Thiel?) responsable pour couper la liaison du bassin vers l'est.

Le faciès *littoral-fluviatile* inclut les séquences sédimentaires de transition vers l'environnement de plaine fluviatile qui caractérise le dépôt du Grès de Freda. Elles sont caractérisées par la prédominance des silts et des grès fins, avec la fraction argileuse subordonnée (l'assemblage lacustre-fluviatile d'Elmore et al., 1989). On constate que la fraction sableuse augmente rapidement avec la section et la couleur des dépôts change de gris-vert à rougeâtre. Les processus fluviatiles ont dominé le stage final de régression du bassin et ont contrôlé la sédimentation. Au fur et à mesure que les eaux se sont retirées, le bassin est devenu une plaine fluviatile.

Les secteurs adjacents au district de White Pine ont connu le dépôt d'un faciès *gréseux-argileux* particulier (la « succession B » d'Elmore et al., 1989) qui repose directement sur les conglomérats grossiers de la section du Conglomérat de Copper Harbor et qui semble enregistrer plus clairement la transgression de la Formation Nonesuch. Il s'agit d'une alternance rythmique d'argiles, de silts et de grès fins, en couches à granoclassement et d'épaisseur variable (1 à 50 cm). Les lamines convolutées et les micro-failles péné-contemporaines sont caractéristiques. Le contexte du faciès suggère le dépôt dans un régime tectonique actif, sur la marge du bassin contrôlée par des failles actives synsédimentaires. Le faciès est décrit vers la frontière de Michigan/Wisconsin dans un secteur situé à la proximité d'une zone d'ajustement tectonique et près de White's Ridge (fig. 3.4, 4.1).

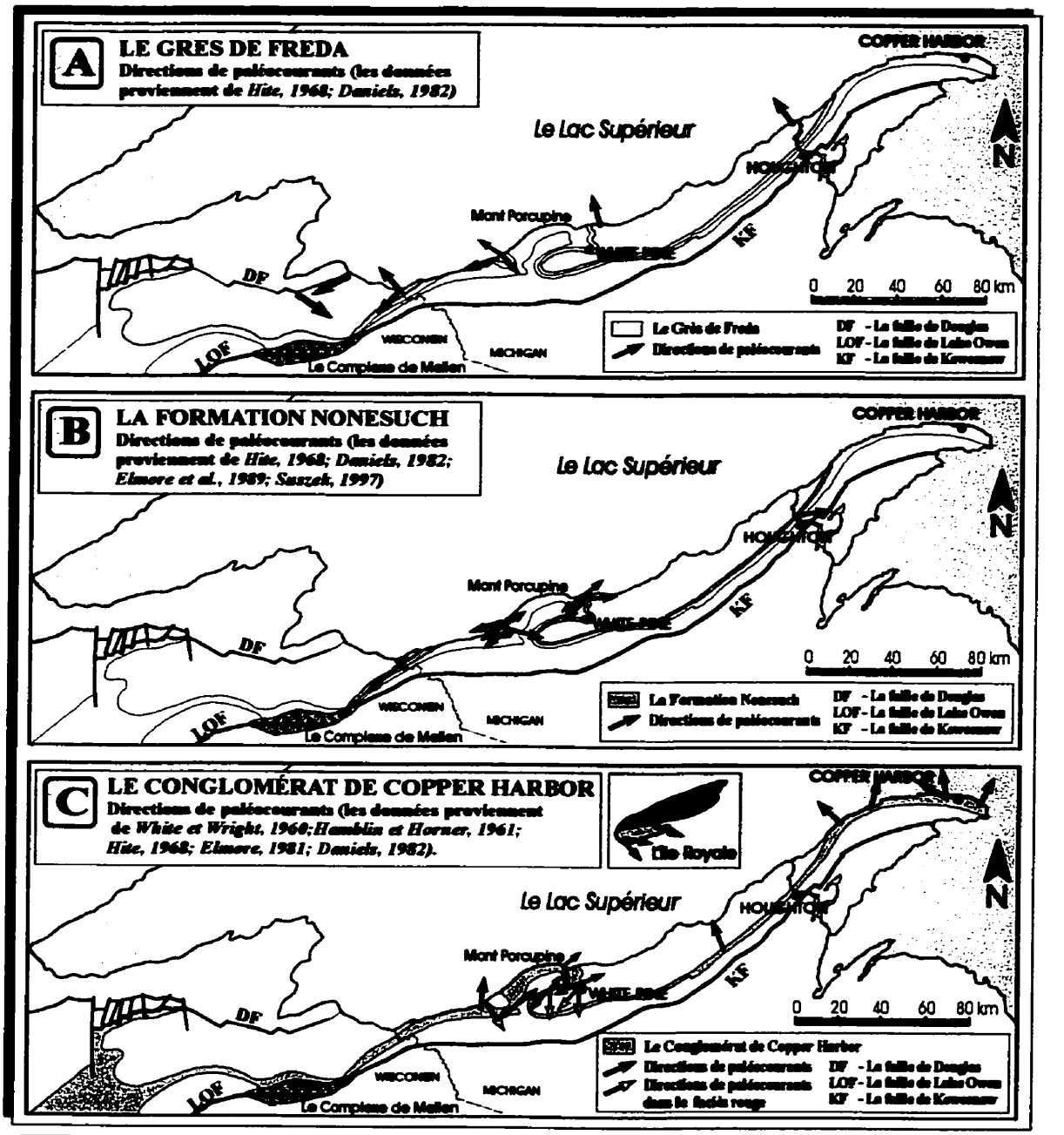


Fig. 4.2 Les directions de paléocourants de la série sédimentaire post-rift du Groupe Oronto, dans la région ouest du Lac Supérieur

Dans le même secteur, autour du Mont Porcupine et vers le Wisconsin, sont connue quelques niveaux de conglomérats et de grès grossiers (3 à 5 m d'épaisseur) localisés à la section médiane de la Formation Nonesuch (Hubbard, 1975b). La participation des fragments de roches archéennes dans les grès est accrue (Hubbard, 1975b) et pourrait indiquer un soulèvement ressenti sur les marges du bassin. D'autre part, ces niveaux grossiers sont plus riches en clastes de rhyolites que les séquences du Conglomérat de Copper Harbor (Hite, 1968). De plus, les séquences de Nonesuch contiennent une abondance de quartz angulaire d'origine pyroclastique et on mentionne des ciments secondaires résultant de l'altération d'un matériel pyroclastique fin ainsi que des inclusions de verre volcanique dévitrifiée (Berendsen et Barczuk, 1993). Toutes ces évidences suggèrent une certaine activité volcanique explosive à l'époque, probablement des réminiscences tardives reliées aux structures collatérales du complexe volcanique Porcupine situé à la proximité.

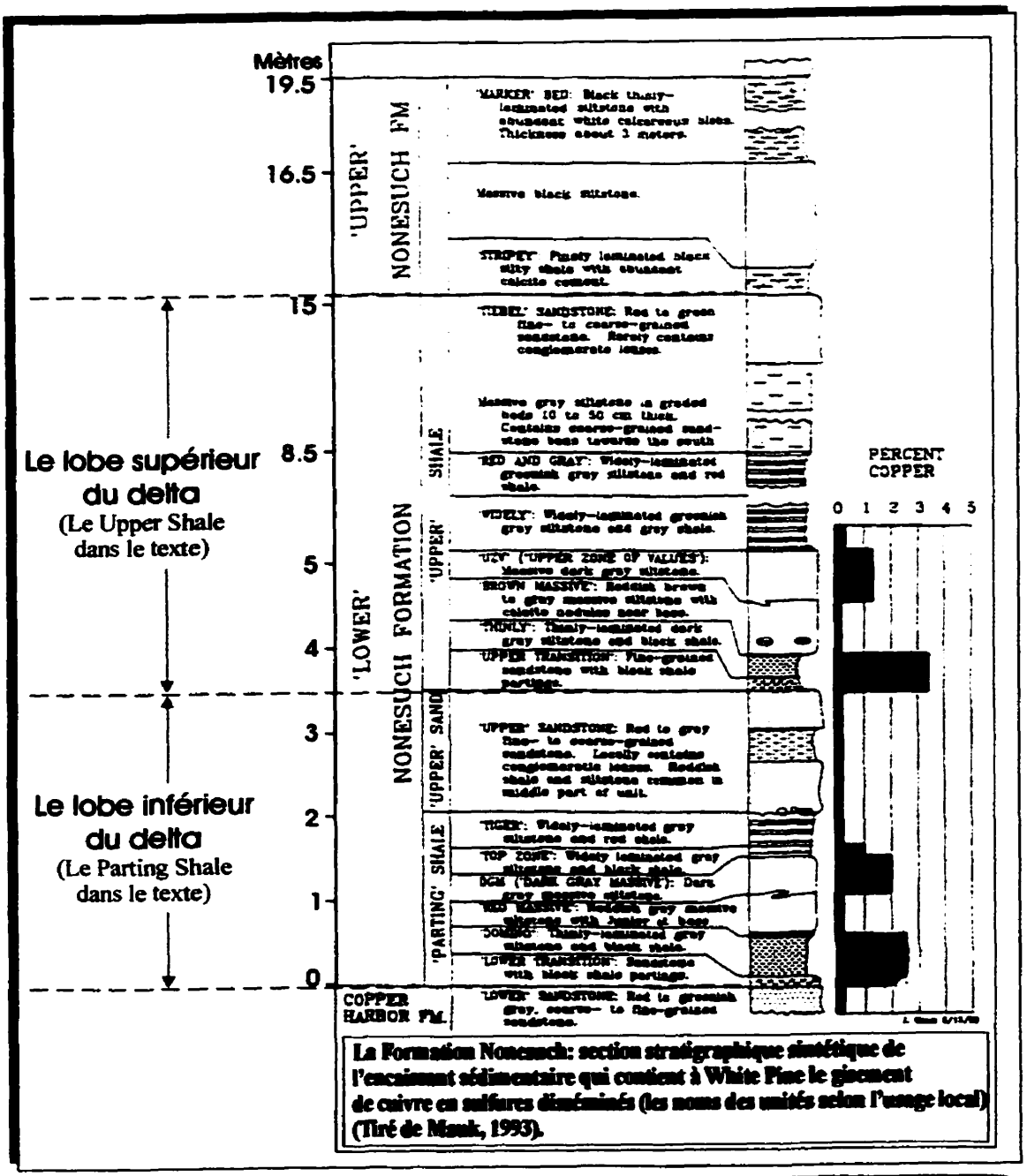
À caractère local (le forage WC 25, en Wisconsin), on connaît l'existence d'un niveau de carbonates à nodules d'anhydrite et gypse dont l'origine et l'ampleur restent incertaines (2 à 2,75 m d'épaisseur; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997).

4.1.4. La sédimentation deltaïque à White Pine

La succession des faciès dans la section basale de la Formation Nonesuch est conforme au développement d'un système deltaïque en progradation vers le bassin. Un profil deltaïque en progradation inclut la plate-forme deltaïque, partiellement submergée

et avec une sédimentation sous un contrôle fluviatile, la pente ou le front deltaïque avec un gradient assez accentué et caractérisé par l'interaction des processus fluviatiles et de bassin, ainsi que le prodelta qui est le domaine de la sédimentation calme, surtout par décantation (Miall, 1990; Reading et Collinson, 1996). Ainsi, dans la succession stratigraphique d'un cycle deltaïque complète, on retrouve dans une section verticale les unités du prodelta à la base, communément couvertes par les unités du front deltaïque qui à leur tours sont couvertes par les dépôts sableux de la plate-forme deltaïque. L'abandon du delta, marqué par une surface d'inondation et par un dépôt qui reflète la diminution drastique de l'apport clastique, conclu communément le cycle antérieur et précède la nouvelle progradation deltaïque.

Pour cette raison, la limite entre les deux séquences deltaïques apparentes à White Pine doit être retracée à la base de l'unité Upper Transition. En utilisant la nomenclature établie dans la mine (fig. 4.3), le lobe inférieur inclut les unités de Parting Shale et Upper Sandstone, alors que le lobe supérieur inclut les unités Upper Shale et Tiebel Sandstone. La séquence de Lower Sandstone représente en fait le lit du complexe deltaïque résulté par l'inondation de la cuvette lacustre préexistante à White Pine et la resédimentation partielle du faciès gréseux terminal du Conglomérats de Copper Harbor. La surface d'inondation qui sépare les deux lobes est identifiée à la base de l'unité Upper Transition, une couche mince à caractère réduit de sables fins avec séparations d'argiles noires (Ensign et al., 1968). Elle semble marquer l'abandon du lobe inférieur du delta et le début de la nouvelle progradation deltaïque passablement associée au changement du distributaire. Pour faciliter les discussions, on utilise ici les noms Parting



La Formation Nonesuch: section stratigraphique sintétique de l'encaissant sédimentaire qui contient à White Pine le gisement de cuivre en sulfures disséminés (les noms des unités selon l'usage local) (Tiré de Mauk, 1993).

Fig. 4.3 **La Formation Nonesuch: la stratigraphie du complexe deltaïque à White Pine**

Shale et Upper Shale pour désigner le lobe inférieur et le lobe supérieur respectivement, sous-entendant qu'ils incluent en tout temps les unités de plate-forme deltaïque Upper Sandstone et Tiebel Sandstone respectif.

Il semble que dans le district de White Pine, la transgression du Nonesuch s'est superposée sur un milieu de sédimentation lacustre déjà en place dans une cuvette d'effondrement active durant le dépôt terminal du Conglomérat de Copper Harbor, le Lower Sandstone. Le patron de dispersion des sédiments ne change pas, comme suggéré par les directions similaires des paléocourants dans le faciès gréseux équivalent à la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor et dans la section basale de la Formation Nonesuch (fig. 4.2). L'assemblage sédimentaire et la distribution des séquences suggèrent un milieu deltaïque en progradation, probablement dominé par l'apport sédimentaire fluviatile. La prédominance de la fraction silteux-argileux dans la décharge sédimentaire suggère un système de drainage à faible gradient.

Le début du premier cycle deltaïque est enregistré par le dépôt de l'unité inférieure, l'unité Lower Transition (fig. 4.3), dont la sédimentologie semble refléter sa déposition au-dessus d'une surface d'inondation. Une section complète à White Pine inclut aussi le dépôt prodeltaïque (l'unité Domino), les unités silteux du front deltaïque (les unités Red Massive et Dark Grey Massive) et un possible faciès de golfe interdistributaires (les unités Top Zone et Tiger). Le dépôt du faciès gréseux de l'unité Upper Sandstone, qui conclut le premier cycle deltaïque, correspond à l'avancement de la plate-forme deltaïque vers le bassin. La sédimentation a enregistré la présence des distributaires et des cuvettes lacustres peu profondes sur la plaine du delta (Ehrlich et

Vogel, 1971). L'avancement de la plate-forme suit la surface marquée par le dépôt d'un membre basal plus grossier, communément à stratification oblique, dans les chenaux peu profonds incisés dans les séquences silteux-argileux sous-jacentes ainsi que des figures d'érosion et fentes de dessiccation (Ensign et al., 1968; Mauk, 1993). L'abandon et l'inondation de la plaine deltaïque par les eaux du bassin en remontée rapide sont marqués par le dépôt de l'unité Upper Shale, le lobe deltaïque supérieur qui semble mieux développé en section verticale. Bien que les épaisseurs des unités constituantes puissent varier, la succession de faciès est similaire avec le Parting Shale. Plus haut dans la section stratigraphique on peut identifier la plate-forme deltaïque du lobe supérieur, l'unité Tiebel Sandstone, limitée comme extension et discontinue (Mauk, 1993). Elle semble s'effiler rapidement en passant vers un faciès plus profond de silt massif.

Vers le nord-est du district, le long de la péninsule de Keweenaw, le caractère de la sédimentation change. Le dépôt équivalent à la section basale à White Pine devient sableux (White et Wright, 1966) et ressemble plutôt à une séquence de shelf peu profond avec une pente moyenne, sous l'influence d'un courant littoral en direction nord-est et un apport clastique important approvisionné par le même système de drainage fluviatile. Il est possible que la progradation deltaïque dans le district de White Pine soit reliée à une configuration particulière du bassin (voir fig.5.1, p.146). La région correspondant au Mont Porcupine était probablement émergée à l'époque, comme suggéré par l'effilement rapide de la séquence Parting Shale envers l'édifice volcanique Porcupine (Mauk, 1993). Elle semble délimiter vers le nord-ouest un golfe (White et Wright, 1966; Ensign et al., 1968) où la progradation du delta de White Pine s'est achevée à l'abri de l'influence

majeure des vagues et courants littoraux, comme semble le cas pour le secteur du nord-est. Avec l'approfondissement du bassin, on suppose que l'influence des vagues est devenue dominante et il est possible que le présumé troisième lobe deltaïque soit plutôt un dépôt essentiellement allongé le long du rivage (cf. Reading et Collinson, 1996).

Comme une discussion initiale sur l'interprétation marine du dépôt de Nonesuch, la sédimentation prodeltaïque semble constituer une composante importante du delta de White Pine. La nature du dépôt suggère une ségrégation avancée de la charge sédimentaire en suspension en termes de granulométrie et minéralogie, conforme à la sédimentation dans un milieu salin. Dans le domaine du delta submergé, les sédiments deviennent de plus en plus fins vers le bassin profond. Les boues d'argiles déposées par décantation de la charge sédimentaire en suspension seront accumulées sur le domaine prodeltaïque qui retient typiquement la majeure partie du volume des sédiments du delta, ainsi que vers le domaine « offshore ». À part cette séparation granulométrique, une ségrégation minéralogique significative et des échanges cationiques sont associées à la sédimentation de la fraction argileuse dans les environnements marins. En raison de leur floculation rapide dans l'eau saline, la kaolinite et l'illite sont déposées communément à l'embouchure des distributaires deltaïques. En conformité avec leurs vitesses de sédimentation, les smectites restent en suspension et passent vers le milieu marin (Chamley, 1989). La montmorillonite et la kaolinite terrigènes gardent leur capacité d'échange cationique au contact avec l'eau marine et elles semblent gagner surtout du K, Na et Mg et perdre du Ca (Clauer et Chaudhuri, 1995). À part cet échange, des réactions de dissolution-précipitation peuvent impliquer les argiles terrigènes déposées à

l'interface eau-sédiment avec la formation des minéraux stratifiés comme la glauconite. Cette variété de illite/smectite riche en fer (typiquement marine; Potter et al., 1980; Velde, 1992; Clauer et Chaudhuri, 1995) est mentionnée aussi dans les sédiments de la Formation Nonesuch (Wiese, 1973), bien que les contenus soient mineurs (0,3%; Berendsen et Barczuk, 1993).

L'environnement deltaïque à White Pine ne semble pas unique dans le bassin de sédimentation de Nonesuch. L'analyse des séquences sédimentaires interceptées en forages a mis en évidence un autre milieu de sédimentation deltaique au sud et sud-est Wisconsin (Suszek, 1997).

4.1.5. L'extension du bassin Nonesuch

Les assemblages des faciès, essentiellement les mêmes au Michigan et au Wisconsin (Elmore et al., 1989; Suszek, 1997), suggèrent des conditions similaires dans le bassin de sédimentation. Des processus sédimentaires analogues ont produit des séquences équivalentes en termes de sédimentologie du dépôt, de lithologie, de granulométrie, de maturité texturale et de contenus en matière organique et pyrite synsédimentaire. Le caractère éuxinique des dépôts est bien exprimé et la couleur grisâtre est similaire, des éléments qui suggèrent la persistance de l'environnement réduisant et une profondeur d'eau suffisante pour préserver une colonne anoxique sur le fond à morphologie plutôt irrégulière. D'ailleurs, une liaison est supposée entre les deux bassins de Michigan et de Wisconsin (Suszek, 1997), comme il est suggéré par les

directions de paléocourants et l'amincissement de la section sédimentaire de Nonesuch vers la frontière Michigan/Wisconsin.

Dans le secteur de Presque Isle, les directions de paléocourants parallèles à l'axe du bassin suggèrent l'existence d'un possible détroit qui reliait les deux sous-bassins. Il est probable que White's Ridge, situé à l'immédiate proximité et avec une position dominante dans le bassin Nonesuch, ait contrôlé la connexion. Il semble que White's Ridge ait constitué à l'époque une crête sous-marine bien exprimée dans la morphologie du fond du bassin Nonesuch. Peu profonde, comme suggéré par l'absence du dépôt de type Nonesuch au-dessus (Allen et al., 1995), elle s'allongeait à travers le bassin du rift et s'accompagnait sur le flanc sud d'une zone d'ajustement tectonique probablement active (fig. 3.4). Il est possible que la prolongation de cette structure vers le sud-est ait constitué une barrière submergé. Elle empêchait le mélange des eaux de fond et contrôlait ainsi la persistance des conditions éuxiniques dans les deux sous-bassins et la circulation restreinte des eaux en surface. Il est possible que l'existence d'une telle barrière qui séparait les environnements anoxiques de fond au Michigan et au Wisconsin soit reflétée par les différences observées en termes de pétrographie et de composition de la matière organique (Elmore et al., 1989; Imbus et al., 1992).

La similarité des assemblages sédimentaires de type Nonesuch est reconnue jusqu'au Iowa. Les séquences interceptées en forages (l'unité C, forage MS Eisched #1; Anderson, 1997) ressemblent en lithologie, en sédimentologie, en contenus de matière organique et de pyrite syndiagénétique aux séquences de Michigan et de Wisconsin. Par endroits en Iowa, cette unité repose en position de transgression sur les terrains du socle

cristallin (Anderson, 1993). On considère que le bassin Nonesuch s'allongeait sur tout le segment du rift d'Iowa et pourrait atteindre jusqu'à 140 kilomètres en largeur (Anderson, 1997). De possibles connexions à l'océan sont suggérées par Anderson vers l'est ou vers le sud.

L'analyse des environnements lacustres du rift Est-Africain, souvent mentionnés comme analogues modernes du bassin Nonesuch (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989), met en évidence des milieux de sédimentation assez profonds, sous un contrôle tectonique et climatique important. Les changements brusques et répétitifs des faciès, surtout en section verticale, sont caractéristiques en raison des importantes variations du niveau de l'eau. On constate ainsi la progradation rapide des plates-formes deltaïques sur le dépôt profond et des tendances de séparation en plusieurs bassins isolés à la chute du niveau (Talbot et Allen, 1996). La sédimentologie du dépôt Nonesuch, même à l'échelle locale, ne révèle aucune de ces caractéristiques. L'homogénéité de faciès à l'échelle du rift suggère un milieu de dépôt qui connaît des conditions similaires sur des larges distances, probablement un bassin commun allongé sur la majeure partie du rift. Les sources de détritus bien différentes le long du système du rift du Midcontinent ainsi que les conditions d'altération en surface, variables avec le développement sur latitude, suggèrent que cette frappante homogénéité de faciès doive avoir un facteur commun dans ce bassin allongé: probablement l'eau marine dérivée d'une possible connexion à l'océan.

La persistance de la colonne d'eau anoxique sur le fond du bassin Nonesuch suggère que la profondeur de la tranche d'eau soit assez importante et capable d'atténuer

l'influence des oscillations brusques du niveau des eaux en surface dans un bassin qui semble capter toute la décharge riveraine de la région. Et par voie de conséquence, elle suggère aussi l'existence d'une connexion par décharge ou échange constant avec un bassin beaucoup plus large, probablement marin, pour régler l'afflux d'eau. Il est difficile d'imaginer la persistance des conditions de dépôt similaires pour toute la durée de Nonesuch, dans une chaîne de bassins lacustres le long du rift ou même dans un bassin plus large mais isolé, à travers plus de mille kilomètres en région tropicale-subtropicale.

4.1.6. Nonesuch, un bassin éuxinique ?

Des niveaux d'argiles noires sont reconnues dans la section sédimentaire de Nonesuch, une lithologie particulière et surtout relevante pour le milieu du dépôt. Bien que subordonné par rapport à la composante silteuse majoritaire, le dépôt d'argiles noires semble constituer une signature lithologique commune à l'échelle du bassin, surtout pour les faciès plus profonds. Selon la définition génétique de Tyson (1987), les argiles noires représentent des roches argileuses à couleur sombre dont les caractères sédimentologiques, paléoécologiques et géochimiques reflètent leur sédimentation sous des conditions anoxiques (i.e., déficitaires en oxygène). Bien que dans les argiles noires la participation de la matière organique soit importante et parfois utilisée comme un critère de classification (C_{org} > 0.5 wt%; Huyck, 1990), il y a une tendance accentuée d'éviter l'implication des contenus en C_{org} dans la définition des argiles noires (Kemp,

1991; Wignall et Hallam, 1992; Wignall, 1994) en raison de la répartition non uniforme de la matière organique dans une telle séquence laminée déposée en milieu anoxique.

La discussion qui suit comprend le dépôt d'argiles noires et leur diagénèse avant l'événement de minéralisation, qui sera discuté dans la section 4.3. Ce dépôt particulier semble important pour évaluer l'encaissant sédimentaire en termes de milieu favorable à la minéralisation, surtout si on tient compte des contenus élevés en matière organique et en pyrite syndiagénétique qui lui sont rattachées. Par rapport aux argiles noires d'autres bassins marins et lacustres, on constate la géochimie similaire du dépôt Nonesuch surtout en termes des contenus de métaux en traces (Mahon, 1990). Les argiles noires sont typiquement enrichies en métaux (particulièrement en Ag, Mo, Zn, Ni, Co, Cr, V et U) et on pense que la rangée des valeurs caractéristiques est en relation directe avec la variabilité des conditions dans les environnements de dépôt originaires (Coveney et al., 1991), bien que les processus restent encore insuffisamment connus. La diversité des métaux en traces ainsi que le domaine des valeurs dans les argiles de la section sédimentaire de Nonesuch semblent rapprocher plutôt les argiles marines et cette similarité est considérée une bonne indication pour l'origine marine du dépôt (Mahon, 1990).

Les analyses mettent en évidence que l'abondance en matière organique dans la Formation Nonesuch est typiquement reliée aux lits argileux gris-noirs. Les contenus en C_{org} déterminées sont quant même importantes (tab. 4.1) et leur distribution dans l'ensemble de la formation révèle que l'environnement de déposition semble contrôler la

TABLEAU 4.1 La Formation Nonesuch: des contenus en carbon organique total (TOC).

Localisation	Intervalle de valeurs	Références
La Formation Nonesuch, à l'extérieur de la mine de White Pine	de 0 à > 2,5%	Imbus et al., 1988
La Formation Nonesuch, à l'extérieur de la mine de White Pine	de 0,05 à 2,66%	Hieshima et Pratt, 1991
La Formation Nonesuch, à l'extérieur de la mine de White Pine	de 0,2 à 1,94%	Imbus et al., 1992
La Formation Nonesuch, dans la mine de White Pine (l'unité de Widely)	de 0,088 à 0,386%	Brown, 1971
La Formation Nonesuch, dans la mine de White Pine (l'unité de Domino)	de 0,07 à 0,35%	Ho et al., 1990
La Formation Nonesuch, dans la mine de White Pine (l'unité de Thinly)	de 0,16 à 0,47%	Ho et al., 1990
La Formation Nonesuch, dans la mine de White Pine (l'unité de Domino)	de 0,19 à 0,53%	Mauk et Hieshima, 1992
La Formation Nonesuch, dans la mine de White Pine (l'unité de Stripey)	de 0,36 à 0,44%	Mauk et Hieshima, 1992

TABLEAU 4.2 La Formation Nonesuch: des contenus en soufre total.

Localisation	Intervalle de valeurs	Moyenne	Références
La Formation Nonesuch, l'unité de Parting Shale à White Pine.	jusqu'à 2,0%	1,04 ± 0,62%	Burnie et al., 1972
La Formation Nonesuch, au Michigan et au Wisconsin.	de 0,2 à 3,5%	1,92 ± 0,76%	Imbus et al., 1992

TABLEAU 4.3 La Formation Nonesuch: les rapports des isotopes stables du soufre.

Localisation	Intervalle de valeurs $\delta^{34}S_{CDT}$	Références
La *chalcocite* de l'unité Parting Shale, à White Pine.	de –15,83 à +31,26‰	Burnie et al., 1972
La *pyrite* des couches non minéralisées.	de –2,5 à +29,9‰	Hieshima, 1992
La *pyrite* des couches non minéralisées.	de –2,5 à +13,1‰	Imbus et al., 1992
La *pyrite* des couches non minéralisées, l'unité Dark Gray Massive (SHRIMP).	de –23 à +71‰	Mauk, 1993
La *pyrite* des couches minéralisées, les unités UZV et Stripey (SHRIMP).	de –35 à +10‰	Mauk, 1993
Les *sulfures cuprifères* en stage principal, les unités UZV, Thinly et Domino (SHRIMP).	de –19 à +49‰	Mauk, 1993
Les *sulfures cuprifères* en stage structural, l'unité UZV (SHRIMP).	de –13 à –6‰	Mauk,1993

TABLEAU 4.4 La Formation Nonesuch: les rapports des isotopes stables du nitrogène.

Localisation	Intervalle de valeurs $\delta^{15}N_{atmN2}$	Références
La Formation Nonesuch (25 échantillons).	de +2,72 à +8,48‰	Imbus et al., 1992

TABLEAU 4.5 La Formation Nonesuch: les rapports des isotopes stables du carbone.

Localisation	Intervalle de valeurs $\delta\ ^{13}C_{PDB}$	Références
La calcite.	de –3,2 à –2,1‰	Barghoorn et al., 1965
La calcite des veines.	de –6,0 à –30,0‰	Nishioka, 1985
Les lamines de carbonates, associées aux faciès sédimentaires (Michigan et Wisconsin)	de –20,5 à –1,7‰	Imbus et al., 1992
Les stromatolites associées au Conglomérat de Copper Harbor (le nord de la péninsule).	de –20,5 à –1,7‰	Imbus et al., 1992
La calcite des veines structurales tardives.	de –22,57 à –22,72‰	Imbus et al., 1992
Les carbonates de la couche d'évaporites (forage WC 25, Wisconsin).	–6,10‰	Imbus et al., 1992
Les carbonates du niveau « Junior ».	de –4,2 à –19,9‰	Mauk, 1993
Les nodules de calcite.	de –4,3 à –15,5‰	Mauk, 1993
Le ciment de calcite.	de –1,4 à –14,4‰	Mauk, 1993
La calcite des veines associées à la minéralisation structurale en cuivre natif	de –5,6 à –15,1‰	Mauk, 1993

TABLEAU 4.6 La Formation Nonesuch: les rapports des isotopes stables de l'oxygène.

Localisation	Intervalle de valeurs $\delta\ ^{18}O_{SMOW}$	Références
La calcite des veines.	de +9,0 à +24,0‰	Nishioka, 1985
Les lamines de carbonates, associées aux faciès sédimentaires (Michigan et Wisconsin).	de −17,9 à −2,3‰	Imbus et al., 1992
Les stromatolites associées au Conglomérat de Copper Harbor (le nord de la péninsule).	de −7,7 à −6,8‰	Imbus et al., 1992
La calcite des veines structurales tardives.	de −15,58 à −9,72‰	Imbus et al., 1992
Les carbonates de la couche d'évaporites (forage WC 25, Wisconsin).	−8,69‰	Imbus et al., 1992
Les carbonates du niveau « Junior ».	de +20,1 à +23,8‰	Mauk, 1993
Les nodules de calcite.	de +17,3 à +26,7‰	Mauk, 1993
Le ciment de calcite.	de +16,0 à +24,2‰	Mauk, 1993
La calcite des veines associées à la minéralisation structurale en cuivre natif.	de +13,6 à +19,0‰	Mauk, 1993

distribution des roches riches en matière organique. On constate la variation des valeurs C_{org} qui suit l'assemblage des faciès et semble intimement reliée aux différents domaines de sédimentation dans le bassin. Les lithologies avec $C_{org} > 0.5$ wt% sont majoritaires dans le faciès « *offshore* » et dans le faciès *littoral-deltaïque*, surtout dans la séquence deltaïque développée à White Pine (Elmore et al., 1989). De plus en plus rares vers la partie supérieure de la section dominée par l'assemblage *« nearshore »-littoral*, des niveaux riches en C_{org} caractérisent aussi le faciès prodeltaïque. Les valeurs en carbone organique total (TOC) sont similaires pour l'encaissant sédimentaire minéralisé à White Pine et les séquences non minéralisées tout autour (Ho, 1992; dans Mauk, 1993).

Il y a un consensus en ce qui concerne la provenance autochtone du matériel bitumineux contenu dans la Formation Nonesuch. Les compositions des « biomarkers » dans les bitumes indiquent un matériel dérivé de la matière organique accumulée durant la sédimentation et dont la nature est de prédominance algale et microbienne (McKirdy et Hahn, 1982; Imbus et al., 1988; Hieshima et Pratt, 1991; Pratt et al., 1991; Imbus et al., 1992). Il reste à préciser si le milieu du dépôt était lacustre ou marin. Les analyses du kérogène provenant de la Formation Nonesuch en Michigan et Wisconsin se regroupent constamment dans le champ des kérogènes type II sur les diagrammes de van Krevelen (McKirdy et Hahn, 1982; Pratt et al., 1991; Imbus et al., 1992). Les kérogènes type II sont habituellement reliés aux sédiments marins et résultent d'une matière organique riche en lipides, dérivée des algues et communautés bactériennes marines comme précurseurs acceptés, qui s'est déposée dans un environnement réduit riche en soufre

(Tissot et Welte, 1984). Les valeurs $\delta^{15}N$ du kérogène contenu dans les sédiments Nonesuch en Michigan et Wisconsin (de +2,7 à +8,5‰; Imbus et al., 1992) (tab. 4.4) se retrouvent à la limite appauvrie de l'intervalle caractéristique pour les sédiments marins (cf. Schidlowski et al., 1983) et suggèrent la contribution majeure de la biomasse marine enrichie (Imbus et al., 1992). D'autre part, la présence des molécules fossiles de stérane et triterpane, détectées à l'échelle du bassin Nonesuch (Pratt et al., 1991), semble constituer une autre évidence pour l'existence des conditions marines dans le bassin. Ces fossiles moléculaires sont diagnostiques pour l'origine marine de la matière organique des roches sédimentaires en Phanérozoïque (Moldowan et al., 1990).

Les niveaux riches en matière organique de la Formation Nonesuch contiennent en abondance des sulfures de fer syndiagénétiques. La pyrite disséminée est décrite surtout comme des grains fins euhédriques et des framboïdes associées de préférence avec les niveaux riches en matière organique (voir fig. 4.7 à 4.11, p.115 à 119). La présence commune de la pyrite framboïdale dans l'encaissant sédimentaire (Brown, 1971; Wiese, 1973) est associée à l'origine microbienne de ces sulfures de fer. La géochimie des isotopes de soufre ajoute des éléments importants non seulement à la caractérisation du dépôt cuprifère mais de son encaissant sédimentaire aussi, surtout en termes de sources et processus impliqués. Plusieurs études ont mis en évidence la grande dispersion des compositions isotopiques du soufre dans l'encaissant minéralisé de Nonesuch et on a le consensus sur les signatures isotopiques caractéristiques pour la réduction bactérienne des sulfates (Burnie et al., 1972; Hoy et Ohmoto, 1989; Hieshima et Pratt, 1991; Mauk, 1993) (tab. 4.3). Pour le Parting Shale, la séquence deltaïque

inférieure à White Pine, il est mentionné que l'eau du bassin semble faible en sulfates et à une salinité sous la normale (Burnie et al., 1972). La situation est probablement compatible avec une incursion marine au début du Nonesuch, surtout dans la cuvette lacustre active durant le dépôt du Conglomérat de Copper Harbor terminal dans le district de White Pine (White et Wright, 1966; Ensign et al., 1968) et avec l'installation subséquente d'un milieu deltaïque de transition. La deuxième séquence deltaïque, Upper Shale, semble conserver la signature isotopique originale (Hoy et Ohmoto, 1989).

La haute résolution spatiale de l'analyseur SHRIMP (Sensitive High mass Resolution Ion MicroProbe) a permis d'enregistrer les variations de la composition isotopique à travers des grains individuels de sulfure. Les déterminations isotopiques (Mauk, 1993) ont relevé des compositions isotopiques relevantes d'un fractionnement même plus large que connu auparavant pour les sulfures syndiagénétiques générés dans l'environnement de déposition de Nonesuch, des résultats qui confirment l'implication extensive des processus de réduction bactérienne des sulfates. La variation des valeurs isotopiques avec la microstratigraphie des lamines sédimentaires semble enregistrer la formation de la pyrite diagénétique avec la profondeur dans le sédiment suite à l'activité bactérienne (Mauk, 1993). La variation de la composition isotopique à travers certains grains individuels de sulfure est considérée conforme à l'existence d'une pyrite précoce probablement formée dans la colonne d'eau (syn-sédimentation) et qui, après sa décantation sur le fond du bassin, a subi la croissance diagénétique subséquente suite à des processus bactériens (Mauk, 1993).

Tous ces résultats semblent confirmer la nature syngenétique d'une partie de la pyrite contenue dans l'encaissant sédimentaire de Nonesuch. Les lignes de régression pour Nonesuch se situent près du champ éuxinique sur les diagrammes S_{total}/C_{org} avec des interceptions constamment positives (Imbus et al., 1992). Elles suggèrent des processus de pyritogénèse reliés à une colonne d'eau anoxique stable et persistante dans le bassin. Tels processus sont communes aux bassins éuxiniques, avec un modèle contemporain bien connu dans la Mer Noire (Leventhal, 1983; Lyons et Berner, 1992). De plus, une covariance positive s'est établie entre S_{total} et C_{org} dans l'encaissant sédimentaire et les valeurs du rapport S_{total}/C_{org} dépassent significatif les valeurs caractéristiques pour les lacs salines modernes et anciens (cf. Berner, 1984). En l'absence des évidences pour l'existence d'un tel environnement durant le dépôt de Nonesuch, elles sont considérées comme l'expression des processus de réduction bactérienne des sulfates marins déroulés dans un milieu anoxique riche en bisulfides installé sur le fond du bassin de déposition (Hieshima et Pratt, 1991; Mauk, 1993). Les contenus en sulfates des eaux marins et des eaux douces en Précambrien sont incertains. Mais l'abondance de sulfures de fer dans l'encaissant sédimentaire de Nonesuch suggère que l'apport en sulfates soit suffisant pour générer le soufre réduit nécessaire à fixer le fer. Dans le milieu du dépôt de Nonesuch, il semble que les sulfates ne constituent pas un facteur de limitation (Hoy et Ohmoto, 1989) et il est improbable que les eaux douces continentales puissent constituer un tel réservoir de sulfates (Hieshima et Pratt, 1991; Imbus et al., 1992).

Un environnement de prédominance éuxinique a été envisagé pour le dépôt de la Formation Nonesuch (Elmore et al., 1989; Suszek, 1997), bien que les valeurs disponibles pour le degré de pyritisation (DOP < 0.5; Hieshima et Pratt, 1991) semblent insuffisantes selon les valeurs calibrées pour les sédiments du Phanérozoique (> 0.75; Raiswell et al., 1988). Le bassin de déposition est assimilé plutôt à une fosse (Elmore et al., 1989) développée sur le segment de rift correspondant à la partie ouest de la région du Lac Supérieur et en évolution sous un climat tropical-subtropical à des faibles latitudes, selon les données paléomagnétiques (Henry et al, 1977; Van Schmuss, 1992; Diehl et Haig, 1994; Green et al., 1997). Il y a un consensus sur la nature réduite du dépôt et sur l'assemblage des faciès diagnostiques pour la déposition dans un bassin à l'eau stratifiée, bien que la nature de l'eau reste encore en dispute: un grand lac permanent à stratification thermique des eaux (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997) ou un bassin dominé par l'influence marine (Hieshima et al., 1989; Mahon, 1990; Hieshima et Pratt, 1991) et des conditions éuxiniques pour une bonne partie de son évolution. Le modèle lacustre à stratification thermique des eaux semble impliquer une thermocline saisonnière fluctuante pour expliquer la succession des faciès dans le dépôt (Elmore et al., 1989). Il suggère ainsi un climat saisonnier durant la déposition de la Formation Nonesuch lorsque les reconstructions paléomagnétiques placent le bassin Nonesuch à des latitudes tropicales-subtropicales (Henry et al, 1977; Van Schmuss, 1992; Diehl et Haig, 1994; Green et al., 1997). D'autre part, si on exclut les lacs salins, l'abondance de la pyrite est typiquement réduite dans les systèmes lacustres par rapport aux systèmes marins. Dans l'absence des autres mécanismes qui

peuvent compter pour les contenus élevés en soufre et dans l'absence des évidences pour un milieu de lac salin, l'interprétation lacustre n'est pas soutenue par l'abondance significative de la pyrite dans les sédiments de la Formation Nonesuch (Imbus et al., 1992).

L'ensemble des données qu'on vient de discuter ci haut (voir aussi la section 5.1) soutient l'hypothèse d'un bassin de sédimentation à influences marines et dont l'assemblage des faciès semble enregistrer pour une bonne partie de son évolution un environnement de déposition éuxinique. La sédimentologie du dépôt et les données sur la géochimie organique et des isotopes stables du soufre nous indiquent des conditions favorables pour une forte productivité organique et une préservation avancée de la matière organique accumulée durant la sédimentation des faciès « *offshore* », *prodeltaïque* et *deltaïque-littoral*. Les domaines plus profonds du bassin ont enregistré le dépôt des faciès « *offshore* » et *prodeltaïque* sous des conditions éuxiniques. Durant leur sédimentation, la colonne d'eau anoxique assurait un milieu réduit sur le fond du bassin favorable pour l'accumulation des débris organiques, le développement extensif des processus microbiens anaérobes ainsi que pour la formation de la pyrite synsédimentaire et syndiagénétique dans les sédiments contemporains. Le faciès *deltaïque-littoral* représente un environnement spécifique de sédimentation sur le domaine marginal en subsidence du bassin de Nonesuch, où les taux de sédimentation élevés et l'enfouissement rapide des dépôts semblent compter pour la préservation de la matière organique.

Les conditions éuxiniques semblent persister assez longtemps dans le bassin, au moins jusqu'au début de la phase régressive finale marquée par le dépôt du faciès « *nearshore-littoral* » à White Pine. La similitude des faciès sédimentaires profonds au Michigan et Wisconsin (Elmore et al., 1989; Suszek, 1997) indique des conditions éuxiniques similaires pour les deux sous-bassins. La persistance d'une colonne d'eau anoxique sur le fond du bassin implique l'absence des échanges d'eaux profondes et elle suggère l'existence d'une barrière submergée qui permettait la circulation des eaux en surface seulement et favorisait la préservation des conditions éuxiniques dans les deux sous-bassins. La pétrologie organique (les pétrographies organiques 1 et 2; Elmore et al., 1989) et les compositions des isotopes stables (C, S et N; Imbus et al., 1992) de la matière organique des sédiments de Nonesuch en Michigan et Wisconsin révèlent des particularités qui ne sont pas dues à la maturité thermique différente des dépôts. De toute apparence, elles sont déterminées par les conditions distinctes de conservation d'un même matériel organique primaire (Imbus et al., 1992). Ces différences sont mieux expliquées et semblent conformes à l'existence d'une barrière submergé entre les deux sous-bassins de sédimentation.

4.2. La diagénèse

Par définition, la diagénèse comprend l'ensemble des processus qui affectent le sédiment après son dépôt jusqu'à son métamorphisme. Bien que la limité soit floue, la température communément utilisée pour marquer le commencement du métamorphisme

est de ~200°C (Walker, 1993). La diagénèse d'enfouissement se déroule normalement dans le domaine de températures inférieures, qui correspond à des profondeurs qui ne dépassent 7 kilomètres pour un gradient géothermique normal (~30°C/km).

L'ensemble des données disponibles pour la Formation Nonesuch indique une maturité thermique moyenne des dépôts (Imbus et al., 1988; Hieshima et Pratt, 1991; Mauk et Hieshima, 1992), mise en relation avec l'action d'un flux basal de chaleur en interaction active avec l'enfouissement assez rapide du dépôt sédimentaire suite à la subsidence thermique du bassin. Les évidences reliées à la minéralisation cuprifère (tab. 4.7) indiquent des températures maximales de 90 à 100°C, durant l'histoire d'enfouissement de la formation. Elles sont confirmées par la modélisation de l'évolution thermique du bassin Nonesuch dans le district de White Pine qui suggère un régime de températures similaire (de 100 à 125°C; Price et al., 1996). De plus, la modélisation estime que les températures maximales d'enfouissement pour la section Nonesuch (~125°C) ont été atteintes vers 1075 Ma et par la suite le régime de températures a connu la décroissance continue jusqu'au déclenchement du chevauchement régional (~1060 Ma). D'autre part, les modélisations (Price et McDowell, 1993; Price et al., 1996) suggèrent un gradient géothermique fossile d'environ 55°C/km durant le dépôt de la section sédimentaire de Freda et l'enfouissement correspondant de la Formation Nonesuch. Cette estimation, qui semble plutôt maximale, rapproche le gradient géothermique actuel du bassin de Salton Trough en Californie (Lachenbruch et al., 1985) et transfère la limite conventionnelle de la diagénèse d'enfouissement dans le district à environ 4-5 kilomètres de profondeur.

TABLEAU 4.7 Les températures impliquées dans le dépôt de cuivre à White Pine

Les évidences	Températures déduites	Références
La présence des ***porphyrins***	< 120–175°C	Meinschein et al., 1964 Hoering, 1965
La présence des ***sulfures cuprifères stables*** dans les conditions de basse température:		
- la chalcocite orthorhombique	< 103°C	Ensign et al., 1968
- la djurleite	< 93°C	Brown, 1971
- la bornite rose (sans l'exolution de la chalcopyrite)	< 75°C	Brown, 1971
Les ***inclusions fluides*** des minéraux associés à la minéralisation structurale en cuivre natif:		
- la calcite des veines	de 50 à 93°C	Nishioka et al., 1985
- le cuivre natif	<100°C	Arehart, 1992

Conformément aux températures maximales déduites pour le Nonesuch (tab. 4.7), un tel gradient géothermique fossile semble limiter l'épaisseur de la section sédimentaire de Freda à moins de 3 kilomètres dans le district de White Pine (Price et McDowell, 1993).

La fraction argileuse et la matière organique des sédiments sont des composantes très sensibles aux processus reliés à la diagénèse. Les argiles riches en matière organique sont distribuées dans toute la section stratigraphique de la Formation Nonesuch, avec une participation significative dans les faciès « *offshore* », *prodeltaïque* et *deltaïque*. Ce dépôt d'argiles contient l'enregistrement complète et fidèle de l'histoire diagénétique d'enfouissement de la formation et constitue une source majeure d'information sur les processus qui ont affecté les sédiments du bassin après leur dépôt.

L'assemblage actuel de minéraux argileux reconnu dans les sédiments de la Formation Nonesuch a été acquis durant la diagénèse d'enfouissement. On considère qu'il est l'expression d'une composition très riche en smectites à l'origine (montmorillonite; Jost, 1968), probablement le résultat de l'altération des volcanites basaltiques (Ehrlich et Vogel, 1971). La majeure partie des échantillons provenant de la section sédimentaire de Nonesuch et analysés au cours du temps contiennent des quantités appréciables en chlorite et parfois la chlorite est même plus abondante que l'illite (Weaver, 1989). La chlorite est surtout authigène, mais la chlorite détritique est aussi présente (Wiese, 1973; Sliney, 1988; Price et McDowell, 1993). À White Pine, la chlorite compte pour environ 20 à 30% (Wiese, 1973) de la fraction argileuse contenue dans la section sédimentaire du Parting Shale. À l'échelle du bassin, sont mentionnés

aussi des échantillons contenant seulement l'illite et interprétés comme relevantes d'une composition primaire riche en illite de basse température (Reynolds, 1965). La kaolinite n'est pas détectée dans les sédiments de Nonesuch. Une signification à part est attribuée aux interstratifiés illite/smectite qui participent en proportions variables. L'expandabilité des assemblages illite/smectite est directement reliée à la profondeur d'enfouissement atteinte par la section sédimentaire qui les contiennent. Communément, les valeurs de l'expandabilité I/S associées avec la participation des couches mixtes illite/smectite dans les sédiments de Nonesuch ne dépassent 10%, mais dans le district de White Pine l'assemblage authigène des minéraux argileux inclut jusqu'à 25% d'interstratifiés illite/smectite (Price et McDowell, 1993).

4.2.1. Processus diagénétiques

En général, on peut distinguer la diagénèse précoce et la diagénèse tardive. Active dès les premiers stages d'enfouissement, la diagénèse précoce concerne les processus de transformation initiaux. Quant à la diagénèse tardive, elle correspond à tous les autres modifications physico-chimiques qui interviennent dans la vie du bassin sédimentaire (Chilingar et Wolf, 1988; Chamley, 1989).

Les transformations diagénétiques précoces (syndiagénétiques) correspondent au début de l'histoire d'enfouissement. Elles sont reliées à l'évolution de la matière organique, en particulier l'activité des bactéries anaérobes associée à la décomposition

de la matière organique et la réduction des sulfates (Berner, 1980). L'activité bactérienne est certainement efficace durant la phase qui suit immédiatement le dépôt, surtout dans les sédiments fins et essentiellement dans le premier mètre de sédiment enfoui (Ohmoto et Goldhaber, 1997). La réduction bactérienne des sulfates et la formation abondante de la pyrite diagénétique semblent les processus majeurs qui ont affecté les sédiments de Nonesuch durant ce stage précoce. Ces processus semblent avoir une contribution essentielle à la préparation de l'encaissant sédimentaire pour l'événement de minéralisation ultérieur. Avec l'accumulation progressive des sédiments, les facteurs physiques, tels que la pression et la température, interviennent de pair. En général, le tassement légère peut provoquer le réarrangement des grains et une certaine modification des textures, mais au-delà des effets mécaniques il comporte aussi une expulsion des fluides interstitiels. Cette expulsion initiale des eaux est enregistrée par les figures d'échappement d'eau reconnues fréquemment dans la section sédimentaire du Nonesuch. Selon les évidences (section 4.3; Mauk, 1993), le processus précoce semble au moins en partie contemporain avec la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine.

Progressivement, le tassement conduit à une notable réduction du volume et il abouti à la compaction. Avec l'enfouissement, les sédiments argileux présentent une fabrique de plus en plus orientée. La réorganisation des particules s'accompagne de l'expulsion de l'eau et contribue à diminuer le volume des pores de façon importante. À la compaction semblent s'associer des structures sédimentaires spécifiques surtout dans le dépôt deltaïque à White Pine. Il s'agit des injections clastiques, des structures en

traversin (ball and pillow), des convolutes et des flammes, considérées des témoins pour les couches sous-compactées caractéristiques aux environnements à forts taux de sédimentation et subsidence, comme les deltas (Potter et al., 1980).

À des profondeurs d'enfouissement qui excèdent communément 2 kilomètres, on parle de la diagénèse tardive (Chilingar et Wolf, 1988). La température et la pression augmentent et interviennent d'une manière générale sur les équilibres thermodynamiques, en entraînant des réactions chimiques qui tendent à réduire l'énergie libre du système pour lui donner une plus grande stabilité. Dans la section sédimentaire du Nonesuch, on reconnaît une tendance de simplification de l'assemblage des minéraux argileux et un enrichissement progressif en illite et chlorite avec la profondeur (Price et McDowell, 1993). La transformation des smectites en illite semble le processus diagénétique prédominant. Malgré les opinions divisées en ce qui concerne la nature du processus (transformation ou néoformation), il semble que les températures atteintes, la durée de l'enfouissement et la disponibilité en potassium soient essentielles (Weaver, 1989; Tucker, 1991). En général, on considère que le processus se déroule dans un intervalle de températures assez large, de 60 à 95°C (Weaver, 1989; Tucker, 1991). Aux températures d'environ 80 à 90°C, la durée du processus est estimée à moins de 1 Ma (Clauer et Chaudhuri, 1995). La formation prépondérante des chlorites authigènes et interstratifiés à base de chlorite ainsi que la destruction de la kaolinite (vers 150 à 210°C; Weaver, 1989) accompagnent l'augmentation de la température avec l'enfouissement.

4.2.2. Discussion de la diagénèse

Bien que la composition minéralogique actuelle de la fraction argileuse semble refléter surtout les transformations diagénétiques qui ont affecté le dépôt sédimentaire de la Formation Nonesuch durant l'enfouissement, elle est relevante de l'environnement du dépôt initial.

L'absence de la kaolinite dans l'assemblage actuel est particulièrement significative. Communément, une température >150°C (Weaver, 1989) est requise pour détruire la kaolinite sous les conditions diagénétiques d'enfouissement. Parce que les contraintes de températures indiquent un maximum de ~100°C durant l'enfouissement de la section Nonesuch (tab. 4.7), les températures semblent insuffisantes pour détruire la kaolinite si elle était présente même en quantités mineures dans la fraction argileuse originale des sédiments. Dans les sédiments modernes, la distribution des minéraux argileux dans les séquences terrigènes reflète le contrôle majeur de la source de provenance ainsi que le modèle climatique et de météorisation. Les régions situées en climat intertropical chaud et humide avec un drainage actif, qui semblent mieux rapprocher les conditions durant le dépôt de Nonesuch, sont caractérisés par la néoformation de la kaolinite ou ses équivalents hydratés dans les profiles d'altération développés sur les volcanites basaltiques (p.ex. Kenya, Burundi ou l'Espagne; Chamley, 1989). Alors, il semble que l'absence de la kaolinite dans la fraction argileuse originale des sédiments de Nonesuch reflète une altération des volcanites basaltiques à ses débuts.

On présume qu'elle est reliée à l'instabilité tectonique de la région, un contexte qui favorise l'érosion intense et qui prévient l'altération chimique avancée avec la formation d'argiles en équilibre avec le climat. Par conséquent, on accumule dans le bassin seulement le produit initial de l'altération chimique des volcanites basaltiques, les smectites. Les associations de minéraux lourdes qui caractérisent la suite sédimentaire post-rift du Groupe Oronto semblent confirmer l'observation. La participation assez faible des minéraux ferro-magnésiennes (olivine, sphène, hornblende, pyroxène, biotite; Daniels, 1982; Berendsen et Barczuk, 1993) semble conforme à une météorisation plutôt à son début.

En ce qui concerne la chlorite authigène, elle constitue un indicateur diagénétique et la variation des contenus dans la fraction argileuse des sédiments est mise en relation avec le degré de la diagénèse dans le bassin (Hillier, 1993). La température semble constituer un contrôle important pour la formation des chlorites authigènes. Les températures maximales se situent dans l'intervalle 180 à 250°C, mais la formation de la chlorite peut commencer même à ~120°C (Walker, 1993; Hillier, 1993). Alors, l'abondance des chlorites authigènes dans les sédiments de Nonesuch semble en légère désaccord avec les températures maximales (~ 100°C; tab. 4.7) impliquées dans la diagénèse. Les conditions du milieu de dépôt du Nonesuch sont insuffisamment connue dans leur intimité pour impliquer une analogie, mais il faut mentionner la formation des chlorites authigènes à la dépense des smectites dans les sapropels du Pléistocène de la mer Méditerranée (Chamley, 1989). Les processus se déroulent dans les secteurs

confinés du bassin, proche de l'interface eau-sédiment et avant un enfouissement significatif, probablement suite à l'attaque des acides organiques.

Quant à la présence des interstratifiés illite/smectite, les données nous révèlent une situation particulière pour le district de White Pine. Utilisées comme indicateurs de la maturité thermique du dépôt et comme géothermomètre (Price et McDowell, 1993), les valeurs de l'expandabilité I/S varient avec la section stratigraphique de la Formation Nonesuch au Michigan et au Wisconsin et dévoilent une augmentation de la maturité thermique du dépôt en direction nord-est. Bien qu'il semble nécessaire d'utiliser un coefficient de 0.85 pour ajuster les valeurs déterminées (Price et McDowell, 1993), le patron de distribution des températures selon la géothermométrie illite/smectite est similaire avec celui déterminé à l'aide des indicateurs de maturité thermique pour la matière organique contenue dans les sédiments de Nonesuch (Imbus et al., 1988; Hieshima et Pratt, 1991; Mauk et Hieshima, 1992; Mauk, 1993). Particulièrement intéressant est le minimum d'expandabilité I/S localisé dans le synclinal Iron River, à l'ouest de White Pine (forage WPB-1; Price et McDowell, 1993). L'expandabilité des couches mixtes illite/smectite est directement reliée à la profondeur de l'enfouissement et les valeurs minimales dans le synclinal Iron River suggèrent l'enfouissement moins profond de la section Nonesuch par rapport au bassin principal. Une telle situation pourraient être reliée à l'existence en profondeur d'un bloc enfoui (le dôme structural relié à la résurgence d'une caldera?) qui y empêchait l'enfouissement plus profond de la Formation Nonesuch et limitait ainsi l'épaisseur de la section sédimentaire de Freda dans le secteur.

4.3. La minéralisation

Les références classiques sur la géologie et la métallogénie du district de White Pine incluent Butler et Burbank (1929), White et Wright (1954; 1966) et Ensign et al. (1968). Au cours des années, plusieurs autres études de détail concernant des aspects plus spécifiques ont apporté des contributions importantes à la cristallisation des idées sur la genèse du dépôt, la reconnaissance des processus impliqués dans la minéralisation ainsi que sur l'évolution métallogénique du district. Sans dresser une liste complète, on peut énumérer les études de Brown (1965, 1968, 1970, 1971, 1974), Brown et Trammell (1966), White (1960, 1971) et Mauk (1993). Le sommaire qui suit, concernant la minéralisation cuprifère connue dans le district de White Pine, s'est appuyé sur les informations contenues dans ces études.

4.3.1. Le district de White Pine

À White Pine sont reconnues deux stages de minéralisation (Mauk, 1993): 1) une minéralisation en stage principal (« main stage copper »), représentée par le gisement stratiforme de sulfures de cuivre disséminés en milieu sédimentaire, et 2) une minéralisation en stage secondaire, de prédominance en cuivre natif et déposée sous un contrôle structural, contemporaine avec la fracturation de compression et le

chevauchement enregistré sur la faille Keweenaw. Les sulfures de cuivre comptent pour environ 85 à 90% du cuivre total à White Pine, alors que le cuivre natif pour 10 à 15%.

Les connaissances acquises sur le district de White Pine ont évolué surtout avec le développement de la mine et l'exploitation du dépôt économique de cuivre-(argent) à White Pine. De nouvelles techniques d'investigation ont diversifié l'approche du dépôt, avec des conséquences majeures sur les concepts génétiques, sur le raffinement des modèles de mise en place, ainsi que sur la résolution des stages de minéralisation et de leur rapports avec la déformation locale et régionale. Malgré son âge et en dépit de la déformation de compression reconnue dans la région, l'encaissant sédimentaire est essentiellement non métamorphisé et il préserve en bonne partie les structures sédimentaires et diagénétiques initiales. Quant même, il est affecté par plusieurs épisodes de fracturation (Mauk, 1993) dont les relations à la minéralisation cuprifère en stage principal appliquent des contraintes importantes sur le moment de mise en place.

La minéralisation en stage principal (« main stage copper »)

La minéralisation stratiforme classique de *cuivre en sulfures disséminés* constitue le *stage principal* de minéralisation à White Pine. Elle est contenue dans une section stratigraphique restreinte (de 0 à 20 m) à la base de la Formation Nonesuch. L'encaissant sédimentaire qui contient la minéralisation est représenté par une séquence terrigène silteux-argileux chimiquement réduite, riche en pyrite syndiagénétique et en matière

organique. Elle repose directement sur les couches rougeâtres oxydées du Conglomérat de Copper Harbor terminal et la frontière rédox fossile qui sépare les deux formations semble avoir exercé un contrôle essentiel sur le dépôt de métaux (Brown, 1971, 1993, 1997).

Les sulfures de cuivre disséminés sont concentrés le long des couches les plus favorables (les niveaux argileux, plus riches en matière organique et en pyrite syndiagénétique) à l'intérieur d'une unique zone cuprifère. La zone cuprifère suit le contact Copper Harbor/Nonesuch vers la partie réduite de la frontière rédox et, en haut de la section, elle est nettement délimitée par une surface de transition contenant de sulfures de Cu, Pb, Zn et Cd. Bien que les contenus en Cu soient variables (de 1 à 5% Cu, selon les unités), la continuité latérale de la minéralisation est remarquable et démontre une étroite corrélation avec la distribution initiale des sulfures de fer syndiagénétiques dans l'encaissant sédimentaire. La paragenèse des minéraux cuprifères indique un assemblage de basse température (comme suggéré par la présence de la chalcocite orthorhombique, la djurleite et la bornite rose, des minéraux instables à plus de 103°C, de 93°C et de 75°C respectivement; Brown, 1971) caractérisé par la prédominance de la chalcocite dans la zone cuprifère. La zone de transition met en évidence une minéralogie beaucoup plus diversifiée et le zonage des sulfures (en termes simples, de pyrite à chalcopyrite à bornite à chalcocite). Les métaux secondaires (Pb, Zn et Cd) sont localisés immédiatement à l'extérieur de la zone de transition, vers les strates pyriteux non minéralisés.

À présent, on dispose d'un modèle génétique cohérent et raffiné pour expliquer la formation des gisements stratiformes de cuivre en milieu sédimentaire (Brown, 1993, 1997). Ce modèle implique la superposition diagénétique de la minéralisation en cuivre, essentiellement peu après la sédimentation de l'encaissant. À White Pine, la minéralisation de cuivre en sulfures disséminés est attribuée à la migration ascendante des fluides cuprifères, contemporains à la diagénèse précoce des sédiments encaissants appartenant à la Formation Nonesuch. Le dépôt de cuivre résulte du remplacement extensif des sulfures de fer syndiagénétiques contenus dans l'encaissant sédimentaire. Par conséquent, la minéralisation en cuivre a emprunté une apparence « sédimentaire », directement reliée à la distribution initiale des sulfures de fer préexistants. Tout de même, les processus n'ont pas réussi à effacer les structures caractéristiques qui dévoilent la superposition de la minéralisation cuprifère en stage principal à un certain moment post-sédimentation. L'ensemble des évidences confirme la nature diagénétique précoce de la minéralisation et la validité du modèle de déposition pour les sulfures disséminés à White Pine (Brown, 1965, 1971, 1974, 1993; Brown et Trammell, 1966; White, 1960; White et Wright, 1966; Wiese, 1973).

La configuration de la zone cuprifère ainsi que sa localisation immédiatement après la frontière rédox fossile constituent par elles-mêmes des arguments puissants non seulement pour la nature diagénétique du dépôt mais aussi pour la migration ascendante des fluides qui ont déposé les métaux. La source de provenance pour ces fluides serait essentiellement l'aquifère du Conglomérat de Copper Harbor sous-jacent à l'encaissant (Brown, 1971 à 2001). Les séquences clastiques perméables et chimiquement oxydées

du Conglomérat de Copper Harbor, représentent un milieu favorable pour la mobilisation et le transport de métaux par des saumures riches en chlore à basse température (Brown, 1971; Rose, 1976, 1989). Quant à l'encaissant sédimentaire chimiquement réduit de Nonesuch sus-jacent, il prouve les conditions favorables à la fois pour la précipitation du cuivre et la stabilité des sulfures cuprifères formés. Ainsi, dès que les solutions cuprifères faiblement oxydées ont dépassé cette interface d'oxydo-réduction qui séparait l'aquifère-source et l'encaissant réduit de Nonesuch, le dépôt de métaux s'est déclenché suite à des réactions chimiques à basse température entre les métaux de base dissous dans les solutions et le soufre réduit abondant dans l'encaissant sédimentaire (surtout des sulfures de fer syndiagénétiques). Les métaux ont été déposé selon leur caractère sulphophile (Cu > Pb, Zn > Fe) avec les plus sulphophiles (ou chalcophiles) en premier. Par conséquent, on constate un zonage constant des sulfures métalliques de néoformation dont la distribution, comme des enveloppes par rapport à l'interface rédox, est conforme à la réaction progressive d'un fluide cuprifère (± Pb, Zn, Cd) avec les sulfures de fer syndiagénétiques préexistants (Rose, 1976). La distribution actuelle des sulfures dans le dépôt (chalcocite dans la zone cuprifère, bornite et chalcopyrite dans la zone de transition, pyrite dans la zone non minéralisée), qui enregistre cette décroissance du caractère sulphophile des métaux avec la section et dévoile leur zonage vertical par rapport à la frontière rédox, est conforme à une migration ascendante du front minéralisateur.

La limite supérieure de la minéralisation est marquée par une zone de transition à épaisseur variable (communément de 5 à 30 cm) qui sépare la zone cuprifère et les

roches encaissantes non minéralisées riches en pyrite. Probablement la plus intéressante structure du gisement, cette surface de transition peut être reconnue et suivie à l'échelle du district. Elle constitue une structure discordante qui traverse la stratigraphie et coupe à faibles angles la stratification des roches encaissantes, une preuve puissante que l'afflux de cuivre serait ultérieur à la sédimentation. Sa position, variable par rapport à la rédoxcline qui suit la base de la séquence Nonesuch, semble enregistrer la position finale du front de minéralisation qui à traversé en migration ascendante les sédiments riches en pyrite durant leur stage de diagénèse précoce (Brown, 1971).

La minéralogie spécifique et surtout le zonage particulier des minéraux à travers la zone de transition confirment le caractère ascendant du front minéralisateur. Les textures de remplacement progressif de la pyrite mettent en évidence une typique succession spatiale de sulfures cuprifères (chalcocite/digénite/bornite/chalcopyrite; Brown, 1971) et dévoilent l'appauvrissement en Cu sur mesure qu'on rapproche la zone non minéralisée. Les concentrations anomales en Pb, Zn, Cd (des métaux moins sulphophiles que le Cu et plus sulphophiles que le Fe) sont localisées immédiatement au-dessus de la surface de transition (Brown, 1971), tout comme les concentrations anomales en Hg retrouvées à une distance relativement uniforme par rapport à la même surface (Luppens, 1970). De tout apparence, ces métaux ont été poussés devant le front de minéralisation et leur position actuelle est compatible avec la migration ascendante des fluides. D'ailleurs, des zonages analogues ont été reproduits en laboratoire par des processus d'infiltration et de diffusion (Brown, 1974) ainsi que par des modélisations thermodynamiques (Reed et Haynes, 1990).

De plus, la forte corrélation inverse qui existe entre la hauteur stratigraphique de cette surface de transition et la quantité de cuivre introduit dans les couches inférieures de la section basale de Nonesuch (les couches 21+23) constitue un autre argument puissant qui confirme la migration ascendante des fluides cuprifères à White Pine (Brown, 1971).

La minéralisation en stage structural

Le *stage structural* de minéralisation en *cuivre natif* à White Pine est bien ultérieur à la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal. Il consiste dans l'introduction tardive de cuivre additionnel et se superpose localement sur la minéralisation principale en sulfures disséminés (« main stage copper »). Les processus sont étroitement reliés aux zones structurales actives durant la compression régionale et contribuent à des enrichissements locaux significatifs adjacent aux failles de chevauchement et aux fractures de compression associées. Historiquement, on estime un enrichissement en cuivre de 10 à 15% et même plus (jusqu'à 25-30%; Mauk, 1993) dans certains secteurs de la mine.

Les contenus en argent natif à White Pine (Ensign et al., 1968) semblent s'associer aux concentrations en cuivre natif. La distribution de l'argent dans le gisement révèle l'enrichissement significatif des couches plus cuprifères qui contiennent surtout le cuivre natif (Mauk, 1993), alors que la minéralogie de détail ne révèle pas la présence des sulfures argentifères dans la zone de transition (Brown, 1965, 1971).

Selon les évidences reconnues à White Pine (Mauk, 1993), le stage structural de minéralisation est co-génétique avec la minéralisation en cuivre natif renommée le long de la péninsule de Keweenaw (White, 1968). Il est probable que tous les deux, le cuivre-(argent) natif classique de la péninsule de Keweenaw et le cuivre-(argent) natif structural à White Pine, représentent les manifestations du même événement de métallogénèse tardive à l'échelle du bassin, déclenché et contrôlé par la compression régionale (voir section 3.4).

Les rapports entre la minéralisation et la déformation

À White Pine, on a des évidences pour l'existence de trois épisodes de fracturation (Mauk et al., 1992; Mauk, 1993):

1. Une fracturation syn-sédimentaire, mise en évidence par les changements brusques de l'épaisseur et du faciès des séquences sédimentaires ainsi que par l'abondance des structures spécifiques de déformation (soft-sediment deformation). Les éléments sont regroupées sur des alignements à apparence linéaire, parallèles ou perpendiculaires à la bordure du bassin (ou à la marge d'une présumée caldera Porcupine?). Elles coïncident fréquemment avec des failles syn-sédimentaires plus jeunes, une évidence pour leur réactivation ultérieure durant l'histoire du bassin.

2. Une fracturation à fort pendage, de prédominance normale et mise en place subséquent à la minéralisation en stage principal.

3. Une fracturation de compression tardive, caractérisée par des failles inverses de chevauchement dont le déplacement vertical peut atteindre jusqu'à 80 mètres. Elles dominent le domaine de sud-ouest de la mine et sont associées avec des failles locales de séparation (« tear faults »).

Les failles de première génération connues dans le district de White Pine semblent avoir un caractère synsédimentaire (Mauk, 1993). À l'intérieur de la ceinture de rhyolites qui entoure le district, leur patron de distribution rapproche un réseau quasi rectangulaire qui suggère un caractère plutôt local. Les failles ont été actives durant le dépôt terminal du Conglomérat de Copper Harbor et le dépôt de la section deltaïque appartenant à la Formation Nonesuch, comme indiqué par les évidences sédimentologiques et structurales reconnues dans la mine (Mauk, 1993). Elles précèdent la mise en place de la minéralisation en stage principal.

La deuxième génération de failles reconnues dans la mine (Mauk, 1993) sont des failles normales assez courtes, a fort pendage et orientées surtout en direction parallèle à la structure du rift. En grande majorité, elles suivent la direction des failles synsédimentaires préexistantes (Mauk, 1993). Ces failles coupent la section Nonesuch ainsi que la minéralisation de sulfures de cuivre en stage principal. En même temps elles ne contiennent pas la minéralisation tardive de cuivre natif en stage structural, une indication pour leur caractère de structures à l'échelle plutôt locale que régionale. Les évidences placent cet épisode de déformation rupturale après la mise en place de la minéralisation en stage principal (Mauk, 1993), donc après le dépôt complet de Nonesuch et un certain enfouissement sous la pile des grès fluviatiles de Freda.

D'ailleurs le caractère normal de ces failles, de distension, semble étrange dans un contexte tectonique régionale qui enregistre l'absence de la distension dans le domaine du rift et même un faible stress de compression. Il semble plutôt le résultat d'un processus local, probablement dû à la réactivation des failles préexistantes dans le substratum profond à l'intérieur d'une possible caldera enfouie. Il est possible que le patron structural actuel du district White Pine contient et reflète en bonne partie le patron de fracturation en blocs du plancher enfoui de ce que nous allons appeler la caldera Porcupine (voir les sections 4.4 et 5.3).

Les failles de troisième génération, surtout des failles inverses de chevauchement, sont reliées à la compression régionale tardive ressentie dans le bassin du rift. Selon Mauk (1993), la minéralisation de cuivre natif en stage structural accompagne le chevauchement et contribue à l'enrichissement locale de la minéralisation en stage principal (« main stage copper »). La fracturation de compression semble synchrone avec le mouvement inverse sur la faille Keweenawan située vers l'est.

4.3.2. Discussion de la minéralisation

La discussion qui suit comprend le dépôt de cuivre en sulfures disséminés, reconnu comme le stage principal de minéralisation (« main stage copper ») à White Pine. L'abondance des textures de remplacement progressif et les pséudomorphes de minéraux cuprifères après la pyrite framboïdale et éuhedrique, ainsi que les relations particulières observées dans la zone de transition (Brown, 1971) constituent des

évidences relevantes de la présence et de l'ampleur des processus de remplacement qui ont contrôlé le dépôt de cuivre. La dernières données isotopiques (Hieshima et Pratt, 1991; Mauk, 1993) confirment les observations pétrographiques de Brown (1971) et convergent vers la conclusion que la majeure partie, si non la totalité de la chalcocite mise en place durant le stage principal de minéralisation résulte du remplacement de la pyrite syndiagénétique préexistante dans l'encaissant sédimentaire.

L'événement de minéralisation s'est produit peu après la sédimentation de l'encaissant et selon les évidences dans des sédiments peu consolidés. On a des évidences pour la pénétration des solutions cuprifères sur des structures formées durant le stage de compaction des sédiments (Brown, 1971; Mauk, 1993) et il est possible que la perméabilité de l'encaissant exerce un contrôle local sur le dépôt. On présume même un certain degré de transformation diagénétique atteint par l'assemblage des minéraux argileux avant la minéralisation en stage principal (Sliney, 1988), bien que les relations semblent assez ambiguës. On estime la mise en place de la minéralisation durant le premier million d'années après la sédimentation (Brown, 1971), avant une diminution significative de la perméabilité de l'encaissant suite à la compaction avancée et à la lithification. Les rapports avec les épisodes de fracturation reconnus dans le district (Mauk et al., 1992) révèlent que la minéralisation en stage principal est subséquente à la fracturation synsédimentaire. De toute façon, elle précède la fracturation à fort pendage qui coupe et décroche la surface de transition identifié à la partie supérieure de la zone cuprifère.

Les sulfures de fer syndiagénétiques ont constitué la source principale de soufre réduit dans l'encaissant sédimentaire. La présence commune de la pyrite framboïdale dans l'encaissant sédimentaire (Brown, 1971; Wiese, 1973) est associée à l'origine microbienne des sulfures de fer, alors que les études isotopiques (Burnie et al., 1972; Hoy et Ohmoto, 1989; Hieshima et Pratt, 1991; Mauk, 1993) suggèrent que les processus de réduction bactérienne des sulfates soient responsables pour la majeure partie du soufre réduit contenu dans les sédiments de la Formation Nonesuch. À White Pine, ces processus semblent extensifs, avec la pyrite formée en premier et ultérieur remplacée par les sulfures de cuivre. La disponibilité de la pyrite comme source de soufre dans l'encaissant sédimentaire semble essentielle pour le dépôt de métaux durant la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal.

Les fluides contenus dans l'aquifère des couches rougeâtres sous-jacent à l'encaissant sédimentaire de Nonesuch sont considérés la source immédiate de cuivre pour la minéralisation en stage principal. Les couches rougeâtres immatures du Conglomérat de Copper Harbor peuvent compter aussi comme source initiale de cuivre. Elles sont reconnues pour les contenus importants de métaux en traces (Walker, 1989, Brown, 2001) disponibles pour le lessivage sous l'action des saumures oxydées et en migration lente dans le milieu (Rose, 1989). Il est probable que leur composition chimique et minéralogique exerce un contrôle majeur sur le fond de métaux disponibles pour lessivage. Les données disponibles et des analyses comparatives (Rose, 1976, 1989) mettent en évidence que les complexes à chlore constituent les plus importants agents pour transporter le cuivre et d'autres métaux de base, par rapport à la chimie

probable des fluides contenus dans les couches rougeâtres du Conglomérat de Copper Harbor. Les métaux du gisement sont solubles dans les solutions riches en chlore, presque neutres et faiblement oxydantes (comme semble le cas de l'aquifère du Copper Harbor), capables de transporter le Cu à basse température. Dans ces conditions, les complexes à chlore fournissent une solubilité significative pour le cuivre (de 6 à 100 ppm; Brown, 1971, Rose, 1976, 1989), considérée suffisante pour générer le dépôt de White Pine. On pense que dans l'aquifère du Conglomérat de Copper Harbor, le chlore peut résulter de l'afflux de fluides de pores provenant des sédiments sus-jacents, ou de la dissolution d'évaporites éventuellement associés au dépôt des couches rougeâtres. La pénétration des solutions cuprifères dans les séquences basales de Nonesuch semble le résultat des processus d'infiltration et/ou de diffusion (Brown, 1971). À des concentrations présumées en solutions de 64 ppm Cu, ces mécanismes sont capables de déterminer la mise en place du dépôt White Pine dans un intervalle d'environ 1 Ma (Brown, 1968, 1971).

D'autres sources alternatives à considérer sont les fluides hydrothermaux reliés aux systèmes volcaniques pénécontemporaines avec le dépôt de la Formation Nonesuch (Brown, 1984). Dans la région, on a des indices quant à l'existence des manifestations volcaniques explosives durant l'évolution du bassin de sédimentation de Nonesuch et on connaît aussi l'emplacement tardif du rhyolite de Bear Lake, possible immédiatement après le dépôt du Nonesuch. Il n'y a pas d'évidences pour l'implication directe des fluides hydrothermaux d'origine volcanique dans les processus de minéralisation à White Pine. Toutefois, on ne peut pas faire abstraction de la proximité du complexe

volcanique Porcupine, avec une possible caldera enfouie en profondeur et des manifestations post-volcaniques qui semblent accompagner l'évolution du bassin Nonesuch. Bien qu'il n'y ait pas de certitudes concernant une implication directe, des influences sur la source, la composition ou le comportement des fluides minéralisateurs dans le district sont possibles.

D'autre part, la sédimentation dans le district (section 4.1) semble refléter des signales tectoniques qui annoncent l'imminence du mouvement de compression. Il est possible que la remontée des fluides profondes jusqu'au niveau de l'aquifère localisé dans le Conglomérat de Copper Harbor soit amorcée par cette faible compression initiale ressentie dans la structure du rift. Au-dessus, les séquences argileux de la Formation Nonesuch probablement actionnaient comme une membrane peu perméable qui favorisait les surpressions dans l'aquifère de Copper Harbor sous-jacent.

Alors, il semble que les couches rougeâtres du Conglomérat de Copper Harbor aient constitué l'aquifère-source des fluides minéralisateurs en ascension à l'époque dans l'encaissant sédimentaire réduit de la Formation Nonesuch (Brown, 1971, 1993; White, 1971b). Le transport de métaux en solution sur courte distance, à travers la frontière rédox fossile jusqu'au site du dépôt, était probablement dominé par l'infiltration et la diffusion (Brown, 1971, 1993). Toutefois, la circulation des fluides à l'échelle du bassin ainsi que le mécanisme responsable pour focaliser ces fluides restent peu défini. De faibles contenus en sulfures de cuivre sont connus partout dans le bassin à la base de la section sédimentaire de la Formation Nonesuch, ce qui confirme le modèle

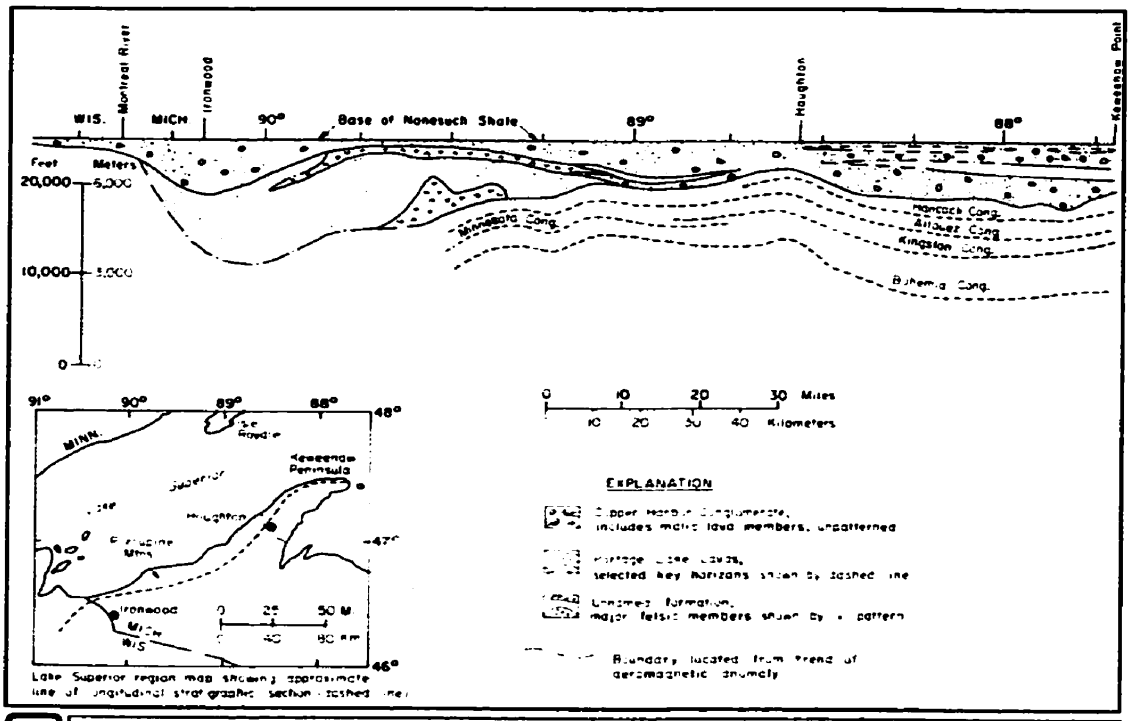
général développé. Pourquoi des concentrations économiques en sulfures disséminées dans le district de White Pine seulement ? Un problème à élucider.

Pour expliquer les concentrations en métaux du dépôt économique à White Pine, il est nécessaire un afflux persistant de solutions cuprifères à la base de l'encaissant sédimentaire. Des contraintes reliées à la solubilité des métaux impliquent des quantités importantes de fluides apportés au site du dépôt, alors que le volume limité de saumures disponibles dans l'aquifère entraîne des contraintes supplémentaires sur le mécanisme capable de recycler et focaliser ces solutions minéralisatrices. Le modèle proposé pour expliquer la circulation de fluides cuprifères à White Pine envisage l'écoulement des fluides initié par gravité (White, 1971b). Il existe aussi un modèle de compaction (Swenson et Person, 2000), mais la compaction seule aura une difficulté fondamentale : comment trouver le volume de fluide nécessaire pour créer le gisement de 600 Mt à 1% et plus de cuivre si le fluide contient < 100 ppm Cu.

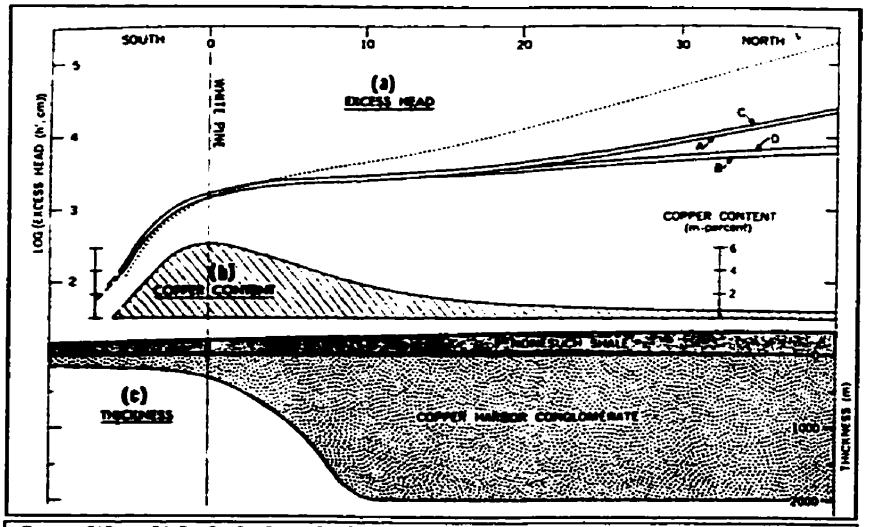
Le modèle paléohydrologique de White (1971) implique une circulation des fluides à l'échelle du bassin initiée et conduite par gravité. Le système d'écoulement est maintenu par la recharge météorique de l'aquifère du Copper Harbor à distance, dans les régions élevées adjacentes au bassin vers le nord (fig. 4.4). Un tel système est capable de transporter sur de longues distances des volume importants de fluides et d'assurer ainsi l'afflux persistant de saumures cuprifères au site du dépôt. L'amincissement excessif de l'aquifère de Copper Harbor à travers le dôme volcanique de l'édifice Porcupine est considéré comme responsable pour focaliser les fluides à la base de la section sédimentaire de la Formation Nonesuch.

Dans le district de White Pine, la participation des argiles est importante dans la section basale de la Formation Nonesuch qui contient le dépôt de cuivre en sulfures disséminés. Une augmentation de la perméabilité avec l'échelle est attendue dans les unités peu perméables (Bethke, 1989), en relation avec les fractures transmissives et la participation des sédiments non argileux. Le comportement hydraulique des unités argileuses qui contiennent des séquences plus perméables est dominé par la composante non perméable surtout en ce qui concerne l'écoulement normal sur la stratification de l'aquifère (Neuzil, 1994). Alors, selon le modèle hydrologique de White, la focalisation stratigraphique des fluides cuprifères à la base de la Formation Nonesuch durant la minéralisation en stage principal à White Pine devrait s'exprimer par un patron directement relié à la distribution des horizons plus perméables dans l'encaissant sédimentaire. L'absence d'un tel patron met en discussion l'implication majeure du mécanisme envisagé. De plus, si les rhyolites représentent un dôme et le Conglomérat de Copper Harbor est mince au-dessus de ce dôme (White, 1971b), il est difficile d'expliquer le comportement des fluides qui décident d'être « coincés » à cet endroits au lieu de passer à côté. Pour la constance du modèle, on doit retrouver des concentrations similaires dans les autres secteurs marginaux du bassin caractérisé par des amincissements stratigraphiques analogues. Alors, un autre mécanisme local semble s'impliquer.

Il nous semble évident que la focalisation de l'afflux minéralisateur à White Pine reflète le contrôle local d'un facteur tout particulier pour le district. Il n'est pas présent ou disponible en autre partie du bassin et son existence, l'influence et la nature on peut

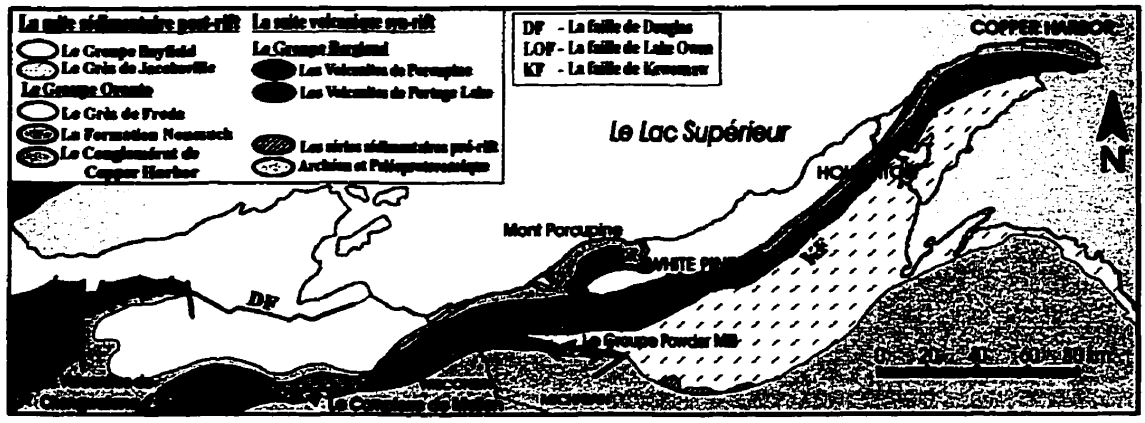


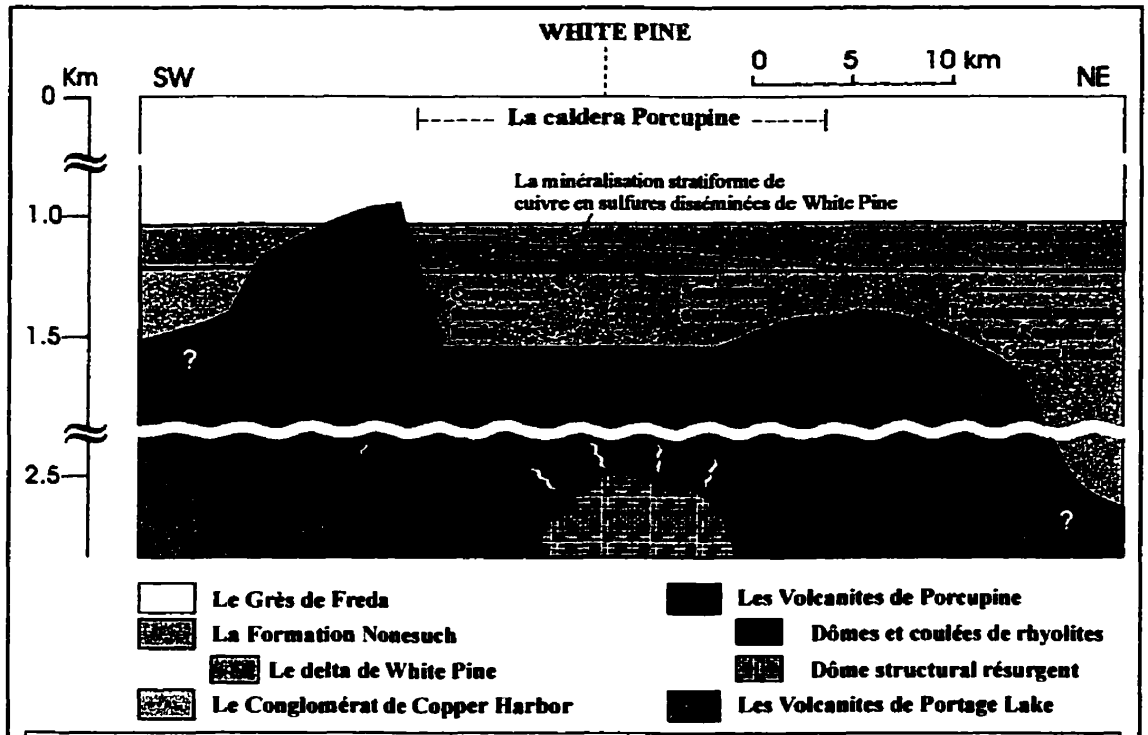
A **Section stratigraphique longitudinale dans la Péninsule de Keweenaw réalisée par White (1971a).** La base de la Formation Nonesuch est considérée le niveau de référence (tiré de *Daniels, 1982*).



B **Le modèle paléohydrologique de White pour la minéralisation cuprifère à White Pine** (modifié après *White, 1971b*)

Fig. 4.4 **La section longitudinale dans la Péninsule de Keweenaw et le modèle paléohydrologique de White (1971a, b)**





L'illustration schématique du ***modèle de la caldera volcanique*** proposé pour la minéralisation cuprifère en stage principal ("main stage copper") à White Pine. Le temps de mise en place de la minéralisation stratiforme de cuivre en sulfures disséminés envisagé par le modèle est diagénétique précoce. Le niveau de référence est considéré le dépôt d'une section sédimentaire de type Freda d'un kilomètre d'épaisseur (voir le texte pour les détails et les discussions). L'orientation du profil avec la nouvelle interprétation correspond à la direction de la section stratigraphique longitudinale de White (1971a) (voir la figure 4.4).

Fig. 4.5 **L'illustration schématique du modèle de la caldera volcanique**

seulement les supposer à ce moment là. L'alternative qu'on vient de proposer ici pour expliquer le dépôt économique à White Pine s'appelle « le modèle de la caldera volcanique ». Le modèle implique la convection thermique locale comme mécanisme pour focaliser les fluides, initié et maintenue par le flux résiduel de chaleur relié à la caldera résurgente de Porcupine (fig. 4.5).

Le modèle envisagé se conforme d'une façon attrayante aux observations et aux circonstances géologiques particulières reconnues dans le district. Ainsi, à White Pine on constate la superposition de certaines éléments particuliers qui ne sont pas communs pour tout le bassin:

a) Une séquence deltaïque, reconnue dans la partie basale de la formation Nonesuch et qui contient la minéralisation de cuivre en sulfures disséminées.
b) La proximité d'un édifice volcanique majeur, dont les stages finaux de manifestation post-volcaniques accompagnent l'évolution du bassin Nonesuch.
c) L'existence possible d'une caldera, enfouie en profondeur sous la suite de sédiments post-rift.

La sédimentologie particulière de la séquence deltaïque, le caractère réduit du dépôt sédimentaire et surtout les contenus en pyrite syndiagénétique et en matière organique ont sûrement exercée un contrôle majeur sur le dépôt de métaux. Mais le complexe deltaïque de White Pine n'est pas singulier dans le bassin de Nonesuch. Un environnement deltaïque similaire est reconnu au nord-ouest Wisconsin, en forages (Suszek, 1997), sans identifier des concentration économiques en sulfures cuprifères disséminées. De plus, les faciès sédimentaires éuxiniques adjacentes ou sus-jacentes à la

séquence deltaïque de White Pine présentent des caractères analogues et donc un potentiel de minéralisation similaire.

Les informations disponibles à présent suggèrent que la proximité du complexe volcanique Porcupine et une caldera enfouie en profondeur puissent faire la différence dans le district de White Pine par rapport au bassin. Leur implication directe dans les processus de minéralisation n'est pas évidente. Des influences sur la composition des fluides en profondeur ainsi que sur leur charge de métaux (et soufre?) pourraient être envisagées même si on n'a pas réussi encore à les déceler et les mettre en évidence. Dans ce contexte, le concept spéculatif sur la possible « exhalation » des fluides cuprifères en ascension de profondeur dans l'aquifère perméable du Conglomérat de Copper Harbor (Brown, 1981, 1984) semble gagner plus de substance.

Il est raisonnable de supposer que la distribution du flux thermique dans la région soit essentiellement influencée par la présence de ces structures. Probablement, elles ont généré un flux de chaleur local probablement responsable pour l'anomalie thermique reconnue dans le district. Cette anomalie thermique significative associée au dépôt de cuivre est mise en évidence par la maturité thermique plus élevée de l'encaissant sédimentaire minéralisé à White Pine par rapport aux couches non minéralisées autour de la mine (Ho et al., 1990; Pratt et al., 1991; Mauk et Hieshima, 1992; Mauk, 1993) ainsi que par les modélisations thermiques du bassin (Price et McDowell, 1993; Price et al., 1996). Le caractère probablement résurgent de la caldera Porcupine et les analogies avec des milieux similaires modernes (voir section 5.3) suggèrent un flux de chaleur élevé et persistant. Cette énergie supplémentaire semble capable de générer et maintenir

des cellules de convection thermique locales dans l'aquifère de Copper Harbor dont la hydrostratigraphie est beaucoup plus homogène dans le district (milieu prédominant gréseux) par rapport au bassin tout autour. Alors, le mécanisme de convection thermique libre pourrait dominer localement le régime d'écoulement et focaliser l'afflux de fluides à la base de la Formation Nonesuch. Tout de même, les contrôles stratigraphiques et la pression de l'aquifère pourraient s'ajouter au processus. Ce contexte particulier du district de White Pine, qui n'est pas retrouvé ailleurs dans le bassin selon les données disponibles à présent, peut expliquer la localisation du dépôt économique et justifier sa singularité à l'échelle du bassin.

4.4. Le complexe volcanique de Porcupine

Les Volcanites de Porcupine représentent une unité stratigraphique distincte, à extension régionale et dont la section type est décrite au Mont Porcupine (Cannon et Nicholson, 1992). Dénommée à l'origine « Unnamed Formation » (Johnson et White, 1969) et connue à présent comme les Volcanites de Porcupine (nomenclature de USGS; Cannon et Nicholson, 1992), cette formation fait partie du Groupe Bergland, l'unité stratigraphique majeure qui regroupe dans la Péninsule de Keweenaw les séquences volcaniques syn-rift à polarisation magnétique normale (fig. 3.2, 4.6). De prédominance felsique et quasi lenticulaire à l'échelle du district de White Pine, la formation repose sur la série basaltique des Volcanites de Portage Lake. Elle est couverte partiellement par l'unité basale de la suite sédimentaire post-rift, le Conglomérat de Copper Harbor. Les

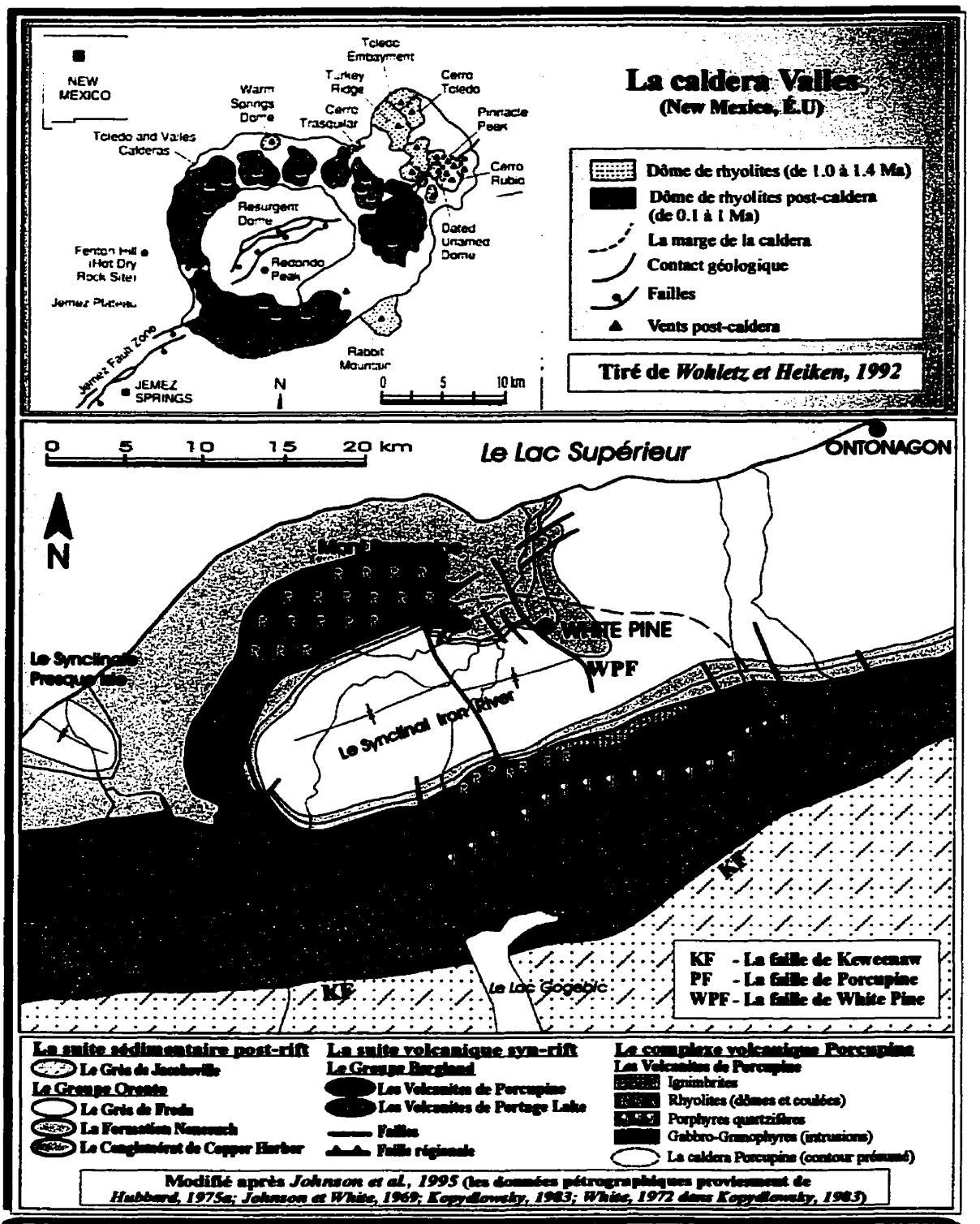


Fig. 4.6 Le district de White Pine: le complexe volcanique Porcupine

relations avec les unités volcaniques et sédimentaires adjacentes, la position stratigraphique particulière, ainsi que l'ensemble des caractères morphologiques, pétrographiques et géochimiques, révèlent que les Volcanites de Porcupine représentent en fait un édifice volcanique (White, 1972b; Kopydlowski, 1983; Nicholson et al., 1991; Cannon et Nicholson, 1992). Son développement est associée avec la diminution du magmatisme basaltique dans le rift et la mise en place des chambres magmatiques crustales peu profondes (Nicholson et al., 1991).

De point de vue lithologique, les Volcanites de Porcupine représentent une séquence extrusive de basaltes, andésites, felsites et coulées porphyrique-quartzeux, avec des mineurs intercalations de conglomérats, grès et silt volcanoclastiques (Hubbard, 1975b). On retient comme caractères distinctifs la prédominance des andésites dans l'ensemble de la formation et la participation importante des roches felsiques (~25%; Johnson et White, 1969), des particularités qui démarquent nettement les Volcanites de Porcupine par rapport aux Volcanites de Portage Lake sous-jacentes (de prédominance basaltiques et avec ~1% roches felsiques; Grimes, 1977). Les compositions isotopiques du Nd dans les basaltes des Volcanites de Porcupine sont distinctes ($\varepsilon_{Nd(1100)} = -10$; Nicholson et al., 1997) et suggèrent des interactions considérables entre le magma de source mantellique et les sources de contamination crustales. L'assimilation significative des roches du socle archéen est mise en relation avec la position du système magmatique vers la marge du graben central du rift (Nicholson et al., 1997). Les contenus constamment élevées en éléments incompatibles qui semblent caractériser l'unité felsique (Kopydlowski, 1983) sont considérés comme

l'expression du fractionnement du magma en système ouvert dans une chambre magmatique à longue vie (White, 1972b; Kopydlowski, 1983).

Les séquences basales de la formation sont en majorité des andésites qui reposent sur les basaltes de Portage Lake. Des surfaces de type pahoehoe sont typiquement mentionnées, ainsi que l'abondance des vésicules vers la partie supérieure des coulées. À la base de la section volcanique, des dykes mafiques sont reconnus localement (la section du Mont Porcupine, Hubbard, 1975a; la section nord-Bergland, Johnson et White, 1969) ainsi que des intrusions gabbroïques à granophyres (la section nord-Bergland, Johnson et White, 1969) (fig. 4.6). Les discordances structurales et les discontinuités d'érosion observables ne sont pas plus amples qu'on attend normalement pour une séquence de coulées de lave en éruption intermittente. Elles sont interprétées comme l'expression d'une relation conforme avec les Volcanites de Portage Lake sous-jacentes (Cannon et Nicholson, 1992).

Les roches felsiques constituent communément des dômes ou des coulées de lave rhyolitique, surtout vers la partie supérieure de la formation, mais localement des petits dômes felsiques accompagnent le contact basal avec les volcanites de Portage Lake sous-jacentes. Par endroits, il est visible le rubanement quasi parallèle ou convoluté des coulées rhyolitiques, ainsi que la foliation d'écoulement et les textures de dévitrification (des sphérulites) (Kopydlowski, 1983). Des ignimbrites (ash-flow tuff) parfois épaisses (61 m à l'ouest de Oak Bluff; Johnson et White, 1969) (fig. 4.6) sont intercalés dans la section volcanique extrusive. Une séquence de coulées multiples de rhyolites, avec des intercalations de brèches rhyolitiques, tufs et coulées de débris, sont bien exposées par

l'érosion sur le flanc sud du Mont Porcupine (Hubbard, 1975a). Les analyses des rhyolites mettent en évidence des contenus anomales en K_2O (jusqu'à 12%; Kopydlowski, 1983), considérés l'expression d'une altération hydrothermale alcaline associée à l'activité volcanique. La zone d'altération semble localisée surtout sur la partie du centre-est de la formation ainsi que sur les corps peu profonds marginaux, une distribution qui rapproche le patron d'altération hydrothermale associée aux complexes volcaniques modernes en Islande (Kopydlowski, 1983).

Les sédiments volcanoclastiques comptent peu dans l'ensemble de la formation et, en principal, il s'agit des conglomérats gréseux. La nature volcanique de la composante clastique ainsi que la participation importante de la matrice qui suggèrent le dépôt sur place, semblent les traits spécifiques par rapport au Conglomérat de Copper Harbor (Hubbard, 1975a). Plus abondants au Mont Porcupine, une possible indication qu'on se retrouve sur la pente de l'édifice volcanique, les intercalations sédimentaires deviennent rares vers le sud et elles sont typiquement des silts volcanoclastiques (Butler et Burbank, 1929).

Le contact stratigraphique supérieur des Volcanites de Porcupine, avec le Conglomérat de Copper Harbor, semble beaucoup plus complexe que le contact basale de la formation. Il peut être tranchant par endroits ou il peut enregistrer une transition progressive, avec des volcanites interstratifiées à la base de l'unité inférieure du Conglomérat de Copper Harbor, mais aucun hiatus stratigraphique n'est indiqué à cette limite (Cannon et Nicholson, 1992). L'épaisseur des formations est complémentaire dans la section stratigraphique: l'amincissement sur direction du Conglomérat de Copper

Harbor est associé avec un épaississement quasi correspondant des Volcanites de Porcupine (White et Wright, 1966; Johnson et White, 1969; White, 1972a). Cette relation suggère que les deux formations soient au moins en partie synchrones (Cannon et Nicholson, 1992). En même temps, une telle relation semble conforme avec l'évolution d'un complexe volcanique majeur dans le milieu de sédimentation continentale-fluviatile du Conglomérat de Copper Harbor, où l'avancement rapide des cônes alluviaux vers la plaine fluviatile prévalait et finalement arrivait probablement à enterrer (partiellement ou en totalité ?) le complexe volcanique de Porcupine. Par endroits, des discordances angulaires sont remarquées entre les volcanites de l'unité felsique de Porcupine et les sédiments adjacents appartenant au Conglomérat de Copper Harbor, mais on considère qu'elles ne représentent pas d'intervalles majeurs d'érosion (Cannon et Nicholson, 1992). Elles sont plutôt attribuées à l'érosion syn-volcanique de l'édifice Porcupine, suivie peu après par la sédimentation des séquences clastiques.

Bien que la région soit assez couverte et les affleurements de Volcanites de Porcupine dispersés, cette unité felsique peut être suivi sur presque 100 kilomètres, de Greenland jusqu'à la frontière Michigan/Wisconsin ainsi qu'au Mont Porcupine où les volcanites constituent une séquence structurale répétitive (Cannon et Nicholson, 1992) (fig. 3.4, 4.6). L'épaisseur totale de la formation n'est pas connue. Au sud-est du Mont Porcupine, elle atteint 2500 mètres, alors que vers le sud l'épaisseur estimée de la formation est de 4000 mètres (Cannon et Nicholson, 1992). Le développement en profondeur de la formation vers le nord est incertain mais la signature géophysique puissante (fig. 3.1B) semble suggérer des racines profondes. En ce qui concerne l'âge de

la formation, des datations récentes sur une coulée de rhyolites localisée à la partie terminale de la section exposée au Mont Porcupine ont fourni l'âge de 1093,6 ± 1.8 Ma (Zartman et al., 1997).

Discussions

La signature géophysique de l'édifice volcanique Porcupine est distincte sur les cartes des anomalies magnétiques et de gravité (fig. 3.1 B). Une unité felsique similaire associée à une signature géophysique semblable est mise en évidence par la sismique profonde dans la région est du Lac Supérieur (le profile F de GLIMPCE; Mariano et Hinze, 1994) vers le sud de Michipicoten Island et à la proximité de la faille de Crisp Point (fig. 3.1 B). Interprétée comme une séquence effusive mise en place immédiatement après la cessation du volcanisme basaltique de rift (Mariano et Hinze, 1994), cette unité felsique occupe une position stratigraphique similaire aux Volcanites de Porcupine au-dessus de la série de basaltes à polarisation magnétique normale.

Des sections épaisses de roches volcaniques intermédiaires à rhyolitiques sont décrites aussi au Minnesota dans le Groupe Volcanique de North Shore (Green, 1989), au Wisconsin dans le Groupe Powder Mill (les Volcanites de Kallander Creek; Hubbard, 1975b) ainsi que dans la partie nord-est de la Péninsule de Keweenaw localisées dans la section basale des Volcanites de Portage Lake (Nicholson, 1992). Toutes ces séquences felsiques, qui représentent en général jusqu'à 25% de la section volcanique, constituent des coulées, des dômes extrusifs ou des corps subvolcaniques localisés près de la partie

terminale de la section. Leur mise en place est associée à des volcans centraux en activité dans la zone du rift et des analogies avec les volcans modernes ou du Tertiaire de l'Islande ont été souvent mentionnées.

En ce qui concerne les Volcanites de Porcupine, l'ensemble des données disponibles sur les relations en terrain et le contexte de mise en place de cette unité felsique semblent confirmer les analogies avec les complexes de volcans développés dans la zone du rift actif en Islande envisagées par plusieurs auteurs (White, 1972b; Kopydlowski, 1983; Nicholson, 1992). Les similarités incluent l'existence d'un groupe de roches volcaniques intermédiaires à rhyolitiques bien défini et chimiquement évolué, la présence des corps peu profonds associés ainsi que l'altération hydrothermale alcaline localisée qui n'implique pas les basaltes tout autour (cf. Walker, 1966; Saemundsson, 1978).

En Islande, une caldera est souvent associée à la partie centrale du complexe volcanique (Saemundsson, 1979). Bien que les évidences directes manquent, certains indices indirectes nous amènent à spéculer sur l'existence d'une caldera enfouie en profondeur dans le district de White Pine, associée à l'époque au complexe volcanique Porcupine. Autour du Mont Porcupine, le changement latéral de faciès dans la section terminale du Conglomérat de Copper Harbor est rapide et significatif. La partie supérieure de la formation est représentée par un faciès gréseux rougeâtre particulier dont l'épaisseur peut dépasser 300 m (White et Wright, 1966; Hubbard, 1975ab). Les grès en plaques sont riches en micas et présentent une granulométrie fine à moyenne. La couleur rouge est due en bonne partie à l'abondance de détritus rhyolitique (Daniels,

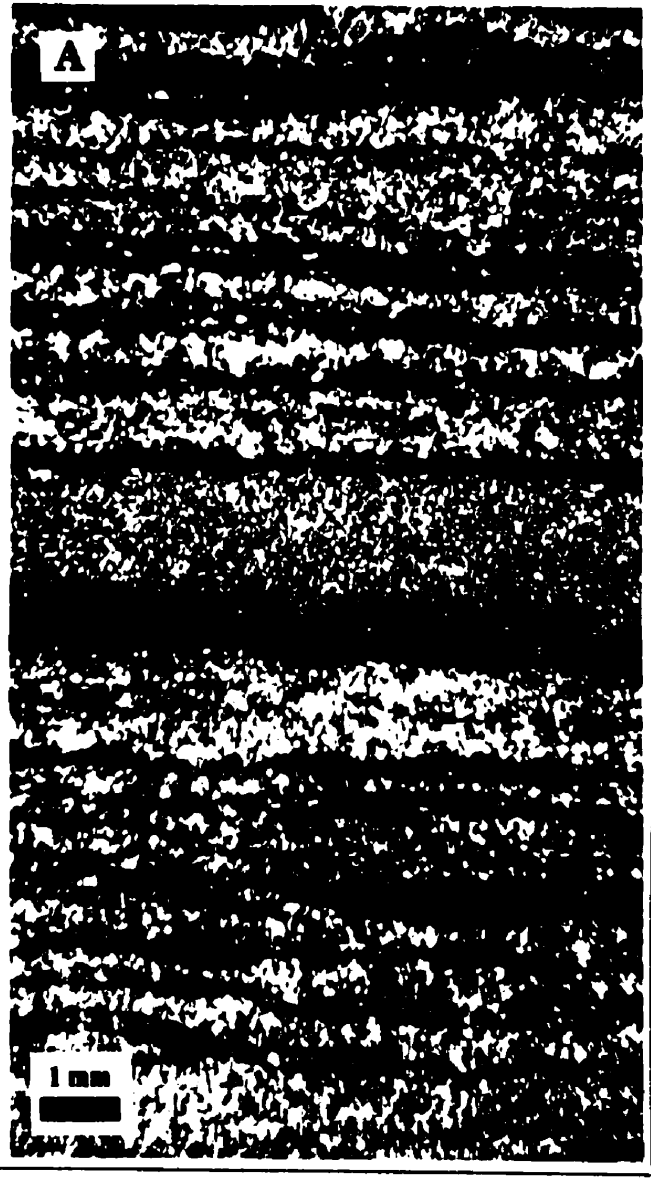
1982). Cette participation importante est reliée à la proximité de l'édifice volcanique Porcupine et suggère qu'il était encore en surface à l'époque, au moins partiellement et constituait l'objet d'une érosion active. Les structures sédimentaires qui caractérisent ce dépôt de grès indiquent la sédimentation dans un bassin peu profond à l'eau stagnante (White et Wright, 1966). Les mesures de paléocourants révèlent un transport en direction sud et sud-est (fig. 4.2), contraire à la direction du transport général vers le bassin de rift révélée par toutes les autres séquences latérales équivalentes ainsi que par les séquences inférieures du Conglomérat de Copper Harbor. Tous ces indices pointent vers l'existence d'une dépression structurale dans le district de White Pine, le siège d'un bassin de sédimentation peu profond. On présume que subséquent à la mise en place des coulées basaltiques de Lake Shore Traps, l'effondrement du secteur central du complexe volcanique Porcupine a déterminé la formation d'une caldera. Ultérieur, elle est devenue le siège d'un bassin de sédimentation peu profond ou le dépôt de grès fins, de source rhyolitique majoritaire, s'est accumulé. L'épaisseur de cette unité suggère que la pile de sédiments gréseux soit accommodée par une certaine subsidence locale.

Des éléments supplémentaires sont fournis par le contexte structural particulier du district de White Pine (fig.4.6). Selon le style structural prédominant et le comportement durant l'événement de compression régionale, ils sont reconnus dans le district de White Pine trois domaines structuraux (Mauk et al., 1992; Mauk, 1993). Décrites en détail dans les références, on retient qu'elles sont séparé par la faille de White Pine, une importante faille dextre de décrochement sur direction, qui traverse le district et se termine dans la partie sud de la mine (Mauk et al., 1992). Cette faille semble relier les structures de

chevauchement localisées sur le flanc sud des montagnes de Porcupine et celles de sud, reconnues dans le domaine sud-ouest de la mine. Le fait qu'elle sépare deux domaines structuraux à caractères complètement différents semble suggérer un contrôle important exercé durant l'événement tardif de compression. La faille de Porcupine, une autre faille majeure normale à l'origine et réactivée en faille inverse durant la compression, délimite les Volcanites de Porcupine et les formations qui constituent le remplissage du synclinal Iron River sur le flanc sud-est des montagnes de Porcupine (fig. 4.6). Dans le contexte géologique local, sa position et le caractère normal à l'origine sont conformes à la marge structurale de la présumée caldera Porcupine.

Moins affecté par la compression, le domaine de nord-est semble conserver en bonne partie les structures mises en place avant le chevauchement. Son comportement apparemment passif et la faible implication dans l'événement tardif de compression semblent refléter un patron structural profond particulier à l'échelle du district. On peut relier ce comportement à la présence d'une caldera enfouie en profondeur, une structure qui pourrait opposer une résistance au stress de compression et protéger ainsi le secteur. Le stress de compression semble suffisamment puissant à travers le graben du rift, comme il est suggéré par la mise en place d'une structure anticlinale pour accommoder la compression régionale sur le flanc sud du Grand Marais Ridge (Allen et al., 1997) (fig. 3.4). Même pour le district de White Pine, le chevauchement le long de la faille de Porcupine et le redressement à la verticale des strates appartenant au Conglomérat de Copper Harbor et à la Formation Nonesuch témoignent pour une compression puisante.

La durée de l'activité volcanique associée au complexe Porcupine est incertaine. En général, on pense que la cessation du volcanisme a suivi de près la mise en place des dernières coulées de rhyolites, datées à 1093,6 ± 1.8 Ma (Zartman et al., 1997). Mais du matériel pyroclastique fin dans les séquences sédimentaires de la Formation Nonesuch (White, 1972a; Berendsen et Barczuk, 1993), suggère que l'évolution du bassin Nonesuch soit accompagnée par des manifestations volcaniques tardives. Le corps de rhyolite (Bear Lake Rhyolite) qui traverse la limite stratigraphique Nonesuch/Freda prés de Houghton dans la péninsule de Keweenaw est un indice que des manifestations volcaniques intermittentes ont continué dans le bassin même après le dépôt de la Formation Nonesuch.



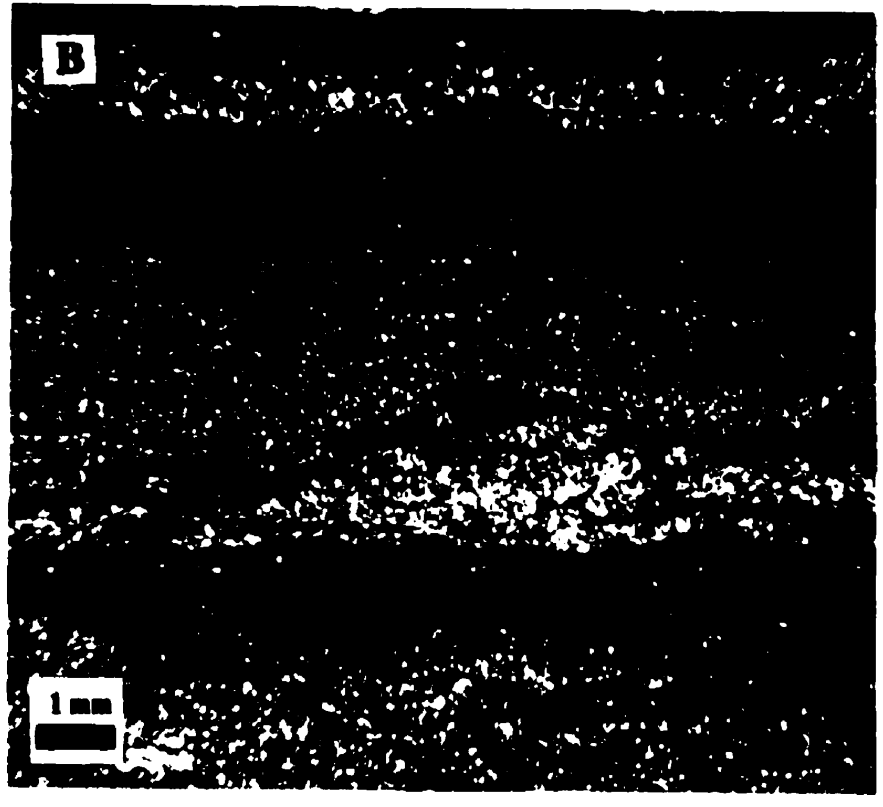


Fig. 4.7 Texture sédimentaire. La section basale de la Formation Nonesuch, White Pine, forage 33B. Photomicrographies en lame mince, polariseurs croisés, grossissement 2,5X.

A) Des alternances silt-argiles en lamines millimétriques à sub-millimétriques parallèles. Les lamines plus claires et siteuses contiennent surtout du quartz alors que les lamines plus foncées sont de prédominance argileuses et contiennent une abondance de pyrite et matière organique.

B) Lamine de silt argileux à granoclassement, avec le dépôt d'argiles noires et matière organique à la partie supérieure. A remarquer l'accumulation de matière organique et de pyrite à la base, dans les structures d'érosion de type "*cut and fill*".

Fig. 4.8 L'ensemble d'une lamine argileuse. La Formation Nonesuch, White Pine, forage 33B. Photomicrographie en lame mince, polariseurs croisés, grossissement 6,3X. La pyrite et la matière organique sont intimement associées (les intercalations à apparence opaque) et se retrouvent de préférence au long des niveaux continus qui semblent identifier des surfaces de déposition.

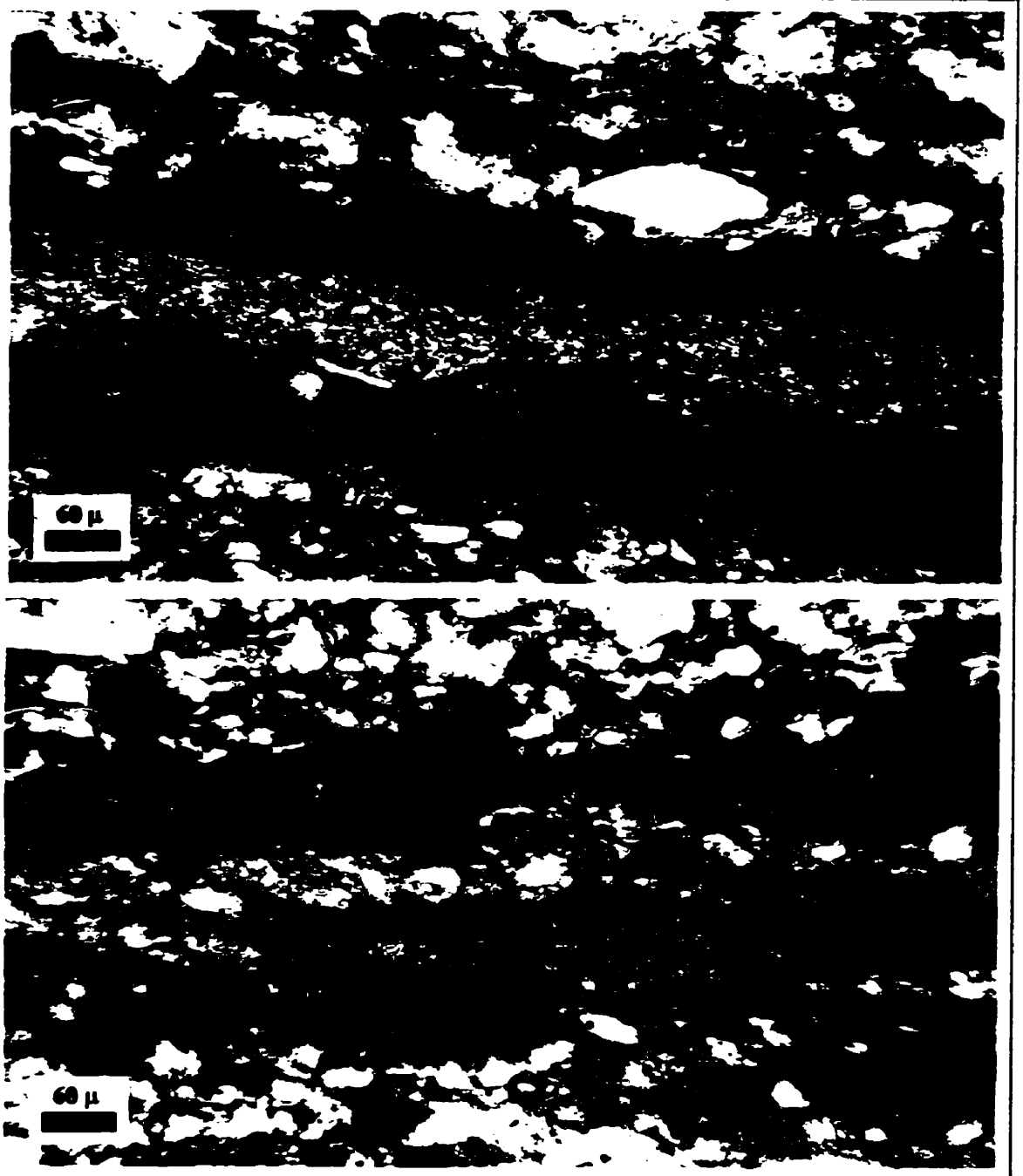


Fig. 4.9 Des détails dans les lamines d'argiles. La Formation Nonesuch, White Pine, forage 33B. Photomicrographies en lame mince, polariseurs croisés, grossissement 16X. On peut remarquer les agglomérats de pyrite à grain fin (de 4 à 8µ) ainsi que les framboïdes, localisées sur les surfaces de déposition marquées par l'accumulation de la matière organique. La pyrite constamment associée aux films de matière organique suggère la prolifération extensive des colonies de bactéries réductrices de sulfates sur le fond du bassin de sédimentation.

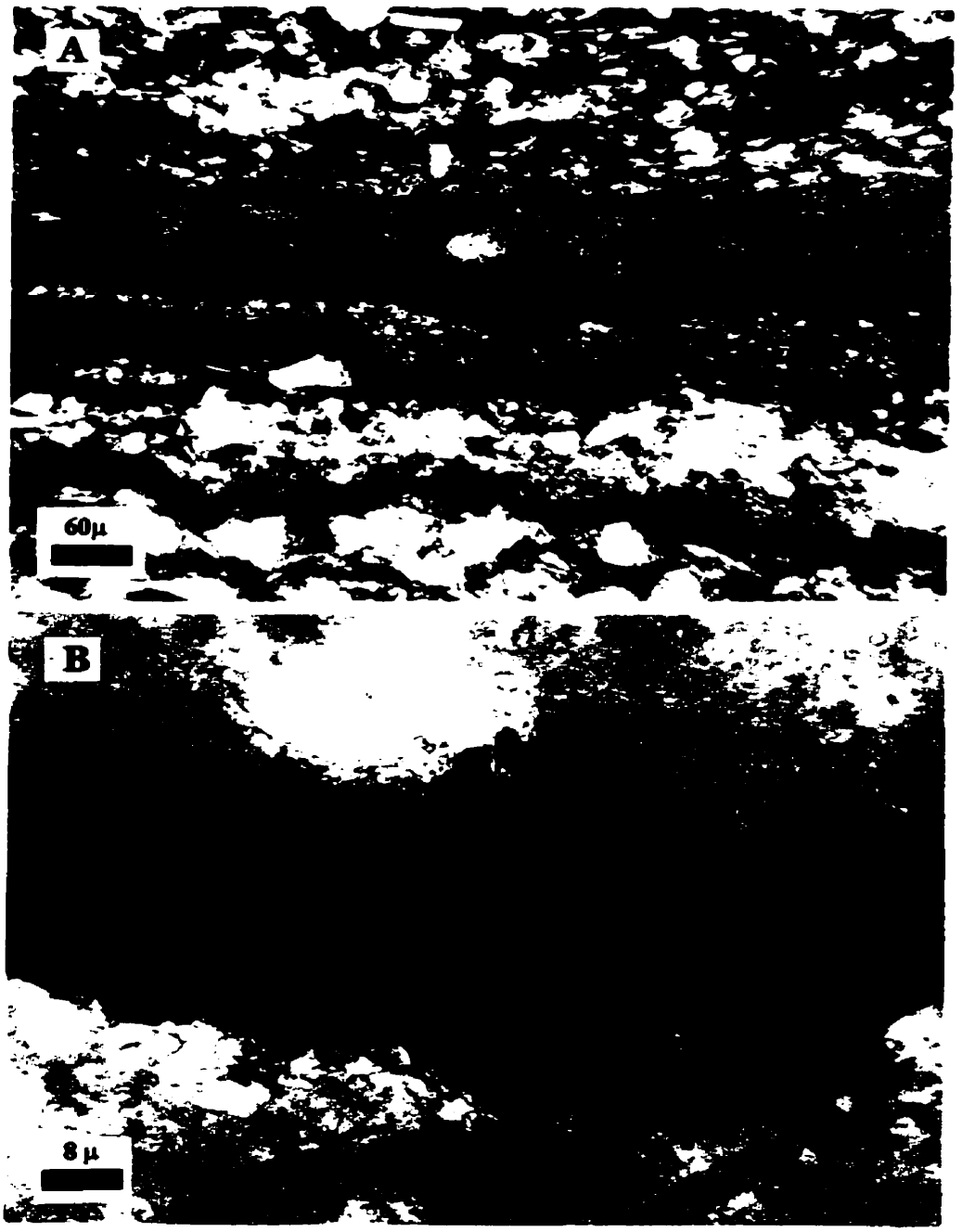


Fig. 4.10 Agglomérat de pyrite syndiagénétique. La Formation Nonesuch, White Pine, forage 33B. Photomicrographies en lame mince, polariseurs croisés.
A) Le dépôt de pyrite est associé à la matière organique accumulée sur une surface de déposition (grossissement 16X).
B) En détail, on peut distinguer les grains individuels dont les dimensions varient de 2 à 8µ (grossissement 125X, immersion en huile).

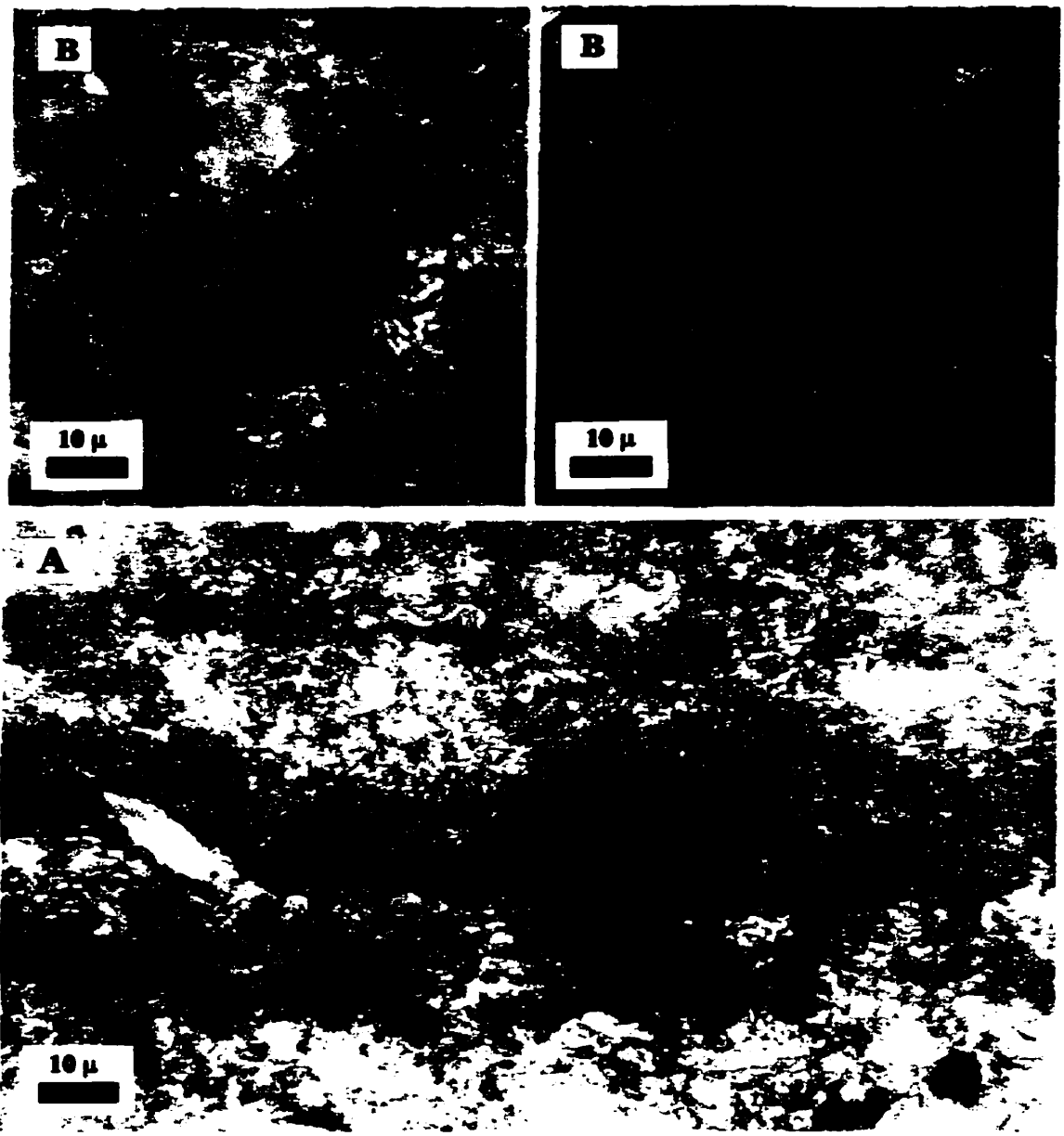


Fig. 4.11 Pyrite syndiagénétique. La Formation Nonesuch, White Pine, forage 33B. Photomicrographies en lame mince, polariseurs croisés, grossissement 125X, immersion en huile..

A) Pyrite framboïdale. Un film de matière organique accompagne le framboïde à l'intérieur d'une lamine d'argiles. La structure framboïdale mesure environ 30µ en diamètre alors que les grains de pyrite constituants varient de 4 à 8µ.

B) Des grains cubiques de pyrite (5 à 8µ), contenus à l'intérieur d'une lamine d'argiles. Le contexte de déposition particulier (à l'intérieur d'une lamine et l'absence des traces de matière organique) nous amène à spéculer sur la possible nature syngénétique de ces grains de pyrite, possiblement formés dans la colonne d'eau anoxique et décantés sur le fond avec les autres particules sédimentaires en suspension (voir le texte pour discussion).

CHAPITRE 5

DISCUSSIONS GÉNÉRALES

La distribution actuelle des roches appartenant au Supergoupe Keweenawan est le résultat de la compression régionale manifesté tardivement dans l'histoire du système du rift du Midcontinent, l'événement qui a déterminé l'inversion tectonique du graben central du rift. Également, elle est le résultat d'une forte érosion responsable pour la redistribution des produits durant le stage post-volcanisme et surtout responsable pour enlever une majeure partie de ces produits associés à l'activité du rift pendant les stages finals post-compression. Ainsi, la restitution des structures et de la distribution originale des unités associées au système du rift du Midcontinent devient beaucoup plus difficile.

L'encaissant sédimentaire de la Formation Nonesuch, qui contient à White Pine la minéralisation de cuivre en sulfures disséminés, dévoile un message sédimentaire complexe et parfois ambigu. Il est souvent difficile à interpréter en termes de processus impliqués et succession d'événements. À part de la signature des facteurs spécifiques au milieu de sédimentation, l'enregistrement retient également l'influence des processus extérieurs au système sédimentaire tels que le régime tectonique du bassin, les fluctuations du niveau des eaux ou les changements climatiques. De plus, l'érosion peut modifier ou effacer le message sédimentaire original alors que la diagénèse peut introduire des distorsions majeures en raison des préservations sélectives. Toutes ces interactions rendent beaucoup plus compliquée la reconstruction des conditions initiales de dépôt.

5.1. La Formation Nonesuch, une séquence marine?

On sait que pour la plupart des cas les structures sédimentaires ne sont pas suffisamment discriminantes pour permettre l'identification certaine du milieu de dépôt. C'est le cas de la Formation Nonesuch dont la sédimentologie du dépôt et en particulier les textures et les structures sédimentaires ne sont pas diagnostiques par rapport à la nature lacustre ou marine de l'environnement de déposition. Parmi les environnements proposés au cours des années pour le dépôt de Nonesuch, on peut inclure le milieu d'estuaire (White et Wright, 1954), le milieu deltaïque (Ehrlich et Vogel, 1971) et le milieu lagunaire ou deltaïque interdistributaires (Burnie et al., 1972). Aussi le milieu marin (Jost, 1968; Hieshima et Pratt, 1991; Pratt et al., 1991) et le milieu lacustre (Daniels, 1982; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997).

L'interprétation lacustre du dépôt s'est imposée dans les années '80 et semble recevoir encore la majorité d'adhésions. Selon le modèle, la perturbation du système de drainage existant dans le bassin de rift suite à des processus alluviaux, volcaniques ou tectoniques est à l'origine de l'environnement de sédimentation lacustre de Nonesuch (Daniels, 1982). L'argument principal pour l'interprétation lacustre de la Formation Nonesuch est l'association du dépôt à des formations continentales sans équivoque sous- et sus-jacentes, les cônes alluviaux du Conglomérat de Copper Harbor et le dépôt fluviatile du Grès de Freda respectivement (Elmore et al., 1989). De plus, on ajoute comme arguments les contenus en bore, sous les niveaux considérés normales pour une séquence sédimentaire d'origine marine (Burnie et al., 1972) et l'absence d'un patron

bimodale évident pour les directions de paléocourants, relevant pour l'influence tidale dans un contexte marin (Elmore et al., 1989).

Le contexte régional de rift continental n'exclut pas la possibilité d'une incursion marine, surtout dans un bassin de rift en subsidence accentuée et dont l'évolution semble se dérouler tout près du niveau de la mer (White, 1997). Le tectonisme qui accompagnait la construction de l'orogène du Grenville, à la proximité vers l'est, pourrait ajouter les prémisses favorables pour une telle incursion marine. Son évolution contemporaine a certainement influencé le bassin du rift dans la région du Lac Supérieur. Quant aux influences tidales, on connaît des environnement marins modernes où l'influence des marées est extrêmement faible et surtout insaisissable dans la sédimentologie des dépôts. On peut citer le cas de la mer Noire, un bassin marin éuxinique où les oscillations tidales de 12 à 20 cm ne sont pas mises en évidence par les directions de courants.

Parfois, les contenus en bore ont été utilisés comme indicateurs de paléosalinité pour les sédiments récents mais l'approche est beaucoup plus délicat et l'applicabilité restreinte pour les roches sédimentaires anciennes (Potter et al., 1980; Tucker, 1991). Dans les sédiments récents l'abondance en bore est corrélée avec la fraction argileuse et il semble que le bore est fixé dans la structure des minéraux argileux durant la diagénèse d'enfouissement à des températures qui excèdent 60°C (Palmer et Swihart, 1996). En raison de sa forte solubilité dans les fluides aqueuses de basse température (≤ 100°C), le bore est extrêmement mobile. Susceptible d'être redistribué durant la diagénèse d'enfouissement ou durant les épisodes de minéralisation hydrothermale (Palmer et Swihart, 1996), il peut déterminer des résultats contradictoires et entraîner des difficultés

en interprétation. Pour éviter toute complication, il est recommandé de normaliser les contenus en bore par rapport à d'autres traceurs géochimiques. Alors, comparer les contenus en bore des sédiments anciens c'est un approche souvent insuffisant pour obtenir des informations définitives sur la paléosalinité du milieu. Bien que les contenus en bore de la Formation Nonesuch (27 à 98 ppm; Burnie et al., 1972) semblent réduits par rapport aux valeurs communes des sédiments marins, on constate qu'ils sont fortement corrélés avec la fraction argileuse des sédiments. Les auteurs ajoutent que la pente abrupte de la ligne de régression bore/argiles semble conforme avec la déposition marine et même suggestive pour une relation de transgression dans la section basale de la Formation Nonesuch. La croissance significative des contenus en bore avec la section sédimentaire basale est interprétée comme une possible augmentation de la salinité dans le bassin (les unités Lower Transition→ Domino→ Thinly; Burnie et al., 1972).

La nature définitivement terrigène des sédiments silteux-argileux accumulés dans le bassin Nonesuch met en discussion l'interprétation lacustre du dépôt. La section Nonesuch est encadrée par deux formations continentales épaisses, le Conglomérat de Copper Harbor et le Grès de Freda. Sous- et sus-jacentes respectif, leur dépôt indique des taux d'érosion élevés et le fort apport en sédiment vers le bassin du rift. Dans un environnement continental situé en climat chaude et humide, comme celui du bassin de Nonesuch, un régime persistant de sédimentation lacustre s'installe suite à l'appauvrissement temporaire en matériel détritique relevant de la diminution importante de l'érosion dans les zones sources. Par la suite, les processus de sédimentation s'ajustent aux conditions et la composante chimique déposée par précipitation

(carbonates, évaporites) devient importante ou même majoritaire dans le dépôt lacustre et surtout sur les marges du bassin. Mais le dépôt Nonesuch est en totalité terrigène et on connaît seulement une occurrence isolée d'évaporites (le forage WC 25, en Wisconsin; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997). Situées vers la partie terminale de la séquence, ces évaporites mineures sont associées à la retraite des eaux dans le bassin et au passage vers les conditions de sédimentation fluviatiles caractéristiques pour le Grès de Freda.

Alors, dans le contexte géotectonique et sédimentologique enregistré par la suite sédimentaire post-rift du Groupe Oronto, il nous semble qu'il y a un conflit majeur entre la nature définitivement terrigène du dépôt sédimentaire de Nonesuch et l'interprétation lacustre. La sédimentation des argiles terrigènes implique comme règle l'existence d'un climat humide et un fort apport sédimentaire dominé par la charge en suspension (Potter et al., 1980; Chamley, 1989). La participation importante des argiles terrigènes nous révèle que le dépôt de Nonesuch n'est pas relié à une diminution de l'apport en sédiment vers le bassin de rift. Au contraire, l'apport semble constamment élevé durant la déposition de l'entière suite sédimentaire post-rift. La dynamique sédimentaire pour les séquences clastiques obéit à un contrôle éustatique simple: la remontée du niveau des eaux bloque les apports détritiques dans les zones supérieures du système de déposition et préserve seulement la composante en suspension, alors que la baisse du niveau permet leur distribution dans le bassin profond. De toute apparence, le régime de sédimentation du Nonesuch peut s'expliquer par une invasion des eaux dans le bassin du rift, avec l'augmentation rapide et importante de l'espace d'accommodation disponible. Elle se traduit par l'énergie réduite du dépôt et la sédimentation des faciès détritiques fines

riches en argiles. L'interprétation est conforme à la position transgressive du bassin de Nonesuch sur les domaines du Conglomérat de Copper Harbor. Il est probable que cette invasion des eaux soit reliée au domaine marin, en relative proximité vers l'est et sous l'influence de la construction de l'orogène grenvillien. Un bassin de sédimentation localisé vers le nord et nord-est de la péninsule, contemporain avec la déposition de la section terminale du Conglomérat de Copper Harbor, semble préfigurer la transgression du bassin de Nonesuch (chapitre 4).

Une particularité frappante de la Formation Nonesuch est la relative homogénéité verticale et surtout latérale des séquences, au Michigan comme au Wisconsin. Elle est bien exprimée au niveau des faciès sédimentaires et surtout au niveau de la composition de la fraction fine. Les argiles ne font pas l'exception et leur composition homogène est significative pour la nature de l'environnement de déposition. Bien que la source de provenance détermine en majorité la composition des argiles terrigènes, l'environnement de déposition semble avoir aussi une influence importante (Potter et al., 1980; Chamley, 1989). Les environnement lacustres sont extrêmement sensibles aux changements climatiques et aux variations du niveau de l'eau. Pour cette raison, il est commun que les faciès soient interstratifiés d'une façon très complexe à l'intérieur d'une section stratigraphique restreinte (Miall, 1990). L'assemblage reflète intimement les fluctuations induites par les changements tectoniques ou climatiques sur le niveau et la chimie des eaux dans le bassin. L'analyse des milieux lacustres dominés par l'eau douce révèle la relation étroite et intime entre la fraction argileuse des sédiments terrigènes et la distribution des sources détritiques autour du bassin de déposition. La distribution et la

minéralogie des argiles contenues dans le sédiment expriment avec fidélité la variabilité pétrologique à la source détritique. Au contraire, la présence des eaux salines détermine un comportement différent et entraîne une ségrégation minéralogique significative. On constate une redistribution de la fraction argileuse dans le bassin, reflétée dans le caractère plus homogène du dépôt. Ces effets sont directement reliés au comportement particulier des minéraux argileux dans un milieu salin où le transport et les vitesses de sédimentation sont différentes (section 4.1.4). L'absence des évidences pour un milieu de lac salin suggère l'affinité marine du bassin de sédimentation Nonesuch.

Une certification sans équivoque sur l'origine de cette séquence particulière associée à la suite sédimentaire post-rift est difficile. Toutefois, plusieurs évidences mettent en question l'interprétation lacustre et suggèrent plutôt une incursion marine dans le bassin du rift. Un bref inventaire inclut:

a) *Les compositions isotopiques du soufre.* Les études sur les compositions isotopiques du soufre dans l'encaissant sédimentaire du Nonesuch minéralisé à White Pine ainsi que dans les séquences non minéralisées (Burnie et al., 1972; Hieshima et Pratt, 1991; Imbus et al., 1992; Mauk, 1993) convergent vers la réduction bactérienne des sulfates de l'eau marine. Bien que les valeurs pour la séquence deltaïque basale (le Parting Shale) sont associées à des faibles contenus en sulfates et à une salinité des eaux sous la normale (Burnie et al., 1972), on attend des telles variations en salinité dans l'environnement deltaïque de transition vers le bassin marin. De plus, on connaît l'exemple moderne de la Mer Noire, un bassin marin éuxinique dont la salinité des eaux est sous la normale (environ 18 ‰ dans les eaux oxiques; Ohmoto et Goldhaber,

1997) en raison de la physiographie du bassin et de l'apport riverain important. On peut présumer que la sédimentation dans le bassin Nonesuch rapprochent dans une certaine mesure ces conditions du bassin de la Mer Noire.

b) *Les relations S/C_{org}.* La covariance positive ainsi que les valeurs élevées du rapport S/C_{org} dans l'encaissant sédimentaire à White Pine sont considérées conformes avec un milieu de déposition marin, caractérisé par la persistance d'une colonne d'eau anoxique sur le fond du bassin. Les conditions favorisaient la réduction bactérienne des sulfates et la formation significative de la pyrite syngénétique dans la colonne d'eau (Wiese, 1973; Hieshima et Pratt, 1991; Imbus et al., 1992; Mauk, 1993).

c) *L'abondance de la pyrite.* La formation de la pyrite est typiquement réstreinte dans les systèmes lacustres par rapports aux systèmes marins (Berner, 1984). Dans l'absence des indices pour un milieu de lac salin, l'abondance significative de la pyrite dans les sédiments de Nonesuch en constante corrélation positive avec les contenus en C_{org} est une évidence qui semble infirmer l'interprétation lacustre du dépôt (Imbus et al., 1992).

d) *Les contenus de métaux en traces.* La diversité de métaux en traces dans les argiles de la Formation Nonesuch ainsi que le domaine des valeurs sont considérées similaires aux argiles d'origine marine (Mahon, 1990).

e) *La composition du kérogène.* Les analyses du kérogène provenant des sédiments de la Formation Nonesuch sont constamment regroupées dans le champ des kérogènes de type II, communément reliés aux sédiments marins (McKirdy et Hahn, 1982; Pratt et al., 1991; Imbus et al., 1992).

f) *Les fossiles moléculaires*. Les molécules fossiles de sterane et triterpane dans la matière organique des sédiments de la Formation Nonesuch sont considérées diagnostiques pour les environnements marins du Phanérozoïque (Pratt et al., 1991).

5.2. Le delta White Pine

Le développement d'un milieu de sédimentation deltaïque est significatif pour l'évolution de l'environnement de déposition du Nonesuch. Il fournit aussi des importantes informations sur la nature et l'interaction des processus qui contrôlent le dépôt en termes de conditions tectoniques, hydrographiques ou climatiques.

Les environnements deltaïques représentent les terminaisons distales des systèmes de drainage fluviatile et correspondent à la confluence des cours d'eau avec des larges masses d'eau comme les lacs, la mer ou l'océan. Les conditions favorables à la constructions d'une delta incluent un important apport en sédiment par la rivière ainsi qu'une subsidence de la zone de dépôt. Par la suite, le développement deltaïque est sous l'influence de la pente et la morphologie côtière, de la direction et l'intensité des vagues et surtout sur l'influence du rapport qui s'établit entre l'apport fluviatile en sédiment et le transport côtier.

La section basale de la Formation Nonesuch dans le district de White Pine contient un complexe deltaïque bien développé qui représente en partie l'encaissant sédimentaire de la minéralisation en stage principal. En suivant les principes de

corrélation en stratigraphie séquentielle et pour établir la section stratigraphique complète, il faut corréler les enchaînements verticaux de séquences dont on voit progressivement changer l'épaisseur et l'organisation des faciès, en réalisant un incessant « va et vient » entre la plate-forme et le bassin. On peut constater ainsi qu'on a l'affaire à une delta en progradation et que la succession stratigraphique connue à White Pine comprend au moins deux cycles deltaïques complets, probablement deux lobes superposés du même delta. Plus haut dans la section stratigraphique, l'intercalation d'une séquence prodeltaïque dans la succession des faciès enregistrée dans le district (section 4.1.3.) semble indiquer un développement même plus important du complexe deltaïque. Probablement, il soit relié à la remontée des eaux et la migration subséquente du delta vers l'intérieur.

L'organisation cyclique des séquences deltaïques en progradation, variables en épaisseur et remplissant l'espace d'accommodation crée par la tectonique et la subsidence contemporaines, est une caractéristique des environnements deltaïques dominés par les rivières et influencés par les interactions vagues-fleuve (Reading et Collinson, 1996). Conséquence à l'apport fluviatile important, les vagues n'arrivent pas à redistribuer les sédiments le long du rivage et on constate le développement des lobes deltaïques en progradation vers le bassin. La bilan des processus sédimentaires contrôle la progradation du delta et le message sédimentaire inclut communément plusieurs régressions et transgressions. Celles-ci se traduisent par l'alternance des lobes en progradation avec des séquences transgressives minces et fines. Des exemples modernes incluent les deltas du Danube, du Nil, du Rhône, ou de l'Ebro, tous des milieux

deltaïques développés dans des bassins fermés avec des influences tidales négligeables. À White Pine, l'absence des chenaux tidales développés sur les plates-formes deltaïques et le patron des directions de paléocourants semblent écarter l'influence des marées dans le milieu de dépôt.

Essentiellement, les séquences deltaïques en progradation deviennent moins profondes et de plus en plus grossières avec la section (Miall, 1990; Reading et Collinson, 1996). La succession stratigraphique verticale enregistre ainsi le passage du domaine « offshore » ou prodeltaïque de prédominance argileux, au domaine du front deltaïque, silteux à la base et de plus en plus sableux vers la partie supérieure adjacente à la plaine deltaïque submergée. Ces variations dans la granulométrie des sédiments sont contrôlées par le bilan des processus sédimentaires. Une telle séquence cyclique grano-croissante comme le delta White Pine, limitée en haut et en bas par des surfaces d'inondation, peut s'expliquer en termes d'une progradation deltaïque qui suit à l'inondation du delta précédante. L'approfondissement du bassin par la remontée du niveau des eaux est associée à la diminution temporaire de l'influx sédimentaire. L'inondation, la condensation sédimentaire et la création majeure de l'espace d'accommodation sont des événements concentrés qui se manifestent autour du moment de la plus rapide augmentation du niveau de l'eau dans le bassin (Miall, 1990). Pour chacun des deux lobes deltaïques à White Pine, les séquences en progradation se terminent par une surface d'inondation qui marque l'abandon deltaïque. Sa nature est en directe relation avec les processus qui contrôlent l'augmentation du niveau des eaux dans le bassin. L'approfondissement subséquent donne naissance à un nouveau espace

d'accommodation disponible pour la nouvelle progradation deltaïque. Le dépôt de sédiments fins en transgression sur la plate-forme deltaïque sableuse marquent cette phase d'abandon deltaïque. Par rapport aux séquences sus-jacentes, la présence significative d'une composante horizontale de resédimentation associée à la retraite du rivage pendant l'inondation de la plaine deltaïque est caractéristique pour ce dépôt.

La progradation du delta de White Pine semble s'associer à la prédominance de l'apport sédimentaire. La superposition des plates-formes deltaïques successives est une bonne indication pour le régime de subsidence active accommodée par des failles synsédimentaires qui accompagne le dépôt. La dynamique des processus sédimentaires, reliée au bilan entre l'apport fluviatile et la redistribution du matériel par les vagues et les courants littoraux, semble contrôler l'avancement du delta vers le bassin ainsi que l'extension du cône prodeltaïque sous-marin. Avec la modification des conditions dans le bassin, le caractère du delta semble changer avec le temps. La migration du domaine deltaïque vers l'intérieur est probablement contemporaine avec le dépôt du faciès « *offshore* » dans le district de White Pine. Elle suggère l'augmentation importante de la tranche d'eau dans le bassin après le dépôt de la séquence deltaïque basale. La remontée rapide du niveau des eaux semble s'accompagner d'une redistribution significative des sédiments par les vagues. Le nouveau dépôt qui ressemble aux séquences clastiques de shelf peu profond suggère le développement d'une delta probablement allongée le long du rivage en direction nord-est. Les études des environnement modernes mettent en évidence que les deltas dominés par les vagues présentent un assemblage de faciès et des séquences de déposition similaires aux celles des côtes siliciclastiques non deltaïques

(Miall, 1990; Reading et Collinson, 1996), comme semble le cas du secteur nord-est du bassin adjacent au milieu deltaïque de White Pine.

En général, le prodelta n'existe pas dans les bassins peu profonds (Miall, 1990). À White Pine, on peut reconnaître des séquences prodeltaïques à la base de chaque cycle de progradation du delta. Leur présence est significative non seulement en termes de profondeur du bassin de sédimentation mais également semble constituer un bon indice sur la nature des eaux, surtout dans un climat chaude comme celui durant le dépôt du Nonesuch. Les séquences prodeltaïques, communément des argiles et silts fins, s'accumulent par la décantation de la charge sédimentaire en suspension. Le processus de séparation de la charge de fond et de la charge en suspension semble un contrôle essentiel pour le dépôt prodeltaïque et, dans un climat chaude, il est très efficace dans les systèmes fluviatiles qui déchargent dans les milieux salins (Miall, 1990; Reading et Collinson, 1996). La charge de fond est déposé rapidement aux embouchures fluviatiles et sur la pente deltaïque. La charge en suspension est transporté loin, vers le bassin plus profond, par l'écoulement des eaux douces fluviatiles qui s'allonge comme une plume à la surface des eaux salines sur de longues distances. La décantation des sédiments fins en suspension arrive sur les domaines prodeltaïque ou « offshore ».

Bien que l'organisation des faciès est similaire pour les lobes qui constituent le delta de White Pine (section 4.1.4), la distribution des séquences dans le district et surtout dans la section basale est différente et semble définir un contexte tectonique particulier. À White Pine, le dépôt deltaïque repose sur les grès fins rougeâtres accumulés dans une cuvette lacustre durant le dépôt des séquences terminales du

Conglomérat de Copper Harbor (White et Wright, 1966). La séquence inférieure, le Parting Shale, dont le développement majeur semble orienté en direction est-ouest n'est pas présente partout dans le district. Elle s'effile rapidement vers le sud et le sud-ouest, le long d'un alignement qui correspond à une zone de déformations synsédimentaires (Mauk, 1993). Les changements brusques de l'épaisseur des lits, fréquentes dans la section deltaïque du Parting Shale, mettent en évidence l'existence des failles actives syndéposition et suggèrent la présence d'un substratum fracturé. La structure en blocs et le jeu tectonique semblent exercer un contrôle important sur le dépôt sédimentaire et elles reflètent en bonne partie la structure du plancher de la caldera Porcupine enfouie en profondeur. De plus, l'effilement rapide de la séquence du Parting Shale envers les Volcanites de Porcupine (Mauk, 1993) suggère que l'édifice volcanique Porcupine pourrait être au moins en partie émergé à l'époque dans le bassin Nonesuch.

Les directions des paléocourants pour la Formation Nonesuch (Hite, 1968; Daniels, 1982; Elmore et al., 1989; Suszek, 1997) dévoilent une large variabilité à l'échelle du bassin (fig. 4.2). Dans le district de White Pine, le patron des paléocourants est inversé, similaire au patron identifié dans les grès du faciès rougeâtre qui correspondent à la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor. Ce comportement suggère la continuité du patron de circulation dans la dépression structurale de White Pine durant l'invasion des eaux du bassin Nonesuch. Il semble impliquer une circulation des eaux peu sensible aux influences externes, probablement plus reliée aux influences locales comme la topographie particulière de la cuvette et son emplacement marginal par rapport au bassin Nonesuch. Dans une certaine mesure, le

régime de subsidence semble indépendant par rapport aux domaines adjacentes. Durant le dépôt de la séquence deltaïque basale, on peut présumer l'existence d'une tranche d'eau suffisamment importante pour empêcher la formation des structures de stratifications en mamelons (« hummocky cross stratification »). Typiques des domaines de sédimentation sous l'influence des vagues de tempête, elles sont absentes à White Pine.

Finalement, on peut conclure que le delta à White Pine semble se développer sur la moitié de la section stratigraphique connue dans le district. Les conditions du milieu semblent rapprocher celles des deltas modernes dominés par les rivières et influencés par des significatives interactions vagues-fleuve. Plusieurs indices mettent en évidence que la progradation deltaïque et la superposition des séquences cycliques sont intimement reliées à la présence des failles synsédimentaires et à la subsidence active.
Au début, le milieu semble dominé par l'apport en sédiment fluviatile concrétisé dans le remplissage de la cuvette lacustre préexistante et la progradation deltaïque subséquente. Avec l'approfondissement du bassin, l'influence des vagues et des courants littoraux devient prédominante et le delta semble s'allonger plutôt en direction nord-est le long du rivage. Le système de drainage fluviatile qui alimentait le delta de White Pine semble assez important, avec un faible gradient et un apport en sédiment dominé par la charge en suspension. Le dépôt prodeltaïque important suggère une profondeur significative du bassin de déposition ainsi qu'une forte ségrégation de la fraction fine transportée en suspension, en termes de granulométrie et minéralogie. Elle est probablement reliée à la décharge fluviatile dans un milieu marin.

5.3. La caldera Porcupine

L'analyse des unités sédimentaires sus-jacentes aux Volcanites de Porcupine dans la section stratigraphique locale, le Conglomérat de Copper Harbor et la Formation Nonesuch, révèle certaines particularités significatives pour l'évolution du complexe volcanique Porcupine. Le secteur des montagnes de Porcupine semble marquer un changement latéral de faciès dans les séquences terminales du Conglomérat de Copper Harbor, surtout en direction nord-est (Hubbard, 1975a). Ainsi, le district de White Pine connaît le développement extensif d'un faciès gréseux rougeâtre d'eau peu profonde (White et Wright, 1966) et dont le dépôt semble directement relié à la proximité du complexe volcanique. La participation majeure des clastes rhyolitiques, la prédominance des clastes angulaires et subangulaires et le triage modéré (Hubbard, 1975a) ainsi que la composition immature des dépôts (< 50% quartz; Daniels, 1982) impliquent le dépôt en proximité de la zone source. Tous les éléments semblent indiquer le complexe volcanique Porcupine comme principale source de détritus sédimentaire, probablement encore en surface à l'époque. Les données de paléocourants indiquent un transport prédominant en direction sud-est, probablement conforme à la direction du drainage de la dépression structurale. Il est possible que, subséquent à la mise en place des coulées basaltiques de Lake Shore Traps, l'effondrement du complexe volcanique Porcupine ait déterminé la formation d'une caldera dans la région de White Pine. Ultérieur, elle est devenue le siège d'un bassin de sédimentation peu profond où les séquences de grès

rouges en plaques, à source dominante rhyolitique, se sont accumulées suite à la subsidence locale.

Les calderas, génétiquement reliées aux édifices volcaniques, sont communes dans le contexte volcanique de rift continental. Elles représentent des larges dépressions structurales, quasi-circulaires ou ellipsoïdales, développées suite à l'effondrement du plafond de la chambre magmatique peu profonde, parfois avec l'évacuation explosive de sa partie supérieure. Les dimensions sont assez variables (tab. 5.1). Les calderas de type hawaiien, moins profondes et plus réduites en dimensions (<10 km en diamètre), sont communément centrées sur le sommet des édifices associés au volcanisme basaltique. Les calderas de type Valles, beaucoup plus larges (10 à 30 km ou plus en diamètre), sont associées au volcanisme siliceux et peuvent encadrer un ou plusieurs édifices volcaniques. Leur effondrement est accompagné par de larges volumes de coulées pyroclastiques suite à des éruptions explosives violentes. L'effondrement et la subsidence subséquente d'une caldera sont contrôlés par un système de failles quasi-circulaire développé sur les marges. La fracturation en blocs du plancher semble exercer un contrôle sur les dépôts accumulés à l'intérieur de la caldera, alors que la réactivation épisodique des fractures semble commune durant les phases subséquentes de subsidence ou à la résurgence de la caldera.

Les calderas résurgentes sont en général beaucoup plus larges en dimensions et semblent caractérisées par une longue durée de vie. La résurgence peut se limiter parfois seulement à la mise en place d'un dôme intrusif central, avec le bombement significatif du plancher. D'ailleurs, en plusieurs cas, on constate une réactivation prolongée du

TABLEAU 5.1 Les dimensions des calderas associées au volcanisme siliceux

Localisation	Type de caldéra	Dimensions	Âge	Références
Rodalquilar, Espagne.	Résurgente	~10 km	11 Ma	Arribas et al., 1995
Lake City, Colorado, É.U.	Résurgente	15 x 10 km	22 Ma	Slack et Lipman, 1979
Round Mountain, Nevada, É.U.		~15 km	25 Ma	Berger et Eimon, 1982
Creede, Colorado, É.U.	Complexe, résurgentes	~20 km	24 Ma	Stevens et Lipman, 1976
Valles, New Mexico, É.U.	Résurgente	22 km	1-2 Ma	Smith et Show, 1975
Sabaloka, Soudan.		25 x 15 km	700 Ma	Almond, 1977
Lake Garita, Colorado, É.U.	Résurgente	30 km	28 Ma	Stevens et Lipman, 1976
Cerro Galan, Argentine.	Résurgente	35 x 25 km	8-10 Ma	Francis, 1993
McDermitt, Nevada-Oregon, É.U.	Complexe, superposées	50 x 35 km	12 Ma	Rytuba et Glanzman, 1979
La Pacana, Bolivie	Résurgente	65 x 35 km	5 Ma	Francis, 1993

volcanisme, en épisodes successifs. L'activité volcanique subséquente est en général contrôlée par le système marginal de failles circulaires, connectées en profondeur au réservoir magmatique temporairement épuisé. Des dykes quasi circulaires diagnostiques sont mise en place sur les marges structurales des calderas. Les dômes de rhyolite constituent des occurrences communes sur les bordures, bien qu'ils puissent parfois se développer même à l'intérieur, surtout dans les calderas résurgentes. Des effondrements successifs en plusieurs épisodes peuvent accompagner l'élargissement progressif de la caldera et le développement des calderas complexes logées l'une à l'intérieur de l'autre ou mêmes leur superposition en section stratigraphique. La structure parfois allongée de certaines calderas est mise en relation avec l'existence d'un stress régional important. Les ignimbrites (« ash-flow tuffs ») semblent un faciès volcanique communément associé aux calderas. À l'intérieur des calderas, le dépôt de tufs est en général plus épais et durci à chaud (« welded tuff ») sous la pression du dépôt sus-jacent et l'action des gazes chauds.

La reconnaissance des anciennes calderas est un défi, surtout en terrain d'âge Protérozoïque couvert et affecté par la déformation subséquente, comme c'est le cas du district de White Pine. Il est probable que l'érosion post-volcanisme ait enlevé une bonne partie de la structure volcanique et des dépôts associés. Ainsi, elle arrive à estomper les particularités diagnostiques. Mais il reste encore des aspects relevantes de l'existence probable d'une caldera enfouie en profondeur, sous la pile de sédiments clastiques du Groupe Oronto.

À White Pine, les occurrences en surface des dômes et des coulées rhyolitiques suivent un patron d'emplacement quasi-circulaire avec un diamètre d'environ 20 kilomètres (fig. 4.6). Les chemins d'alimentation ne sont pas exposés et elles sont probablement masquées même par les coulées de rhyolites. Ainsi, on peut pas identifier les éventuels dykes circulaires diagnostiques pour les marges de la caldera, mais toutefois le patron de l'emplacement des dômes suggère le contrôle d'un système de fractures quasi-circulaire d'alimentation. De plus, une séquence d'ignimbrites est connue vers le sud de White Pine (au moins 60 mètres d'épaisseur; Johnson et White, 1969) (fig. 4.6). Selon les descriptions du dépôt (« welded ash-flow tuff »), il s'agit d'un faciès caractéristique pour les séquences d'ignimbrites accumulées à l'intérieur d'une caldera.

Le développement d'un système de sédimentation lacustre à l'intérieur des calderas est commun dans les environnements modernes. On présume que le dépôt de grès lacustres dans le district de White Pine (le faciès rougeâtre; White et Wright, 1966), contemporain avec la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor, pourrait être l'expression d'une sédimentation lacustre à l'intérieur de la dépression structurale contrôlée par la subsidence de la caldera Porcupine enfouie en profondeur.

Finalement, quoique l'existence en profondeur d'une caldera associé à l'édifice volcanique Porcupine soit une spéculation, plusieurs aspects dans le contexte structural et pétrographique du district White Pine soutiennent l'hypothèse. Un bref inventaire inclut:

a) L'existence du complexe volcanique Porcupine, en éruption durant les stages finales du volcanisme de rift (voir datations; Davis et Paces, 1990; Zartman et al., 1997), est

associée à une histoire caractérisée par des manifestations explosives selon les évidences pétrographiques.

b) Les dimensions latérales suggérées par les occurrences de volcanites rhyolitiques dans le district (~20 km) (fig. 4.6) sont conformes aux dimensions des calderas type Valles, associées au volcanisme siliceux (tab. 5.1).

c) L'emplacement de dômes de rhyolites suit un patron quasi circulaire, passablement contrôlé par le système circulaire de fractures qui délimitait la caldera Porcupine. Un caractère résurgent de la caldera n'est pas exclu.

d) Les occurrences assez importantes d'ignimbrites dourcies (« welded ash-flow tuff ») dans le district de White Pine (Johnson et White, 1969) représentent un faciès commun à l'intérieur des calderas. Passablement, ce faciès volcanique était associé à l'éruption explosive et la formation d'une caldera.

e) Les failles en deuxième génération reconnues dans la mine représentent une réactivation des fractures préexistantes (Mauk, 1993). Elles semblent enregistrer un patron structural en blocs du substratum, passablement l'expression du plancher fracturé d'une caldera enfouie.

f) Le comportement différencié des domaines structuraux identifiés à White Pine (Mauk, 1993) (section 4.4) durant l'événement de compression régionale, semble refléter l'existence d'une précédente structure profonde capable de résister aux stress de compression associés au chevauchement.

g) Le régime de sédimentation lacustre du faciès gréseux (White et Wright, 1966) s'est installé dans une dépression structurale peu profonde qui correspond à l'emplacement

présumé de la caldera Porcupine. Son évolution, contemporaine avec la partie terminale du Conglomérat de Copper Harbor et la section deltaïque basale de la Formation Nonesuch, semble indépendante par rapport aux domaines tout autour et passablement reliée à la subsidence d'une caldera enfouie en profondeur.

Marginal à la discussion, il ne faut pas négliger les possibles implications économiques reliées à la présence d'une caldera dans le district de White Pine. En général, les calderas résurgentes sont crédités avec un potentiel de minéralisation supérieur par rapport aux autres. Dans certains cas, on peut constater la mise en place des minéralisations sous le contrôle structural des fractures circulaires qui délimitent la caldera sans aucune liaison génétique avec l'effondrement ou avec la résurgence de la caldera (p.ex., la caldera San Juan Mountains, Colorado; Sillitoe et Bonham, 1984). Les structures polygénétiques associées à la résurgence d'une caldera semblent augmenter son potentiel de minéralisation.

Les altérations localisées dans les Volcanites de Porcupine (Kopydlowski, 1983) semblent de bons indices pour l'existence d'une circulation hydrothermale, passablement associée à l'emplacement des dômes de rhyolites et des intrusions peu profondes sur les marges structurales de la caldera Porcupine. Dans les environnements similaires, des veines ou des brèches à minéralisation en métaux précieux et métaux de base sont communément associées au système (Sillitoe et Bonham, 1984) (tab. 5.2).

TABLEAU 5.2 Des minéralisations associées aux calderas (tiré de ***Sillitoe et Bonham, 1984)***

Localisation	Type de roches volcaniques	Type de minéralisation	Relations minéralisation/caldera
Vatukuola, Fiji.	Trachybasaltes à trachyandésites	Filons Au-Te	Post-caldera, reliée à la zone de fractures circulaires
Nevado Portugueza, Pérou.	Andésites à dacites	Filons Ag-Au	Post-caldera, reliée à la mise en place des dômes
Lake City, Colorado, É.U.	Volcanisme siliceux-alcalin	Filons Ag-Au-Pb-Zn-Cu	Durant la résurgence et la mise en place des dômes
Round Mountain, Nevada, É.U.	Volcanisme rhyolitique	Stockwerk, filons Au	Post-caldera, sur les marges
McDermitt, Nevada-Oregon, É.U.	Volcanisme rhyolitique alcalin	Disséminations, filons Hg, U	Post-caldera, reliée aux dômes et aux sédiments de remplissage de la caldera
Tonopah, Nevada, É.U.	Rhyolites	Filons Ag	Passablement reliée à la zone de fractures circulaires
Creede, Colorado, É.U.	Rhyolites	Filons, stockwerk, disséminations Ag-Pb-Zn	Post-caldera, reliée aux failles de graben et aux sédiments de remplissage

5.4. L'environnement du dépôt de Nonesuch

Avec le concept d'une caldera quasi contemporaine au dépôt de la Formation Nonesuch et même à sa minéralisation de cuivre-(argent) en sulfures disséminés, il serait intéressant de revoir l'effet d'une caldera sur la sédimentation et la minéralisation dans le district de White Pine.

Après 1090 Ma, sur la marge continentale de Laurentia, on enregistre la phase tectonique d'Ottawan qui implique le charriage du domaine de Grenville le long de l'orogène. Dans ce contexte de convergence continentale, la mise en place des certaines structures de distension de type graben est significative et semble suggérer le caractère pulsatif des processus de convergence (Carr et al., 2000). Ce comportement semble influencer également l'évolution du bassin de sédimentation post-rift dans la région du Lac Supérieur, compris le bassin de déposition du Nonesuch. Le début du charriage (1090 à 1085 Ma; Ketchum et Krogh, 1997) implique une relation contemporaine avec la cessation du volcanisme de rift et la sédimentation post-rift du Groupe Oronto. L'inversion tectonique du graben central du rift et le chevauchement final dans la région ouest du Lac Supérieur sont mises en relation avec le raccourcissement crustal progressif et la construction de l'orogène de collision sur la marge de Laurentia dans l'intervalle 1080 à 1040 Ma. Le début du chevauchement semble s'enregistrer à 1080 Ma et il semble se poursuivre pendant 30 à 40 Ma (Cannon, 1994).

Le volcanisme rhyolitique

La diminution du magmatisme basaltique de rift a entraîné le développement des systèmes magmatiques reliés à des chambres magmatiques peu profondes où les magmas d'origine mantéllique ont subi le fractionnement et ont assimilé les roches encaissantes du socle archéen (Davis et Green, 1997).

La mise en place et l'évolution du complexe volcanique Porcupine reflète un contexte similaire, sur la marge sud du graben central et influencé certainement par la proximité d'un bloc élevé du socle archéen (White's Ridge; Allen et al., 1995) (fig. 3.4). Le volcanisme a produit en abondance des roches de compositions intermédiaires à rhyolitiques dont la chimie et les signatures isotopiques (Nicholson et al., 1997) révèlent un contribution crustale considérable qui arrive a masquer le caractère original de la source mantellique. Le volume et l'extension régionale des produits volcaniques associés à son évolution suggèrent plutôt un complexe volcanique à centres d'éruption multiples, probablement reliés à une chambre magmatique commune.

Selon plusieurs indices (section 5.3), le stage final d'évolution semble marqué par des éruptions explosives avec l'évacuation de la partie centrale du complexe et la formation d'une caldera. L'événement s'est produit probablement après la mise en place des basaltes de Lake Shore Traps et avant le dépôt du faciès gréseux rougeâtre (White et Wright, 1966) qui termine la section stratigraphique du Conglomérat de Copper Harbor dans le district de White Pine. L'emplacement des dômes de rhyolites, qui suit un patron

quasi circulaire et probablement relié au système de fractures qui délimitent la caldera, suggère la résurgence de l'activité volcanique. Les similitudes avec les calderas résurgentes du type Valles, avec une évolution plus complexe en plusieurs stages et une durée de vie prolongée, nous détermine à spéculer sur la possible mise en place d'un dôme central peu profond dans le stage final de résurgence de la caldera Porcupine. Il pourrait mieux expliquer le flux de chaleur anomale, prolongé bien après l'enfouissement de la caldera.

Dans les forages qui rapprochent la région du Mont Porcupine, les séquences sédimentaires de la Formation Nonesuch situées au-dessus de la section basale dans la mine contiennent de matériel pyroclastique fin, probablement du ceindre (White, 1972a). La présence du matériel pyroclastique implique l'existence des manifestations volcaniques explosives intermittentes dans la région durant la sédimentation du faciès « *offshore* » du Nonesuch à White Pine. Des occurrences similaires dans la section sédimentaire de Nonesuch sont connues vers le sud-ouest du Mont Porcupine (Berendsen et Barczuk, 1993). Le patron de distribution nous amène à considérer le complexe volcanique Porcupine comme la source probable du matériel pyroclastique, le seul volcan potentiel actif à l'époque dans la région. Il est possible que des centres d'éruption collatéraux à l'édifice principal soient émergés à l'époque dans le bassin de Nonesuch (fig. 5.1). La résurgence pénécontemporaine de la caldera Porcupine et l'emplacement du dôme structural ne sont pas exclus.

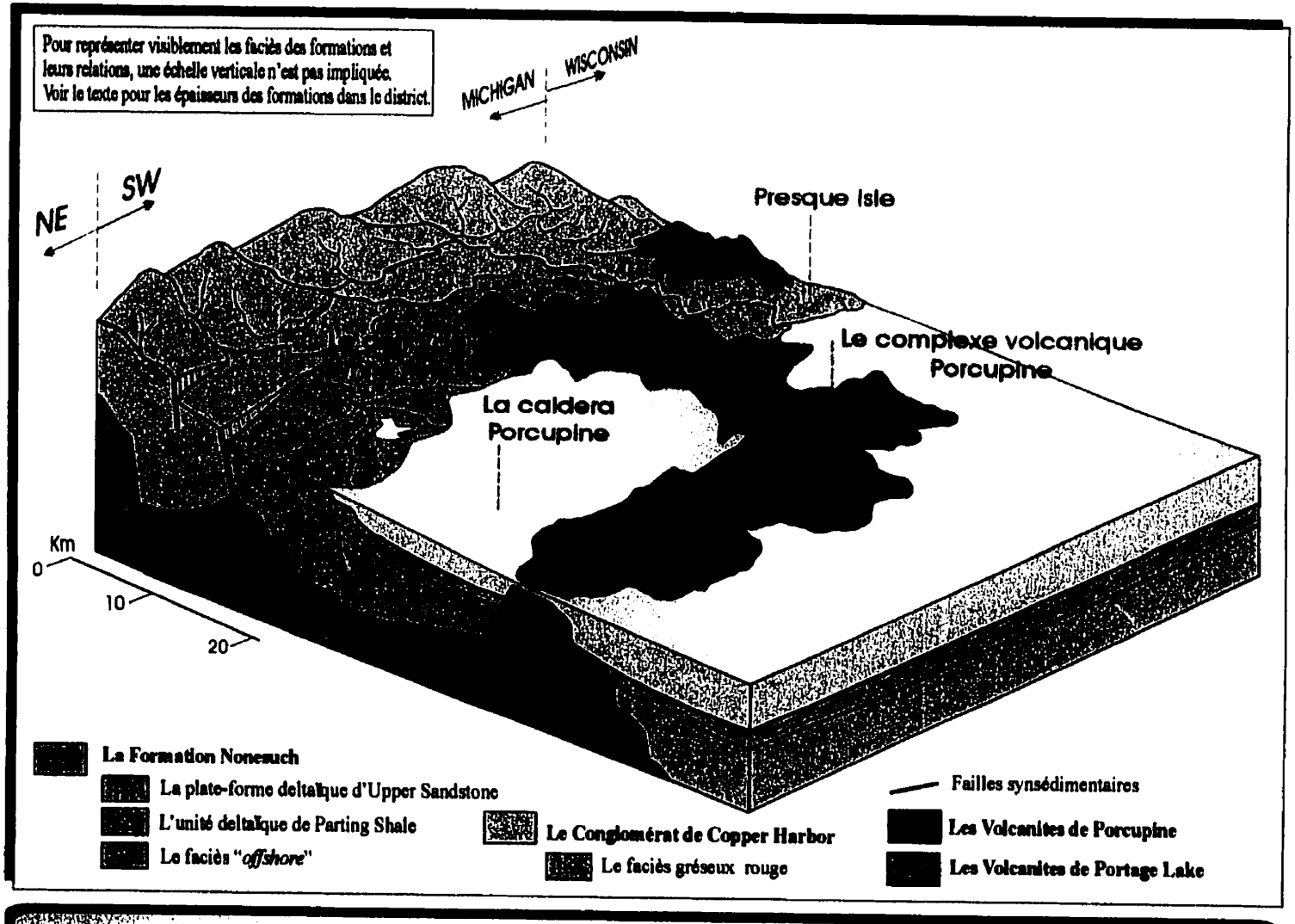


Fig. 5.1 **Modèle du contexte volcanique pour le district de White Pine au moment du dépôt des unités basales de la Formation Nonesuch**

Considérations paléoclimatiques

Les reconstructions de paléopoles (Henry et al., 1977; Van Schmus, 1992; Diehl et Haig, 1994; Davis et Green, 1997) (fig. 3.3) placent l'évolution du bassin Nonesuch à des basses latitudes (10-12°N) qui pourrait être en région tropicale-subtropicale. Dans un tel climat chaud, l'abondance des smectites et l'absence de la kaolinite dans la fraction argileuse originale du dépôt Nonesuch (Ensign et al., 1968; Ehrlich et Vogel, 1971), semble refléter une altération des volcanites basaltiques à ses débuts et l'enlèvement rapide des produits d'altération résultés. Les processus suggèrent l'érosion rapide et un bon drainage de la région, des conditions qui semblent impliquer un climat plutôt humide.

Les milieux modernes analogues qui évoluent dans un climat chaude et humide, comme semble celui de l'environnement du dépôt Nonesuch, mettent en évidence la diminution des processus d'altération physique qui est compensée par une altération chimique avancée. Ainsi, on constate la formation d'un profile d'altération évolué suite à l'agressivité des conditions du milieu qui ne permettent pas la conservation des smectites dans les profiles d'altération développés sur les volcanites basaltiques. L'altération avancée entraîne leur transformation et la néoformation des argiles de type kaolinite, lequel serait stable avec le climat tropical. Selon les évidences, les profils d'altération durant le dépôt de Nonesuch n'ont pas atteint ce stage avancé. La prédominance des smectites dans la fraction argileuse déposée dans le bassin suggère

que des processus d'altération physique règnent dans les zones sources. Telles conditions, défavorables à l'altération avancée qui favorise la formation de la kaolinite, constituent en même temps un bon indice pour l'apport sédimentaire toujours élevé durant la sédimentation post-rift du Groupe Oronto.

Le bassin de sédimentation

Le soulèvement important le long de la faille Keweenaw relié à la compression grenvilliène a exposé le district de White Pine à l'érosion. Après le chevauchement, il semble que la Formation Nonesuch n'a plus atteint des profondeurs d'enfouissement importantes (Price et al., 1996). Ainsi, les assemblages de minéraux et la matière organique contenue ont bien préservé les évidences de leur histoire diagénétique et de minéralisation polyphasée, sans une distorsion significative causée par une empreinte de métamorphisme. Mais elles ont été le sujet d'une forte érosion qui a enlevé une bonne partie du dépôt et a estompé ainsi les évidences pour la vraie extension du bassin, passablement beaucoup plus large qu'on est disposé d'accepter pour l'instant.

L'homogénéité du dépôt Nonesuch dans les bassins le long du rift, la similarité des faciès qui permettent des corrélations sur longues distances ainsi que les contenus essentiellement similaires en matière organique et en pyrite syndiagénétique nous déterminent à spéculer sur la continuité du bassin Nonesuch le long du rift. Il nous semble plus probable que la sédimentation se déroulait sous la tranche d'eau continue

d'un bassin allongé sur la vallée du rift et dont la morphologie aurait pu enregistrer quelques détroits, plutôt que dans une chaîne de bassins lacustres plus ou moins isolés, analogue au modèle du rift Est-africain actuel. L'incursion des eaux marines semble le facteur commun pour le dépôt Nonesuch le long du bassin du rift.

Un bassin de sédimentation localisé vers le nord et nord-est de la péninsule de Keweenaw (chapitre 4) et contemporain avec le dépôt terminal du Conglomérat de Copper Harbor semble préfigurer le bassin Nonesuch. Sa connexion au domaine marin vers l'est, le long du rift, n'est pas exclue. L'analyse comparative des compositions isotopiques des carbonates contenus dans les sédiments de Nonesuch et dans les niveaux de stromatolites du Conglomérat de Copper Harbor ($\delta^{13}C_{Carb}$ de –2,3 à –1,2‰ et $\delta^{18}O_{Carb}$ de –7,7 à –6.8‰; Imbus et al., 1992) (tab. 4.5 et 4.6) suggère que les intervalles étroites de valeurs et leur coïncidence reflètent la chimie similaire des eaux anciennes et la source commune de carbonate dissout (Imbus et al., 1992). Cette interprétation du dépôt des carbonates dans le même bassin de sédimentation semble conforme à une transgression subséquente du domaine de sédimentation vers l'ouest sur la vallée du rift durant le dépôt de Nonesuch.

Le début de Nonesuch dans le district de White Pine enregistre l'installation d'un milieu de sédimentation deltaïque, en progradation vers le bassin et contemporain avec le dépôt de plate-forme peu profonde des domaines adjacents (fig. 5.1). Avec l'approfondissement du bassin, on constate la migration du milieu deltaïque vers l'intérieur et le dépôt du faciès « *offshore* » à l'échelle du bassin, actuellement au Michigan et au Wisconsin, sous des conditions éuxiniques qui semblent persister pour

une assez longue période de temps (section 4.1.6). L'avancement du cône deltaïque sous-marin vers le bassin profond, enregistré par l'intercalation du faciès *prodeltaïque* dans la section de Nonesuch à White Pine, semble relié à l'augmentation significative de l'apport détritique vers le bassin profond. Elle est probablement reliée à la baisse du niveau des eaux suite au soulèvement ressenti sur la marge sud du bassin, comme suggéré par la sédimentation des niveaux clastiques plus grossiers dans les zones adjacentes (section 4.1.3). Par la suite, la phase de régression finale semble s'amorcer dans le bassin et le message sédimentaire dans la section de White Pine contient tous les signes d'une sédimentation sous une tranche d'eau en continue décroissance. Elle est traduite par l'avancement du faciès « *nearshore* »-*littoral* vers la partie centrale du bassin et la participation de plus en plus importante de la fraction sableuse dans le dépôt. La granulométrie du dépôt dans la section terminale de Nonesuch et le passage rapide vers le faciès fluviatile de Freda suggèrent la prédominance des processus d'érosion mécanique dans les zones source, probablement reliés à la réjuvénation tectonique des terrains qui semble accompagner la régression finale du bassin.

On ne connaît pas le rôle joué par la faille de Thiel dans l'évolution du bassin Nonesuch en termes de comportement, d'ampleur des mouvements et surtout de « timing ». Elle est une structure profonde qui traverse le rift sur toute sa largeur (Mariano et Hinze, 1994) près du sommet de la Péninsule de Keweenaw (fig. 3.1). Mais en raison de sa position, on présume que le jeu tectonique le long de cette faille aurait pu constituer le contrôle majeur sur la liaison et l'échange des eaux du bassin Nonesuch vers l'est. Contemporaine à la sédimentation du Groupe Oronto et avant le dépôt du Grès

de Jacobsville, une structure anticlinale s'est mise en place dans la région Est du Lac Supérieur (l'anticlinal de Deer Park; Allen et al., 1995) (fig. 3.1B). Sa présence est une indication que l'action du stress de compression, relié à la convergence en Grenville, soit déjà bien ressentie à l'époque dans le bassin du rift. Il est probable qu'une partie du stress soit accommodée le long de la faille de Thiel. Une réactivation tectonique de cette faille pourrait couper facilement la connexion du bassin Nonesuch vers l'est et déterminer ainsi la régression des eaux et le remplissage accéléré du bassin. Alors, il nous semble possible que, par extension, la régression du bassin Nonesuch soit reliée à l'évolution du domaine de Grenville qui enregistrait le début de la convergence continentale à 1090-1085 Ma (Ketchum et Krogh, 1997).

Sous l'effet du stress de compression, il est probable qu'un certain soulèvement était ressenti sur la marge sud du graben central du rift dans la région ouest du Lac Supérieur. Propagé le long de la faille Keweenaw vers le sud, le soulèvement semble amorcer un régime d'érosion active et le remplissage rapide du bassin Nonesuch. Concomitant avec la retraite des eaux vers sud-ouest, comme suggéré par les directions des paléocourants (fig. 4.2) et le dépôt local d'évaporites situé à la limite Nonesuch/Freda au Wisconsin, l'émergence du domaine Nonesuch laisse place à une sédimentation de plaine fluviatile, avec le dépôt de prédominance gréseux du Grès de Freda.

La mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal

La minéralisation stratiforme de cuivre en sulfures disséminées représente le stage principal de minéralisation à White Pine. Elle est attribuée à la migration ascendante des fluides cuprifères dans l'encaissant sédimentaire de Nonesuch, subséquent à la sédimentation et avant la compaction avancée des sédiments (Brown, 1971, 1993; Mauk, 1993). Contemporaine donc avec le stage de diagénèse précoce, l'introduction des fluides cuprifères dans l'encaissant réduit a déterminé le remplacement extensif de la pyrite syndiagénétique et le dépôt de cuivre, suite à des réactions chimiques de basse température entre le soufre réduit abondant dans la roche hôte et les métaux de base apportés en solution. La séparation des métaux durant les processus de diffusion/infiltration est reliée à la mobilité relative des différentes sulfures et s'exprime par un zonage des métaux caractéristique et conforme avec la nature ascendante du front de minéralisation (Brown, 1971).

La superposition diagénétique de la minéralisation de cuivre en sulfures disséminées semble reliée à la circulation ascendante des fluides cuprifères contenus dans l'aquifère sous-jacent du Conglomérat de Copper Harbor, et considérés d'ailleurs la source immédiate de cuivre (Brown, 1971, 1993; White, 1971b). Le contrôle des processus diagénétiques sur la disponibilité des métaux ainsi que sur la nature de la charge métallique mobilisée par les fluides en migration dans le milieu des couches rougeâtres est important. Après le dépôt, il semble que la dissolution des silicates ainsi que la formation des smectites et des oxydes de fer sont les processus diagénétiques qui

contrôlent le fond de métaux disponibles pour lessivage dans les couches rougeâtres. On considère leur influence déterminante pour l'évolution des fluides capables à mobiliser les métaux et les déposer dans l'encaissant sédimentaire du Nonesuch (Walker, 1989, Brown, 2001). En raison de leur porosité et perméabilité élevées, les conglomérats de Copper Harbor semblent constituer un milieu favorable pour la circulation des fluides à l'échelle du bassin, comme envisagé d'ailleurs par les modèles (p.ex., le modèle paléohydrologique de White, 1971). La migration des saumures chaudes et riches en chlore vers les marges du bassin a probablement entraîné des réactions chimiques et des échanges importantes, avec des influences à la fois sur la composition des fluides et sur le milieu clastique. De plus, la redistribution des solutions et de la chaleur, surtout à échelle locale, représentent des processus importantes pour la mise en place du dépôt économique à White Pine.

Pour expliquer la formation du dépôt économique à White Pine en termes de quantités et concentrations en métaux, il faut envisager des mécanismes capables à focaliser et surtout à assurer la persistance de l'afflux de fluides cuprifères pour une période de temps suffisante. Bien que des mécanismes différents sont proposés par les modèles actuels pour transporter et focaliser les fluides à la base de l'encaissant sédimentaire de Nonesuch (section 4.3), le contexte géologique particulier du district de White Pine nous détermine à suggérer une autre alternative. Peu discutée auparavant, elle se conforme de façon attrayante aux circonstances géologiques à White Pine. On propose ainsi le modèle d'une caldera volcanique et une convection thermique locale comme mécanisme pour circuler les fluides (fig. 4.5).

Les données disponibles mettent en évidence que le gisement de cuivre-(argent) de White Pine est associée à une anomalie thermique locale significative, reflétée surtout par les niveaux de maturation plus élevés qui caractérisent la matière organique contenue dans l'encaissant minéralisé par rapport aux séquences non minéralisées tout autour de la mine (cf. Ho et al., 1990; Pratt et al., 1991; Mauk et Hieshima, 1992; Mauk, 1993; Price et McDowell, 1993). L'anomalie thermique définie à White Pine est attribuée à la superposition tardive de la minéralisation de cuivre natif en stage structural (Mauk, 1993).

Il nous semble évident que l'anomalie reflète l'existence d'un flux thermique local. Mais il est également possible que cette anomalie thermique soit reliée à la minéralisation de sulfures cuprifères en stage principal. Les évidences disponibles indiquent des températures d'environ 93° à 100°C pour les fluides minéralisateurs (tab. 4.7). Bien que l'action à long terme d'un tel influx de fluides pourrait être capable à générer l'anomalie thermique enregistrée par l'encaissant sédimentaire, les températures en question semblent caractériser seulement les fluides impliqués dans les processus de minéralisation à White Pine en dépit de leur présence régionale dans l'aquifère-source du Conglomérat de Copper Harbor. Les couches basales de la Formation Nonesuch contiennent des faibles concentrations en sulfures cuprifères tout au long de la Péninsule de Keweenaw, mais l'anomalie thermique est associée seulement à la minéralisation économique à White Pine. Cette observation implique l'existence d'une source de chaleur locale dans le district, capable à réchauffer les fluides cuprifères dans l'aquifère de Copper Harbor, initier le mécanisme local de convection thermique libre et ainsi faire

circuler et focaliser les fluides à la base de la Formation Nonesuch. Selon le modèle qu'on vient de proposer, le mécanisme de convection thermique locale est directement relié à la présence en profondeur de la caldera résurgente de Porcupine.

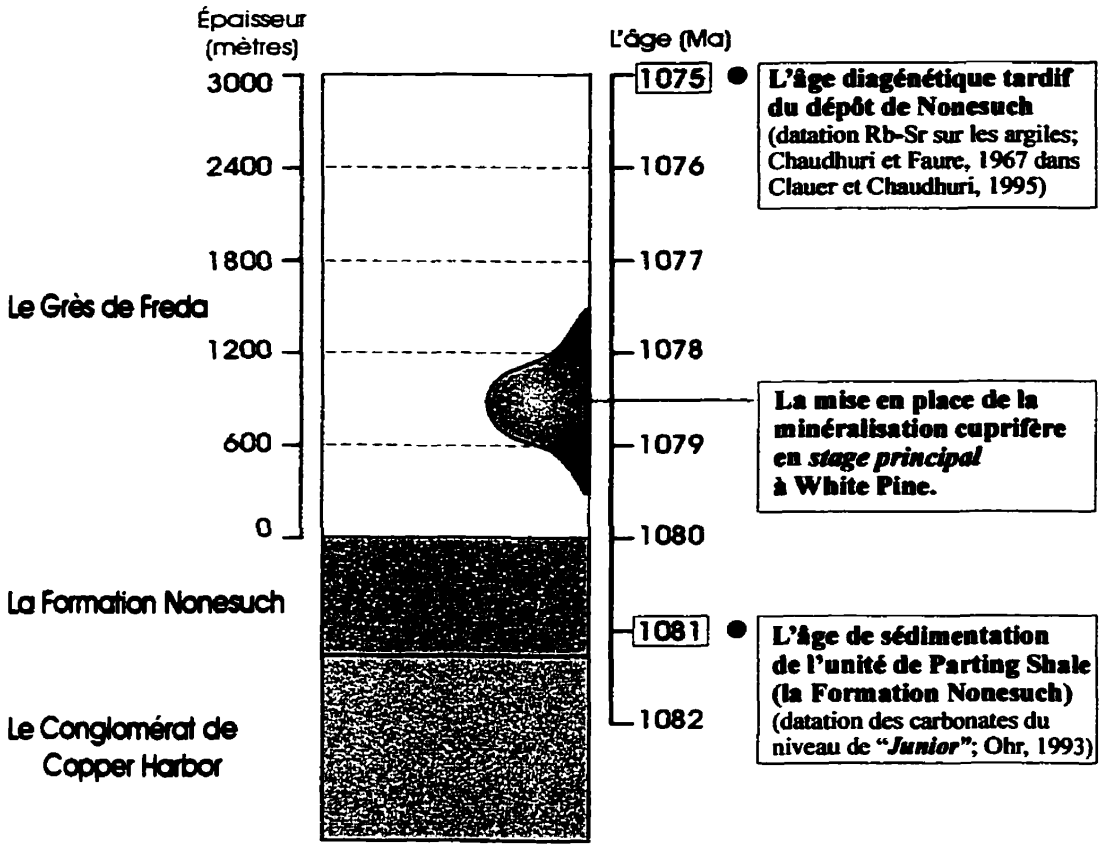
L'emplacement des dômes de rhyolite sur les fractures circulaires de la caldera est un bon indice pour sa nature résurgente. Il est probable que le stage final de résurgence soit marqué par l'emplacement d'un dôme central, en suivant le patron similaire d'évolution constaté pour d'autres calderas. Pour exemplifier, on peut citer la caldera Cerro Galan en Argentine (tab. 5.1) où la résurgence finale s'est accompagnée par l'emplacement d'un dôme central peu profond, presque 3 Ma après l'effondrement initial (Francis, 1993). De plus, les observations mettent en évidence le gradient thermique beaucoup plus important relié à une caldera résurgente. En raison de leur refroidissement lent, les corps magmatiques peu profonds associés aux larges calderas peuvent constituer des sources anomales de chaleur pour plus de 2 Ma (Walker, 1984). Le plus connu exemple est celui de la caldera résurgente de Valles, New Mexico (tab. 5.1; fig. 4.6). Les températures actuelles, 1 Ma après la dernière éruption, atteignent 341°C par rapport à 110°C dans les domaines équivalentes tout autour (à 3 km de profondeur; Smith et Show, 1975).

Alors, le flux thermique anomale associé à la caldera Porcupine nous semble capable à générer la convection thermique libre dans l'aquifère contemporaine localisé dans les séquences clastiques sus-jacentes du Conglomérat de Copper Harbor et, par l'intermédiaire des cellules de convection, focaliser l'afflux des fluides cuprifères à la base de la Formation Nonesuch. La persistance du régime anomale de chaleur dans les

environnements modernes analogues suggère la viabilité prolongée du mécanisme, probablement suffisante pour satisfaire aux exigences du modèle du dépôt économique de métaux. La résurgence de la caldera et l'emplacement d'un dôme central pourraient mieux expliquer le flux anomale de chaleur résiduelle bien après l'enfouissement de la caldera et son influence majeure sur les mécanismes de circulation des fluides.

Un dernier aspect qu'on veut aborder, c'est l'âge de la mise en place de la minéralisation en stage principal. La déformation polyphasée reconnue dans le district de White Pine (Mauk et al., 1992; Mauk, 1993) entraîne des contraintes importantes sur la mise en place de cette minéralisation. Selon les relations structurales (section 4.2), elle est postérieure à la fracturation synsédimentaire contemporaine avec le dépôt de l'encaissant sédimentaire de Nonesuch et antérieure à l'épisode de fracturation à fort pendage qui coupe la section minéralisée. Le stage final de déformation, bien ultérieur à la mise en place de la minéralisation en stage principal, est relié à la compression régionale tardive et au chevauchement le long de la faille Keweenaw. Accompagné de la mise en place d'une minéralisation structurale en cuivre natif qui enrichie localement la minéralisation en stage principal, il est considéré co-génétique avec la minéralisation en cuivre natif du district Keweenaw (Mauk, 1993).

Les datations disponibles pour la Formation Nonesuch (section 3.2.3) ajoutent des contraintes supplémentaires et nous fournissent non seulement une estimation pour l'âge du dépôt mais également nous permettent des spéculations sur l'intervalle de mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal (fig. 5.2). Les échantillons d'argiles ont fourni un âge Rb-Sr de 1075 Ma (Chaudhuri et Faure, 1967, dans Clauer et



L'estimation de l'intervalle de mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine suppose une épaiseur maximale de 3 kilomètres de la section sédimentaire du Grès de Freda dans le district de White Pine. L'intervalle de temps impliqué (de 1081 à 1075 Ma) inclut le dépôt sédimentaire de la Formation Nonesuch et son histoire diagénétique d'enfouissement (voir le texte pour les discussions).

Fig. 5.2 **L'intervalle de mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal à White Pine**

Chaudhuri, 1995). Les auteurs ont attribué l'apparente homogénéité des isotopes de Sr à la diagénèse d'enfouissement survenue peut après le dépôt sédimentaire. Il y a le consensus que les datations Rb-Sr sur les échantillons « whole-rock » des roches argileux enregistrent plutôt le temps de la recristallisation diagénétique des minéraux argileux et parfois même des âges mixés si plusieurs générations de minéraux argileux sont présentes (Clauer et Chaudhuri, 1995).

Alors, l'âge fourni par les argiles (1075 Ma) représente en réalité l'âge diagénétique tardif du dépôt Nonesuch. Un âge de 1081 Ma (Ohr, 1993) est fourni par la datation des carbonates du niveau Junior, contenu dans la séquence deltaïque basale à White Pine. En raison de la position dans la section stratigraphique, cette datation représente une bonne approximation pour l'âge de sédimentation du dépôt Nonesuch. On dispose ainsi d'un intervalle d'environ 6 Ma qui semble inclure le dépôt sédimentaire de Nonesuch et son entier histoire diagénétique d'enfouissement. L'histoire diagénétique semble impliquer la déposition en totalité de la section sédimentaire de Freda dans le district de White Pine, c'est à dire moins de 3 kilomètres d'épaisseur (Price et al., 1996). Quant à la minéralisation cuprifère en stage principal, en raison des contraintes qui exigent sa mise en place avant la compaction avancée de la séquence deltaïque basale, probablement que l'événement s'est déroulé avant 1078 Ma quand on présume déjà l'accumulation à White Pine d'une colonne de sédiments fluviatiles de type Freda d'environ 1,2 à 1,5 kilomètres (fig. 5.2). Il est le plus probable que la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal s'est produit dans l'intervalle 1080-1078 Ma.

Pour comparaison, la modélisation de l'évolution thermique du bassin de rift dans la région ouest du Lac Supérieur (Price et al., 1996) suggère que l'apogée des températures durant l'enfouissement de la section Nonesuch est atteint vers 1075 Ma, conséquence au flux basal de chaleur associé au rift. L'âge est en significative coïncidence avec la datation Rb-Sr des argiles (1075 Ma; Chaudhuri et Faure, 1967, dans Clauer et Chaudhuri, 1995) qui nous donne l'âge diagénétique tardif de la Formation Nonesuch et implique la déposition complète de la section Freda dans le district de White Pine (~3 km; Price et al., 1996). Les autres évidences disponibles (tab. 4.7) sur les températures atteintes durant l'enfouissement et la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal sont en accord avec la maturité thermique moyenne des dépôts et avec les températures maximales suggérées par les modélisations thermiques dans le district. Dans leur ensemble, tous ces éléments nous donnent une image sur le contexte thermique durant l'histoire diagénétique d'enfouissement des sédiments, au moins sur la marge sud du bassin équivalente au district de White Pine. Il est possible, selon l'intervalle des températures et le gradient géothermique fossile présumé (~55°C; Price et al., 1996) que la section Freda dans le district n'ait jamais dépassée 3 kilomètres d'épaisseur, et peut-être même moindre vers le synclinal Iron River, comme suggéré par les données sur l'expandabilité I/S (Price et McDowell, 1993).

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Au fur et à mesure que les données se sont accumulées, l'image acquise sur le dépôt sédimentaire particulier de la Formation Nonesuch, qui contient à White Pine le gisement stratiforme de cuivre, a changé constamment. Dans cette étude surtout bibliographique, où la réévaluation des données et la nouvelle interprétation du contexte géologique de la Formation Nonesuch nous révèle une histoire géologique beaucoup plus complexe pour le district de White Pine et des influences importantes sur la mise en place de la minéralisation cuprifère en stage principal, on retient quelques conclusions principales:

1. Le gisement de cuivre de White Pine se retrouve dans un contexte géologique particulier définit par: a) la nature deltaïque de l'encaissant sédimentaire; b) la proximité du complexe volcanique de Porcupine; et c) une caldera résurgente enfouie en profondeur. On considère que la nature économique du dépôt à White Pine, par rapport aux concentrations mineures dans les séquences similaires autour du bassin, exprime le contrôle local exercé par le flux thermique anomale associé à la présence en profondeur d'une caldera résurgente.

2. On propose la convection thermique libre comme mécanisme de circulation locale de fluides cuprifères à la base du toit sédimentaire de la Formation Nonesuch, conforme avec le modèle de la caldera volcanique résurgente. Le flux thermique anomale relié à une caldera résurgente semble capable à réchauffer les fluides cuprifères contenus dans l'aquifère de Copper Harbor, initier la convection thermique locale et diriger ainsi l'afflux cuprifère vers l'encaissant réduit de Nonesuch. La viabilité prolongée d'un tel mécanisme, comme suggéré par la persistance du régime anomale de chaleur dans les environnements modernes analogues, semble suffisante pour expliquer le dépôt économique en termes de quantités et concentrations en métaux.

3. Le contexte géologique particulier des Volcanites de Porcupine, certains éléments pétrographiques et structuraux connus dans le district White Pine ainsi que plusieurs indices indirects, suggèrent la formation d'une caldera résurgente dans le stage final d'évolution du complexe volcanique de Porcupine. Bien que des évidences directes manquent, il est possible que le stage final de résurgence de la caldera soit accompagné par l'emplacement d'un dôme central peu profond. Il pourraient mieux expliquer le flux de chaleur anomale bien après l'enfouissement de la caldera et son influence majeure sur les mécanismes de circulation des fluides minéralisateurs.

4. La nature définitivement terrigène du dépôt de Nonesuch, l'homogénéité de faciès surtout au niveau des séquences de prédominance argileuses ainsi que plusieurs évidences accumulée au cours des dernières années (voir section 5.1) mettent en

question l'interprétation lacustre du dépôt. Dans l'absence des évidences pour un milieu de lac salin, elles suggèrent une incursion marine dans le bassin du rift. L'interprétation implique une transgression du bassin Nonesuch et l'invasion des eaux sur les domaines occupés par le dépôt des cônes alluviaux de Copper Harbor. La liaison avec le domaine marin est présumée vers l'est le long du bassin du rift.

5. Dans le district de White Pine, la transgression Nonesuch s'est superposé sur le milieu de sédimentation lacustre déjà en place dans une dépression structurale probablement contrôlée par la subsidence de la caldera Porcupine. Les failles synsédimentaires et le régime de subsidence semblent favoriser l'installation d'une sédimentation deltaïque dans le district de White Pine. Le milieu est favorable pour le dépôt d'un encaissant sédimentaire riche en matière organique et pyrite, convenable à la minéralisation ultérieure. La minéralisation de cuivre en sulfures disséminées est contenue dans la section basale d'un complexe deltaïque qui inclut au moins deux lobes superposés et semble se développer sur la moitié de la section stratigraphique connue à White Pine.

6. La régression du bassin Nonesuch semble reliée à un certain soulèvement ressenti sur la bordure sud du graben central du rift et reflété dans l'évolution de l'assemblage de faciès dans la section stratigraphique à White Pine (sections 4.1.3 et 5.4). Il est possible que l'événement soit associé au début du chevauchement dans la région (1080 Ma; Cannon, 1994) et par extension aux processus de convergence continentale en Grenville.

Recommandations

1. On ne connaît pas la nature, la distribution et l'épaisseur du dépôt Nonesuch à travers le graben central du rift, vers le centre présumé du bassin de sédimentation. Ces informations sont importantes pour mieux évaluer le milieu de dépôt et ses relations avec les environnements contemporains. La géométrie des systèmes utilisés pour l'investigation sismique profonde ne permet pas la résolution du niveau Nonesuch dans la pile de sédiments accumulés dans le graben central du rift. Mais la sismique marine classique dans le domaine de fréquences de 40 à 80 Hz, qui permet une résolution verticale de dizaines de mètres ou moins, semble un bon outil pour l'identification et la cartographie du niveau Nonesuch sous le Lac Supérieur.

2. L'approche isotopique (les isotopes stables) semble caractériser les investigations des dernières années, l'une des façons utilisées pour aborder l'intimité des processus reliés à la minéralisation en cuivre connue à White Pine. Des études supplémentaires sur les compositions des isotopes stables pourraient élucider les aspects en question aujourd'hui. Par exemple:

a) La présence locale de la baryte en position interstitielle par rapport aux grains détritiques est mentionnée par Wiese (1973), d'ailleurs la seule mention qu'on a trouvé dans la littérature. Une investigation portant sur l'origine de la baryte pourrait clarifier sa présence dans les sédiments de la Formation Nonesuch. Dans l'éventualité d'une origine sédimentaire, sa présence dans le dépôt riche en pyrite de Nonesuch

semble significative pour le débat marin versus lacustre. Alors que les compositions *isotopiques du soufre* pourraient nous offrir une bonne estimation sur les valeurs caractéristiques de l'eau marine en Mésoprotérozoïque. Une telle estimation de la composition isotopique en soufre (de +14 à +18 ‰ ; Strauss et Schieber, 1990) est fournie par les valeurs obtenues pour la baryte contenue dans la formation marine de Newland (1400 à 1325 Ma; Schieber, 1985) du Supergroupe Belt au Montana.

b) Les compositions *isotopiques du bore* peuvent fournir des indications importantes sur la nature de l'environnement de déposition Nonesuch. En général, les sédiments marins anciens présentent systématiquement des valeurs $\delta^{11}B$ plus faibles (de –17,0 à –5,6 ‰; Ishikawa et Nakamura, 1993) que les sédiments marins modernes, en raison de l'échange isotopique du bore associé à la transformation des smectites en illite durant la diagénèse.

c) Les compositions *isotopiques du strontium* sont en général plus élevées dans les carbonates des eaux continentales, avec des variations locales selon le contexte géologique (Talbot et Allen, 1996). La composition isotopique du strontium dans un carbonate primaire, comme le niveau de Junior dans la Formation Nonesuch, située en dehors de la composition du strontium marin pour l'époque respective pourrait constituer un argument pour évaluer le milieu de dépôt Nonesuch.

3. Certains auteurs (p.ex., Imbus et al., 1992) en suivant l'interprétation lacustre, ont essayé d'expliquer l'abondance en pyrite pour l'environnement du dépôt de la Formation Nonesuch par l'existence des exhalations métallifères contemporaines

avec le dépôt sédimentaire. On suggère ainsi une origine synsédimentaire (SEDEX) de la minéralisation de cuivre en sulfures disséminées à White Pine. À notre avis, les évidences disponibles à présent soutiennent sans équivoque la nature diagénétique précoce de la minéralisation cuprifère en stage principal. Mais on ne peut pas tout simplement écarter la possibilité des exhalations métallifères locales dans le bassin de Nonesuch, un environnement de déposition développé dans un graben de rift. En subsidence thermique à l'époque et avec des failles profondes en bordures, l'évolution du bassin semble enregistrer une activité tectonique synsédimentaire et des manifestation volcaniques contemporaines. Au moins théoriquement, il y a un potentiel pour l'accumulation locale des concentrations métallifères exhalatives sur le fond du bassin, dans les éventuelles dépression topographiques reliées à la tectonique synsédimentaire. Et surtout dans les secteurs qui semblent enregistrer un volcanisme actif durant le dépôt de Nonesuch. Les alentours du Mont Porcupine pourraient constituer une telle cible pour l'exploration.

4. Les possibles implications économiques reliées à la présence d'une caldera résurgente dans le district de White Pine, comme proposé dans cette étude, ne sont pas à négliger. Les environnements modernes similaires révèlent un potentiel attrayant de minéralisation, surtout les calderas résurgentes (Sillitoe et Bonham, 1984). Les indices d'altération connus dans le district semblent confirmer l'existence d'une circulation hydrothermale reliée à l'évolution polyphasée de la caldera Porcupine. Passablement accompagnée d'une métallogénie particulière, le potentiel est à vérifier.

5. Les produits du volcanisme rhyolitique connus vers le sommet de la Péninsule Keweenaw ont constitué l'objet d'études (Robertson, 1975; Nicholson, 1992). Bien qu'ils sont localisés plus bas dans la section stratigraphique des Volcanites de Portage Lake, une analyse comparative avec les Volcanites de Porcupine serait intéressante pour mieux apercevoir la position du volcanisme type Porcupine dans l'ensemble du volcanisme rhyolitique dans la péninsule.

6. Avec le concept d'une caldera résurgente dans le district de White Pine et les modèles de Garven reliés à l'implication de l'écoulement souterrain dans la genèse des gisements des bassin sédimentaires (Garven, 1995; Garven et Raffensperger, 1997), une modélisation mathématique et une simulation hydrologique pour le bassin de Nonesuch seraient sans doute attrayantes.

RÉFÉRENCES

ALLEN, D.J., BRAILE, L.W., HINZE, W.J., MARIANO, J. (1995). The Midcontinent rift system, USA: a major Proterozoic continental rift; *dans* Olsen, K.H., ed., Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Elsevier, New York, p.375-407.

ALLEN, D.J., HINZE, W.J., DICKAS, A.B., MUDREY, M.G. Jr. (1997). Integrated geophysical modeling of the North American Midcontinent Rift System: new interpretations for western Lake Superior, northwestern Wisconsin, and eastern Minnesota; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.47-72.

ALMOND, D.C. (1977). The Sabaloka igneous complex, Sudan. *Phil. Trans. Roy. London*, A 287, p.595-633.

ANDERSON, R.R. (1993). Overview of petroleum potential of Proterozoic clastic rocks of the Midcontinent Rift System in Iowa. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, v.25, no.3, p.2-3.

ANDERSON, R.R. (1997). Keweenawan Supergroup clastic rocks in the Midcontinent Rift of Iowa; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.211-230.

AREHART, G.B. (1992). Age and fluid chemistry of sediment-hosted disseminated gold deposits in the Great Basin, Nevada. *Unpublished Ph.D. thesis*, University of Michigan.

ARRIBAS, A., Jr., CUNNIGHAM, C.G., RYTUBA, J.J., RYE, R.O., KELLY, W.C., PODWYSOCKI, M.H., McKEE, E.H., TOSDAL, R.M. (1995). Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, v.90, p.795-822.

BARGHOORN, E.S., MEINSCHEIN, W.G., SCHOPF, J.W. (1965). Paleobiology of a Precambrian shale. *Science*, v.148, p.461-472.

BEHRENDT, J.C., GREEN, A.G., CANNON, W.F., HUTCHINSON, D.R., LEE, M.W., MILKEREIT, BERND, AGENA, W.F., SPENCER, C. (1988). Crustal structure of the Midcontinent rift system: Results from GLIMPCE deep seismic reflection profiles. *Geology*, v.16, p.81-85.

BEHRENDT, J.C., HUTCHINSON, D.R., LEE, M., THORNBER, C.R., TRÉHU, A., CANNON, W.F., GREEN, A. (1990). GLIMPCE seismic reflection evidence of deep-crustal and upper-mantle intrusions and magmatic underplating associated with the Midcontinent Rift System of North America. *Tectonophysics*, v.173, p.595-615.

BERENDSEN, P. (1997). Tectonic evolution of the Midcontinent rift system in Kansas; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.235-242.

BERENDSEN, P., BARCZUK, A. (1993). Petrography and correlation of Precambrian clastic sedimentary rocks associated with Midcontinent Rift System. *US Geological Survey* Bulletin 1989-E, p.E1-E20.

BERGER, B.R., EIMON, P.I. (1982). Comparative models of epithermal silver-gold deposits. *Society of Mining Engineers* AIME Preprint 82-13, 14p.

BERNER, R.A. (1980). Early diagenesis – a theoretical approach. Princeton University Press, 237p.

BERNER, R.A. (1984). Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.48, p.605-618.

BETHKE, C.M. (1989). Modeling subsurface flow in sedimentary basins. *Geol. Rundsch.*, v.78, no.1, p.129-154.

BORNHORST, T.J. (1997). Tectonic context of native copper deposits of the North American Midcontinent rift system; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America* Special Paper 312, p.127-136.

BORNHORST, T.J., PACES, J.B., GRANT, N.K., OBRADOVICH, J.D., HUBER, N.K. (1988). Age of native copper mineralization, Keweenawan Peninsula, Michigan. *Economic Geology*, v.83, p.619-625.

BROWN, A.C. (1965). Mineralogy at the top of the coupriferous zone, White Pine mine, Ontonagon County, Michigan. *M.S. thesis*, University of Michigan, Ann Arbor, 81 p

BROWN, A.C. (1968). Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan; *Ph.D thesis*, University of Michigan, Ann Arbor.

BROWN, A.C. (1970). Environments of generation of some base-metal ore deposits (discussion). *Economic Geology*, v.65, p.60-61.

BROWN, A.C. (1971). Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonogan County, Michigan. *Economic Geology*, v.66, p.543-573.

BROWN, A.C. (1974). An epigenetic origin for stratiform Cd-Pb-Zn sulphides in the lower Nonesuch Shale, White Pine, Michigan. *Economic Geology*, v.69, p.271-274.

BROWN, A.C. (1981). Stratiform copper deposits and pene-exhalative environments. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 13, no.7, p.418.

BROWN, A.C. (1984). Alternative sources of metals for stratiform copper deposits. *Precambrian Research*, v.25, p.61-74.

BROWN, A.C. (1993). Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits; *dans* Sheahan, P.A., Cherry, M.E., eds., Ore Deposit Models, Volume 2. *Geoscience Canada Reprint Series 6*, p.99-115.)

BROWN, A.C. (1997). World-class sediment-hosted stratiform copper deposits: characteristics, genetic concepts and metallotects. *Australian Journal of Earth Sciences*, v.44, no.3, p.317-328.

BROWN, A.C. (2001). Redbeds: source of metals for sediment-hosted stratiform copper, sandstone copper, sandstone lead and sandstone uranium-vanadium deposits; *dans* Lentz, D.R., ed., Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 15*, (sous-presse).

BROWN, A.C., TRAMMELL, J.W. (1966). Zoning of the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan (abstract). *Economic Geology*, v.61, p.1308.

BROWN, K.C. (1989). Extensional models applied to the North American Midcontinent rift beneath Lake Superior. *Unpublished M.Sc. thesis*, Dalhousie University, Halifax, N.S.

BURNE, R.V., MOORE, L.S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, v.2, p.241-254.

BURNIE, S.W., SCHWARTZ, H.P., CROCKETT, J.H. (1972). A sulfur isotopic study of the White Pine mine, Michigan. *Economic Geology*, v.67, p.895-914.

BUTLER, B.S., BURBANK, W.S. (1929). The copper deposits of Michigan. *US Geological Survey Professional Paper* 144, 238 p.

CANNON, W.F., GREEN, A.G., HUTCHINSON, D.R., MYUNG, L., MILKEREIT, B., BEHRENDT, J.C., HALLS, H.C., GREEN, J.C., DICKAS, A.B., MOREY, G.B., SUTCLIFFE, R.H., SPENCER, C. (1989). The North American Midcontinent Rift beneath Lake Superior from GLIMPCE seismic reflection profiling. *Tectonics*, v.8, p.305-332.

CANNON, W.F., NICHOLSON, S.W. (1992). Revisions of stratigraphic nomenclature within the Keweenawan Supergroup of northern Michigan. *US Geological Survey Bulletin*, 1970-A, p.A1-A8.

CANNON, W.F., PETERMAN, Z.E., SIMS, P.K. (1993). Crustal-scale thrusting and origin of the Montreal River monocline – a 35 kilometer-thick cross section of the midcontinent rift in northern Michigan and Wisconsin. *Tectonics*, v.12, p.728-744.

CANNON, W.F. (1994). Closing of the Midcontinent rift – a far-field effect of Grenvillian compression. *Geology*, v.22, p.155-158.

CARLSON, M.P. (1997). Tectonic implications and influence of the Midcontinent rift system in Nebraska and adjoining areas; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.231-234.

CARR, S.D., EASTON, E.M., JAMIESON, R.A., CULSHAW, N.G. (2000). Geologic transect across the Grenville Orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.37, p.193-216.

CHAMLEY, H. (1989). Clay sedimentology. Springer-Verlag, New York, 623p.

CHILINGAR, G.V., WOLF, K.H., eds. (1988). Diagenesis, I. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, v.41, 591p.

CLAUER, N., CHAUDHURI, S. (1995). Clays in crustal environments: Isotope dating and tracing. Springer-Verlag, 359p.

CORRIGAN, D., HANMER, S. (1995). Arc accretion, thickening, post-collisional extension and plutonism in the Grenville orogen; constraints from the Mauricie region, south-central Québec. Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of Early-Mid Precambrian orogenic belts, Montreal, Québec. *Program and Abstracts*, p.106.

COVENEY, R.M. Jr., WATNEY, W.L., MAPLES, C.G. (1991). Contrasting depositional models for Pennsylvanian black shale discerned from molybdenum abundance. *Geology*, v.19, p.147-150.

CULSHAW, N.G., JAMIESON, R.A., KETCHUM, J.F.W., WODICKA, N., CORRIGAN, D., REYNOLDS, P.H. (1997). Transect across the northwestern Grenville Orogen, Georgian Bay, Ontario: Polystage convergence and extension in the lower orogenic crust. *Tectonics*, v.16 (6), p.966-982.

DANIELS, P.A., Jr. (1982). Upper Precambrian sedimentary rocks: Oronto Group, Michigan-Wisconsin; *dans* Wold, R.J., Hinze, W.J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America Memoir* 156, p.107-133.

DAVIDSON, A. (1995). A review of the Grenville orogen in its North American type area. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v.16, p.3-24.

DAVIS, D.W., SUTCLIFFE, R.H. (1985). U-Pb ages from the Nipigon plate and nothern Lake Superior. *Geological Society of America Bulletin*, v.96, p.1572-1579.

DAVIS, D.W., PACES, J.B. (1990). Time resolution of geologic events on the Keweenaw Peninsula and implications for development of the Midcontinent rift system. *Earth and Planetary Science Letters*, v.97, p.54-64.

DAVIS, D.W., GREEN, J.C. (1997). Geochronology of the North American Midcontinent rift in western Lake Superior and implications for its geodynamic evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.34, p.476-488.

DICKAS, A.B., MUDREY, M.G. Jr., OJAKANGAS, R.W., SHRALA, D.I. (1992). A possible southeastern extension of the Midcontinent Rift System located in Ohio. *Tectonics*, v.11, p.1406-1414.

DICKAS, A.B., MUDREY, M.G. Jr. (1997). Segmented structure of the Middle Proterozoic Midcontinent rift system, North America; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.37-46.

DIEHL, J.F., HAIG, T.D. (1994). A paleomagnetic study of the lava flows within the Copper Harbor Conglomerate, Michigan: new results and implications. *Canadian Jouranal of Earth Sciences*, v.31, p.369-380.

EASTON, R.M. (1992). The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario; *dans* Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Stott, G.M., eds., The Geology of Ontario, Special Volume 4(2), p.715-904.

EHRLICH, R., VOGEL, T.A. (1971). Depositional and diagenetic models for the lower Nonesuch Shale based on lithological variation. *Unpublished Technical Report*, White Pine Copper Company, White Pine, Michigan, 121p.

ELMORE, R.D. (1981). The Copper Harbor Conglomerate and Nonesuch Shale: sedimentation in a Precambrian intracontinental rift, Upper Michigan. *Ph.D thesis*, University of Michigan, Ann Arbor, 192p.

ELMORE, R.D. (1983). Precambrian non-marine stromatolites in alluvial fan deposits, the Copper Harbor Conglomerate, upper Michigan; *Sedimentology*, v.30, p.829-842.

ELMORE, R.D. (1984). The Copper Harbor Conglomerate: a late Precambrian fining-upward alluvial fan sequence in northern Michigan. *Geological Society of America Bulletin*, v.95, p.610-617.

ELMORE, R.D., MILAVEC, G., IMBUS, S., ENGEL, M. (1989). The Precambrian Nonesuch Formation of the North-American Mid-Continent Rift: Sedimentology and organic geochemical aspects of lacustrine deposition. *Precambrian Research*, v.43, p.191-213.

ENSIGN, C.O., Jr., WHITE, W.S., WRIGHT, J.C., PATRICK, J.L., LEONE, R.J., HATHAWAY, D.J., TRAMMELL, J.W., FRITTS, J.J., WRIGHT, T.L. (1968). Copper deposits in the Nonesuch Shale, White Pine, Michigan; *dans* Ridge, J.D., ed., Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales Volume). American Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Engineers, p.460-488.

FRANCIS, P. (1993). Volcanoes: a planetary perspective. Oxford University Press, New York, 443p.

GARVEN, G. (1995). Continental-scale groundwater flow and geological processes. *Annual Revues of Earth and Planetary Sciences*, v.23, p.89-117.

GARVEN, G., RAFFENSPERGER, J.P. (1997). Hydrology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins; *dans* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, *3rd edition*. JohnWiley and Sons, p.125-228.

GOWER, C.F. (1996). The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada; *dans* Brewer, T.S., ed., Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. *Geological Society of London, Special Publication 112*, p.197-218.

GREEN, J.C. (1989). Physical volcanology of mid-Proterozoic plateau lavas: the Keweenawan North Shore Volcanic Group, Minnesota. *Geological Society of America Bulletin* 101, p.486-500.

GRIMES, J.G. (1977). Geochemistry and petrology of Keweenawan rhyolites and associated rocks, Portage Lake Volcanics, Michigan. *M.Sc. thesis*, Michigan Technological University, Houghton, Michigan, 80p.

HAMBLIN, W.K., HORNER, W.J. (1961). Sources of the Keweenawan conglomerates of northern Michigan. *Journal of Geology*, v.69, p.204-211.

HAMILTON, S.K. (1967). Copper mineralization in the upper part of the Copper Harbor Conglomerate at White Pine, Michigan. *Economic Geology*, v.62, p.885-904.

HAMILTON, D.A., MEREU, R.F. (1993). 2-D tomographic imaging across the North American Midcontinent Rift system. *Geophysical Journal International*, v.112, p.344-358.

HENRY, S.G., MAUK, F.J., VAN DER VOO, R. (1977). Paleomagnetism of the upper Keweenawan sediments: the Nonesuch Shale and Freda Sandstone. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.14, p.1128-1138.

HIESHIMA, G.B. (1992). Organic and isotopic geochemical study of the Middle Proterozoic Nonesuch Formation, North American Midcontinent Rift. *Ph.D thesis*, Indiana University, Bloomington, 172p.

HIESHIMA, G.B., ZABACK, D.A., PRATT, L.M. (1989). Petroleum potential of Precambrian Nonesuch Formation, Midcontinent Rift system (abstract). *American Association of Petroleum Geologists* Bulletin 73, p.363.

HIESHIMA, G.B., PRATT, L.M. (1991). Sulfur/carbon ratios and extractable organic matter of the Middle Proterozoic Nonesuch Formation, North American Midcontinent Rift. *Precambrian Research*, v.54, p.65-79.

HILLIER, S. (1993). Origin, diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian Basin, Scotland. *Clay and Clay Minerals*, v.41, no.12, p.240-259.

HINZE, W.J., BRAILE, L.W., CHANDLER, V.W. (1990). A geophysical profile of the sothern margin of the Midcontinent rift system in western Lake Superior. *Tectonics*, v.9, p.303-310.

HINZE, W.J., ALLAN, D.J., FOX, A.J., SUNWOOD, D., WOELK, T., GREEN, A.G. (1992). Geophysical investigations and crustal structure of the North American Midcontinent Rift system. *Tectonophysics*, v.213, p.17-32.

HINZE, W.J., ALLEN, D.J., BRAILE, L.W., MARIANO, J. (1997). The Midcontinent rift system: a major Proterozoic continental rift; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America* Special Paper 312, p.7-36.

HITE, D.M. (1968). Sedimentology of the upper Keweenawan sequence of northern Wisconsin and adjacent Michigan. *Ph.D thesis*, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, 217p.

HO, E.S., MEYERS, P.A., MAUK, J.L. (1990). Organic geochemical study of mineralization in the Keweenawan Nonesuch Formation at White Pine, Michigan. *Organic Geochemistry*, v.16, p.229-234.

HOERING, T.C. (1965). The extractable organic matter in Precambrian rocks and the problem of contamination; *dans* Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory. *Carnegie Institution Yearbook*, v.64, 250p.

HOFFMAN, P.F. (1988). United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Revues of Earth and Planetary Sciences*, v.16, p.543-603.

HOY, L.D., OHMOTO, H. (1989). Constraints for the genesis of redbed-associated stratiform Cu deposits from sulphur and carbon mass-balance relations; *dans* Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson,C.W., Jowett, E.C., Kirkham,R.W., eds., Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. *Geological Association of Canada Special Paper* 36, p.135-149.

HUBBARD, H.A. (1975a). Geology of Porcupine Mountains in Carp River and White Pine quadrangles, Michigan. *US Geological Survey Journal of Research*, v.3, p.519-528.

HUBBARD, H.A. (1975b). Lower Keweenawan volcanic rocks of Michigan and Wisconsin. *US Geological Survey Journal of Research*, v.3, p.529-541.

HUTCHINSON, D.R., WHITE, R.S., CANNON, W.F., SCHULZ, K.J. (1990). Keweenaw hotspot: Geophysical evidence for a 1.1 Ga mantle plume beneath the Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, v.95, p.10869-10884.

HUYCK, H.L.O. (1990). When is a metalliferous black shale not a black shale? *US Geological Survey Circular* 1058, p.42-56.

IMBUS, S.W., ENGEL, M.H., ELMORE, R.D., ZUMBERGE, J.E. (1988). The origin, distribution and hydrocarbon generation potential of organic-rich facies in the Nonesuch Formation, Central North American Rift system: A regional study. *Organic Geochemistry*, v.13, p.207-219.

IMBUS, S.W., MACKO, S.E., ELMORE, R.D., ENGEL, M.H. (1992). Stable isotope (C, S, N) and molecular studies on the Precambrian Nonesuch Shale (Wisconsin-Michigan, USA): Evidence for differential preservation rates, depositional environment and hydrothermal influence. *Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section)*, v.101, p.255-281.

ISHIKAWA, T., NAKAMURA, E. (1993). Boron isotope systematics of marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v.117, p.567-580.

JOHNSON, R.C., ANDREWS, R.A., NELSON, W.S., SUSZEK, T., SIKKILA, K. (1995). Geology and mineralization of the White Pine copper deposit. International Geologic Correlation Program, *Field Trip Guide.*

JOHNSON, R.L. (1973). The petrology pebble morphology and origin of the Outer Conglomerate (upper member Copper Harbor Conglomerate) Keweenaw Peninsula, Michigan. *M.Sc. thesis* Michigan Technological University, Houghton, Michigan, 82p.

JOHNSON, R.F., WHITE, W.S. (1969). Preliminary report on the bedrock geology and copper deposits of the Matchwood quadrangle, Ontonagon County, Michigan. *US Geological Survey Open-File Report*, 31p., 1 map, scale 1:62 500.

JOLLY, W.T. (1974). Behaviour of Cu, Zn and Ni during prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Keweenawan basalts, northern Michigan. *Economic Geology*, v.69, p.1118-1125.

JOST, M. (1968). The White Pine copper district: Mineralogical investigation and genetic interpretation. *Unpublished Ph.D. dissertation*, Johannes Gutenberg University, Mainz, Federal Republic of Germany.

KALLIOKOSKI, J. (1982). Jacobsville Sandstone; *dans* Wold, R.J., Hinze, W.J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America Memoir* 156, p.147-156.

KEMP, A.E.S. (1991). Mid Silurian pelagic and hemipelagic sedimentation and palaeooceanography; *dans* Basset, M.G. et al., eds., The Murchison Symposium. *Special Papers in Palaeontology*, v.44, p.261-299.

KETCHUM, J.F.W., KROGH, T.E. (1997). U-Pb constraints on high-pressure metamorphism in the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville orogen. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Ottawa'97, *Program with Abstracts*, 22, p.A78.

KLEWIN, K.W., BERG, J.H. (1991). Petrology of the Keweenawan Mamainse Point lavas, Ontario: Petrogenesis and continental rift evolution. *Journal of Geophysical Research*, v.96 (B1), p.457-474.

KLEWIN, K.W., SHIREY, S.B. (1992). The igneous petrology and magmatic evolution of the Midcontinent rift system. *Tectonophysics*, v.213, p.33-40.

KOPYDLOWSKI, P.J. (1983). The Oak Bluff volcanics, a middle Keweenawan central volcano: Porcupine Mountains region, Michigan. *Unpublished M.Sc. thesis*, Michigan Technological University, Houghton, Michigan, 88 p.

KROGH, T.E., CORFU, F., DAVIS, D.W., DUNNING, G.R., HEAMAN, L.M., KAMO, S.L., MACHADO, N., GREENOUGH, J.D., NAKAMURA, E. (1987). Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon; *dans* Halls, H.C., Fahrig, W.F., eds., Mafic dyke swarms. *Geological Association of Canada Special Paper* 34, p.147-152.

LACHENBRUCH, A.H., SASS, J.H., GALANIS, S.P., Jr. (1985). Heat flow in the southernmost california and the origin of the Salton Trough. *Journal of Geophysical Research*, v.90, p.6709-6736.

LEVENTHAL, J.S. (1983). An interpretation of carbon and sulfur relationships in the Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.47, p.133-137.

LUPPENS, J.A. (1970). Distribution of mercury in selected drill holes from the White Pine copper deposit, White Pine, Michigan. *M.Sc. thesis*, University of Toledo, Toledo.

LYONS, T.W., BERNER, R.A. (1992). Carbon-sulfur-iron systematics of the uppermost deep-water sediments of the Black Sea; *Chemical Geology*, v. 99, p.1-27.

MAHON, D.A. (1990). The source rock potential of the Nonesuch Formation, White Pine district, Michigan. *M.Sc. thesis*, University of Toledo, Toledo.

MARIANO, J., HINZE, W.J. (1994). Structural interpretation of the Midcontinent rift in eastern Lake Superior from seismic reflection and potential-field studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.31, p.619-628.

MAUK, J.L. (1993). Geological and geochemical investigations of the White Pine sediment-hosted stratiform copper deposit, Ontonagon County, Michigan. *Ph.D thesis*, University of Michigan, Ann Arbor.

MAUK, J.L., HIESHIMA, G.B. (1992). Organic matter and copper mineralization at White Pine, Michigan. *Chemical Geology*, v.99, p.189-211.

MAUK, J.L., KELLY, W.C., VAN DER PLUIJM, B.A., SEASOR, R.W. (1992). Relations between deformation and sediment-hosted copper mineralization: Evidence from the White Pine portion of the Midcontinent rift system. *Geology*, v.20, p.427-430.

McKIRDY, D.M., HAHN, J.H. (1982). The composition of kerogen and hydrocarbons in Precambrian rocks; *dans* Holand, H.D., Schidlowski, M., eds., Mineral deposits and the evolution of the biosphere. Springer-Verlag, New-York, p.123-154.

McLELLAND, J., DALY, J.S., McLELLAND, J.M. (1996). The Grenvillian orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. *Tectonophysics*, v.265, p.1-28.

MEINSCHEIN, W.G., BARGHOORN, E.S., SCHOPF, J.W. (1964). Biological remnants in a Precambrian sediment. *Science*, v.145, p.262-263.

MERK, G.P., JIRSA, M.A. (1982). Provenance and tectonic significance of the Keweenawan interflow sedimentary rocks; *dans* Wold, R.J., Hinze, W.J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America Memoir* 156, p.97-106.

MIALL, D.A. (1990). Principles of sedimentary basin analysis, *2nd edition*. Springer-Verlag, New york, , 668p.

MILLER, J.D. Jr., CHANDLER, V.W (1997). Geology, petrology, and tectonic significance of the Beaver Bay Complex, northeastern Minnesota; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America Special Paper* 312, p.73-96.

MOLDOWAN, J.M., FAGO, J.F., LEE, C.Y., JACOBSON, S.R., WATT, D.S., SLOUGUI, N.E., JEGANATHAN, A., YOUNG, D.C. (1990). Sedimentary 24-*n*-propylcholestanes, molecular fossils diagnostic of marine algae. *Science*, no.247, p.309-312.

MOREY, G.B., OJAKANGAS, R.W. (1982). Keweenawan sedimentary rocks of eastern Minnesota and northwestern Wisconsin; *dans* Wold, R.J., Hinze, W.J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America Memoir* 156, p.135-146.

MOREY, G.B., VAN SCHMUS, W.R. (1988). Correlation of Precambrian rocks of the Lake Superior region, United States. *US Geological Survey Professional Paper* 1241-F, 31 p.

NEUZIL, C.E. (1994). How permeable are clays and shales? *Water Resources Research*, v.30, no.2, p.145-150.

NICHOLSON, S.W. (1992). Geochemistry, petrography, and volcanology of rhyolites of the Portage Lake Volcanics, Keweenaw Peninsula, Michigan. *US Geological Survey Bulletin* 1970-B, p. B1-B57.

NICHOLSON, S.W., SCHULZ, K.J., CANNON, W.F., WOODRUFF, L.G. (1991). The Porcupine Mountains area, Michigan – a Keweenawan central volcano? Institute on Lake Superior Geology, Annual Meeting, *Proceedings and Abstracts*, v.37, p.79-81.

NICHOLSON, S.W., CANNON, W.F., SCHULZ, K.J. (1992). Metallogeny of the Midcontinent Rift System of North America. *Precambrian Research*, v.58, p.355-386.

NICHOLSON, S.W., SHIREY, S.B., SCHULZ, K.J., GREEN, J.C. (1997). Rift-wide correlation of 1.1 Ga Midcontinent rift system basalts: implications for multiple mantle sources during rift development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.34, p.504-520.

NISHIOKA, G.K., KELLY, W.C., LOHMANN, K.C. (1985). Stable isotope geochemistry and P-T-X conditions of late vein mineralization at White Pine, Michigan. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, p.678.

OHMOTO, H., GOLDHABER, M.B. (1997). Sulfur and Carbon Isotopes; *dans* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, *3rd edition*. JohnWiley and Sons, p.517-612.

OHR, M. (1993). U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd dating of diagenesis and mineralization in the Late Proterozoic Nonesuch Formation, northern Michigan. *Unpublished disertation*, Ann Arbor, University of Michigan, p.97-142.

OJAKANGAS, R.W., MOREY, G.B. (1982). Keweenawan sedimentary rocks of the Lake Superior region; *dans* Wold, R.J., Hinze, W.J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America* Memoir 156, p.157-164.

PACES, J.B., MILLER, J.D. (1993). Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, v.98, p.13997-14013.

PALMER, H.C., HALLS, H.C. (1986). Paleomagnetism of the Powder Mill Group, Michigan and Wisconsin: a reassessment of the Logan loop. *Journal of Gephysical Research*, v.91, p.11571-11580.

PALMER, H.C., DAVIS, D.W. (1987). Paleomagnetism and U-Pb geochronology of volcanic rocks from Michipicoten Island, Lake Superior, Canada: precise calibration of the Keweenawan polar wander track. *Precambrian Research*, v.37, p.157-171.

PALMER, M.R., SWIHART, G.H. (1996). Boron isotope geochemistry: An overview; *dans* Grew, E.S., Anovitz, L.M., eds., Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy Volume 33*, p.709-744.

POTER, P.E., MAYNARD, J.B., PRYOR, W.A. (1980). Sedimentology of shale. Springer-Verlag, 306p.

PRATT, L.M., SUMMONS, R.E., HIESHIMA, G.B. (1991). Sterane and triterpane biomarkers in the Precambrian Nonesuch Formation, North American Midcontinent Rift. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.55, p.911-916.

PRICE, K.L., McDOWELL, S.D. (1993). Illite/smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, Midcontinent rift system. *Clays and Clay Mminerals*, v.41, p.134-147.

PRICE, K.L., HUNTOON, J.E., McDOWELL, S.D. (1996). Thermal history of the 1.1 Ga Nonesuch Formation, North American Midcontinent rift at White Pine, Michigan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.80, p.1-15.

RAISWELL, R., BUCKLEY, F., BERNER, R.A., ANDERSON, T.F. (1988). Degree of pyritisation of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.58, p.812-819.

READING, H.G., COLLINSON, J.D. (1996). Clastic coasts; *dans* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, *3rd edition*. Blackwell Science, p.154-231.

REED, M., HAYNES, D.W. (1990). Oxidation state control of metal concentration in red-bed-derived ore fluids. *Geological Society of America*, *Abstracts with Programs 22*, no.7, A223.

REYNOLDS, R.C. (1965). The concentration of boron in Precambrian seas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.29, p.1-16.

RIVERS, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, v.86, p.117-154.

RIVERS, T., CORRIGAN, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.37, p.359-383.

ROBERTSON, J.M. (1975). Geology and mineralogy of some copper sulfide deposits near Mount Bohemia, Keweenaw County, Michigan. *Economic Geology*, v.70, p.1202-1224.

ROSE, A.W. (1976). The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. *Economic Geology*, v.71, p.1036-1048.

ROSE, A.W. (1989). Mobility of Copper and other heavy metals in sedimentary environments; *dans* Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson,C.W., Jowett, E.C., Kirkham,R.W., eds., Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. *Geological Association of Canada Special Paper 36*, p.97-110.

RYTUBA, J.J., GLANZMAN, R.K. (1979). Relation of mercury, uranium, and lithium deposits to the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon. *Nevada Bureau of Mdanses Geology Report 33*, p.109-117.

SAEMUNDSSON, K. (1978). Fissure swarms and central volcanoes of the neovolcanic zones of Iceland; *dans* Bowes, D.W., Leake, B.E., eds., Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. Seel House Press, Liverpool, p.415-431.

SAEMUNDSSON, K. (1979). Outline of the geology of Iceland. *Jökul*, v.29, p.7-27.

SAWKINS, J.F. (1982). Metallogenesis in relation to rifting; *dans* Palmason,G., ed., Continental an oceanic rifts. *American Geophysics Union–Geological Society of America, Geodynamics Series*, no.8, p.259-270.

SCHIEBER, J. (1985). The relationship between basin evolution and genesis of stratiform sulfide horizons in Mid-Proterozoic sediments of central Montana (Belt Supergroup). *Ph.D. dissertation*, University of Oregon.

SEXTON, J.L., HENSON, H., Jr. (1994). Interpretation of seismic reflection and gravity profile data in western Lake Superior. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.31, p.652-660.

SHIREY, S.B., KLEWIN, K.W., BERG, J.H., CARLSON, R.W. (1994). Temporal changes in the sources of flood basalts: isotopic and trace element evidence from the 1100 Ma old Keweenawan Mamainse Point Formation, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.58, p.4475-4490.

SHIREY, S.B. (1997). Re-Os isotopic composition of Midcontinent rift system picrites: implications for plume-lithosphere interaction and enriched mantle sources. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.34, p.489-503.

SIBSON, R.H. (1990). Faulting and fluid flow; *dans* Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust. *Mineralogical Association Canada*, *Short Course Volume* 18, p.93-102.

SILLITOE, R.H., BONHAM, H.F., Jr. (1984). Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, v.79, p.1286-1298.

SKIDLOWSKI, M., HAYES, J.M., KAPLAN, I.R. (1983). Isotopic inferences of ancient biochemistry: Carbon, Sulfur, Hydrogen and Nitrogen; *dans* Schopf, J.W., ed., Earth's Earliest Biosphere. Princeton University Press, Princeton, NJ, p.149-186.

SLACK, J.F., LIPMAN, P.W. (1979). Chronology of alteration, mineralization, and caldera evolution in the Lake City area, western San Juan Mountains, Colorado. *Nevada Burea of Mines* Geology Report 33, p.151-157.

SLINEY, R.E. (1988). Comparative mineralogy and geochemistry of a stratigraphic unit within the upper shale member of the Nonesuch Formation, White Pine, Michigan. *Unpublished M.Sc. thesis*, University of Michigan, Ann Arbor, 60 p.

SMITH, R.L., SHAW, H.R. (1975). Igneous-related geothermal systems; *dans* White, D.E., ed., Assessment of geothermal resources of the United States – 1975. *US Geological Survey* Circular726, p.58-83.

STEVEN, T.A., LIPMAN, P.W. (1976). Calderas of the San Juan volcanic field, south-western Colorado. *US Geological Survey* Professional Paper 958, 35p.

STOIBER, R.E., DAVIDSON, E.S. (1959). Amygdule mineral zoning in the Portage Lake Lava Series, Michigan copper district. *Economic Geology*, v.54, p.1250-1460.

STRAUSS, H., SCHIEBER, J. (1990). A sulfur isotope study of pyrite genesis: The Mid-Proterozoic Newland Formation, Belt Supergroup, Montana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.54, p.197-204.

SUSZEK, T.J. (1997). Petrography and sedimentation of the Middle Proterozoic (Keweenawan) Nonesuch Formation, western Lake Superior region, Midcontinent Rift System; *dans* Ojakangas, R.W., Dickas, A.B., Green, J.C., eds., Middle Proterozoic to Cambrian rifting, central North America. *Geological Society of America* Special Paper 312, p.195-210.

SWENSON, J.B., PERSON, M. (2000). The role of basin-scale transgression and sediment-compaction in stratiform copper mineralization: implications from White Pine, Michigan, USA. *Journal of Geochemical Exploration*, v.69-70, p.239-243.

TALBOT, M.R., ALLEN, P.A. (1996). Lakes; *dans* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy. *Blackwell Sci.*, 3rd ed., p.83-124.

TUCKER, M.E. (1991). Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks (2nd edition). Blackwell Scientific Publications.

TYSON, R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks; *dans* Brooks, J.R.V; Fleet, A.J., eds., Marine petroleum source rocks. *Geological Society of London Special Publication* 26, p.47-68.

VAN SCHMUS, W.R. (1992). Tectonic setting of the Midcontinent Rift System. *Tectonophysics*, v.213, p.1-15.

VAN SCHMUS, W.R., HINZE, W.J. (1985). The Midcontinent Rift System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.13, p.345-383.

VAN SCHMUS, W.R., BICKFORD, M.E., ZIETZ, I. (1987). Early and Middle Proterozoic provinces in the central United States; *dans* Kröner, A., ed., Proterozoic lithospheric evolution. *American Geophysical Union Geodynamics Series*, v.17, p.43-68.

VELDE, B. (1992). Introduction to clay minerals. Chapman & Hall, 198p.

ZARTMAN, R.E., NICHOLSON, S.W., CANNON, W.F., MOREY, G.B. (1997). U-Th-Pb zircon ages of some Keweenawan Supergroup rocks from the south shore of Lake Superior. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.34, p.549-561.

WALKER, G.P.L. (1966). Acid volcanic rocks in Iceland. *Bulletin Volcanologique*, v.29, p.375-402.

WALKER, G.P.L. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Resarch*, v.89, p.8407-8416.

WALKER, J.R. (1993). Chlorite polytype geothermometry. *Clay and Clay Minerals*, v.41, no.2, p.260-267.

WALKER, T.R. (1989). Application of diagenetic alterations in redbeds to the origin of copper in stratiform copper deposits; *dans* Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson,C.W., Jowett, E.C., Kirkham,R.W., eds., Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. *Geological Association of Canada Special Paper 36*, p.85-96.

WEAVER, C.E. (1989). Clays, Muds, and Shales. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, v.44, 819p.

WHITE, R.S. (1997). Mantle temperature and lithospheric thinning beneath the Midcontinent rift system: evidence from magmatism and subsidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.34, p.464-475.

WHITE, W.S. (1960). The White Pine copper deposit (discussion). *Economic Geology*, v.55, p.402-410.

WHITE, W.S. (1968). The native-copper deposits of northern Michigan; *dans* Ridge, J.D., ed., Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales Volume). American Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Engineers, p.303-326.

WHITE, W.S. (1971a). Geologic setting of the Michigan copper district; *dans* White, W.S., ed., Michigan copper district. *Society of Economic Geologists Field Conference Guidebook* , Michigan Technological University Press, Houghton, Michigan, p.3-18.

WHITE, W.S. (1971b). A paleohydrologic model for mineralization of the White Pine copper deposit, northern Michigan. *Economic Geology,* v.66, p.1-13.

WHITE, W.S. (1972a). The base of the upper Keweenawan, Michigan and Wisconsin. *US Geological Survey Bulletin* 1354-F, 23 p.

WHITE, W.S. (1972b). Keweenawan flood basalts and continental rifting. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* v.4, no.7, p.732-734.

WHITE, W.S., WRIGHT, J.C. (1954). The White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan. *Economic Geology,* v.49, p.675-716.

WHITE, W.S., WRIGHT, J.C. (1966). Sulfide-mineral zoning in the basal Nonesuch Shale, northern Michigan. *Economic Geology,* v.61, p.1171-1190.

WIESE, R.G., Jr. (1973). Mineralogy and geochemistry of the Parting Shale, White Pine, Michigan. *Economic Geology,* v.68, p.317-331.

WIGNALL, P.B. (1994). Black Shales. Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford UK, *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, v.30, 127p.

WIGNALL, P.B., HALLAM, A. (1992). Anoxia as a cause of Permian/Triassic extinction: facies evidence from northern Italy and western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.93, p.21-46.

WOHLETZ, K., HEIKEN, G. (1992). Volcanology and geothermal energy. University of California Press, 432p.