

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

SÉDIMENTOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE  
DES NAPPES FLUVIATILES ET ÉOLIENNES DE LA VALLÉE  
DU FLEUVE YUKON, BÉRINGIE ORIENTALE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
VÉRONIQUE GERMAIN

AOÛT 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier chaleureusement mes superviseurs qui ont su m'épauler et faire preuve de patience tout au long de ce projet. Merci donc à Michel Lamothe pour ses heures consacrées et son support financier. Merci également à Duane G. Froese de ses conseils et de son aide à l'élaboration de la problématique de ce projet.

Je remercie également Magali Barré et Sébastien Huot pour leur précieuse aide en laboratoire. Vos conseils ont été judicieux. Michelle Laithier fût également d'une grande aide, elle a su me faire profiter pleinement de son expérience en graphisme. Merci également à François Hardy pour son aide en cartographie.

Bien entendu, je remercie également ma famille de leur présence dans ma vie, Sans vous, ce projet n'aurait pu être complété. Salutations à mes parents Lucie & Denis, ainsi qu'à ma sœur et mon frère, Chantal et Kevin.

Je tiens également à remercier les aides de terrain, Guillaume Allard, Stéphanie Ouimet ainsi que Pierre-Marc Godbout. J'aimerais aussi mentionner le support sur le terrain que m'ont accordé Olivier Caron, Britta J. Jensen et Roberto Reyes.

Il m'apparaît également important de souligner la présence de mes nombreux amis (es) qui m'ont vu plongée dans ce travail durant plusieurs années. Merci pour votre amitié.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ÉQUATIONS.....	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SYMBOLES.....	xii
RÉSUMÉ.....	xiv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
LOCALISATION DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	7
1.1 Localisation et physiographie .....	7
1.2 Climat.....	10
1.3 Pergélisol.....	10
1.4 Substratum rocheux.....	12
1.4.1 Système de faille .....	14
1.4.2 Activité volcanique .....	16
1.5 Géologie du Quaternaire.....	17
1.5.1 Glaciations de la Cordillère .....	18
1.6 Géologie de surface.....	20
1.7 Hydrologie.....	26
CHAPITRE II	
RÉSULTATS COUPES STRATIGRAPHIQUES ET FACIÈS.....	30
2.1 Méthodes de terrain .....	30
2.1.1 Procédure d'échantillonnage; OSL.....	32
2.2 Contexte géomorphologique et stratigraphique.....	34
2.3 Les sections visitées .....	39
2.3.1 Site A .....	40
2.3.2 Site B .....	43
2.3.3 Site C.....	46
2.3.4 Site D.....	49
2.3.5 Site E .....	52
2.3.6 Site F.....	55
2.3.7 Site G .....	58
2.3.8 Site H.....	61
2.4 Faciès sédimentaires des nappes de sable.....	63
2.4.1 Faciès 1 : sable massif ou faiblement stratifié .....	64
2.4.2 Faciès 2 : sable à laminations subhorizontales ou obliques .....	68
2.4.2.1 Faciès 2a : sable aux stratifications horizontales.....	68
2.4.2.2 Faciès 2b : sable à laminations irrégulières, ondulantes .....	71
2.4.3 Faciès 3 : silt éolien massif; loess .....	71
2.5 Sommaire.....	73

CHAPITRE III	
RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES .....	75
3.1 Principes de base en luminescence .....	75
3.1.1 Préparation des échantillons .....	78
3.1.2 Description de l'appareil .....	79
3.1.3 Teneur en eau .....	80
3.1.4 Dose annuelle .....	81
3.1.5 Dose équivalente .....	82
3.1.6 Correction de <i>fading</i> .....	86
3.1.7 Âges IRSL .....	87
3.2 Résultats des mesures de luminescence .....	88
3.2.1 Résultats teneur en eau .....	88
3.2.2 Résultats doses annuelles .....	89
3.2.3 Dose annuelle exemple VG08-01 .....	92
3.2.4 Résultats doses équivalentes .....	93
3.2.4.1 Dose équivalente exemple VG08-01 .....	96
3.2.4.2 Dose équivalente exemple VG09-18 .....	96
3.2.5 Résultats mesures de <i>fading</i> .....	97
3.2.6 Résultats âges IRSL .....	98
3.2.6.1 Site A .....	100
3.2.6.2 Site B .....	102
3.2.6.3 Site C .....	103
3.2.6.4 Site D .....	104
3.2.6.5 Site E .....	105
3.2.6.6 Site F .....	106
3.2.6.7 Site G .....	107
3.2.6.8 Site H .....	108
3.3 Discussion .....	109
CHAPITRE IV	
DISCUSSION ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS .....	113
4.1 Validation de la chronologie .....	113
4.2 Facteurs favorisant la présence de nappes de sable éolien .....	118
4.3 Climat et activité éolienne en Béringie orientale .....	120
4.3.1 Période du dernier maximum glaciaire (25 - 14 ka) .....	121
4.3.2 Période du tardi-glaciaire (14 - 10 ka) .....	122
CONCLUSION .....	126
BIBLIOGRAPHIE .....	128

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1 Nappe de sable surmontée de petites dunes, fleuve Yukon, en amont de Yukon Fort. ....	3
2 Localisation des dépôts éoliens, Alaska. La zone en rouge représente la zone d'étude. Modifié de Lea et Waythomas, 1990. ....	4
3 Modèle d'élévation numérique de la zone d'étude située entre Dawson et Eagle. ....	6
1.1 Localisation de la zone d'étude. Les aires en grisées représentent les zones englacées lors du dernier maximum glaciaire. La zone hachurée représente la zone d'étude. Modifiée de Jensen et al., 2008. ....	8
1.2 Physiographie du Yukon. Tiré de Jackson et al., 1991. ....	9
1.3 Distribution du pergélisol au Yukon et la partie adjacente des Territoires du Nord- Ouest. Tiré de Burn, 1993. ....	12
1.4 Carte représentant les différentes terranes et les failles majeures constituant le Yukon. Tiré de Colpron et Nielson (2011). ....	13
1.5 Géologie simplifiée d'une partie du Yukon et de l'Alaska. Tiré de Waltham, 1995. ....	15
1.6 Distribution géographique des lobes nord et est des cendres de <i>White River</i> . Tiré de Robinson (2001). ....	16
1.7 Étendue maximale des glaciations de la cordillère et continentale de la zone d'étude. Tiré de Duk-Rodkin et al., 2004. ....	18
1.8 Limites géographiques de l'étendue des glaciations de la Cordillère. La distance entre Dawson et Mayo est d'un peu moins de 200 km. Tiré de Jackson et al., 1991. ....	19
1.9 Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin (1996). ....	21
1.10 Vue sur le fleuve Yukon à Dawson City, direction sud. ....	27
1.11 Bassin versant du fleuve Yukon. Tiré de Brabets et al. (2000). ....	27
1.12 Morphologie du fleuve Yukon. La région d'étude est située entre le point D (Dawson) et E (Eagle). Tiré de Froese et al., 2005. ....	28

1.13 Évolution du bassin de drainage du fleuve Yukon. Tiré de Duk-Rodkin et al., 2001. ....	29
2.1 Carte de localisation des sites visités. ....	31
2.2 La procédure d'échantillonnage. Le tube principal, au centre, contient l'échantillon OSL. Les 2 petits tubes de chaque côté sont destinés à l'évaluation du contenu en eau moderne ( <i>in situ</i> ) et à saturation. Les deux capsules de plastiques, KUT-High et KUT-Low servent à déterminer la concentration des radio-isotopes présents dans l'environnement immédiat de l'échantillon. Le manche de la truelle mesure environ 15 cm. ....	33
2.3 A) Fleuve Yukon montrant escarpement rocheux et petites îles. B) Avertissement de crue subite observé près de la rivière Fortymile. ....	36
2.4 Photos des graviers. A) Contact entre les graviers fluviaux du fleuve et les sables, site B. B) Alternance de sable fin et de graviers fluviaux, en aval du site G. ....	37
2.5 Nappe de sable située à quelques km en amont de Eagle, site G. Les résidences sont directement construites sur la nappe de sable végétalisée. ....	38
2.6 Légende utilisée pour la schématisation des coupes stratigraphiques. ....	39
2.7 Coupe stratigraphique du site A. ....	40
2.8 Vue générale du site A. ....	40
2.9 Photos du site A. A) Sables échantillonnés pour VG08-01. B) Rides grimpantes dans les sables stratifiés. ....	42
2.10 Coupe stratigraphique du site B. ....	43
2.11 Échantillon VG09-02, site B. ....	43
2.12 Photo du site B. A) Graviers fluviaux à la base de la séquence. B) Sable contenant les gastéropodes. C) Alternance de sable fin et de silt et déformation à la base de la nappe de sable (empreinte de bison?). ....	45
2.13 Coupe stratigraphique du site C. ....	46
2.14 Vue générale du site C. ....	46
2.15 Photos du site C. A) Granoclassement inverse dans les sables massifs. B) Échantillon VG09-05 prélevé au-dessus des sédiments organiques. C) Nappe de sable aux stratifications ondulantes d'où provient l'échantillon VG09-08. D) Détail des sables échantillonnés pour VG09-08. ....	48

2.16 Coupe stratigraphique du site D.....	49
2.17 Échantillonnage VG08-06.....	49
2.18 Sable situé sous l'horizon de gravier d'où provient l'échantillon VG08-06. ....	51
2.19 Coupe stratigraphique du site E. ....	52
2.20 Position des échantillons VG08-04 et VG08-05. Le contact avec les graviers fluviatiles est visible à gauche de la photo, 60 cm sous l'échantillon de VG08-04. Les cendres <i>White River</i> se trouvent près du sommet de la coupe. ....	52
2.21 Photos du site E. A) Échantillon VG08-04. B) Échantillon VG08-05. C) Mince lit de matière organique. D) Détail des loess au sommet de la séquence.....	54
2.22 Coupe stratigraphique du site F. ....	55
2.23 Vue générale du site F.....	55
2.24 Photos du site F. A) Contact entre les graviers inférieurs et les sables. B) Échantillon VG09-13. C) Détail des sables échantillonnés, VG09-13. D) Unité de silt entre les graviers supérieurs.....	57
2.25 Coupe stratigraphique du site G.....	58
2.26 Vue générale du site G. ....	58
2.27 Photos du site G. A) Site G B) Sédiments déposés par suspension à la base de la séquence des sables. C) Mince lit silto-argileux. D) Sables échantillonnés pour VG09-16. ....	60
2.28 Coupe stratigraphique du site H.....	61
2.29 Nappe de sable située directement sous le village de Eagle, site H.....	61
2.30 Photos du site H. A) Galets mous observés dans les sables massifs. B) Variations granulométriques observées à la base de la séquence des sables stratifiés. C) Nodules oxydées observées dans les silts. D) Les sables échantillonnés pour VG09-18. ....	63
2.31 Dépôt massif ou lamination indistincte au site C. La base de la séquence montre un sable moyen aux stratifications grossières alors que la partie sommitale montre un sable fin à moyen et massif.....	65

2.32 Photo des galets mous trouvés dans les sables. A) Galet mou, site B. B) Galets mous, site H. ....	67
2.33 Photos du faciès 2a. A) Laminations horizontales, site B. B) Rides grimpantes, site A. ....	69
2.34 Nappe de sable éolien formée par l'alternance de sable et de silt, site B. ....	70
2.35 Stratifications ondulantes, faciès 2b.....	71
2.36 Photo affichant les loess et le sol holocène qui les surmonte, site C. La matière organique est abondante au sommet de la séquence et témoigne de la stabilisation des dépôts éoliens. ....	72
2.37 Sommaire des faciès et des modes de mise en place observés dans les nappes de sable extensives. Tiré de Lea (1990). ....	74
3.1 Schéma illustrant le comportement de l'électron dans la maille cristalline lors de stimulation (Lamothe, 2008, comm. personnelle). ....	77
3.2 Illustration du principe de remise à zéro des sédiments. Tiré de Bouab (2001). ....	78
3.3 Photo démontrant l'appareil RisØ TL/OSL Reader. La source bêta et le photomultiplicateur surmontent l'appareil. Les diodes sont situées sous le photomultiplicateur. Un ordinateur permet de visualiser les résultats. En bas, à gauche, on observe les aliquotes. Source : <a href="http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU-Nutech/Radiation_physics/Products/TL_OSL_reader">http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU-Nutech/Radiation_physics/Products/TL_OSL_reader</a> .....	80
3.4 Courbe de luminescence typique lors de la lecture du signal naturel ( $L_n$ ) et régénéré ( $L_x$ ). Cet exemple provient de l'échantillon VG08-06.....	84
3.5 Illustration du protocole SAR. Tiré de Duller (2009). ....	86
3.6 Courbe de croissance des 11 échantillons.....	94
3.7 Distribution des ratios $L_n/T_n$ et doses équivalentes de l'échantillon VG08-01.....	96
3.8 Mesure du taux de décroissance du signal lumineux au cours du temps, valeur $g$ . ....	98
3.9 Graphique de distribution des probabilités d'âges des échantillons VG08-01 (sable stratifié) et VG08-02 (sable massif).....	101
3.10 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-02 (sable stratifié). ....	102

3.11 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG0-05 9 (sable massif) et VG09-08 (sable aux stratifications ondulantes).....	103
3.12 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG08-06 (sable stratifié). ....	104
3.13 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG08-04 (position stratigraphique inférieure, faciès de sable stratifié) et VG08-05 (position stratigraphique supérieure, faciès de sable stratifié).....	105
3.14 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-13 (sable stratifié). ....	106
3.15 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-16 (sable aux stratifications ondulantes).....	107
3.16 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-18 (sable stratifié). ....	108
3.17 Âges IRSL des échantillons disposés verticalement du plus jeune au plus vieux. ....	110
3.18 Distribution de la probabilité de l'âge corrigé des échantillons.....	111
3.19 Coupes stratigraphiques des sections visitées.....	112
4.1 Site E, 2,4 m séparent les deux échantillons. VG08-04 ( $13,2 \pm 0,4$ ka) est situé à la base alors que VG08-05 ( $16,0 \pm 0,9$ ka) occupe la partie supérieure. ....	116
4.2 Photo affichant des sables intercalés entre deux unités de graviers fluviaux. L'élévation temporaire du régime fluvial a pu contribuer à la préservation de la nappe de sable.....	120
4.3 Photo illustrant les variations granulométriques observées au site G.....	124

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Moyenne des températures et des précipitations aux stations météorologiques sélectionnées. Source : <a href="http://climate.weatheroffice.gc.ca">http://climate.weatheroffice.gc.ca</a> .....	10
2.1 Résumé des faciès observés .....	73
3.1 Séquence de lecture des mesures IRSL.....	83
3.2 Taux de recyclage .....	85
3.3 Teneur en eau .....	89
3.4 Calcul de la dose annuelle.....	90
3.5 Contributions alpha, bêta et gamma à la dose annuelle .....	91
3.6 Paramètres de calcul des âges IRSL .....	99
3.7 Sommaire des âges et des faciès. Les résultats en grisés représentent les échantillons dont la probabilité de distribution d'âge est faible et étendue.....	110
4.1 Résultats de datation radiocarbone situés près de la zone d'étude .....	117

## LISTE DES ÉQUATIONS

[Équation 3. 1]	$\hat{\text{Age}} (ka) = \text{dose équivalente (Gy)} / \text{dose annuelle (Gy/ka)}$ .....	78
[Équation 3. 2]	$WC = \text{Teneur en eau} + (\text{saturation} - \text{teneur en eau})/3$ .....	81
[Équation 3. 3]	$D_a = D_\alpha + D_\beta (\text{interne et externe}) + D_\gamma + D_c$ .....	81
[Équation 3. 4]	$T_f/T = 1 - k[\ln(T/T_c) - 1]$ .....	87

## LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SYMBOLES

CAM	<i>Central Age Model</i> (modèle d'âge central)
cm	Centimètre
$D_a$	Dose annuelle
$D_c$ :	Dose d'irradiation provenant des rayons cosmiques
$D_e$	Dose équivalente
$D_\alpha$	Dose de particule radioactive alpha absorbée par un minéral
$D_\beta$	Dose de particule radioactive bêta absorbée par un minéral
$D_\gamma$	Dose de rayons gamma absorbée par un minéral
$g$	Valeur $g$
Gray	Gray (unité dérivée de dose absorbée du système international (SI) d'unité)
H+L	Méthode de correction du taux de <i>fading</i> développé par Huntley et Lamothe (2001)
HCL	Acide chlorhydrique
INAA	<i>Instrumental Neutronic Activation Analysis</i> (analyse d'activation neutronique)
IRSL	<i>Infra-Red Stimulated Light</i> (stimulation optique de rayons infrarouge)
J	Joule
ka	Millier d'années
KUT	Potassium, uranium, thorium
Kg	Kilogramme
$L_n$	Lecture de luminescence du signal naturel
$L_x$	Lecture de luminescence du signal artificiel induit en laboratoire
m	Mètre
mm	Millimètres
Ma	Million d'années
MIS	<i>Marine Isotopic Stage</i> (stades isotopiques marins)

nm	Nanomètre
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i> (luminescence optique)
$R_x$	Dose de radiation reçue en laboratoire
s	Seconde
SAR	<i>Single Aliquot Regeneration</i> : (protocole de mesure en luminescence optique)
SNRC	Système National de Référence Cartographique du Canada
TL	<i>Thermoluminescence</i> (thermoluminescence)
$T_n$	Lecture de luminescence du signal naturel induit par la test-dose
$T_x$	Lecture de luminescence du signal artificielle induit par la test dose
WC	<i>Water Contain</i> (contenu en eau)
$\alpha$	Désintégration alpha
$\beta$	Désintégration bêta
$\gamma$	Désintégration gamma
$\mu\text{m}$	Micron
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius

## RÉSUMÉ

La Béringie, vaste zone non-englacée lors des derniers épisodes glaciaires, renferme des enregistrements sédimentaires non déformés et constitue un endroit privilégié pour étudier l'impact des variations climatiques sur les processus sédimentaires. La vallée du fleuve Yukon en Béringie orientale expose de nombreuses nappes de sable. Formés en climat froid, ces dépôts d'origine éolienne peuvent être massifs ou stratifiés. La source sédimentaire provient des dépôts fluviaux ou fluvioglaciaires de la plaine inondable du fleuve Yukon. Ils sont généralement constitués de sable fin à moyen et peuvent afficher une stratification horizontale ou un faible angle d'inclinaison formée par la migration des rides de vent. Plus rarement, ils présentent une stratification d'aspect ondulant, en forme de vague. Ils ne contiennent pas de matière organique. Ils n'ont pas fait l'objet de datation. Les dates contraignant le cadre chronologique proviennent de matière organique située à la base ou au sommet des dépôts éoliens.

Ce projet de maîtrise porte sur la datation absolue de nappes de sable de la vallée du fleuve Yukon, ainsi qu'à leur description sédimentologique. L'objectif est de fournir un cadre géochronologique fiable sur la période de mise en place de ces dépôts. La méthode de datation utilisée est la méthode de luminescence, plus précisément la méthode IRSL (*Infrared Stimulated Luminescence*) utilisant les feldspaths potassiques.

La mise en place des nappes de sable est attribuable à plusieurs facteurs; faible couvert végétal, absence de barrière topographique majeure, source abondante de sédiments non-consolidés, aridité et ratio élevé entre l'énergie du vent et la disponibilité du matériel sédimentaire. Les relevés stratigraphiques indiquent que les stratifications peuvent être subhorizontales ou ondulantes et peuvent être de centimétriques à millimétriques. Les contacts entre les sédiments fluvioglaciaire ou fluviatiles et les sable sont généralement nets. La démarcation entre les sables fluviatiles et les sables éoliens est moins claire. Ces dépôts éoliens affichent de nombreuses similarités et sont constitués de trois faciès distincts; 1) massifs, 2) stratifiés, 3) silt éolien massif. Les variations de faciès des nappes de sable pourraient être dues aux processus fluvio-éolien et cryogéniques, au taux d'humidité à la surface de déposition, au drainage ainsi qu'à la morphologie de surface.

Au total, 11 échantillons provenant de 8 sites différents destinés aux datations IRSL ont été prélevés sur le terrain. Les résultats indiquent que les nappes de sable se sont déposées entre 26 et 10 ka, lors du stade isotopique (MIS) 2.

Ces résultats renseignent sur la période aride de la Béringie Orientale. Des conditions d'aridité et de vent fort semblent avoir perduré tout au long du stade isotopique 2. Deux phases climatiques se distinguent dans la période d'aggradation des nappes de sable: le dernier maximum glaciaire et le tardi-glaciaire. Ces périodes sont marquées par des modifications climatiques.

Mots-clés : Nappes de sable, datation, luminescence optique, Béringie, fleuve Yukon

## INTRODUCTION

La Béringie est un terme utilisé pour désigner la vaste zone non englacée qu'ont formés périodiquement la Sibérie, l'Alaska et l'ouest du Yukon durant le Quaternaire (Hopkins, 1982). Lors des périodes glaciaires, l'abaissement du niveau marin a entraîné l'exhumation d'un pont continental dans la Mer de Béring. La Béringie orientale (centre-ouest du Yukon et l'est de l'Alaska) est un lieu privilégié pour évaluer les effets des variations climatiques sur les processus sédimentaires et cryogéniques (Begét, 2001; Sanborn et al., 2006). Puisque celle-ci est demeurée libre de glace durant les dernières glaciations, elle renferme des enregistrements sédimentaires terrestres extrêmement bien préservés s'échelonnant de la période du dernier maximum glaciaire jusqu'à 3 Ma (Westgate et al., 1990). Les sédiments éoliens du Pléistocène sont répandus dans les plaines de la Béringie. La région est reconnue pour ses imposantes séquences de loess qui soulignent l'importance de la déflation éolienne en milieu périglaciaire (Westgate et al., 1990; Begét, 2001; Berger, 2003).

Parmi les séquences éoliennes, on retrouve également des nappes de sable éolien formées en climats froids (*sand sheets*). Aussi appelées *coversand*, ces nappes de sable masquent la topographie sous-jacente (figure 1). Ces dépôts se forment lorsque le rapport entre la disponibilité du matériel sédimentaire et l'énergie du vent est élevé. D'autres facteurs favorisent leur présence comme un faible couvert végétal, l'absence de barrière topographique majeure, la présence du pergélisol et l'aridité (Kasse, 2002). Bien qu'ils soient peu reconnus en Amérique, ils sont bien documentés en Europe où ils sont très étendus dans le domaine périglaciaire, en bordure des limites d'extension maximale des glaciers (Koster, 1982; Kasse, 1997; Bateman, 1998; Kasse, 2002; Mountney et Russell, 2004).

Contrairement aux dunes, ces dépôts peuvent être d'apparence massif ou présenter des laminations subhorizontales ou obliques de faibles amplitudes. Elles se différencient des dunes de sables par l'absence de forts pendages dans la stratification; absence de face de glissement (*slipface*). Les nappes de sable sont d'apparence tabulaire plutôt que sous forme de monticule. Il a été proposé que les nappes de sables extensives de climat de froid se seraient formées durant les périodes de maximum glaciaire alors que les dunes, observées entre autre en Alaska, dans les Territoires du Nord-Ouest et en Europe, se seraient formées durant les périodes du tardi-glaciaire ou de l'Holocène (Koster, 1982; Lea et Waythomas, 1990). Bien que la formation des nappes de sable soit favorisée par une importante disponibilité du matériel sédimentaire, ce dernier serait insuffisant pour permettre la formation de dunes (Mountney, 2005). Selon Lea et Waythomas (1990), la nucléation des dunes requiert une quantité suffisante de sable sec durant une période assez longue pour permettre la croissance des dunes

quantité suffisante de sable sec durant une période assez longue pour permettre la croissance des dunes (i.e.,  $10^{-2}$  à  $10^{-3}$  ans). Ainsi, un matériel sédimentaire en quantité restreinte pourrait conduire à la formation de nappes de sables plutôt qu'à des dunes (Kokurek et Nielson, 1986). Selon Lea et Waythomas (1990), des nappes de sable extensives seraient formées lorsque le sable est restreint par des combinaisons saisonnières variables comme la cimentation par la glace, le couvert de neige, la hauteur des nappes phréatiques ou encore par la végétation.



**Figure 1** Nappe de sable surmontée de petites dunes, fleuve Yukon, en amont de Yukon Fort.

Les nappes extensives de sable éolien sont fréquentes en Béringie orientale (figure 2) et plusieurs ont été décrites, en Alaska principalement (Williams, 1962; Lea, 1990; Lea et Waythomas, 1990; Lea, 1996; Froese, 2001; Bateman et Murton, 2006). Les berges du fleuve Yukon sont un endroit privilégié pour se familiariser avec ce type de dépôts. Les sédiments éoliens reposent sur les graviers fluviaux et fluvioglaciaires du fleuve. La source sédimentaire provient de la plaine fluviale du fleuve et de ses affluents. Les nappes de sable peuvent faire de 1 à 10 m de hauteur et sont généralement laminées, parfois, d'apparence massive. Elles comportent très peu ou pas de matière organique. Le sommet des

sections entièrement végétalisées indique que les dépôts sont actuellement stabilisés. La déflation éolienne est un processus qui prend beaucoup moins d'ampleur que par le passé.

La formation des nappes de sable extensives est tributaire des changements environnementaux qu'occasionnent les fluctuations climatiques. Le cadre chronostratigraphique de la formation des nappes de sable est mal connu. Or celui-ci est crucial dans l'interprétation des changements environnementaux et des processus géomorphologiques (Stokes, 1999). Très peu de sédiments éoliens ont fait l'objet de datation dans la région d'étude. Les sédiments ne contiennent généralement pas de matière organique, ce qui limite les possibilités d'utiliser le radiocarbone. Le problème fondamental auquel s'adresse cette étude est donc l'incertitude concernant la chronologie des dépôts éoliens périglaciaires de ce secteur de la Béringie. L'approche méthodologique choisie est celle de la datation en luminescence optique des sédiments éoliens. Nous avons étudié la sédimentologie et la stratigraphie des séquences le long du fleuve Yukon et nous avons réalisé un programme de datation en luminescence. En déterminant la période de mise en place, il sera plus aisé d'obtenir des conclusions sur les processus actifs le long du fleuve Yukon ainsi que sur les variations climatiques survenues durant cette période. La période d'extrême aridité de la Béringie orientale sera également précisée.

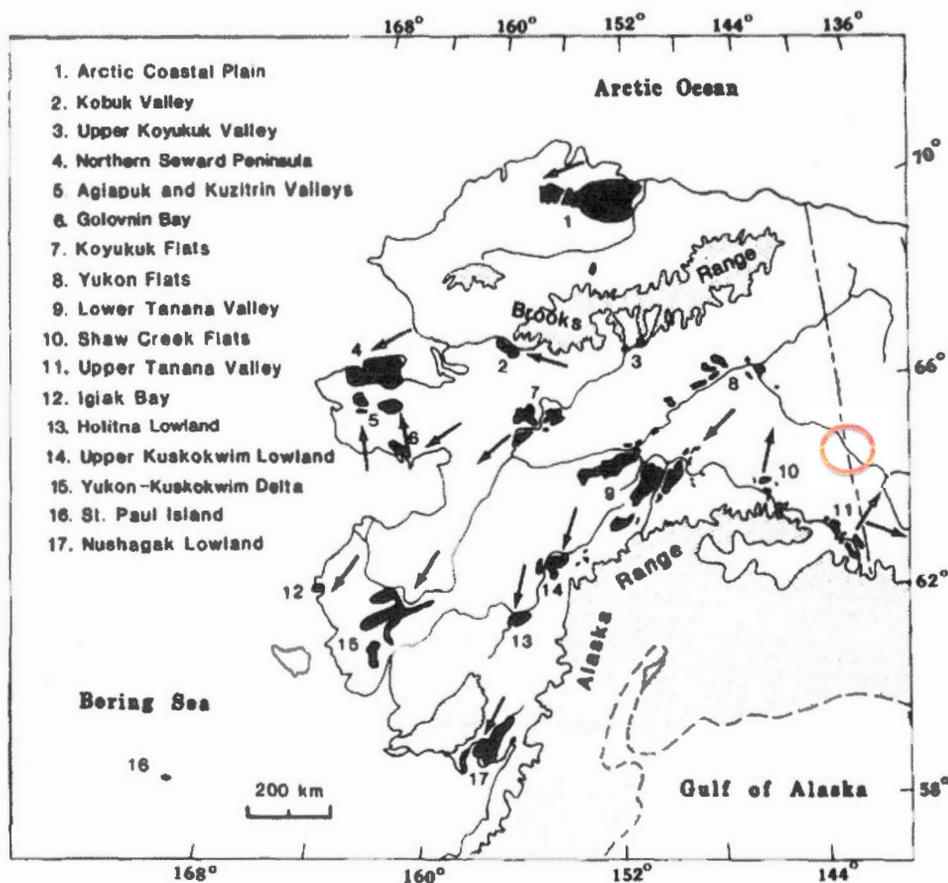


Figure 2 Localisation des dépôts éoliens, Alaska. La zone en rouge représente la zone d'étude. Modifié de Lea et Waythomas, 1990.

La méthode de datation par luminescence offre la possibilité de dater directement le moment de mise en place d'un sédiment (Aitken, 1998). Elle permet d'obtenir un âge direct sur des dépôts éoliens, même en l'absence de matière organique. Elle est particulièrement utile pour établir la nature des changements de paysage et possède plusieurs applications dans les études géomorphologiques (Stokes, 1999). La luminescence a prouvé son efficacité pour la datation de sédiments éoliens provenant des milieux périglaciaires (Janotta et al., 1997; Lian et Huntley, 1999; Berger, 2003; Vandenberghe et al., 2004; Koster, 2005; Bateman et Murton, 2006; Bateman et al., 2010). Durant le transport, les grains sont généralement bien exposés à la lumière et la remise à zéro de l'horloge interne des sédiments est généralement complète. L'ubiquité des minéraux nécessaires à la datation par luminescence (feldspaths dans le cas actuel) permet de dater pratiquement tous les matériaux géologiques (Lian et Roberts, 2006).

Les objectifs spécifiques de cette étude sont donc:

- 1 Décrire la sédimentologie des nappes extensives de sable éolien et leur contexte stratigraphique.
- 2 Déterminer le cadre chronologique des phases d'aggradation des nappes de sable extensives du Pléistocène supérieur et ainsi préciser la période aride de la Béringie orientale.
- 3 Discuter du mode de mise en place des nappes de sable et de leur relation avec le climat.

Ce mémoire se divise en cinq chapitres. Le premier chapitre fait état du contexte régional de la zone d'étude (figure 3). Il dresse un portrait des principales caractéristiques et du contexte général dans lequel a évolué la région. La physiographie, le climat, le pergélisol, le substratum rocheux, la géologie du Quaternaire et l'hydrologie seront brièvement abordés.

Le deuxième chapitre est réservé aux aspects méthodologiques utilisés pour ce projet. Les procédures d'échantillonnage ainsi que les méthodes de calcul d'âge seront décrites. Les principes de la méthode de datation par luminescence seront également présentés.

Le troisième chapitre porte sur les propriétés sédimentologiques et les faciès des sites choisis. Les faciès observés sur le terrain ainsi qu'une description des coupes stratigraphiques pour chaque site sera présentée.

Le quatrième chapitre présente les résultats géochronologiques obtenus. Les dates ainsi que les principaux paramètres de calcul de chaque échantillon seront divulgués pour chaque échantillon. Une corrélation entre les différentes sections visitées sera également présentée.

Finalement, le cinquième et dernier chapitre porte sur la discussion et l'interprétation des résultats. Cette partie évoquera également les modes de mise en place et de formation des nappes de sable ainsi que leur relation avec le climat. Une conclusion terminera le mémoire.

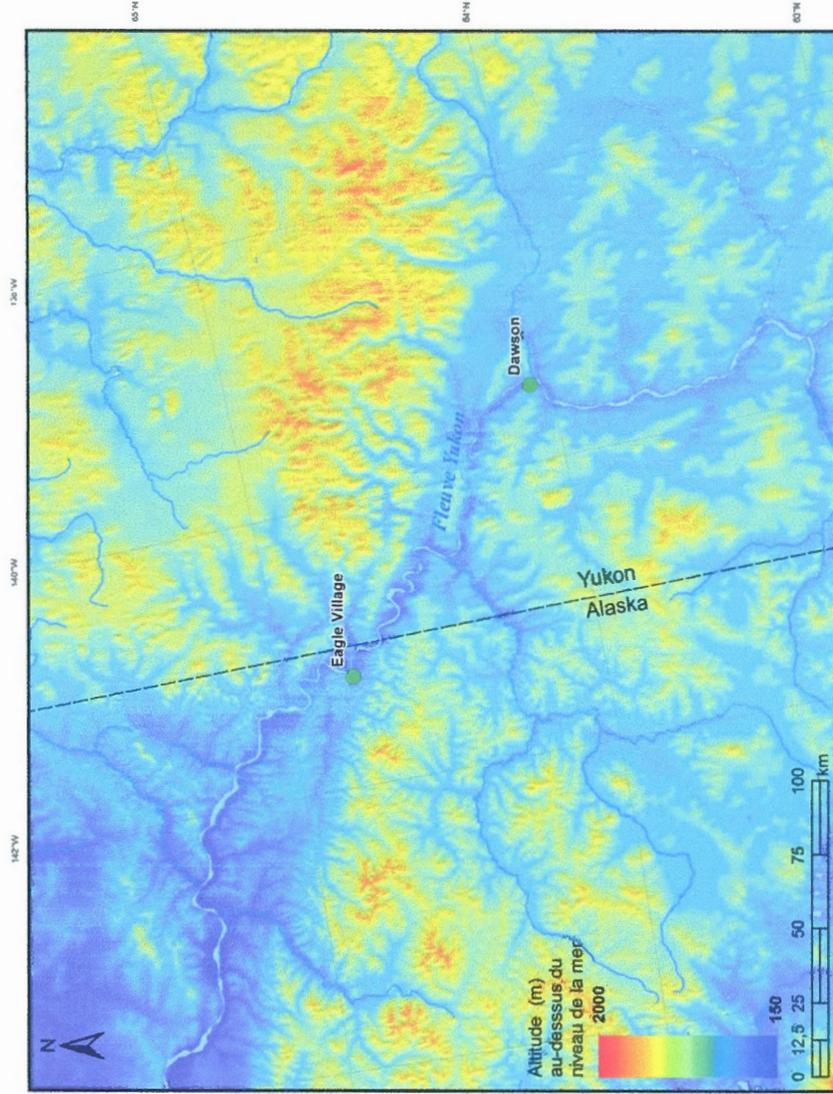


Figure 3 Modèle d'élévation numérique de la zone d'étude située entre Dawson et Eagle.

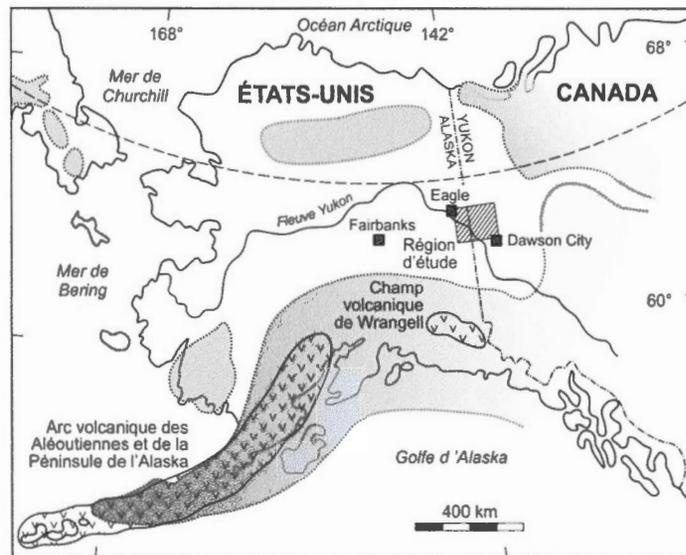
## CHAPITRE I

### LOCALISATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Pour bien comprendre l'évolution d'une région, il est nécessaire de dégager les caractéristiques et les particularités qui la composent. La présente section dresse un portrait des aspects physiques de la région d'étude, et de son évolution. Plusieurs thèmes seront abordés, dont la localisation, la physiographie, le climat, le pergélisol, le substratum rocheux, la géologie du Quaternaire ainsi que l'hydrologie.

#### 1.1 Localisation et physiographie

La région d'étude est située à la frontière du Yukon et de l'Alaska, entre les villes de Dawson City au Yukon (latitude 64° 03' 45" N et longitude 139° 25' 50" W) et de Eagle Village en Alaska (latitude 64° 46' 53" N et longitude 141° 06' 53" W) (figure 1.1). La région est faiblement peuplée; Dawson City compte 1 327 habitants (Guiollard, 1996) alors que Eagle Village a une population de 68 habitants en 2000 (city-Data.com). L'activité économique de Dawson City est principalement basée sur l'exploitation de petits placers aurifères et sur le tourisme. L'utilisation du sol comprend principalement des terres boisées de la forêt boréale. Une route relie les villages de Dawson City et de Eagle. La région d'étude est principalement accessible par voie navigable sur le fleuve Yukon. Toutefois, une route permet de se rendre à l'embouchure de la rivière Fortymile. La partie canadienne du site à l'étude est contenue sur les feuillets topographiques SNRC 116B et 116C.



**Figure 1.1 Localisation de la zone d'étude. Les aires en grisées représentent les zones englacées lors du dernier maximum glaciaire. La zone hachurée représente la zone d'étude. Modifiée de Jensen et al., 2008.**

La zone d'étude est localisée dans la vallée du fleuve Yukon qui coule sur le Plateau du Yukon dont l'élévation moyenne est de 1100 m, avec des sommets pouvant atteindre plus de 2000 m (Duk-Rodkin et al., 2001). Celui-ci s'est formé entre 45 et 15 Ma et constitue une surface d'érosion mature depuis le Miocène (Tempelman-Kluit, 1980). Il est entrecoupé de profondes vallées en forme de V, dont l'incision peut atteindre jusqu'à 500 m et plus de profondeur (Jackson et al., 1991). Le Plateau du Yukon est délimité au nord par les Monts Ogilvie, à l'est par les Monts Selwyn et au sud par les Monts St-Elias, où culmine le Mont Logan à 5959 m, plus haut sommet du Canada (figure 1.2).

La région d'étude est plus précisément localisée sur le Plateau du Klondike, couvrant une superficie d'approximativement 2000 km<sup>2</sup> et reconnu pour sa richesse en or, dont la production totale est estimée à 311 tonnes (Lowey, 2006). Découverts en 1896, les dépôts de placers aurifères de la région sont associés aux graviers fluviaux préglaciaires du Pliocène. Les placers les plus prometteurs se trouvent dans les dépôts du Tertiaire tardif contenant les graviers alluviaux White Channel (Duk-Rodkin et al., 2001). Ces découvertes ont entraîné une ruée vers l'or d'une telle intensité qu'elle fait partie des étapes importantes de l'histoire du Yukon.

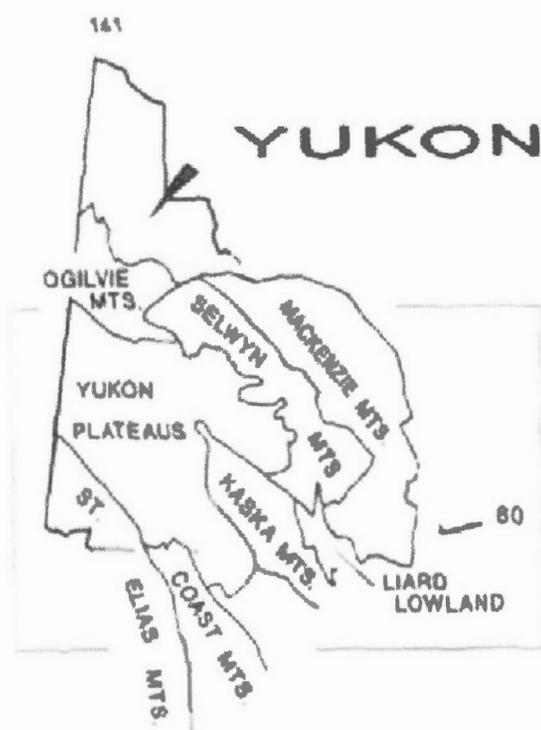


Figure 1.2 Physiographie du Yukon. Tiré de Jackson et al., 1991.

## 1.2 Climat

Le Yukon jouit d'un climat continental subarctique et est majoritairement compris dans le domaine de la forêt boréale (Wahl et al., 1987). Selon ces auteurs, les hivers sévères des hivers du Yukon et de l'Alaska sont principalement dus à la présence de la Cordillère qui bloque la circulation atmosphérique. Les monts St-Elias, ainsi que l'Alaska Range, forment une barrière physiographique limitant la circulation des masses d'airs et de l'humidité qu'elles contiennent. Les hautes altitudes reçoivent plus de précipitation que les vallées. L'humidité du Yukon provient de l'Océan Pacifique. Les précipitations annuelles moyennes à Dawson sont de moins de 324 mm par année. Le climat est très variable d'un endroit à l'autre en raison des nombreuses montagnes qui cernent le territoire. Les températures annuelles moyennes varient de 0 au sud à -10°C allant du sud du nord. Les hivers sont longs et froids alors que les étés sont courts et chauds et généralement secs. La température la plus chaude, 36°C, a été observée en juillet, alors que les températures les plus froides sont en janvier et peuvent atteindre près de -60 degrés °C. De plus, les heures d'ensoleillement varient énormément. En été, les heures d'ensoleillement sont pratiquement continues alors que les nuits d'hiver peuvent atteindre 16 heures d'obscurité. Le tableau 1.1 affiche les moyennes de températures et de précipitations de certaines villes du Yukon.

Tableau 1.1 Moyenne des températures et des précipitations aux stations météorologiques sélectionnées.  
Source : <http://climate.weatheroffice.gc.ca>

	Températures moyennes mensuelles (°C)												
	janv.	févr.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	annuelle
Old Crow	-31,1	-27,6	-21,7	-11,1	2,5	12,4	14,6	10,9	3,2	-9,7	-23,2	-27	-9
Dawson	-26,7	-22,4	-11,9	0,1	8,3	13,7	15,6	12,5	5,9	-5	-17,9	-24,7	-4,4
Mayo	-25,7	-19	-9,6	0,9	8,4	14	16	13,1	6,4	-2,9	-15,9	-22,3	-3,1
Whitehorse	-17,7	-13,7	-6,6	0,9	6,9	11,8	14,1	12,5	7,1	0,6	-9,4	-14,9	-0,7

	Précipitations moyennes mensuelles (mm)												
	janv.	févr.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	annuelle
Old Crow	11,9	11,8	11,9	8,2	14,7	36,4	36	46,4	32	24,4	17,8	14	265,5
Dawson	19,2	12,7	11,1	8	28,4	40,4	48,4	42,5	35	31,6	25,8	21,3	324,3
Mayo	16,6	13,5	10	9,2	23,5	40,5	54,4	41,8	36,6	29,5	19,2	18,1	312,9
Whitehorse	16,7	11,4	10,4	7	15,2	30,3	41,4	39,4	34,1	23,8	19,2	18,5	267,4

## 1.3 Pergélisol

La zone étudiée est en domaine périglaciaire et le pergélisol est présent dans la zone d'étude. Il est divisé en trois catégories selon sa distribution; il est dit continu lorsqu'il couvre 90% et plus de la surface, discontinu lorsque le pergélisol couvre plus de 50% de la surface et sporadique lorsque le sol comporte moins de 50% de glace. Il est discontinu dans la zone d'étude (Brown, 1978). La figure 1.3

présente la distribution du pergélisol au Yukon et de la partie adjacente des Territoires du Nord-Ouest. L'épaisseur de la couche active est de 1 à 2 mètres près de Dawson City (Waltham, 1995). Le pergélisol est généralement peu profond dans la vallée du fleuve Yukon, atteignant une dizaine de mètres ou plus d'épaisseur (Froese et al., 2008). Il est particulièrement vulnérable dans cette zone car il est près du point de fusion ( $>-2^{\circ}\text{C}$ ). Il est fortement contrôlé par les conditions locales ; il est généralement absent sur les pentes des versants sud, ou sur les sites dénudés de végétation. Le pergélisol joue un rôle déterminant dans les écosystèmes. Il représente l'une des composantes principales lors de la formation des nappes de sable extensives de climat froid (Schokker et Koster, 2004). Celui-ci peut restreindre le couvert végétal, le taux d'humidité et la disponibilité du matériel sédimentaire, tous les trois influençant grandement la formation des nappes de sable. Une modification de l'épaisseur ou des propriétés thermiques du pergélisol peut entraîner la réorganisation des communautés végétales, leur apparition ou leur disparition. De plus, le pergélisol restreint considérablement le taux d'humidité à la surface du sol, que ce soit par la présence de glace en empêchant l'infiltration de l'eau ou lors de la formation de la couche active (mollisol) qui draine la surface durant la saison chaude. Selon Burn (1993), il serait apparu dans la partie nord du Yukon durant les périodes glaciaires du Pléistocène inférieur lors des modifications tectoniques continues. Selon Froese et al. (2000), le pergélisol pourrait être présent depuis plus de 3 Ma, alors qu'une détérioration climatique aurait entraîné la chute des températures. Bien que le pergélisol ait pu se dégrader durant les épisodes interglaciaires, il ne serait donc pas complètement disparu. Pour la partie centrale du Yukon, la glace serait apparue durant le Wisconsinien supérieur. L'interglaciaire actuel montre des évidences de pergélisol sur le territoire, ce qui pourrait être provoqué par le climat continental froid de la région développé suite à l'activité tectonique amorcée au Tertiaire. Froese et al. (2008) suggèrent également que le pergélisol est plus résilient que ce que laisse supposer les modélisations climatiques, puisque des coins de glace ont été datés à plus de 810 000 ans.

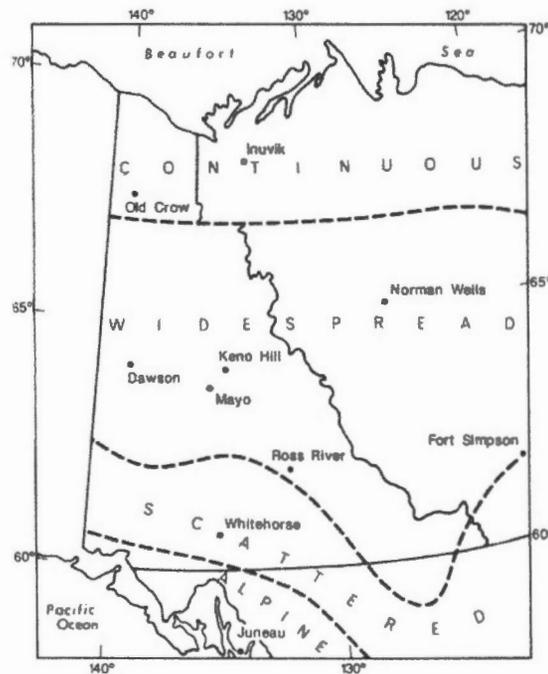


Figure 1.3 Distribution du pergélisol au Yukon et la partie adjacente des Territoires du Nord-Ouest. Tiré de Burn, 1993.

#### 1.4 Substratum rocheux

L'histoire géologique du Yukon est complexe. Cette région est formée de roches provenant de l'orogénèse de la Cordillère et témoigne de plus d'un milliard d'années d'évolution. Cette orogénèse amorcée au Paléozoïque a affecté la marge occidentale de l'Amérique du Nord ancestral, le continent Laurentia (Colpron et al., 2007). Le sud du Yukon est situé dans la région nord de la Cordillère nord-américaine et l'activité tectonique y est toujours présente. Le taux de soulèvement est estimé à 0,4 mm/an (O'Sullivan et Currie, 1996). La zone d'étude est principalement localisée sur un assemblage de roches métamorphisées datant du Paléozoïque. Le Yukon regroupe plusieurs terranes différentes présentées à la figure 1.4. La zone d'étude est située sur la terrane Yukon-Tanana (YTT) qui se situe au centre du territoire. Notez que la partie étudiée de l'Alaska est également contenue sur la terrane Yukon-Tanana. Cette terrane inter montagneuse de dimension comparable à la Californie provient d'un système d'arc continental datant du Paléozoïque (Simard et al., 2007). Elle comprend un assemblage de roches sédimentaires métamorphisées ainsi que des roches volcaniques. Les déformations y sont importantes et plusieurs batholites prennent place localement. Elle ferait partie du

domaine para-autochtone de la marge continentale nord depuis le Triassique tardif (Symons et al., 2009).

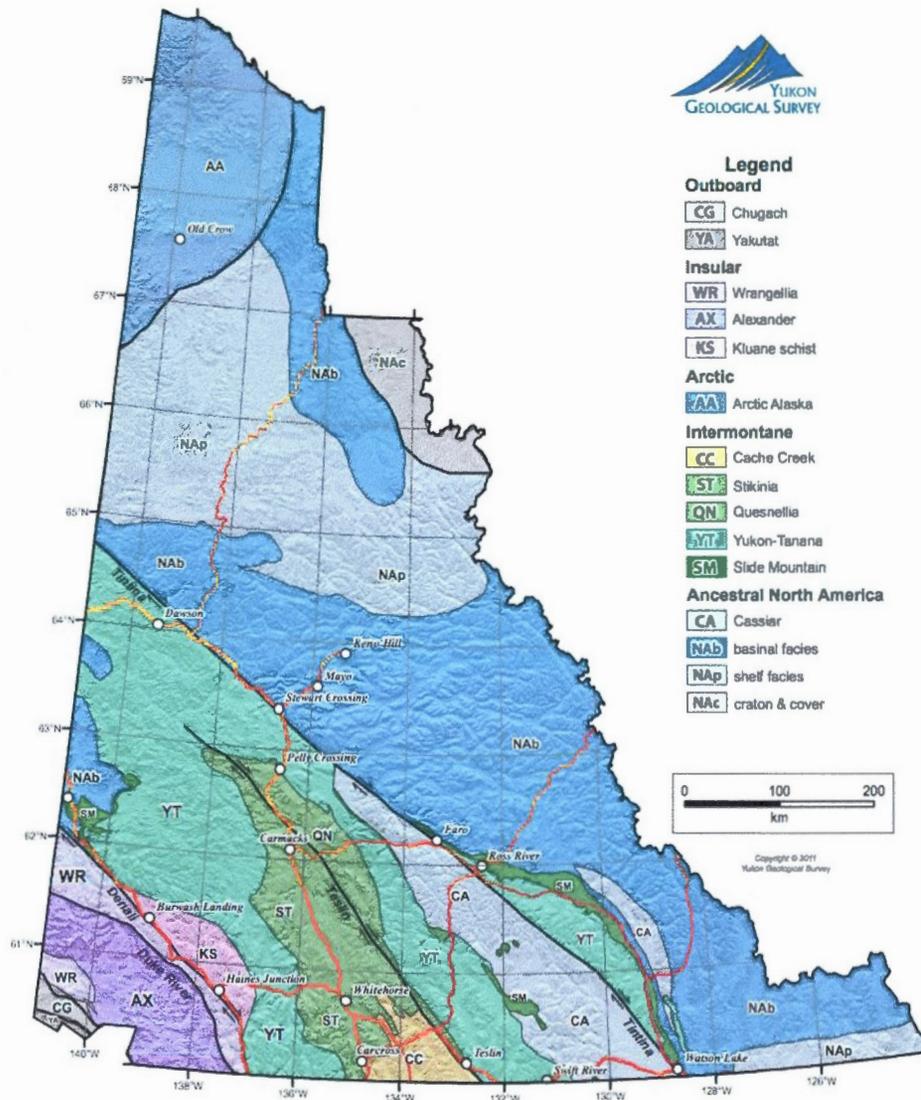


Figure 1.4 Carte représentant les différentes terranes et les failles majeures constituant le Yukon. Tiré de Colpron et Nielson (2011).

#### 1.4.1 Système de faille

Un des éléments majeurs de la structure du substratum rocheux est la faille Tintina de décrochement dextre, localisée au nord de la zone d'étude (figure 1.5). Celle-ci s'est activée au Tertiaire supérieur produisant un déplacement rocheux de 450 km (Tempelman-Kluit, 1980). Elle a formé la Fosse de Tintina. Ce graben du Tertiaire tardif sépare le plateau du Klondike de la partie sud des Monts Ogilvie. Cette faille marque la frontière entre les roches sédimentaires accumulées sur la marge ancienne du craton nord-américain et l'assemblage de terranes exotiques accumulées le long de la marge continentale (Gordey et Makepeace, 1999). Au sud de la zone d'étude se trouve la faille Denali. Un déplacement rocheux de 350 km y est associé (Tempelman-Kluit, 1980). Cette faille, située au nord des montagnes St-Elias, sépare la région tectoniquement active du sud du Yukon des zones plus stables localisées à l'intérieur du Plateau du Yukon. À l'est de la zone d'étude se trouve la faille Teslin.

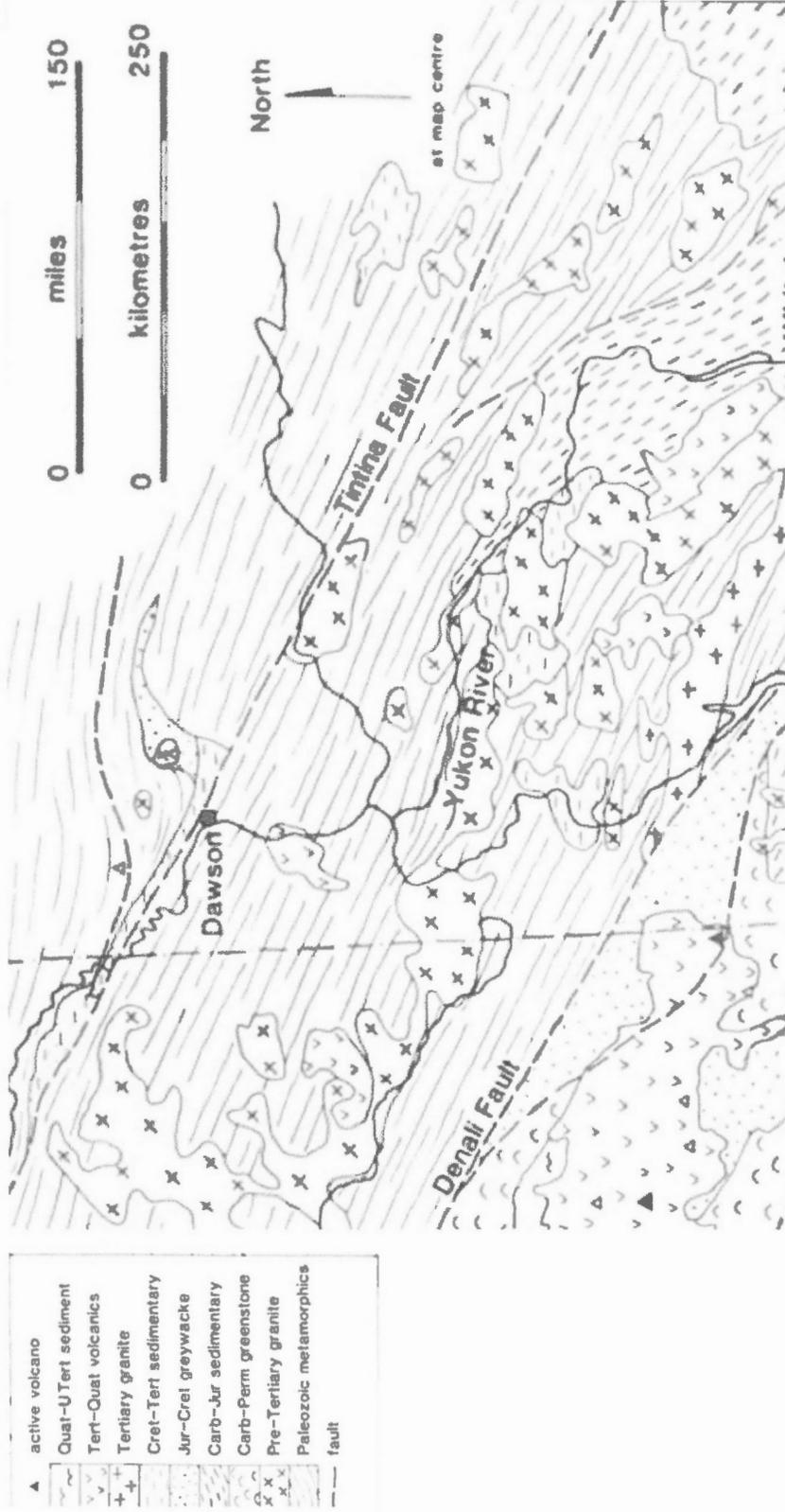


Figure 1.5 Géologie simplifiée d'une partie du Yukon et de l'Alaska. Tiré de Waltham, 1995.

### 1.4.2 Activité volcanique

L'activité volcanique est également présente dans la région, en Alaska principalement. Cette région compte deux zones volcaniques distinctes dont les téphras forment d'importants marqueurs chronologiques en raison de leur signature géochimique (Robinson, 2001; Froese et al., 2002; Jensen et al., 2008). La première, le champ volcanique Wrangell, est située au sud de la zone d'étude, la seconde, Aleutian Arc, est située dans la Péninsule de l'Alaska; (figure 1.1). Sur le terrain d'étude, les cendres volcaniques de *White River* sont fréquemment rencontrées (figure 1.6). Elles proviennent des dernières éruptions du champ volcanique Wrangell, produites lors de l'explosion plinienne du Mont Churchill en Alaska durant l'Holocène (Robinson, 2001). Ces cendres proviennent de deux épisodes distinct; *White River East* (~1250 <sup>14</sup>C ans BP) et *White River North* (1700 <sup>14</sup>C ans BP); Clague et al. (1995).

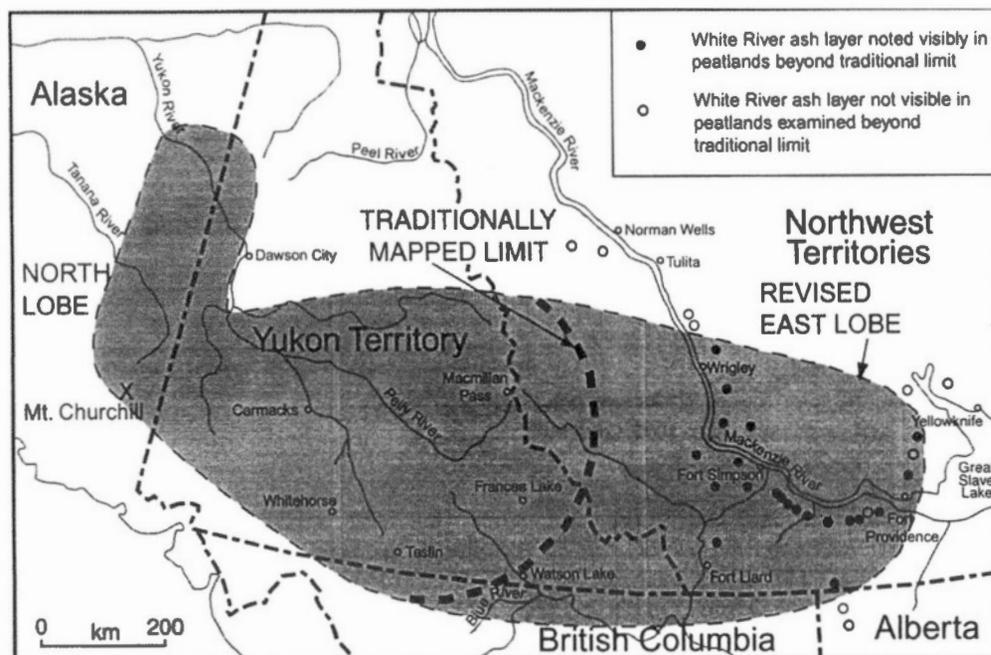


Figure 1.6 Distribution géographique des lobes nord et est des cendres de *White River*. Tiré de Robinson (2001).

## 1.5 Géologie du Quaternaire

La zone d'étude est située en dehors des zones englacées, l'est Yukon se situant à la marge des grandes glaciations (figure 1.1). Depuis près de 2,5 Ma, les plaines de la Béringie sont demeurées libres de glace alors que les zones élevées ont périodiquement connu l'extension des glaces (Elias et Brigham-Grette, 2007). Trois types de complexes glaciaires ont affecté le Yukon, soit l'Inlandsis Laurentidien, la calotte de la Cordillère et les glaciers alpins. Certains sommets montagneux des monts St-Elias sont toujours recouverts de glaciers à l'heure actuelle. Certaines sections stratigraphiques du Yukon et de l'est de l'Alaska sont reconnues pour renfermer les plus vieux dépôts continentaux glaciaires, datés à 2,9 et 2,6 Ma (Westgate et al., 2001; Duk-Rodkin et al., 2004). Les plus vieux enregistrements sédimentaires prouvant les glaciations continentales au Canada proviennent de Bank Island et sont datés de 1,6 Ma (Pléistocène supérieur) (Barendregt et Vincent, 1990; Barendregt et Vincent, 1998). Les glaces laurentidiennes sont de plus en plus étendues dans la région depuis le Pléistocène, probablement en raison des chaînes de montagnes qui permettent le déversement de l'humidité atmosphérique à l'est de ces imposantes barrières topographiques (Duk-Rodkin et al., 2004). La dernière glaciation laurentidienne a principalement affecté le nord-est du Yukon (figure 1.7). Selon Dyke et al. (2002), l'extension maximale de la calotte laurentidienne dans la partie ouest (lobe Mackenzie) s'est produite vers 24 <sup>14</sup>C ka BP.

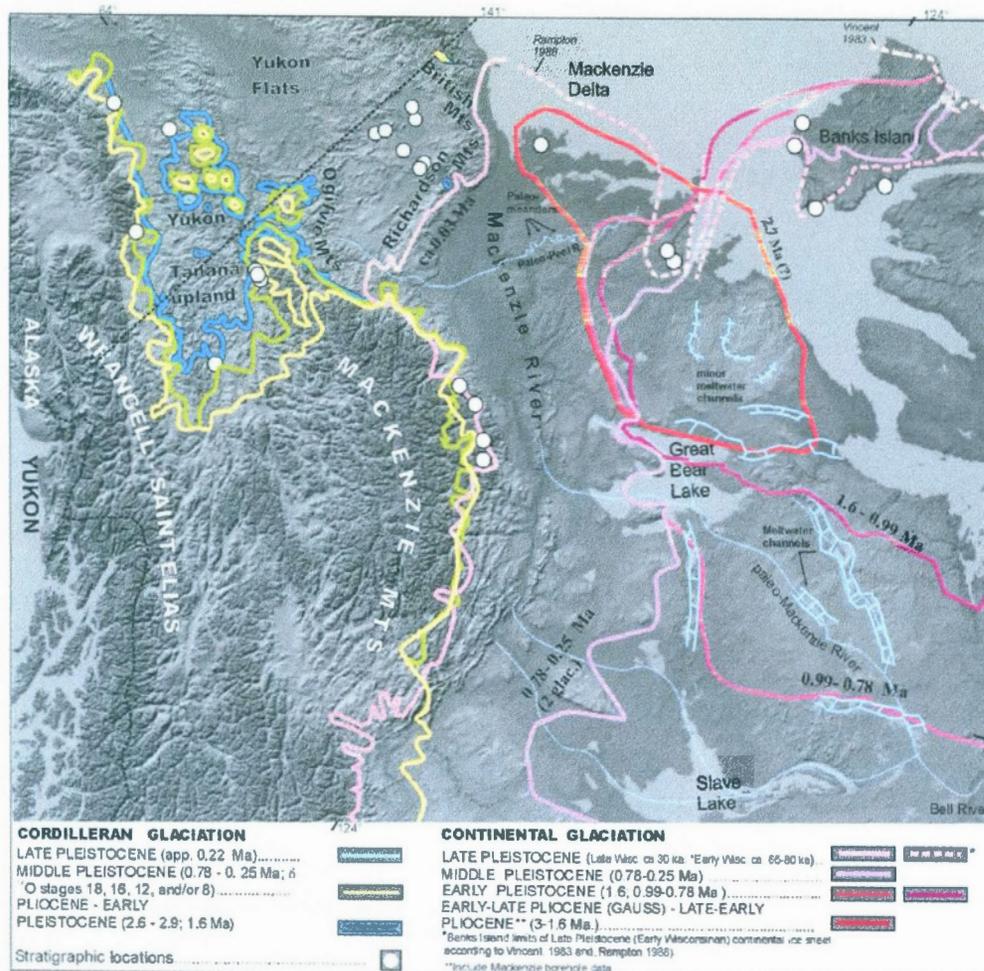


Figure 1.7 Étendue maximale des glaciations de la cordillère et continentale de la zone d'étude. Tiré de Duk-Rodkin et al., 2004.

### 1.5.1 Glaciations de la Cordillère

Le bassin versant de la région à l'étude, quoique jamais englacé, a été sous l'influence sédimentaire et hydrologique du drainage proglaciaire de la calotte de la Cordillère. De nombreuses glaciations de la Cordillère se sont produites depuis le Pliocène sur le territoire (Duk-Rodkin et al., 2004). Les glaciations de la Cordillère ont un développement complexe. Les masses de glace tirent d'abord leur origine des montagnes, les lobes descendent ensuite vers les vallées où ils deviennent coalescents. Bien que le terme d'inlandsis soit souvent utilisé, il s'agit plutôt de complexes glaciaires

fortement contrôlés par la topographie (Jackson et al., 1991). L'humidité est essentiellement fournie par l'Océan Pacifique, bien que l'Océan Arctique ait pu jouer un rôle important (Duk-Rodkin et al., 2004). Les précipitations annuelles étaient généralement faibles dans les vallées de la Béringie, ces endroits sont demeurés exempts de glace lors de période glaciaires. Alors que les glaciations de la Cordillère sont successivement de moins en moins étendues, l'extrémité de l'Inlandsis laurentidien est successivement de plus en plus étendue sur le territoire (Jackson et al., 1991). Une modification de la circulation atmosphérique globale et de la distribution des précipitations pourrait être à l'origine de ces changements. La figure 1.8 montre les limites glaciaires des glaciations de la Cordillère au Yukon.

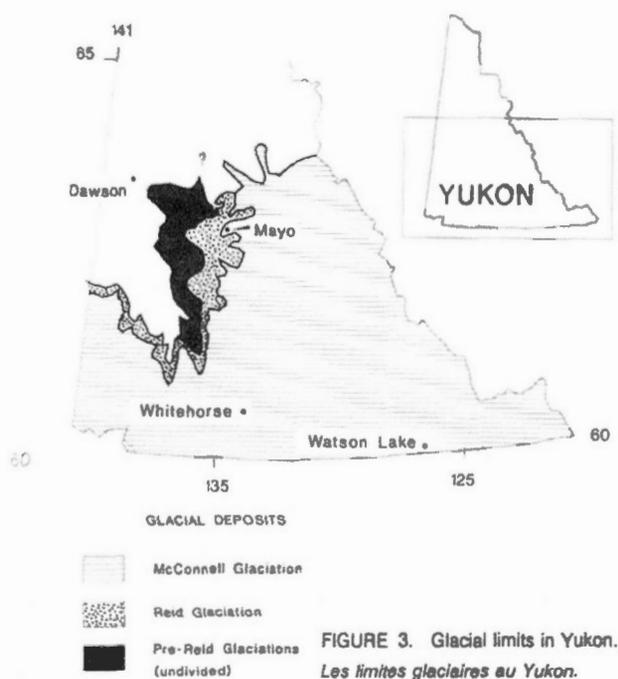


Figure 1.8 Limites géographiques de l'étendue des glaciations de la Cordillère. La distance entre Dawson et Mayo est d'un peu moins de 200 km. Tiré de Jackson et al., 1991.

La chronologie des glaciations de la Cordillère a d'abord été établie par Bostock (1966), qui reconnaît 4 glaciations successivement moins étendues les unes par rapport aux autres au cours du temps. Il se base sur la présence d'évidences géomorphologiques. Il nomme la plus ancienne et la plus étendue Nansen, et la seconde Klaza, toutes deux datées du Pléistocène supérieur. Les plus récentes sont nommées Reid et McConnell, survenu au Pléistocène tardif. Les recherches subséquentes n'ont pas permis de retracer les glaciations Nansen et Klaza, reléguées à des événements locaux. Ces deux

glaciations ainsi que les plus anciennes sont maintenant appelées glaciations pré-Reid. Il est maintenant reconnu que les glaciations pré-Reid regroupent au moins 5 glaciations différentes (Duk-Rodkin et al., 2004).

La glaciation McConnell, dernier inlandsis de la Cordillère, fût amorcée vers 29 ka BP (Jackson et al., 1991). Les glaciers ont d'abord progressés depuis les lignes de partage de glace des Monts Selwyn, Pelly et Cassiar pour fusionner vers 24 ka BP. La déglaciation s'est amorcée par un retrait graduel du front glaciaire, comme l'indique les moraines de récession retrouvées à une dizaine de km de la moraine frontale dans le sud du Yukon. Localement, des récurrences mineures ont eu lieu. La déglaciation s'est achevée vers 10 ka BP environ (Jackson et al., 1991).

### **1.6 Géologie de surface**

Une carte des dépôts de surface a été produite en 1996 par A. Duk-Rodkin de la Commission géologique du Canada sur le feuillet 116B (figure 1.9). Les berges du Fleuve Yukon ont été cartographiées selon trois unités principales. Les dépôts en jaune (Ap, At, Af et Ax) sont associés à des plaines et terrasses alluviales constituées de sable grossier et de graviers. Ils incluent parfois des sables fins et des silts ainsi que des barres de dépôts. Ils sont sujets à des crues subites. Les dépôts en brun (Cx) sont associés à des complexes de pentes en peuvent inclure des glissements mineurs et des blocs glaciaires. Finalement, les dépôts en orangé (Gp, Gt, Gtv, Gd, Gf et Gx) sont associés à des dépôts glaciaires. Ils peuvent être bien stratifiés à massifs. Les sédiments proglaciaires distaux sont fréquents aux abords du fleuve Yukon. D'autres dépôts indifférenciés ont également été cartographiés.

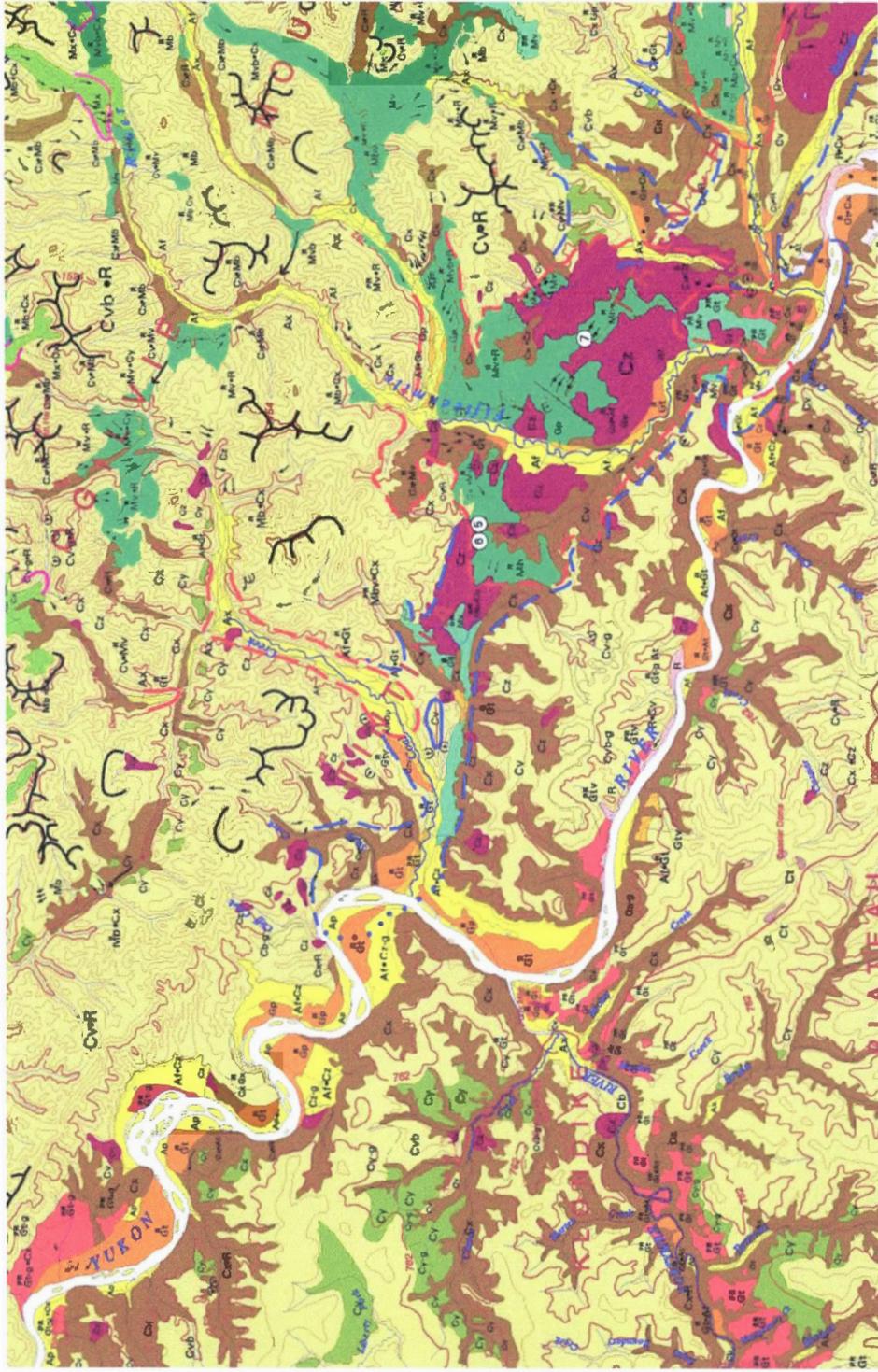


Figure 1.9 Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin (1996).

## ANTHROPOGENIC

**PLACER MINE TAILINGS:** mostly sorted gravel, cobble and grit; occurring as ridges derived from washed ore of lower Klondike River and its southern tributaries of the Klondike Plateau and middle Sixty Mile River. Occupy former alluvial plain and are separated by small perched ponds. Includes minor areas of open pit mining.



m - tailings, consisting of gravel and grit, up to 7 m thick.

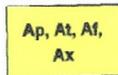
QUATERNARY  
HOLOCENE

**ORGANIC DEPOSITS:** peat and mudok; occurring as flat to gently sloping plains or as a blanket on hill sides; overlie lacustrine, moraine and colluvial sediments but rarely form a dominant geologic unit. Permafrost is commonly present within 1 m of the surface.



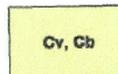
fenland - consisting of woody sedge peat, <2 m thick;

**ALLUVIAL DEPOSITS:** coarse sand and gravel with minor silt and fine sand in association with modern drainages. Floodplains along the middle reaches of the Yukon River between Dawson City and the Alaska border are cut into bedrock. Alluvial terraces along Forty Mile River are transitional from glaciofluvial terraces of probable Illinoian (Reid) age. It includes Ax unit of pre-glacial origin, i.e. Sixty Mile River Valley.



Ap, At - alluvial plain and terraces; coarse sand and gravel with minor silt and fine sand occurring as bars, overbank floodplain and low terrace sediments, 0-12 m thick; floodplain deposits subject to periodic floods. At - alluvial fan; mainly gravel, locally with lenses of mudflow deposits, up to or > 10 m thick. In the Ogilvie Mountains they form extensive areas of coalescent fans beyond the limit of McConnell Glaciation. Ax - complexes of Ap, At and Af undivided.

**COLLUVIAL AND SHEETWASH DEPOSITS:** diamicton, rubble, and organic-rich silt and sand derived from bedrock and surficial materials by a variety of colluvial and sheetwash processes. Commonly organic-rich silt with massive ground ice in the southeast part of the Dawson area (Klondike goldfields).



Cv - Colluvium veneer that conforms to bedrock topography, 1-2 m thick;  
Cb - Colluvium blanket that conforms to bedrock topography, >3 m thick;



Cx - Slope complex consisting of two or more of Cv, Cb and At undivided. This unit may include small landslides and rock glaciers.

Figure 1.9 (suite) Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin (1996).

### WISCONSINAN (McCONNELL) GLACIATION

**GLACIOFLUVIAL DEPOSITS:** well stratified to massive; poorly to well sorted; sand and gravel; deposited as proglacial or ice contact sediments by glacial meltwater; locally with a veneer of eolian silt or sand.

Gp, Gt, Gtv

Gp - Glaciofluvial flat to gently sloping plain, 2-8 m thick;  
Gt - Glaciofluvial terrace, >15 m thick,  
Gtv - Glaciofluvial terrace veneer, <2 m thick.

**GLACIOLACUSTRINE DEPOSITS:** silt and clay with minor sand, commonly overlain by a discontinuous blanket or veneer of organic deposits.

Lp

Lp - thick sediments occurring as a flat to gently sloping plain; no exposures available, estimated thickness 10 m.

**GLACIAL DEPOSITS (till):** unsorted silt, sand, and clay with some gravel and boulders; till of mountainous areas has abundant pebbles, cobbles, and boulders in silty sand matrix; deposited by glacier ice and occurring in a variety of different landforms (plains, hummocks and rolling moraine surfaces). It may include neoglacial moraines.

Mv, Mb, Mx

Mv - veneer of till with slopes conforming to underlying bedrock topography, 0-2 m thick;  
Mb - gently to moderately sloping plain controlled by bedrock, 3-6 m thick. Mx - Moraine complex: largely hummocky, ridged, and hilly till associated with ice contact sediments. Also includes some Mv and Mb units, undifferentiated.

### ILLINOIAN (REID) GLACIATION

**GLACIOFLUVIAL DEPOSITS:** well stratified to massive; poorly to well sorted; sand and gravel; deposited as proglacial or ice contact sediments by glacial meltwater. Distal proglacial sediments are common along the Yukon River. These deposits are sometimes interbedded with debris flow (Klondike and Fortymile rivers) and Jukuhäup deposits (Yukon River) locally with a veneer of eolian silt or sand. Where exposed, Reid deposits are capped by a brown-red paleosol of about 90 cm thickness.

Gp, Gt, Gtv,  
Gd, Gf, Gx

Gp - glaciofluvial plain; flat to gently sloping plain, 2 - 12 m thick; Gt - overlying a terrace, up to 60 m thick. Gtv - glaciofluvial terrace veneer, <2 m thick; Gd - glaciofluvial delta, up to 15 m thick;  
Gf - glaciofluvial fan; flat to gently sloping fan <15 m thick;  
Gx - glaciofluvial complex, plains and ridges (eskers) undifferentiated, <20 m thick.

**GLACIAL DEPOSITS:** unsorted silt, sand, and clay commonly (diamictic) oxidized with abundant pebbles, cobbles, and boulders; deposited by glacier ice and occurring in a variety of different landforms. Large percentage of clasts are striated and have weathering rinds. Extensive glacial plains with sporadic low amplitude moraine ridges are found along lower North Klondike River.

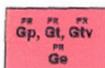
Mp, Mv, Mb,  
Mm, Mr, Mh,  
Mx

Mp - moraine plain; till occurring as flat to gently sloping plain, >20 m thick; Mv - veneer of till with slopes conforming to underlying bedrock topography, <3 m thick; Mb - gently to moderately sloping plain controlled by bedrock, >3 m thick. Mm - broad hummocks or low hills with 10 - 20 m relief, <20 m thick. Mr - ridged moraine, individual to compound, either straight or sinuous ridges; generally coarse till (20-50% pebbles); 15 to 60 m high, <60 m thick; Mh - hummocky moraine, individual and coalescent hummocks, locally hummocks have a high gravel content; up to > 15 m thick. Mx - Glacial deposit complex, largely hummocky, ridged, and hilly till, undifferentiated.

Figure 1.9 (suite) Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin, (1996).

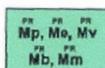
**PRE-ILLINOIAN (REID) GLACIATIONS UNDIFFERENTIATED (including Pliocene)**

**GLACIOFLUVIAL DEPOSITS:** well stratified to massive; poorly to well sorted; sand and gravel; deposited as proglacial or ice contact sediments by glacial meltwater; distal proglacial sediments are common along the lower Klondike, Yukon and Fortymile rivers. Within the Tintina Trench, gravels interbedded with massive diamicton and glaciolacustrine sediments occur with a thickness over 100 m. Where the paleosol has not been truncated by later processes brown-red paleosol with clay skins on clasts can be observed. Paleosol thickness is about 1.8 m. Highly weathered clasts are common. Locally with a veneer of eolian silt, sand and/or organic silt (muok)



<sup>PR</sup>Gp - flat to gently sloping plain, 2-15 m thick; <sup>PR</sup>Gt - underlying a terrace, up to 100 m thick.  
<sup>PR</sup>Gtv - glaciofluvial terrace veneer, <2 m thick  
<sup>PR</sup>Ge - flat to gently irregular glaciofluvial plain highly modified by landsliding.

**GLACIAL DEPOSITS (MU):** unsorted silt, sand, and clay with some coarser clasts; till has abundant pebbles, cobbles, and boulders in silty sand matrix; deposited by glacier ice and occurring in a variety of different landforms. Deposits are usually oxidized, and contain high percentage of weathered clasts. Exposures along north side of Tintina Trench include blocks of the underlying unconsolidated Tertiary deposits. These deposits have been highly modified by landsliding, particularly between Ballarat Creek and North Klondike River where rolling terrain is the remnant of a moraine plain (Me). Along the north slope of the Ogilvie Mountains they form blankets and veneers of highly colluviated deposits with occasional erratics.



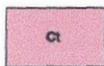
<sup>PR</sup>Mp - moraine plain; till occurring as flat to gently sloping plain 3-20 m thick;  
<sup>PR</sup>Me - flat to gently irregular till plain highly modified by landsliding, glaciofluvial and fluvial processes; approximately 20 m thick; <sup>PR</sup>Mv - veneer of till with slopes conforming to underlying bedrock topography, 0-2 m thick; <sup>PR</sup>Mb - gently to moderately sloping plain controlled by bedrock, 3-6 m thick. <sup>PR</sup>Mm - broad hummocks or low hills with 10-20 m relief, <20 m thick.

**PLIOCENE-PLEISTOCENE UNDIFFERENTIATED**

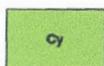
**LANDSLIDES, PEDIMENTS AND CRYOPLANATION TERRACES:** diamicton and rubble derived from bedrock and surficial materials by gravity, sheetwash, solonchep and frost action.



<sup>PR</sup>Cz - landslide deposits: rubble and/or diamicton occurring as stepped or fan-shaped deposits; mainly rotational slump failures; 10 to >100 m thick. Covers extensive areas in the Tintina Trench where deposits are derived from unconsolidated Tertiary and Quaternary deposits (eg: Ballarat Creek, > 110 km<sup>2</sup>). Small percentage of landslides occurs in bedrock.

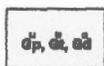


<sup>PR</sup>Ct - cryoplanation terrace deposits: colluvial rubble occurring as a 1-3 m thick mantle on a step or bench in a mountain slope and on interfluvies. Found on the hill tops of the unglaciated part of the Klondike Plateau and on divides that were not affected by the last glaciation, usually along the west and north part of the southern Ogilvie Mountains.



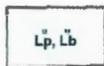
<sup>PR</sup>Cy - Pediment: rubble occurring along valley sides on gently sloping erosion surfaces that conform to bedrock topography; < 3 m thick. Commonly found on the unglaciated parts of the Klondike Plateau and reflect Pliocene to early Pleistocene slope evolution associated with regional denudation. Often overlain by thick loess > 3m, ie. Swede Creek.

**GLACIOFLUVIAL DEPOSITS:** well stratified to massive, poorly to well sorted sand and gravel, commonly covered by at least 2 m of peat; deposited as proglacial or ice contact sediments by glacial meltwater. These distal proglacial deposits are located along the South Tatonduk River and lower Coal Creek.



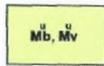
<sup>Q</sup>Qp - flat to gently sloping plain, 2-30 m thick  
<sup>Q</sup>Qt - overlying a terrace, up to 20 m thick.  
<sup>Q</sup>Qd - glaciofluvial delta, up to 15 m thick;

**GLACIOLACUSTRINE DEPOSITS:** silt and clay with minor sand, commonly overlain by a discontinuous blanket or veneer of organic deposits; usually affected by retrogressive thaw flow slides and rotational slumping. Restricted areas of glaciolacustrine deposits occur in association with moraine blankets and plains of Illinoian (Reid) and Late Wisconsinan (McConnell) age. Extensive areas were covered with glaciolacustrine sediments (8 m thick maximum exposure) during pre-Reid glaciations along the Tintina Trench and have been reworked by landsliding.



<sup>Q</sup>Lp - thick sediments occurring as a flat to gently sloping plain, > 10 m thick.  
<sup>Q</sup>Lb - blanket conforming to local topography up to 7 m thick.

**GLACIAL DEPOSITS:** unsorted silt, sand and clay with some gravel and boulders. Interpreted on the basis of surface expression due to lack of exposure and thick organic cover. Occurring as till blanket in South Tatonduk River and a eastern tributary to Eagle Creek.



<sup>Q</sup>Mb - gently to moderately sloping plain controlled by bedrock, 3-6 m thick.  
<sup>Q</sup>Mv - Till veneer with slopes conforming to underlying bedrock topography, 0-2 m thick.

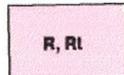
Figure 1.9 (suite) Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin, (1996).

**PRE-PLIO-PLEISTOCENE**

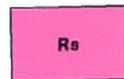
**BEDROCK:** Tertiary sand and gravel exposed on landslides scarps along the Tintna Trench; Devonian quartzite in Klondike Plateau; rocks of mountainous areas range from volcanic, quartzite, chert, argillite, dolomite, limestones, shale, diorite, granodiorite and gabbro of Precambrian to Cretaceous age.



**T**  
**At** - Alluvial terraces; coarse gravel and sand with minor silt occurring as high terraces (up to 70 m thick) along the Yukon River. These deposits correspond to the south flowing paleo Yukon River.



**R, Rt** - primarily prominent ridges, escarpments, and hills.  
**Rt** - bedrock terrace (South Tatonduk River)



**Rs** - unconsolidated Tertiary sand and gravel.

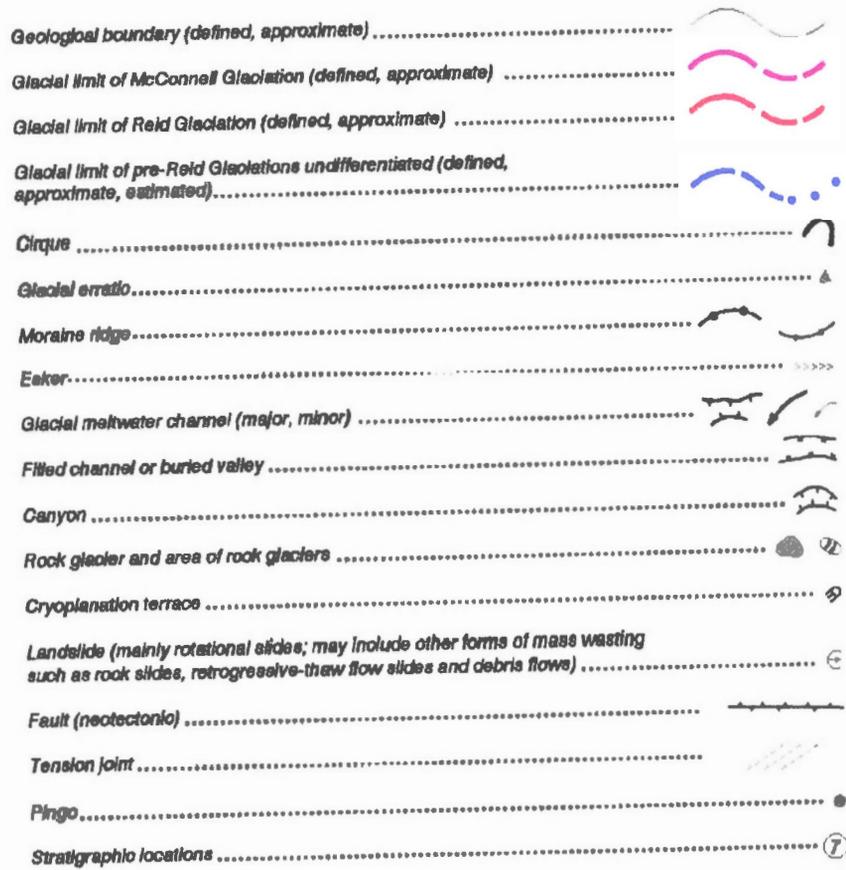


Figure 1.9 (suite) Zoom de la carte des dépôts de surface des feuillets SNRC 116B et 116C. Tiré de Duk-Rodkin, (1996).

## 1.7 Hydrologie

L'élément hydrologique majeur de la zone d'étude est le fleuve Yukon (figure 1.10). Il est situé à près de 305 m d'altitude dans la région d'étude. Il draine une grande partie du territoire avec un bassin de 839 200km<sup>2</sup> (Robert, 2005). Il est le quatrième plus important en Amérique et le vingtième sur le plan mondial en frais de décharge avec une moyenne de plus de 6000m<sup>3</sup>/s (Brabets et al., 2000). Il débute sa course en Colombie-Britannique où il soutire la majeure partie de sa charge hydrique. Il s'écoule d'abord vers le nord pour traverser une bonne partie du Yukon puis subit un changement de direction vers l'ouest pour traverser l'Alaska et se jeter dans la Mer de Béring (figure 1.11). Sa charge sédimentaire importante provient des affluents qui prennent leur source en domaine montagneux où les produits de l'érosion mécanique sont importants. Près de 90% de la charge sédimentaire provient de l'affluent *White River* qui draine les montagnes de St-Elias (Froese et al., 2005). Le fleuve Yukon est majoritairement situé en domaine périglaciaire et montre un régime nival; les glaces se brisent généralement au début ou à la mi-mai et les eaux printanières fraîches s'écoulent vers la mi-juin (Froese et al., 2005). À l'exception de taliks associés au fleuve, le fleuve repose sur un pergélisol peu profond (Froese, 2001). Dans la zone d'étude, l'écoulement se fait généralement d'est en ouest, suivant les structures d'accrétion des terranes et les failles majeures (Duk-Rodkin et al., 2001; Froese et al., 2005). Le système de drainage de la région est fortement contrôlé par des facteurs structuraux, bien que des facteurs extérieurs comme les glaciations aient entraîné certaines modifications. La morphologie du fleuve varie énormément au long de son parcours et est plutôt de type à méandre avec des îles stables dans la région d'étude (Froese et al., 2005) (figure 1.12).



Figure 1.10 Vue sur le fleuve Yukon à Dawson City, direction sud.

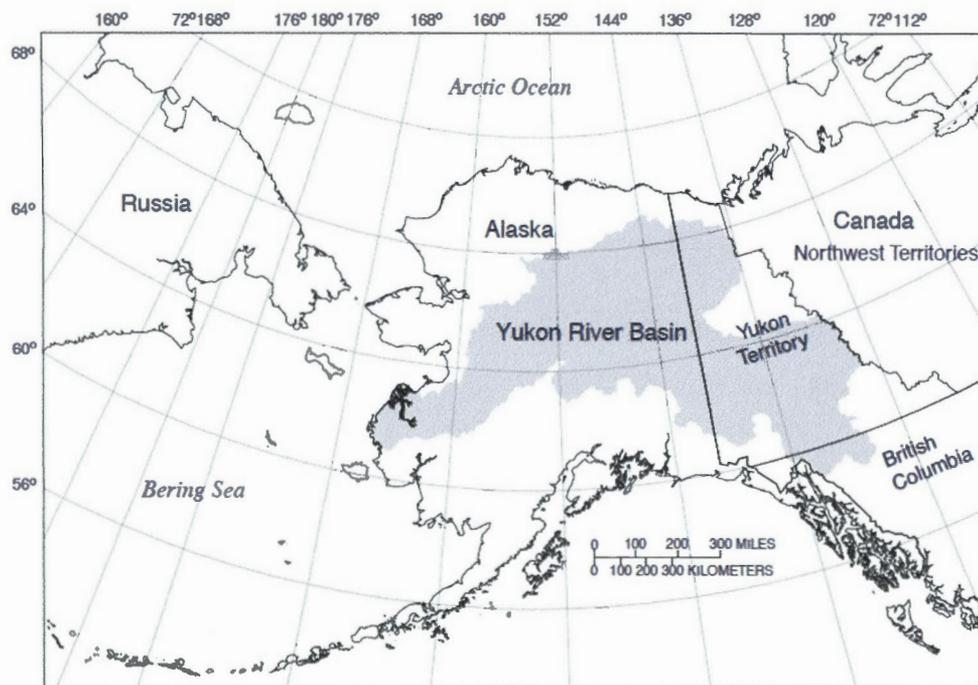
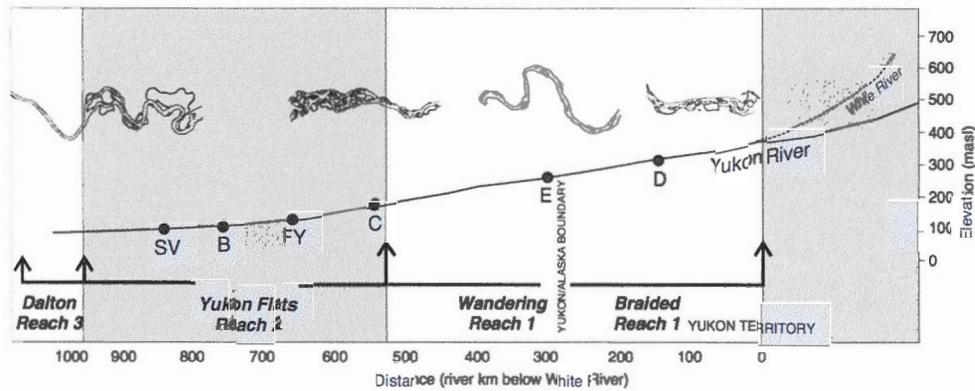


Figure 1.11 Bassin versant du fleuve Yukon. Tiré de Brabets et al. (2000).



**Figure 1.12 Morphologie du fleuve Yukon. La région d'étude est située entre le point D (Dawson) et E (Eagle). Tiré de Froese et al., 2005.**

Au cours de son histoire, le fleuve Yukon a subi d'importantes diversions (figure 1.13). Ces changements proviennent des événements tectoniques tels que les mouvements structuraux le long des failles Tintina, Teslin et Denali, ainsi que l'élévation de la chaîne de montagne St-Elias à la fin du Tertiaire (Duk-Rodkin et al., 2001).

Des changements majeurs sont également survenus lors des glaciations qui ont détourné l'écoulement du fleuve et entraîné sa capture le long des failles. De plus, les glaciations ont contribué à la création de nouveaux chenaux et à la canalisation du cours d'eau. Le bassin de drainage du fleuve Yukon a considérablement augmenté en superficie depuis son apparition. Cela est principalement dû aux diversions provoquées par les glaciations ainsi que par l'incorporation d'affluents de second et de troisième ordre et de petits bassins de drainage.

Selon Tempelmen-Kluit (1980), le paléo-Yukon existerait depuis le début du Tertiaire. S'écoulant d'abord vers le sud, le bassin de drainage liait les régions au nord de la Fosse Tintina à l'Océan Pacifique (figure 1.13a). Entre le Miocène tardif et le Pliocène moyen, les conditions climatiques ont changées, passant d'un climat chaud et humide à un climat froid et sec, entraînant la première glaciation majeure de la région et interrompant le drainage du paléo-Yukon (Froese et al., 2000; Duk-Rodkin et al., 2001). Les glaces de la Cordillère se sont écoulées vers les vallées, atteignant les pentes est du Plateau du Klondike. Un lac pro-glaciaire s'est formé dans la dépression de la partie ouest de la paléo-Yukon. L'exutoire de ce lac se trouvait à l'emplacement de l'actuelle rivière Fifteenmile, amorçant le début du drainage vers l'ouest, c'est-à-dire vers le bassin de la rivière Kwikpak (Duk-

Rodkin et al., 2001). Lors de cette diversion, le bassin de drainage de la Fosse Tintina ainsi qu'une partie du bassin de la rivière Tanana fût incorporé dans le bassin de drainage de la rivière Kwikpak. Le bassin de drainage de la paléo-Yukon fût alors augmenté de 20% (Duk-Rodkin et al., 2001). La nouvelle direction de drainage a entraîné l'écoulement du fleuve vers la région de Dawson Range, le long des pentes nord de cette région, avant de rejoindre l'Alaska. Des relevés géophysiques réalisés dans les basses-terres du fleuve Yukon (Yukon Flat) par Froese et al. (2005) semblent démontrer que ce bassin sédimentaire n'a subi aucune subsidence depuis le Pliocène. De plus, ils n'ont trouvé aucune évidence de mouvements verticaux dans les sédiments de la Fosse de Tintina.

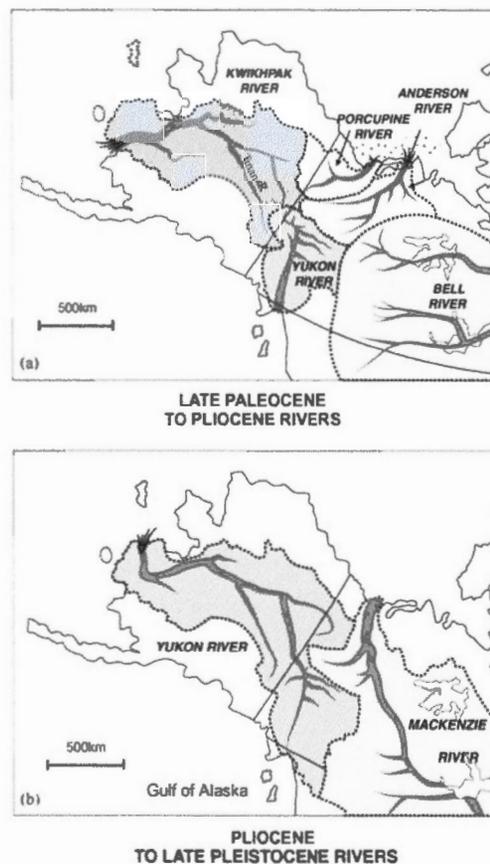


Figure 1.13 Évolution du bassin de drainage du fleuve Yukon.  
Tiré de Duk-Rodkin et al., 2001.

## CHAPITRE II

### RÉSULTATS COUPES STRATIGRAPHIQUES ET FACIÈS

Le long de berges du fleuve Yukon, nous avons procédé à la description et à l'échantillonnage de 8 sites localisés dans les sédiments sableux. L'étude des différentes sections stratigraphiques a conduit à la reconnaissance des caractéristiques sédimentologiques permettant de mieux cerner le contexte de mise en place des nappes de sables et ainsi identifier les faciès sédimentaires et la genèse des unités. La présente section vise à rapporter les observations faites sur les coupes stratigraphiques et faciès observés.

#### 2.1 Méthodes de terrain

Les berges du fleuve Yukon ont été sillonnées par bateau entre Dawson City et Eagle Village durant les étés 2008 et 2009 afin de procéder aux descriptions stratigraphiques et sédimentologiques détaillées et d'échantillonnage pour les datations OSL (*Optical Stimulated Luminescence*). Une dizaine de sites ont été visités et 8 sites ont fait l'objet d'étude (figure 2.1). Une description verticale de la stratigraphie et de la sédimentologie des coupes a été effectuée sur ces sites. L'élévation des coupes a été mesurée à l'aide d'un ruban à mesurer. Des efforts ont été mis pour trouver de la matière organique au contact des graviers fluviaux et des sables, ainsi que dans les unités supérieures, mais les recherches se sont avérées vaines. Les analyses de faciès sont basées sur la vaste littérature, laquelle est synthétisée dans Reineck et Singh (1980), liant les structures sédimentaires des sédiments terrigènes aux paléoenvironnements.

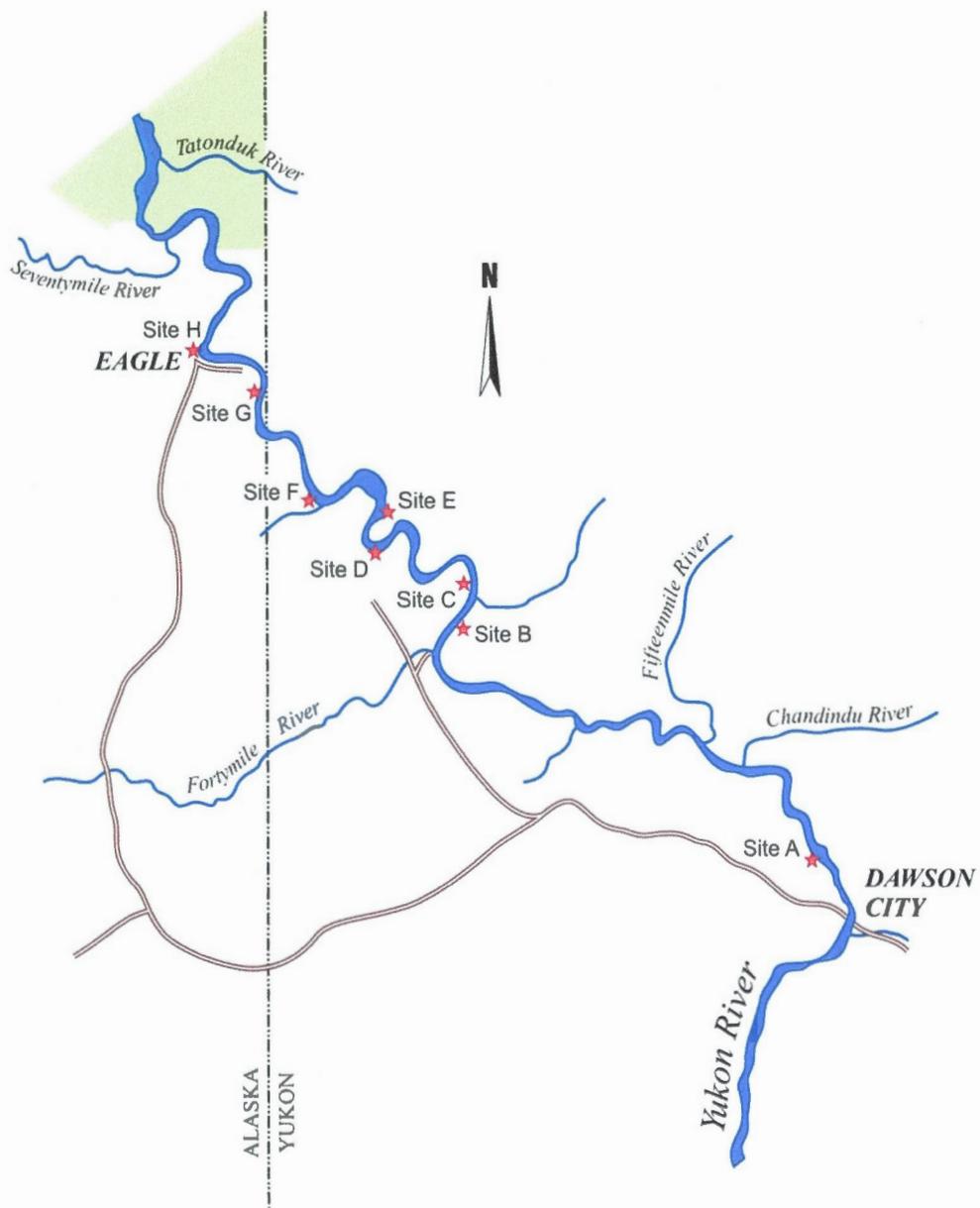


Figure 2.1 Carte de localisation des sites visités.

### 2.1.1 Procédure d'échantillonnage; OSL

Le prélèvement d'échantillon OSL nécessite une procédure d'échantillonnage particulière (figure 2.2). D'abord, une excavation a été faite à l'aide d'une pelle dans les sections stratigraphiques afin d'obtenir un sédiment qui n'a pas été exposé à la lumière et qui affiche un contenu en eau qui soit le moins possible altéré par le dessèchement que produit l'exposition des parois à l'air libre et au soleil. Les coupes ont été ensuite nettoyées à l'aide d'une truelle. La zone où se produisent les processus cryogéniques et pédologiques a été évitée lors du prélèvement des échantillons. Les échantillons ont été collectés à l'intérieur de cylindre opaque de cuivre de  $\frac{3}{4}$  de pouce. Les extrémités ont été scellées pour éviter la pénétration de la lumière et assurer la cohésion du matériel afin d'éviter le mouvement du sédiment à l'intérieur du tube. Une distance de 60 cm a été respectée entre le prélèvement du tube principal destiné aux lectures OSL et les contacts stratigraphiques. Pour chaque échantillon, deux petits cylindres ont aussi été prélevés afin de déterminer le contenu en eau moderne et le contenu en eau à saturation, tous deux mesurés en laboratoire. Ces échantillons ont été traités dès leur arrivée en laboratoire afin d'éviter que l'évaporation ne se produise et fausse la valeur réelle du contenu en eau. De plus, deux échantillons nécessaires aux calculs de la dose annuelle ont été prélevés afin de déterminer la concentration des radio-isotopes présents dans l'environnement du site en question. Ils sont appelés KUT-Low et KUT-High (Potassium (K), uranium (U), thorium (Th)) selon qu'ils proviennent de la partie inférieure ou supérieure de l'échantillon principal. Ces échantillons ont été prélevés dans un rayon d'une quinzaine de cm par rapport à l'échantillon principal. Les échantillons proviennent tous de sédiments non-consolidés.



**Figure 2.2** La procédure d'échantillonnage. Le tube principal, au centre, contient l'échantillon OSL. Les 2 petits tubes de chaque côté sont destinés à l'évaluation du contenu en eau moderne (*in situ*) et à saturation. Les deux capsules de plastiques, KUT-High et KUT-Low servent à déterminer la concentration des radioisotopes présents dans l'environnement immédiat de l'échantillon. Le manche de la truelle mesure environ 15 cm.

## 2.2 Contexte géomorphologique et stratigraphique

Les sections visitées sont toutes situées dans les bas reliefs de la vallée du fleuve Yukon. La plaine est parfois délimitée de part et d'autres par des terrasses, bien que le fleuve soit souvent confiné par des escarpements rocheux, principalement entre Dawson et la rivière Fortymile où le fleuve s'écoule en partie dans la Fosse de Tintina (figure 3). Plusieurs petites îles relativement stables se trouvent dans le chenal principal du fleuve (figure 2.3a). Des barres alluviales constituées de graviers sont présentes et certaines sont partiellement végétalisées. Certains secteurs, comme celui particulièrement plat à l'ouest de la rivière Fortymile, sont sujets à d'importantes crues subites (figure 2.3b). Des éboulis ont également été observés sur plusieurs sections, ils stabilisent les pentes en de mains endroits. Les processus cryogéniques y jouent également un rôle important et un coin de glace, indiquant une contraction thermique des sédiments, a été observé dans la zone d'étude. La reptation constitue un important processus géomorphologique entraînant un mouvement de masse sédimentaire le long des pentes. Les sections éoliennes sont bien exposées le long des berges du fleuve Yukon, principalement entre la rivière Fortymile et Eagle Village (figure 2.1). La période d'incision du Fleuve Yukon dans ces dépôts est mal connue.





Figure 2.3 A) Fleuve Yukon montrant escarpement rocheux et petites îles. B) Avertissement de crue subite observé près de la rivière Fortymile.

Les dépôts éoliens reposent tous sur les graviers fluviaux ou glaciofluviaux du fleuve Yukon. Les graviers font plusieurs mètres de hauteur (environ 6 à 10 mètres, parfois plus) et comprennent des galets jointifs centimétriques à décimétriques. Ils sont généralement imbriqués vers l'aval et baignent dans une matrice grossière (sable grossier à gravillon). Le contact entre les dépôts éolien et les graviers est généralement net (figure 2.4a). Il arrive également que des graviers surmontent les sables interprétés comme étant d'origine éolienne (figure 2.4b). Ce phénomène souligne les fluctuations temporaires qu'a connues le niveau du fleuve. Cela pourrait être dû aux débâcles glaciaires produites par des épisodes de fonte des glaciers montagneux situés en périphérie de la zone d'étude ou encore par d'importantes débâcles printanières. Il arrive qu'au printemps, lors du bris des glaces hivernales, les parois rocheuses forment un verrou et créent un barrage de glace. Le niveau du fleuve se voit alors temporairement élevé au-dessus du niveau des sables. Ce fût le cas à Eagle Village en 2009, une importante inondation avait alors détruit partiellement le village.



**Figure 2.4** Photos des graviers. A) Contact entre les graviers fluviaux du fleuve et les sables, site B. B) Alternance de sable fin et de graviers fluviaux, en aval du site G.

Les nappes de sable forment des étendues tabulaires. Elles démontrent essentiellement le même schéma stratigraphique. Les dépôts éoliens font quelques mètres de hauteur (environ 1 à 8 mètres, parfois moins) et comprennent des sables fins à moyens, parfois grossiers. Des silts fins à moyens sont fréquemment intercalés dans les sables.

Le sommet des sections est généralement plat, ce qui leur confère un aspect de terrasse. Le sommet est surmonté d'un sol et la végétation y est bien établie (principalement l'épinette noire et des plantes herbacées). La géomorphologie et le sommet plat des nappes de sable en font d'excellents lieux pour l'établissement des premières communautés. Certains chercheurs croient qu'elles ont été privilégiées par les premiers arrivants en Béringie en raison du potentiel qu'elles représentent pour l'approvisionnement en nourriture et en eau fraîche. Le site Mesa, dans le nord de l'Alaska, est associé à ce type de dépôt éolien (Kunz et Reanier, 1994; Mann et al., 2002). De plus, ces replats constituent un sol bien drainé en raison des sédiments poreux qui les composent. À certains endroits, notamment au village de Eagle, le sommet des nappes de sable constitue une assise aux infrastructures humaine (figure 2.5).



**Figure 2.5** Nappe de sable située à quelques km en amont de Eagle, site G. Les résidences sont directement construites sur la nappe de sable végétalisée.

Les dépôts de sable sont surmontés par des loess. En Alaska, les loess constituent les dépôts éoliens les plus étendus; ils forment une couverture de sédiment allant de quelques millimètres à près de 60 m par endroit, principalement dans les plaines situées entre 300 et 450 m d'altitude (Péwé, 1975). Ceux-ci ne présentent généralement pas de stratification ou sont faiblement laminés. La provenance de ces loess est encore discutée à l'heure actuelle (Muhs et Budahn, 2006).

### 2.3 Les sections visitées

Au total, 8 sites ont été visités pour le prélèvement d'échantillons destinés aux datations OSL (figure 2.1). Un total de 11 échantillons ont été prélevés afin de déterminer l'âge OSL et 3 coupes stratigraphiques comprenant deux échantillons chacune ont été étudiées. Les coupes stratigraphiques seront présentées dans cette section. Les élévations sont données par rapport au niveau du fleuve. La légende des coupes stratigraphiques est présentée à la figure 2.6.

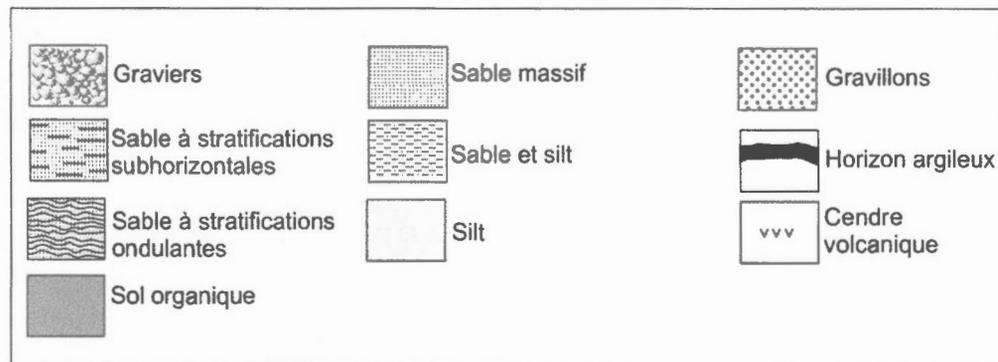
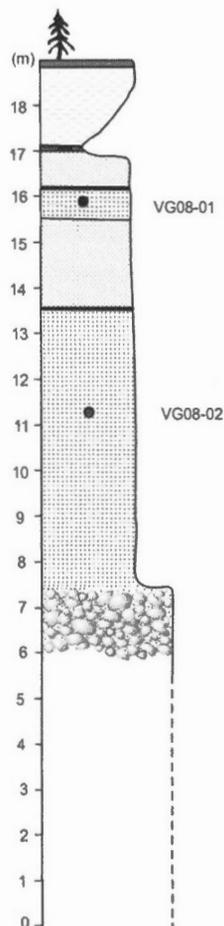


Figure 2.6 Légende utilisée pour la schématisation des coupes stratigraphiques.

### 2.3.1 Site A

Le site A est situé près de Dawson City et deux échantillons destinés à la datation OSL y ont été prélevés, VG08-01 et VG08-02. Les coordonnées du site sont latitude 64°08'37 N et longitude 139°30'51 W. La coupe fait 19 mètres de hauteur (figure 2.7 et 2.8).



**Figure 2.7 Coupe stratigraphique du site A.** **Figure 2.8 Vue générale du site A.**

Les galets du fleuve font près de 7,2 m d'épaisseur et sont recouvert à la base par éboulis de près de 6 m de hauteur. La section visible de cette unité démontre des graviers subarrondis parfois décimétriques imbriqués vers l'ouest.

Entre 7,3 m d'élévation et 13,3 m de la base, une unité de sable moyen, massif, ou comprenant des obliques de faible amplitude par endroit est exposée. Certains passages contiennent des sédiments plus grossiers et l'unité est plus moins claire. Cette unité a été échantillonnée pour l'OSL (VG08-02) à 6,8 m sous la surface du sol. Il s'agit du faciès de sable massif et pourrait correspondre à des sédiments éolien ou fluvio-éolien. À 13,4 mètre de la base, un mince lit silto-argileux (1cm) marque le contact avec les sédiments supérieurs. Ceci suggère une mise en place dans un courant peu profond et de faible énergie. De 13,5 m à 15,5 m, une unité de sable massif comportant des obliques par endroit a été observée. Cette unité est également comprise dans le faciès 1, elle est présumée éolienne.

Au-dessus, à 15,6 m, un sable fin à moyen très bien laminé et affichant des laminations subhorizontales et subparallèles bien développées est visible (figure 2.9a). L'unité fait près de 50 cm d'épaisseur et comporte également des rides grimpantes bien définies (figure 2.9b). Ces sables bien triés sont d'origine éolienne. L'échantillon VG08-01 a été prélevé dans cette unité (faciès sable stratifié) à 3,2 m sous la surface. La distance entre les deux échantillons est de 4,4 m. Cette unité est délimitée au sommet par un autre mince lit silto-argileux. À 16,1 m au-dessus du fleuve, près d'un mètre de sable massif comprenant également des obliques par endroit prend place. Ils sont fins, plus compacts et affichent une teinte grisâtre. Ils sont présumés éolien. Finalement, des loess de 2 m d'épaisseur couvrent le sommet de la coupe. Ils contiennent de la matière organique disséminée ainsi que les cendres *White River*. Ils sont surmontés par le sol organique de quelques centimètres d'épaisseur.



Figure 2.9 Photos du site A. A) Sables échantillonnés pour VG08-01. B) Rides grimpantes dans les sables stratifiés.

### 2.3.2 Site B

Les coordonnées géographiques du site B sont  $64^{\circ} 26' 57''$  N et  $140^{\circ} 28' 42''$  W. Un seul échantillon a été prélevé dans cette section, VG09-02. Le site B est constitué d'une coupe stratigraphique d'un peu plus de 14 m de hauteur (figure 2.10 et 2.11).

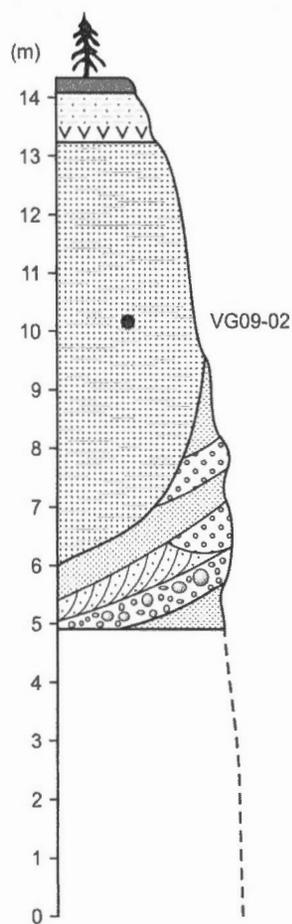


Figure 2.10 Coupe stratigraphique du site B.



Figure 2.11 Échantillon VG09-02, site B.

Le contact entre les graviers fluviaux et les sables n'a pu être observé en raison d'un éboulis qui obstruait la séquence sur un peu moins de 5 m de hauteur. À la base de la section visible, des sables massifs prennent place. Ils sont compacts et semblent d'origine fluviale ou fluvioglaciale. Ils sont

surmontés par une unité de graviers d'environ 50 cm de d'épaisseur (figure 2.12a). Ceux-ci contiennent des galets de 5 à 30 cm subarrondis et imbriqués vers l'aval. Ils sont en discordance sur les sables sous-jacents; le contact est franc. Au-dessus, à 5 m d'altitude, des sables oxydés à la base au litage oblique sont visibles. Les mesures de courant suggèrent des eaux s'écoulant vers le NNE (N030°). Des sections renferment parfois des lentilles de sédiments plus grossiers. Des boules de sédiments silto-argileux (galets mous) associées à un transport fluvial ont été observées. À près de 5,5 m d'élévation, une couche de sable massif est présente. Des gastéropodes ont été retrouvés dans cette unité (figure 2.12b), suggérant une aggradation fluviale. Des graviers de quelques centimètres de hauteur sont à nouveau visibles. Cette coupe démontre une importante variation granulométrique à la base de la section observable, passant des graviers aux sables à quelques reprises.

Vers 6 m au-dessus du fleuve prend place des sables fins à moyens et bien stratifiés. L'unité fait près de 6 m d'épaisseur à son épaisseur maximum. Les laminations sont subhorizontales et subparallèles. La base de l'unité est constituée de lamines plus épaisses contenant certains passages de sédiments plus grossiers. Les lamines deviennent de plus en plus fines (mm) vers le sommet de l'unité. Cette unité a été échantillonnée pour l'OSL (VG09-02) et correspond au faciès de sable stratifié. Il s'agit de sédiments éoliens (figure 2.12c). L'unité comprenait des déformations à la base de la séquence pouvant être reliées à une empreinte de bison.

Le sommet de la séquence comprend des loess et des sables très fins incluant les cendres de *White River*. La matière organique disséminée est abondante au sommet de l'unité. Ils sont surmontés par le sol organique de quelques centimètres d'épaisseur.

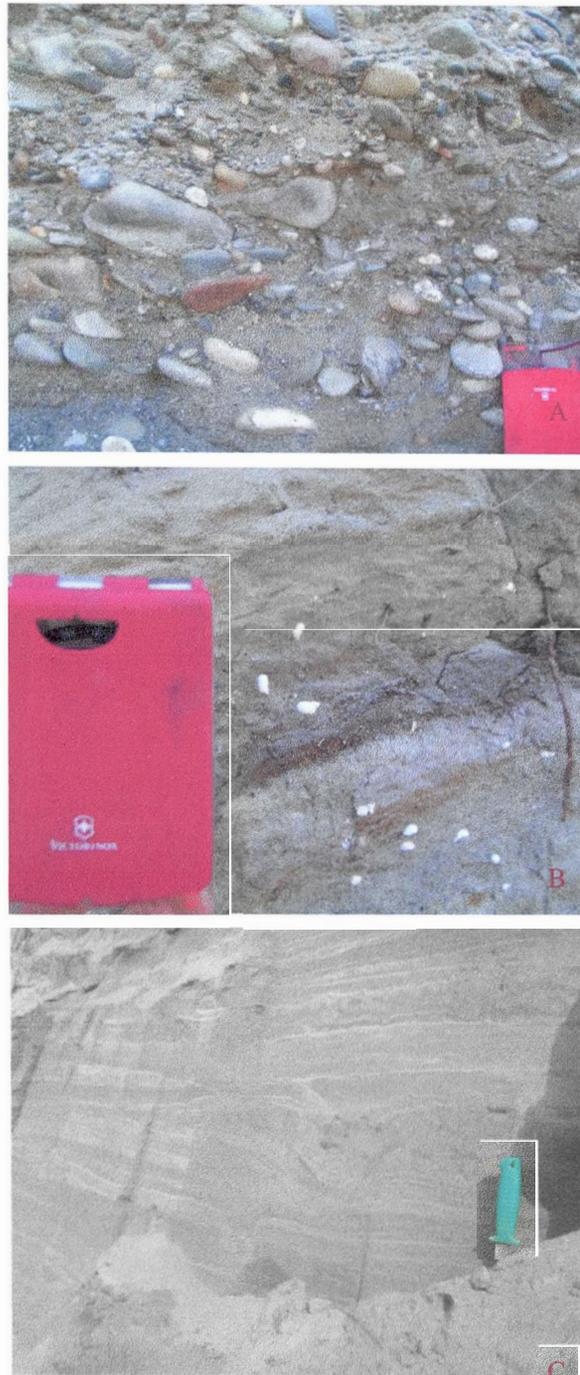


Figure 2.12 Photo du site B. A) Gravier fluviaux à la base de la séquence. B) Sable contenant les gastéropodes. C) Alternance de sable fin et de silt et déformation à la base de la nappe de sable.

### 2.3.3 Site C

Le site C est situé à la latitude 64°29'48 N et à la longitude 140°26'24 W et deux échantillons ont été prélevés sur cette section, VG09-05 et VG09-08. Il comprend une coupe de près de 19 m de hauteur (figure 2.13 et 2.14).

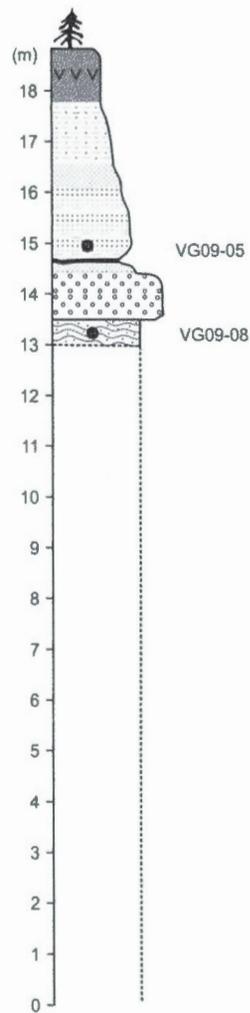


Figure 2.13 Coupe stratigraphique du site C.



Figure 2.14 Vue générale du site C.

Un éboulis de 13 m obstruait les graviers fluviaux. Néanmoins, la hauteur des graviers a pu être estimée à près de 12 m, bien que la présence d'unités sableuses ne puisse être écartée, principalement vers le sommet de l'éboulis. L'unité basale de la section visible est constituée de gravillons hétérogènes de moins de 1 mm, assez bien triés et anguleux.

Le contact entre les gravillons et l'unité supérieure est net, ondulant, voire érosif. Il marque la limite entre les gravillons et une mince couche de sable brun affichant une stratification faiblement définie à 14,4 m d'élévation. Cette unité correspond au faciès de sable massif et pourrait correspondre à des sédiments fluvio-éolien ou éoliens. Des structures s'apparentant à des rides grimpantes ont pu être observées.

Vers les 14,8 m, une mince couche discontinue de sédiment organique prend place. Cette unité de couleur beige-orangée fait environ 6 cm d'épaisseur et le contact supérieur est diffus (figure 2.15a). Celle-ci suggère que l'aggradation éolienne a diminué et qu'il y a eu une période de stabilité un certain temps. Un prélèvement destiné à la datation radiocarbone a été fait mais les résultats ont livré un âge moderne.

Au-dessus des sédiments organiques, des sables moyens à grossiers et faiblement laminés ont été observés (faciès de sable massif). Ils affichent une couleur d'oxydation brunâtre par endroit (figure 2.15b). Cette unité présente un granoclassement inverse et 3 séquences d'environ 50 cm sont visibles. Ces sédiments sont interprétés comme étant d'origine éolienne. L'échantillon VG09-05 a été prélevé dans ces sables, à 25 cm au-dessus des sédiments organiques, à l'intérieur du faciès de sable massif.

À 16 m d'élévation au-dessus du fleuve, environ 50 cm de sable massif prennent place. Ils pourraient être d'origine éolienne ou fluvio-éolienne. Ils sont surmontés par 1,4 m de sédiments plus fins, des sables fins et de silt éoliens. Ils contiennent de la matière organique disséminée. Finalement, le sol organique fait plusieurs centimètres d'épaisseur et comprend les cendres de *White River*.

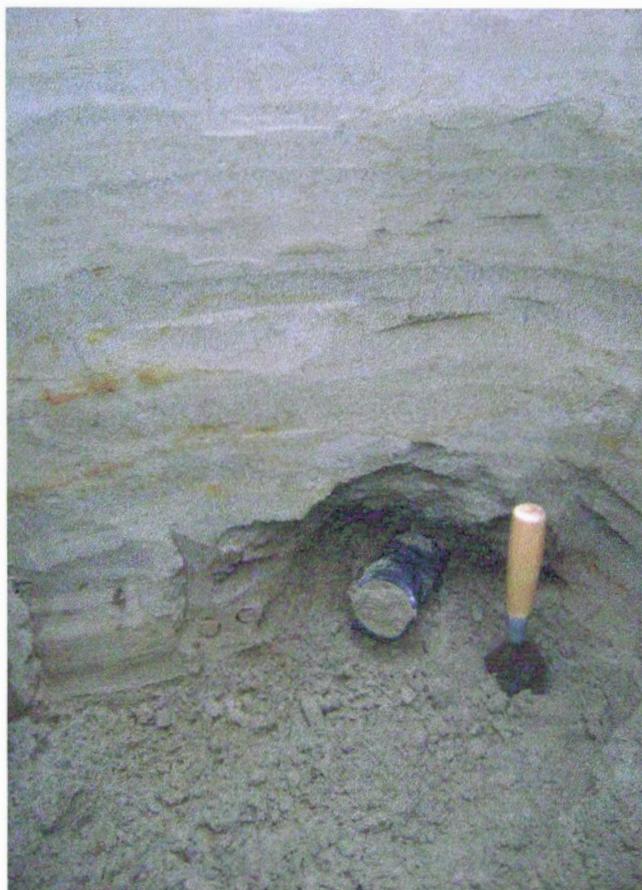
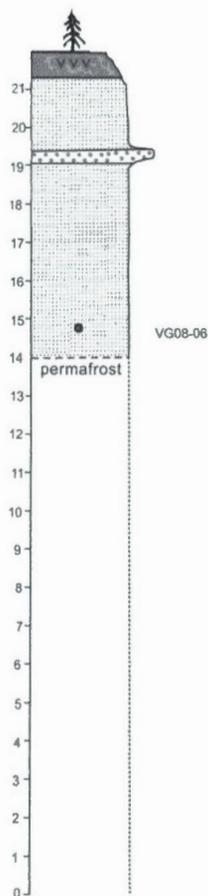
Légèrement en amont de cette même coupe, des sables ont été trouvés sous un horizon de graviers fluviaux. Les sables sous-jacents font près de 70 cm d'épaisseur. Leur base est constituée de sable fin avec une stratification ondulante. Ils ont été échantillonnés pour l'OSL, VG09-08 (figure 2.15c et 2.15d). Ils sont surmontés par des sables très fins et massifs. Le contact est horizontal, net et érosif. Ces derniers semblent d'origine éolienne.



**Figure 2.15** Photos du site C. A) Granoclassement inverse dans les sables massifs. B) Échantillon VG09-05 prélevé au-dessus des sédiments organiques. C) Nappe de sable aux stratifications ondulantes d'où provient l'échantillon VG09-08. D) Détail des sables échantillonnés pour VG09-08.

### 2.3.4 Site D

Les coordonnées du site D sont  $64^{\circ}35'11$  N et  $140^{\circ}40'8$  W. Un seul échantillon y a été prélevé, VG08-06. Les sédiments de cette coupe sont relativement homogènes. La coupe fait près de 22 m de hauteur (figure 2.16 et 2.17).



**Figure 2.16** Coupe stratigraphique du site D. **Figure 2.17** Échantillonnage VG08-06.

Le contact entre les graviers fluviaux et les sables n'a pu être observé en raison d'un éboulis et de la présence de glace dans le sol. Les 14 m inférieurs de la coupe étaient gelés et n'ont pu être excavés. Toutefois, une hauteur minimum de 7,9 m a pu être identifiée pour les graviers. Ceux-ci démontraient une imbrication vers l'ouest et la taille des blocs pouvait être jusqu'à décamétrique.

À 14 m d'élévation au-dessus du fleuve se trouve un sable moyen à grossier grossièrement stratifié. Les laminations sont épaisses (1-3 cm environ). L'épaisseur de cette unité est d'environ 5 m et est interprétée comme étant d'origine éolienne. Elle affiche une couleur grisâtre et certains passages sont oxydés. L'échantillon VG08-06 a été prélevé dans cette unité (faciès de sable stratifié) à 60 cm au-dessus de l'horizon gelé et à 8 m sous la surface du sol (figure 2.18).

À près de 19 m d'élévation se trouve un lit de graviers intercalé dans les sables. Il fait une dizaine de centimètres d'épaisseur et comprend des petits cailloux de 5 à 10 cm de grosseur dans une matrice de la taille des gravillons. Ceci témoigne de l'élévation de l'activité fluviale durant une courte période. Il est surmonté par des sables moyens laminés compris dans le faciès de sable stratifié et d'origine éolienne. Cette unité fait près de 1,8 m d'épaisseur, le sommet est constitué de sable plus fin et de silt affichant parfois une couleur d'oxydation. La matière organique disséminée est abondante au sommet de la séquence. Elle est suivie d'un sol de quelque cm d'épaisseur contenant les cendres de *White River*.



**Figure 2.18** Sable situé sous l'horizon de gravier d'où provient l'échantillon VG08-06.

### 2.3.5 Site E

Le site E est situé à 64°35'11 N et 140°40'37 W et deux échantillons y ont été prélevés, VG08-04 et VG08-05. Il expose une coupe de près de 17 m de hauteur (figure 2.19 et 2.20).

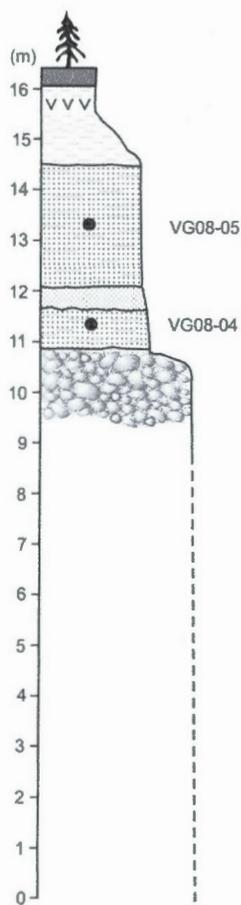


Figure 2.19 Coupe stratigraphique du site E.

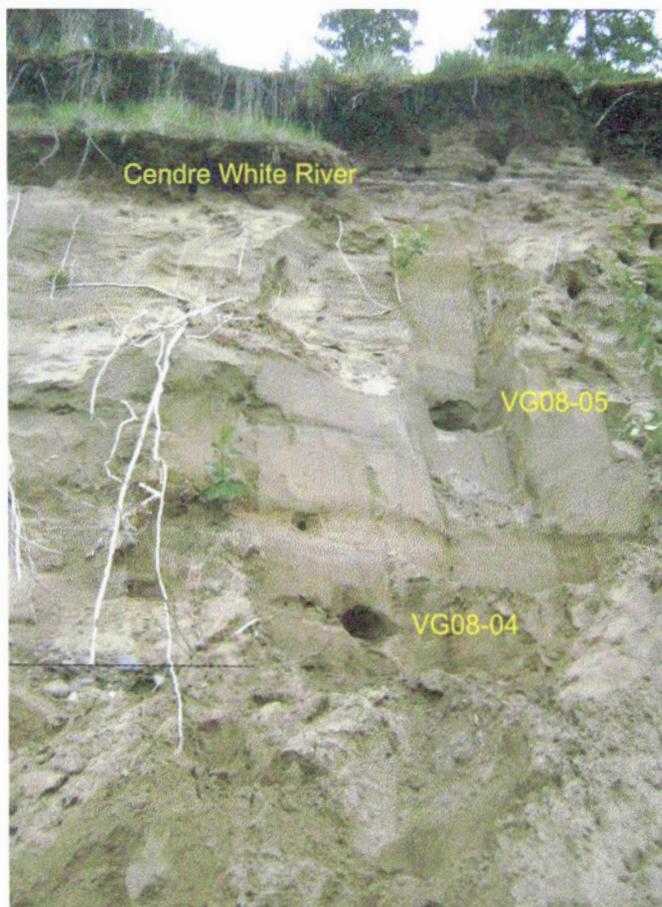


Figure 2.20 Position des échantillons VG08-04 et VG08-05. Le contact avec les graviers fluviaux est visible à gauche de la photo, 60 cm sous l'échantillon de VG08-04. Les cendres *White River* se trouvent près du sommet de la coupe.

Les graviers fluviaux font près de 11 m de hauteur. Ils sont imbriqués vers l'aval et partiellement recouverts d'un éboulis. Ils comprennent des blocs décimétriques et la matrice est constituée de sable

grossier et de gravillon. La taille des blocs diminue au sommet de la séquence. Le contact entre les graviers fluviaux et les sables est franc et principalement horizontal.

Ils sont surmontés par près de 1 m de sable fin à moyen, stratifiés horizontalement (faciès de sable stratifié). Ces sables sont interprétés comme ayant une origine éolienne. Cette unité a été échantillonnée pour l'OSL (VG08-04) à 60 cm au-dessus du contact des graviers et 5,5 sous la surface du sol (figure 2.21a). Au-dessus, à 11,8 m au-dessus du fleuve, des sables moyens et d'apparence massive comprenant quelques passés plus grossiers font quelques cm d'épaisseur (faciès de sable massif). Ils pourraient être d'origine fluvio-éolienne. La partie inférieure est délimitée par un mince horizon silteux (2.21c).

Ensuite, entre 12 et 15 m au-dessus du fleuve, une unité constituée de sables fins à moyens stratifiés est présente. Les laminations sont horizontales et parallèles. Ces sédiments sont interprétés comme étant d'origine éolienne, ils sont compris dans le faciès de sable stratifié. L'échantillon VG08-05 provient de cet échantillon (figure 2.21b). Cet échantillon se situe 13,3 m au-dessus du fleuve et à 3,1 m sous la surface du sol. Finalement, il se trouve à 2,4 m au-dessus de l'échantillon VG08-04.

Au-dessus, à 14,5 mètres au-dessus de du fleuve, des loess de près de 1,7 m de hauteur sont visibles (figure 2.21d). Ils comprennent de la matière organique disséminée sur environ 1 m d'épaisseur. Ils contiennent également les cendres de *White River*. Un sol de quelques centimètres termine la séquence.



Figure 2.21 Photos du site E. A) Échantillon VG08-04. B) Échantillon VG08-05. C) Mince lit de matière organique. D) Détail des loess au sommet de la séquence.

### 2.3.6 Site F

Le site F est situé à la latitude 64°37'38 N et à la longitude 140°52'20 W. La section est constituée d'une coupe d'un peu moins de 15 m de hauteur (figure 2.22 et 2.23).

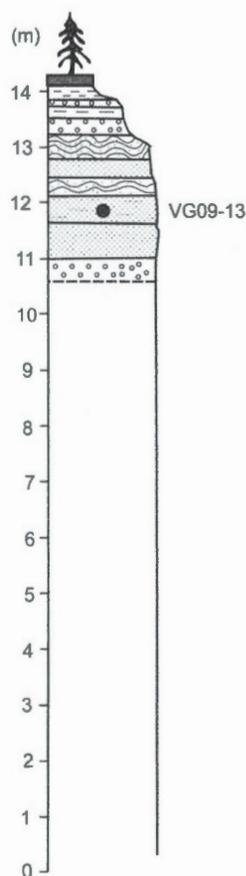


Figure 2.22 Coupe stratigraphique du site F.



Figure 2.23 Vue générale du site F.

La base de la séquence est recouverte d'un éboulis sur les 11 premiers mètres. La séquence observable débute à 10,8 m d'élévation environ. Des graviers fluviaux de petites tailles baignant dans une matrice sableuse sont visibles. Ils sont arrondis et relativement bien triés.

Le contact avec les sédiments supérieurs est franc. À 11 m au-dessus du fleuve, des sables massifs ou indistinctement stratifiés prennent place (figure 2.24a). Des lentilles de sable plus grossier sont parfois

incluses. Un granoclassement inverse est perceptible dans cette unité, les sables les plus grossiers se retrouvent au sommet. Il s'agit du faciès de sable massif et laisse croire qu'il s'agit d'une sédimentation éolienne. L'unité suivante, vers 11,8 m, est constituée d'un sable fin à moyen aux laminations horizontales et parallèles. Elles sont généralement millimétriques mais peuvent faire jusqu'à 1 cm d'épaisseur par endroit. Les laminations plus épaisses sont constituées de sable légèrement plus grossier. Un échantillon a été prélevé dans cette unité, VG09-13 (figure 2.24b et 2.24c). Il a été prélevé à 1,10 m au-dessus du contact de gravier et 3,4 m sous la surface du sol. Il s'agit d'un sédiment affichant le faciès de sable stratifié. Au-dessus, vers 12,1 m, quelques centimètres de sables très fins aux laminations irrégulières et ondulantes ont été observés. Ils correspondent au faciès de sable aux stratifications ondulantes. Ils sont surmontés par des sables moyens à fins aux stratifications subhorizontales et subparallèles compris dans le faciès de sable stratifié. L'unité suivante montre le retour des sables très fins stratifiés dont l'aspect est ondulante, à 12,8 mètres au-dessus du fleuve. Il s'agit du faciès de sable aux stratifications ondulantes. Cette séquence est interprétée comme d'origine éolienne.

Vers les 13,2 m, une couche de gravier de 30 cm prend place. Elle comprend des graviers arrondis à subarrondis allant de 1 à 20 cm dans une matrice peu présente. Vers 13,5 m, quelques centimètres de silts massifs siègent sur ces graviers. Au-dessus, à 13,8 m, une autre unité de gravier est visible. Elle comprend des galets arrondis à subarrondis de 1-10 cm et imbriqués vers l'aval (figure 2.24d). L'épaisseur de l'unité varie latéralement. La récurrence des graviers sur une faible épaisseur indique que l'élévation du niveau fluviatile fût probablement de courte durée. Il s'agit probablement d'un épisode glacio-fluviatile important.

La séquence est surmontée par des loess de couleur brunâtre, des silts légèrement laminés. Ils contiennent de la matière organique disséminée au sommet. Les cendres de *White River* n'ont pas été observées sur cette section. Enfin, un sol comprenant plusieurs racines surmonte la coupe.

Cette section démontre une variation granulométrique entre les sables éoliens aux laminations horizontales et celles aux laminations ondulantes, les laminations horizontales sont constituées généralement de sable plus grossier que les laminations ondulantes. Les changements dans le type de stratification pourraient être dû à un changement dans l'orientation des vents, l'apparition d'un faible couvert végétal ou encore du taux d'humidité à la surface du sol.



Figure 2.24 Photos du site F. A) Contact entre les graviers inférieurs et les sables. B) Échantillon VG09-13. C) Détail des sables échantillonnés, VG09-13. D) Unité de silt entre les graviers supérieurs.

### 2.3.7 Site G

Le site G est situé à la latitude 64°44'09 N et à la longitude 141°02'41 W. Un seul échantillon y a été prélevé, VG09-16. La section est constituée d'une coupe d'un peu plus de 15 m de hauteur (figure 2.25 et 2.26).

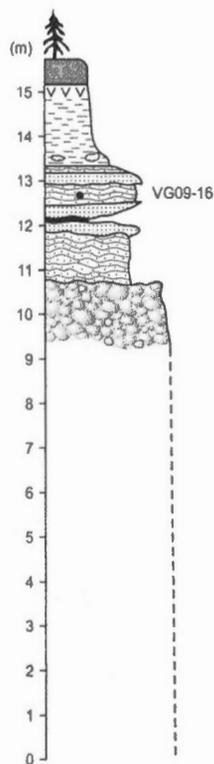


Figure 2.25 Coupe stratigraphique du site G. Figure 2.26 Vue générale du site G.

Un éboulis recouvre la séquence sur les 9 premiers mètres. À la base, des graviers fluviaux font près de 11 m de hauteur. Ils comprennent des blocs subarrondis, jointifs qui peuvent atteindre des tailles décimétriques (figure 2.27a).

Au sommet de la séquence observable, à un peu moins de 11 m, se trouve des sables fins stratifiés sur près de 1 mètre dont le litage a un aspect ondulant. Les laminations sont irrégulières et subparallèles. Elles sont constituées de sable fin à très fin provenant d'une sédimentation éolienne. Il s'agit du faciès de sable aux stratifications ondulantes. Ensuite, à près de 12 m, quelques centimètres de sable fin à

moyen aux stratifications horizontales et subparallèles et compris dans le faciès de sable stratifié prennent place. Les lamines peuvent atteindre jusqu'à 1 cm d'épaisseur et montrent une variation granulométrique. Certains passages sont déformés. Elles semblent montrer une déposition par suspension (figure 2.27b). Une mince couche silto-argileuse d'environ 1 cm est visible à près de 12 m. Elle est surmontée par des sables fins à moyens stratifiés horizontalement sur quelques centimètres. Les contacts entre les différentes unités sont francs et érosifs. Outre l'horizon silto-argileux qui pourrait témoigner de l'élévation du niveau du fleuve, cette séquence est interprétée comme étant d'origine éolienne (figure 2.27c).

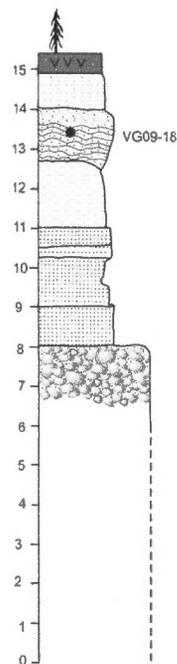
Au-dessus, des sables fins à la stratification ondulante sont à nouveau visibles. Le contact est érosif. Les sables sont fins à très fins et d'origine éolienne. Ils ont été échantillonnés pour l'OSL. L'échantillon VG09-16 (faciès de sable aux stratifications ondulantes) a été prélevé à 1,75 m au-dessus des graviers et 3,1 m sous la surface du sol (figure 2.17d). Cette unité est surmontée par des sables massifs sur 20 cm. L'unité supérieure comprend une mince couche de sable et de silt. Finalement, du loess comprenant des lentilles de sable fin ont été observés. Ils incluent les cendres de *White River* et de la matière organique disséminée. Le sol fait quelques centimètres d'épaisseur.



Figure 2.27 Photos du site G. A) Site G B) Sédiments déposés par suspension à la base de la séquence des sables. C) Mince lit silto-argileux. D) Sables échantillonnés pour VG09-16.

### 2.3.8 Site H

Les coordonnées géographiques du site H sont 69°79'45 N et 141°20'16 W. Cette section est directement située sous le village de Eagle et un seul échantillon y a été prélevé, VG09-18. Le site H comprend une coupe d'un peu plus de 15 m de hauteur (figure 2.28 et 2.29).



**Figure 2.28**  
Coupe  
stratigraphique  
du site H.



**Figure 2.29** Nappe de sable située directement sous le village de Eagle, site H.

Un éboulis couvre les 7 premiers mètres de la séquence. Les graviers fluviaux font près 8 m de hauteur et comprennent des blocs subarrondis centimétriques à décimétriques dans une matrice sableuse. Les graviers sont surmontés d'un sable grossier et massif dans lequel se trouve des boules d'argile indiquant l'érosion fluviale d'une couche argileuse en amont (figure 2.30a).

Au-dessus, à près de 9 m d'élévation, des sables stratifiés aux laminations d'épaisseur variable prennent place sur un peu plus d'un mètre de hauteur. Il y a une alternance entre des sables moyens et grossiers (figure 3.30b). À un peu plus de 10,1 mètres d'élévation, une mince couche de sable massif

est visible (faciès de sable massif). Au-dessus, des sables moyens stratifiés et bien triés sont visibles, ils font près de 50 cm de hauteur. Ils sont compris dans le faciès de sable stratifié. Cette séquence est interprétée comme étant principalement d'origine éolienne.

À environ 11 m d'élévation au-dessus du fleuve, des silts massifs comprenant des passés argileux et des nodules oxydés prennent ensuite place. Ceux-ci semblent d'origine fluviale (figure 2.30c). Ils sont surmontés par des sables fins à moyen, bien triés mais dont certaines lamines sont plus grossières. Cela correspond au faciès de sable stratifié d'origine éolienne. L'échantillon VG09-18 provient de cette unité, il a été prélevé à 1,8 m sous la surface (figure 2.30d). Au-dessus, des silts et des sables fins terminent la séquence. Ils contiennent de la matière organique disséminée et les cendres de *White River*. Ils sont surmontés par un sol.



**Figure 2.30** Photos du site H. A) Galets mous observés dans les sables massifs. B) Variations granulométriques observées à la base de la séquence des sables stratifiés. C) Nodules oxydées observées dans les silts. D) Les sables échantillonnés pour VG09-18.

#### **2.4 Faciès sédimentaires des nappes de sable**

Les nappes de sable de climat froid sont répandues dans le domaine glaciaire et périglaciaire et de nombreux travaux y ont été consacrés (Janotta et al., 1997; Bateman, 1998; Singhvi et al., 2001;

Vandenberghé et al., 2004; Bateman et Murton, 2006). Plusieurs auteurs se sont attardés à la description des faciès que présentent les nappes extensives de sable éolien en climat froid (Schwan, 1986; Schwan, 1988; Lea, 1990; Kasse, 2002). Selon Kasse (2002), les variations de faciès des nappes de sable sont dues aux processus fluvio-éoliens et cryogéniques, au taux d'humidité à la surface de déposition, au drainage ainsi qu'à la morphologie de surface.

Trois faciès sédimentaires caractérisent les dépôts éoliens observés le long du fleuve Yukon. Les critères de différenciation se fondent sur la granulométrie des sédiments et leurs structures. Les trois faciès sédimentaires sont : 1) sable d'apparence massif ou indistinctement laminé; 2) sable aux laminations horizontales ou obliques de faible amplitude, parfois intercalé avec des silt et 3) des silt éolien (loess).

#### **2.4.1 Faciès 1 : sable massif ou faiblement stratifié**

Cette unité comprend des sables massifs ou faiblement laminés tel que rencontré au site A et C entre autre (figure 2.31). Les sédiments sont généralement des sables moyens à grossiers, plus rarement des sables fins. Les contacts sont souvent diffus, ce qui pourrait être dû à l'échappement d'eau après saturation, ou encore aux processus cryogéniques (Kasse, 2002). L'absence de stratification pourrait également être le résultat des processus de gel et de dégel, ceux-ci ayant effacés la stratification originale. Le ruissellement pourrait également avoir modifié la stratification. Le mode de mise en place est principalement par suspension.



**Figure 2.31** Dépôt massif ou lamination indistincte au site C. La base de la séquence montre un sable moyen aux stratifications grossières alors que la partie sommitale montre un sable fin à moyen et massif.

Cette unité peut également inclure des lits ou des lentilles de silt. Il arrive également que des laminations ou des lentilles de sables grossiers soient intercalées dans cette unité. Certains passages semblent démontrer une légère stratification. Localement, des galets mous ont été observés, indiquant clairement un apport fluvial pour certaines unités (figure 2.32a et b). L'origine de ce faciès porte à discussion. Il n'est pas évident dans cette unité de faire la distinction entre les sédiments d'origine éolienne et ceux d'origine fluviale car l'unité comporte des caractéristiques reliées aux deux modes de mise en place. Il demeure donc ardu de préciser le contact entre les sédiments fluviaux et éoliens. Certains auteurs utilisent le terme fluvio-éolien (Good et Bryant, 1985; Van Huissteden et al., 2000; Kasse, 2002). En domaine périglaciaire, l'activité éolienne et fluviale sont étroitement liées car les chenaux anastomosés et temporairement asséchés favorisent l'activité éolienne (Pissart, 1987). Il arrive que les sédiments soient remaniés par le vent ou l'eau après un premier mode de mise en place. Il en résulte une alternance de sédiments fluviaux et éoliens ou encore un sédiment présentant les caractéristiques reliées aux deux modes de mise en place. Selon Kasse (2002), ces situations surviennent

dans les vallées, près des rivières, où ils forment le sommet de la séquence fluviale, comme dans le cas présent. La matière organique est généralement absente.

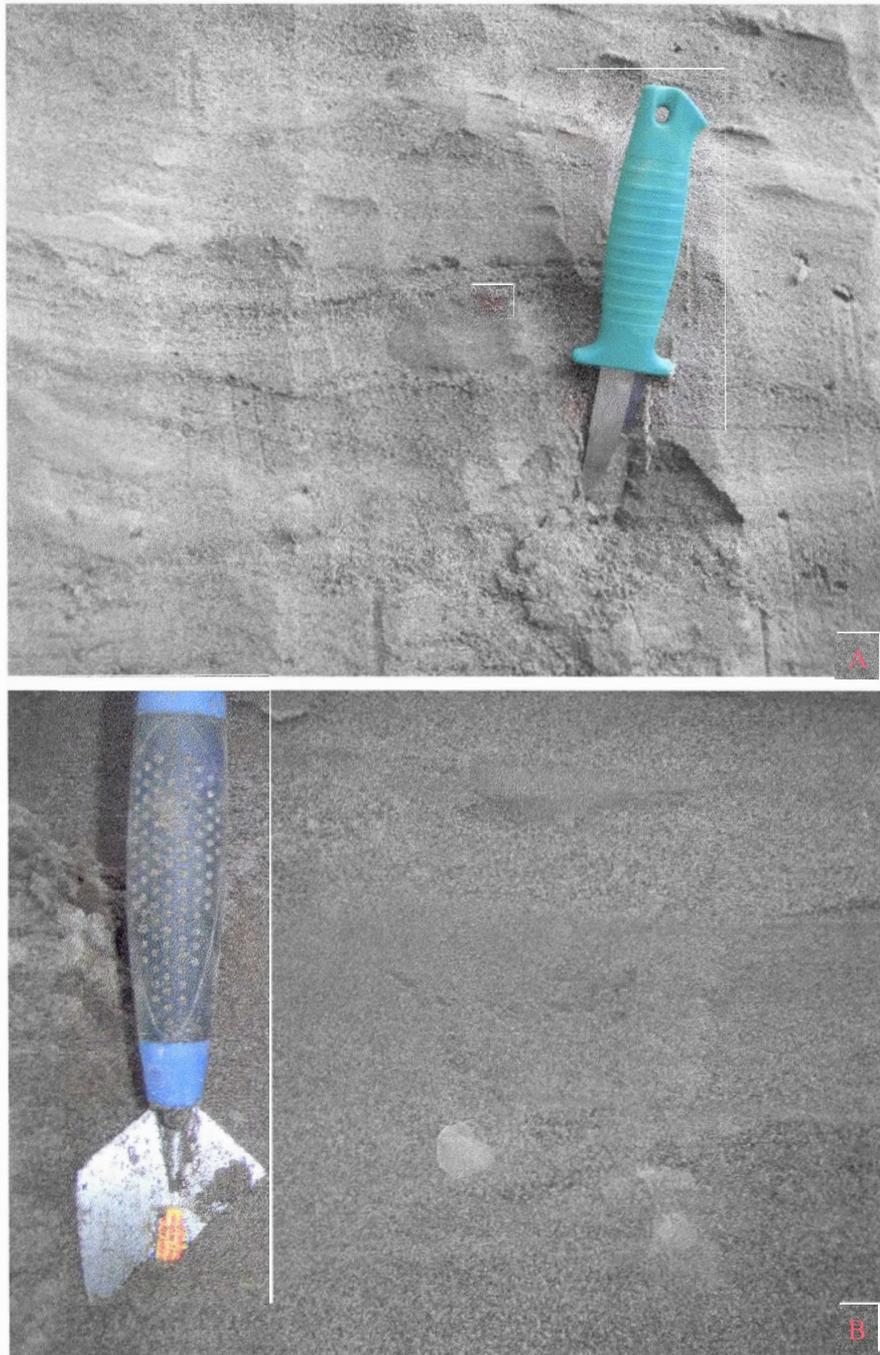


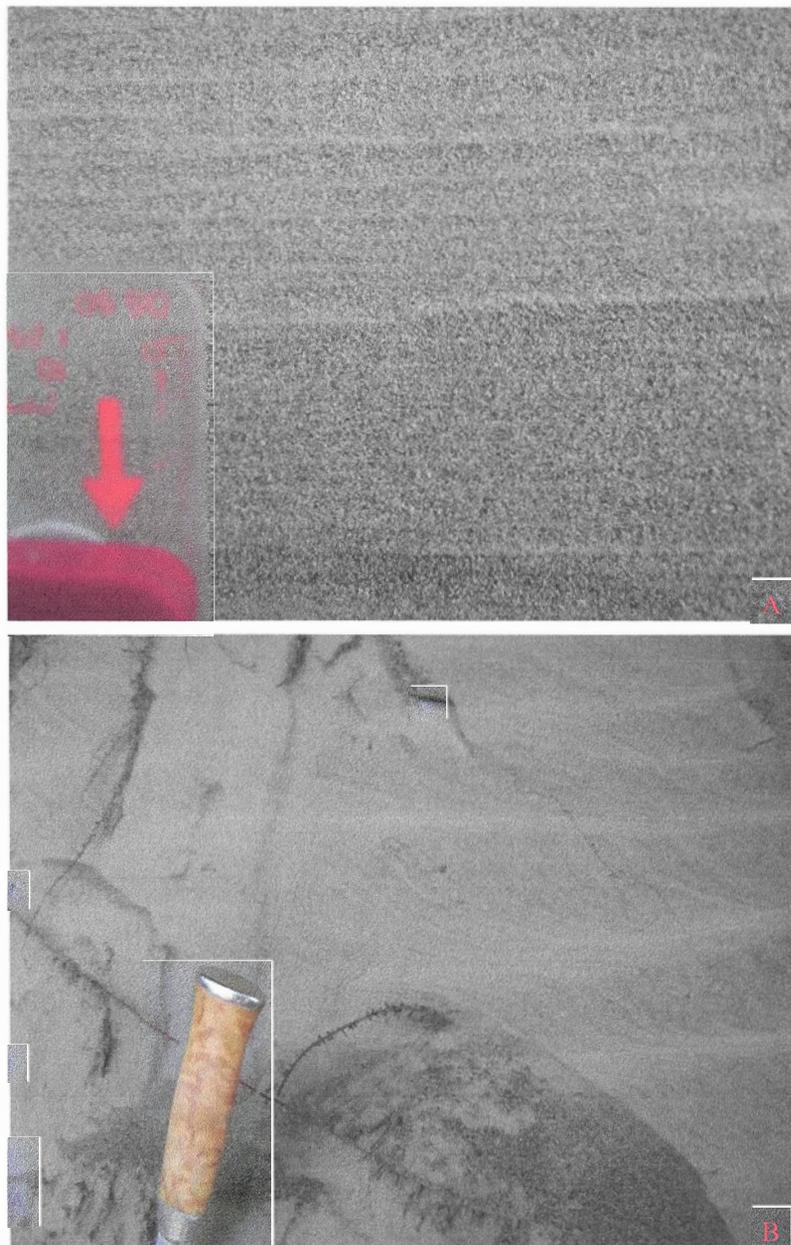
Figure 2.32 Photo des galets mous trouvés dans les sables. A) Galet mou, site B. B) Galets mous, site H.

## 2.4.2 Faciès 2 : sable à laminations subhorizontales ou obliques

Ce faciès est le plus fréquent et caractérise les nappes de sable éolien. Les dépôts sont généralement formés de sable fin à moyen très bien laminé et montrent des structures de migrations de rides de vents. Les laminations sont horizontales à subhorizontales et subparallèles. Elles peuvent être de millimétriques à centimétriques. De plus, elles peuvent être continues ou discontinues latéralement. Elles peuvent également présenter une faible inclinaison ( $< 15^\circ$ ). Les laminations peuvent également être ondulantes ou irrégulières et démontrer un aspect en forme de vague. Il arrive également que les laminations présentent des déformations. Des lentilles ou des lit discontinus de sédiments plus grossiers sont parfois inclus. Ce faciès a été subdivisé en deux sous faciès. Il correspond au faciès 2 de Lea (1990) (seulement deux des trois sous faciès de Lea (2a et 2b) ont été observés lors de la campagne de terrain).

### 2.4.2.1 Faciès 2a : sable aux stratifications horizontales

Le faciès 2a consiste principalement en un sable très fin à moyen aux laminations horizontales à subhorizontales, subparallèles et généralement très bien stratifié (figure 2.33a). Les laminations sont parfois constituées de sable plus grossier. Les laminations peuvent être millimétriques à centimétriques. Elles peuvent être plus ou moins bien définies selon les endroits. Certaines lamines démontrent clairement un granoclassement inverse, c'est à dire que les sédiments les plus fin se retrouvent à la base. Cela peut se produire lorsque les sédiments grossiers sont entraînés par traction alors que la partie fine adhère à une surface humide. Les laminations sont produites par les migrations de rides de vent sur une surface sèche et plane. L'une des sections visitées affichait des rides grimpanes (figure 2.33b). Ce faciès est attribué à la migration des rides de vent sur une surface sèche et plane, tel qu'indiqué par la rareté de couches inclinées. La matière organique est généralement absente et aucune indication ne suggère que la végétation était présente au moment de la mise en place. Les troncatures observées suggèrent que la déflation a entraîné des événements de réactivation des sables. Cela pourrait être relié à l'augmentation des vents ou au changement de direction des vents (Lea, 1990).



**Figure 2.33** Photos du faciès 2a. A) Laminations horizontales, site B. B) Rides grimpantes, site A.

Ce faciès affiche parfois des sables intercalés avec des lits de sédiments plus fins comme des silts. Il peut ainsi se former des couplets de sable et de silt (figure 2.34). Cette alternance est attribuée à la sédimentation et à l'adhésion de sédiment sur une surface en alternance sèche et humide à la surface

des nappes de sable (Schwan, 1986; Lea, 1990; Kasse, 2002). Les lamines de sable sont formées par la traction du sable sur une surface sèche alors que les lamines de silt se forment lorsque la matière en suspension adhère à une surface humide pendant que la fraction grossière reste en traction. Selon Schwan (1986), l'alternance des cycles sédimentaires pourrait être attribuée à des variations saisonnières ou annuelles de la force des vents. En hiver, des vents plus forts permettraient la traction des sables. L'été, des vents plus faibles permettraient à la fraction fine restée en suspension d'adhérer à la surface humidifiée par le dégel de la couche active. Selon Lea (1990), l'alternance de silt et de sable seraient plutôt dûe à l'affaiblissement des vents à l'intérieur d'une même saison. Les lits d'apparence massive pourraient être formés par des rides de vents où la ségrégation des grains est faible.



**Figure 2.34** Nappe de sable éolien formée par l'alternance de sable et de silt, site B.

#### 2.4.2.2 *Faciès 2b : sable à laminations irrégulières, ondulantes*

Ce faciès est similaire au précédent mais démontre clairement des laminations ondulantes et parfois discontinues latéralement (figure 2.35). Il est généralement constitué des sables très fins à moyens et comprend parfois des silts. La stratification est nette et les contacts peuvent être nets et érosifs. Le site B, G et H affichaient ce faciès à certains endroits.

L'origine de ce faciès pourrait être dû à la migration des rides de vents sur une surface faiblement végétalisée. L'irrégularité des contacts seraient dû à une déposition sur une surface ondulante, à un faible couvert végétal ou encore aux processus de gel et dégel. Des directions divergentes dans l'orientation des vents pourraient également expliquer cet aspect. Lea et Waythomas (1990) proposent qu'il résulte d'une sédimentation nivéo-éolienne ; l'eau de fonte de la neige aux printemps aurait pu permettre un léger tri et occasionner ce type de stratification.



Figure 2.35 Stratifications ondulantes, faciès 2b.

#### 2.4.3 **Faciès 3 : silt éolien massif; loess**

Ce faciès correspond à des loess; des sédiments éoliens de la taille granulométrique des silts. Ce faciès surmonte chacune des sections visitées (figure 2.36). L'unité se compose généralement de

silt et comprend parfois des sables très fins peu ou pas stratifiés. Il a généralement une épaisseur de près d'un mètre et inclus souvent les cendres de *White River* (1-5 cm). Il affiche fréquemment une couleur d'oxydation. Il comprend généralement des racines et de la matière organique disséminée au sommet, ce qui suggère que la végétation était présente lors de la mise en place. Les sections sont généralement en surplomb. Cette unité est surmontée par des brunisol, les sols holocènes typiques de la région. Ceux-ci témoignent de l'apport négligeable de l'activité éolienne moderne dans la région.



**Figure 2.36** Photo affichant les loess et le sol holocène qui les surmonte, site C. La matière organique est abondante au sommet de la séquence et témoigne de la stabilisation des dépôts éoliens.

## 2.5 Sommaire

Les sédiments éoliens étudiés sur les berges du fleuve Yukon affichent essentiellement les mêmes faciès d'un site à l'autre et 3 faciès se démarquent. Les faciès sont 1) massif, 2) stratifié et 3) des silt éolien (loess). De ces faciès, les deux premiers ont été échantillonnés au cours de ce programme de datation par luminescence optique (tableau 2.1). Les faciès sont similaires à ceux observé par Lea (1990) quoique moins nombreux. Une seule section (site B) démontrait une accumulation dunaire bien qu'aucun pendage n'excédent 15° n'ait été observé. Les différences de faciès pourraient être dû au changement d'humidité à la surface de déposition et à la taille granulométrique des sables (traction pour les sédiments grossiers, adhésion pour les sédiments plus fins). Le mode de mise en place est généralement par suspension (sédiments fins comme des silts ou des sables fins) ou par traction et saltation (sédiments plus grossier). Les variations météorologiques saisonnières et intra-saisonnières pourraient influencer la force des vents ainsi que des cycles de mise en place/érosion. Des réactivations mineures sont observées en de maints endroits. Les cycles de gel et dégel pourraient quant à eux influencer la conservation de la structures des sédiments et le taux d'humidité à la surface d'adhésion. La figure 2.37 est un résumé des faciès et des modes de mise en place observés dans les nappes de sable.

**Tableau 2.1 Résumé des faciès observés**

Site	Échantillon	Faciès	Élévation (m)
A	VG08-01	sable stratifié	12,9
A	VG08-02	sable massif	8,2
B	VG09-02	sable stratifié	10,2
C	VG09-05	sable massif	15,0
C	VG09-08	sable stratification ondulante	13,2
D	VG08-06	sable massif	14,8
E	VG08-05	sable stratifié	13,2
E	VG08-04	sable stratifié	11,5
F	VG09-13	sable stratifié	11,9
G	VG09-16	sable stratification ondulante	12,8
H	VG09-18	sable stratifié	13,3

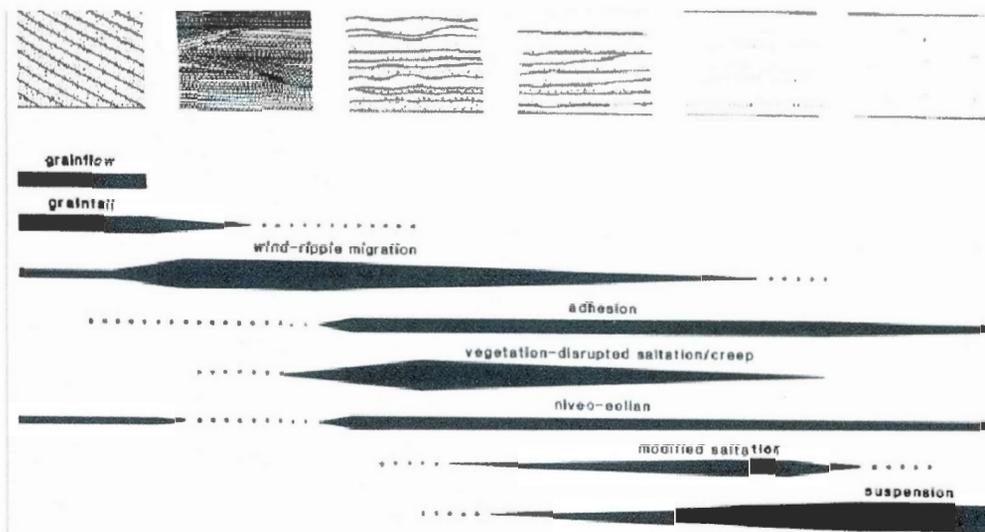


Figure 2.37 Sommaire des faciès et des modes de mise en place observés dans les nappes de sable extensives. Tiré de Lea (1990).

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES

L'analyse géochronologique est cruciale dans la compréhension et l'interprétation des évènements ayant conduit à la mise en place des nappes de sable. Les relevés stratigraphiques et sédimentologiques effectués sur le terrain attestent qu'une transition des graviers fluviaux vers une sédimentation éolienne a eu lieu. Ces changements résultent de modifications dans les processus sédimentaires affectant les berges du fleuve Yukon, eux-mêmes induits par des bouleversements climatiques. Les résultats chronologiques permettront de déterminer si la formation des différentes nappes de sable est synchrone sur le territoire à l'étude ou s'ils représentent différentes phases d'aggradation. La géochronologie de ces formations conduira à des corrélations entre les différentes sections visitées et contribuera à préciser et interpréter le cadre climatique dans lequel elles s'inscrivent. En raison de la nature et de la minéralogie des sédiments, la principale méthode utilisée pour cette recherche est la méthode de luminescence, plus précisément la méthode IRSL (*Infrared stimulated luminescence*). Cette méthode est bien adaptée au matériel sédimentaire du Pléistocène supérieur.

Dans ce chapitre, les principes de bases de la méthode de datation IRSL, les principaux paramètres de calculs ainsi que les âges IRSL obtenus seront présentés. La teneur en eau, la dose annuelle, la dose équivalente mesurées ainsi que les corrections de *fading* appliquées seront présentées et interprétées.

#### 3.1 Principes de base en luminescence

La luminescence est une méthode géochronologique particulièrement utile aux sciences de la terre, aux études quaternaires ainsi qu'à l'archéologie (Lamothe, 1996; Duller, 2009). Elle permet de dater directement la dernière exposition au soleil d'un sédiment lors de sa mise en place ou encore la dernière exposition à la chaleur d'une roche de foyer ou d'une poterie (Lamothe, 2004). Cette technique est couramment utilisée pour déterminer le moment de formation d'un dépôt ou son altération, généralement indicateurs de changements environnementaux induits par le climat (Lian et Roberts, 2006). Elle permet de dater un sédiment aussi jeune que quelques centaines d'années jusqu'à

quelques centaines de milliers d'années (environ 400 ka pour les feldspaths). Elle donne directement un âge calendaire.

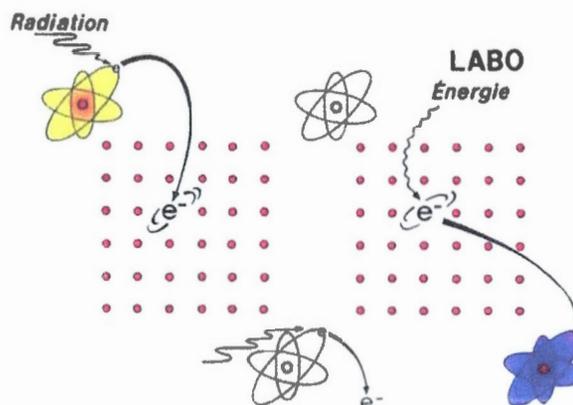
La luminescence résulte de processus physiques complexes. Cette méthode de datation repose sur la capacité des minéraux à emmagasiner de l'énergie et à la libérer sous forme de lumière lors de stimulation externe. Ce phénomène est connu depuis au moins trois siècles grâce aux travaux de Sir Robert Boyle (Aitken, 1985). Pour des raisons techniques, le quartz et les feldspaths sont les plus utilisés mais des travaux ont également été réalisés sur la calcite et les zircons (Duller, 2009). Les premières applications en thermoluminescence ont été élaborées dans les années 1960 grâce aux travaux de Aitken et *al.* (Aitken et al., 1964).

Les minéraux, comme quartz et les feldspaths, agissent comme des dosimètres en enregistrant la quantité de radiation à laquelle ils ont été exposés (Wintle, 1997). Lorsqu'ils sont chauffés ou soumis à une stimulation optique, ils peuvent libérer une partie de l'énergie accumulée au cours du temps sous forme de lumière. Cette lumière est appelée luminescence (Aitken, 1998). Le terme luminescence regroupe différentes techniques et applications car il existe divers mécanismes permettant de libérer l'énergie accumulée par les minéraux (Duller, 2004). Lorsque les minéraux sont stimulés par la chaleur, il s'agit de thermoluminescence (TL) (Wintle et Huntley, 1982). Une stimulation optique produit un signal de luminescence proportionnel au temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière ou au chauffage. Il s'agit par la suite de déterminer l'intensité de la luminescence produite par unité de radiation absorbée. Lorsque la lumière optique utilisée pour la stimulation est dans le proche infrarouge, on parle alors de IRSL (*Infrared Stimulated Luminescence*), une plage spectrale de stimulation efficace pour les feldspaths (Balescu et al., 1998). Dans cet ouvrage, il sera principalement question de IRSL.

Pour la datation de sédiments, il est préférable d'utiliser la luminescence optique, le signal est rapidement remis à zéro par la lumière lors du transport (Duller, 2004). Pour cette recherche, les minéraux de feldspaths potassiques ont été utilisés. Le signal IRSL qu'ils émettent par unité de dose (en gray) est généralement plus prononcé que celui émis par le quartz issu de nos latitudes. Pour des raisons qui demeurent obscures, il arrive que le quartz ne présente qu'un signal d'une faible intensité lumineuse. Les feldspaths offrent également l'avantage de dater des sédiments plus vieux que le quartz.

La luminescence est générée suite à l'absorption d'énergie ionisante provenant de la radioactivité (Lian et Roberts, 2006). La radioactivité naturelle, bien que généralement très faible, est présente dans tous

les milieux terrestres, principalement grâce aux isotopes radioactifs de potassium ( $^{40}\text{K}$ ), uranium ( $^{238}\text{U}$ ) et thorium ( $^{232}\text{Th}$ ). Lors de leur décroissance radioactive, ces éléments émettent des rayonnements alpha ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) et gamma ( $\gamma$ ). L'énergie ionisante émise par ces éléments est suffisante pour permettre de libérer des électrons de la bande de valence, qui pourront être piégés dans les défauts de la structure cristalline des minéraux (dislocation interne, lacunes structurales ou impureté). La stimulation par la lumière d'une longueur d'onde spécifique ou à la chaleur permet la libération des électrons (figure 3.1). Lors de la libération, l'électron se dirige vers un centre de recombinaison et un photon est émis, d'où le phénomène de lumière (Lian et Roberts, 2006). Le soleil fournit également une énergie suffisante pour libérer les électrons des pièges, ce qui permet à l'horloge interne des minéraux d'être remise à zéro lors du cycle sédimentaire. Suite à l'enfouissement des sédiments, ceux-ci accumulent à nouveau les électrons dans les pièges de la structure cristalline (Aitken, 1989). En laboratoire, il s'agit de stimuler les électrons pour permettre leur libération et obtenir le signal lumineux correspondant. La quantité de lumière émise est proportionnelle à la quantité de radiation reçue depuis la dernière exposition à la lumière (ou à la chaleur) (Aitken, 1989). Ensuite, il s'agit de déterminer l'intensité lumineuse produite par unité de radiation absorbée en construisant une courbe de croissance.



**Figure 3.1** Schéma illustrant le comportement de l'électron dans la maille cristalline lors de stimulation (Lamothe, 2008, comm. personnelle).

Bien que la luminescence soit un sujet complexe, l'équation d'âge est simple. Deux paramètres sont recherchés (Duller, 2009). Le premier concerne la dose annuelle ( $D_a$ ); le taux annuel à laquelle la dose est délivrée dans l'environnement (Duller, 1995). Le deuxième concerne la dose équivalente ( $D_e$ ), c'est-à-dire la dose de radiation que doit recevoir un échantillon en laboratoire pour générer une

intensité lumineuse comparable au signal naturel observé. Cela permet de déterminer théoriquement la paléodose, c'est-à-dire la dose totale de radiation qu'a reçu l'échantillon dans l'environnement. Dans le cas des feldspaths, la paléodose diffère de la dose équivalente en raison du *fading* (section 3.1.6). L'âge du sédiment, en millier d'année (ka), se calcule en divisant la dose équivalente (Gy = gray) par la dose annuelle (équation 3.1) :

$$\text{[Équation 3. 1]} \quad \text{Âge (ka)} = \text{dose équivalente (Gy)} / \text{dose annuelle (Gy/ka)}$$

Les limites de la méthode surviennent lorsque les pièges sont à saturation, soit près de 400 ka pour les feldspaths. À la différence du radiocarbone, il n'existe pas de valeur absolue pour l'âge limite de datation. Cela varie d'un échantillon à l'autre en fonction de la structure cristalline du minéral et de la dose annuelle. La figure 3.2 affiche le principe de remise à zéro et de la croissance du signal suite à l'enfouissement.

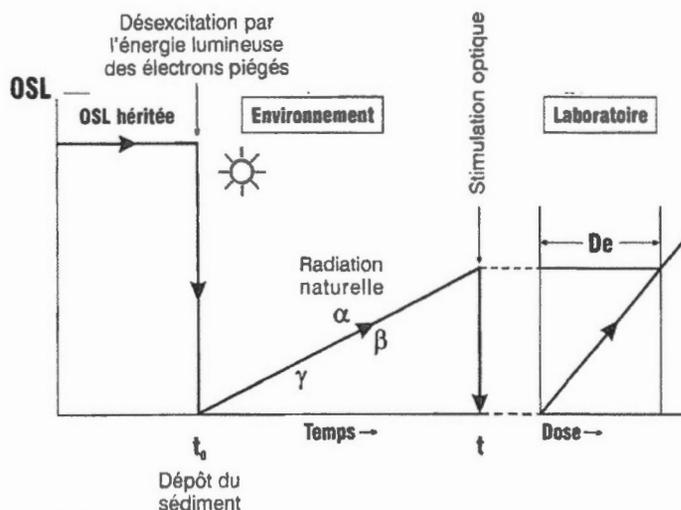


Figure 3.2 Illustration du principe de remise à zéro des sédiments. Tiré de Bouab (2001).

### 3.1.1 Préparation des échantillons

Les échantillons ont été récupérés à l'intérieur de cylindres de cuivre ou de pvc opaques. Ils sont d'abord ouverts dans la chambre noire du laboratoire Lux. Les extrémités des tubes ont été retirées afin de s'assurer que le sédiment étudié n'ait pas été exposé à la lumière. Ces sédiments ont été analysés afin de déterminer la proportion des radio-isotopes qu'ils contiennent pour le calcul de la dose

annuelle. Une séparation granulométrique a été effectuée par tamisage humide afin d'isoler la fraction granulométrique dominante. Pour cette étude, la majorité des échantillons a été tamisée avec un tamis de 150  $\mu\text{m}$  à 250  $\mu\text{m}$ . Une attaque au HCl (20%) a ensuite été réalisée pour éliminer les carbonates contenus dans l'échantillon afin de procéder à la séparation densimétrique sans contaminer la liqueur dense. Les feldspaths potassiques ont été récupérés par une séparation densimétrique effectuée dans une liqueur dense de polytungstate de sodium d'une densité de 2,58. Les grains de feldspaths potassiques ont ensuite été déposés sur des disques ou des coupelles et fixés par silicone en vaporisateur. Pour cette recherche, des sédiments éoliens et fluviaux dont la remise à zéro est présumée complète ont été utilisés. Lorsque la remise à zéro des sédiments est complète, 24 aliquotes est un nombre statistiquement satisfaisant pour mesurer la dose équivalente. Un seul échantillon démontrait une mauvaise remise à zéro (VG09-18) et 48 fractions aliquotes supplémentaires comportant trois grains par coupelles ont été utilisés pour mesurer la dose équivalente sur ce dernier.

### 3.1.2 Description de l'appareil

Les lectures IRSL sont faites sur un appareil RISØ TL/OSL DA-15 amélioré à DA-20. C'est un appareil automatique comprenant une table tournante de 48 positions pouvant recevoir disques et coupelles (figure 3.3). La stimulation optique est réalisée par des diodes infrarouges d'une longueur d'onde de 880 nm. Un photomultiplicateur EMI 963 QA mesure le signal de luminescence. Les irradiations sont réalisées sur le même appareil avec une source bêta ( $^{90}\text{Sr}$ ) calibrée à environ 7 Gy/min. Le spectre de luminescence est capturé avec des filtres Corning7-59/Schott BG39 laissant passer la lumière bleue-violet.

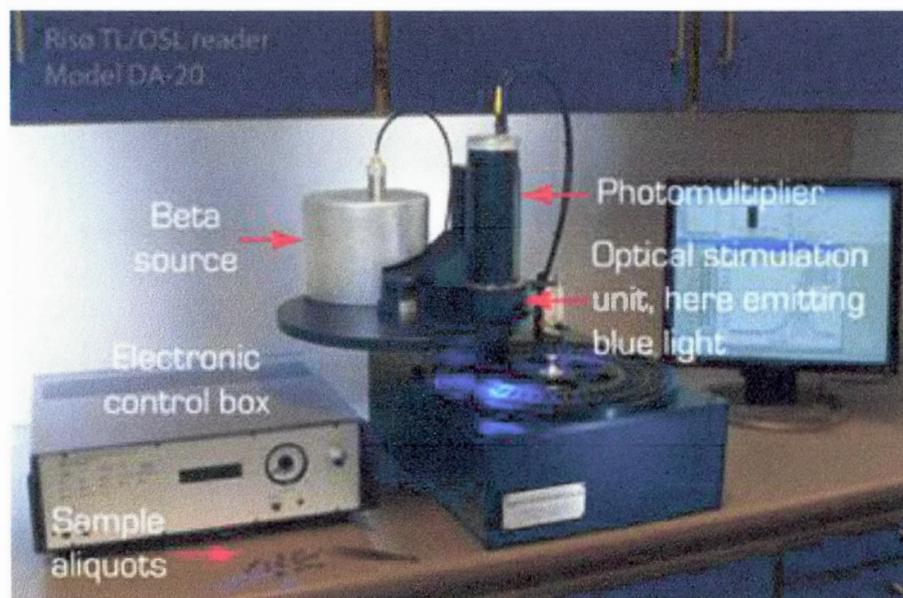


Figure 3.3 Photo démontrant l'appareil Risø TL/OSL Reader. La source bêta et le photomultiplicateur surmontent l'appareil. Les diodes sont situées sous le photomultiplicateur. Un ordinateur permet de visualiser les résultats. En bas, à gauche, on observe les aliquotes. Source : [http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU-Nutech/Radiation\\_physics/Products/TL\\_OSL\\_reader](http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU-Nutech/Radiation_physics/Products/TL_OSL_reader)

### 3.1.3 Teneur en eau

La teneur en eau est un paramètre important des calculs de dose annuelle car l'eau absorbe les radiations ionisantes et minimise ainsi la dose annuelle reçue. Plus la teneur en eau est élevée, plus elle absorbe l'énergie ionisante. La teneur en eau a donc été mesurée individuellement pour chaque échantillon. Pour ce faire, 2 tubes secondaires par échantillon ont été prélevés sur le terrain. L'un a été utilisé pour mesurer en laboratoire le contenu en eau moderne des sédiments. L'autre a subi une immersion dans l'eau durant 48 heures afin de mesurer le contenu en eau à saturation. Il est difficile d'estimer le contenu en eau d'un sédiment au cours de la période datée et c'est pourquoi une mesure du contenu en eau à saturation est prise. Les valeurs de contenu en eau à saturation typiques pour les sédiments sableux ne dépassent généralement pas 20 à 30% (Duller, 2009). Une valeur moyenne de la teneur en eau en eau appelée *Water Content (WC)* a ensuite été retenue pour les calculs de la dose annuelle. L'équation 3.2 est utilisée pour obtenir la valeur *WC* :

[Équation 3. 2]  $WC = \text{Teneur en eau} + (\text{saturation} - \text{teneur en eau})/3$

Ainsi, la teneur en eau constitue l'une des plus grandes sources d'incertitudes sur les âges finaux obtenus. Selon Duller (2009), une augmentation de 1% de la teneur en eau entraîne une augmentation de 1% de l'âge calculé.

### 3.1.4 Dose annuelle

La dose annuelle ( $D_a$ ) est le taux d'énergie ionisante auquel sont soumis les sédiments *in situ* annuellement. Elle se calcule en tenant compte de la concentration des isotopes radiogéniques présents dans l'échantillon et son environnement immédiat. Les analyses INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*) permettent d'obtenir l'abondance des isotopes radioactifs de potassium ( $^{40}\text{K}$ ), uranium ( $^{238}\text{U}$ ) et thorium ( $^{232}\text{Th}$ ) afin de calculer leur concentration. Pour ce faire, des capsules de sédiments finement broyés sont envoyées au Laboratoire Slowpoke de la Polytechnique de Montréal. Les échantillons destinés aux mesures INAA sont prélevés dans l'environnement immédiat des échantillons (environ dans un rayon de 15 cm) ainsi que dans les extrémités des tubes servant aux datations IRSL. Une moyenne de ces résultats est ensuite calculée en tenant compte des coefficients d'absorption et d'atténuation. Dans le cas des feldspaths potassiques, la contribution du potassium interne à la dose annuelle doit être ajoutée (dose interne). Les valeurs moyennes utilisées pour déterminer les facteurs de la dose interne du potassium sont celles suggérées par Huntley et Baril (1987). La valeur moyenne utilisée pour ce projet est de 0,15 Gy/ka.

Ensuite, l'apport des rayons cosmiques doit être évalué. Ces mesures tiennent compte de la latitude, de la longitude et de l'épaisseur des sédiments recouvrant l'échantillon. Bien que la contribution des rayons cosmiques soit faible, elle influe sur la dose annuelle.

Ainsi, la dose annuelle se calcule en additionnant ces différents paramètres (équation 3.3):

[Équation 3. 3]  $D_a = D_\alpha + D_\beta (\text{interne et externe}) + D_\gamma + D_c$

Le déséquilibre uranium-thorium est l'un des principaux facteurs qui peut compliquer le calcul de la dose annuelle. Une perte en radon, un surplus de thorium ou une perte d'uranium peut entraîner un déséquilibre dans la chaîne de décroissance. Cela peut conduire à une surestimation ou une sous-estimation de l'âge de l'échantillon. Un seul échantillon, VG09-02, a été analysé par spectrométrie

gamma. La spectrométrie gamma en luminescence permet de déterminer la dose annuelle et d'identifier un déséquilibre dans la chaîne de désintégration. Les résultats obtenus par analyses INAA ainsi que ceux obtenus par spectrométrie gamma sont comparables. De plus, cette mesure a révélé qu'il n'y avait pas de déséquilibre dans la chaîne de désintégration de l'uranium. Les autres échantillons sont présumés à l'équilibre.

### 3.1.5 Dose équivalente

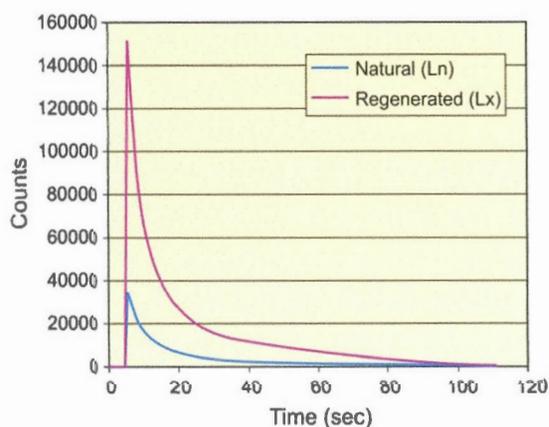
La dose équivalente ( $D_e$ ) est la quantité de radiation à laquelle doit être exposé un échantillon pour qu'il génère un signal d'une intensité lumineuse équivalente à celui obtenue lors de la lecture naturelle. Le calcul de la dose équivalente permet de déterminer l'énergie absorbée par le sédiment lors de l'enfouissement. La quantité de lumière émise par unité de radiation varie d'un grain à l'autre suivant leur histoire géologique. Le signal de luminescence augmente donc avec la quantité de radiation reçue mais cette relation n'est pas absolue, des calibrations sont donc nécessaires. La construction d'une courbe de croissance du signal lumineux permet d'obtenir la dose équivalente. Cela nécessite une série de mesures en laboratoire visant à déterminer l'énergie reçue dans l'environnement ayant générée le signal de luminescence. L'unité de mesure du Système international (SI) est le gray (Gy;  $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J/Kg}$ ).

La dose équivalente est calculée par le protocole SAR (*Single Aliquot Regeneration*), originalement développé par Murray et Wintle (2000). Le protocole suivi pour cette recherche est celui de Lamothe (2004) et Lamothe et al. (2012). L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de faire une série de mesures de sous-échantillons (fraction aliquote) provenant d'un même échantillon et de vérifier la reproductibilité des résultats avec différentes aliquotes. Chaque aliquote représente une moyenne en soit car ils renferment un nombre considérable de grains de feldspaths. Le nombre de grains contenus sur une fraction aliquote est estimé à  $\approx 1000$  grains. Les étapes routinières utilisées entre chaque lecture IRSL sont présentées au tableau 3.1.

Tableau 3.1 Séquence de lecture des mesures IRSL

Étapes	Traitement
Préchauffé	280 °C, 5 °C/s
Pause	300 s
Simulation optique	100 s
Chauffé	280 °C, 5 °C/s
Simulation optique	60 s
Test dose	271 s
Préchauffé	280 °C, 5 °C/s
Pause	300 s
Simulation optique	100 s

La construction de la courbe de croissance se fait par des cycles de irradiation/mesure. Afin de normaliser les résultats et de corriger les problèmes générés par le changement de sensibilité du sédiment au fil des mesures, une test dose ( $T_x$ ) est donnée à la suite de chaque mesure. La test dose consiste à donner une dose de radiation fixe après chaque mesure et à faire la lecture du signal correspondant. Celle-ci est généralement de l'ordre de 30 Gy au Laboratoire Lux. Le premier cycle comprend la lecture du signal acquis dans le milieu naturel ( $L_n$ ) et d'une première test dose ( $T_n$ ). D'abord, les aliquotes sont lus sur l'appareil RisØ et une mesure du signal de luminescence naturelle est prise ( $L_n$ ). Cela produit une courbe de décroissance nommée *shinedown* (figure 3.4). Le temps d'illumination est de 100 secondes. La distribution des ratios  $L_n/T_n$  obtenue sur un nombre  $x$  de fractions aliquotes d'un même échantillon permet de vérifier si les grains ont une bonne remise à zéro. Si ce n'est pas le cas, il y aura une grande variation dans les valeurs obtenues et l'âge sera faussé en raison d'un signal résiduel. Toutefois, les variations des ratios  $L_n/T_n$  peuvent également être due à la variabilité du *fading*.



**Figure 3.4** Courbe de luminescence typique lors de la lecture du signal naturel ( $L_n$ ) et régénéré ( $L_x$ ). Cet exemple provient de l'échantillon VG08-06.

Le deuxième cycle permet de recréer un signal de luminescence. L'échantillon est exposé à la source radioactive du laboratoire afin de recevoir une dose connue ( $R_1$ ), ce qui permettra aux électrons excités d'être piégés. Ensuite, des doses régénératives connues et successivement plus élevées ( $R_x$ ) sont données aux fractions aliquotes. Par exemple, une première dose de 10 Gy est donnée, suivie de 20 Gy, 30 Gy, etc. pour les cycles subséquents. Le signal IRSL correspondant est mesuré entre chaque dose ( $L_x$ ) pour construire une courbe de croissance selon le protocole SAR. Ainsi, pour combler le changement de sensibilité du sédiment, le ratio  $L_x/T_x$  est utilisé. Avant chaque lecture, une préchauffe est également nécessaire. Cela consiste à chauffer les fractions aliquotes à 280°C. Cette étape a pour but de sélectionner les pièges d'intérêt en éliminant les pièges instables, c'est-à-dire que les électrons qu'ils contiennent ne sont pas stables sur de longues périodes. Différents cycles permettent ainsi de donner des doses régénératives connues de plus en plus élevées afin de construire la courbe de croissance.

Le dernier cycle effectué consiste à soumettre l'échantillon à la même dose de radiation que lors du premier cycle. Ceci a pour but d'évaluer le recyclage de l'échantillon et de s'assurer qu'il n'y a pas de changement majeur dans la sensibilité du sédiment. Ainsi, le premier cycle est répété pour voir s'il y a correspondance et si le signal est reproductible. La mesure de la dose équivalente est acceptée si le recyclage ( $R_i = R_5/R_1$ ) est à l'intérieur de 0,90 à 1,10. Les valeurs du taux de recyclage sont présentées au tableau 3.2. La dose équivalente est calculée pour chacune des aliquotes. Une moyenne des doses équivalentes obtenue sur les différentes aliquotes est ensuite calculée. Le protocole SAR est illustré à la figure 3.5.

Tableau 3.2 Taux de recyclage

Échantillon	Weighted Mean	se
VG08_01	1,05	0,06
VG08-02	1,02	0,04
VG08-05	1,03	0,09
VG08-06	1,03	0,16
VG09-02	1,012	0,006
VG09-05	1,06	0,10
VG09-08	1,04	0,09
VG09-13	1,018	0,006
VG09-16	1,03	0,04
VG09-18	1,04	0,04
l'ensemble	1,015	0,004

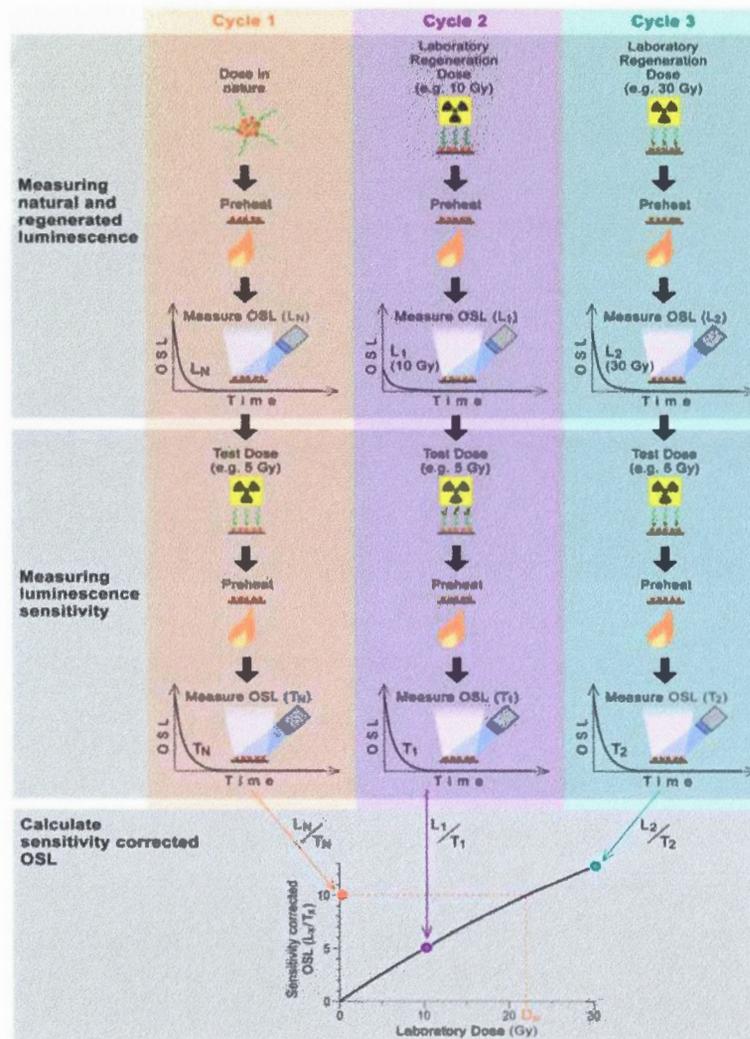


Figure 3.5 Illustration du protocole SAR. Tiré de Duller (2009).

### 3.1.6 Correction de *fading*

Pour les feldspaths, la paléodose ne correspond pas à la dose équivalente car à la différence du quartz, ils démontrent une diminution du signal sans qu'il n'y ait de stimulation. Ceci découle du fait que les électrons s'échappent de leur piège au cours du temps; la luminescence résultant des irradiations en laboratoire décroît en fonction du temps d'emmagasinage (Lamothe, 2004). Ce phénomène, reconnu depuis plusieurs années, est appelé « *anomalous fading* ». Cela est dû au fait que

le débit de radiation reçu en laboratoire est beaucoup élevé que celui reçu dans l'environnement. Le signal de luminescence résultant est donc instable et l'âge de l'échantillon peut ainsi être sous-estimé. Ce phénomène serait dû à un effet tunnel décrit par la mécanique quantique (Visocekas, 1985).

Afin de corriger cette perte de signal, des mesures sont faites en laboratoire dans le but d'appliquer des corrections mathématiques sur le calcul d'âge de l'échantillon. La détermination de la valeur  $g$ , c'est à dire le taux de *fading*, s'appuie sur une courbe de décroissance logarithmique et permet d'exprimer le pourcentage de perte par décade. Les manipulations consistent à irradier le minéral à une dose connue. Ensuite, des mesures seront prises successivement pour évaluer le signal résultant et ainsi mesurer le taux de *fading*. Pour ce faire, la source de stimulation optique est appliquée 10 secondes à 1 % de la puissance maximum des diodes afin de ne pas éroder complètement le signal. Par la suite, des délais sont respectés et une lecture est effectuée. Il est ainsi possible d'évaluer la perte du signal au cours du temps. La valeur  $g$  dépend du temps de délais de lecture et celui-ci doit être rigoureusement pris en compte. Chaque minéral possède un taux de *fading* différent, la valeur  $g$  doit donc être mesurée pour chaque échantillon. Toutefois, dans une même région, des valeurs moyennes peuvent être appliquées.

Les méthodes employées ont été développées par Auclair et al. (2003) et les corrections de *fading* utilisées suivent le protocole élaboré par le modèle de Huntley et Lamothe (2001).

### 3.1.7 Âges IRSL

L'âge corrigé est obtenu en appliquant une correction de *fading* sur l'âge mesuré. L'approche utilisée a été développée par Huntley et Lamothe (2001) et donne un âge  $H+L$ . La correction est basée sur l'itération suivante (équation 3.4) :

$$[\text{Équation 3. 4}] \quad T_f/T = 1 - k[\ln(T/T_c) - 1]$$

Où  $T_f$  est à l'âge avant correction,  $T_c$  est une constante fixe de temps et  $T$  est l'âge réel. Cette équation est applicable lorsque l'intensité du signal naturel des feldspaths mesurés est comprise sur la partie linéaire de la courbe de croissance, c'est-à-dire généralement sur des échantillons de moins de 20 ka. L'âge calendrier est obtenu en millier d'années (ka).

## 3.2 Résultats des mesures de luminescence

### 3.2.1 Résultats teneur en eau

Dans cette présente étude, les valeurs obtenues pour le contenu en eau moderne (*in situ*) varient généralement de 1,3 % à 7,3 %, ce qui est relativement bas; les sables sont des sédiments poreux et la capacité de rétention d'eau est plutôt faible. Toutefois, l'échantillon VG08-06 (site C), affiche une valeur de contenu en eau nettement supérieure aux autres échantillons de la distribution avec une valeur de 19,5 %. Cet échantillon a été prélevé à moins de 1 mètre du sommet du pergélisol, ce qui pourrait avoir influencé cette valeur. Le sommet du pergélisol empêche l'eau de s'infiltrer plus en profondeur et pourrait créer une zone où l'humidité est plus importante. Il est également possible que de la glace ait été contenu dans l'échantillon. L'écart de valeurs de cet échantillon entre la mesure de contenu en eau et la mesure à saturation est d'ailleurs moins important que ceux observés pour les autres échantillons, ce qui signifie que le contenu en eau moderne est près de la valeur à saturation.

Les mesures en eau à saturation des échantillons varient entre 14 % et 36 %. Les échantillons VG08-04 et VG08-05 provenant du site E affichent les plus faibles valeurs avec 14,1% et 17,7% respectivement. L'ensemble des valeurs obtenues pour le paramètre *WC* se situe entre 6,8% et 20,9%, cette dernière valeur représentant l'échantillon VG08-06 dont le contenu en eau était le plus élevé de la distribution. Outre quelques écarts, les échantillons affichent des valeurs similaires. Le tableau 3.3 affiche les valeurs de teneur en eau pour l'ensemble de la distribution.

Tableau 3.3 Teneur en eau

Site	Échantillon	Teneur en eau <i>in situ</i> (%)	Saturation (%)	WC (%)
A	VG08-01	2,7	32,0	12,5
	VG08-02	6,4	35,9	16,3
B	VG09-02	2,31	32,3	12,0
C	VG09-05	2,5	30,3	11,8
	VG09-08	3,8	34,2	13,9
D	VG08-06	19,5	28,2	20,9
E	VG08-05	1,3	17,7	6,7
	VG08-04	2,7	14,1	10,3
F	VG09-13	2,9	31,5	12,5
G	VG09-16	7,3	31,9	15,5
H	VG09-18	4,1	27,0	11,7

### 3.2.2 Résultats doses annuelles

La distribution des doses annuelles mesurées sur les différents échantillons varie de 2,41 Gy/ka à 2,90 Gy/ka. Le tableau 3.4 présente les contributions alpha, bêta et gamma à la dose annuelle. Le tableau 3.3 montre les résultats obtenus pour les mesures de teneurs en eau ainsi que la concentration des éléments radiogéniques utilisés pour le calcul de la dose annuelle pour l'ensemble de la distribution.

Tableau 3.4 Calcul de la dose annuelle

Échantillon	Da alpha	Err.	Da béta ext.	Err.	Da béta int.	Err.	Da gamma (INAA)	Err.	Da cosmique	Err.	Da (Gy/ka)	Err.
VG08-01	0,065	0,010	1,151	0,094	0,742	0,035	623	0,035	0,15	0,05	2,731	0,13
VG08-02	0,079	0,012	0,953	0,085	0,742	0,035	611	0,035	0,15	0,05	2,535	0,12
VG08-04	0,066	0,010	0,908	0,065	0,742	0,035	543	0,035	0,15	0,05	2,409	0,10
VG08-05	0,059	0,009	1,119	0,068	0,742	0,035	579	0,035	0,15	0,05	2,649	0,10
VG08-06	0,101	0,015	1,071	0,039	0,443	0,023	641	0,023	0,15	0,05	2,406	0,08
VG09-02	0,092	0,014	1,159	0,097	0,443	0,023	624	0,023	0,15	0,05	2,467	0,13
VG09-05	0,091	0,014	1,159	0,093	0,784	0,037	673	0,037	0,15	0,05	2,858	0,13
VG09-08	0,077	0,012	1,118	0,093	0,443	0,023	598	0,023	0,15	0,05	2,385	0,12
VG09-13	0,084	0,013	1,210	0,098	0,784	0,037	669	0,037	0,15	0,05	2,898	0,13
VG09-16	0,123	0,018	1,280	0,093	0,443	0,023	663	0,023	0,15	0,05	2,658	0,13
VG09-18	0,089	0,013	1,085	0,078	0,784	0,037	624	0,037	0,15	0,05	2,733	0,11

Tableau 3.5 Contributions alpha, bêta et gamma à la dose annuelle

Site	Échantillon	K (%)	Err.	U (%)	Err.	Th (%)	Err.	Teneur en eau <i>in situ</i> (%)	Saturation (%)	WC (%)	Err.	Da (Gy/ka)
A	VG08-01	1,45	3,2	1,41	10	4,19	6	2,7	32,0	12,5	4,88	2,73 ± 0,13
	VG08-02	1,09	3,2	1,73	10	5,21	6	6,4	35,9	16,3	5,54	2,56 ± 0,12
B	VG09-02	1,28	3,2	1,86	10	5,6	6	2,3	32,3	12,0	4,99	2,47 ± 0,13
	VG09-05	1,37	3,2	1,64	10	5,16	6	2,5	30,3	11,8	4,63	2,86 ± 0,13
C	VG09-08	1,25	3,2	1,57	10	4,44	6	3,8	34,2	13,9	5,07	2,39 ± 0,12
	VG08-06	1,34	3,2	1,79	10	5,59	6	19,5	28,2	20,9	0,73	2,41 ± 0,08
E	VG08-04	1,08	3,2	1,5	10	3,8	6	2,7	14,1	10,3	3,81	2,41 ± 0,10
	VG08-05	1,30	3,2	1,22	10	3,58	6	1,3	17,7	6,8	2,73	2,65 ± 0,10
F	VG09-13	1,41	3,2	1,58	10	5,13	6	2,9	31,5	12,5	4,77	2,90 ± 0,13
G	VG09-16	1,28	3,2	1,74	10	5,71	6	7,3	31,9	15,5	4,10	2,66 ± 0,13
H	VG09-18	1,24	3,2	1,58	10	4,79	6	4,1	27,0	11,7	3,81	2,73 ± 0,11

### 3.2.3 Dose annuelle exemple VG08-01

L'échantillon VG08-01 servira d'exemple pour illustrer les étapes suivies lors du calcul de dose annuelle. La fraction granulométrique retenue pour cet échantillon est de 125–250 microns.

Pour l'échantillon VG08-01, la teneur en eau s'élève 2,7% alors que la teneur en eau à saturation est de 32%. La valeur *WC* de 12,5% a été retenue pour les calculs. L'erreur sur cette mesure s'élève à 4,9%.

Les coefficients d'absorption et d'atténuation permettent de déterminer l'énergie qu'absorbe le grain étudié lors de la désintégration des atomes d'uranium, de potassium, de thorium et de rubidium. Ils sont fonction de la taille granulométrique du sédiment étudié, dont la valeur moyenne pour cet échantillon est de 188 microns. Ils sont établis selon la table de correspondance de Mejdahl (1979). Les coefficients d'absorption sont de 0,07 pour le potassium, 0,2 pour le thorium, 0,14 pour l'uranium et de 0,67 pour le rubidium. Le coefficient d'atténuation est la différence entre la valeur 1 et le coefficient d'absorption. Il est de 0,93 pour le potassium, 0,80 pour le thorium, 0,86 pour l'uranium et de 0,33 pour le rubidium.

Les analyses INAA ont révélé des concentrations moyennes en uranium de 1,41 ppm avec une erreur relative de  $\pm 10\%$ . Les concentrations de thorium sont de 4,19 ppm pour une erreur de  $\pm 6\%$  alors que la concentration de potassium s'élève à près de 1,45% (1% équivaut à 10 000 ppm) dont l'erreur relative est de  $\pm 3,2\%$ . L'apport des rayons cosmiques à la dose annuelle est calculé en fonction de la latitude, de la longitude et de l'épaisseur des sédiments recouvrant l'échantillon dans l'environnement. La valeur « a » est estimé à 0,10 avec une erreur de 0,05%. La dose cosmique (Gy/ka) est de 0,15 et l'erreur est de 0,045%. La dose provenant du rayonnement alpha est de 0,065 Gy/ka. La dose provenant des rayonnements bêta est de 1,89 Gy/ka, alors que la dose provenant des rayons gamma est de 0,623 Gy/ka. La dose annuelle totale de l'échantillon VG08-01 est ainsi évaluée à 2,73 Gy/ka avec une erreur de 0,13%.

Ces étapes ont été suivies pour tous les échantillons analysés.

### **3.2.4 Résultats doses équivalentes**

Les doses équivalentes de l'ensemble de la distribution se situent entre 18 et 39 Gy. Les courbes de croissance de l'ensemble de la distribution sont affichées à la figure 3.6. Toutes les doses équivalentes de la distribution sont situées dans la partie linéaire de la courbe de croissance.

Les doses équivalentes de chacun des échantillons ainsi que les âges mesurés sont présentés au tableau 3.6.

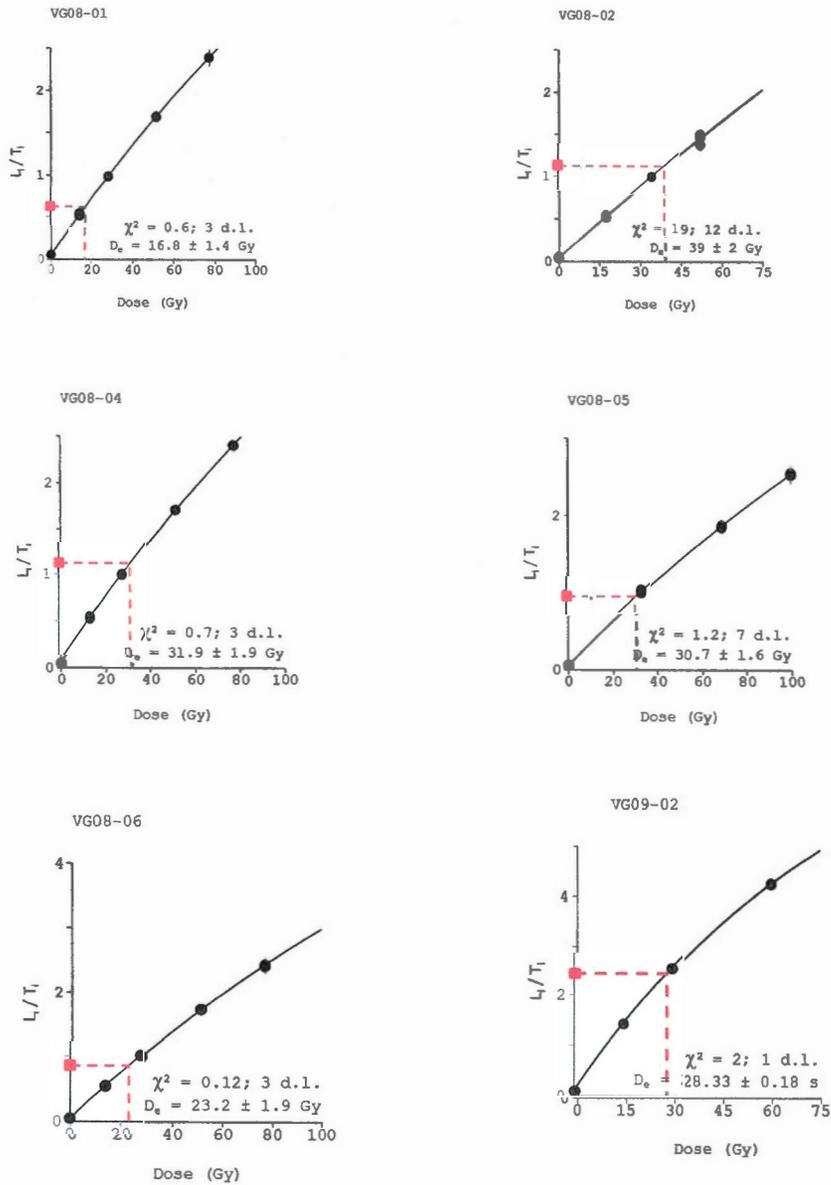


Figure 3.6 Courbe de croissance des 11 échantillons.

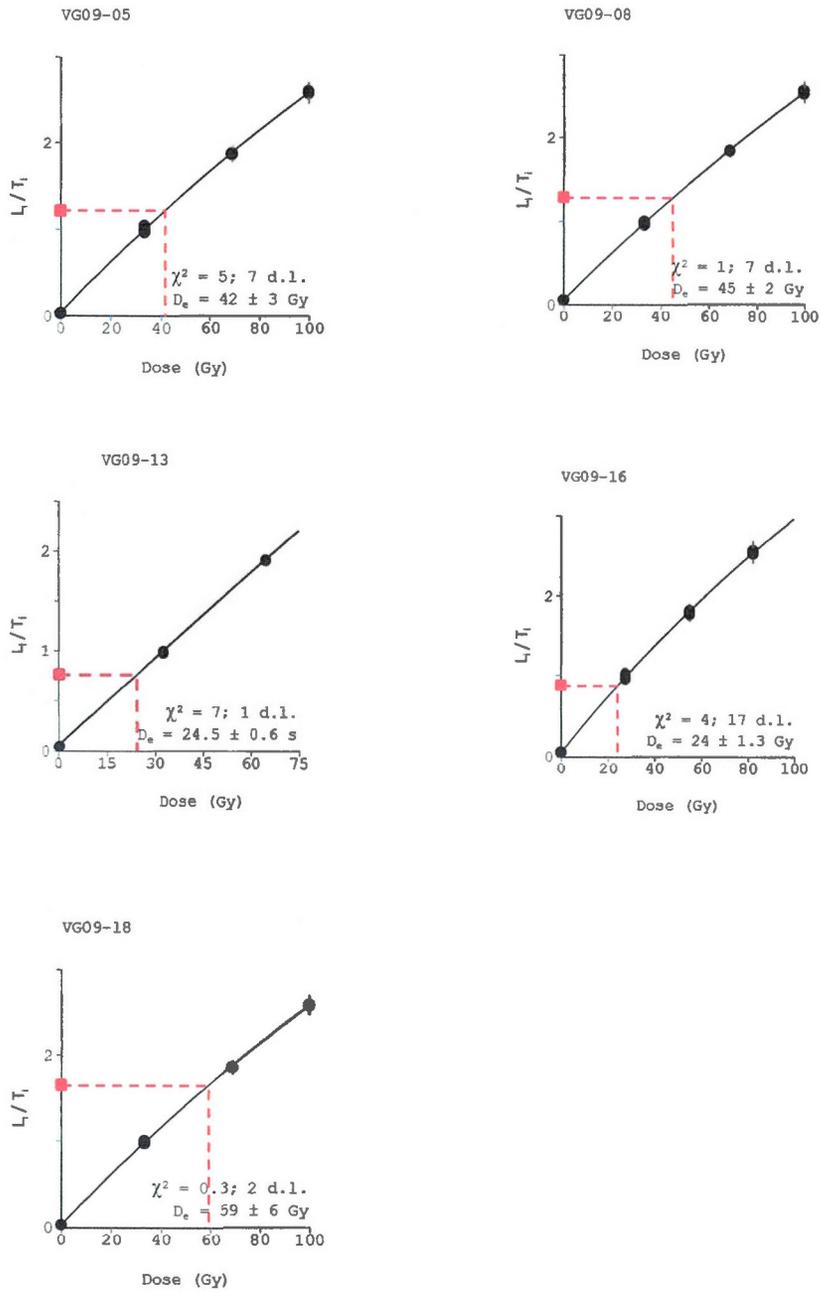


Figure 3.6 (suite) Courbe de croissance des 11 échantillons.

### 3.2.4.1 Dose équivalente exemple VG08-01

Pour cet échantillon, 24 aliquotes ont été lues afin de déterminer le ratio  $L_n/T_n$  alors que 3 aliquotes ont servies à construire la courbe de croissance. Le ratio  $L_n/T_n$  moyen est de 0,701 et l'erreur est de 0,011.

La distribution des doses équivalentes de l'échantillon VG08-01 est présentée à la figure 3.7. Les doses régénératives ont été de l'ordre de 14, 28, 52, 77, 0 et 14 Gy. La dose utilisée pour le recyclage est 14 Gy. La test dose appliquée sur tous les échantillons est de 30 Gy. La dose équivalente pour l'échantillon VG08-01 est de  $19,2 \pm 0,3$  Gy. La dose équivalente se situe dans la partie linéaire de la courbe de croissance.

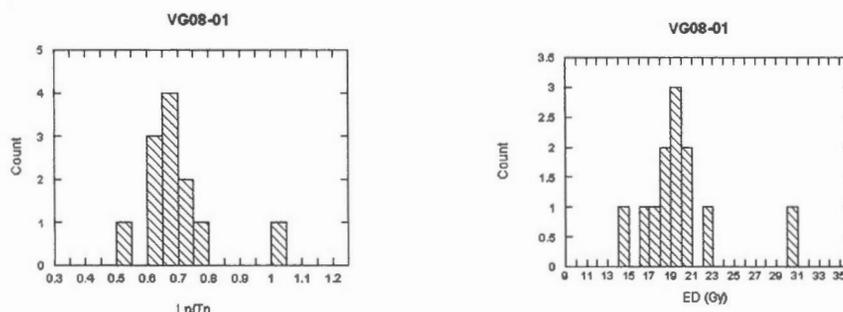


Figure 3.7 Distribution des ratios  $L_n/T_n$  et doses équivalentes de l'échantillon VG08-01.

### 3.2.4.2 Dose équivalente exemple VG09-18

Dès les premières lectures, cet échantillon a révélé une mauvaise remise à zéro. C'est à dire que les ratios  $L_n/T_n$  présentaient une grande variation entre les différents aliquotes et que la distribution n'était pas une distribution gaussienne. Ceci peut être causé par des variations considérables de la distribution des valeurs des doses équivalentes. Une variation dans les doses équivalentes peut indiquer que les sédiments n'ont pas tous reçu la même quantité d'énergie lors du transport et qu'un signal résiduel persiste. Des mesures ont été prises pour contrer ce problème. Un total de 48 aliquotes supplémentaires comprenant trois grains chacun ont été utilisés pour déterminer la dose équivalente moyenne. Ces étapes ont pour but de minimiser la variation entre les différents aliquotes et augmenter la précision statistique des données.

### 3.2.5 Résultats mesures de *fading*

Des valeurs  $g$  ont été mesurées sur différents échantillons; VG08-02, VG09-02, VG09-13 et une valeur  $g$  provenant de la moyenne des échantillons VG08-06, VG08-04, VG08-05 et VG09-05 a également été calculée. La valeur  $g$  calculée sur l'échantillon VG08-02 est de  $5,3 \pm 0,8\%$  par décade. La valeur  $g$  de l'échantillon VG09-02 est de  $4,3 \pm 0,5\%$  par décade. La valeur de l'échantillon VG09-13 est de  $4,4 \pm 0,3\%$  décade. La valeur  $g$  calculé à la fois sur l'échantillon VG08-04, VG08-05, VG08-06 et VG09-05 est de  $3,4 \pm 0,6\%$  par décade. Cette dernière valeur a été appliquée sur les échantillons concernés et a été utilisé dans le calcul de la moyenne. Les marges d'erreur de ces calculs sont toutes comprises dans le sigma 1 et permettent d'affirmer que les valeurs sont sensiblement les mêmes.

Par la suite, une moyenne provenant de ces quatre valeurs  $g$  a été calculée et appliquée aux autres échantillons. La valeur  $g$  moyenne appliquée sur les autres échantillons est de  $4,4 \pm 0,4\%$  par décade. La figure 3.8 montre quelques résultats de mesures de *fading*.

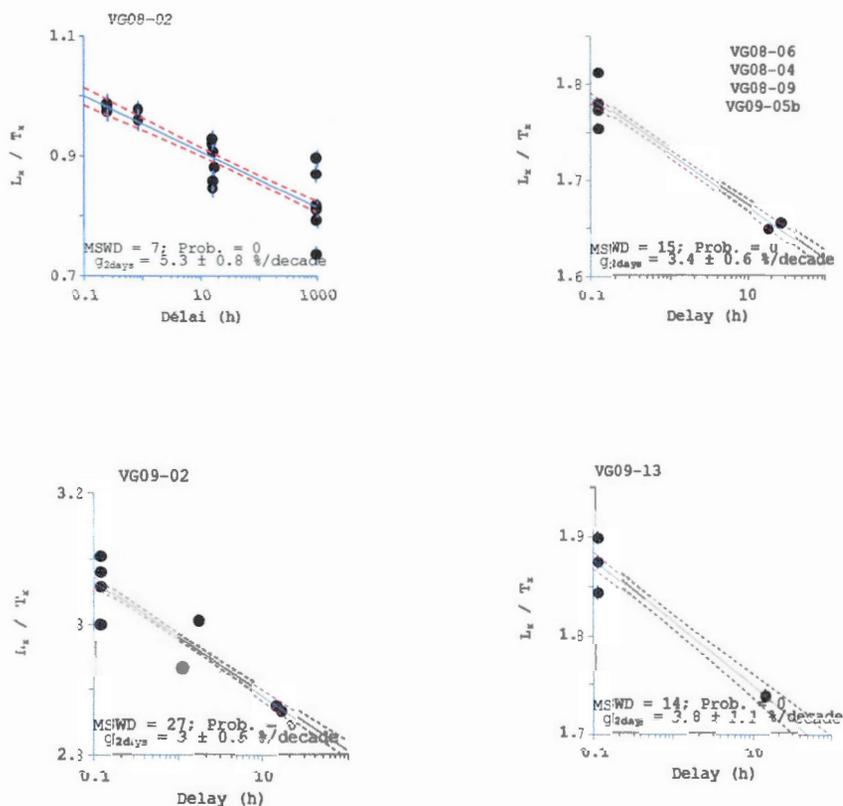


Figure 3.8 Mesure du taux de décroissance du signal lumineux au cours du temps, valeur  $g$ .

### 3.2.6 Résultats âges IRSL

Les âges IRSL ont été calculés selon le modèle d'âge central (CAM) pour les 11 échantillons. Ce modèle statistique, décrit par Galbraith et al. (1999), permet d'identifier la tendance centrale de la distribution en calculant une moyenne pondérée et des marges d'erreurs. Il permet de prédire la normalité de la distribution. Les âges mesurés varient de 7 à 15 ka alors que les âges corrigés se situent entre 10 et 26 ka. L'ensemble des paramètres nécessaire aux calculs d'âge des 11 échantillons est présenté au tableau 3.6. À l'encontre du site E, dont les âges présentent une inversion stratigraphique, les âges IRSL obtenus sur les sites A et C augmentent avec la profondeur et sont concordants avec leur position stratigraphique.

Tableau 3.6 Paramètres de calcul des âges IRSL

Site	Échantillon	Facès	Profondeur (m)	Taille ( $\mu\text{m}$ )	Da (Gy/ka)	De (Gy)	g value	Âge mesuré (ka)	Âge H+L (ka)
A	VG08-01	2a	3,2	125-250	$2,73 \pm 0,13$	$19,2 \pm 0,3$	$4,4 \pm 0,4$	$7,0 \pm 0,3$	$10,4 \pm 0,2$
	VG08-02	1	7,5	125-250	$2,56 \pm 0,12$	$39,1 \pm 2,3$	$5,3 \pm 0,8$	$15,3 \pm 1,1$	$26,0 \pm 2,0$
B	VG09-02	2a	4,0	150-250	$2,47 \pm 0,13$	$18,6 \pm 0,3$	$4,3 \pm 0,5$	$7,5 \pm 0,4$	$10,0 \pm 0,2$
	VG09-05	1	4,0	150-250	$2,86 \pm 0,13$	$41,6 \pm 3,2$	$3,4 \pm 0,6$	$14,6 \pm 1,3$	$19,9 \pm 1,5$
C	VG09-08	2b	6,2	150-250	$2,39 \pm 0,12$	$39,1 \pm 1,3$	$4,4 \pm 0,4$	$16,4 \pm 1,0$	$24,9 \pm 0,8$
	VG08-06	2a	7,8	88-125	$2,41 \pm 0,08$	$20,8 \pm 0,5$	$3,4 \pm 0,6$	$8,5 \pm 0,3$	$11,5 \pm 0,4$
E	VG08-05	2a	3,1	125-250	$2,65 \pm 0,10$	$30,8 \pm 1,6$	$3,4 \pm 0,6$	$11,6 \pm 0,8$	$16,0 \pm 0,9$
	VG08-04	2a	5,5	125-250	$2,41 \pm 0,10$	$23,5 \pm 0,6$	$3,4 \pm 0,6$	$9,7 \pm 0,5$	$13,2 \pm 0,4$
F	VG09-13	2a	2,4	150-250	$2,90 \pm 0,13$	$23,7 \pm 1,2$	$4,4 \pm 0,3$	$8,2 \pm 0,4$	$12,8 \pm 0,8$
G	VG09-16	2b	3,1	88-125	$2,66 \pm 0,13$	$22,7 \pm 0,9$	$4,4 \pm 0,4$	$8,5 \pm 0,9$	$12,5 \pm 0,2$
H	VG09-18	2a	1,8	150-250	$2,73 \pm 0,11$	$30,0 \pm 4,2$	$4,4 \pm 0,4$	$11,0 \pm 1,6$	$16,0 \pm 2,0$

### 3.2.6.1 Site A

Deux échantillons proviennent du site A, VG08-01 (sable stratifié) et VG08-02 (sable massif). Les âges IRSL obtenus sont de  $10,4 \pm 0,2$  ka et  $26 \pm 2$  ka, respectivement. Une grande différence d'âge relie les deux échantillons avec près de 16 ka d'écart mais la position stratigraphique des âges est concordante. Il semble que l'aggradation éolienne ait perduré durant plusieurs milliers d'années sur ce site. En raison des changements de faciès observés dans la séquence stratigraphique, il est probable que des arrêts aient eu lieu dans la sédimentation, suivis d'épisodes de réactivation. La figure 3.9 montre les probabilités d'âge des deux échantillons. Les deux échantillons présentent une distribution unimodale et suggèrent une bonne remise à zéro.

Ce graphique est une représentation visuelle de la distribution de l'ensemble des aliquotes mesurées provenant deux échantillons. La représentation visuelle est pondérée par l'incertitude. La courbe présentée dans ce graphique représente la somme d'une distribution gaussienne; pour chaque aliquote mesurée une distribution gaussienne est calculée ayant pour moyenne l'âge corrigé et comme déviation standard l'incertitude sur l'âge corrigé. Et donc pour chaque aliquotes, nous avons une distribution gaussienne. Cette figure représente la somme de la distribution gaussienne de l'échantillon. De ceci, on peut tirer deux interprétations; si l'ensemble des aliquotes mesuré a une petite dispersion ainsi que des petites incertitudes, la somme des gaussiennes serait fine et élevée. À l'inverse, si la dispersion est étendue et si les incertitudes sont plus larges également, la somme des gaussiennes sera élargie et basse. Pour le VG08-01, nous avons un âge mesuré corrigé de  $10,4 \pm 0,2$  ka. Ceci nous donne une marge d'erreur relative de 1,9 % ( $0,2/10,4$ ). Alors que pour le VG08-02, nous avons un âge mesuré corrigé de 26,0 ka et une marge d'erreur de 2. Ceci nous donne une marge d'erreur relative de 7,7% ( $2/26$ ). Le VG08-01 a une probabilité qui est beaucoup plus élevée de par le fait que cet échantillon présente une incertitude relative faible. Pour VG08-02, c'est la situation inverse, il a une incertitude relative plus grande, la probabilité est donc plus faible.

Les échantillon dont la distribution est plus large et la probabilité plus faible peuvent être considérés valable grâce leur incertitude relative. L'échantillon VG08-02 présente un âge différent et plus vieux que l'échantillon VG08-01. Même si celui-ci présente une probabilité plus faible et une plus large distribution. Tel que mentionné, l'échantillon VG08-01 possède un âge calculé de  $10,4 \pm 0,2$  ka. Et pour VG08-02, un âge de  $26 \pm 2$  ka a été calculé. L'écart absolu entre ces deux âges est de 15,6 ka et est en soit largement plus large que les incertitudes (1 sigma) pour les deux âges respectifs. En statistique, on accepte que deux valeurs soient similaires lorsque la différence entre celles-ci est

inférieure à 2 sigmas. Dans le cas présent, le ratio d'âge de VG08-01 sur VG08-02 est de  $0,40 \pm 0,3$  (1 sigma). Ce ratio diffère de 1 par un écart de 0,60 ou de 20 sigmas d'écart. On en conclue qu'ils sont statistiquement différents.

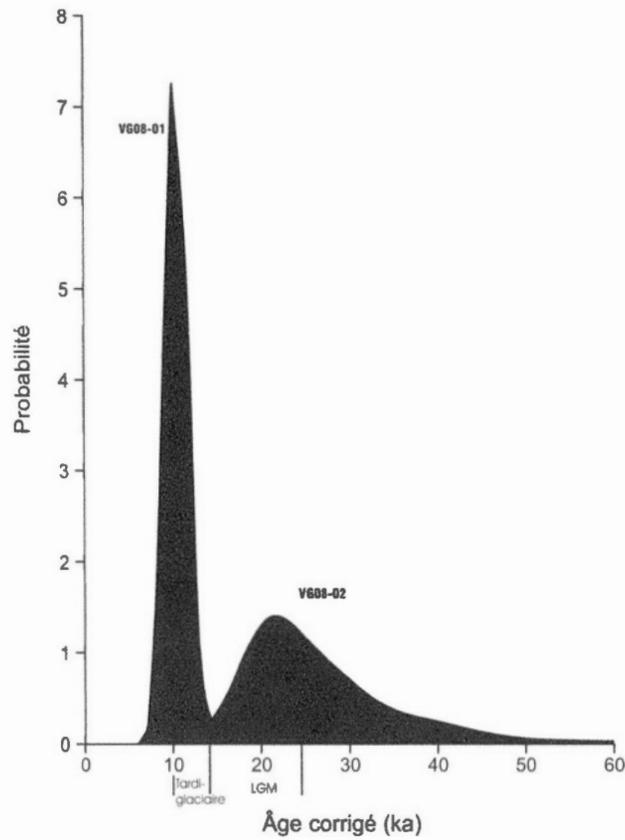


Figure 3.9 Graphique de distribution des probabilités d'âges des échantillons VG08-01 (sable stratifié) et VG08-02 (sable massif).

### 3.2.6.2 Site B

Un échantillon, VG09-02 a été prélevé au site B. L'âge IRSL est de  $10 \pm 0,2$  ka, ce qui en fait l'échantillon le plus jeune de la distribution. La courbe de la distribution semble indiquer qu'il a une bonne remise à zéro (figure 3.10).

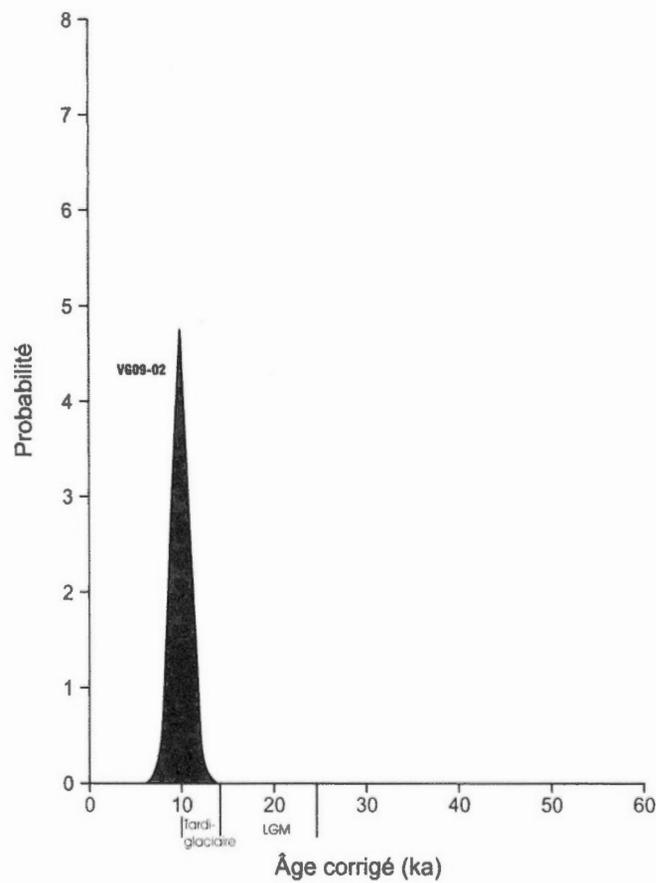


Figure 3.10 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-02 (sable stratifié).

### 3.2.6.3 Site C

Un total de deux échantillons a été prélevé au site C, VG09-05 et VG09-08. Les âges IRSL correspondant sont  $19,9 \pm 1,5$  ka et  $24,9 \pm 0,8$  ka respectivement (figure 3.11). Les âges sont concordants stratigraphiquement et 2,2 m séparent les deux échantillons.

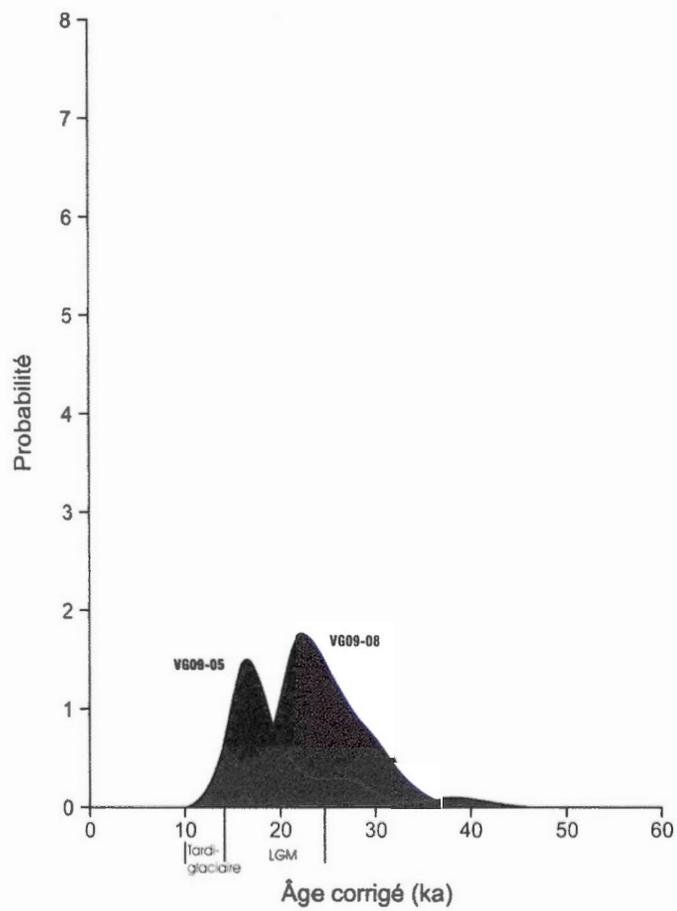


Figure 3.11 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG0-05 9 (sable massif) et VG09-08 (sable aux stratifications ondulantes).

### 3.2.6.4 Site D

Le site D contient un échantillon, VG08-06. L'âge IRSL est de  $11,5 \pm 0,4$  ka. La distribution unimodale suggère une bonne remise à zéro (figure 3.12).

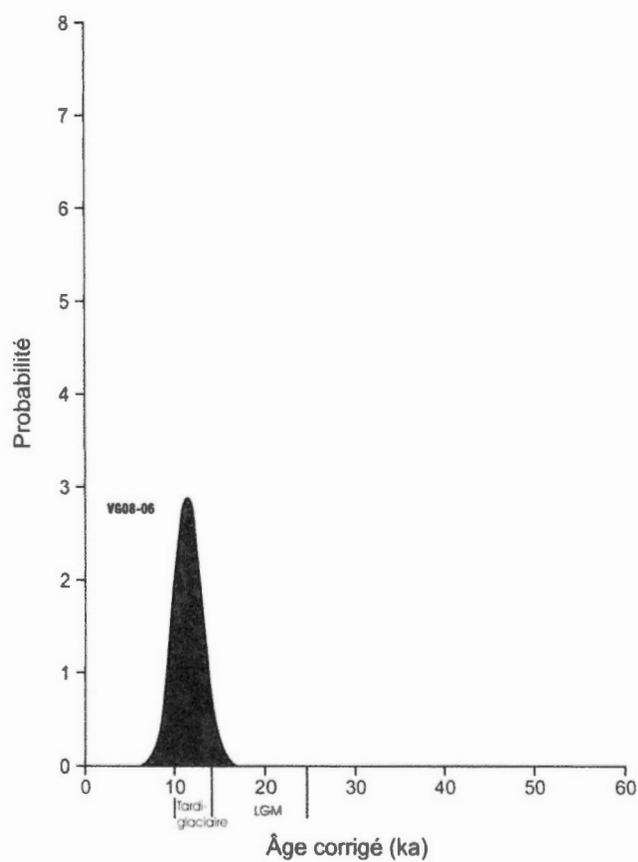
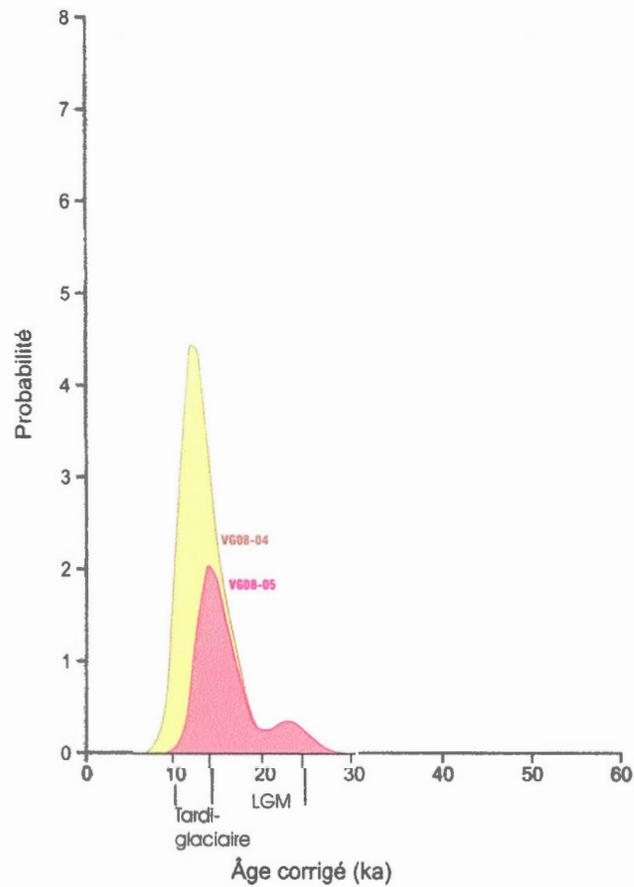


Figure 3.12 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG08-06 (sable stratifié).

### 3.2.6.5 Site E

Le site comprend deux échantillon, VG08-04 et VG08-05. L'âge IRSL de VG08-04 est de  $13,2 \pm 0,4$  ka et l'âge IRSL de VG08-05 est de  $16,0 \pm 0,9$  ka. Ce dernier affiche une distribution bimodale qui pourrait correspond à une mauvaise remise à zéro (figure 3.13). De plus, une inversion d'âges stratigraphiques marque ces deux échantillons (section 4.1).



**Figure 3.13** Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG08-04 (position stratigraphique inférieure, faciès de sable stratifié) et VG08-05 (position stratigraphique supérieure, faciès de sable stratifié).

### 3.2.6.6 Site F

Un seul échantillon a été prélevé au site F, VG09-13. L'âge IRSL est de  $18,8 \pm 0,8$  ka. La distribution semble suggérer une composante fluvatile; la probabilité est faible et deux modes se distinguent dans le graphique (figure 3.14). Cela signifie que la distribution des doses équivalentes n'est pas unimodale et suggère deux populations d'âge. Cela peut se produire lorsque les grains ne sont pas bien remis à zéro, comme lors du transport fluvatile.

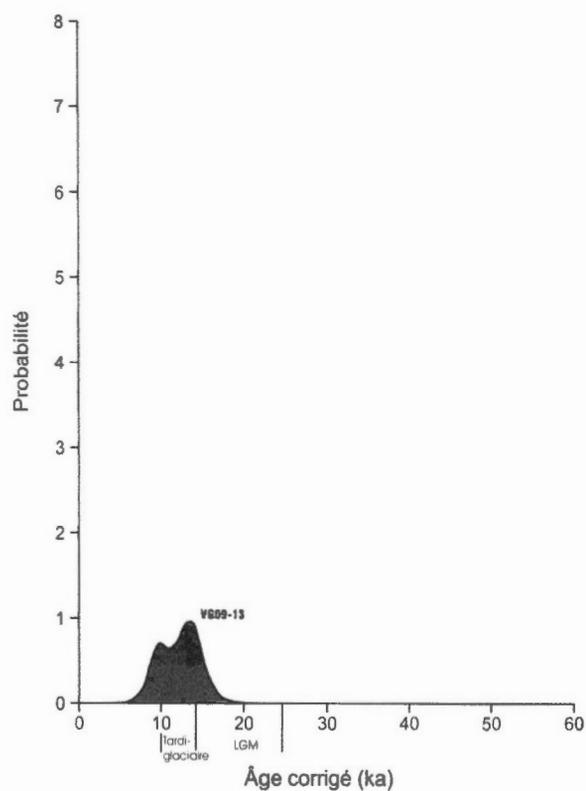


Figure 3.14 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-13 (sable stratifié).

### 3.2.6.7 Site G

Un échantillon a été prélevé au site G, VG09-16. L'âge IRSL est de  $12,5 \pm 0,2$  ka. Cet échantillon semble bien remis à zéro et d'origine éolienne (figure 3.15).

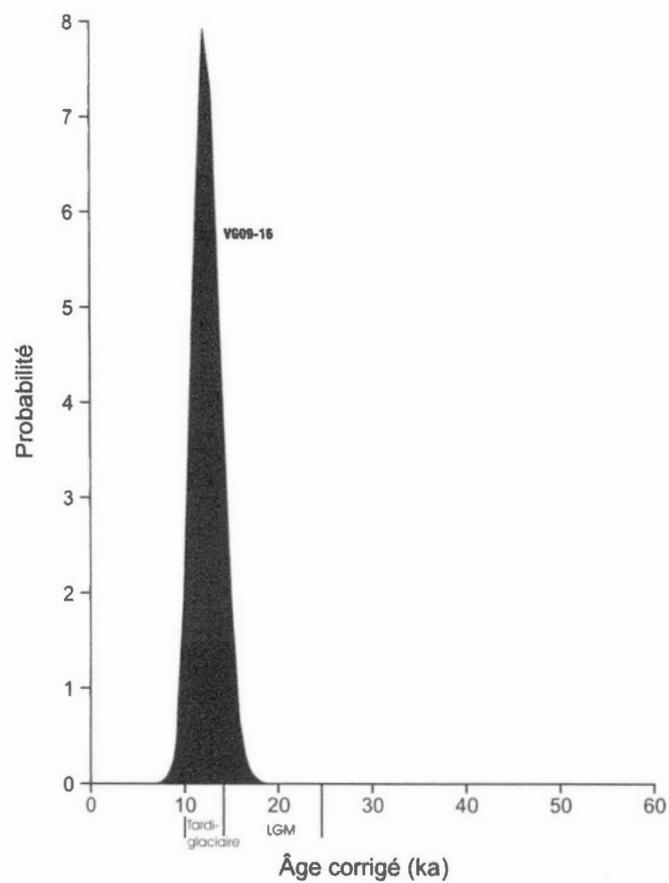


Figure 3.15 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-16 (sable aux stratifications ondulantes).

### 3.2.6.8 Site H

Un échantillon provient du site H, il s'agit de VG09-18. L'âge IRSL est de  $16 \pm 2$  ka. Les différents modes de la distribution suggèrent qu'il n'est pas bien remis à zéro (figure 3.16).

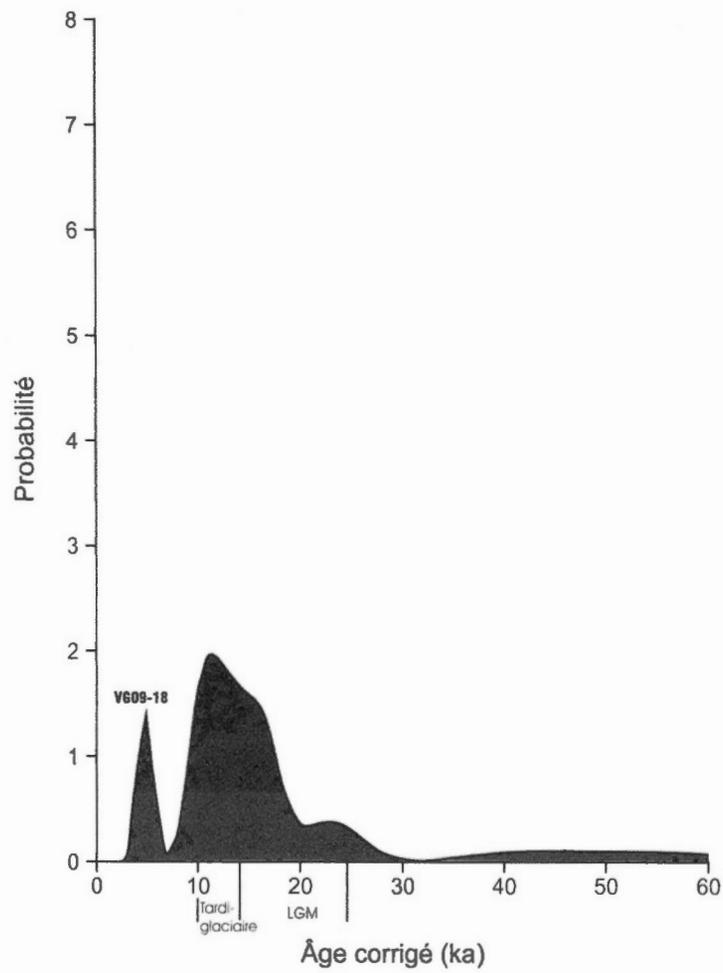


Figure 3.16 Graphique de distribution de probabilité d'âge, VG09-18 (sable stratifié).

### 3.3 Discussion

Les âges de la distribution étudiée se situent entre 10 et 26 ka (figure 3.17), ce qui correspond à l'intervalle ceinturant le dernier maximum glaciaire, à l'intérieur du stade isotopique 2 (à l'exception de l'échantillon VG09-02, situé à la limite du stade isotopique 1 et 2).

Les échantillons les plus jeunes démontrent une plus grande précision dans les données, les marges d'erreur sont moins grandes. Les sites les plus à l'est ont démontré les âges les plus jeunes,  $10,4 \pm 0,2$  et  $10,0 \pm 0,2$  ka pour VG08-01 et VG09-02 respectivement, tous les deux compris dans le faciès des sables fins à moyens stratifiés. Il ne semble pas y avoir de rapport entre l'âge des échantillons et leur faciès. L'étendue de la distribution de l'échantillon VG09-18 démontre qu'il n'est pas bien remis à zéro. Les échantillons VG08-02, VG08-05, VG09-05, VG09-08 et VG09-13 affichent également des propriétés qui pourraient être reliées à une mauvaise remise à zéro. Il est probable que ces échantillons aient une composante fluviatile plus importante. Les sites C, D et F démontrent qu'il y a eu des fluctuations du niveau fluviatile car des graviers de faible épaisseur surmontent des sédiments interprétés comme éolien. Il pourrait s'agir de fluctuations locales; certaines zones sont sujettes à des crues subites.

L'analyse de la figure 3.18 démontre que les nappes de sables ne semblent pas être déposées de façon synchrone sur le territoire à l'étude et deux phases d'aggradation semblent se distinguer. L'analyse préliminaire de la distribution et de la surdispersion a révélé que les données ne faisaient pas partie de la même distribution. Deux phases de mise en place ont été déterminées par le modèle d'âge central permettant d'établir la surdispersion de la distribution. Ainsi, deux périodes semblent se distinguer quant aux phases d'aggradation des nappes de sable. La première comprend la période située entre 26 et 16,0 ka et correspond au dernier maximum glaciaire. La deuxième se situe entre 13,2 et 10 ka et correspond au tardi-glaciaire. La figure 3.19 affiche une figure corrélant l'ensemble des séquences stratigraphiques et les âges pour chaque échantillon.

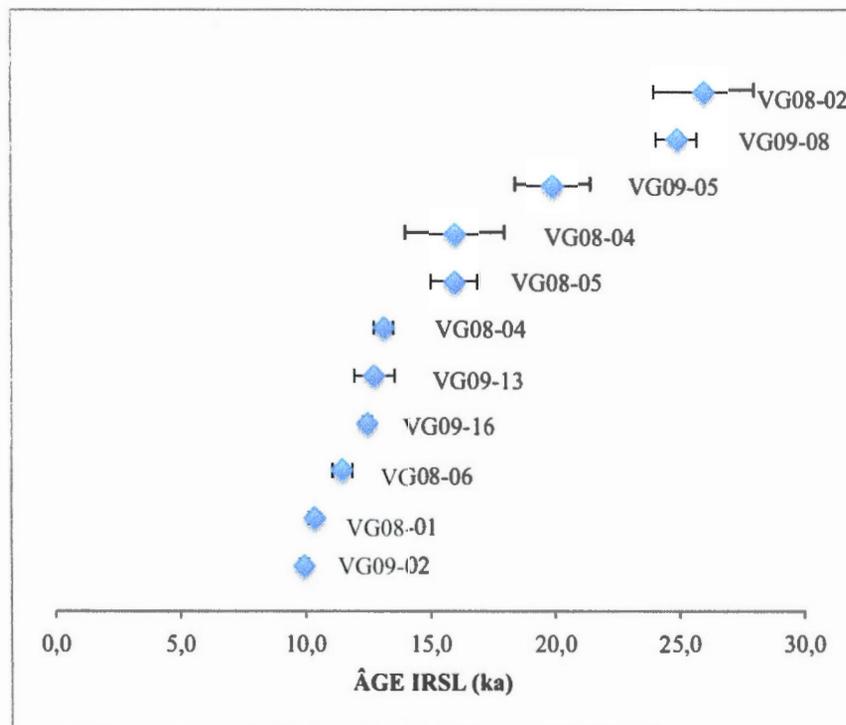


Figure 3.17 Âges IRSL des échantillons disposés verticalement du plus jeune au plus vieux.

Tableau 3.7 Sommaire des âges et des faciès. Les résultats en grisés représentent les échantillons dont la probabilité de distribution d'âge est faible et étendue.

Site	Échantillon	Faciès	Élévation (m)	Âge H+L (ka)
B	VG09-02	sable stratifié	10,2	10,0 ± 0,2
A	VG08-01	sable stratifié	12,9	10,4 ± 0,2
D	VG08-06	sable massif	14,8	11,5 ± 0,4
G	VG09-16	sable stratification ondulante	12,8	12,5 ± 0,2
F	VG09-13	sable stratifié	11,9	12,8 ± 0,8
E	VG08-04	sable stratifié	11,5	13,2 ± 0,4
H	VG09-18	sable stratifié	13,3	16,0 ± 2,0
E	VG08-05	sable stratifié	13,2	16,0 ± 0,9
G	VG09-05	sable massif	15,0	19,9 ± 1,5
C	VG09-08	sable stratification ondulante	13,2	24,9 ± 0,8
A	VG08-02	sable massif	8,2	26,0 ± 2,0

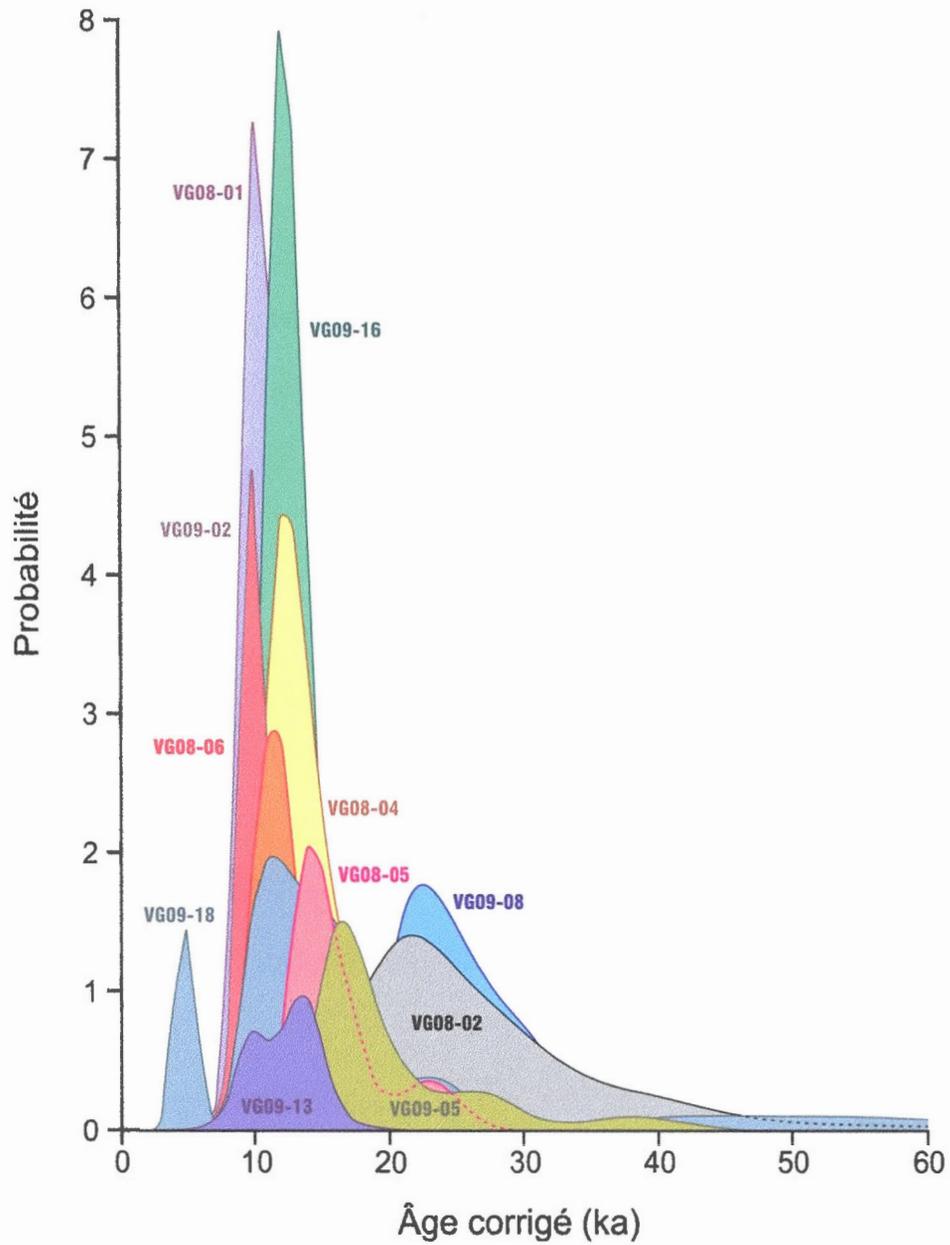


Figure 3.18 Distribution de la probabilité de l'âge corrigé des échantillons.

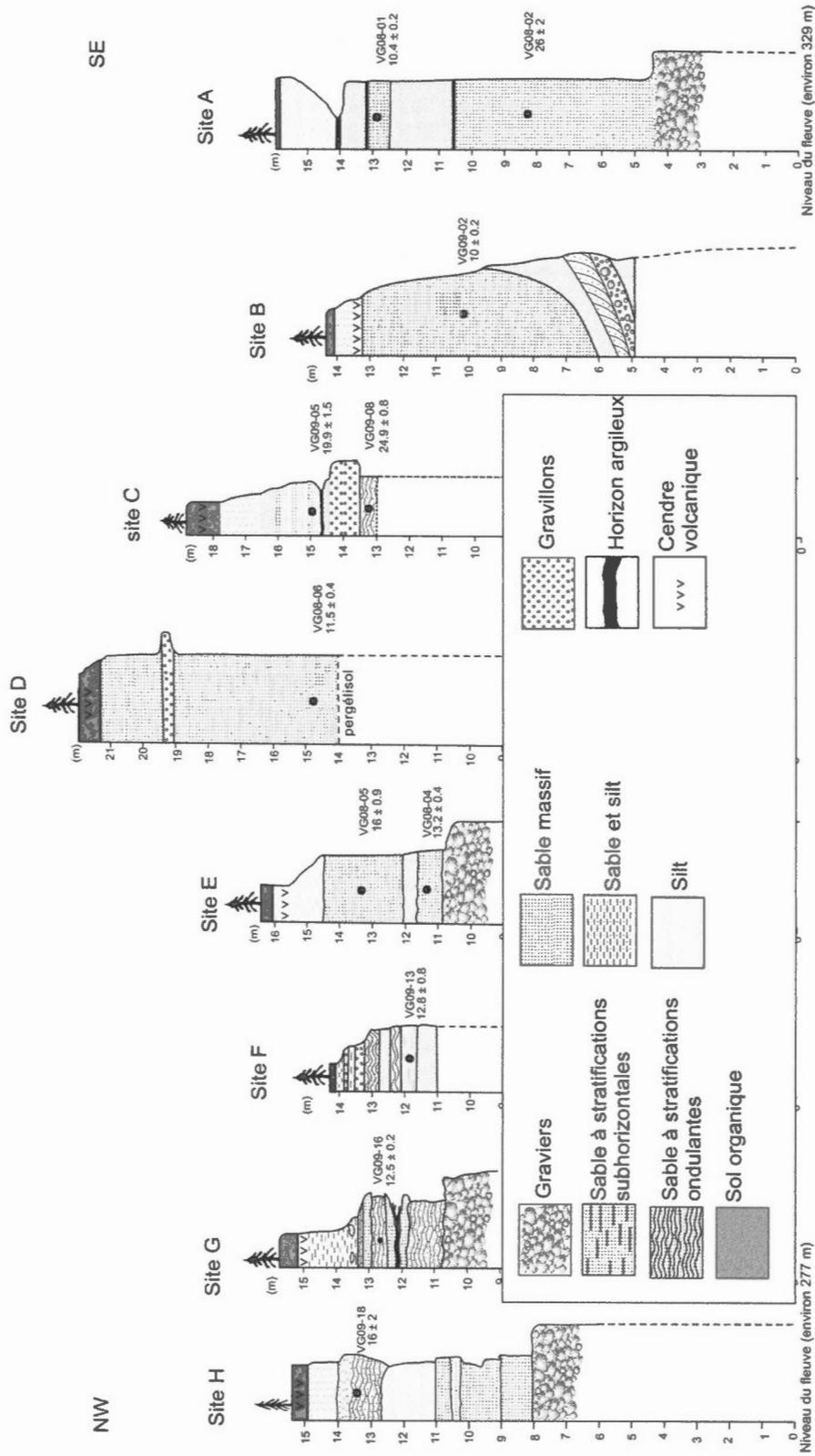


Figure 3.19 Coupes stratigraphiques des sections visitées.

## CHAPITRE IV

### Discussion et interprétation des résultats

Les résultats géochronologiques ont permis de déterminer la période de mise en place des nappes de sables extensives de la Béringie orientale. Les nappes de sable étudiées de la vallée du fleuve Yukon se sont déposées entre 26 et 10 ka. Il est maintenant possible de discuter de l'évolution climatique de la Béringie et de mettre en relation les phases de mise en place des nappes de sable et le climat. Ce chapitre portera sur les corrélations régionales des phases d'aggradation des nappes de sable, le climat et les processus actifs en Béringie orientale. Les facteurs favorisant la mise en place des nappes de sable seront également abordés.

#### 4.1 Validation de la chronologie

À l'exception du site E qui affiche une légère inversion d'âge stratigraphique, les âges IRSL obtenus lors de cette étude apparaissent valides et consistants avec le cadre géologique. Le cadre chronologique dans lequel s'inscrit la formation des nappes de sable de la Béringie orientale est peu connu et peu de datations indépendantes ont été effectuées sur les sédiments éoliens de la Béringie orientale (Lea et Waythomas, 1990). Néanmoins, les âges obtenus par les travaux de Lea et Waythomas (1990), ainsi que ceux obtenus par Bateman et Murton (2006), permettent de comparer les résultats de cette étude et de faire des corrélations régionales sur les périodes d'aggradation des nappes de sable en climat froid. Les quelques dates disponibles proviennent généralement de matières organiques situées à la base ou au sommet des sables éoliens. Le tableau 4.1 affiche les dates au radiocarbone obtenues à proximité de la région d'étude.

Lea and Waythomas (1990) ont compilé plusieurs résultats de datation sur les nappes et les dunes de sable de l'Alaska, incluant les travaux de Hopkins (1982) qui a obtenu des âges  $^{14}\text{C}$  indiquant une aggradation entre ca, 25–14 ka BP, durant le *Duvanney Yar Interval* (dernier maximum glaciaire).

D'autres datations par radiocarbone ont également suggéré une aggradation durant le *Duvanny Yar Interval* (Lea, 1989; Lea et Waythomas, 1990; Waythomas, unpublished data).

Hamilton et al, (1988) ont étudié une coupe stratigraphique à Little Kobuk dans le nord-ouest de l'Alaska. Celle-ci présente des dunes de sable reposant sur de la tourbe et des silt organiques laminés. Les âges obtenus sont de  $24\,930 \pm 200$ ,  $24\,650 \pm 720$  et  $24\,000 \pm 550$   $^{14}\text{C}$  ans BP, indiquant également une aggradation durant le dernier maximum glaciaire.

Les travaux réalisés par Lea (1989) sur les sédiments éoliens de sud-ouest de l'Alaska dans les bas reliefs de la région de Nushagak démontrent également une aggradation durant le dernier maximum glaciaire. Les quelques sédiments organiques retrouvés dans les dépôts éoliens ainsi que dans les dépôts lacustres les surmontant sont datés entre  $>21\,650$  et  $12\,800$   $^{14}\text{C}$  ans BP.

Bateman et Murton (2006) ont également réalisé un programme de datation par luminescence et radiocarbone sur les sables éoliens du nord-ouest des Territoires du Nord-Ouest. Ils concluent que l'activité éolienne était présente à partir de 43 ka au moins. Toutefois, la majeure partie des âges qu'ils ont obtenus se situe entre 30 et 8 ka. Ces résultats sont concordants avec ceux de la présente recherche.

Toutefois, le site E pose un léger problème car les âges mesurés sur VG08-04 et VG08-05 renvoient une inversion d'âge stratigraphique. Les âges mesurés sur VG08-04 et VG08-05 ainsi que les résultats obtenus par la méthode de correction Huntley et Lamothe (2001) démontrent une inversion stratigraphique d'âge. VG08-04 est daté à  $13,2 \pm 0,4$  ka alors que VG08-05, situé au-dessus stratigraphiquement, est daté à  $16,0 \pm 0,9$  ka. En tenant compte des marges d'erreur, la différence est d'environ 2 000 ans. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette situation.

Premièrement, des biais ont pu survenir lors des procédures en laboratoire. L'échantillon VG08-04 utilise courbe de croissance provenant de la moyenne de deux autres échantillons (VG08-01 et VG08-06), ce qui a pu fausser les résultats. La valeur  $g$  utilisée pour calculer l'âge des échantillons VG08-04 et VG08-05 provient également d'une moyenne effectuée sur les mesures de fading avec deux autres échantillons et pourrait entraîner de telles types de sous-estimation ou surestimation de l'âge final. Par exemple, si la valeur  $g$  a été surestimée pour VG08-04, cela pourrait conduire à une surestimation de l'âge. Au contraire, advenant que la valeur  $g$  de l'échantillon VG08-05 ait été sous-estimée, cela pourrait entraîner une sous-estimation de l'âge.

Ensuite, une mauvaise remise à zéro des sédiments peut expliquer de telles anomalies. Ces sédiments pourraient avoir une composante d'origine fluviale, surtout VG08-05, dont le graphique de probabilité d'âge montre une courbe bimodale. De plus, si le transport s'est produit l'hiver durant les longues heures d'obscurité, cela pourrait entraîner une mauvaise remise à zéro; les sédiments ne seraient pas exposés à la lumière du soleil assez longtemps lors du transport pour expulser l'ensemble des électrons piégés dans la structure cristalline (Bateman et al., 2010). Olley et al. (2004) rapportent également qu'il arrive que les sédiments éoliens affichent des doses équivalentes dont la distribution est dispersée. Les sables éoliens sont présumés n'avoir connu qu'une faible distance de transport puisqu'ils proviennent de la plaine inondable du fleuve Yukon.

Il y a également une probabilité qu'un problème dans l'échantillonnage soit survenu. L'échantillon VG08-04 est situé à seulement 60 centimètres au-dessus de la couche de gravier fluviaux, alors que l'échantillon VG08-05 a été collecté quelques centimètres au-dessus d'un horizon argileux (figure 4.1). Une estimation biaisée de la dose annuelle ou de la teneur en eau pourrait entraîner de telles problématiques. Il est également à noter que la teneur en eau de ces deux échantillons est faible, ainsi que la teneur en eau à saturation. Il en résulte une valeur *WC* faible. Si celle-ci n'est pas représentative de la réalité, cela pourrait conduire à des erreurs de calcul de la teneur en eau et influencer sur la dose annuelle. Il est possible qu'une erreur soit survenue dans l'évaluation de la dose annuelle. Il pourrait arriver qu'un déséquilibre dans la chaîne de désintégration de l'uranium soit survenu mais ce phénomène semble peu probable. Toutefois, aucune mesure spécifique n'a été conduite sur cet échantillon afin d'identifier ce problème.

Il est cependant plus probable que cette inversion d'âge soit due à la valeur *g*, c'est-à-dire que la moyenne employée ne reflète pas précisément la valeur *g* réelle. Cela pourrait expliquer ce léger écart d'âge.



**Figure 4.1** Site E, 2,4 m séparent les deux échantillons. VG08-04 ( $13,2 \pm 0,4$  ka) est situé à la base alors que VG08-05 ( $16,0 \pm 0,9$  ka) occupe la partie supérieure.

Tableau 4.1 Résultats de datation radiocarbone situés près de la zone d'étude

Échantillon	Lieux	Contexte	Âge $^{14}\text{C}$ ans BP	Référence
GX-13092-G	Lower Holima lowland, Ak	Collagène osseux prélevé à la base d'une nappe	16,950 ± 260	C,F, Waythomas, unpublished data
GrN-11, 111	Champs de dune de Litle Kobuk	Tourbe sous une dune	24,930 ± 200	Hamilton et al., 1988
I-12,206	Champs de dune de Litle Kobuk	Tourbe sous une dune	24,650 ± 720	Hamilton et al., 1988
GrN-11, 112	Champs de dune de Litle Kobuk	Tourbe sous une dune	24,000 ± 550	Hamilton et al., 1988
USGS-1037	River side bluff, vallée Tanana	Dépôt de tourbe à la base d'une nappe de sable	12,230 ± 120	Carter et Galloway, 1984
I-11,704	River side bluff, vallée Tanana	Dépôt de tourbe à la base d'une nappe de sable	11,880 ± 180	Carter et Galloway, 1984
W-1147	River side bluff, vallée Tanana	Zone organique sous les nappes de sable	25,800 ± 800	Fernald, 1965

## 4.2 Facteurs favorisant la présence de nappes de sable éolien

Les nappes de sable sont nombreuses le long des berges du fleuve Yukon et divers facteurs permettent d'expliquer cette abondance. La formation des nappes de sable de climat froid nécessite des conditions environnementales et climatiques particulières. La présence des nappes de sable est principalement due à 1) l'abondance de sédiments non-consolidés, 2) l'absence de barrière topographique, 3) la faible densité du couvert végétal ainsi que 4) la synergie entre l'énergie du vent et la disponibilité du matériel sédimentaire (Kasse, 2002).

La formation des nappes de sable nécessite une importante disponibilité du matériel sédimentaire. Dans les zones climatiques périglaciaires, l'activité éolienne et fluviale sont étroitement liées; les sédiments éoliens proviennent généralement des lits des cours d'eau à chenaux anastomosés temporairement asséchés (Pissart, 1987). La plaine fluviale du fleuve Yukon constitue une abondante source de sédiments non-consolidés. La disponibilité et l'abondance de sable a pu varier au cours du temps en raison du régime fluvial, la variabilité de la nappe phréatique, le couvert végétal ainsi que par les propriétés du pergélisol (Kasse, 2002).

De plus, la formation des nappes de sable nécessite obligatoirement des conditions arides. Un sédiment humide est beaucoup plus cohésif, ce qui restreint l'érosion et le transport par le vent. Un accroissement de l'aridité peut entraîner la diminution de la largeur des chenaux et favoriser la déflation éolienne en permettant la remobilisation des sédiments fluviaux. L'aridité peut également limiter le développement du couvert végétal.

Les nappes extensives de sable éolien ne peuvent se former que lorsque le couvert végétal est de faible densité ou absent (Kokurek et Nielson, 1986). La végétation restreint considérablement la migration des rides de sable en interrompant la saltation et la traction des grains de sable. En général, les sédiments étudiés n'incluaient pas de matière organique et laissaient croire que très peu de végétation était présente sur le territoire lors de la mise en place.

L'énergie du vent représente un facteur crucial dans la formation des nappes de sable. L'augmentation de la disponibilité du matériel sédimentaire et de l'aridité ne peuvent expliquer à elle seules la formation des nappes de sable, un vent suffisant doit être présent. Une augmentation importante de la force des vents peut entraîner l'érosion, le transport et la mobilisation d'une importante couverture de sable.

En climat froid, le pergélisol et la couche active contribuent à la formation des nappes de sable en augmentant l'aridité dans la partie supérieure du sol. La couche active, généralement poreuse, permet l'infiltration de l'eau jusqu'au sommet du pergélisol. La surface du sol est ainsi constamment drainée et asséchée en été. Ainsi, il y a abondance de sable sec et non consolidé dans la couche active. Un seul enregistrement de contraction thermique a été retrouvé dans la zone d'étude près du site A (coin de glace). Celui-ci suggère que le pergélisol était présent lors de l'aggradation des nappes de sable. Selon Guthrie (2001), les évidences pointent vers un dégel plus profond des sols durant l'été lors du dernier maximum glaciaire, ce qui aurait pu augmenter l'aridité à la surface du sol. De plus, durant l'hiver, bien que les sédiments soient emprisonnés dans la glace, des études ont démontré que le vent constituait un agent abrasif efficace pour l'arrachement de particules dans les premiers centimètres de la couche de glace. Le sable peut également être libéré par la sublimation de la glace dans le sol ainsi que par l'évaporation (Neuman, 1989; Law et Van Dijk, 1994).

Les nappes de sable ont un faible potentiel de préservation car elles sont dénudées de végétation et constituées de sédiments relativement grossiers, secs et poreux. Le ruissellement de surface entraîne aisément la remobilisation des sédiments. Leur présence aujourd'hui indique donc qu'elles ont été relativement peu affectées par le ruissellement de surface lorsqu'elles étaient exposées aux intempéries. Cela peut s'expliquer par les faibles précipitations et l'aridité ainsi que par la présence du pergélisol et de la couche active. Durant l'été, la couche active, perméable, permet l'infiltration de l'eau et limite le ruissellement de surface.

L'élévation des nappes phréatiques, des cours d'eau et de la zone de saturation des sédiments peut également avantager la préservation de ce type de dépôt. L'immersion des sédiments augmente leur cohésion et favorise le maintien de leur structure. Le pergélisol agit comme une barrière en empêchant l'infiltration de l'eau en dessous du front de gel, ce qui peut entraîner une saturation locale dans les sédiments situés au-dessus. De plus, le niveau d'eau du fleuve a connu des fluctuations assez importantes pour que des graviers fluviaux soient déposés au-dessus de sable interprété comme étant éolien (figure 4.2). Ce battement du régime fluvial a pu jouer un rôle dans la préservation des structures sédimentaires. L'unité de loess les protège aujourd'hui de l'érosion.

D'autres facteurs pourraient également favoriser la préservation des nappes de sable. Selon Pissart (1987), durant le début des épisodes de fonte printanière, l'eau de fusion pourrait s'infiltrer dans la neige et geler au contact du sol froid. Une couche de glace pourrait ainsi se former au fond des thalwegs et préserver les sédiments de l'érosion durant les premiers stades de la période de dégel, voir même durant toute la durée de cette période.



**Figure 4.2** Photo affichant des sables intercalés entre deux unités de graviers fluviaux. L'élévation temporaire du régime fluvial a pu contribuer à la préservation de la nappe de sable.

### **4.3 Climat et activité éolienne en Béringie orientale**

Les études réalisées sur les séquences loessiques de l'Alaska ont démontré que l'activité éolienne en Béringie orientale avait débuté il y a plus de 3 Ma (Begét, 1990; Westgate et al., 1990; Begét, 2001; Froese et al., 2008). Encore aujourd'hui, la mise en place des loess est très active. Une tempête typique peut entraîner jusqu'à 180 000 particules de 5-60  $\mu\text{m}$  par  $\text{m}^3$  d'air au plus fort d'une tempête (Begét, 1996).

Les résultats semblent indiquer qu'au delà de 26 ka, la formation des nappes de sable éolien est négligeable. Toutefois, ces résultats pourraient s'expliquer par le faible potentiel de préservation des nappes de sable ou des biais d'échantillonnage. Il est possible que les dépôts formés avant 26 ka aient été érodés par le vent ou l'eau. Les âges obtenus pourraient ne pas refléter précisément le début de l'aggradation des nappes de sable. Bien que des efforts aient été apportés pour prélever les échantillons aussi près que possible du contact avec les sédiments fluviaux et fluvioglacière, la démarcation entre ces unités n'est pas évidente. L'absence de date entre 10 ka et aujourd'hui indique que les nappes de sable se sont stabilisées avant le début de l'Holocène dans la région d'étude.

Les nappes de sable de la région à l'étude se sont formées lors du Pléistocène tardif, comme le confirme la distribution des âges IRSL située entre 26 et 10 ka. Les dates indiquent que les phases d'aggradation des nappes de sable de la zone d'étude ont été amorcées au stade isotopique (MIS) 2 (14,100–27,600 <sup>14</sup>C ans BP),(Grigg et al., 2001) et se sont terminés au moins 16 000 ans plus tard dans certains secteurs (comme au site A). Durant cette période, l'activité éolienne entraînant la remobilisation des sables fluviaux a été un processus répandu, tant du côté du fleuve Yukon que dans les grandes plaines fluviales de l'Alaska (Lea et Waythomas, 1990) (figure 2). La déflation éolienne était également répandue dans les plaines côtières de l'Arctique et des nappes de sable y sont également déposées durant la même période (Bateman et Murton, 2006). Les phases éoliennes ne coïncident pas strictement avec les phases glaciaires et post-glaciaires. Deux phases climatiques se distinguent lors de la mise en place des nappes de sable; le dernier maximum glaciaire (25-14 ka) et le tardi-glaciaire (14-10 ka). L'évolution climatique de la Béringie a fait l'objet de plusieurs recherches durant les dernières décennies (Burn, 1993; Alfimov et Berman, 2001; Dale Guthrie, 2001; Elias, 2001; Guthrie, 2001; Mann et al., 2002; Froese et al., 2008). La relation entre le climat et la formation des nappes de sables sera abordée dans la prochaine section.

#### **4.3.1 Période du dernier maximum glaciaire (25 - 14 ka)**

Parmi les 11 échantillons datés au cours de ce programme, 5 proviennent de la période du dernier maximum glaciaire. Les masses de glace de la région ont débuté leur croissance autour de 30 ka pour devenir coalescentes vers 24 ka (Jackson et al., 1991).

Selon Begét (1990), un épisode de vents faible associé à une régression du pergélisol a eu lieu de 32 à 30 ka. Il fût suivi d'une période de vents plus forts. Une régression de la végétation associée aux

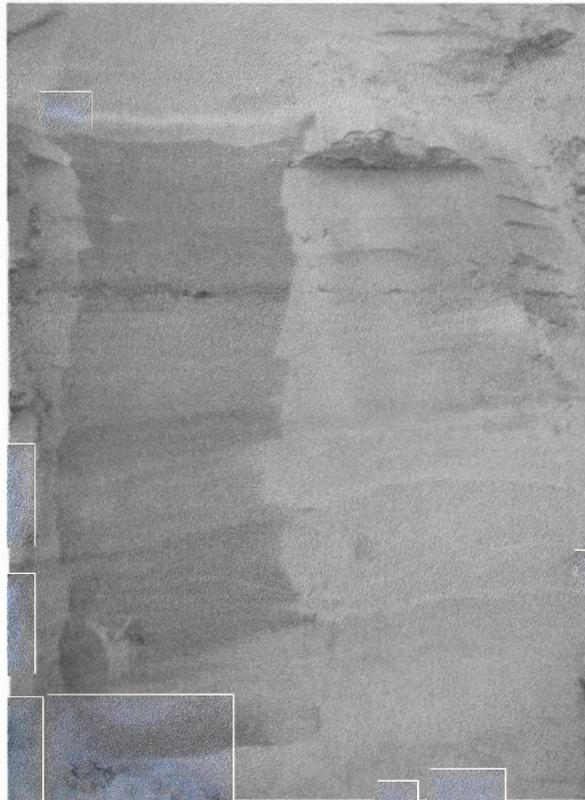
températures froides est survenue à la fin du stade isotopique (MIS) 3. Des évidences concernant une aridité continentale intense ont également été trouvées dans la littérature (Guthrie, 2001). Selon les évidences rapportées par des études de sites fossilifères, les lacs et les arbres étaient pratiquement absents et, à de rares endroits seulement, de la tourbe se déposait. Des reconstructions ont également démontré qu'un climat extrêmement froid et aride sévissait dans la partie est de la Béringie de 34 à 26 ka (Anderson et V. Lozhkin, 2001). De plus, le climat est demeuré froid et sec durant la période allant de 30 à 14 ka (Ager, 2003). L'importante couverture de glace a pu restreindre le passage des masses d'air humide en provenance du Pacifique (glace cordillère) et de l'Atlantique (glace laurentidienne). Les modèles de circulation globale indiquent en effet qu'un accroissement de l'aridité continentale a pu survenir avec la diversion des grandes masses d'air durant le dernier maximum glaciaire. D'importants vents catabatiques accompagnaient le front glaciaire. Des études ont démontrées que ceux-ci jouaient un rôle important dans la formation des nappes de sable de climat froid (Riezebos et al., 1986; Lea, 1990). Plusieurs auteurs croient que la force des vents était supérieure à celle d'aujourd'hui durant la fin du Quaternaire (Lagroix et Banerjee, 2002). Selon Begét (1990), il est probable qu'une diminution des températures, associée à de faible valeur de CO<sub>2</sub> atmosphérique puisse modifier la circulation atmosphérique globale et accentuer la force des vents. Les travaux de Lea et Waythomas (1990) rapportent que, de façon générale, les vents semblaient allés du nord vers le sud. La température à cette période est évaluée à 6,4°C de moins qu'à l'actuel (Elias, 2001). Les travaux conduits par Elias (2001) indiquent que les assemblages fossilifères du Yukon et de l'Alaska démontrent un déclin des populations entre 32 400 et 25 000 <sup>14</sup>C ans BP. Les travaux de Ager (2003) indiquent également que le pourcentage de matière organique accumulée dans les sédiments lacustres (lac Zagoskin) est faible durant le stade isotopique 3 et 2, puis augmente à partir de 15 ka. La présence des dépôts éoliens en Béringie orientale signifie que les précipitations ainsi que le taux d'humidité relative étaient très faibles et ce, durant tout le stade isotopique 2. Alors que vers 15 ka, les températures ont atteint des valeurs similaires aux valeurs modernes (Kurek et al., 2009).

#### **4.3.2 Période du tardi-glaciaire (14 - 10 ka)**

La seconde période climatique de mise en place des nappes de sable est de 14 à 10 ka. Les résultats démontrent que la période du tardi-glaciaire est marquée par une activité éolienne importante, 6 des 11 échantillons datés proviennent de cette période. Cela correspond à la déglaciation; les glaces ont débuté leur retrait vers ca. 13 ka pour disparaître autour de 9 ka (Jackson et al., 1991).

Cette période est marquée par une augmentation des températures amorcée vers 15 ka. L'abondance des nappes de sable durant cette période peut s'expliquer par l'amélioration des conditions climatiques lors du tardi-glaciaire et l'augmentation de la disponibilité du matériel sédimentaire. La dégradation du pergélisol augmente l'aridité à la surface du sol et constituerait un facteur déterminant dans la mise en place des nappes de sable (Kasse, 1997). L'élévation des températures a ainsi pu conduire à l'épaississement de la couche active, l'affaissement du niveau des nappes phréatiques et ainsi augmenter la disponibilité du sable sec. Cette période est également associée à une re-végétalisation rapide débutée vers 14 ka. Celle-ci est attribuée à la diminution de l'aridité (Edwards et al., 2001). De plus, le pollen de *Betula* (bouleau) augmente à partir de 14 ka (Kurek et al., 2009). Vers 12 500 <sup>14</sup>C ans BP, la présence étendue de tourbe et d'arbustes suggère un climat plus chaud et plus humide (Mann et al., 2002). Il est probable que le développement d'un couvert végétal plus dense ait interrompu le transport des sables éoliens. De plus, l'augmentation des précipitations et de l'humidité relative, de même que l'apparition d'un couvert végétal plus dense, ont pu entraîner l'arrêt de la sédimentation de la couverture de sable en augmentant la cohésion des sédiments. Une diminution de la force des vents a également pu réduire l'érosion et le transport des sables, puis conduire à la stabilisation des berges.

La période du *Birch interval* (ca, 14 000-8 500 <sup>14</sup>C ans BP) est caractérisée par une importante activité éolienne. D'après des études polliniques, cette période se caractérise par l'ubiquité et la dominance du bouleau dans la partie est de la Béringie. Trois échantillons correspondent au Dryas Récent (13 à 11,6 ka), une période associée à un refroidissement climatique abrupte. Selon Bigelow et al. (1990), l'apparition d'un niveau sableux dans les dépôts de loess de l'Alaska centrale (datés à ca, 11 100 – 10 700 <sup>14</sup>C ans BP) traduit une augmentation de la force des vents, associée à l'oscillation climatique froide du Dryas Récent. Selon certains auteurs, les variations granulométriques latérales et verticales des dépôts éoliens pourraient davantage être reliés à des facteurs spécifiques plutôt qu'à des changements climatiques (Waythomas et Kaufman, 1991). Les changements de tailles granulométriques pourraient ne pas refléter systématiquement des changements climatiques mais plutôt des conditions météorologiques (ex, tempête de vent) (figure 4.3).



**Figure 4.3** Photo illustrant les variations granulométriques observées au site G.

Seul le site B, daté à la limite du Stade Isotopique 1 et 2, a démontré la présence de dunes sur le terrain d'étude et l'échantillon VG09-02 est daté à 10 ka. Dans certains secteurs, les nappes de sable ont pu être remobilisées par le vent et entraîner la formation de dunes, peu avant la re-végétalisation complète de la plaine par la forêt boréale. Des conditions locales pourraient expliquer la rareté des dunes sur le site étudié (élévation de la nappe d'eau souterraine, disponibilité du matériel sédimentaire, cimentation de la glace, végétation, etc.). Les champs de dunes étudiés dans la partie centrale du Yukon ont fait l'objet de datation IRSL. Les résultats indiquent que les dunes se sont stabilisées autour de 9 à 8,5 ka, après le retrait glaciaire (Wolfe et al., 2011). Les études réalisées sur les dunes du sud-ouest et de la partie centrale de l'Alaska suggèrent que leur formation concorde avec le *Birch interval*.

Les loess au sommet des sections stratigraphiques étudiées comprennent un pourcentage appréciable de matière organique disséminée, ce qui signifie qu'un couvert végétal plus dense était présent lors de leur mise en place. La formation d'un sol indique que les nappes de sable se sont stabilisées durant l'Holocène. Cette période se traduit par une diminution marquée de l'aridité. À partir de 10 ka, le

niveau des lacs augmente et l'aggradation des cours d'eau reprend rapidement. Vers 8 500 <sup>14</sup>C ans BP, la toundra acide est répandue et les sols organiques se développent (Mann et al., 2002). Les changements climatiques ont principalement affecté l'humidité et les températures.

La mise en place des nappes de sable en climat froid est étroitement liée aux conditions climatiques. D'après Van Huissteden et Kasse (2001), les changements climatiques survenus durant la glaciation ont entraîné des modifications majeures sur les processus fluviaux; l'aggradation des nappes de sable pourrait être une réponse tardive à ces changements (Kasse, 2002). Ces changements environnementaux ont pu conduire à des réajustements et modifier des paramètres sédimentaires comme l'humidité, la charge sédimentaire, le vent, la cimentation par la glace ou le couvert végétal. La formation des nappes de sable en Béringie pourrait être due à l'augmentation de l'aridité, à l'augmentation de la disponibilité du matériel sédimentaire (fusion de la glace retenant le matériel sédimentaire, chenaux asséchés et exposés à la déflation, diminution du couvert végétal, etc..) ou encore à l'augmentation de la force des vents due à des changements de la circulation atmosphérique globale. Une combinaison de ces facteurs semble également probable.

L'insolation semble avoir joué un rôle déterminant dans la déglaciation en augmentant la température à la surface de la terre. Les paramètres orbitaux régissent la théorie de Milankovitch et expliquent ces variations en insolation et les fluctuations climatiques. Les avancées et retraits glaciaires des glaciers situés à proximité de la zone d'étude sont fortement influencés par les variations de températures. Ainsi, l'insolation, la déglaciation et l'hydrologie du tardo-glaciaire sont liées. La majeure partie des dates obtenues se situe entre 20 et 10 ka, période de retrait glaciaire. En conclusion, l'hydrologie de la rivière est fortement contrôlée par l'eau de fonte. L'eau de fonte provenant des zones alpines pourrait expliquer l'apport d'une importante charge sédimentaire et favoriser la formation des nappes de sable dans le bassin de drainage du fleuve.

## CONCLUSION

Les plaines non englacées de la Béringie constituent un endroit privilégié pour étudier les incidences climatiques sur les processus sédimentaires. Les imposantes séquences de sédiments éoliens qu'elles renferment constituent des enregistrements climatiques de premier choix. Parmi les différents types de dépôt sédimentaire, les nappes de sable éolien formées en climat froid se démarquent sur les berges du fleuve Yukon. Le cadre chronologique de formation de ces dépôts sédimentaires est mal connu. Ils sont constitués de sable et ne renferment pas de matière organique, ce qui restreint l'utilisation de la méthode de datation au radiocarbone. La méthode de datation IRSL a donc été utilisée via l'établissement d'un programme de datation de 11 échantillons provenant de 8 sites différents. L'étude des nappes de sable de la vallée du fleuve Yukon a également permis d'en dénombrer plusieurs et de réaliser la description des séquences stratigraphiques observées.

Les nappes de sable sont généralement constituées de sable fin à moyen. Elles reposent toutes sur les dépôts fluviaux ou fluvioglaciaires du fleuve Yukon. La stratification peut être subhorizontale, subparallèle ou parfois ondulante et les laminations peuvent être de millimétriques à centimétriques. La stratification est définie par la migration des rides de vent sur une surface sèche. Les couplets de silt et de sable fréquemment observés sont attribués à la déposition d'un sédiment sur une surface en alternance sèche et humide. Les couplets de silt se déposent lorsque la surface est humidifiée et facilite l'adhérence tandis que le sable reste en traction. Plus rarement, les dépôts éoliens sont d'apparence massive ou indistinctement laminés. Ces dépôts se forment lorsque le ratio entre la disponibilité du matériel sédimentaire et l'énergie du vent est élevé. Le faible couvert végétal ainsi que l'aridité favorisent également l'aggradation des nappes de sable. La source de sédiments provient de la plaine du fleuve Yukon.

Trois faciès sédimentaires ont été observés dans les dépôts éoliens étudiés. Le faciès 1 consiste en un sédiment d'apparence massif ou indistinctement laminé. Cet aspect attribué à la déposition par suspension et aux processus cryogéniques principalement. Le faciès 2 concerne les sédiments stratifiés et est subdivisé en deux sous-faciès. Le faciès 2a consiste en un sédiment dont la stratification est bien définie et subhorizontale. Ce faciès provient essentiellement de la déposition du sable sur une surface sèche et horizontale. Le faciès 2b comprend un sédiment aux laminations subparallèles, ondulantes, parfois discontinues. Cela pourrait être dû à une surface faiblement ondulante, à la présence d'un couvert végétal ou encore aux processus cryogéniques. Finalement, le faciès 3 concerne les silt éolien (loess), généralement d'apparence massif. Les changements de faciès seraient dûs aux processus

fluvio-éoliens et cryogéniques, au taux d'humidité à la surface de déposition ainsi qu'à la morphologie de surface.

Le programme de datation IRSL a révélé que les nappes de sable étudiées s'étaient déposées entre 26 et 10 ka, durant le stade isotopique (MIS) 2. Deux périodes climatiques se distinguent; la période du dernier maximum glaciaire (25-14 ka) et la période du tardi-glaciaire (14 -10 ka). De nombreuses études régionales ont démontrées que la période du dernier maximum glaciaire a été marquée par une méga aridité continentale. Ceci a entraîné la diminution de la largeur des chenaux et l'assèchement de la surface. Cette période est également associée à une diminution marquée des températures ayant conduit à la dernière glaciation, entraînant une importante régression de la végétation. L'augmentation de la disponibilité du matériel sédimentaire ainsi que la force du vent a favorisé la mise en place des nappes de sable. Vers 15 ka, les températures atteignent des valeurs comparables à l'actuel. La période du tardi-glaciaire est marquée par l'accroissement des températures et de l'humidité. L'augmentation des températures a probablement conduit à un dégel plus profond de la couche active, l'affaissement du niveau des nappes phréatiques et à l'assèchement de la surface, entraînant ainsi l'augmentation de la disponibilité du matériel sédimentaires. La stabilisation des berges du fleuve Yukon vers l'Holocène met fin à l'aggradation des nappes de sable. La végétation se développe durant cette période, tel qu'indiqué par la matière organique disséminée observée dans les loess des sections étudiées. En conclusion, les faciès sableux des terrasses du fleuve Yukon représentent des témoins privilégiés des variations climatiques de la fin du Quaternaire.

Les travaux futurs pourraient porter sur la cartographie détaillée des nappes de sable le long du fleuve Yukon et des autres grandes plaines fluviales de la région afin de mieux cerner la distribution spatiale des nappes de sable. De plus, des études granulométriques pourraient être conduites afin de préciser la signification des variations granulométriques latérales et verticales. Afin de mieux comprendre le rôle du climat dans la mise en place des nappes de sable, d'autres programmes de datation pourraient être réalisés. Il serait fort intéressant de préciser la période d'incision du fleuve Yukon dans ses dépôts. Finalement, une série d'échantillon provenant d'une même coupe devrait faire l'objet de datation afin d'approximer le taux de sédimentation et la durée de la mise en place des séquences sédimentaires.

## BIBLIOGRAPHIE

- Ager, T. A. (2003). Late Quaternary vegetation and climate history of the central Bering land bridge from St. Michael Island, western Alaska. *Quaternary Research*, vol.60, p.19-32.
- Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London, p.359.
- Aitken, M. J. (1989). Luminescence dating; A guide for non-spécialists. *Archeometry*, vol.31, p.147-159.
- Aitken, M. J. (1998). *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, p.280.
- Aitken, M. J., Tite, M. S. and Reid, J. (1964). Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics. *Nature*, vol.202, p.1032-1033.
- Alfimov, A. V. and Berman, D. I. (2001). Beringian climate during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.127-134.
- Anderson, P. M. and V. Lozhkin, A. (2001). The Stage 3 interstadial complex (Karginskii/middle Wisconsinan interval) of Beringia: variations in paleoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.93-125.
- Auclair, M., Lamothe, M. and Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, vol.37, p.487-492.
- Balescu, S., Breton, J.-F., Coque-Delhuille, B. and Lamothe, M. (1998). La datation par luminescence des limons de crue: une nouvelle approche de l'étude chronologique des périmètres d'irrigation antiques du Sud-Yémen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, vol.327, p.31-37.
- Barendregt, R. W. and Vincent, J.-S. (1990). Late Cenozoic paleomagnetic record of Duck Hawk Bluffs, Banks Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.27, p.124-130.
- Barendregt, R. W. and Vincent, J.-S. (1998). Magnetostratigraphy of Quaternary and late Tertiary sediments on Banks Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.35, p.147-161.
- Bateman, M. D. (1998). The origin and age of coversand in north Lincolnshire, UK. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.9, p.313-325.
- Bateman, M. D. and Murton, J. B. (2006). The chronostratigraphy of Late Pleistocene glacial and periglacial aeolian activity in the Tuktoyaktuk Coastlands, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews*, vol.25, p.2552-2568.
- Bateman, M. D., Murton, J. B. and Boulter, C. (2010). The source of De variability in periglacial sand wedges: Depositional processes versus measurement issues. *Quaternary Geochronology*, vol.5, p.250-256.

- Begét, J. E., (1990). Middle Wisconsin climate fluctuations recorded in central Alaskan loess. *Geographi Physique et Quaternaire*, vol.44, p.499-507.
- Begét, J. E. (1996). Tephrochronology and paleoclimatology of the Last Interglacial-Glacial cycle recorded in Alaskan loess deposits. *Quaternary International*, vol.34-36, p.121-126.
- Begét, J. E. (2001). Continuous Late Quaternary proxy climate records from loess in Beringia. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.499-507.
- Berger, G. W. (2003). Luminescence chronology of late pleistocene loess-paleosol and tephra sequences near Fairbanks, Alaska. *Quaternary Research*, vol.60, p.70-83.
- Bigelow, N., Begét, J. and Powers, R. (1990). Latest Pleistocene increase in wind intensity recorded in eolian sediments from central Alaska. *Quaternary Research*, vol.34, p.160-168.
- Bouab, N. (2001). Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'évolution des environnements désertiques - Sahara Occidental (Maroc) et Îles Canaries (Espagne). Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, p.232.
- Brabets, T. P., Wang, B. and Meade, R. H. (2000). Environmental and hydrologic Overview of the Yukon River Basin, Alaska and Canada. Investigation Report 99-247 U.S Geological Survey, Water Resources, Anchorage, AK., p.106pp.
- Brown, R. J. E. (1978). Permafrost. *Hydrological Atlas of Canada*. Fisheries and Environment Canada. Ottawa. Plate 32.
- Burn, C. R. (1993). Permafrost, tectonics, and past and future regional climate change, Yukon and adjacent Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.31, p.182-191.
- Carter, L. D. and Galloway, J. P. (1984). Lacustrine and eolian deposits of Wisconsin age at Riverside Bluff in the upper Tanana River valley, Alaska. *U.S. Geological Survey Circular*, vol.868, p.66-68.
- Clague, J. J., Evans, S. G., Rampton, V. N. and Woodsworth, G. J. (1995). Improved age estimates for the White River and Bridge River tephra, western Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.32, p.1172-1179.
- Colpron, M., Nelsen, J. L. and Murphy, D. C. (2007). Northern Cordilleran terranes and their interactions through time. *GSA Today*, vol.17, p.4-10.
- Colpron, M. and Nielson, J. (2011). Yukon terranes 2011. Yukon Geological Survey, Carte.
- Dale Guthrie, R. (2001). Origin and causes of the mammoth steppe: a story of cloud cover, woolly mammal tooth pits, buckles, and inside-out Beringia. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.549-574.
- Duk-Rodkin, A. (1996). Surficial geology, Dawson, Yukon Territory. Geological Survey of Canada, Open File. Map 3288: Scale 1: 250 000.

- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., Froese, D. G., Weber, F., Enkin, R., Rod Smith, I., Zazula, G. D., Waters, P. and Klassen, R. (2004). Timing and extent of plio-pleistocene glaciations in north-western Canada and east-central Alaska. *Developments in Quaternary Sciences*, vol. Volume 2, Part B, p.313-345.
- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., White, J. M. and Singhroy, V. H. (2001). Geologic evolution of the Yukon River: implications for placer gold. *Quaternary International*, vol.82, p.5-31.
- Duller, G. A. T. (1995). Luminescence dating using single aliquots: Methods and applications. *Radiation Measurements*, vol.24, p.217-226.
- Duller, G. A. T. (2004). Luminescence dating of quaternary sediments: recent advances. *Journal of Quaternary Science*, vol.19, p.183-192.
- Duller, G. A. T. (2009). Luminescence dating: Guidelines on using luminescence dating in archaeology. G. A. T. Duller. Publisher: English Heritage, Swindon, 2008 (43 pp.) Free of charge. Product Code: 51431. *Journal of Quaternary Science*, vol.24, p.644-645.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. and Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, vol.21, p.9-31.
- Edwards, M. E., Mock, C. J., Finney, B. P., Barber, V. A. and Bartlein, P. J. (2001). Potential analogues for paleoclimatic variations in eastern interior Alaska during the past 14,000 yr: atmospheric-circulation controls of regional temperature and moisture responses. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.189-202.
- Elias, S. A. (2001). Mutual climatic range reconstructions of seasonal temperatures based on Late-Pleistocene fossil beetle assemblages in Eastern Beringia. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.77-91.
- Elias, S. A. and Brigham-Grette, J. (2007). GLACIATIONS | Late Pleistocene Events in Beringia. *Encyclopedia of Quaternary Science*. A. E. Editor-in-Chief: Scott. Oxford, Elsevier: pp.1057-1066.
- Fernald, A. T. (1965). Glaciation in the Nebsna River area, upper Tanana River valley, Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper, vol.525-C, p.120-123.
- Froese, D., Westgate, J., Preece, S. and Storer, J. (2002). Age and significance of the Late Pleistocene Dawson tephra in eastern Beringia. *Quaternary Science Reviews*, vol.21, p.2137-2142.
- Froese, D. G. (2001). Eastern Beringian paleoclimate from fluvial and eolian deposits, Plio-Pleistocene middle Yukon River, central Yukon and Alaska. Dr. Ph. Thesis, p.149.
- Froese, D. G., Barendregt, R. W., Enkin, R. J. and Baker, J. (2000). Paleomagnetic evidence for multiple Late Pliocene - Early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.37, p.863-877.
- Froese, D. G., Smith, D. G. and Clement, D. T. (2005). Characterizing large river history with shallow geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory and Alaska. *Geomorphology*, vol.67, p.391-406.

- Froese, D. G., Westgate, J., Reyes, A. V., Enkin, R. J. and Preece, S. (2008). Ancient Permafrost and a Future, Warmer Arctic. *Science*, vol.321, p.1648.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., preparation. and Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. *Archaeometry*, vol.41, p.339-364.
- Good, T. R. and Bryant, I. D. (1985). Fluvio-aeolian sedimentation - an exemple from banks island, N. W. T., Canada. *Geografiska Annaler*, vol.67A, p.33-46.
- Gordey, S. P. and Makepeace, A. J. (1999). Yukon digital geology; Geological survey of Canada Open File D3826 or Exploration and Geological Services Division (EGSD) Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada, vol.Open File 1999-1(D).
- Grigg, L. D., Whitlock, C. and Dean, W. E. (2001). Evidence for Millennial-Scale Climate Change During Marine Isotope Stages 2 and 3 at Little Lake, Western Oregon, U.S.A. *Quaternary Research*, vol.56, p.10-22.
- Guiollard, P.-C. (1996). Klondike, Canada, 1896-1996: Un siècle de ruée vers l'or. pp.127
- Guthrie, D. R. (2001). Origin and causes of the mammoth steppe: a story of cloud cover, woolly mammal tooth pits, buckles, and inside-out Beringia. *Quaternary Science Reviews*, vol.20, p.549-574.
- Hamilton, T. D., Galloway, J. P. and Koster, E. A. (1988). Late Wisconsin eolian activity and related alluviation. central Kobuk River valley. U.S. Geological Survey Circular vol.1016, p.39-43.
- Hopkins, D. M. (1982). Aspects of the paleogeography of Beringia during the late Pleistocene. In "Paleoecology of Beringia" (D. M. Hopkins, J. V. Matthews, Jr., C. E. Schweger. and S. B. Young, Eds.). Academic Press, New York, p.3-28.
- Huntley, D. J. and Baril, M. R. (1997). Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating. *Ancient TL*, vol.15, p.11-13.
- Huntley, D. J. and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.38, p.1093-1106.
- Jackson, L. E., Ward, B., Duk-Rodkin, A. and Hughes, O. L. (1991). The last Cordilleran Ice Sheet in Southern Yukon Territory. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.45, p.341-354.
- Janotta, A., Radtke, U., Czwiellung, K. and Heidger, M. (1997). Luminescence dating (IRSL/TL) of lateglacial and holocene dune sands and sandy loesses near bonn, gifhorn and diepholz (Germany). *Quaternary Science Reviews*, vol.16, p.349-355.
- Jensen, B. J. L., Froese, D. G., Preece, S. J., Westgate, J. A. and Stachel, T. (2008). An extensive middle to late Pleistocene tephrochronologic record from east-central Alaska. *Quaternary Science Reviews*, vol.27, p.411-427.

- Kasse, C. (1997). Cold-Climate Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14–12.4 ka); a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.8, p.295-311.
- Kasse, C. (2002). Sandy aeolian deposits environments and their relation to climate during the last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography*, vol.26, p.517-532.
- Kokurek, G. and Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* vol.33, p.795-816.
- Koster, E. A. (1982). Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in The Netherlands: an evaluation. *Mijnbouw* vol.61, p.121-129.
- Koster, E. A. (2005). Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.16, p.131-143.
- Kunz, M. I. L. and Reanier, R. E. (1994). Paleoindians in Beringia: evidence from arctic Alaska. *Science*, vol.263, p.660-662.
- Kurek, J., Cwynar, L. C. and Vermaire, J. C. (2009). A late Quaternary paleotemperature record from Hanging Lake, northern Yukon Territory, eastern Beringia. *Quaternary Research*, vol.72, p.246-257.
- Lagroix, F. and Banerjee, S. K. (2002). Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.195, p.99-112.
- Lamothe, M. (1996). Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro. *Geographie Physique et Quaternaire*, vol.50, p.356-376.
- Lamothe, M. (2004). Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.41, p.659-667.
- Lamothe, M., Barré, M., Huot, S. and Ouimet, S. (2012). Natural luminescence and anomalous fading in K-feldspar. *Radiation Measurements*, vol.47, p.682-687.
- Law, J. and Van Dijk, D. (1994). Sublimation as a geomorphic process: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.5, p.237-249.
- Lea, P. D. (1989). Quaternary environments and depositional systems of the Nushagak lowland, southwestern Alaska. Unpublished Ph.D dissertation, University of Colorado.
- Lea, P. D. (1990). Pleistocene periglacial eolian deposits in southwestern Alaska: sedimentary facies and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.60, p.582-591.
- Lea, P. D. (1996). Vertebrate Tracks in Pleistocene Eolian Sand-Sheet Deposits of Alaska. *Quaternary Research*, vol.45, p.226-240.

- Lea, P. D. and Waythomas, C. F. (1990). Late-pleistocene eolian sand sheets in Alaska. *Quaternary Research*, vol.34, p.269-281.
- Lian, O. B. and Huntley, D. J. (1999). Optical dating studies of postglacial aeolian deposits from the south-central interior of British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, vol.18, p.1453-1466.
- Lian, O. B. and Roberts, R. G. (2006). Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, vol.25, p.2449-2468.
- Lowey, G. W. (2006). The origin and evolution of the Klondike goldfields, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, vol.28, p.431-450.
- Mann, D. H., Peteet, D. M., Reanier, R. E. and Kunz, M. L. (2002). Responses of an arctic landscape to Lateglacial and early Holocene climatic changes: the importance of moisture. *Quaternary Science Reviews*, vol.21, p.997-1021.
- Mejdahl, V. (1979). Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, vol.21, p.61-72.
- Mountney, N. P. (2005). Sedimentay environment | Deserts. *Encyclopedia of Geology*. C. S. Richard, L. R. M. Cocks and R. P. Ian. Oxford, Elsevier: pp.539-549.
- Mountney, N. P. and Russell, A. J. (2004). Sedimentology of cold-climate aeolian sandsheet deposits in the Askja region of northeast Iceland. *Sedimentary Geology*, vol.166, p.223-244.
- Muhs, D. R. and Budahn, J. R. (2006). Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Revue canadienne des sciences de la terre*, vol.43, p.323-337.
- Murray, A. S. and Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, vol.32, p.57-73.
- Neuman, C. M. (1989). Kinetic energy transfer through impact and its role in entrainment by wind of particles from frozen surfaces. *Sedimentology*, vol.36, p.1007-1015.
- O'Sullivan, P. B. and Currie, L. D. (1996). Thermotectonic history of Mt Logan, Yukon Territory, Canada: implications of multiple episodes of middle to late Cenozoic denudation. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.144, p.251-261.
- Olley, J. M., Pietsch, T. and Roberts, R. G. (2004). Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology*, vol.60, p.337-358.
- Péwé, T. L. (1975). Quaternary geology of Alaska: U.S. Geological Survey Professional Paper, vol.835, p.145.
- Pissart, A. (1987). *Géomorphologie Périglaciaire - Texte des leçons de la Chaire Francqui belge 1987*. Edition du laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège, p.135.

- Reineck, H.-E. and Singh, I. B. (1980). Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag: pp.549.
- Riezebos, P. A., Boulton, G. S., Van De Meer, J. J. M., Ruegg, G. H., Beets, D. J., Castel, I. I. Y., Hart, J., Quinn, I., Thornton, M. and Van der Watersen, F. M. (1986). Products and effects of modern eolian activity on a nineteenth-century glacier-pushed ridges in west Spitsbergen, Svalbard. *Arctic and Alpine Research*, vol.18, p.389-396.
- Robert, C., Bailey (2005). 17 - Yukon River Basin. *Rivers of North America*. C. B. Arthur and E. C. Colbert. Burlington, Academic Press: pp.774-802.
- Robinson, S. D. (2001). Extending the Late Holocene White River Ash distribution, Northwestern Canada. *Arctic*, vol.54, p.157-161.
- Sanborn, P. T., Smith, C. A. S., Froese, D. G., Zazula, G. D. and Westgate, J. A. (2006). Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences, Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, vol.66, p.147-157.
- Schokker, J. and Koster, E. A. (2004). Sedimentology and facies distribution of Pleistocene cold-climate aeolian and fluvial deposits in the Roer Valley Graben (southeastern Netherlands). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.15, p.1-20.
- Schwan, J. (1986). The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. *Sedimentary Geology*, vol.49, p.73-108.
- Schwan, J. (1988). The structure and genesis of Weichselian to early hologene aeolian sand sheets in western Europe. *Sedimentary Geology*, vol.55, p.197-232.
- Simard, R., Dostal, J. and Colpron, M. (2007). Rifting of a Mississippian continental arc system: Little Salmon formation, Yukon-Tanana terrane, northern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.44, p.1267-1289.
- Singhvi, A. K., Bluszcz, A., Bateman, M. D. and Rao, M. S. (2001). Luminescence dating of loess-palaeosol sequences and coversands: methodological aspects and palaeoclimatic implications. *Earth-Science Reviews*, vol.54, p.193-211.
- Stokes, S. (1999). Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, vol.29, p.153-171.
- Symons, D. T. A., Kawasaki, K. and McCausland, P. J. A. (2009). The Yukon-Tanana terrane: Part of North America at <215 Ma from paleomagnetism of the Taylor Mountain batholith, Alaska. *Tectonophysics*, vol.465, p.60-74.
- Tempelman-Kluit, D. J. (1980). Evolution of physiography and drainage in southern Yukon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.17, p.1189-1203.
- Van Huissteden, J. and Kasse, C. (2001). Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial successions in The Netherlands. *Global and Planetary Change*, vol.28, p.319-339.

- Van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van der Hammen, T. and Laan, W. (2000). Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *CATENA*, vol.40, p.307-321.
- Vandenberghe, D., Kasse, C., Hossain, S. M., De Corte, F., Van Den Haute, P., Fuchs, M. and Murray, A. S. (2004). Exploring the method of optical dating and comparison of optical and <sup>14</sup>C ages of Late Weichselian coversands in the southern Netherlands. *Journal of Quaternary Science*, vol.19, p.73-86.
- Visocekas, R. (1985). Tunnelling radiative recombination in labradorite: Its association with anomalous fading of thermoluminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982), vol.10, p.521-529.
- Wahl, H. E., Fraser, D. B., Harvey, R. C. and Maxwell, J. B. (1987). Climate of Yukon. Environment Canada, Climatological studies, vol.No. 40.
- Waltham, T. (1995). A guide to the geology of Alaska and Yukon. *Proceedings of the Geologists' Association*, vol.106, p.313-332.
- Waythomas, C. and Kaufman, D. (1991). Comment on: "Latest pleistocene increase in wind intensity recorded in eolian sediments from central Alaska," by N. Bigelow, J. E. Begét, and W. R. Powers. *Quaternary Research*, vol.36, p.329-333.
- Westgate, J. A., Preece, S. J., Froese, D. G., Walter, R. C., Sandhu, A. S. and Schweger, C. E. (2001). Dating Early and Middle (Reid) Pleistocene Glaciations in Central Yukon by Tephrochronology. *Quaternary Research*, vol.56, p.335-348.
- Westgate, J. A., Stemper, B. and Pewe, T. L. (1990). A 3 m.y. record of Pliocene-Pleistocene loess in interior Alaska. *Geology*, vol.18, p.858-861.
- Williams, J. R. (1962). Geologic reconnaissance of the Yukon Flats District, Alaska. *USGS Bulletin*, vol.1111-H, p.289-331.
- Wintle, A. G. (1997). Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements*, vol.27, p.769-817.
- Wintle, A. G. and Huntley, D. J. (1982). Thermoluminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, vol.1, p.31-53.
- Wolfe, S., Bond, J. and Lamothe, M. (2011). Dune stabilization in central and southern Yukon in relation to early Holocene environmental change, northwestern North America. *Quaternary Science Reviews*, vol.30, p.324-334.

**Ressource électroniques :**

City-Data.com : <http://www.city-data.com/city/Eagle-Village-Alaska.html>

Gouvernement du Canada (climate) : <http://climate.weatheroffice.gc.ca>

Google Earth : <https://www.google.com/earth/>

Technical University of Denmark : <http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU->

[Nutech/Radiation\\_physics/Products/TL\\_OSL\\_reader-old-page](http://www.nutech.dtu.dk/english/About-DTU-Nutech/Radiation_physics/Products/TL_OSL_reader-old-page)

Gouvernement du Yukon: [http://www.geology.gov.yk.ca/bedrock\\_terrane.html](http://www.geology.gov.yk.ca/bedrock_terrane.html)