

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LA DATATION DE LA DISPERSION HUMAINE EN AMÉRIQUE :
APPLICATION DE LA LUMINESCENCE EN CONTEXTES
ARCHÉOLOGIQUES BÉRINGIENS

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
LAURENCE FORGET BRISSON

JUIN 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse 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.04-2020). 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

En premier lieu, je tiens sincèrement à remercier mon directeur de thèse, Michel Lamothe, de m'avoir accordé sa confiance, non seulement au début de notre collaboration, en 2014, mais aussi tout au long de mes études supérieures. Je le remercie également pour toutes les opportunités, de même que pour la formation, les discussions et le mentorat. Je suis aussi très reconnaissante pour sa grande disponibilité tout au long de mon parcours. J'ai beaucoup appris de son éthique de recherche.

Je souhaite par ailleurs remercier profondément François Hardy pour l'aide, le support et les encouragements apportés dans le cadre de ce projet. Je suis très reconnaissante pour les discussions et les enseignements qui ont considérablement contribué à construire mon bagage de connaissances. Merci également d'avoir réalisé les différentes cartes qui se retrouvent dans cette thèse, de même que pour la relecture de l'entièreté du manuscrit.

Je remercie les archéologues collaborateurs au projet doctoral, soit Kelly E. Graf, Ted Goebel (*Texas A&M University*) et Julie Esdale (*Colorado State University*). Je suis reconnaissante pour ces opportunités de recherche qui ont grandement contribué à enrichir mon expérience. Je remercie aussi l'*United State Army Garrison Alaska* pour l'accès au site archéologique McDonald Creek.

Merci à Michel Preda pour la réalisation des mesures de diffractométrie de rayons X.

Beaucoup d'opportunités de recherche se sont présentées à moi durant mon parcours doctoral. Je remercie encore une fois Michel Lamothe de m'avoir accordé une grande

confiance et une grande latitude pour la réalisation de ces projets, et je remercie également la confiance des précieux collaborateurs que sont Claude Chapdelaine (Université de Montréal), Sanda Balescu (Université de Lille) et Tommy Tremblay (Bureau Géoscientifique Canada-Nunavut). Vos projets de recherche ont grandement contribué à mon apprentissage et à mon expérience.

Je tiens à remercier vivement mes parents, ma grande famille, mon amoureux, ainsi que mes amis et collègues. Chacun à votre manière m'avez supporté tout au long de ce projet et vous avez fait preuve d'une grande compréhension, d'une grande patience. Vous avez considérablement contribué à rendre ce processus plus agréable. J'ai le privilège de vous avoir dans ma vie et j'en suis très reconnaissante.

À chacun mentionné ici, une part de cette thèse vous est due. Merci profondément.

La réalisation de ce projet de thèse a été rendue possible grâce au financement de la faculté des Sciences de l'UQAM, du Fond de Recherche du Québec – Société et culture (FRQSC), du Programme de Formation Scientifique dans le Nord (PFSN), ainsi que du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Ce dernier étant attribué à M. Lamothe.

À mes parents

TABLES DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	xiii
LISTE DES TABLEAUX.....	xxv
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xxix
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xxxvii
RÉSUMÉ	xxxix
ABSTRACT.....	xli
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I Mise en contexte.....	7
1.1 Parcours migratoire des humains modernes vers l'Amérique	7
1.1.1 Dispersion eurasienne d' <i>Homo sapiens</i>	7
1.1.2 Occupation humaine de la Béringie	12
1.1.3 Période d'incubation génétique.....	13
1.2 Environnement physique de la Béringie.....	15
1.2.1 Frontières de la Béringie	16
1.2.2 Régions physiographiques de la Béringie	20
1.2.3 Géologie générale de l'Alaska	21
1.2.4 Production et distribution des loëss en Alaska.....	35
1.2.5 Fluctuations climatiques de l'Alaska	43
1.2.6 Fluctuation du niveau marin relatif.....	47
1.2.7 Écologie.....	49
1.3 Mouvements migratoires vers l'Amérique	54
1.3.1 Occupation avant ou pendant le LGM ?	59
1.3.2 Critère de validité des sites archéologiques	61
1.3.3 Paramètres de dispersion des groupes humains en Amérique	61
1.4 Contexte archéologique de la Béringie orientale.....	72

1.4.1	Variabilité culturelle en Alaska centrale à la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène.....	74
1.5	Contexte archéologique du projet de recherche	79
1.5.1	Contexte géoarchéologique	82
1.5.2	Sites archéologiques à l'étude	83
CHAPITRE II Méthodologie		101
2.1	Échantillonnage sur le terrain.....	101
2.1.1	Déroulement des sorties de terrain	101
2.1.2	Méthodologie.....	102
2.2	Méthodes d'analyse.....	103
2.2.1	Luminescence stimulée optiquement.....	103
2.2.2	Radiocarbone	117
2.2.3	Granulométrie.....	120
2.2.4	Diffraction de rayons X.....	123
2.2.5	Spectrométrie de masse	125
2.2.6	Quantification du carbone organique et inorganique	126
CHAPITRE III Article 1:		129
3.1	Résumé.....	130
3.2	Abstract	131
3.3	Introduction	132
3.4	Context and material	135
3.4.1	The archaeological site	135
3.4.2	Sampling.....	136
3.4.3	Material and sample preparation	138
3.5	Measurements	139
3.5.1	Equipment.....	139
3.5.2	Dose rate determination.....	140
3.5.3	Equivalent dose determination	141
3.6	Results.....	143
3.6.1	D _a results.....	143
3.6.2	Validation of the LPH-IRSL protocol	144
3.6.3	D _e results.....	153
3.6.4	g value results	157

3.6.5	Age results.....	157
3.7	Discussion.....	161
3.7.1	D _a	161
3.7.2	LPH-IRSL protocol.....	161
3.7.3	Exploring sample particularities	164
3.7.4	Geoarchaeological considerations.....	168
3.8	Conclusion	171
3.9	Supplementary data	172
CHAPITRE IV Article 2:.....		181
4.1	Résumé	182
4.2	Abstract.....	182
4.3	Introduction.....	183
4.4	Context and material.....	185
4.4.1	Study site contexts	187
4.5	Methodology.....	189
4.5.1	Sampling	189
4.5.2	Sample preparation.....	190
4.5.3	Equipment	191
4.5.4	Measurements	191
4.6	Results	195
4.6.1	D _a results	195
4.6.2	D _e protocols validation by DRT, recycling and recuperation ratios	195
4.6.3	D _e , g-value and age results using the LPH-IRSL.....	196
4.7	Discussion.....	209
4.7.1	D _a	209
4.7.2	LPH-IRSL chronological framework.....	212
4.7.3	Avenues for the LPH-IRSL dating protocol	217
4.7.4	Geoarchaeological considerations.....	218
4.8	Conclusion	220
4.9	Supplementary data	225
4.9.1	Annual dose results	225
4.9.3	DRT, recycling et recuperation results.....	241

CHAPITRE V Article 3:	243
5.1 Résumé.....	244
5.2 Abstract	245
5.3 Introduction	246
5.4 Sedimentary and geoarchaeological contexts	248
5.4.1 Löss deposits.....	248
5.4.2 Geoarchaeological context of the study area.....	252
5.5 Methodology	259
5.5.1 Sampling.....	259
5.5.2 Sample preparation	260
5.5.3 Analyses and protocoles	261
5.6 Results and observations	262
5.6.1 Geochronology	262
5.6.2 Grain-size analysis.....	269
5.6.3 Mineralogy	273
5.6.4 Geochemistry.....	278
5.7 Discussion	278
5.7.1 Löss characterisation and paleoenvironmental reconstruction	278
5.7.2 Geoarchaeological considerations	312
5.8 Conclusion	315
5.9 Supplementary data.....	319
5.9.1 Grain-size distributions	319
5.9.2 Mineralogy results	323
CONCLUSION	327
APPENDICE A Datation de charbon par radiocarbone au site archéologique McDonald Creek	331
APPENDICE B Simulation de la variation de la teneur en eau pour les échantillons McD16.....	333
APPENDICE C Application du protocole LPH-IRSL sur des échantillons d'âges différents et provenant de contextes géologiques variés	335

BOO-3	336
HH31	337
WK3 338	
APPENDICE D Comparaison des résultats IRSL obtenus avec deux protocoles différents pour les échantillons du site archéologique Britannia Yukon Hill	341
APPENDICE E Adaptation du protocole pIT-IRSL et développement du LPH-pIT- IRSL	345
APPENDICE F Exploration du pIT LPH-IRSL en utilisant les composantes rapides et moyennes d'une même courbe IRSL	357
APPENDICE G Courbes de thermoluminescence.....	367
RÉFÉRENCES.....	379

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Les étapes majeures du peuplement de la planète par les groupes <i>H. sapiens</i>	9
Figure 1.2 : Paléorégion de la Béringie en considérant le niveau marin actuel, incluant les trois différentes régions physiographiques	17
Figure 1.3 : Étendue de la paléorégion de la Béringie au niveau marin d'il y a 21 ka avant aujourd'hui en relation avec l'étendue des masses glaciaires actuelles	19
Figure 1.4 : Séquence stratigraphique synthèse schématique de la région centrale de l'Alaska	22
Figure 1.5 : Cartographie des dépôts de surface de l'Alaska.....	23
Figure 1.6 : Localisation des cours d'eau majeurs de l'Alaska et du Yukon (Béringie orientale)	25
Figure 1.7 : Étendue des glaciations du Quaternaire en Alaska.....	31
Figure 1.8 : Étendue des glaciations du Quaternaire de la région centrale de l'Alaska	32
Figure 1.9 : Distribution des accumulations de lœss (ocre) en Amérique du Nord en relation avec l'étendue des masses glaciaires au début du tardiglaciaire.....	38
Figure 1.10 : Cartographie de la distribution des lœss (brun) en Alaska en relation avec l'étendue glaciaire actuelle.....	39
Figure 1.11 : Schéma stratigraphique de la coupe d'Halfway House avec des résultats de susceptibilité magnétique et de datation ¹⁴ C, IRSL et TL.....	42

Figure 1.12 : Oscillations de la température dans le temps déterminées par les variations de $\delta^{18}\text{O}$	44
Figure 1.13 : Variation du niveau marin global au cours du temps, depuis 160 ka avant aujourd'hui	49
Figure 1.14 : Localisation des sites archéologiques mentionnés dans le texte en relation avec les calottes glaciaires à leur position maximale durant le LGM	58
Figure 1.15: Corridors de migration intérieur et côtier	64
Figure 1.16: Localisation des sites archéologiques du Nord-Ouest de l'Amérique du Nord mentionnés dans le texte en relation avec les calottes glaciaires à leur position maximale durant le LGM.....	73
Figure 1.17 : Artefacts types de la culture Nenana provenant du site archéologique Walker Road	78
Figure 1.18 : Artefacts types du complexe Denali	79
Figure 1.19 : Localisation de la zone d'étude.....	81
Figure 1.20 : Localisation des sites Dry Creek et Little Panguingue Creek.....	85
Figure 1.21 : Contexte du site archéologique Dry Creek	86
Figure 1.22 : Profil stratigraphique du site Dry Creek	86
Figure 1.23 : Localisation du site archéologique Walker Road	87
Figure 1.24 : Profil stratigraphique du site Walker Road.....	89
Figure 1.25 : Profil stratigraphique du site Little Panguingue Creek.....	90
Figure 1.26: Localisation des sites archéologiques Birch Creek Ridge et Nenana Valley Site.....	91

Figure 1.27: Stratigraphie du site Birch Creek Ridge	92
Figure 1.28: Stratigraphie du site Nenana Valley Site	93
Figure 1.29 : Localisation du site McDonald Creek	94
Figure 1.30 : Emplacement du site archéologique McDonald Creek	95
Figure 1.31 : Excavations archéologiques au site McDonald Creek (Été 2016) dans le secteur où les échantillons McD14b et McD16 ont été collectés.....	95
Figure 1.32 : Profil stratigraphique du site McDonald Creek	96
Figure 1.33 : Localisation du site Hurricane Bluff	97
Figure 1.34 : Stratigraphie du site Hurricane Bluff.....	98
Figure 1.35 : Localisation du site Britannia Yukon Hill	99
Figure 1.36 : Coupe stratigraphique du site Britannia Yukon Hills.....	100
Figure 2.37 : Schématisation des principes de l'utilisation de la luminescence en tant que méthode de datation numérique	105
Figure 2.38: Schématisation du modèle des bandes.....	109
Figure 3.39: Location of the McDonald Creek archaeological site in Central Alaska (USA), near the Tanana River.....	135
Figure 3.40: McD14b stratigraphic profile	137
Figure 3.41: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD14a6 (polymineral, 64-90 µm).....	145
Figure 3.42: Preheat plateau test for A) D_e results; and B) L_n/T_n results for the sample McD14a6 (polymineral, 64-90 µm)	146

Figure 3.43: Sum of the initial 5 s (background subtracted) for L_n and T_n for each preheat temperatures (0° (no preheat); 100°C; 115°C; 130°C; 145°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 320°C) maintained for 15 s, for sample McD14a6	148
Figure 3.44: SARA DRT for the modern TA0-2 loess sample (polymineral, 64-90 μm)	150
Figure 3.45: DRT achieved with different test doses, using the LPH-IRSL protocol for the sample McD14a6	152
Figure 3.46: DRT using the LPH-IRSL protocol to verify the ability to recover different laboratory-given doses for the sample McD14a6	152
Figure 3.47: A. Growth curve measured following the LPH-IRSL described in table 3.2, and using a single exponential fit (first aliquot of each sample). B. D_e distribution exhibiting no scatter. C. g-value (normalized to 48 h) measured on the same aliquot than the growth curve (A) with a dose and a test dose of ~12 Gy for the samples McD14a7 (polymineral, 64-90 μm), McD14b6 (polymineral, 64-90 μm) and McD14a2 (K-feldspars, 125-180 μm).....	154
Figure 3.48: Chronostratigraphy for the McD14a profile displaying IRSL and ^{14}C results.....	159
Figure 3.49: Chronostratigraphy for the McD14b profile displaying IRSL and ^{14}C results.....	159
Figure 3.50: Age and DRT results for the McD14a6 loess sample, using 1) the LPH-IRSL present in this paper; 2) the pIRIR ₁₈₀ (Reimann <i>et al.</i> 2011); 3) the IR ₅₀ (Lamothe 2004); 4) the IR ₅₀ and pIRIR ₂₂₅ (Thomsen <i>et al.</i> 2008; Lamothe <i>et al.</i> 2018); and 5) the pIRIR ₂₉₀ (Buylaert <i>et al.</i> 2009)	163
Figure 3.51: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD16-1 (polymineral, 125-180 μm).....	165
Figure 3.52: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD14a2 (K-feldspar, 125-180 μm)	165

Figure S3.53: Post-IR OSL signal over stimulation time on quartz from the sample McD14a3	172
Figure S3.54: Preheat plateau test for L_n/T_n results for the sample YBC-03-4 from Yukon, Canada (K-feldspars 64-90 μm)	177
Figure S3.55: Preheat plateau test for L_n/T_n results for a marine beach sample from Virginia, USA (K-feldspars 150-250 μm)	177
Figure S3.56: Sum of the initial 5 s (background subtracted) for L_n and T_n for each preheat temperature (0°C (no preheat); 100°C; 130°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 295°C; 310°C; 340°C) maintained for 15 s, for sample YBC-04-3 from Yukon, Canada	178
Figure 4.57: Location of the study area, in Central Alaska (USA) area and nearby Yukon (Canada)	187
Figure 4.58: Radial plot of the DRT results (DRR) verifying the LPH-IRSL protocol for 35 aliquots, from 9 samples dispersed in 6 sites	196
Figure 4.59: Examples of as measured D_e using the LPH-IRSL protocol where the L_n/T_n dispersion and growth curves variability can be observed for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age	197
Figure 4.60 : Examples of measured g -values using the LPH-IRSL protocol on the same samples than in figure 4.59	198
Figure 4.61: Radial plots reflecting the variability of the uncorrected D_e values measured using the LPH-IRSL protocol for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age	199
Figure 4.62: Radial plots reflecting the variability of the g -values results obtained using the LPH-IRSL protocol for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age	200

Figure 4.63 : U and Th abundances (ppm) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples	210
Figure 4.64 : Th and K abundances (ppm and %, respectively) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples.....	211
Figure 4.65 : U and K abundances (ppm and %, respectively) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples	211
Figure 4.66 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for the loess stratigraphic profiles located in the Nenana River valley (Birch Creek Ridge: BCR11; Dry Creek: DC11a and DC11b, Little Panguingue Creek: LP16, Walker Road: WR15).....	213
Figure 4.67 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for the loess stratigraphic profiles located in the Tanana, Delta and Yukon River valleys (McDonald Creek: McD14a and McD14b/McD16; Hurricane Bluff: HB15; Britannia Yukon Hill: YBC).....	214
Figure 4.68 : Age (ka) comparison between luminescence results obtained using the LPH-IRSL protocol (circles symbols) and independent age controls (red squares) for associated samples	215
Figure 5.69 : Location of the study area, in Central Alaska (USA) area and nearby Yukon (Canada).....	252
Figure 5.70: Extent of the icefields up-valley of the various sites under investigation	253
Figure 5.71: Geological map for the Central Alaska area	257
Figure 5.72 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for 9 loess stratigraphic profiles, in 6 archaeological sites (Dry Creek: DC11a and DC11b, Little Panguingue Creek: LP16, Walker Road: WR15, McDonald Creek: McD14a and McD14b/McD16, Hurricane Bluff: HB15, Britannia Yukon Hill: YBC) and 1 geoarchaeological site (Birch Creek Ridge: BCR11).....	267

Figure 5.73 : Grain-size mode(s) and proportions between clay, silt and sand in function of depth in loess profiles from the Nenana River valley.	271
Figure 5.74 : Grain-size mode(s) and proportions between clay, silt and sand in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	272
Figure 5.75 : K-feldspar (orthoclase and microcline) and albite content as well as their relative abundances in function of depth in loess profiles from the Nenana River valley	274
Figure 5.76 : K-feldspar (orthoclase and microcline) and albite content and their relative abundances in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	275
Figure 5.77 : Muscovite and clinochlorite relative abundances in function of depth in loess profiles from the Nenana River valley	276
Figure 5.78 : Muscovite and clinochlorite relative abundances in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	277
Figure 5.79 : Zr-Nb-Y plots discriminating between plate alkali basalts, plate alkali basalts and plate tholeiites, enriched mid-ocean ridge basalt, plate tholeiites and volcanic arc basalt and normal mid-oceanic ridge basalt.....	288
Figure 5.80 : Ti-Zr-Sr plot discriminating between mid-oceanic ridge basalt, calc-alkaline basalt and island-arc tholeiites.....	289
Figure 5.81 : PCA clusters	292
Figure 5.82 : The four PCA clusters identified in figure 5.81 displayed chronostratigraphically for the loess sequences from the central Alaska area ..	293
Figure 5.83 : Quartz to feldspar ratio in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys	298
Figure 5.84 : Quartz to feldspar ratio in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	299

Figure 5.85 : Ca and Na content in function of depth in l�ess profiles from the Nenana River valleys	301
Figure 5.86 : Ca and Na content in function of depth in l�ess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.....	302
Figure 5.87 : Mg and K content in function of depth in l�ess profiles from the Nenana River valleys	303
Figure 5.88 : Mg and K content in function of depth in l�ess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.....	304
Figure 5.89 : Mn and Fe content in function of depth in l�ess profiles from the Nenana River valleys	305
Figure 5.90 : Mn and Fe content in function of depth in l�ess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.....	306
Figure 5.91 : P content in function of depth in l�ess profiles from the Nenana River valleys.....	307
Figure 5.92 : P content in function of depth in l�ess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	308
Figure 5.93 : C _{org} content and C _{org} /N ratio in function of depth in l�ess profiles from the Nenana River valleys.....	310
Figure 5.94 : C _{org} content and C _{org} /N in function of depth in l�ess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys	311
Figure S5.95: Grain-size distribution for the Birch Creek Ridge geoarchaeological site samples	319
Figure S5.96: Grain-size distribution for the Dry Creek archaeological site samples, from the DC11a and DC11b l�ess profiles.....	319
Figure S5.97: Grain-size distribution for the Little Panguingue Creek archaeological site samples.....	320

Figure S5.98: Grain-size distribution for the Walker Road archaeological site samples	320
Figure S5.99: Grain-size distribution for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14a, McD14b and McD16 loess profiles.....	321
Figure S5.100: Grain-size distribution for the Hurricane Bluff archaeological site samples.....	321
Figure S5.101: Grain-size distribution for the Britannia Yukon Hill archaeological site samples.....	322
Figure S5.102: Mineralogical assemblage for the Birch Creek Ridge geoarchaeological site samples	323
Figure S5.103: Mineralogical assemblage for the Dry Creek archaeological site samples, from the DC11a and DC11b loess profiles	323
Figure S5.104: Mineralogical assemblage for the Little Panguingue Creek archaeological site samples	324
Figure S5.105: Mineralogical assemblage for the Walker Road archaeological site samples.....	324
Figure S5.106: Mineralogical assemblage for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14a loess profile	325
Figure S5.107: Mineralogical assemblage for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14b/McD16 loess profile.....	325
Figure S5.108: Mineralogical assemblage for the Hurricane Bluff archaeological site samples.....	326
Figure S5.109: Mineralogical assemblage for the Britannia Yukon Hill archaeological site samples	326
Figure APP.A.110: Courbe de calibration et résultat de la datation de charbons contenus dans l'échantillon McD14b3.....	332

Figure APP.A.111 : Courbe de calibration et résultat de la datation de charbons contenus dans l'échantillon McD14a2	332
Figure APP.B.112 : Profil stratigraphique montrant l'âge (axe horizontal) en fonction de la profondeur (axe vertical). Simulation de la variation de la teneur en eau pour les échantillons du profil McD16	334
Figure APP.D.113: Comparaison des âges IRSL (ka) obtenus pour les échantillons du site Britannia Yukon Hill avec les protocoles LPH-IRSL et HT-IRSL	343
Figure APP.E.114 : D_{e25} et D_{e150} avec un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour l'échantillon McD14a6	352
Figure APP.E.115 : D_{e25} et D_{e150} avec un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour l'échantillon McD14a6	352
Figure APP.E.116 : Décroissance des rapports L_x/T_x pour 3 doses β induites en laboratoire soumis à un traitement isotherme de durées variées (0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s) pour les fractions aliquotes 1 et 7 de l'échantillon McD14a6 et les courbes isothermes associées.....	353
Figure APP.E.117 : Rapports D_{e25} versus D_{e150} en fonction de la dose de radiation (Gy) permettant la détermination de P pour l'échantillon McD14a6	353
Figure APP.C.118 : Comparaison des résultats chronologiques obtenus avec les protocoles LPH-IRSL et pIt LPH-IRSL.	355
Figure APP.F.119 : Courbe de décroissance du signal IRSL arbitrairement divisé en composantes initiale (<i>Fast</i>), moyenne (<i>Middle</i>) et lente (<i>Slow</i>) pour le signal naturel de l'échantillon McD14b3.....	358
Figure APP.F.120 : Comparaison des âges obtenus pour chacune des composantes moyennes utilisée en utilisant les protocoles pIt LPH-IRSL _{Fast-Mid} et LPH-IRSL	361
Figure APP.F.121: D_{eFast} et D_{eMid} (6-10 s) mesurées après un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour McD14a6	364

- Figure APP.F.122: $D_{e\text{ Fast}}$ et $D_{e\text{ Mid}}$ (15-30 s) mesurées après un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour McD14a6 364
- Figure APP.F.123 : Décroissance du rapport L_x/T_x pour le signal IR_{Fast} et IR_{Mid} pour 3 doses de radiation induites en laboratoire après un traitement isotherme de durées variables (0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s; à gauche) et les courbes isothermes obtenues pour la première fraction aliquote de l'échantillon McD14a6 365
- Figure APP.F.124 : Rapports $D_{e\text{ Fast}}$ versus $D_{e\text{ Mid}}$ (6-10 s) ou versus $D_{e\text{ Mid}}$ (15-30 s) en fonction des doses (Gy), permettant la détermination de P par interpolation pour l'échantillon McD14a6 365
- Figure APP.F.125 : "Plateau" de P. pour les multiples intervalles temporels utilisé en tant que composante moyenne pour le protocole $pItLPH-IRSL_{\text{Fast-Mid}}$ pour l'échantillon McD14a6 366
- Figure APP.G.126 : TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon DC11a-8 polyminéral (Dry Creek) 368
- Figure APP.G.127: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon HB15-4 polyminéral (Hurricane Bluff). 369
- Figure APP.G.130: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14a6 polyminéral (McDonald Creek). 370
- Figure APP.G.129: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b1 FK (McDonald Creek) 371
- Figure APP.G.130: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14a1 polyminéral (McDonald Creek) 372
- Figure APP.G.131: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b3 polyminéral (McDonald Creek) 373

Figure APP.G.132: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b5 polyminéral (McDonald Creek).....	374
Figure APP.G.133: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD16-1 polyminéral (McDonald Creek).....	375
Figure APP.G.134: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon WR15-4 polyminéral (Walker Road).....	376
Figure APP.G.135: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon YBC-03-4 FK (Britannia Yukon Hill)	377

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Compilation des avancées glaciaires locales pour la région à l'étude et la région adjacente du Yukon.....	33
Table 3.2: LPH-IRSL protocol.....	141
Table 3.3: Dose recovery ratio (DRR) on five samples from the McDonald Creek archaeological site using the LPH-IRSL protocol	149
Table 3.4: Age results for the McD14a and McD14b loess profiles at the McDonald Creek archaeological site	155
Table S3.5: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site	173
Table S3.6: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site (continued).....	174
Table S3.7: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site (continued).....	175
Table S3.8: IR ₅₀ (Lamothe 2004).....	179
Table S3.9: pIRIR ₁₈₀ (Reimann <i>et al.</i> 2011)	179
Table S3.10: pIRIR ₂₂₅ (Thomsen <i>et al.</i> 2008; Lamothe <i>et al.</i> 2018)	180
Table S3.11: pIRIR ₂₉₀ (Buylaert <i>et al.</i> 2009).....	180
Table 4.12: LPH-IRSL protocol.....	193

Table 4.13: Independent age controls for the archaeological sites	194
Table 4.14 : D _e and age results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geological site	201
Table 4.15 : D _e and age results for the DC11a and DC11b loess profiles from the Dry Creek archaeological site	202
Table 4.16 : D _e and age results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site	203
Table 4.17 : D _e and age results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site	204
Table 4.18 : D _e and age results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley Site geoarchaeological test pit	204
Table 4.19 : D _e and age results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site	205
Table 4.20 : D _e and age results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site	206
Table 4.21 : D _e and age results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site	207
Table 4.22 : D _e and age results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site	208
Table S4.23 : D _a parameters and results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geoarchaeological site	225
Table S4.24 : D _a parameters and results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geoarchaeological site (continued)	226
Table S4.25 : D _a parameters and results for the DC11a and DC11b loess profile from the Dry Creek archaeological site	227

Table S4.26 : D _a parameters and results for the DC11a and DC11b loess profile from the Dry Creek archaeological site (continued).....	228
Table S4.27 : D _a parameters and results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site	229
Table S4.28 : D _a parameters and results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site (continued).....	230
Table S4.29 : D _a parameters and results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site	231
Table S4.30 : D _a parameters and results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site (continued).....	231
Table S4.31 : D _a parameters and results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley site geoarchaeological test pit.....	232
Table S4.32 : D _a parameters and results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley site geoarchaeological test pit (continued)	232
Table S4.33 : D _a parameters and results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site	233
Table S4.34 : D _a parameters and results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site (continued).....	234
Table S4.35 : D _a parameters and results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site	235
Table S4.36 : D _a parameters and results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site (continued).....	236
Table S4.37 : D _a parameters and results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site	237
Table S4.38 : D _a parameters and results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site (continued).....	238

Table S4.39 : D_a parameters and results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site	239
Table S4.40 : D_a parameters and results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site (continued).....	240
Table S4.41: DRT, recycling and recuperation results for the LPH-IRSL protocol	241
Table S4.42: DRT, recycling and recuperation results for the LPH-IRSL protocol (continued).....	242
Table 5.43: IRSL age results and sedimentation rates for the Nenana River Valley loess sections	263
Table 5.44: IRSL age results and sedimentation rates for the Tanana River valley loess sections.	264
Table 5.45: IRSL age results and sedimentation rates for the Delta and Yukon River Valley loess samples	265
Tableau APP.C.46: Résultats du protocole LPH-IRSL appliqué sur des échantillons d'âges et de contextes géologiques variés	335
Tableau APP.E.47: Résultats pIt-LPH-IRSL	354
Tableau APP.F.48: Résultats du pIt LPH-IRSL _{Fast-Mid}	359

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

^{14}C	Radiocarbone (<i>Radiocarbon</i>)
^{10}Be	Radiobéryllium (<i>Radioberyllium</i>)
^{14}N	Radioazote (<i>Radionitrogen</i>)
^{90}Sr	Radiostrontium
AAA	Acide-base-acide (<i>Acid-Alkali-Acid</i>)
ACP	Analyse en composante principale (<i>Principal Component Analysis</i>)
Al	Aluminium
Al_2O_3	Oxyde d'aluminium (<i>Aluminium Oxide</i>)
B-A	Bølling-Allerød
BCR	Birch Creek Ridge
BP	Avant aujourd'hui (<i>Before Present</i>)
C	Cosmique (<i>Cosmic</i>)
Ca	Calcium
CaO	Oxyde de calcium (<i>Calcium Oxide</i>)
Cal	Calibré, dans le cas des âges radiocarbones (<i>Calibrated, for radiocarbon years</i>)

xxx

CAM	Modèle d'âge central (<i>Central Age Model</i>)
CC	Composante culturelle (<i>Cultural Component</i>)
CL	Niveau d'occupation archéologique (<i>Cultural Layer</i>)
Co	Cobalt
CO ₂	Dioxyde de carbone (<i>Carbon Dioxide</i>)
C _{org}	Carbone organique (<i>Organic Carbon</i>)
D _a	Dose annuelle (<i>Annual Dose rate</i>)
DC	Dry Creek
DDÉ	Densité des états (<i>Density State</i>)
D _e	Dose équivalente (<i>Equivalent Dose</i>)
DEL	Diodes électroluminescentes (<i>Light Emitting Diode</i>)
DRAC	Calculateur du débit de dose et de l'âge (<i>Dose Rate and Age Calculator</i>)
DRC	Correction du débit de dose (<i>Dose Rate Correction</i>)
DRR	Rapport de recouvrement de la dose induite (<i>Dose Recovery Ratio</i>)
DRT	Test de recouvrement de la dose induite (<i>Dose Recovery Test</i>)
E	Est (<i>East</i>)
É	Énergie (<i>Energy</i>)
<i>e.g.</i>	Par exemple (<i>Exempli gratia; For exemple</i>)

E_c	Énergie de la bande de conduction (<i>Conduction Band Energy</i>)
E_v	Énergie de la bande de valence (<i>Valence Band Energy</i>)
F	Feldspath (<i>Feldspar</i>)
Fe	Fer (<i>Iron</i>)
Fe_2O_3	Oxyde de fer (<i>Iron Oxide</i>)
FK	Feldspath potassique (<i>Potassic Feldspar</i>)
gSGC	Courbe de croissance globale standardisée (<i>Global Standardized Growth Curve</i>)
<i>H.</i>	<i>Homo</i>
H	Hypsithermal
HB	Hurricane Bluff
HCl	Acide chlorhydrique (<i>Hydrochloric Acid</i>)
$HClO_4$	Acide perchlorique (<i>Perchloric acid</i>)
HF	Acide fluorhydrique (<i>Hydrofluoric Acid</i>)
HH	Halfway House
HNO_3	Acide nitrique (<i>Nitric Acid</i>)
<i>i.e.</i>	C'est-à-dire (<i>Id est; That is</i>)
ICP-MS	Spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif (<i>Inductively coupled plasma mass spectrometry</i>)
IR	Infrarouge (<i>Infrared</i>)

IR-PL	Photoluminescence infrarouge (<i>Infrared Photoluminescence</i>)
IR-RF	Radiofluorescence infrarouge (<i>Infrared Radiofluorescence</i>)
IRSL	Luminescence induite par stimulation infrarouge (<i>Infrared Stimulated Luminescence</i>)
K	Potassium
k	Constante de Boltzmann (<i>Boltzmann constant</i>)
K ₂ O	Oxyde de potassium (<i>Potassium Oxide</i>)
LGM	Dernier maximum glaciaire (<i>Last Glacial Maximum</i>)
L _n	Luminescence naturelle (<i>Natural Luminescence</i>)
LP	Little Panguingue Creek
LPH-IRSL	Luminescence induite par stimulation infrarouge avec une préchauffe à basse température (<i>Low-Preheat Infrared Stimulated Luminescence</i>)
L _x	Luminescence associée à une dose induite en laboratoire (<i>Luminescence from a laboratory-induced radiation dose</i>)
McD	McDonald Creek
MCMC	Monte-Carlo par chaînes de Markov (<i>Markov Chain Monte Carlo</i>)
MET-pIRIR	Luminescence infrarouge à température élevée mesurée après plusieurs lectures infrarouges à différentes températures (<i>Multiple Elevated Temperature post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence</i>)
Mg	Magnésium (<i>Magnesium</i>)
MgO	Oxyde de magnésium (<i>Magnesium Oxide</i>)

Mn	Manganèse (Manganese)
MnO	Oxyde de manganèse (<i>Manganese Oxide</i>)
N	Nord (<i>North</i>) ou Azote (<i>Nitrogen</i>); spécifié en fonction du contexte
Na	Sodium
Na ₂ O	Oxyde de sodium (<i>Sodium Oxide</i>)
NaOH	Hydroxyde de sodium (<i>Sodium hydroxide</i>)
Nb	Niobium
N-E	Nord-est (<i>Northeast</i>)
Neo	Néglaciaire (<i>Neoglaciation</i>)
NIR	Proche infrarouge (<i>Near Infrared</i>)
NNE	Nord-nord-est (<i>North-Northeast</i>)
NVS	Nenana Valley Site
OCt	Cendre d'Old Crow (<i>Old Crow Tephra</i>)
OD	Sur-dispersion (<i>Overdispersion</i>)
OSL	Luminescence stimulée optiquement (<i>Optically stimulated luminescence</i>)
P	Paléodose (<i>Paleodose</i>) ou Paléosol (<i>Paleosol</i>) ou Phosphore (<i>Phosphorus</i>); spécifié en fonction du contexte
P ₂ O ₅	Pentoxyde de phosphore (<i>Phosphorus pentoxide</i>)
PCA	Analyse en composante principale (<i>Principal Component Analysis</i>)

PH	Préchauffe (<i>Preheat</i>)
pIRIR	Luminescence infrarouge post luminescence infrarouge (<i>Post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence</i>)
pIt	Post-traitement isotherme (Post-Isothermal)
pIt-IRSL	Luminescence induite par stimulation infrarouge mesuré après un traitement isotherme (<i>Post-Isothermal Stimulated Luminescence</i>)
pIt-LPH-IRSL	Luminescence induite par stimulation infrarouge avec une préchauffe à basse température mesurée après un traitement isotherme (<i>Post-Isothermal Low-Preheat Infrared Stimulated Luminescence</i>)
Poly	Polyminéral (<i>Polymineral</i>)
PVC	Polychlorure de vinyle (<i>Polyvinyl chloride</i>)
Q	Quartz
Rn	Radon
RPL	Radiophotoluminescence
SAR	Fraction aliquote unique avec régénération de la dose (<i>Single-Aliquot Regeneration dose</i>)
SARA	Fraction aliquote unique avec régénération de la dose et dose additive (<i>Single-Aliquot Regeneration and Added dose</i>)
SI	Système international (<i>International System</i>)
SIM	Stade Isotopique Marin (<i>Marin Isotope Stage</i>)
SIO	Stade Isotopique de l'Oxygène (<i>Oxygen Isotope Stage</i>)
SiO ₂	Dioxyde de silicium (<i>Silicon dioxide</i>)

SL	Signal lent (<i>Slow Signal</i>)
SR	Signal rapid (<i>Fast signal</i>)
T	Cendre (<i>Tephra</i>)
TD	Dose test (<i>Test dose</i>)
Th	Thorium
Ti	Titane (<i>Titanium</i>)
TiO	Oxyde de titane (<i>Titanium Oxyde</i>)
TL	Thermoluminescence
T _n	Dose test du signal naturel (<i>Natural Test Dose</i>)
T _x	Dose test associée à une dose de radiation induite en laboratoire (<i>Regenerated Dose Test Dose</i>)
U	Uranium
VT	Cendre Variegated (<i>Variegated Tephra</i>)
W	Ouest (<i>west</i>)
WR	Walker Road
XRD	Diffraction de rayons X (<i>X-Ray Diffraction</i>)
Y	Yttrium
YBC	Yukon Britannia Creek (pour le site Britannia Yukon Hill)
YD	Dryas récent (<i>Younger Dryas</i>)

xxxvi

Zr

Zirconium

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

Symboles

α	Alpha
β	Beta
$\dot{D}$	Débit de dose radioactive
$^{\circ}$	Degré
δ	Delta
D'	Dose radioactive effective
γ	Gamma
$\pm$	Plus ou moins
%	Pourcent
Δ	Teneur en eau
r	Trous

Unité d'absorption de la radiation

Gy	Gray (1 J/kg)

Unité de longueur

cm	Centimètre (10^{-2} m)
km	Kilomètre (10^3 m)
m	Mètre (Unité SI)
mm	Millimètre (10^{-3} m)
μm	Micromètre (10^{-6} m)
nm	Nanomètre (10^{-9} m)

Unité d'énergie

eV	Électronvolt ($1,602176634 \times 10^{-19}$ J)
J	Joule ($1 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$)

Unité de poids

mg	Milligramme (10^{-6} kg)
kg	Kilogramme (Unité SI)

Unité de proportion

ppb	Partie par milliard (10^{-9})
ppm	Partie par million (10^{-6})

Unité de puissance

mW	Milliwatt (10^{-3} watts)

Unité de température

°C	Degré Celsius

Unité de temps

Ga	Giga-année (10^9 année)
h	Heure (60 s)
ka	Kilo-année (10^3 année)
Ma	Méga-année (10^6 année)
s	Seconde (Unité SI)

RÉSUMÉ

Dans ce projet doctoral, la luminescence des feldspaths est utilisée pour la datation de sédiments d'origine éolienne (principalement des lœss) formant des accumulations dans la région centrale de l'Alaska (États-Unis). Cette région est localisée dans le secteur oriental de l'ancienne Béringie. Dans ces accumulations sont encaissés des restes archéologiques témoignant de l'occupation initiale de la région. Cette étude s'inscrit ainsi dans la vaste problématique du peuplement initial de l'Amérique, contribuant au volet géochronologique de la question.

Les lœss constituent le focus principal de ce projet, tout d'abord en formant les unités sédimentaires datées par luminescence. Les lœss sont aussi considérés ici en tant qu'indicateurs (*proxies*) climato-sensibles par leur origine glaciaire, établissant un lien fort entre l'environnement, les changements climatiques et les événements sédimentaires. Finalement, en englobant les restes archéologiques, les accumulations de lœss permettent la détermination de l'âge de ces occupations humaines, de même que leur association avec les conditions environnementales prévalentes lors de la sédimentation des lœss.

Un nouveau protocole de mesure pour la datation des feldspaths par luminescence, le LPH-IRSL (*Low Preheat Infrared Stimulated Luminescence*; Luminescence induite par une stimulation infrarouge avec une préchauffe à basse température), a été développé dans le cadre de cette thèse, dans le but de s'affranchir du comportement luminescent problématique associé aux dépôts de lœss tardiglaciaires de l'Alaska, permettant ainsi la datation de ces sédiments avec succès. L'utilisation du LPH-IRSL semble éliminer les problèmes de transfert thermique et de faible stabilité thermique qui ont été identifiés pour ces sédiments. Ces comportements luminescents problématiques sont possiblement en lien avec la pollution du signal luminescent des feldspaths potassiques par celui d'autres minéraux, dont notamment celui de la clinochlorite, de la muscovite ou des albites.

Ce protocole de mesure a été utilisé pour la datation de 73 échantillons collectés dans 10 profils stratigraphiques provenant de 8 sites archéologiques, principalement localisés dans la région centrale de l'Alaska. Ces sites sont Dry Creek, Walker Road, Little Panguingue Creek, Birch Creek Ridge, Nenana Valley Site, McDonald Creek,

Hurricane Bluff et Britannia Yukon Hill. Ce vaste programme de datation a permis l'assemblage d'un cadre chronostratigraphique fiable et rigoureux pour cette région, à partir de la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène, une période marquée par l'occupation humaine initiale de la région. Les occupations archéologiques initiales de ces sites témoignent d'une présence humaine entre 13 et 14 ka avant aujourd'hui.

Les résultats chronologiques, en association avec les résultats d'analyses granulométriques, minéralogiques et géochimiques ont permis la réalisation d'une analyse paléo-environnementale sur ces accumulations sédimentaires éoliennes. Des tendances sédimentaires liés aux changements climatiques passés ont été corrélées au peuplement initial de la région centrale de l'Alaska. Il a été déterminé que les taux de sédimentation des lœss dans la région centrale de l'Alaska ont évolué au cours de la période d'intérêt. La période correspondant à l'épisode du Bølling-Allerød aurait été marquée par des changements majeurs dans les taux de sédimentation régionaux, de même qu'un changement dans les sources de matériel sédimentaire, indiquant une modification importante des conditions environnementales. Ces nouvelles conditions semblent avoir été bénéfiques à l'installation des groupes humains dans la région étant donné que cette période est marquée par le début de l'occupation de la région.

Mots-clés: Géochronologie, géoarchéologie, luminescence stimulée optiquement (OSL), luminescence par stimulation infrarouge (IRSL), Bérिंगie, peuplement initial de l'Amérique, lœss, datation des feldspaths.

ABSTRACT

In this doctoral project, the luminescence signal of feldspars is used to determine the age of sediments of eolian origin (mostly loess) forming accumulations in the Central Alaska area (USA). This vicinity is located in the eastern sector of ancient Beringia. In these accumulations are preserved archaeological remains related to the inception of the region's occupation. This research is hence aligned within the vast problematic of the initial peopling of America and contributes to the geochronological aspect of the question.

Loess sediments are the main focus of this project, firstly by forming sedimentary units that are dated using luminescence. Loess are also considered here as climate-sensitive proxies by their glacial origin, establishing a robust link between the ongoing environments, climate changes and sedimentary events. Finally, by preserving archaeological remains, the loess accumulations allow the determination of the age of the corresponding human occupations, as well as their association with the environmental conditions prevailing during the sedimentation of the loess.

A new measurement protocol to determine the age of feldspars by luminescence, the LPH-IRSL (Low Preheat Infrared Stimulated Luminescence), was developed as part of this thesis, with the aim of overcoming the problematic luminescent behaviour associated with the late-glacial loess sediments of Alaska, hence allowing the successful age determination of the samples under consideration. The use of the LPH-IRSL appears to eliminate the problems of thermal transfer and low thermal stability, which have been identified for these sediments. This problematic luminescent behaviour is possibly related to the contamination of the luminescent signal of K-feldspars by that of other minerals, likely linked to the presence of clinoclhorite, muscovite or albite.

This protocol was used to determine the age of 73 samples collected in 10 stratigraphic profiles from 8 archaeological sites, mostly located in the Central Alaska area. These sites are Dry Creek, Walker Road, Little Panguingue Creek, Birch Creek Ridge, Nenana Valley Site, McDonald Creek, Hurricane Bluff and Britannia Yukon Hill. This extensive dating program has enabled the construction of a robust chronostratigraphic framework for this region, from the late Pleistocene and throughout the Holocene, a period marked by the initial human occupation of the area. The oldest archaeological

occupations of these sites testify to a human presence between 13 and 14 ka before today.

The chronological results, in association with the results of granulometric, mineralogical and geochemical analyzes allowed the production of a paleo-environmental analysis on these aeolian sedimentary accumulations. Sedimentary trends related to past climate changes have been correlated with the initial settlement of Central Alaska. Löss sedimentation rates in Central Alaska appear to have varied during the studied period. The period corresponding to the Bølling-Allerød episode has been marked by major reduction in regional sedimentation rates, as well as a change in the sources of sedimentary material, indicating a significant modification in environmental conditions. These new conditions would have been beneficial for the settlement of human groups in the region since this period is marked by the beginning of the occupation of the region.

Key words: Geochronology, geoarchaeology, optically stimulated luminescence (OSL), infrared stimulated luminescence (IRSL), Beringia, initial peopling of the Americas, löss, feldspar dating.

INTRODUCTION

La problématique du peuplement initial de l'Amérique tient, depuis des décennies et même des siècles, une place importante dans la recherche anthropologique et archéologique, principalement, mais également historique, géologique, environnementale et génétique. La présence des peuples autochtones dans les Amériques a été difficile à interpréter pour les colons européens, entre autres les missionnaires, arrivés au début du XVI^e siècle. Afin d'expliquer la présence de ces groupes autochtones du Nouveau Monde, le Jésuite espagnol Jose de Acosta énonça, en 1590, la théorie d'une connexion terrestre entre la Sibérie et l'Alaska, dans les latitudes nordiques encore inexplorées par les européens (De Acosta 2002). Cette théorie a été réfutée en 1728 par la traversée en bateau du détroit de Béring par le danois Vitus Béring, constatant ainsi l'absence d'une connexion terrestre entre les continents asiatique et américain (Hopkins 1967a). En 1887, le géologue Heilprin nota pour sa part, en comparant la faune et la flore de l'ancien et du nouveau monde, une similarité grandissante des espèces vers les latitudes arctiques. Ses observations l'ont amené à identifier une augmentation de la diversification des espèces en fonction de la distance à partir du nord. Il conclut que les espèces avaient dû se disperser à partir des régions nordiques. À partir de ce moment, l'attention a été portée, une fois de plus, vers le détroit de Béring pour tenter d'expliquer la colonisation de l'Amérique (Heilprin 1887). En 1894, par l'observation des mers peu profondes séparant l'Alaska de la Sibérie, Dawson suggéra que la zone séparant les deux continents devrait être considérée comme appartenant au plateau continental. Il avança l'hypothèse qu'une fois, ou de manière répétée dans l'histoire de la Terre, et durant des périodes prolongées, il aurait existé une vaste plaine terrestre connectant l'Asie et l'Amérique du Nord. Des

mouvements de la croûte, ou des soulèvements continentaux, auraient périodiquement établi, ou bien engendré la submersion de la connexion terrestre (Dawson 1894). Cette hypothèse de la plaine immergée fut confirmée vers la fin du 19^e siècle par la découverte d'ossements de mammouths sur les îles Pribilof, situées dans la mer de Béring, à plus de 300 km des côtes de l'Alaska (Hoffecker & Elias 2007; O'Neill 2004). La nature exacte des mécanismes qui auraient pu engendrer la formation d'une connexion terrestre a fait l'objet de débat jusqu'aux années 1930, lorsque le concept de glacio-eustasie a été admis par la communauté scientifique (Smith 1937). Les facteurs liés à la tectonique étaient jusqu'alors considérés comme la cause de l'émergence du pont terrestre (Hopkins 1976). C'est en 1933 que le lien entre les fluctuations du niveau marin et les glaciations passées a été établi (Johnson 1933). Quelques années plus tard, le biologiste Hultén (1937) présenta sa théorie d'une vaste plaine non-englacée qui aurait servi de territoire-refuge pour les plantes et les animaux durant le dernier épisode glaciaire, ainsi qu'un centre de dispersion de ces espèces par la suite. Il nomma cette zone « Béringie », et proposa que ce soit cette route terrestre que les premiers groupes humains à coloniser le Nouveau Monde auraient empruntée. Durant la même année, l'identification au site Campus, situé dans la ville actuelle de Fairbanks, d'outils similaires à ceux trouvés dans le désert de Gobi en Mongolie, a permis d'appuyer l'hypothèse d'une origine asiatique des premiers américains (Nelson 1937).

Après plus d'un siècle de recherches actives pour résoudre peu à peu la problématique de l'entrée initiale des groupes humains en Amérique au Pléistocène, les deux dernières décennies ont connu une forte augmentation du niveau des connaissances sur le sujet. Les nouvelles découvertes et l'utilisation de nouvelles méthodes ont amené la communauté scientifique à développer une meilleure compréhension de l'origine des premiers américains. Des débats ont toutefois été relancés de plus belle concernant la (ou les) route(s) et le moment de la dispersion initiale des groupes humains dans le reste du Nouveau Monde (Buvit & Terry 2016). Les avancées méthodologiques de

chacune des méthodes impliquées dans la résolution des enjeux restant incompris ou méconnus permettent ainsi de s'approcher d'une connaissance plus juste du passé.

Ce projet doctoral contribue à cette vaste problématique de recherche en s'attardant au volet chronologique de l'arrivée initiale des groupes humains dans la région centrale de l'Alaska, de même qu'à l'adaptation subséquente de ces groupes en réponse à leur environnement. Sur le plan géoarchéologique, les objectifs principaux de cette étude sont les suivants : 1) Situer dans le temps les occupations archéologiques qui ont été identifiées dans les différents sites archéologiques à l'étude (Dry Creek, Walker Road, Little Panguingue Creek, Birch Creek Ridge, Nenana Valley Site, McDonald Creek, Hurricane Bluff et Britannia Yukon Hill) par la datation des sédiments encaissant les artefacts; 2) Dater les continuums stratigraphiques éoliens (loess) qui les préservent, sans égard à la présence de matière organique, laquelle est requise pour la datation par radiocarbone (^{14}C), et ainsi dater la progression de l'accumulation sédimentaire à travers le temps; 3) Établir des corrélations entre les occupations humaines et les paléoenvironnements, puisque les sédiments éoliens à l'étude enregistrent les effets des oscillations climatiques passées. Les résultats obtenus bénéficieront notamment à la recherche concernant la chronologie du peuplement initial, la chronologie de l'occupation des sites archéologiques de la région centrale de l'Alaska, la détermination des routes migratoires empruntées à différentes périodes pour la dispersion dans les Amériques, de même que pour l'établissement des relations entre les différents complexes culturels présents en Alaska entre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène.

La méthode de datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) est largement utilisée dans le cadre de ce projet axé sur la géochronologie. L'utilisation de cette méthode de datation est particulièrement pertinente dans ce contexte archéologique qui nécessite, d'une part, l'établissement d'un cadre chronologique fiable et précis, et

d'autre part, une corrélation temporelle avec les événements climatiques au tardiglaciaire. En effet, cette méthode de datation permet d'établir des corrélations entre les processus environnementaux et le temps par la datation des lœss, utilisés ici en tant qu'indicateurs (*proxies*) climato-sensibles.

Les avancées méthodologiques effectuées dans le cadre de ce projet doctoral apportent également une contribution significative pour le développement de la luminescence, notamment pour la datation des sédiments jeunes (de moins de ~20 000 ans) et affectés par une sensibilité thermique importante. La datation de ce type de sédiment présente d'importantes limitations lors de l'utilisation des protocoles de mesure conventionnels. Ceci est particulièrement vrai pour les lœss de la région centrale de l'Alaska, lesquels ont été considérés comme étant difficiles à dater dans le passé (Li & Wintle 1992; Tso *et al.* 1996; Berger 2003; Auclair *et al.* 2007; Roberts 2012). Le développement d'un nouveau protocole de mesure adapté pour la datation de ces sédiments permet ainsi la datation de ces sédiments au comportement luminescent particulier.

Cette thèse se compose de trois articles, constituant chacun un chapitre (3, 4 et 5). Préalablement à la présentation de ces trois articles, cette thèse comprend également une mise en contexte (chapitre 1) pour situer le lecteur dans la discussion et établir les bases du projet doctoral, de même qu'une présentation des différentes méthodes utilisées et des limitations associées (chapitre 2). Le premier article de la thèse, intitulé « *Exploring the use of a low preheat temperature in IRSL dating of the Beringian McDonald Creek archaeological site* », est publié dans la revue *Radiation Measurements* (Forget Brisson *et al.* 2020). Cet article présente le protocole de mesure développé pour la datation des archéosédiments à l'étude. Le second article, intitulé « *Chronological framework for the late Pleistocene and Holocene lœss sequences of Central Alaska archaeological sites using the luminescence dating method* », est prêt pour la soumission et présente l'application étendue de la luminescence sur tous les

échantillons à l'étude. Le troisième article, intitulé « *Multi-component analysis of loess accumulations in geoarchaeological contexts from Central Alaska* » est une version étendue du manuscrit qui sera soumis pour publication. Dans cet article, les résultats chronologiques obtenus sont mis en relation avec les résultats d'analyses minéralogiques, granulométriques et géochimiques des lœss afin de caractériser le contexte géoarchéologique de la région à l'étude ainsi que les changements climatiques qui ont eu lieu et affecté cette région depuis la fin du Pléistocène et durant l'Holocène. Dans ce document se trouvent aussi sept appendices qui complètent les travaux présentés dans cette thèse.

Selon la pratique courante, les articles présentés dans cette thèse sont rédigés en anglais afin de les rendre plus accessibles à la communauté scientifique. Or, dans le but d'accommoder le plus grand nombre de lecteurs, les résumés de chacun des articles ont été traduits en français. Les autres sections de cette thèse sont rédigées en français.

CHAPITRE I

MISE EN CONTEXTE

Dans ce chapitre, l'état des connaissances sur le vaste thème du peuplement de l'Amérique est présenté afin de situer la recherche doctorale dans son contexte global. Les connaissances acquises à ce jour concernant la dispersion des *Homo sapiens* dans la région eurasiennne et les différentes étapes de la migration qui ont permis d'atteindre le seuil et la pointe australe du continent américain sont énoncées. Les contextes géologiques, environnementaux et archéologiques de la Béringie, et plus particulièrement de la Béringie orientale et de la région centrale de l'Alaska, sont ensuite exposés afin de brosser un portrait détaillé de la région à l'étude. Les sites archéologiques à l'étude et leurs contextes géoarchéologiques sont présentés à la fin du chapitre.

1.1 Parcours migratoire des humains modernes vers l'Amérique

1.1.1 Dispersion eurasiennne d'*Homo sapiens*

Bien que des migrations hâtives hors de l'Afrique auraient eu lieu, telles qu'en témoignent les occupations des sites Dmanisi en Géorgie et à Java il y a quelques 1,75 et 1,5 Ma, respectivement, ainsi que celles des sites Qafzeh et Skhul au Levant entre 80 et 135 ka, de même qu'en Grèce il y a 210 ka, c'est une migration hors d'Afrique plus tardive qui aurait mené au peuplement fructueux du reste du monde (Forster 2004; Mellars 2006; Frachetti & Spengler 2015; Reyes-Centeno 2016; Harvati *et al.* 2019).

Cette dernière migration aurait eu lieu dans un contexte de ré-expansion des groupes *Homo sapiens* à l'intérieur du continent africain à partir de 80 ka, ce qui aurait été précurseur à une expansion hors d'Afrique vers environ 60 ka (Forster 2004; Mellars 2006; Goebel 2007; Reyes-Centeno 2016; Bae *et al.* 2017). Il y aurait eu une poursuite de la mixité génétique entre les humains modernes et d'autres espèces hominines déjà présentes en Eurasie au Pléistocène moyen, particulièrement les Néandertaliens et les Denisovans (*Homo denisovensis*), et possiblement *Homo erectus* après leur dispersion hors d'Afrique. Selon les données génétiques, les deux premières espèces pourraient par ailleurs avoir été « absorbées » dans l'espèce des humains modernes à des niveaux variables et non avoir été exterminées, tel qu'il a été suggéré auparavant (Reyes-Centeno 2016; Bae *et al.* 2017; Nielsen *et al.* 2017;).

En tant qu'espèce invasive, les humains modernes se seraient propagés rapidement à travers l'Eurasie (Dennell 2017). L'Europe et le sud-est asiatique aurait été peuplé il y a environ 50 ka (Reyes-Centeno 2016; Nielsen *et al.* 2017), tandis que l'Asie, l'Océanie, l'Australie et l'archipel japonais auraient été occupés entre 55 et 45 ka (Mellars 2006; Goebel 2007; Hiscock 2014; Nielsen *et al.* 2017). La plaine arctique européenne aurait quant à elle été occupée il y a 35 à 40 ka (Pavlov *et al.* 2004). Pour ce qui est de la Sibérie, la portion ouest ainsi que la région de l'Altai auraient été peuplées entre 50 et 45 ka (Goebel *et al.* 1993; Bae *et al.* 2017), tandis que les régions centre-sud et sud-est auraient été peuplées entre 45 et 40 ka (Goebel *et al.* 1993; Graf & Buvit 2017). La Sibérie arctique aurait été occupée aussi tôt que 45 ka avant aujourd'hui (Pitulko *et al.* 2016). Il y aurait eu ensuite une expansion vers la Sibérie subarctique et arctique de l'est entre 25 et 14 ka, respectivement (Goebel 1999). Les étapes majeures du peuplement sont indiquées sur la figure 1.1.

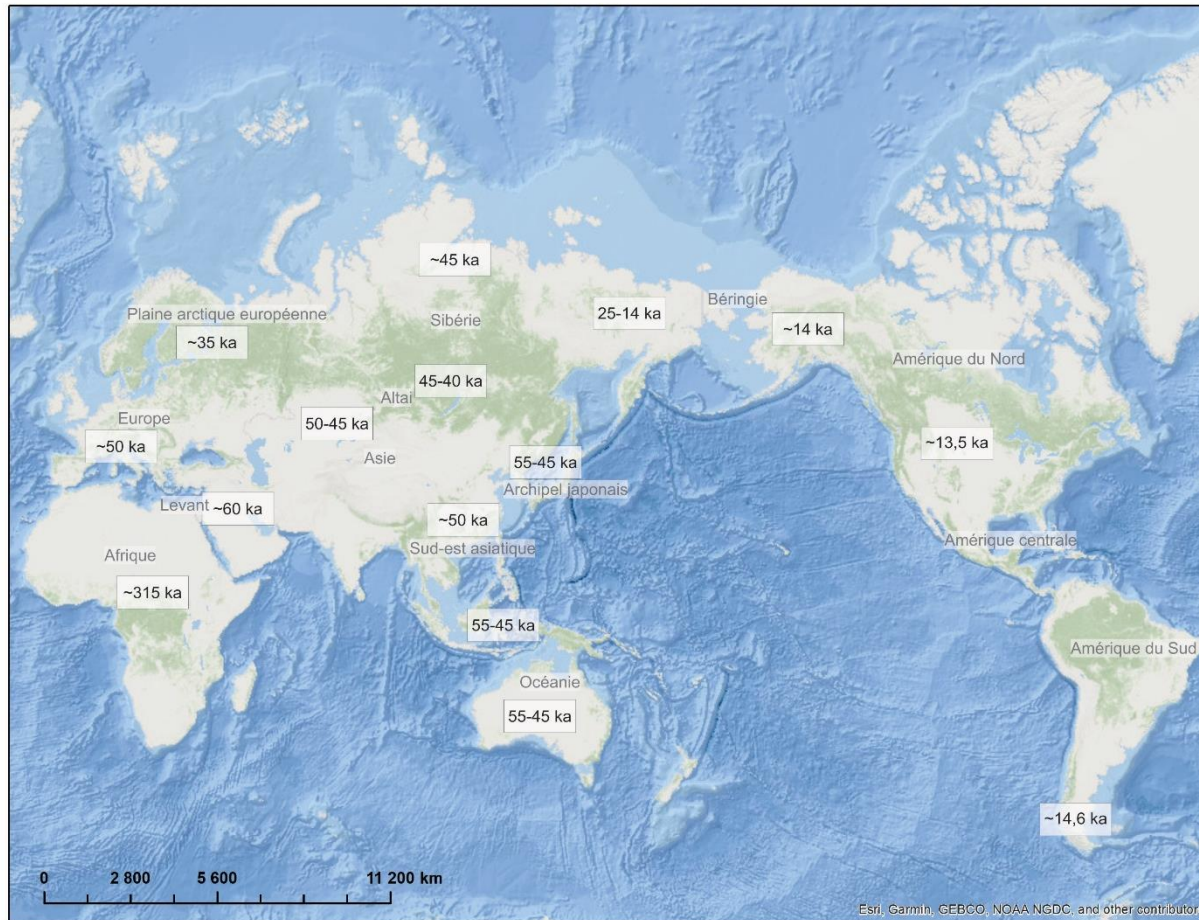


Figure 1.1 : Les étapes majeures du peuplement de la planète par les groupes *H. sapiens*. Base cartographique selon Esri, Garmin, GEBCO, NOAA NGDC et autres contributeurs.

Selon West (1981), un des derniers accomplissements majeurs du genre *Homo* avant le développement de l'agriculture, au Néolithique, aurait été l'adaptation à des environnements très froids. La colonisation des latitudes plus nordiques, dont la Sibérie, aurait ainsi nécessité le développement de technologies essentielles à la survie. Celles-ci sont en lien avec la mobilité sur la neige et la glace (ski, raquettes, traîneaux), la préservation de la chaleur (couvertures, vêtements isolés, habitations), ainsi que l'acquisition et la préservation des ressources (techniques d'entreposage; Goebel 1999; Fagan 2004; Dennell 2017). Bien que quelques-uns de ces comportements auraient été développés au Pléistocène moyen tardif, soit entre 200 et 150 ka, et malgré les adaptations morphologiques et écologiques pour l'occupation des environnements nordiques, la tolérance au froid des Néandertaliens semble avoir été plus limitée que celle des humains modernes (Hublin 1998; Hoffecker 2005; Hoffecker & Elias 2007). Les humains modernes auraient ainsi été favorisés davantage pour la colonisation des régions nordiques et, conséquemment, du continent américain par la Béringie. Dans ce sens, il est à noter que tous les restes humains retrouvés en Amérique appartiennent à *H. sapiens* (Meltzer 1993).

Subséquemment à cette expansion des populations humaines à travers le nord de l'Asie et la Sibérie durant le stade isotopique marin (SIM) 3, il y aurait eu un mouvement de dépopulation de l'hémisphère nord durant le dernier maximum glaciaire (LGM, *Last Glacial Maximum*) et un retrait vers des territoires-refuges où les conditions environnementales auraient été moins arides (Goebel 1999; Mandryk *et al.* 2001; Brantingham *et al.* 2004; Graf 2009; Hoffecker *et al.* 2016). Il a été proposé que les hautes latitudes auraient été repeuplées après 16 ka, soit au début du tardiglaciaire, probablement à partir de l'est de l'Asie maritime (Graf 2009).

Par ailleurs, il semble plausible, à une échelle plus globale, que le peuplement des Amériques ait coïncidé avec une explosion démographique mondiale correspondant à

la période subséquente au LGM. Ceci étant souligné par une augmentation drastique des évidences archéologiques dans toutes les parties du monde après le LGM (Goebel 1999; Mandryk *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007; Holmes 2011; Graf & Buvit 2017).

1.1.2 Occupation humaine de la Bérिंगie

Selon les études en génétique, en paléogénomique ainsi que selon la chronologie génétique, l'origine des premiers américains semble se trouver dans le nord-est asiatique et, plus particulièrement, dans la région entre la Mongolie et les montagnes Altai-Sayan. Cette région, occupée initialement entre 50 et 40 ka, aurait été peuplée par les groupes ayant la plus grande similarité génétique avec les premiers américains (Goebel 1999; Derenko *et al.* 2001; Dixon 2001; Malhi & Smith 2002; Malhi *et al.* 2002, 2007; Eshleman *et al.* 2003; Schurr & Scherry 2004; Schurr 2004, 2015; Zegura *et al.* 2004; Dornelles *et al.* 2005; Starikovskaya *et al.* 2005; Merriwether 2006; Goebel *et al.* 2008b; Goebel & Buvit 2011; Pitblado 2011; Graf *et al.* 2015; Buvit & Terry 2016; Braje *et al.* 2017; Moreno-Mayar *et al.* 2018). Le point de divergence entre les groupes d'Altai et les peuples autochtones américains ancestraux aurait eu lieu entre 25 et 20 ka avant aujourd'hui (Schurr 2015; Nielsen *et al.* 2017; Moreno-Mayar *et al.* 2018).

Les études de génétique étant basées sur l'analyse des populations modernes et de quelques restes humains anciens, elles peuvent fournir des informations limitées sur la position géographique des populations anciennes, l'évolution temporelle de celles-ci, ainsi que sur les routes de migration empruntées dans le passé. Une limitation quant à l'utilisation des résultats de cette méthode est toutefois engendrée par la perte d'information génétique d'une envergure qui est inconnue après l'arrivée des Européens en Amérique. Un goulot d'étranglement aurait engendré une perte importante de la diversité génétique, de même que l'écroulement subséquent des populations indigènes. Cette perte d'information génétique pourrait ainsi biaiser les

études de reconstruction génétique et démographique basées sur l'étude de génomes post-colombiens (Livi-Bacci 2006; Llamas *et al.* 2017).

Par ailleurs, il est à noter que l'estimation du temps en fonction des données génétiques peut être inexact ou du moins approximatif, puisque que les taux de mutations à travers le génome humain et entre les individus peuvent être variables au cours du temps (Nielsen *et al.* 2017). L'utilisation de la génétique en tant qu'échelle chronologique requiert l'utilisation d'un taux de mutation constant pour l'estimation du moment des divergence génétique. Or, il n'y a pas de consensus sur ces taux de mutation (Pitblado 2011). L'utilisation de méthodes chronologiques indépendantes est donc nécessaire pour une compréhension adéquate des patrons de migrations.

1.1.3 Période d'incubation génétique

Dans les années 1970, il a été proposé que les similarités génétiques et physiques entre certains groupes autochtones américains auraient été dues à des échanges génétiques entre des populations fondatrices qui auraient eu lieu dans la région de la Béringie (Szathmary *et al.* 1978). Cette idée a été davantage appuyée dans les années 1990, par la proposition que les ancêtres des premiers autochtones auraient pu s'établir dans la région de la Béringie durant une période d'isolation où il y aurait pu y avoir une diversification génétique avant la colonisation des Amériques (Bonatto & Salzano 1997; Schurr 2004). C'est dans cette perspective que l'hypothèse de la période d'incubation génétique (aussi appelée l'hypothèse de l'arrêt prolongé) a été proposée par Tamm *et al.* (2007), dans laquelle la Béringie aurait agi en tant que lieu de diversification génétique et de centre de dispersion pour les populations humaines au début du tardiglaciaire, c'est-à-dire après la dispersion à partir de l'Asie et avant la dispersion dans le reste de l'Amérique. Selon les différents modèles proposés, l'incubation génétique se serait étendue sur une période de temps entre 2,4 et 15 ka,

durant le LGM et le début du tardiglaciaire (Tamm *et al.* 2007; Kitchen *et al.* 2008; Raghavan *et al.* 2015; Llamas *et al.* 2016).

Bien que le postulat original avançait que cette période de diversification génétique ait eu lieu en Béringie, d'autres chercheurs ont suggéré qu'elle ait eu lieu ailleurs, notamment dans la paléo-péninsule Sakhaline-Hokkaidō-Kouriles (figure 1.2), entre 23 ± 1 et 14 ± 1 ka avant aujourd'hui (Buvit & Terry 2016; Graf & Buvit 2017; Watson 2017). Le peuplement de la Béringie à la fin du LGM aurait ainsi coïncidé avec une recolonisation rapide des latitudes nordiques à partir de ce territoire-refuge, ce qui aurait été concordant avec une augmentation démographique et le processus de recolonisation du nord-est asiatique entre 20 et 15 ka avant aujourd'hui (Goebel 1999; Mandryk *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007; Holmes 2011; Graf & Buvit 2017). Cette hypothèse alternative serait davantage en accord avec le corpus archéologique disponible.

D'autres régions ont également été proposées pour le lieu où la période d'incubation génétique se serait déroulée, soit la côte pacifique de l'Amérique mi-continentale suite à une migration trans-Pacifique à partir du sud-est asiatique (Faught 2017), ou bien plus à l'ouest, dans la région centrale de l'Asie (Hoffecker *et al.* 2016). Selon Watson (2017), il serait aussi possible que la diversité génétique à l'origine de l'hypothèse de la période d'incubation génétique soit due à un effet de *surf* génétique. Un tel changement génétique rapide pourrait se produire dans le cas où une petite population se disperse rapidement à travers un grand territoire, produisant ainsi un résultat similaire à une période d'incubation génétique sans pour autant nécessiter une période de temps plus ou moins longue pour la diversification.

1.2 Environnement physique de la Béringie

Le concept de la Béringie a été initialement proposé par Hultén (1937) afin de définir un territoire-refuge, c'est-à-dire une zone qui, en période de changements environnementaux, aurait été préservée et aurait subi des changements moins drastiques que la région dans laquelle elle est intégrée (Winick 1956; Dennell 2017). La théorie proposée par Hultén faisait ainsi référence à une vaste plaine non-englacée qui aurait servi de territoire-refuge pour les plantes et les animaux durant le dernier épisode glaciaire, de même qu'un centre de dispersion pour ces espèces suite à l'amélioration des conditions. Le chercheur nomma cette zone la « Béringie », et proposa que ce soit par cette route terrestre que les premiers groupes humains seraient passés pour ensuite se disperser dans le Nouveau-Monde.

D'un point de vue archéologique, l'existence de la Béringie a été un événement de relativement courte durée. Il se serait déroulé entre l'arrivée des groupes humains dans la région et l'inondation de sa portion centrale durant la période holocène, entraînant la destruction consécutive de la Béringie et de ce territoire-refuge.

Or, d'un point de vue géologique, les variations des niveaux marins au cours du temps auraient entraîné à tour de rôle l'émergence et la fragmentation du territoire intégré de la Béringie à de nombreuses reprises au cours du temps par l'inondation et l'exondation de la portion centrale de la région. Dans le registre paléontologique, ce dynamisme serait notamment visible par la migration des espèces marines entre les océans Pacifique et Atlantique par l'océan Arctique durant ces périodes de haut niveau marin, ainsi que par la migration d'espèces terrestres entre les continents asiatiques et américains durant les périodes de bas niveau de la mer (Hopkins 1967a, b; Péwé 1975).

1.2.1 Frontières de la Béringie

Sur le plan géographique, la paléorégion de la Béringie (figures 1.2 et 1.3) a englobé les régions actuelles 1) de l'est de la Sibérie, 2) de l'Alaska, 3) d'une partie du Yukon, ainsi que 4) le détroit submergé et le plateau continental entre les continents asiatique et américain. Suivant les divisions géographiques actuelles, la Béringie a été séparée en trois régions physiographiques, c'est-à-dire la Béringie occidentale, correspondant au secteur 1), la Béringie orientale, correspondant aux secteurs 2) et 3), ainsi que la Béringie centrale, correspondant au secteur 4) (West 1981).

Les frontières de la Béringie font toujours l'objet de discussion auprès des différents chercheurs, tous essayant de mieux définir un territoire cohérent archéologiquement, mais aussi écologiquement. Les frontières les plus souvent utilisées sont celles définies notamment par Hoffecker *et al.* (1993), Goebel & Soblodin (1999), Hoffecker & Elias (2007) et Soblodin (2011), qui situent la Béringie entre les Monts de Verkhoïansk et le fleuve Mackenzie (figure 1.2). Les frontières au nord et au sud correspondraient quant à elles à la limite du plateau continental. La frontière au sud aurait varié selon les phases transgressives et régressives, oscillant ainsi entre les latitudes 58 et 60°N au cours de la dernière période glaciaire (Madsen 2004).

La limite orientale, correspondant au fleuve Mackenzie, aurait été alignée sur la marge de la calotte glaciaire laurentienne à son étendue maximale (figure 1.3), constituant ainsi une barrière impénétrable pour la faune et la flore (Hoffecker & Elias 2007).

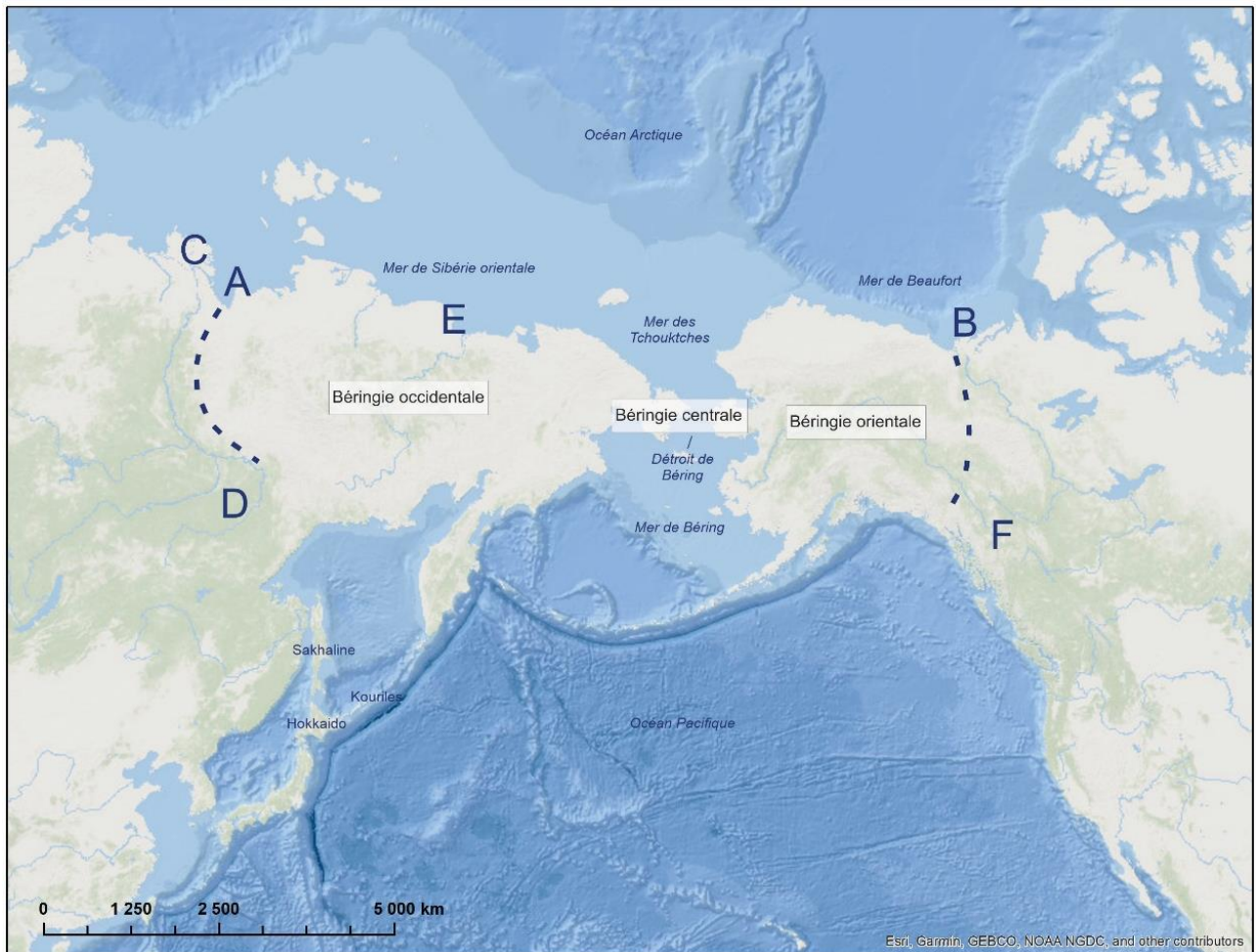


Figure 1.2 : Paléorégion de la Béringie en considérant le niveau marin actuel, incluant les trois différentes régions physiographiques. Les frontières les plus acceptées sont indiquées par les traits pointillés. Éléments topographiques et hydrologiques mentionnés dans le texte: A) Monts de Verkhöïansk; B) Delta du fleuve Mackenzie; C) Delta du fleuve Lena; D) Jonction de la rivière Aldan; E) Delta du fleuve Kolyma; F) Source du fleuve Yukon. Base cartographique selon Esri, Garmin, GEBCO, NOAA NGDC et autres contributeurs.

Les Monts de Verkhoïansk et, conséquemment, la marge du bassin de drainage du fleuve Lena, constituent une importante barrière climatique et écologique. Il est probable que ces montagnes aient constitué un obstacle important pour l'établissement des groupes humains en Béringie. Ces montagnes représentent actuellement la barrière pour la zone de 60 jours ou moins où les températures sont sous 0°C, ce qui délimite une frontière pour certaines plantes (Hoffecker & Elias 2007). Il semble également que la masse de terre entre les Monts de Verkhoïansk et le fleuve Mackenzie ait été colonisée en une seule étape au tardiglaciaire, ce qui en fait une frontière particulièrement significative dans l'élaboration du concept de Béringie.



Figure 1.3 : Étendue de la paléorégion de la Béringie au niveau marin d'il y a 21 ka avant aujourd'hui (en vert le plus pâle) en relation avec l'étendue des masses glaciaires actuelles (en blanc). La marge continentale actuelle est représentée par la zone en vert plus foncé (modifié de Yukon geological survey).

Des frontières alternatives ont été proposées pour la définition de la Béringie. À l'ouest: le fleuve Lena et la ville sibérienne de Iakoutsk (Madsen 2004), les réseaux de drainage

de la rivière Aldan et du fleuve Lena (West 1981), ainsi que le fleuve Kolyma (Hoffecker & Elias 2007). Ce dernier aurait pu constituer une limite biologique pour la flore, où il y aurait une cohérence dans les espèces de la région Yukon-Kolyma (Yurtsev 1984; Hoffecker & Elias 2007). Pour ce qui est des limites orientales, outre le fleuve Mackenzie, le segment du fleuve Yukon dans le secteur de Whitehorse a également été proposé par Madsen (2004) et Soblodin (2011). Ces frontières alternatives agrandissent le territoire couvert par la Béringie, ce qui a pour répercussion d'englober plusieurs sites préhistoriques d'âge Pléistocène (Hoffecker & Elias 2007).

La Béringie aurait été partiellement isolée du reste de l'Eurasie et du continent américain par la présence de chaînes de montagnes bordant le territoire (*e.g.* Verkhöiansk, Dzhugdzhur, Tcherski, Richardson, Ogilvie, Mackenzie, Logan, Wrangell; Madsen 2004).

1.2.2 Régions physiographiques de la Béringie

Tel qu'il est montré sur la figure 1.2, la Béringie est divisée en trois régions physiographiques présentant des variations topographiques importantes (West 1981; Brigham-Grette *et al.* 2004) :

- La Béringie occidentale, à l'est de la Sibérie, est une région largement montagneuse, incluant toutefois de vastes plaines et de larges vallées fluviales (*e.g.* Ob, Yenisei, Lena, Kolyma). Cette région est topographiquement plus complexe que les deux autres.
- La Béringie centrale, actuellement submergée, est composée d'une vaste plaine s'étendant sur plus de 2 000 km, d'une marge côtière à l'autre. Cette région aurait soutenu une densité écologique plus importante que les régions périphériques. Les îles actuelles des mers de Béring et des Tchoukches (*e.g.*

St-Laurent, Pribilof, St-Matthieu, Nunivak) représentent les hauts sommets de cette région aujourd'hui engloutie.

- La Béringie orientale, comprenant l'Alaska et une partie du Yukon, est une région très montagneuse avec des basses terres restreintes. Cette région est dominée par le réseau de drainage étendu du fleuve Yukon. C'est à cette région qu'on s'attarde dans le cadre de ce projet doctoral.

1.2.3 Géologie générale de l'Alaska

L'Alaska¹, la région sur laquelle cette étude se concentre, tout comme les régions adjacentes du Yukon et du Nord de la Colombie-Britannique, a été formée par l'accrétion de terranes, des unités géotectoniques (Connor 2014). Les terranes sont délimités par des failles majeures, et possèdent des histoires et des assemblages géologiques distincts. Les terranes de l'Alaska ont une origine d'arcs insulaires et de roches associées à des bassins océaniques. Ils ont été assemblés par tectonisme, engendrant leur accrétion au continent près des zones de subduction au cours des derniers 200 Ma. C'est notamment sur le terrane de l'Arctique que se trouvent les roches les plus anciennes de l'Alaska, datées à 2 Ga (Connor 2014). Il est à noter que plus de la moitié de l'Alaska est sismiquement active, ce qui est notamment visible par la présence de failles dans les dépôts glaciaires et non-glaciaires, ainsi que par le relèvement de terrasses glaciaires et marines dans la région centre-sud de l'Alaska (Péwé 1975).

¹ L'Alaska est actuellement un état américain de 1 520 000 km² situé entre les longitudes 130°W à 173°E et entre les latitudes 53 à 72°N, bordé par l'océan Arctique au nord, par l'océan Pacifique au sud, par le Yukon (Canada) à l'ouest, ainsi que par le détroit de Béring et la mer des Tchouktches (Péwé 1975).

La stratigraphie de la région centrale de l'Alaska (figure 1.4) est dominée par des dépôts de loess primaires (*Gold Hill*, d'âge plio-Pléistocène et *Engineer*, d'âge Holocène) et de loess secondaires, ou resédimentés (Formations de *Goldstream*, d'âge Pléistocène et de *Ready Bullion*, d'âge Holocène). Ces dépôts secondaires, plus bas dans les vallées, forment ce qui est appelé localement des « boues » (*muck*) gelées en permanence en raison du pergélisol. Ces dépôts de loess reposent sur des unités aurifères non-consolidées (*Fox Gravel* et *Cripple Gravel*, d'âge Pliocène). Le substrat rocheux régional est principalement d'âge Paléozoïque à Mésozoïque (schiste ardoisier, gneiss, unités locales de basalte, de diorite quartzique et de granite; Hagstrum *et al.* 2017).

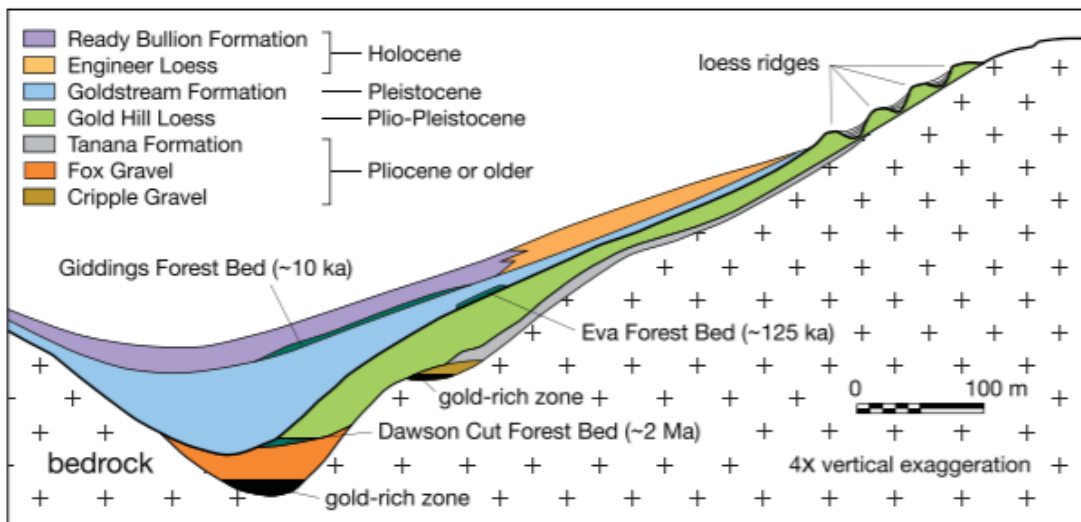


Figure 1.4 : Séquence stratigraphique synthèse schématique de la région centrale de l'Alaska (tiré de Hagstrum *et al.* 2017). La limite inférieure du Quaternaire correspond à la base de la Formation de *Goldstream* et du loess de *Gold Hill*. Trois paléosols majeurs ont été identifiés: le *Dawson Cut Forest Bed* à la base du Quaternaire, le *Eva Forest Bed* qui correspond au Sangamonien (SIM 5) et le *Giddings Forest Bed* du début de la période Holocène.

Des dépôts quaternaires recouvrent la majeure partie de l'Alaska (Péwé 1975; figure 1.5). Les sédiments d'origine éolienne sont probablement les sédiments quaternaires les plus répandus en Alaska, tandis que les dépôts lacustres seraient limités et principalement restreints au bassin de la rivière Cooper. 10 % du territoire serait recouvert de dépôts fluviaux, notamment dans les vallées des rivières Kuskokwim et

Tanana, de même que la plaine du fleuve Yukon et les basses-terres Yukon-Koyukuk. Enfin, les dépôts de cendres volcaniques sont abondants et très répandus dans les sédiments quaternaires de la portion sud de l'Alaska (Péwé 1975).

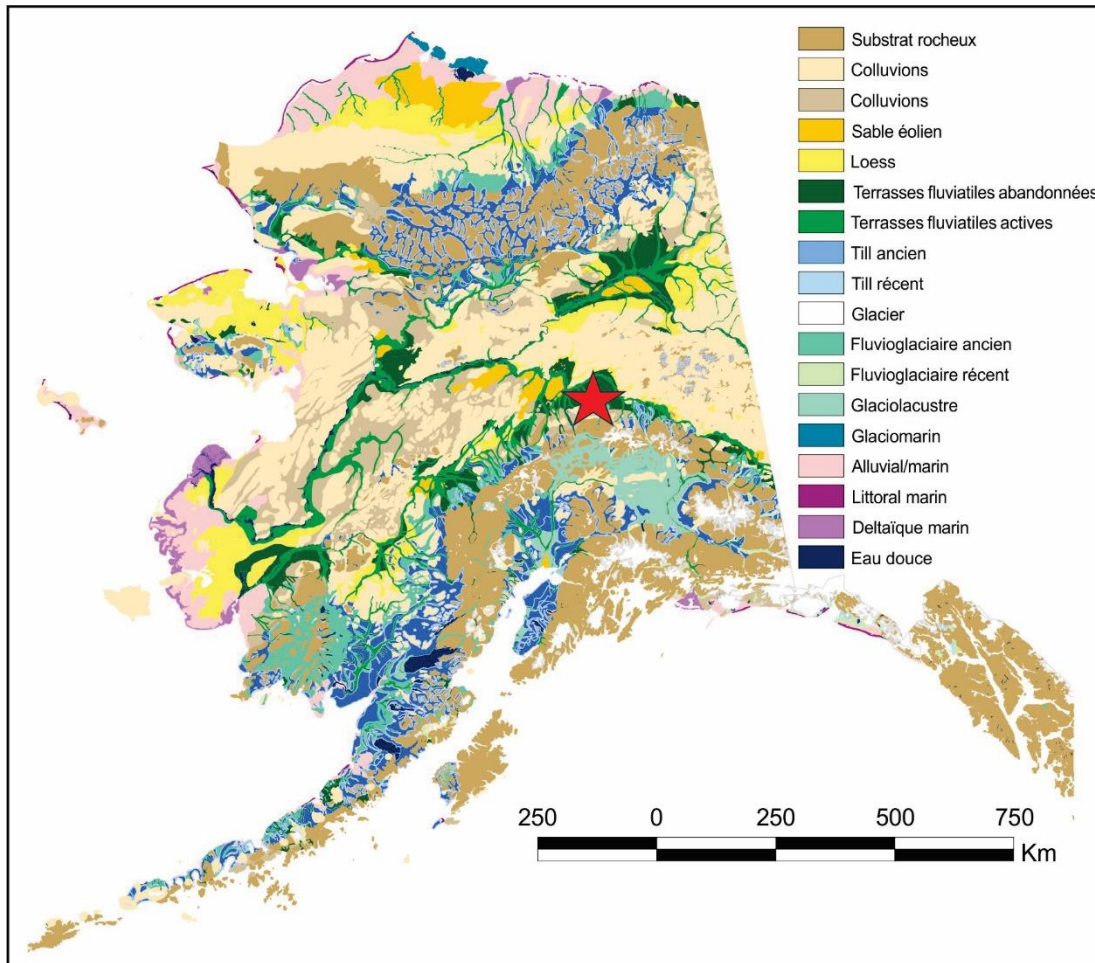


Figure 1.5 : Cartographie des dépôts de surface de l'Alaska (traduit de Jorgenson *et al.* 2008; Karlstrom *et al.* 1964). La région à l'étude est indiquée par l'étoile rouge.

La région centrale de l'Alaska est caractérisée par un environnement périglaciaire, impliquant des conditions froides et non-glaciaires, ainsi que la production et le déplacement d'une quantité importante de sédiments sur une base annuelle (Bateman 2008). Les environnements périglaciaires à proximité de régions glaciaires sont très

dynamiques et calquent les cycles de contractions et d'expansions glaciaires. Ce type d'environnement est aussi caractérisé par la présence de pergélisol sur 82 % du territoire de l'Alaska, de même que par les processus de solifluction (Péwé 1975).

Ainsi, l'activité tectonique du Cénozoïque, en plus des traces géomorphologiques reliées à la périodicité des cycles glaciaires et interglaciaires, dont l'incision des vallées par les cours d'eau et les transgressions marines, ont engendré la configuration topographique actuelle du territoire de l'Alaska.

1.2.3.1 Géologie régionale de la zone d'étude

La région centrale de l'Alaska, correspondant à notre région d'étude (figures 1.6 et 1.7), est caractérisée par son enclavement entre les chaînes de montagnes de l'Alaska au sud et Brooks au nord. Ces deux régions de haute altitude ont périodiquement été englacées dans le passé, par opposition à la région intérieure, qui n'aurait jamais été recouverte de glace (Péwé 1975; Briner & Kaufman 2008). La zone d'étude étant située dans le sud de la région intérieure de l'Alaska, la plus grande proximité avec la chaîne de montagne de l'Alaska parallèle l'influence dominante de cette dernière sur les plans géologique et climatique. Cette chaîne de montagne en arc d'environ 1 000 km de long, plus ou moins parallèle à la côte Pacifique de l'Alaska, s'étend vers l'ouest et le sud-ouest à partir de la frontière avec le Canada, jusqu'à la chaîne des Aléoutiennes. Cette chaîne de montagne très escarpée est actuellement fortement englacée, avec des masses glaciaires radiant dans les vallées (Ritter & Ten Brick 1986; Hoffecker & Elias 2007).

Le piedmont, constituant une zone subparallèle au nord de la chaîne de montagne de l'Alaska, est principalement composé de formations d'âge Tertiaire peu consolidées, s'étendant 30 km au-delà du front montagneux (Ritter & Ten Brick 1986; Hoffecker *et al.* 1988). Cette zone, située à une altitude d'environ 1 000 m, est traversée par des rivières s'écoulant vers le nord et est adjacente à la région de la plaine de Tanana.

collines. Les basses-terres du tronçon intermédiaire de la rivière Tanana s'étendent sur environ 21 000 km² et sont caractérisées par la présence de sédiments quaternaires d'une épaisseur entre 120 et 180 m (Péwé 1975). Ces sédiments sont majoritairement des accumulations de sédiments fluviaux et fluvio-glaciaires provenant de la chaîne de montagnes au sud. Des sédiments éoliens recouvrent ces dépôts de manière discontinue. Il y aurait eu une phase d'incision dans les dépôts durant l'Holocène et l'épisode interglaciaire de Sangamon, deux périodes subséquentes à des phases d'accrétion durant les périodes glaciaires. Ceci aurait entraîné la formation de terrasses proéminentes atteignant 30 m de hauteur le long de la rivière Tanana, en amont de la ville de Fairbanks (Péwé 1975). La vallée supérieure de la rivière Tanana est, pour sa part, caractérisée par la présence de sédiments proglaciaires, fluvio-glaciaires, fluviaux et alluviaux (cônes).

La rivière Nenana est une des rivières majeures qui s'écoule vers le nord dans la région centrale de l'Alaska, prenant sa source du glacier du même nom, sur le flanc sud de la chaîne de montagne de l'Alaska (Ritter & Ten Brick 1986). Près de sa source, le cours d'eau bifurque et traverse la chaîne de montagnes vers le nord par la gorge de Nenana. Plusieurs cours d'eau en sont tributaires, notamment Yanert Kork, Healy Creek, Dry Creek, Panguingue Creek, Lignite Creek et Walker Creek. Tout comme la rivière Tanana, la rivière Nenana a subi des phases d'aggrégation et d'incision en alternance, formant ainsi une série de terrasses datant de la période tertiaire jusqu'à la période holocène (Powers & Hoffecker 1989). Près de sa confluence avec le ruisseau Dry Creek, la rivière Nenana occupe présentement une plaine d'inondation relativement étroite (300 m), est faiblement anastomosée, et traverse une série de terrasses formées à partir de plaines d'épandage proglaciaire reliées aux épisodes glaciaires de Healy et de Riley Creek (voir tableau 1.1; Wahrhaftig 1953, 1958; Thorson & Hamilton 1977).

La vallée de la rivière Nenana est caractérisée par la présence de sédiments glaciaires, fluvioglaciaires, lacustres, alluviaux et éoliens (Thorson & Hamilton 1977; Powers & Hoffecker 1989). Ces sédiments reposent sur le gravier de Nenana, une unité pouvant atteindre 1 500 m d'épaisseur et qui a été mise en place durant le relèvement et l'érosion de la chaîne de montagne de l'Alaska au Pliocène (entre 5 et 3 Ma avant aujourd'hui; Ager *et al.* 1994; Elias *et al.* 1996; Kaufman & Manley 2004; Connor 2014).

1.2.3.2 Géologie glaciaire de l'Alaska

À une période ou une autre, les glaciers n'auraient recouvert qu'environ 50 % de l'Alaska, laissant ainsi les régions intérieures et nordiques libres de glace et concentrant les masses glaciaires dans les zones de haute altitude (Péwé 1975; Briner & Kaufman 2008). Les glaciers auraient recouvert environ 1 200 000 km² de l'Alaska, en incluant le plateau continental adjacent abaissé périodiquement en fonction de la fluctuation du niveau marin. En guise de comparaison, 727 800 km² aurait été englacés durant la période du Wisconsinien tardif, tandis que seulement 74 700 km² de l'Alaska sont actuellement sous des masses glaciaires, correspondant à un peu moins de 5 % du territoire total (Kaufman & Manley 2004). Les glaciers sont actuellement restreints dans le Golfe de l'Alaska et dans les régions montagneuses (Smith 1937; Kaufman & Manley 2004).

De manière générale, les masses glaciaires ont été plus étendues dans le sud de l'Alaska, de même que sur les flancs sud des chaînes de montagnes (figure 1.7). Les glaciers auraient donc été alimentés par les masses d'air humide provenant du sud (de l'océan Pacifique) se déplaçant vers le nord ou le nord-est. Les montagnes au sud auraient toutefois bloqué l'air humide provenant de l'océan, l'empêchant d'atteindre la région centrale de l'Alaska et du Yukon. Ces régions ont donc été caractérisées par des

conditions froides et sèches, moins propices à l'expansion glaciaire (Péwé 1975; Connor 2014).

Les glaciations en Alaska auraient commencé au plus tard au Miocène supérieur, et possiblement aussi hâtivement qu'au Miocène moyen (Denton & Armstrong 1969; Péwé 1975). Selon les indices géologiques dans la chaîne de montagnes de Saint-Élie ainsi que dans le Golfe de l'Alaska, les glaciations des régions montagneuses auraient commencé il y a entre 13 et 10 Ma (Péwé 1975). Bien que l'Alaska contiendrait un des plus longs registres glaciaires de la période du Cénozoïque tardif dans le monde, il y aurait toutefois peu d'information sur les événements glaciaires pré-Quaternaire. Or, quelques évidences suggéreraient l'existence d'une glaciation ancienne très étendue sur le flanc nord de la chaîne de montagne de l'Alaska vers 2,7 Ma avant aujourd'hui, correspondant à la glaciation Brown. Dans les hautes latitudes adjacentes au bassin arctique, des événements glaciaires auraient eu lieu vers 4-6 Ma avant aujourd'hui (Péwé 1975). Les archives géologiques témoignent également d'un refroidissement climatique important et d'une avancée glaciaire vers la fin du Pliocène, de même qu'au Pléistocène précoce. Les traces des anciennes glaciations seraient restreintes à des parcelles isolées de till continental, des tills marins, des alluvions, des blocs erratiques et, possiblement, des sédiments éoliens (Péwé 1975; Hoffecker *et al.* 1988; Powers & Hoffecker 1989; Connor 2014).

Pour ce qui est des glaciations de la période du Quaternaire, il a été proposé que la moraine de Healy, un élément topographique majeur de la région centrale de l'Alaska, ainsi qu'un complexe de terrasses développé sur des plaines d'épandage proglaciaires, soient associés à une période de refroidissement qui aurait eu lieu au Pléistocène moyen ou au début du Pléistocène supérieur (Hoffecker *et al.* 1988).

Le SIM 4 marque le début de la période wisconsinienne, et conséquemment d'un refroidissement climatique marqué et initiateur du dernier cycle glaciaire (Fulton 1984; Clague *et al.* 2004). Ce cycle glaciaire a été subdivisé en trois phases, soit une phase glaciaire initiale (SIM 4), une phase non-glaciaire moyenne (SIM 3), ainsi qu'une phase glaciaire tardive (SIM 2). Durant le SIM 4, le début du SIM 3 et le SIM 2, des glaciers indépendants se sont formés, émergeant des vallées des chaînes de montagnes de l'Alaska et Brooks (Briner & Kaufman 2008). Plusieurs avancées glaciaires distinctes ont été reconnues dans la plupart des vallées durant le Wisconsinien, tel de présenté dans le tableau 1.1.

Bien que le LGM, s'étendant entre 23 et 19 ka avant aujourd'hui (SIM 2), corresponde à une chronozone qui engloberait la période où, de manière globale ou planétaire, les masses glaciaires auraient été à leur extension et leur épaisseur maximales (Mix *et al.* 2001; Cronin 2010b), c'est durant le SIM 4 que l'avancée glaciaire maximale wisconsinienne aurait été atteinte en Alaska, les avancées subséquentes ayant été d'une ampleur moins importante (Péwé 1975; Briner & Kaufman 2008; figures 1.7 et 1.8). Briner & Kaufman (2008) suggèrent par ailleurs qu'il serait plus juste que l'acronyme LGM tienne pour *Last Global Maximum*, plutôt que *Last Glacial Maximum*, étant donné les variabilités locales des expansions glaciaires de cette période. Après la stabilisation des moraines de l'avancée glaciaire du SIM 4 entre 60 et 55 ka (Briner & Kaufman 2008), il y aurait eu ensuite une rétraction glaciaire durant la période plus chaude du SIM 3, où les glaciers auraient été présents sur le territoire sous une forme réduite (Meltzer 2009).

Tel que mentionné, le SIM 2 correspond à une période glaciaire globalement importante, où de grandes calottes glaciaires auraient recouvert le Canada et les États-Unis, de Seattle jusqu'au sud de New York (Connor 2014). En Alaska, cette période aurait été marqué par des avancées glaciaires notables, mais de moins grande envergure

qu'au SIM 4. Le SIM 2 aurait été marqué par des conditions climatiques plus froides et plus sèches, ainsi qu'une exposition accrue de la marge continentale, ce qui aurait engendré une augmentation de la continentalité et réduit davantage l'humidité requise pour la formation de glace (Muhs *et al.* 2003; Briner & Kaufman 2008). Plusieurs avancées locales ont été identifiées et sont compilées dans le tableau 1.1.

Bien que les avancées glaciaires du SIM 2 n'auraient pas été synchrones à travers l'Alaska, des datations ^{14}C et ^{10}Be suggèrent que les moraines terminales de cette période auraient été mises en place entre 21 et 20 ka avant aujourd'hui. Le retrait glaciaire aurait quant à lui été initié entre 27 et 25 ka avant aujourd'hui dans la région arctique de l'Alaska et entre 22 et 19 ka dans la région sud de l'Alaska (Briner & Kaufman 2008). Le processus de déglaciation dans la portion nord de la chaîne de montagnes de l'Alaska aurait été marqué par une réduction dans l'épaisseur et dans l'étendue des lobes glaciaires, tandis que dans la portion sud de la chaîne de montagne, les masses glaciaires auraient plutôt fondues sur place, laissant ainsi une géomorphologie de kames et de kettles, en plus de quelques eskers (Péwé 1975). La déglaciation n'aurait pas été un processus linéaire et aurait même été ponctuée par des réavancées durant le tardiglaciaire (tableau 1.1; Briner & Kaufman 2008).

Le SIM 1 correspond au stade interglaciaire holocène actuel, qui aurait débuté il y a 11,7 ka, et qui est marqué par un réchauffement climatique à l'échelle planétaire. Malgré ce retrait glaciaire global, Péwé (1975) aurait identifié deux, ou possiblement trois cycles glaciaires de moins grande envergure durant cette période, soit les cycles hâtifs (première moitié de l'Holocène) et tardifs (deuxième moitié de l'Holocène). Ce dernier pourrait même avoir été séparé par des intervalles de déglaciation significatifs, mais de durées inconnues.

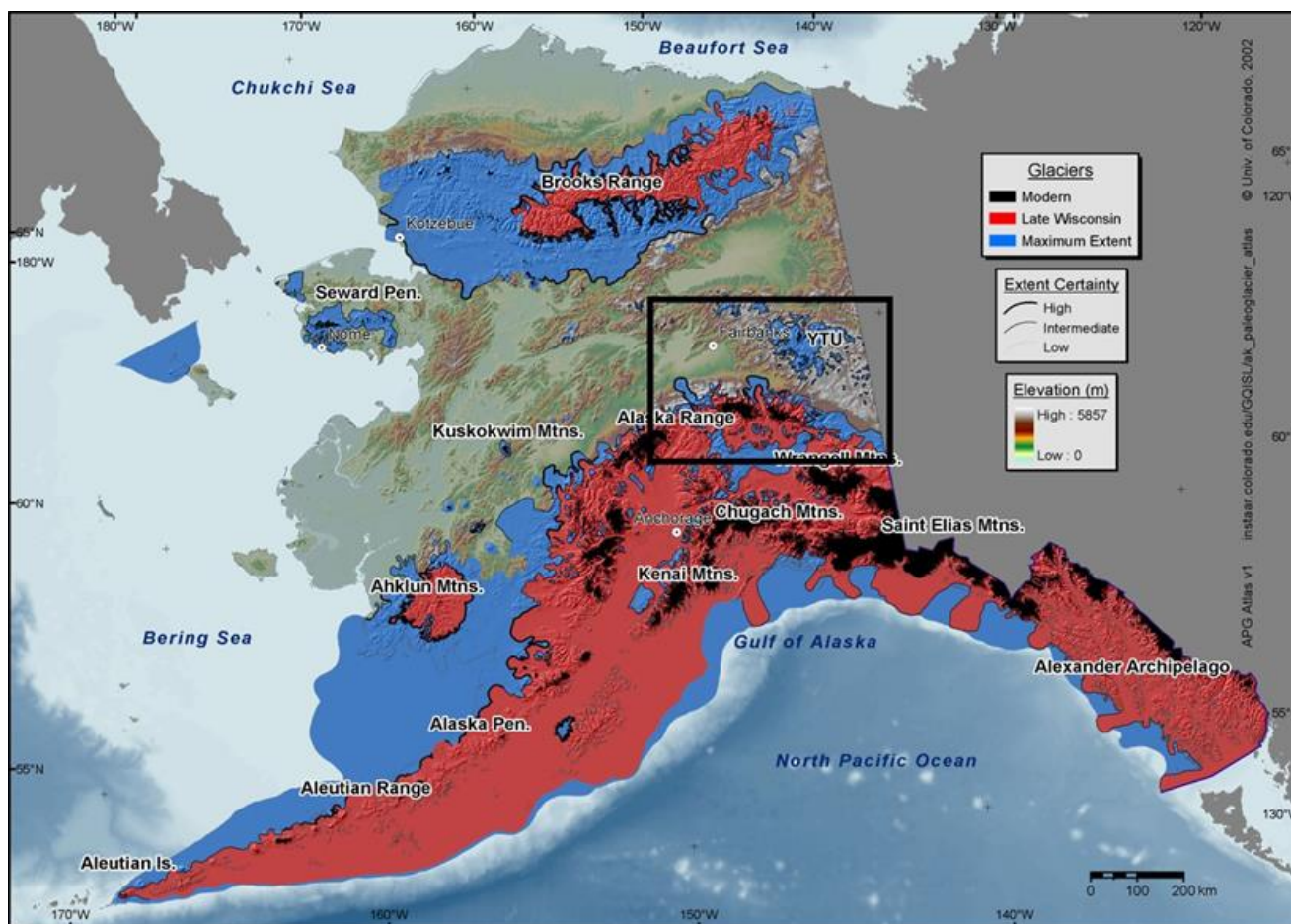


Figure 1.7 : Étendue des glaciations du Quaternaire en Alaska selon Kaufman & Manley (2004). La section encadrée est agrandie à la figure 1.8. La zone en noir représente l'étendue glaciaire actuelle, tandis que la zone en bleu représente l'avancée glaciaire maximale en Alaska durant le SIM 4/SIM 3 et la zone en rouge l'avancée glaciaire du SIM 2.

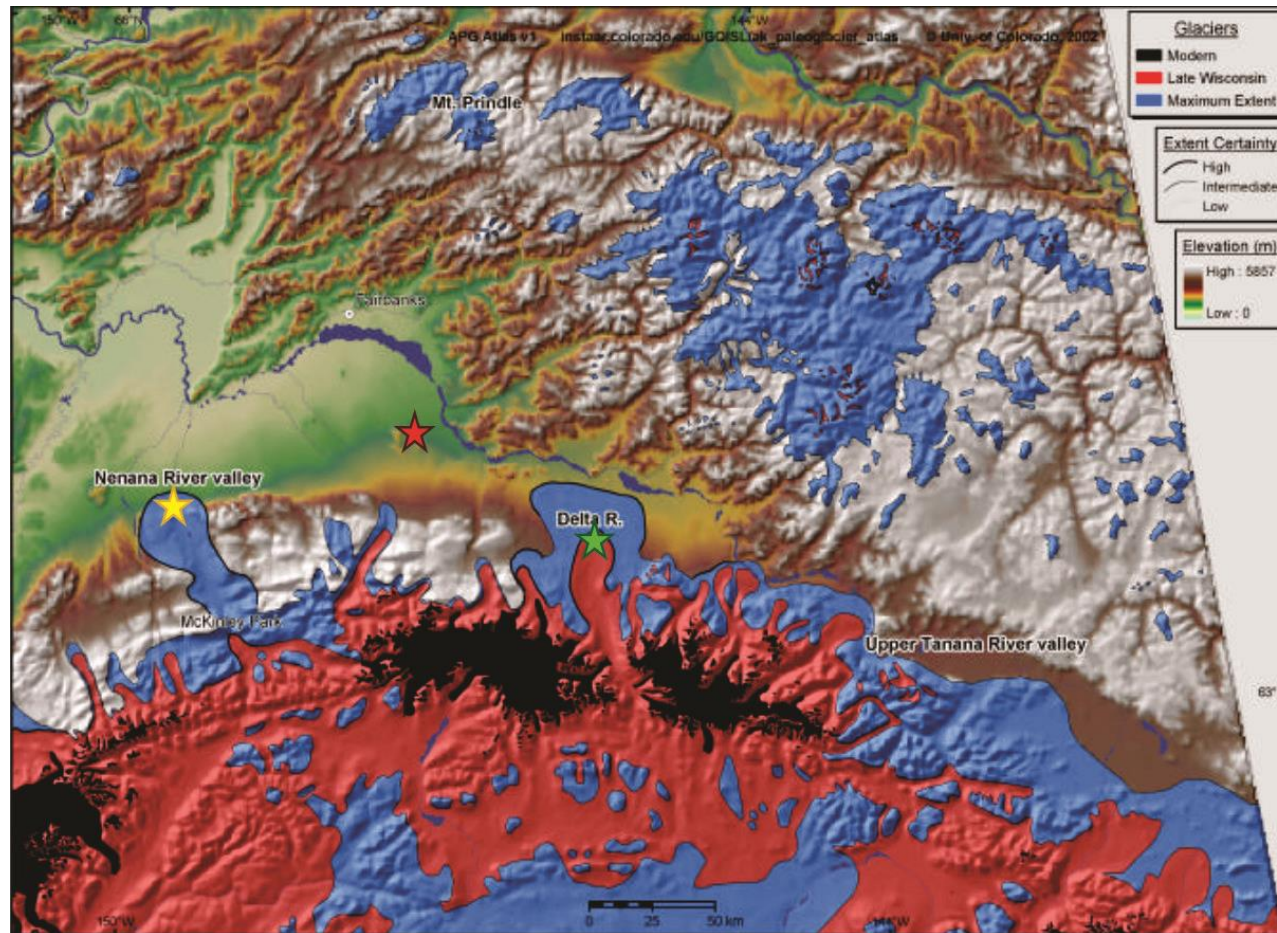


Figure 1.8 : Étendue des glaciations du Quaternaire de la région centrale de l'Alaska selon Kaufman & Manley (2004; modifié). La proximité des régions où sont localisés les sites à l'étude (Étoile jaune : Vallée de la rivière Nenana; Étoile rouge : Vallée de la rivière Tanana; Étoile verte : Vallée de la rivière Delta) avec les lobes glaciaires peut être considérée. La zone en noir représente l'étendue glaciaire actuelle, tandis que la zone en bleu représente l'avancée glaciaire maximale en Alaska durant le SIM 4/SIM³ et la zone en rouge l'avancée glaciaire du SIM 2.

Tableau 1.1 : Compilation des avancées glaciaires locales pour la région à l'étude et la région adjacente du Yukon (selon Wahrhaftig 1953, 1958; Thorson & Hamilton 1977; Ritter & Ten Brick 1986; Powers & Hoffecker 1989; Jackson *et al.* 1991; Ward *et al.* 2007; Briner & Kaufman 2008; Dortch *et al.* 2010; Matmon *et al.* 2010; Connor 2014; DiPietro *et al.* 2017)

Chronologie				Localisation		
Chronologie isotopique	Époque géologique	Période glaciaire globale	Intervalle glaciaire régional	Chaîne de montagne de l'Alaska		Yukon
				Vallée riv. Nenana	Vallée riv. Delta	
SIM 1	Pléistocène supérieur	-	Birch	Riley Creek IV (10.5-9.5 ka)	Donnelly	McConnell
SIM 2				Riley Creek III ou Carlo (14.2 – 14.0 ka)		
		Wisconsinien supérieur	Duvernay Yar	Riley Creek II (15.0 - 13.5 ka)		
				Riley Creek I (25-17 ka)		
SIM 4		Wisconsinien inférieur	Boutellier	Healy (55 or 70 ka)	Delta ? (40-70 ka)	Gladstone
SIM 6	Pléistocène moyen	Illinoien	Happy	Dry Creek/Lignite Creek (140 ka)	Delta ? (>140 ka)	Reid
?	Pléistocène inférieur	Pré-illinoien	-	Brown	?	Klaza
?	Pliocène		-	Teklanika	?	Nansen
?	Miocène		-	Nenana	?	?

Il y aurait tout d'abord eu une réavancée glaciaire correspondant à la période du Dryas récent, datée entre 12,9 et 11,6 ka avant aujourd'hui (Briner & Kaufman 2008; Cheng *et al.* 2020), suivie par les réavancées multiples du Néoglaciale, débutant vers 5 ka avant aujourd'hui et s'achevant avec le Petit âge glaciaire, il y a 300 ans avant aujourd'hui (Cronin 2010a; Connor 2014). Il y aurait eu par la suite une réduction dramatique du couvert glaciaire depuis 200 ans (Péwé 1975). De manière générale, les réavancées glaciaires holocènes auraient été moins extensives que celles du SIM 2 dans la plupart des régions, à l'exception de la région du Golfe de l'Alaska, où elles ont été plus étendues. Ceci pourrait être en lien avec un soulèvement majeur de cette zone sismiquement active entre le Pléistocène et l'Holocène (Péwé 1975).

1.2.4 Production et distribution des lœss en Alaska

Les lœss sont des accumulations sédimentaires de sables fins ou de silts, qui ont été transportées par le vent, formant des entités géomorphologiques recouvrant le paysage (Smalley *et al.* 2009). Ils sont omniprésents dans les environnements périglaciaires et paraglaciaires étant donné que leur formation est principalement, mais pas exclusivement, reliée à l'activité glaciaire (Tutkovskii 1899, 1910; Smalley 1966; Smalley & Vita-Finzi 1968; Pye 1987). Les sédiments érodés par les glaciers s'accumulent dans des épandages proglaciaires et sont ensuite transportés par les rivières qui drainent les eaux de fonte. Ces rivières, souvent anastomosées, transportant une grande quantité de sédiments, les abandonnent sur leur parcours lorsque la charge sédimentaire devient plus importante que l'énergie hydraulique. Les sédiments non-consolidés modérément triés par l'eau s'accumulent dans les épandages et les plaines d'inondation sans végétation de ces rivières. Ces sédiments s'assèchent et sont ensuite repris par le vent pour être déposés dans les secteurs environnants, jusqu'à une distance de quelques centaines de kilomètres (Pye 1987; Smalley *et al.* 2009; Muhs *et al.* 2013). En conséquence des processus exposés ci-haut, les interactions entre les glaciers, le climat, la végétation, ainsi que les processus de surface contrôlent, en plus des

propriétés physiques des grains, le taux de production des silts, la disponibilité de ces sédiments pour la prise en charge par le vent et donc le taux d'accumulation des lœss (Bettis *et al.* 2003). Il est à noter qu'outre la formation des lœss par l'érosion glaciaire, d'autres processus peuvent être à l'origine de la production de ce type de sédiment, mais dans une envergure moindre. Ces processus supplémentaires sont l'abrasion fluvatile, l'abrasion éolienne, la cryo-abrasion, l'altération chimique, l'altération biologique et l'altération par le sel (Pye 1987; Livingstone & Warren 1996; Aleinikoff *et al.* 1998; Muhs *et al.* 1999, 2003, 2014; Wright 2001a, b).

Quatre étapes sont impliquées dans la formation d'un dépôt de lœss, soit 1) la formation de particules de la taille des lœss (silts ou sables fins); 2) le transport du matériel silteux; 3) la sédimentation éolienne; et 4) la modification post-sédimentaire (Smalley & Smalley 1983; Pye 1987; Smalley *et al.* 2009, 2011; Smalley & Marković 2019). La complexité de la séquence peut varier, notamment par la multiplication des étapes 2) et 3), et par l'amplitude de l'étape 4). Smalley *et al.* (2009) a par ailleurs mis en évidence l'importance primordiale du transport fluvatile dans le processus de formation des lœss, conférant au sédiment source les propriétés nécessaires à la formation subséquente du dépôt de lœss. L'étape 4) pourrait être considérée comme étant le processus de lœssification. Ce dernier fait référence à un processus d'altération *in situ* résultant en une cimentation partielle des grains silteux, sans être toutefois un processus pédogénétique. Certains chercheurs soutiennent fermement l'idée que la lœssification serait primordiale dans la formation d'un lœss (Berg 1916; Pécsi 1990; Cilek 2001), tandis que d'autres mettent plutôt l'accent sur la sédimentation éolienne et considère la lœssification comme étant optionnelle dans la définition des lœss. Selon cette dernière vision du phénomène, une accumulation de sédiments éoliens pourrait être considérée comme étant un lœss immédiatement après sa formation (Pye 1987; Smalley *et al.* 2009, 2011; Sprafke & Obreht 2016; Smalley & Marković 2019). Cette

définition convient davantage aux lœss de l'Alaska qui ne présentent pas (ou très peu) de lœssification.

Bien que les lœss ne soient pas qu'un phénomène quaternaire (Sprafke & Obreht 2016), ils font partie des sédiments éoliens d'âge Quaternaire les plus largement distribués en Amérique du Nord, notamment en Alaska (figures 1.9 et 1.10), principalement dans les portions centrale et occidentale du territoire (Péwé 1975; Pye 1987). Ils forment une couche dont l'épaisseur varie entre quelques millimètres à plus de 60 m, recouvrant une grande partie des secteurs dont l'altitude est inférieure à 300-450 m. Bien que les accumulations de lœss pourraient dater jusqu'à 3 Ma (Westgate *et al.* 1990; Preece *et al.* 1999), la majorité des lœss préservés aurait été déposée durant les périodes illinoienne et wisconsinienne (SIM 6, 4 et 2). Or, des lœss sont encore déposés aujourd'hui selon un taux d'accumulation de 0,2 à 2 mm par année, particulièrement près des rivières anastomosées drainant des glaciers actifs (dont les rivières Tanana et Delta). Durant l'Holocène, les taux d'accumulation auraient été de 0,78 à 2,07 mm par année à l'est de la rivière Delta, de 0,15 à 0,27 mm par année au nord de la rivière Tanana et de 1,40 à 1,57 mm par année près de Fairbanks (Pye 1987). Les séquences éoliennes de l'Alaska incluent des accumulations importantes de lœss primaires ou de lœss secondaires (remobilisés), des zones plus réduites de dunes stabilisées, ainsi que de petites zones de dunes actives (Péwé 1975). La plupart des dunes se trouvent dans les vallées des rivières ou fleuves Tanana, Yukon, Kuskokwim, Koyukuk et Kobuk, qui sont d'importants cours d'eau drainant des zones englacées dans le passé, ainsi que dans la péninsule de Seward (Péwé 1975; Connor 2014). La couverture de lœss est plus épaisse près des cours d'eau drainant des zones englacées (Péwé 1975).

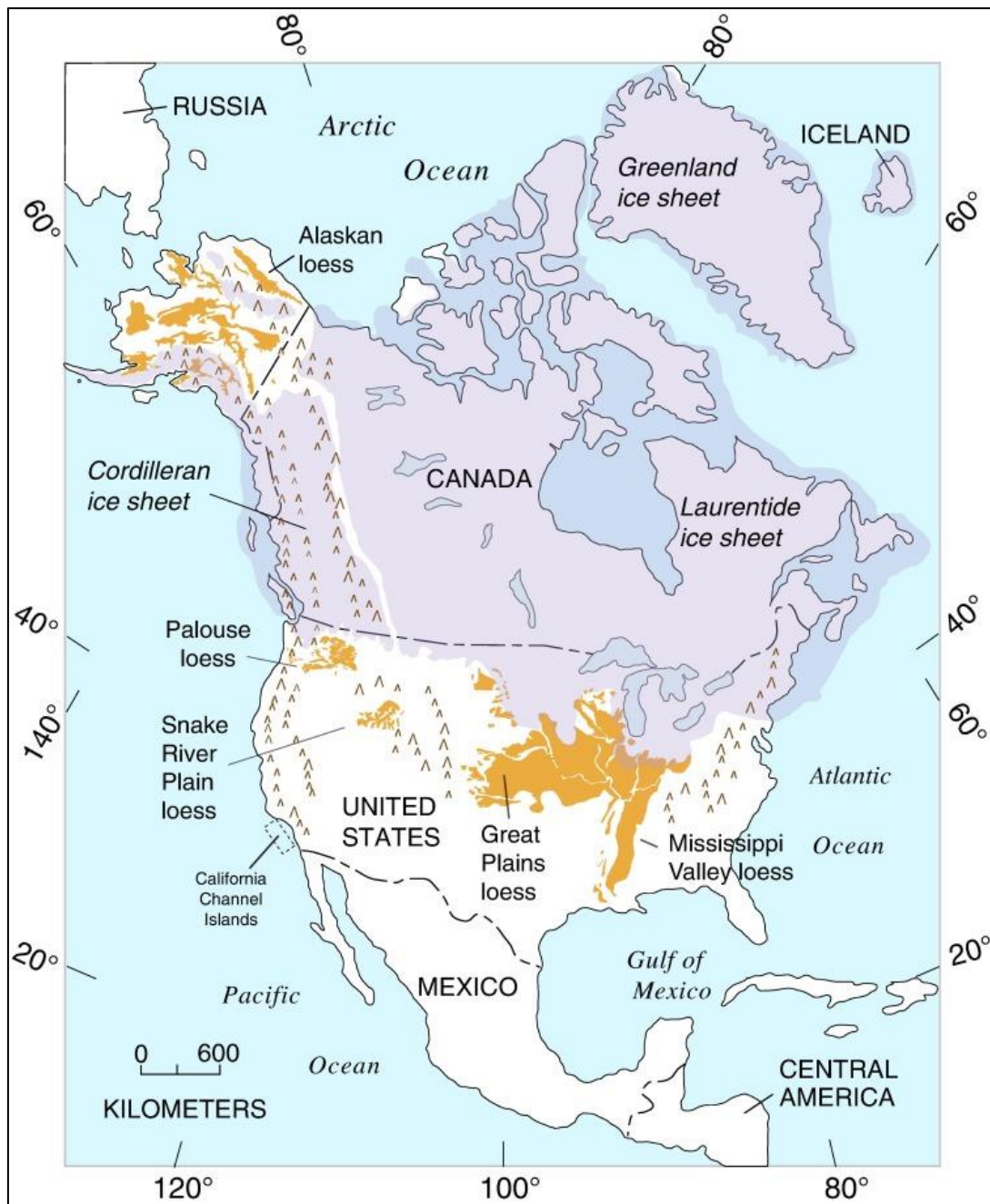


Figure 1.9 : Distribution des accumulations de loess (ocre) en Amérique du Nord en relation avec l'étendue des masses glaciaires au début du tardiglaciaire (tiré de Muhs *et al.* 2018).

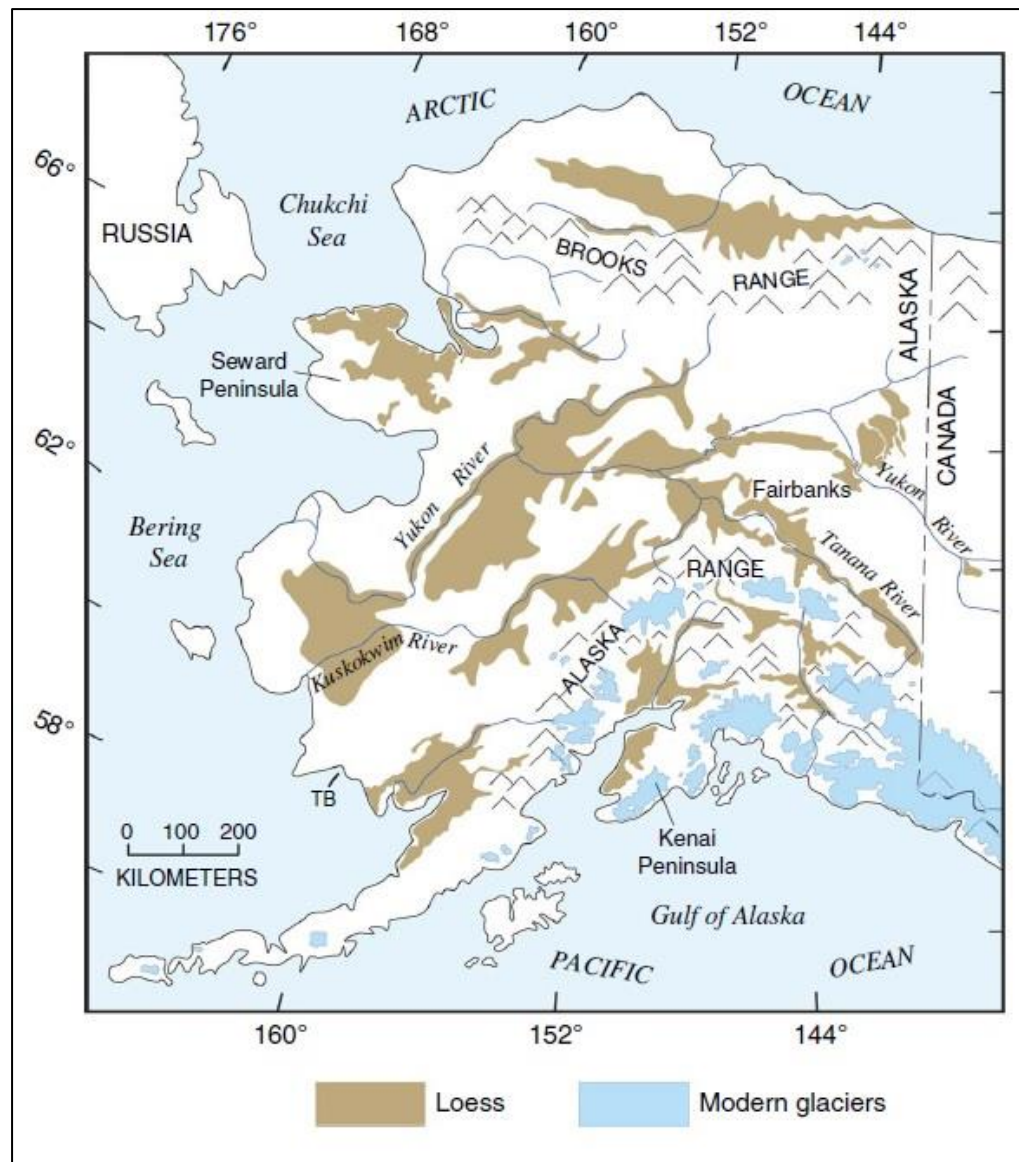


Figure 1.10 : Cartographie de la distribution des lœss (brun) en Alaska en relation avec l'étendue glaciaire actuelle (modifié de Muhs 2018).

Il a traditionnellement été établi que les périodes de grandes accumulations de lœss correspondent aux périodes pléniglaciaires (Péwé 1975; Yi *et al.* 2016). Or, en Alaska, ces périodes de forte accumulation de lœss correspondraient plutôt aux périodes de transition entre les périodes plus chaudes et plus froides (Follmer 1996; Muhs *et al.* 2003, 2013, 2018; Jensen *et al.* 2016). Dans les profils de lœss, certaines hausses des

taux de sédimentation ont été associées à des périodes de retour à des conditions glaciaires, notamment pendant le Dryas récent et la Néoglaciation (tableau 1.1; Bigelow *et al.* 1990; Hamilton & Goebel 1999; Bigelow & Powers 2001). Durant ces périodes, les secteurs-sources de lœss, soit les plaines d'épandages proglaciaires et les plaines d'inondation des rivières sans végétation auraient atteint une plus grande superficie, augmentant ainsi la disponibilité sédimentaire alimentant les lœss. L'accumulation plus importante des sédiments éoliens et l'augmentation de la taille granulométrique des particules auraient également été le reflet d'une amplification de la force des vents et ainsi de la capacité de prise en charge sédimentaire, d'une plus grande aridité de l'environnement, d'une réduction du couvert végétal dans la région source, ou bien d'un changement dans le processus d'érosion et de sédimentation de la plaine d'inondation (par exemple en raison d'un plus grand débit des eaux de fonte; Bigelow *et al.* 1990; Muhs *et al.* 2003; Graf & Bigelow 2011). Ces périodes d'accumulation de lœss auraient souvent été suivies par des périodes d'érosion où la plupart des lœss qui s'étaient accumulés dans les vallées, le flanc et le dessus des collines auraient été remobilisés. Durant le Wisconsinien, une grande partie des lœss déposés sur les hauts-plateaux aurait été retransportée vers le fond des vallées pour former des accumulations de ce qui est appelé localement des « boues » (*muck*) à haute teneur en carbonates (Formations de Ready Bullion et de Goldstream; voir figure 1.4; Péwé 1975; Pye 1987; Jensen *et al.* 2016). Les périodes plus chaudes, associées à une diminution du taux de sédimentation des lœss, peuvent parfois être associées au développement de paléosols. Ceci correspondrait à une période où le taux d'accumulation des particules est suffisamment faible pour permettre aux processus de la pédogénèse de prendre le dessus sur l'accrétion sédimentaire (Bigelow *et al.* 1990; Muhs *et al.* 2003).

Les lœss sont incontournables dans le cadre de cette étude étant donné qu'ils recouvrent et englobent les occupations archéologiques qui témoignent de la présence des premiers

groupes humains en Béringie. Ils contiennent aussi des archives paléoenvironnementales qui permettent d'établir un lien temporel robuste avec les oscillations climatiques qui ont défini la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène. L'utilisation des lœss en tant qu'indicateurs dans le cadre de ce projet sera détaillée dans le chapitre 5.

La région centrale de l'Alaska comprend quelques séquences significatives de lœss qui ont fait l'objet d'études approfondies dans le passé, dont celles de Gold Hill, d'Halfway House et de Birch Hill Road. La coupe stratigraphique de Gold Hill, d'environ 40 m d'épaisseur, est située à Fairbanks et préserverait un registre sédimentaire des 3 derniers millions d'années (Westgate *et al.* 1990; Berger 2003). La coupe stratigraphique de Halfway House, d'environ 11 m d'épaisseur, est située à environ 30 km au sud de la ville de Fairbanks, près de la rivière Tanana. Cette coupe, illustrée à la figure 1.11, préserverait une séquence sédimentaire distincte de celle de Gold Hill (Berger 2003). Dans la coupe d'Halfway House, la cendre d'Old Crow (OCt; *Old Crow Tephra* sur la figure 1.11) se trouverait entre 8 et 9 m en-dessous de la surface actuelle. Cette cendre volcanique correspond à l'éruption quaternaire la plus répandue en Béringie orientale et est datée entre 120 et 160 ka (Westgate 1989; Berger *et al.* 1994; Berger & Péwé 2001; Muhs *et al.* 2003; Auclair *et al.* 2007; Froese *et al.* 2009; Roberts 2012; Lamothe *et al.* 2020; mais voir aussi Burgess *et al.* 2019, 2021 et la publication d'âges étonnants de $202,9 \pm 9,5$ et 207 ± 13 ka, peu soutenus par la communauté scientifique; *e.g.* Lamothe *et al.* 2020). Des datations par luminescence ont été réalisées sur des sédiments provenant de la coupe d'Halfway House et sont présentées dans la figure 1.11. Un échantillon provenant de cette coupe (HH31) a été daté en utilisant le protocole LPH-IRSL développé dans le cadre de ce projet doctoral, afin de valider son application sur un échantillons plus anciens. Les résultats sont présentés dans l'appendice C de cette thèse.

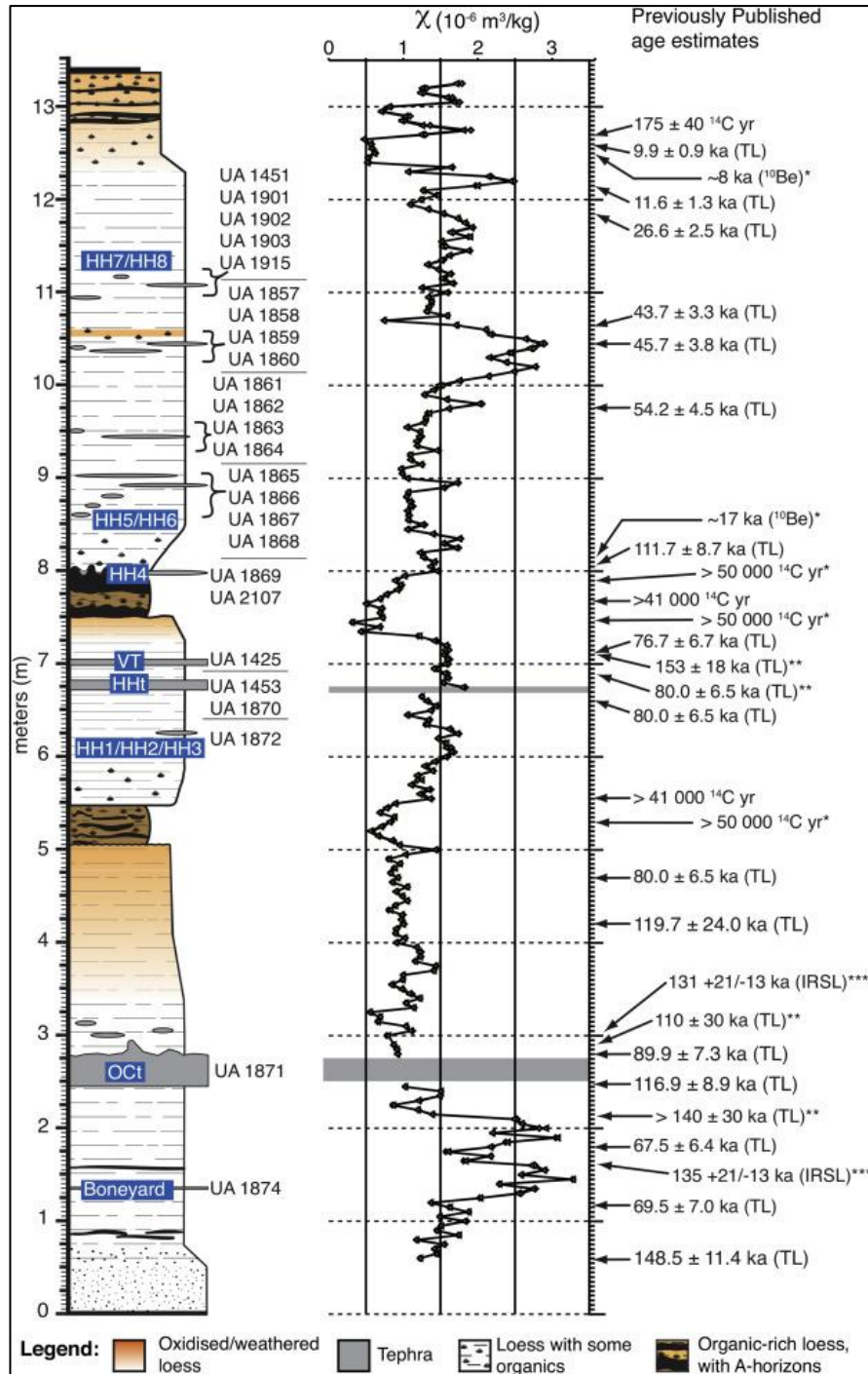


Figure 1.11 : Schéma stratigraphique de la coupe d'Halfway House avec des résultats de susceptibilité magnétique et de datation ¹⁴C, IRSL et TL (tiré de Jensen *et al.* 2016). La cendre d'Old Crow est indiquée par Oct. Âges sans astérisque: Oches *et al.* 1998; un astérisque: Muhs *et al.* 2008; deux astérisques: Berger 2003; trois astérisques: Auclair *et al.* 2007.

Il est à noter que le volcanisme actif de l'Alaska a engendré la mise en place d'une série de couches de cendres au fil du temps. Celles-ci sont souvent préservées dans les accumulations de lœss. La datation de ces éruptions, de manière directe ou indirecte, permet d'établir des marqueurs stratigraphiques importants, utilisés entre autres pour la corrélation entre les différentes coupes et dépôts sédimentaires sur le territoire, notamment dans les coupes stratigraphiques mentionnées ci-haut. Outre la cendre d'Old Crow (OCt), d'autres éruptions majeures sont représentées par les cendres de Variegated (VT; ~78 ka), Dominion Creek (~78 ka), Halfway House (HH; >76 ka), Dawson (~30 ka), ainsi que White River (~1,2 ka; Berger 2003; Muhs *et al.* 2003; Connor 2014; Jensen *et al.* 2016).

1.2.5 Fluctuations climatiques de l'Alaska

Les fluctuations climatiques (figure 1.12) sont inhérentes à la périodicité des cycles glaciaires, et sont par ailleurs d'un intérêt particulier dans la région à l'étude étant donné leurs impacts importants sur les environnements périglaciaires. Elles ont notamment été responsables de l'intégrité de la Béringie en ayant entraîné à répétition l'exondation et l'inondation de l'isthme béringien au cours du temps. Les fluctuations climatiques ont également entraîné l'avancée et le recul des glaciers régionaux à de nombreuses reprises, modifiant ainsi les conditions écologiques, hydrologiques et géologiques dans les régions adjacentes non-englacées. La région centrale de l'Alaska, en zone périglaciaire, a été affectée par ces changements climatiques en raison de sa proximité avec les glaciers de vallées associés à la chaîne de montagnes de l'Alaska (voir figures 1.7 et 1.8).

Il a été suggéré que les conditions environnementales du SIM 3 auraient soutenu, et auraient même été bénéfiques à la croissance des populations des grands herbivores à travers l'Eurasie arctique, et de ce fait, à travers la Béringie (Pitulko *et al.* 2016). La présence et la relative abondance de cette faune aurait aussi possiblement supporté une

occupation humaine pré-LGM dans les régions arctiques. Cet intervalle a donc été proposé par plusieurs chercheurs en tant que période candidate pour l'arrivée des premiers groupes humains en Bérिंगie (Clague *et al.* 2004; Chlachula 2017). Or, cette hypothèse n'est pas supportée par les données archéologiques, comme il le sera exposé dans la section 1.3.1. Cette période, décrite comme étant chaude et humide, aurait toutefois été caractérisée par plusieurs changements climatiques rapides et extrêmes, ce qui fait que la paléogéographie du SIM 3 serait une des périodes les plus difficiles à caractériser (Muhs *et al.* 2003; Brigham-Grette *et al.* 2004; Clague *et al.* 2004).

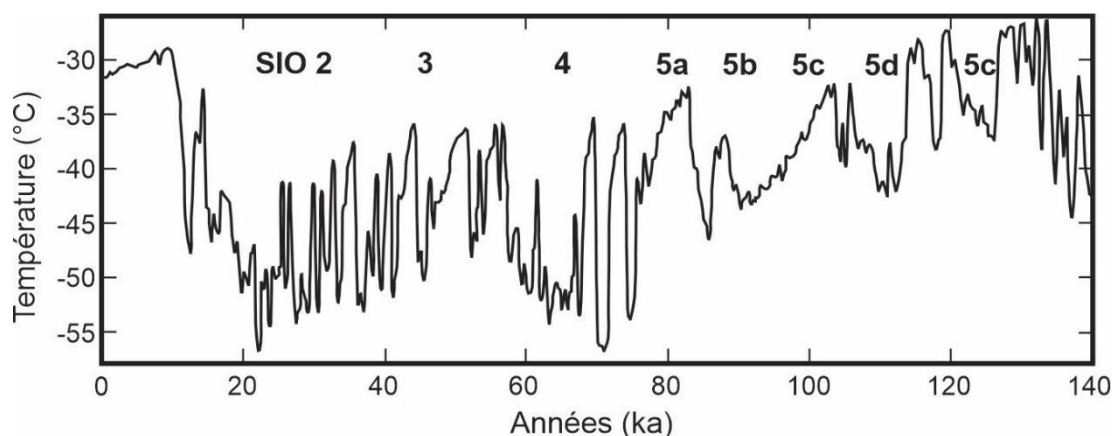


Figure 1.12 : Oscillations de la température dans le temps déterminées par les variations de $\delta^{18}\text{O}$ (SIO : Stade isotopique de l'oxygène, équivalent aux SIM; Summit, Groenland; modifié de Johnsen *et al.* 2001).

Tel que mentionné précédemment, le SIM 2 correspond à la dernière période glaciaire et a été caractérisée par des glaciations globalement étendues. Il y aurait eu en Bérिंगie, durant cette période, une dégradation importante des conditions climatiques. Les conditions auraient été significativement plus froides et plus arides que durant les deux périodes limitrophes (SIM 3 et SIM 1), avec des étés relativement chauds et courts et des hivers longs et arides (Elias *et al.* 1996). Dans les latitudes nordiques, le SIM 2 aurait été caractérisé par l'existence de tempêtes de sable jusqu'à 20 fois plus importante, en comparaison avec la période actuelle. Ceci aurait été attribuable à de forts vents, à une réduction du couvert végétal et une réduction de l'humidité du sol, et

conséquemment à la présence d'une grande quantité de poussière dans l'atmosphère (Mahowald *et al.* 1999; Dennell 2017). De manière plus régionale, en Alaska, cette période aurait été marquée par des conditions climatiques plus froides et plus sèches, une augmentation de la continentalité, une augmentation de la force des vents, ainsi que par une végétation dominée par une toundra herbacée éparse (Muhs *et al.* 2003).

Inclue dans le SIM 2, la période du tardiglaciaire correspond à l'intervalle final du cycle glaciaire marqué par le retrait des masses de glace et l'amélioration globale des conditions climatiques. Le tardiglaciaire aurait été une période de changements climatiques rapides à travers la Béringie. Dans la région centrale de l'Alaska, cette période a par ailleurs été marquée par plusieurs oscillations climatiques qui ont eu une incidence notable sur le peuplement initial de la région, tel qu'il sera développé dans la section 1.3. Or, la variabilité climatique importante durant le tardiglaciaire, combinée aux variations locales et à l'incertitude des datations, entraîne un chevauchement de certaines des périodes climatiques décrites dans la littérature, et engendre ainsi une légère confusion pour les reconstructions paléoclimatiques.

Le réchauffement climatique marquant la fin du dernier épisode glaciaire aurait été initialement interrompu par un premier épisode de refroidissement nommé le Dryas le plus ancien (*Oldest Dryas*) entre 17 et ~14 ka avant aujourd'hui (Wygal 2011). Ce dernier aurait intégré, ou aurait été suivi de près, par un second bref épisode de refroidissement, correspondant au Dryas ancien (*Older Dryas*) entre 14,2 et 13,9 ka avant aujourd'hui (Cronin 2010b; Wygal 2011).

Ces deux épisodes froids auraient été suivis par une période de réchauffement climatique, le Bølling-Allerød, daté entre 14,7 et 12,9 ka avant aujourd'hui (Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b). Cette période aurait elle-même comporté un intervalle froid

très bref, entre 13,3 et 13,2 ka avant aujourd'hui, nommé Gerzensee/Killarney (Hughen *et al.* 2000; Rayburn *et al.* 2005; Bondevick *et al.* 2006; Cronin 2010b).

La période chaude du Bølling-Allerød a été suivie par le Dryas récent, une chronozone datée entre 12,9 et ~11,6 ka avant aujourd'hui (Cheng *et al.* 2020). Durant cette période, les températures auraient presque atteint celles ayant caractérisé la période du LGM et il y aurait eu une diminution marquée des précipitations à une échelle globale (Hoffecker & Elias 2007; Amick 2017). Ce refroidissement climatique dramatique aurait, de manière temporaire, renversé le réchauffement du tardiglaciaire (Hua *et al.* 2009). Les effets environnementaux régionaux associés au Dryas récent semblent par contre avoir été variables sur le territoire de l'Amérique du Nord. Les traces de ce refroidissement seraient même plutôt ténues et sporadiques à travers la Béringie (Anderson *et al.* 1994; Bigelow & Powers 2001; Hoffecker & Elias 2007; Graf & Bigelow 2011; DiPietro *et al.* 2017; Amick 2017).

Il semble que les effets du Dryas récent auraient été atténués dans la région centrale de l'Alaska. Selon des études palynologiques et des reconstructions paléoclimatiques, il semblerait que dans cette région, les températures moyennes (en juillet) se seraient abaissées de 1°C seulement, soit environ 2°C plus froid qu'aujourd'hui (Viau *et al.* 2008). Quelques indices témoignent toutefois d'un certain impact du Dryas récent dans la région centrale de l'Alaska, dont notamment des réavancées glaciaires locales, une augmentation de l'aridité, ainsi qu'une diminution dans le niveau des lacs (Hu *et al.* 1993; Abbott *et al.* 2000; Bigelow & Edwards 2001; Hoffecker & Elias 2007). Cet impact moindre du Dryas récent dans la région centrale de l'Alaska pourrait être en lien avec la grande distance avec l'océan Atlantique dans lequel, selon certaines hypothèses, il y aurait eu une décharge catastrophique d'eau douce qui aurait modifié les patrons de circulation thermohaline, de même qu'à l'effet contrebalançant de

l'augmentation de l'insolation estivale (Broecker *et al.* 1989; McManus *et al.* 2004; Graf & Bigelow 2011).

Par ailleurs, il est à noter que les reconstructions climatiques du Dryas récent sont difficiles en raison de la problématique liée à la méthode de datation par ^{14}C durant cette période marquée par la présence d'un plateau de production de carbone dans l'atmosphère (Bondevick *et al.* 2006; Hoffecker & Elias 2007; Hua *et al.* 2009). Il est possible que cette problématique contribue à la difficulté de l'identification des effets du Dryas récent dans la région de l'Alaska.

Tout comme le tardiglaciaire, la période actuelle, le SIM 1, est globalement définie par une amélioration graduelle des conditions environnementales (figure 1.12). Dans la région centrale de l'Alaska, cet intervalle a toutefois été marqué par plusieurs fluctuations climatiques (Kaufman *et al.* 2016), dont l'oscillation préboréale entre 11,5 et 11,3 ka avant aujourd'hui et la période boréale entre 11,3 et 8,5 ka avant aujourd'hui (Cronin 2010a). Le Mésoglaciaire aurait entraîné une augmentation de l'aridité (Mason *et al.* 2001), alors que la période hypsithermale, aussi appelée le maximum climatique holocène, entre 8 et 5 ka avant aujourd'hui, aurait été marquée par une augmentation significative des températures moyennes (Cronin 2010a; Connor 2014). La Néoglaciation culminant avec le Petit âge glaciaire, entre 5 ka et 300 ans avant aujourd'hui, aurait constitué la dernière période de refroidissement climatique (Connor 2014) et aurait été suivie par la période chaude médiévale (Cronin 2010a).

1.2.6 Fluctuation du niveau marin relatif

L'impact des fluctuations climatiques au cours du temps a eu une incidence capitale sur l'environnement de la Béringie, principalement par leurs conséquences sur le niveau marin relatif moyen (figure 1.13). L'émergence d'un passage terrestre ou de sa destruction a été dépendante du niveau de la mer. À partir du niveau marin actuel, un

abaissement de 46 m aurait permis une connexion étroite entre Tchoukotka, en Sibérie, et l'Alaska par l'île de Saint-Laurent. Avec un abaissement de 50 m du niveau de l'eau, une seconde connexion étroite aurait été établie au nord du détroit de Béring. Avec un abaissement du niveau de l'eau de 100 m, la plateforme continentale Béring-Tchouktches aurait été exposée (Hopkins 1967b; West 1981). Cette zone correspond à l'émergence d'une étendue de terre de plus de 2 000 km du nord au sud, et de presque autant d'est en ouest. L'abaissement du niveau marin et l'exposition inhérente des rivages ont engendré une réduction de l'influence maritime en Alaska, provoquant ainsi une augmentation de la continentalité sur le territoire (Kaufman & Manley 2004).

Il a été proposé que le niveau marin se serait abaissé d'au moins 120 m par rapport au niveau actuel durant la glaciation wisconsinienne (Cronin 2010b) et de 135 m (peut-être même jusqu'à 160 m) durant la glaciation illinoienne (Lambeck *et al.* 2002, Hopkins 1967b). Il semble toutefois que l'abaissement du niveau marin de la glaciation globale pénultième aurait plutôt été semblable à la dernière, selon Spratt & Lisiecki (2016; figure 1.13).

La hausse du niveau de la mer aurait été initiée vers 19 ka (Brigham-Grette *et al.* 2004), et malgré le retour de conditions froides et arides durant la période du Dryas récent, l'isthme béringien aurait été inondé de manière définitive vers 12 ka (Hoffecker & Elias 2007). L'inondation de la portion centrale de la Béringie aurait ainsi engendré la perte d'environ 1 000 000 km² dans la région la plus riche des trois secteurs (West 1981). Il y aurait eu une stabilisation du niveau marin vers 6 ka avant aujourd'hui, et depuis l'année 1 900 de notre ère, il y aurait eu une augmentation du niveau marin entre 13 et 30 cm (Connor 2014).

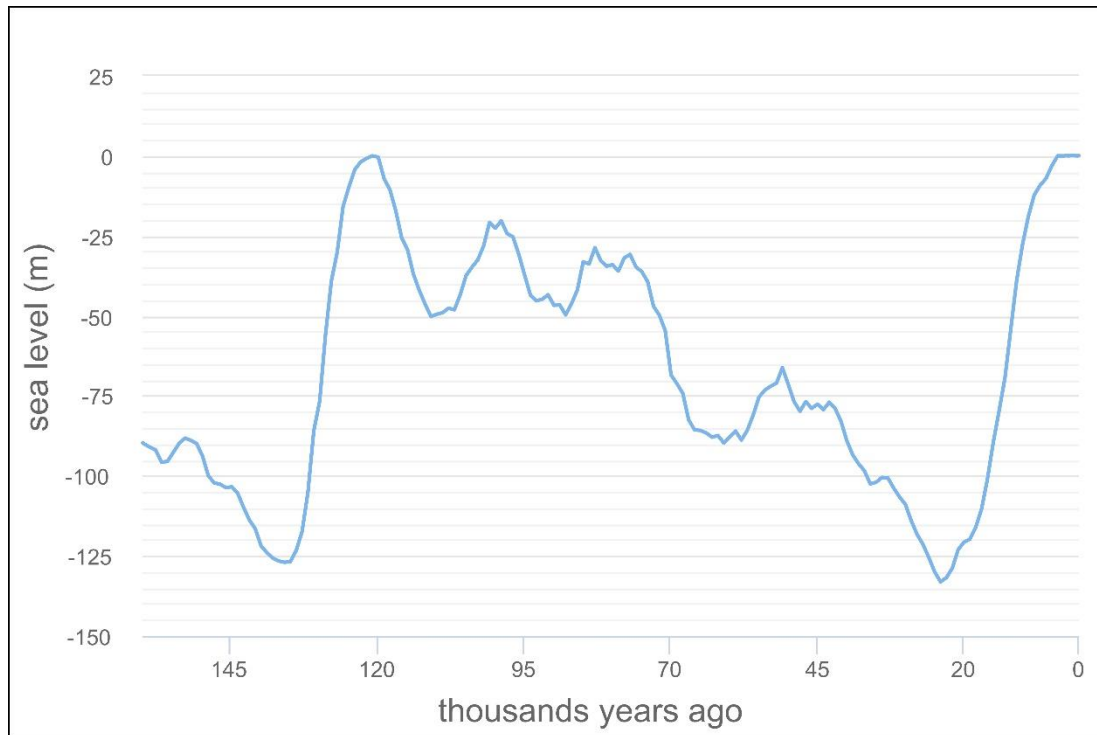


Figure 1.13 : Variation du niveau marin global au cours du temps, depuis 160 ka avant aujourd'hui (modifié de Spratt & Lisiecki 2016).

1.2.7 Écologie

Pendant les épisodes glaciaires, en fonction de l'abaissement du niveau marin, la Béringie a constitué une véritable biorégion, formant un passage entre deux continents. La Béringie aurait également constitué un territoire-refuge, et de ce fait, un centre de dispersion pour plusieurs espèces après les épisodes glaciaires (Hultén 1937; West 1981). La province de la Béringie a ainsi été d'une grande importance pour le façonnement de l'histoire floristique et faunistique des deux continents, notamment à la fin du dernier épisode glaciaire. L'homogénéité écologique, climatique, faunique et géographique de la Béringie aurait favorisé les migrations animales (et humaines) entre l'Asie et l'Amérique (Hopkins 1979).

Bien qu'il y ait eu une cohérence environnementale des trois régions physiographiques de la Béringie durant le dernier cycle glaciaire, les développements de la Béringie occidentale et de la Béringie orientale ont été significativement divergents durant la période Holocène, suite à l'inondation de la portion centrale (West 1981). Les grandes différences physiographiques entre les régions auraient également pu modifier leurs réponses environnementales aux variations climatiques à différentes échelles (Brigham-Grette *et al.* 2004).

1.2.7.1 Végétation

Durant le LGM, les portions occidentale et orientale de la Béringie auraient été intrinsèquement liées en termes de végétation et de communautés fauniques (Goebel & Soblodin 1999; Goebel & Buvit 2011). À la fin du dernier épisode glaciaire, les régions ouvertes de la Béringie se seraient transformées graduellement pour tendre vers ce qui est caractéristique de l'environnement d'aujourd'hui.

Un des débats importants qui a divisé la communauté scientifique des dernières décennies concerne la productivité écologique de la Béringie durant le LGM. Cette région semble avoir soutenu une végétation peu productive et imprévisible, mais de manière contradictoire, elle semble avoir soutenu une quantité et une diversité importante de grands ruminants, constituant ainsi le paradoxe de productivité (Dixon 1992; Fagan 2004). Certains chercheurs sont donc d'avis que les ressources étaient très rares et non-prédictives (Colinvaux 1964, 1986; Colinvaux & West 1984), tandis que d'autres appuient l'idée d'un écosystème très viable et assez riche (Guthrie 1968, 1982; Young 1971). Le registre archéologique disponible semble de plus en plus appuyer la deuxième hypothèse (Zazula *et al.* 2003).

Les conditions de la fin du dernier épisode glaciaire auraient été caractérisées par une toundra herbacée avec herbes et carex comme espèces dominantes, avec une proportion

notable d'armoise (West 1981; Edwards & Barker 1994; Graf & Bigelow 2011). Cet environnement de toundra steppique reste sans correspondance dans le monde actuel, ce qui est problématique pour les compréhensions paléoenvironnementales. Par ailleurs, ce type de végétation qui a prévalu durant le LGM jusqu'à l'intervalle du Bølling-Allerød, où les arbres et les arbustes étaient rares, aurait pu être une contrainte à l'établissement de groupes humains en Béringie à cause du manque de combustible (Bigelow 1997; Mason *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007). Avec l'amélioration des conditions climatiques, il y aurait eu un changement important dans la distribution de la flore, notamment avec une progression vers une toundra arbustive dominée par le bouleau nain (West 1981; Powers & Hoffecker 1989; Hoffecker & Elias 2007; Graf & Bigelow 2011; Meiri *et al.* 2014). Ce changement serait le reflet d'une transition vers un climat plus chaud et plus humide, et ceci aurait été corrélé à une hausse significative du niveau d'eau des lacs.

L'établissement de la toundra arbustive vers 14 ka avant aujourd'hui est donc un facteur important pour archéologie béringienne étant donné qu'il serait contemporain à l'apparition des premières évidences humaines, notamment en Alaska et au Yukon (Hoffecker & Elias 2007; Graf & Bigelow 2011; Graf *et al.* 2015). Les occupations initiales présentes à plusieurs sites archéologiques en témoignent, notamment à Broken Mammoth, Swan Point, Mead, Upward Sun River, Dry Creek, Walker Road, Moose Creek, Owl Ridge (Dilley 1998; Graf & Bigelow 2011), McDonald Creek (Goebel *et al.* 2016), en Alaska, et Little John (Easton *et al.* 2011) et Britannia Yukon Hill (Thomas *et al.* 2017; Desjardins-Martin 2018), au Yukon (voir figure 1.16 pour la localisation des sites).

Les conditions environnementales auraient été modifiées au Dryas récent, où un refroidissement et une diminution du taux d'humidité moyen ont été enregistrés. Une brève augmentation dans les taxons d'espèces herbacées pourrait avoir caractérisé cette

période (Hoffecker & Elias 2007). Or, à d'autres sites, il semble y avoir une persistance du climat plus chaud (Graf & Bigelow 2011). Tel que mentionné précédemment, il y a un registre contradictoire pour la période du Dryas récent, au cours duquel il semble que les effets du refroidissement soient beaucoup moins évidents dans la portion centrale de l'Alaska que les régions côtières.

La période subséquente au Dryas récent aurait été marquée par la dispersion de la forêt d'épinette (forêt boréale) à travers la région centrale de l'Alaska vers 9 ka (Tinner *et al.* 2006) ou vers 10-11 ka avant aujourd'hui (Elias *et al.* 1996; Graf & Bigelow 2011). La taïga ouverte et la toundra mésique arbustive sont les types de végétation qui dominent actuellement dans la région de la chaîne de montagne de l'Alaska, avec une présence d'épinettes blancs et noirs, de bouleaux, de peupliers et d'aulnes, de même que plusieurs espèces d'arbustes, d'herbes et de mousses (Elias *et al.* 1996). La limite altitudinale des épinettes est actuellement d'environ 950 m.

1.2.7.2 Faune

La fin du Pléistocène est marquée par la présence de la mégafaune en Alaska. Cette période aurait été florissante pour la faune périglaciaire qui se serait développée dans des conditions continentales arides, dans les vastes plaines nord-asiatiques caractérisées par une végétation de toundra steppique et par l'absence d'arbres. L'adaptation fructueuse de ce biome à la toundra steppique périglaciaire aurait conduit à une dispersion des espèces, principalement d'ouest en est, et aurait abouti à l'apparition (et la dispersion subséquente) de la mégafaune dans toute la Bérिंगie (Guthrie 1968; West 1981; Guthrie 1990). Le nombre et la variété très élevée des grands herbivores suggèrent un environnement particulièrement favorable pour ce type de faune dans la Bérिंगie (West 1981, Zazula *et al.* 2003).

Il est proposé que la disparition de la Béringie centrale aurait pu être un facteur majeur dans l'extinction de la mégafaune mammifère dans la région. La perte d'habitats induite par le climat aurait engendré non seulement des changements dans la végétation, mais aussi la destruction complète d'une région par l'inondation de la portion centrale de la Béringie, correspondant au secteur le plus riche de la province biotique (West 1981). Quand ces animaux seraient apparus en Béringie orientale en grand nombre et en grande diversité, ceci aurait été en réponse à des conditions de stress en Béringie centrale, simultanément à une amélioration des conditions environnementales dans la Béringie orientale avec le retrait glaciaire. Une situation de surpopulation locale à court terme et conséquemment une diminution des populations après 14 ka aurait ainsi été engendrée. Par ailleurs, l'amélioration des conditions environnementales n'aurait pas été bénéfique pour la mégafaune herbivore, davantage adaptée à une végétation steppique froide (Hoffecker & Elias 2007).

Finalement, la période du Dryas Récent semble avoir été marquée par les évidences d'un mouvement vers le nord des bisons après l'ouverture et l'établissement d'un biome viable dans le corridor intérieur (Shapiro *et al.* 2004; Hoffecker 2011). Une expansion des habitats favorables aux bisons aurait été engendrée par le retour aux conditions climatiques plus froides pendant Dryas Récent et le retour de la végétation de toundra steppique (Rasic & Matheus 2007; Hoffecker & Elias 2007; Hoffecker 2011; Yesner *et al.* 2011). Après environ 10,2 ka avant aujourd'hui, cette fenêtre d'opportunité pour ce type de faune aurait commencé à se refermer avec l'expansion de la forêt d'épinette (Yesner *et al.* 2011). La période de l'Holocène aurait été marquée par une diminution de la diversité faunique (West 1981).

1.3 Mouvements migratoires vers l'Amérique

De manière générale, deux types de corpus de données sont utilisés pour la compréhension du peuplement de l'Amérique, soit les données génétiques et les données archéologiques. Ces deux corpus sont complémentaires. Or, ils sont difficilement réconciliables sur quelques points, notamment sur l'occupation de la Béringie durant la période du LGM.

Les données obtenues par l'étude de restes humains, datés à ~11,5 ka avant aujourd'hui, retrouvés récemment au site Upward Sun River (voir figures 1.14 et 1.16 pour la localisation du site; Potter *et al.* 2011, 2014; Moreno-Mayar *et al.* 2018) combinées au corpus existant, indiquent que suite à la séparation génétique des groupes sibériens et des premiers américains entre 25 et 20 ka avant aujourd'hui, il y aurait une seconde divergence, celle-ci entre les ancêtres des premiers autochtones américains et un groupe nommé les Béringiens anciens 21 ka avant aujourd'hui. Ces derniers seraient restés isolés dans la région centrale de l'Alaska jusqu'à la fin du Pléistocène avant d'être remplacés ou absorbés dans un autre groupe. Il y aurait eu ensuite une autre divergence du groupe des premiers autochtones américains en deux branches, soit les branches nord et sud. Cette divergence aurait eu lieu entre 17,5 et 14,6 ka au sud de la Béringie orientale et des masses glaciaires. Il y aurait eu un déplacement ultérieur de la branche nord au nord des calottes glaciaires après 11,5 ka, ainsi qu'une dispersion rapide de la branche sud des premiers autochtones dans le reste de l'Amérique (Schurr 2004, 2015; Goebel *et al.* 2008b; Reich *et al.* 2012; Rasmussen *et al.* 2014; Heitzman *et al.* 2016; Pedersen *et al.* 2016; Llamas *et al.* 2017; Posth *et al.* 2018). Cette version de la structure démographique pourrait évidemment être complexifiée par des branches de populations éteintes et inconnues.

Deux épisodes de migrations subséquents ont également été identifiés et auraient eu lieu durant la première moitié de la période Holocène, soit celle des Athapascans-Na-Dene et celle des Eskimo-Aleuts. Un épisode de migration plus récent correspondrait à l'arrivée des Inuits durant le dernier millénaire. Il y aurait un retour plus tardif des porteurs du langage Na-Dene vers l'intérieur de la Sibérie, donnant ainsi lieu aux populations porteurs du langage Kettic (Tamm *et al.* 2007; Kemp & Schurr 2010; Vадja 2010; Schurr 2015; Moreno-Mayar *et al.* 2018).

Il est toutefois à noter que la proposition que les humains aient habité l'Amérique durant la dernière glaciation n'est actuellement pas soutenue par les données archéologiques (Fagan 2004, Pitblado 2011; Hoffecker *et al.* 2016). Les évidences archéologiques disponibles semblent plutôt indiquer une entrée des premiers groupes humains en Amérique, spécifiquement en Béringie orientale, qui pourrait être corrélée avec une amélioration du climat après 14 ka. Cette dernière serait associée avec la transition entre la toundra herbacée et la toundra arbustive (Ager & Brubaker 1985; Bigelow & Powers 2001; Potter 2011; Graf *et al.* 2015). Il a été supposé que les conditions climatiques pré-Allerød auraient été trop arides pour soutenir une population humaine au-delà d'une exploration intermittente de la région (Graf *et al.* 2015).

Les sites archéologiques les plus anciens de l'Alaska se trouvent dans la vallée de la rivière Tanana, entre la chaîne de montagne de l'Alaska et le plateau Tanana-Yukon (Holmes 2001). La plus ancienne preuve archéologique vient du site Swan Point (figure 1.14), dont l'occupation la plus ancienne est daté par radiocarbone (^{14}C) à plus de 14 ka avant aujourd'hui (Goebel *et al.* 2008b; Holmes 2011; Hirasawa & Holmes 2017). Le registre archéologique de cette occupation à Swan Point témoigne d'une industrie fondatrice basée entre autres sur la technologie des microlames. Cette industrie aurait des éléments semblables à celle des sites archéologiques du Paléolithique supérieur

tardif (~25-10 ka avant aujourd'hui) en Sibérie Centrale, soit Studenoe-2, Nizhnii Idzhir, Khaergas Cave et Diuktai Cave. Cette liaison pourrait témoigner d'une dispersion de l'industrie des microlames et des groupes humains qui l'ont produit, de la Sibérie à la Béringie durant la période tardiglaciaire (Goebel *et al.* 2008b).

Des modèles de dispersion des groupes humains en Amérique (ou de peuplement) ont été proposés pour rendre compte du corpus archéologique disponible. Un des grands paradoxes caractérisant la question du peuplement de l'Amérique concerne la présence de nombreux sites archéologiques au sud des calottes glaciaires dont les âges indiquent une occupation antérieure aux sites archéologiques de la Béringie orientale. Le plus connu de ces sites est évidemment Monte Verde, situé au Chili et daté à 14,6 ka avant aujourd'hui (Dillehay 1989, 1997; Dillehay *et al.* 2008, 2015). La découverte de ce gisement a entraîné la redéfinition complète des modèles préalablement acceptés et le bris d'un paradigme plutôt rigide.

Il a été proposé que la colonisation initiale du secteur intérieur de l'Alaska aurait pu être reliée à un phénomène de pression-traction, engendré par l'inondation progressive de la Béringie centrale (en tant que pression), et l'amélioration du climat (en tant que phénomène de traction; Yesner *et al.* 2011). En effet, le niveau marin moyen aurait été d'environ 70 m sous le niveau actuel vers 14 ka avant aujourd'hui alors qu'il était de l'ordre de 120 m sous le niveau actuel au LGM (figure 1.13), et aurait poursuivi sa remontée pour atteindre le niveau actuel (0 m) peu après 12 ka avant aujourd'hui, inondant ainsi complètement la Béringie centrale (Hoffecker & Elias 2007). Par ailleurs, la migration des groupes humains n'est pas un phénomène isolé. Elle pourrait trouver un parallèle dans le mouvement, à une plus grande échelle, de quelques 23 espèces de la Sibérie vers le Nouveau Monde via la Béringie à la fin du Pléistocène (West 1981).

Différents modèles de peuplement tentant de concilier les corpus de données génétiques et archéologiques ont été proposés. Pitblado (2011) a suggéré un modèle intégrant deux pulsations migratoires en provenance d'une même population source. La première pulsation aurait eu lieu vers 15 ka avant aujourd'hui (possiblement 16 ka) et aurait impliqué l'utilisation d'embarcations marines. Les premiers migrants se seraient déplacés le long de la côte de la Béringie ainsi que par la côte ouest de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud. Cet événement migratoire pourrait notamment être représenté par la diffusion de la tradition *Stemmed point* (Beck & Jones 2010; Erlandson & Braje 2011, 2015; Pitblado 2011; Braje *et al.* 2017). La deuxième pulsation migratoire aurait, quant à elle, eu lieu environ 1 ka après la première pulsation, soit entre 14,0 et 13,5 ka avant aujourd'hui, par des groupes de chasseurs-cueilleurs proto-Clovis par le corridor intérieur se déplaçant vers le sud. Les descendants de ce groupe se seraient subséquemment déplacés vers l'est, l'ouest et le sud, et auraient développé la culture Clovis (Pitblado 2011). Un modèle de migration unique à partir de 16,5 ka avant aujourd'hui est plutôt favorisé par Goebel *et al.* (2008b), sans toutefois contester la possibilité que la culture Clovis soit issue d'un deuxième événement migratoire tel que proposé par la suite par Pitblado (2011).

Une vision alternative impliquant deux événements migratoires distincts a été proposée par Dixon (2001). Selon ce modèle, la première migration aurait eu lieu entre 13,5 et 14,5 ka avant aujourd'hui par les ancêtres des groupes Clovis et Nenana, tandis que la seconde aurait eu lieu vers 12,5 ka avant aujourd'hui par les porteurs de la tradition paléoarctique américaine.

Dans tous les cas, selon les simulations démographiques, 2,0 à 2,5 ka auraient été nécessaires pour la traversée de l'Amérique du nord vers le sud, c'est-à-dire de l'Alaska jusqu'à la Terre de Feu (Amick 2017).



Figure 1.14 : Localisation des sites archéologiques mentionnés dans le texte en relation avec les calottes glaciaires à leur position maximale durant le LGM. Base cartographique d'après National Geographic, Esri, DeLorme, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp. Ehlers *et al.* (2011).

1.3.1 Occupation avant ou pendant le LGM ?

Plusieurs fenêtres temporelles ont été proposées dans les dernières décennies pour localiser dans le temps le moment de l'arrivée des premiers groupes humains en Amérique: 1) entre 200 et 150 ka (Carter 1952; Irving *et al.* 1986; Simpson *et al.* 1986); 2) durant l'intervalle Happy (voir tableau 1.1; Hopkins 1979, 1982); 3) avant ou pendant le LGM (Morlan & Cinq-Mars 1982; Butzer 1991; Clague *et al.* 2004; Madsen 2004; Pitulko *et al.* 2016; Bourgeon *et al.* 2017; Chlachula 2017; Ardelean *et al.* 2020; Becerra-Valdivia & Higham 2020; Vachula 2020); ou 4) vers 16 ka avant aujourd'hui (Hrdlička 1928; Haynes 1969; Griffin 1979; Goebel *et al.* 2008b; Pitblado 2011; Hoffecker *et al.* 2016).

Étant donné que la présence humaine en Sibérie daterait d'environ 50 ka avant aujourd'hui (voir figure 1.1) et que les anciennes formes humaines n'auraient pas atteint l'Amérique, il est très peu probable que les hypothèses 1) et 2) soient valides (Fagan 2004; Hoffecker *et al.* 2016).

Quelques occupations archéologiques anciennes ont été proposées en Béringie orientale et dans le reste de l'Amérique au cours des dernières années. La possibilité à Bluefish Cave au Yukon (voir figures 1.14 et 1.16) d'une occupation datant de 24 ka (Cinq-Mars 1979, 1990; Morlan & Cinq-Mars 1982; Cinq-Mars & Morlan 1999; Bourgeon 2015, 2021; Bourgeon *et al.* 2017) a été fortement débattue, tout comme celle de Old Crow, également au Yukon, datée entre 22 et 18 ka avant aujourd'hui (Adovasio & Pedler 2004). La faiblesse de l'association des artefacts au contexte archéologique, de même que la validité des artefacts et le manque de documentation contextuelle, font que l'authenticité de ces sites est fortement mise en doute par la communauté scientifique (Goebel *et al.* 2008b; Krasinski & Blong 2020). Dans le cas de Bluefish Cave, un facteur supplémentaire à considérer est que les âges ^{14}C obtenus sur les ossements de grands mammifères impliqueraient une migration des groupes

humains en Béringie pendant le LGM (Bourgeon *et al.* 2017). Or, stratigraphiquement, les artefacts sont plutôt associés à la transition locale entre la toundra steppique vers la toundra arbustive qui est un phénomène qui serait daté à environ 13-14 ka pour le Yukon et l'Alaska, ce qui indiquerait une surestimation importante des âges publiés en lien avec une association erronée de l'occupation humaine avec les datations obtenues (Bigelow & Powers 2001; Hoffecker & Elias 2007).

Une situation similaire caractérise le site mexicain Chiquihuite Cave, où l'intégrité des artefacts est mise en doute, de même que l'association des résultats de datation (^{14}C et OSL; ~26.5 ka) avec une possible présence humaine (Barras 2020). Par ailleurs, les sites archéologiques La Sena (Nebraska, USA, 22-19 ka; Holen 2006), Lovewell (Kansas, USA, 22-19 ka; Holen 2006), Cactus Hill (Virginie, USA, 20-18 ka; McAvoy & McAvoy 1997; Feathers *et al.* 2006), Pendejo Cave (New Mexico, USA, entre 12 et 40 ka; Chrisman *et al.* 1996), Pedra Furada (Brésil, 20 ka; Lahaye *et al.* 2013; Boëda *et al.* 2014), Cerutti Mastodon (Californie, USA, 130 ka; Holen *et al.* 2017; figure 1.14), sont tous de possibles occupations anciennes, mais dont quelques problématiques persistent au niveau de l'interprétation du contexte archéologique et des artefacts, ou de l'association de ces derniers avec les datations obtenues (Meiri *et al.* 2014).

Ainsi, bien que l'hypothèse 3), une occupation avant ou pendant le LGM, soit possible, les évidences archéologiques ne sont pas sans équivoques (Fagan 2004; Goebel *et al.* 2008b; Pitblado 2011; Potter *et al.* 2017; Waters 2019b). Pitblado (2011) et Madsen (2004) soutiennent toutefois que bien que l'occupation de l'Amérique avant ou pendant le LGM ne soit actuellement pas soutenue par le corpus de données, il ne manquerait que très peu d'indices pour que ce scénario ne devienne valide.

1.3.2 Critère de validité des sites archéologiques

Des critères fermes ont été établis pour la validation des sites archéologiques. Les occupations humaines présumées présentées à la section précédente (1.3.1) ne remplissent actuellement pas toutes les exigences pour être acceptées par la communauté scientifique. Selon Holen *et al.* (2017) et Stanford (1979, 1983), ces critères sont les suivants :

1. Les évidences archéologiques se trouvent dans un contexte géologique défini et non perturbé, et la stratigraphie est bien comprise;
2. L'âge de l'occupation est obtenu par une méthode de datation fiable;
3. Les résultats issus d'études multidisciplinaires sont cohérents;
4. La nature des artefacts est incontestable, et ces derniers sont retrouvés dans un contexte primaire. Il ne s'agit donc pas de pseudofacts qui sont le produit de processus naturels imitant des comportements humains. Par exemple, les artefacts d'Old Crow sont considérés maintenant comme étant des pseudofacts. L'action de la glace dans la rivière aurait produit des fractures en spirale qui peuvent être méprises pour des actions humaines (Dixon 1992).

Sans être un critère officiel, il est pertinent d'ajouter que seules les évidences répétées, indépendantes et mutuellement cohérentes parviennent à documenter un phénomène (Klein 2009).

1.3.3 Paramètres de dispersion des groupes humains en Amérique

L'hypothèse de l'utilisation du corridor intérieur libre de glace (figure 1.15) pour le peuplement de l'Amérique a originalement été proposée par Johnson (1933) lorsqu'il a identifié les mécanismes à l'origine de l'émergence de la Bérिंगie. Il a été suggéré qu'un tel passage entre les calottes glaciaires cordillérienne et laurentienne aurait pu

permettre la dispersion des plantes, des animaux et des humains entre la Bérिंगie orientale et les régions non-englacées au sud des masses glaciaires (Dixon 2013).

L'ouverture du corridor intérieur a longtemps été considérée comme étant l'unique passage pour l'arrivée des premiers groupes humains en Amérique. L'ouverture de ce passage aurait été suivie par l'apparition soudaine de la culture Clovis, le complexe archéologique ancien le plus étendu au sud des calottes glaciaires, vers 13 ka avant aujourd'hui (Pedersen *et al.* 2016; Rasmussen *et al.* 2018; Waters 2019a). Ce paradigme préconisait, jusqu'à récemment, l'idée suivante : il était généralement accepté que vers 13,5 ka avant aujourd'hui, les premiers migrants se seraient dispersés assez rapidement de la Bérिंगie jusqu'à la Terre de Feu en l'espace de quelques siècles, en passant par un corridor non-englacé entre les deux calottes glaciaires, devenant ainsi les porteurs de la culture Clovis, chassant jusqu'à l'extinction la mégafaune du Nouveau Monde (Bonnichsen & Turnmire 1999; Dixon 2001; Hoffecker & Elias 2007; Goebel *et al.* 2008b).

La notion d'un corridor intérieur correspond à une bande de terre non-englacée, relativement étroite, entre les deux calottes glaciaires présentes dans le nord de l'Amérique du Nord durant la dernière glaciation, impliquant ainsi qu'elles n'auraient pas été fusionnées durant l'entièreté, ou une partie du dernier épisode glaciaire. Cette hypothèse a cependant été réfutée par plusieurs chercheurs (MacDonald 1987a, b; Burns 1996, 2010; Jackson & Duk-Rudkin 1996; Wilson 1996), notamment sur la question de la chronologie de l'apparition et de la disponibilité écologique du corridor (Dixon 1992), mais également sur le plan de la cause de l'extinction de la mégafaune. Bien que cette problématique ne n'ait pas encore été résolue, il semble que la surexploitation de ces espèces par les humains ne serait pas l'unique facteur en lien avec leur disparition, dans laquelle les changements climatiques et environnementaux

auraient aussi une part importante (*e.g.* Guthrie 2006; Stuart 2015; Surovell *et al.* 2015; Rozas-Davila *et al.* 2016; Emery-Wetherell *et al.* 2017; Stewart *et al.* 2021).

Vers la fin des années 1980 et pendant les années 1990, les certitudes concernant la théorie « Clovis d'abord » ont commencé à s'effriter, et ce paradigme a été véritablement réfuté par les évidences archéologiques du site Monte Verde au Chili. La découverte de ce site, dont l'occupation sans équivoque la plus ancienne a été datée à 14,6 ka avant aujourd'hui (Dillehay 1989, 1997; Dillehay *et al.* 2008), mais avec une possibilité d'occupation au-delà de 30 ka avant aujourd'hui (Dillehay *et al.* 2015), a nécessité une reconsidération du paradigme en repoussant le moment du peuplement de l'Amérique. L'abandon du paradigme du peuplement initial par les porteurs de la culture Clovis a ainsi été dû à l'acceptation de sites archéologiques ou bien d'occupations pré-Clovis distinctes, de même que par leur datation par des méthodes fiables et reconnues par la communauté scientifique (Adovasio & Pedler 2004).

D'autres scénarios migratoires ont par la suite été proposés pour le peuplement de l'Amérique, dont l'hypothèse du peuplement par la côte (figure 1.15) un renouvellement de l'hypothèse du peuplement par le corridor intérieur, et les hypothèses pour des migrations trans-Atlantique et trans-Pacifique. Ces différents scénarios sont présentés dans les sections suivantes (1.3.3.1 à 1.3.3.4).



Figure 1.15: Corridors de migration intérieur et côtier. En blanc est représentée la masse glaciaire au moment du LGM (19 ka), tandis qu'en bleu pâle est représentée l'étendue glaciaire il y a 15,5 ka (modifié de Lesnek *et al.* 2018).

1.3.3.1 Hypothèse de la migration par la côte

L'hypothèse d'une migration initiale des groupes humains en Amérique par la voie d'un corridor côtier (figure 1.15) sur la rive du Pacifique a été proposée pour la première fois par Heusser en 1960 et reprise ensuite par Fladmark (1979, 1983). Suite à l'effondrement du paradigme du corridor intérieur et du modèle « Clovis d'abord »,

cette hypothèse a été privilégiée par la communauté scientifique (Lahr 1995; Macaulay *et al.* 2005; Mellars 2006; Frachetti & Spengler 2015). L'idée proposée était que, durant le Pléistocène, les humains auraient pu coloniser graduellement des environnements non-englacés sur la côte Pacifique par l'utilisation d'embarcations marines, soit des territoires-refuges successifs le long de la marge continentale (Dixon 1992). Le peuplement aurait pu suivre un modèle de migration du type « collier de perle », en s'installant subséquemment d'un territoire-refuge à l'autre (Frachetti 2015). Une telle voie de migration aurait demandé une adaptation technologique moins spécialisée, avec une stratégie d'acquisition des ressources composites, combinant les stratégies terrestres et marines (Sauer 1962; Mandryk *et al.* 2001; Fedje *et al.* 2004; Mellars 2006).

Il était autrefois considéré que durant le LGM, la côte Pacifique aurait été caractérisée par un mur de glace en contact avec l'océan (Prest 1969; Mathews 1979; Dyke & Prest 1987; Wright 1991). Les travaux de recherche ont cependant montré que la côte Pacifique n'aurait subi que de brèves incursions glaciaires peu étendues, et que des zones non-englacées le long de la côte de la Colombie-Britannique auraient perduré au cours du dernier épisode glaciaire (Clague 1985; Lutermauer *et al.* 1989a, b; Blaise *et al.* 1990; Bobrowsky *et al.* 1990; Dixon 1992; Josenhans *et al.* 1995; Mann & Hamilton 1995; Barrie & Conway 1999; Mandryk *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007).

Bien que certains chercheurs aient suggéré que la route maritime aurait pu ne jamais avoir été bloquée (Amick 2017), il semble que le corridor côtier aurait été disponible avant 23 ka avant aujourd'hui pour devenir ensuite impraticable durant le LGM, puisque les glaciers du golfe de l'Alaska auraient bloqué l'accès vers le sud (icebergs, banquise ou glaciers de plusieurs kilomètres de largeur avec des crevasses vêtant dans l'océan; Meltzer 2009). Il aurait également pu y avoir des segments côtiers non-englacés irréguliers durant le LGM. Bien que ceux-ci pourraient avoir permis l'existence de territoires-refuges pour la flore et la faune, de tels environnements

auraient été assurément arides, froids et isolés. Il aurait donc été risqué pour les premiers migrants de se déplacer le long de la côte en comptant sur de tels environnements-refuges discontinus et imprévisibles durant le LGM (Meltzer 2009).

De longues étendues de côte auraient été libres de glace entre 16 et 14 ka avant aujourd'hui (Goebel *et al.* 2008b; Meltzer 2009; Llamas *et al.* 2017; Lesnek *et al.* 2018) et possiblement avant (Ward *et al.* 2003; Al-Suwaidi *et al.* 2006; Hoffecker & Elias 2007; Dixon 2013; Mathewes *et al.* 2015; Darvill *et al.* 2018). De récentes découvertes suggèrent qu'à cette période, des zones non-englacées sur le continent auraient pu fournir une niche écologique pour la flore et la faune (Fedje & Josenhans 2000; Leonard *et al.* 2000; Dixon 2001; Mandryk *et al.* 2001; Clague & James 2002; Hoffecker & Elias 2003; Dyke 2004; Fedje *et al.* 2004; Jobling *et al.* 2004; Ramsey *et al.* 2004; Shapiro *et al.* 2004). La présence de ces longs territoires-refuges aurait facilité les mouvements le long de la côte, en passant de l'un à l'autre sans la nécessité d'une trop grande adaptation (Hoffecker & Elias 2007) et en ayant accès à des ressources de manière continue (Dixon 2001). Le corridor côtier aurait été disponible pour l'occupation humaine quelques 1 000 ou 2 000 ans avant que le corridor intérieur ne s'ouvre (Mandryk *et al.* 2001), ce qui rend l'utilisation de cette voie plus plausible et cohérente avec le registre archéologique connu.

Les sites datant de la fin du Pléistocène et dont l'occupation serait antérieure à la disponibilité du corridor intérieur sont de plus en plus nombreux dans le registre archéologique et constituent des arguments appuyant l'hypothèse de l'utilisation du corridor côtier. Encore une fois, le site retenant le plus l'attention est sans nul doute celui de Monte Verde au Chili. Sa découverte a repoussé la présence humaine au Nouveau Monde d'une période beaucoup plus grande que les ~1 000 ans le séparant chronologiquement des sites de la culture Clovis aux États-Unis contigus ainsi que des sites de l'Alaska. Une période de temps considérable doit nécessairement être prise en

compte pour la réalisation d'un parcours de plus de 10 000 km à travers les Amériques (Mandryk *et al.* 2001). Le corridor entre les calottes glaciaires n'aurait pas été disponible durant le millénaire au cours duquel les ancêtres des habitants de Monte Verde ont dû se déplacer.

Parmi les autres sites archéologiques hâtifs se trouvent notamment Huaca Prieta, situé sur la côte du Pérou, et dont l'occupation la plus ancienne remonte à 15 ka avant aujourd'hui (Dillehay *et al.* 2017); les sites archéologiques Schaefer (Joyce 2006) et Hebior (Overstreet 2005) dans le Wisconsin, situés près de la marge glaciaire laurentienne et dont les occupations dateraient entre 14,8 et 14,2 ka (Goebel *et al.* 2008b); Meadocroft Rockshelter en Pennsylvanie, daté avec une faible résolution entre 20,7 et 12,2 ka avant aujourd'hui (Adovasio 1993; Goldberg & Arpin 1999; Waters & Stafford 2014; Haynes 2015; Madsen 2015); Page Ladson en Floride, daté à 14,5 ka avant aujourd'hui (Halligan *et al.* 2016); Paisley Cave en Oregon, daté à 14,3 ka avant aujourd'hui (Jenkins *et al.* 2012); Manis Mastodon, situé dans l'État de Washington et daté à 13,8 ka avant aujourd'hui (Waters *et al.* 2011); et Haida Gwaii, anciennement l'archipel de Queen Charlotte, en Colombie-Britannique, qui aurait été occupé avant 13 ka (Erlandson *et al.* 2008; Fedje & Christensen 1999). Les occupations archéologiques de ces sites ont été datées par ^{14}C et ces-derniers sont localisés sur la figure 1.14.

Outre les questionnements quant à la viabilité écologique du corridor côtier et la stabilité des ressources (Madsen 2004; Hope *et al.* 2015; Potter *et al.* 2017), un argument réfutant l'hypothèse de l'utilisation du corridor côtier implique l'emploi d'embarcations marines. Bien qu'il n'y ait aucune indication directe d'une telle technologie pour ces groupes humains, on peut supposer, par certaines évidences indirectes, qu'elle ait existé. Il y a, d'une part, l'apparition d'une telle technologie dans le corpus archéologique du nord-est asiatique vers 40 ka et ailleurs dans le monde bien

avant (Dixon 1992; Braje *et al.* 2017; Dennell 2017), et d'autre part, la présence de restes archéologiques et humains datés entre 13,1 et 13,0 ka avant aujourd'hui à Arlington Springs, sur l'île de Santa Rosa en Californie, indiquant que les humains auraient utilisé de telles embarcations pour la réalisation du trajet vers le sud. Même durant le LGM, lorsque le niveau marin moyen était au moins 120 m sous le niveau actuel (figure 1.13), cette île aurait été séparée du continent par au moins 10 km (Dixon 2001; Goebel *et al.* 2008b; Meltzer 2009). Par ailleurs, des analyses effectuées sur des restes humains à On-Your-Knees Cave à l'extrême sud de l'Alaska (figures 1.14 et 1.16), datant de 10,3 ka avant aujourd'hui (Kemp *et al.* 2007) ont indiqué une alimentation basée principalement sur les ressources marines (Hoffecker & Elias 2007), ce qui pourrait également témoigner de l'utilisation d'embarcations marines. Cette prédominance de la consommation de ressources marines a aussi été démontrée pour l'Homme de Kennewick, provenant de l'État de Washington et daté par ^{14}C à 8358 ± 21 années avant aujourd'hui (Stafford Jr 2014; Owsley & Jantz 2014).

Un point supplémentaire pouvant également être mis de l'avant concernant l'hypothèse du peuplement par la côte est l'absence de sites archéologiques datant du Pléistocène dans les territoires-refuges non-englacés. Ceci implique que ce modèle de colonisation est davantage basé sur les potentiels géologiques et biologiques plutôt que sur les évidences archéologiques (Yesner 2001; Madsen 2004). Plusieurs raisons pourraient toutefois être à l'origine de cette invisibilité archéologique, dont les changements très locaux du niveau marin relatif en fonction de la variabilité locale du rebond isostatique, l'affaissement d'un bourrelet périphérique, et la remontée eustatique du niveau marin (Potter *et al.* 2017).

1.3.3.2 Hypothèse du peuplement par le corridor intérieur

Malgré un certain déclin de l'intérêt envers l'hypothèse du peuplement par le corridor intérieur après l'abandon de l'ancien paradigme décrit à la section 1.3.3, certains

chercheurs soutiennent la validité de cette hypothèse qui est appuyée par un corpus de données grandissant. Il a également été mis en garde, suite au rejet de l'hypothèse du peuplement par le corridor intérieur et l'adoption générale de l'hypothèse du peuplement par la côte, qu'un paradigme ne devrait pas être simplement remplacé par un autre (Erlandson 2013; Potter *et al.* 2017, 2018).

De nouvelles études ont montré que le corridor intérieur aurait été fermé à partir de 23 ou 24 ka avant aujourd'hui (Clague *et al.* 2004; Madsen 2004; Heintzman *et al.* 2016). À compter de 15 à 14 ka avant aujourd'hui, ou peut-être même à partir de 16 ou 17 ka, le retrait glaciaire, initié au nord et au sud, aurait entraîné l'ouverture progressive d'un corridor d'environ 1 500 km de longueur entre les calottes laurentienne et cordillérienne (Dyke 2004; Hoffecker & Elias 2007; Munyikwa *et al.* 2011, 2017; Stokes *et al.* 2012; Dixon 2013; Pedersen *et al.* 2016; Lesnek *et al.* 2018; Potter *et al.* 2018; Margold *et al.* 2019). Il a toutefois été démontré que la phase subséquente à un retrait glaciaire aurait été très instable, avec la présence de glaces stagnantes, de vents catabatiques forts, d'un substrat saturé en eau, de réseaux de drainage changeants et d'inondations catastrophiques, de larges zones inondées, ainsi que des afflux importants d'eaux de fonte. Ces environnements fraîchement déglacés n'auraient été propices à la colonisation par les troupeaux viables de grands mammifères, de même que pour les groupes humains, que quelques centaines ou milliers d'années après le retrait de la glace (Mandryk 1992; Mandryk *et al.* 2001; Dixon 2013). La période associée à l'établissement d'un biome dans le corridor intérieur a certainement dû varier localement, tout dépendant de la vitesse et de la géométrie du retrait glaciaire, en plus de l'étendue des masses d'eau de fonte, la proximité de l'environnement fraîchement déglacé avec la faune et la flore colonisatrice, de même que les mécanismes de dispersion de ces dernières (Dixon 2013; Pedersen *et al.* 2016). Le corridor intérieur aurait ainsi été sous les minimums nutritionnels d'une population humaine viable jusqu'à environ 13 ou 14 ka avant aujourd'hui, tandis que

l'environnement serait devenu plus riche et abondant après 12 ka avant aujourd'hui, soit environ 2 ka après la disponibilité du corridor côtier (Burns 1996; Wilson 1996; Mandryk *et al.* 2001; Arnold 2002; Hoffecker & Elias 2003; Heintzman *et al.* 2016; Pedersen *et al.* 2016; Graf & Buvit 2017; Llamas *et al.* 2017) ou moins de 2 ka après cette disponibilité (Munyikwa *et al.* 2017; Potter *et al.* 2017).

Potter *et al.* (2017) soutiennent toutefois que certaines des contraintes énoncées ci-haut n'auraient été que saisonnières et que les groupes humains, bien adaptés aux rigueurs environnementales, auraient été susceptibles de s'aventurer dans le corridor intérieur avant cette période. La durée de la période entre le retrait glaciaire et la disponibilité du corridor est également sujette à débat étant donné que certaines études ont montré que l'établissement d'un biome viable aurait pu se faire à l'intérieur d'une période de temps beaucoup plus courte, de l'ordre de quelques centaines d'années (Potter *et al.* 2017) ou même, étonnamment, de quelques dizaines d'années (Fisher *et al.* 2009).

Considérant la théorie proposant que les migrations soient reliées à des phénomènes de pressions ou de tractions (Yesner *et al.* 2011), nous pouvons toutefois nous questionner sur l'existence de tractions qui auraient incité les groupes à se déplacer dans l'environnement inhospitalier qu'aurait été le corridor intérieur peu de temps après sa déglaciation. De plus, étant donné la continuité des occupations en Alaska et au Yukon de la fin du Pléistocène jusqu'à l'Holocène, il semble improbable que les pressions aient été suffisamment importantes pour pousser les groupes à se déplacer dans cette région aussi peu de temps après la déglaciation.

Bien qu'il semble improbable, selon les données disponibles actuellement, que les ancêtres des individus ayant occupé le site archéologique de Monte Verde aient emprunté le corridor intérieur pour la migration à travers les Amériques (Meiri *et al.* 2014; Froese *et al.* 2019), les groupes nord-américains autochtones auraient emprunté

ce corridor par la suite, tels que le témoignent des occupations archéologiques dans cette région il y a 12,6 ka (Pedersen *et al.* 2016), de même la diffusion des pointes à cannelure du sud vers le nord (Smith & Goebel 2018). Les gisements archéologiques dans le corridor intérieur sont davantage associés à la période du Dryas Récent (entre 12,8 et environ 11,7 ka avant aujourd'hui). Les assemblages archéologiques suggèrent un lien plus étroit avec la région des Plaines (centre des États-Unis contigus) qu'avec la Bérिंगie, et seraient plutôt associés à une migration du sud vers le nord durant cette période (Hoffecker & Elias 2007; Smith & Goebel 2018). Ce mouvement migratoire serait associé au déplacement de chasseurs de bisons qui auraient suivi les troupeaux vers le nord après l'ouverture du corridor intérieur (Smith & Goebel 2018).

1.3.3.3 Hypothèse trans-Atlantique

Une autre hypothèse a été soulevée quant à l'origine des premiers occupants de l'Amérique. Selon cette idée, un groupe Solutréen, une culture européenne du Paléolithique supérieur (35-10 ka avant aujourd'hui), aurait colonisé l'Amérique et aurait engendré le complexe archéologique Clovis (*e.g.* Bradley & Stanford 2004; Stanford & Bradley 2012). Ces européens auraient navigué sur l'Océan Nord-Atlantique pendant le LGM pour atteindre le nord-est des États-Unis. Les critiques sur ce modèle sont vives et nombreuses et signalent que les obstacles à cette théorie, considérée comme étant peu éthique et raciste, sont majeurs et bien plus nombreux que les points qui pourraient rendre cette hypothèse valable (*e.g.* Strauss *et al.* 2005; Rasmussen *et al.* 2014; Wade 2019; Waters 2019b).

1.3.3.4 Hypothèse trans-Pacifique

Afin de pallier les problématiques évoquées ci-haut concernant le peuplement de l'Amérique par la Bérिंगie, soit par la côte ou le corridor intérieur, l'hypothèse d'une migration trans-Pacifique a été proposée (*e.g.* Erlandson & Braje 2011; Faught 2017). Selon cette idée, la Bérिंगie aurait plutôt été empruntée pour une migration plus tardive,

tandis que le peuplement initial se serait fait par une traversée de l'océan Pacifique, de l'Asie du Sud-Est vers la côte pacifique de l'Amérique du Nord. Cette hypothèse ne reçoit actuellement pas beaucoup d'attention et n'est pas soutenue par la communauté scientifique.

1.4 Contexte archéologique de la Béringie orientale

Tel que mentionné précédemment, l'occupation initiale de la Béringie orientale, et de ce fait de l'Alaska, est associé à la composante culturelle la plus ancienne du site archéologique Swan Point datée entre 14,5 et 13,6 ka avant aujourd'hui (Hirasawa & Holmes 2017). Ce gisement est localisé en aval de la vallée de la rivière Shaw Creek, un tributaire de la rivière Tanana drainant la plaine de Shaw Creek (figure 1.16). Ainsi, considérant l'ancienneté relative des occupations archéologiques, notamment de Swan Point, mais aussi de McDonald Creek (entre 14,0 et 13,3 ka; Goebel *et al.* 2016), Little John (entre 14,0 et 13,7 ka; Easton *et al.* 2011), Mead (entre 13,1 et 13,5 ka; Gilbert 2011) et Broken Mammoth (entre 13,1 et 13,7 ka; Dilley 1998; Krasinski & Haynes 2010), localisés dans la vallée de la rivière Tanana, de même que Britannia Yukon Hill (~13,2 ka; Thomas *et al.* 2017), localisé dans la vallée du fleuve Yukon, et de Dry Creek (entre 13,5 et 13,3 ka; Graf *et al.* 2015), Little Panguingue Creek (vers 11,2 ka; Gómez Coutouly *et al.* 2019), Walker Road (entre 13,2 et 13,0 ka; Goebel 2011) et Moose Creek (entre 13,3 et 13,0 ka; Pearson 2000), localisé dans la vallée de la rivière Teklanika, nous pouvons considérer d'une part la vallée de la rivière Tanana comme un vecteur important pour la colonisation initiale de l'Alaska, tel qu'il avait été proposé par Yesner *et al.* (2011). Mais d'autre part, bien que les occupations initiales des sites archéologiques localisés dans la vallée de la rivière Tanana soient légèrement plus anciennes, les régions de l'embouchure du fleuve Yukon et de la vallée de la rivière Nenana semblent avoir été occupées très peu de temps après, minimisant ainsi quelque peu ce contraste temporel.



Figure 1.16: Localisation des sites archéologiques du Nord-Ouest de l'Amérique du Nord mentionnés dans le texte en relation avec les calottes glaciaires à leur position maximale durant le LGM. 1. McDonald Creek; 2. Dry Creek; 3. Little Panguingue Creek; 4. Walker Road; 5. Hurricane Bluff; 6. Britannia Yukon Hill; 7. Paisley Cave; 8. Cerruti Mastodon; 9. Arlington Spring; 10. Broken Mammoth; 11. Old Crow; 12. On-Your-Knees Cave; 13. Haida Gwaii; 14. Little John; 15. Moose Creek; 16. Owl Ridge; 17. Mead; 18. Manis Mastodon; 19. Swan Point; 20. Campus; 21. Upward Sun River; 22. Bluefish Caves. Base cartographique d'après National Geographic, Esri, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp. Ehlers *et al.* 2011.

Ainsi, outre un possible déplacement sur la portion côtière associée au corridor de peuplement par côte, c'est la région centrale de l'Alaska qui aurait été occupée par les premiers peuples « continentaux » de la Béringie orientale. Cette région, et notamment la région de la chaîne de montagne de l'Alaska, aurait été occupée de manière préférentielle jusqu'à la période du Dryas récent (Hoffecker & Elias 2007). Il y aurait eu une expansion des zones occupées pour englober la région de la chaîne de montagne Brooks au nord, le bassin versant du fleuve Kuskokwim à l'ouest, le bassin versant de la rivière Sutsina et la région des montagnes Talkeetna au sud entre 12,5 et 11 ka avant aujourd'hui. Le sud et la côte arctique de l'Alaska auraient été occupés à partir de 12 ka, tandis que les Aléoutiennes l'aurait été à partir de 9 ka (Potter *et al.* 2017).

1.4.1 Variabilité culturelle en Alaska centrale à la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène

La compréhension et l'explication de la variabilité culturelle visible dans le corpus archéologique de la fin du Pléistocène et du début de la période holocène constitue une portion considérable des recherches qui ont été menées en Alaska depuis des décennies. Outre le fait de caractériser un ensemble d'artéfacts de manière concise et permettre une communication efficace (Rasic 2011), la distinction entre les différentes cultures, traditions et complexes culturels est d'une utilité importante pour la compréhension des mouvements de population sur le territoire, l'adaptation à de nouvelles conditions environnementales ou bien une variabilité dans les stratégies d'occupation.

Dans la région de l'Alaska, la variabilité culturelle a été sectionnée en différentes cultures, traditions et technocomplexes. Une culture représente un ensemble complexe de connaissances et de croyances, incluant la moralité, les idéologies, les lois et les coutumes, mais aussi l'art et les capacités technologiques acquises par les individus en tant que membres d'un groupe, tandis que la culture matérielle fait référence aux objets fabriqués, modifiés ou utilisés par les humains (Winick 1956; Barfield 1997; Parcs

Canada 2019). Dans le même ordre d'idée, une tradition sera définie par les traits précédents, mais aura une composante temporelle et spatiale, et pourrait ainsi regrouper une séquence de cultures reliées (MacNeish 1959; Shaw & Jameson 1999, Parcs Canada 2019). De manière plus générale, le technocomplexe est défini par des similitudes dans les assemblages archéologiques (Shaw & Jameson 1999).

Dans le contexte de l'Alaska, il a été proposé que la différenciation culturelle se serait faite rapidement en réponse à des conditions climatiques et environnementales nouvelles, de même qu'en raison de l'isolation des groupes (West 1981; Graf & Buvit 2017). Les questionnements persistent à savoir si l'existence de cette variabilité culturelle serait due à la présence de populations ou de groupes culturels distincts, ou reflèterait plutôt la réalisation de différentes activités technologiques et la variabilité saisonnière dans une population unique (Reuther *et al.* 2016; Graf & Buvit 2017).

Une des principales problématiques de recherche concernant la variabilité culturelle dans la région centrale de l'Alaska considère la dichotomie entre les technocomplexes ou les occupations avec ou sans la technologie des microlames (Dikov 1977, 1979; Potter 2011; Goebel 2011; Graf & Bigelow 2011; Graf *et al.* 2015). Ces dernières sont des lames élongées standardisées de moins de 20 mm de longueur et d'environ 5 mm de largeur, avec des marges latérales parallèles et probablement utilisées dans la fabrication d'outils composites (figure 1.18; Wygal 2011). Cette problématique est intégrée dans notre recherche étant donné la présence, dans plusieurs des sites archéologiques à l'étude dans ce projet, d'une composante culturelle ancienne sans microlame associée au technocomplexe Nenana (section 1.4.1.1) ainsi qu'une autre composante distincte un peu plus jeune caractérisée par l'utilisation de cette technologie, associée au technocomplexe Denali (section 1.4.1.2).

Cette technologie des microlames, probablement développée dans la région de la paléopéninsule Sakhaline-Hokkaidō-Kouriles durant le LGM (Izuho 2013; Graf & Buvit 2017), représenterait la migration humaine initiale en Béringie et en Alaska, étant donné sa présence dans l'assemblage le plus ancien du site archéologique Swan Point, considéré jusqu'à maintenant comme étant l'évidence archéologique sans équivoque la plus ancienne de l'Alaska (Buvit & Terry 2016).

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer la présence de la technologie des microlames dans certains sites archéologiques et son absence à d'autres, dont notamment les variations climatiques, la saisonnalité, la disponibilité de la matière première, les variations culturelles, un événement migratoire distinct et un remplacement de population, ainsi que la variabilité dans les stratégies d'occupation des sites et dans les stratégies d'acquisition des ressources (Guthrie 1983; Goebel *et al.* 1991, 2003; Hoffecker & Elias 2007; Graf & Bigelow 2011; Potter 2011; Wygal 2011). Ainsi, bien que certains chercheurs soient d'avis que les microlames ne soient pas un élément culturel distinctif et représenteraient plutôt des faciès différents d'un même groupe culturel (Morlan 1991; Hoffecker 2001; Holmes 2001; Potter 2011; Potter *et al.* 2013), des questionnements persistent quant à savoir s'il y a réellement une séparation temporelle et technologique entre les occupations culturelles avec et sans microlames (Graf *et al.* 2015).

Malgré la résistance de certains chercheurs à distinguer les technocomplexes Nenana et Denali pour les raisons évoquées plus haut, ces-derniers seront définis ici en tant que deux entités distinctes afin refléter la situation sur les sites archéologiques à l'étude, soit deux occupations séparées stratigraphiquement, chronologiquement et technologiquement.

1.4.1.1 Technocomplexe Nenana

Tout d'abord, le technocomplexe Nenana, daté autour de 14 à 13 ka avant aujourd'hui et contemporain à l'Allerød, mais avec une possibilité de continuité plus tardive (Yesner 2001, 2007; Goebel *et al.* 2008b; Graf *et al.* 2015; Wygal 2018), représente une adaptation béringienne cohésive (Graf & Buvit 2017). Dans la région centrale de l'Alaska et du Yukon, le technocomplexe Nenana a été retrouvé près de la base de plusieurs profiles de lœss, notamment dans les sites archéologiques de Dry Creek, Walker Road, McDonaled Creek, Moose Creek, Broken Mammoth, Chugwater, Owl Ridge, Mead, Little John, Healy Lake et Linda's Point (voir figures 1.14 et 1.16 pour la localisation des sites; Goebel *et al.* 1991; Dixon 1992, 2001; Wygal 2018). Originellement définie par Powers & Hoffecker (1989), cette industrie est caractérisée par la présence d'une technologie bifaciale, incluant des pointes de projectiles, des grattoirs unifaciaux distaux et latéraux et des perforateurs, ainsi que par l'absence de la technologie des microlames et des burins (figure 1.17). Les pointes Chindadn sont parfois incluses dans le technocomplexe Nenana (Hamilton & Goebel 1999; Dixon 2001; Goebel *et al.* 2008b; Wygal 2018).

Les porteurs de ce technocomplexe auraient été des résidents permanents de la région de l'Alaska centrale et non des groupes en migration rapide, tels qu'en témoignent les connaissances importantes des ressources lithiques locales et exotiques dont l'obsidienne (Goebel *et al.* 2008a; Dixon 2001; Goebel 2011). Les stratégies d'occupation du territoire auraient été basées sur la mobilité, mais restreintes à la région centrale de l'Alaska et possiblement la région adjacente du Yukon.

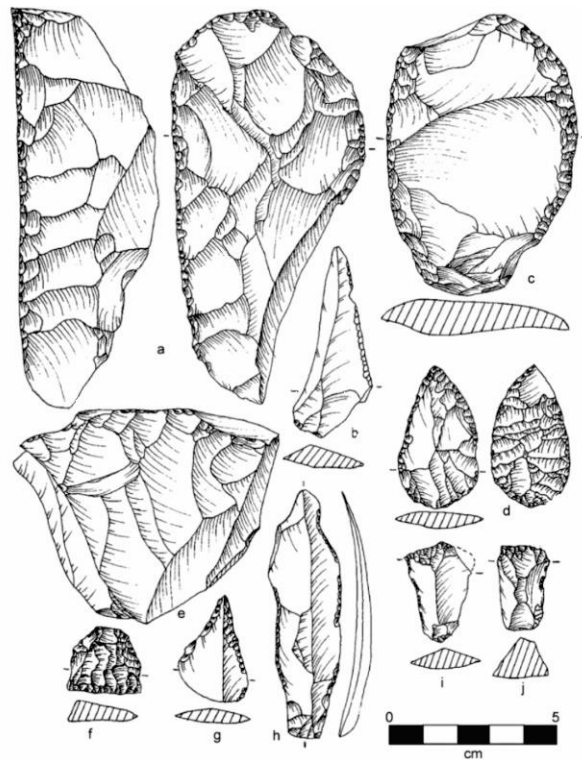


Figure 1.17 : Artefacts types de la culture Nenana provenant du site archéologique Walker Road. A : Outils planoconvexe sur galet; B,H : Éclats lamellaires utilisés; C : Grattoir latéral unifacial; D : Pointe bifaciale Chindadn; E : Nucléus de lame subprismatique; F : Nucléus d'éclat bipolaire; G : Foret bifacial; I-J : Grattoir distaux unifaciaux. (Tiré de Goebel & Buvit 2011).

1.4.1.2 Technocomplexe Denali

Pour sa part, le technocomplexe Denali, daté entre 11,8 et 9 ka avant aujourd'hui (Wygall 2018), a été défini par West (1967, 1996). Cette industrie aurait été initialement restreinte à la région centrale de l'Alaska, pour s'étendre ensuite à travers l'Alaska et le Yukon (Dixon 2001; Goebel & Buvit 2011). Dans la région centrale de l'Alaska, ces occupations sont souvent retrouvées à environ 1 m sous la surface actuelle dans les dépôts de loess (Mason *et al.* 2001). Le technocomplexe Denali est caractérisé principalement par l'utilisation de la technologie des microlames, en plus de pointes bifaciales lancéolées, de burins, de bifaces, de grattoires distaux sur éclats et des lames (figure 1.18; West 1981; Hamilton & Goebel 1999; Dixon 2001).

Dans sa phase hâtive, le technocomplexe Denali aurait occupé des niches écologiques similaires au technocomplexe Nenana, pour s'installer dans d'autres régions de l'Alaska par la suite. L'industrie Denali aurait par ailleurs été caractérisée par une exploitation plus intensive des ressources locales (Powers & Hoffecker 1989).

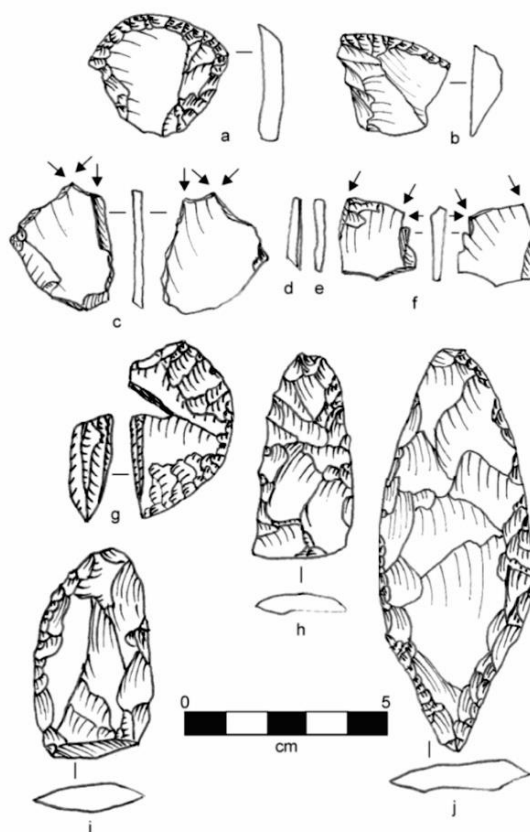


Figure 1.18 : Artéfacts types du complexe Denali (selon West 1967). A-B : Grattoirs distaux; C,F : Burins; D-E : Éclats de burins; G : Nucléus de microlame cunéiformes; H-J : Bifaces (tiré de Goebel & Buvit 2011).

1.5 Contexte archéologique du projet de recherche

Ce projet d'étude se concentre sur des sites archéologiques de la portion centrale de l'Alaska, dispersés dans les vallées des rivières Nenana, Tanana et Delta (voir figure 1.6). Ces sites ont été sélectionnés sur la base de collaborations de recherche avec les

chercheurs Kelly E. Graf, Ted Goebel et Julie Esdale, par l'intégration à des projets archéologiques en cours, facilitant ainsi l'accès aux sites et la collecte des échantillons. Ces sites archéologiques sont Dry Creek, Walker Road, McDonald Creek, Little Panguingue Creek et Hurricane Bluff. Afin d'élargir la discussion, à ceux-ci s'est ajouté le site archéologique de Britania Yukon Hill au Yukon, originalement daté par luminescence par Desjardins-Martin (2018), de même que quelques autres échantillons non-archéologiques provenant des sites Birch Creek Ridge et Nenana Valley Site. Ces deux derniers sites n'ont pas démontré de potentiel archéologique ancien, mais sont tout de même intégrés au corpus de données pour des considérations géoarchéologiques. Tous les sites sont présentés et détaillés dans les sections suivantes (1.5.2.1 à 1.5.2.5). Les sites à l'étude sont localisés sur la figure 1.19.

Tous les sites archéologiques (sauf Birch Creek Ridge et Nenana Valley Site) ont été occupés initialement de la fin du Pléistocène supérieur au début de l'Holocène. Ces gisements contiennent des archives importantes pour la compréhension du peuplement initial de la Béringie et les adaptations dans les stratégies économiques qui ont été nécessaires pour faire face aux changements climatiques de la fin de la dernière période glaciaire de ce secteur. Les données issues de l'étude de ces sites archéologiques sont également primordiales pour la compréhension des patrons de dispersion des premiers groupes humains dans le reste de l'Amérique.

Tel qu'il a été mentionné, les occupations archéologiques les plus anciennes de l'Alaska se trouvent dans la région centrale de cet État, principalement dans les trois vallées nommées plus haut. L'âge de ces occupations est concentré autour de 14 ka avant aujourd'hui, ce qui est cohérent avec ce qui est connu de l'occupation initiale du Nord-Est de la Russie (Yesner 2001). Le lien entre les occupations de l'Alaska centrale et celles au sud des calottes glaciaires est encore mal connu. Les sites archéologiques de l'Alaska et de la Béringie apparaissent trop jeunes pour avoir été occupés par les

ancêtres des sites tels que Monte Verde au Chili. Toutefois, les sites à l'étude s'insèrent bien dans la problématique du peuplement de l'Amérique. Dans ce sens, il est pertinent de garder en tête que le peuplement de l'Amérique n'a pas engendré seulement un passage des groupes humains, mais aussi des adaptations locales par des groupes qui sont restés sur place, tel qu'observés en Béringie orientale.

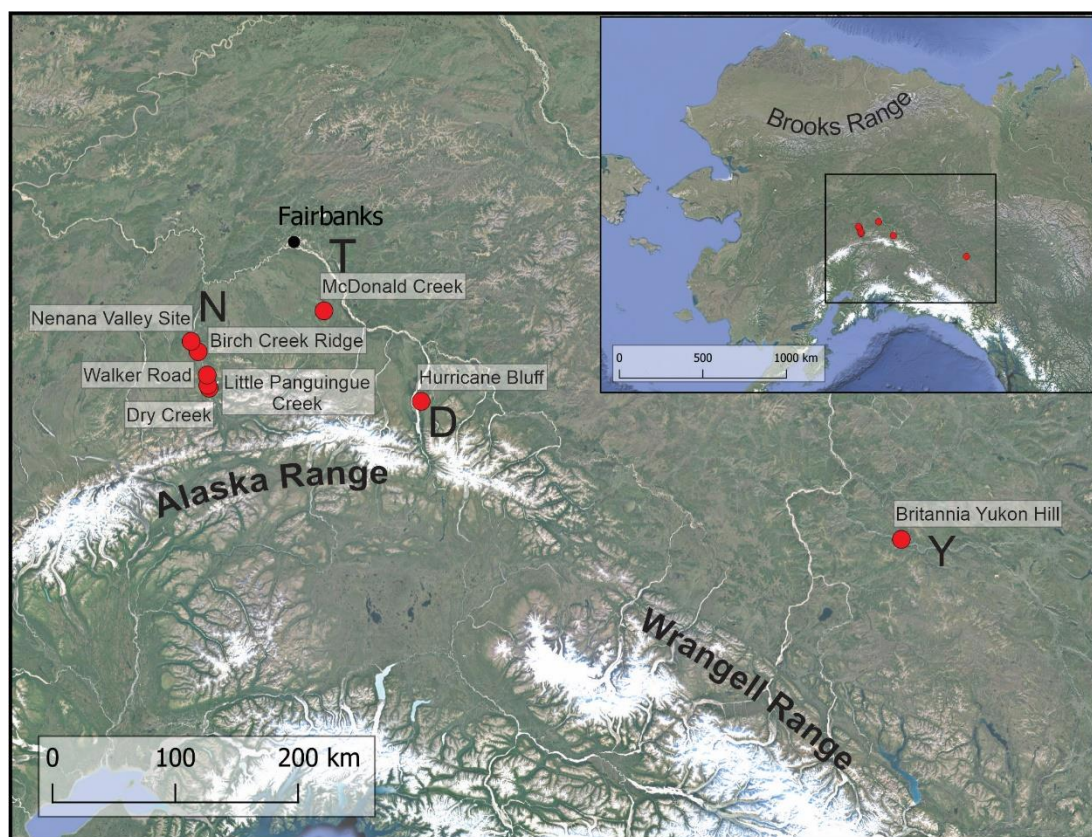


Figure 1.19 : Localisation de la zone d'étude, située dans la portion centrale de l'Alaska, comprenant les sites archéologiques Walker Road, Dry Creek et Little Panguingue Creek, Birch Creek Ridge et Nenana Valley Site dans la vallée de la rivière Nenana, McDonald Creek, dans la vallée de la rivière Tanana, et Hurricane Bluff dans la vallée de la rivière Delta. Le site archéologique Britannia Yukon Hill, dans la vallée du fleuve Yukon a été ajouté à la discussion dans un but de comparaison avec la région adjacente du Yukon. Base cartographique selon Google Sat.

1.5.1 Contexte géoarchéologique

Les vallées des rivières Nenana, Tanana et Delta drainent toutes trois des glaciers radiant du flanc nord de la chaîne de montagne de l'Alaska (figures 1.6 et 1.19). Les rivières Nenana et Delta sont des tributaires de la rivière Tanana, et cette dernière est un tributaire du fleuve Yukon, qui se déverse actuellement dans la Baie de Norton Sound, dans la mer de Béring.

Le piedmont au nord de la chaîne de montagne de l'Alaska est composé principalement de formations d'âge Tertiaire, peu consolidées, qui s'étendent à plus de 30 km du flanc montagneux (Hoffecker *et al.* 1988; Powers & Hoffecker 1989). L'alternance entre des phases d'aggradation riveraine et d'incision des rivières, combinée aux événements tectoniques de la fin du Cénozoïque et aux épisodes de glaciation a entraîné la formation de séquences complexe de terrasses dans les vallées fluviales (Wahrhaftig 1958; Hoffecker *et al.* 1988). Des sables et silts éoliens pouvant atteindre une épaisseur de 2 m recouvrent ces accumulations sédimentaires. C'est dans accumulations de loess, en marge des terrasses, que se retrouvent souvent des sites archéologiques comprenant des occupations datant de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène. La position des sites le long des terrasses adjacentes aux ravins parallèles à la vallée, sur des surfaces bien drainées, auraient permis un accès à l'eau, de même qu'une vue étendue sur la vallée (Hoffecker *et al.* 1988; Powers & Hoffecker 1989; Hamilton & Goebel 1999; Yesner 2001).

Les accumulations de loess des vallées des rivières Nenana, Tanana et Delta sont constituées de silts intercalés avec des unités plus sableuses, incorporant quelques paléosols, témoignant d'intervalles au climat plus doux durant lesquels l'intensité des vents aurait été moins élevée (Bigelow *et al.* 1990). Les contacts entre les différentes unités sont souvent francs, indiquant des changements environnementaux rapides. L'accumulation de loess sur les terrasses aurait commencé au moment de la réavancée

glaciaire de Carlo (vers 14 ka) ou du début de l'intervalle glaciaire local Birch (tableau 1.1). Quelques lœss plus anciens peuvent être identifiés dans quelques zones, mais la majeure partie des lœss datant du LGM est absente, peut-être à cause de l'érosion, mais possiblement davantage en raison de la déflation importante durant cette période qui aurait restreint le potentiel d'accumulation (Thorsen & Bender 1985; Powers & Hoffecker 1989; Dilley 1998).

1.5.2 Sites archéologiques à l'étude

1.5.2.1 Dry Creek

Le site archéologique Dry Creek (HEA-005) est situé dans la vallée de la rivière Nenana, dans la région centrale de l'Alaska (figure 1.20). Il a été découvert par C. Holmes en mai 1973, et des excavations ont été réalisées en 1974, 1976 et 1977 par R. Powers. Des excavations plus récentes ont également été réalisées afin de répondre à certaines questions et confirmer l'intégrité des occupations les plus anciennes du site (Graf *et al.* 2015).

Les évidences de différentes occupations archéologiques se trouvent dans des dépôts de silts et de sables éoliens pouvant atteindre une épaisseur maximale de 2 m, reposant sur une terrasse d'épandage fluvioglaciaire (Graf *et al.* 2015). Le site se trouve sur la berge nord de la rivière Dry Creek, un affluent de la rivière Nenana (figures 1.20 et 1.21; Thorson & Hamilton 1977; Hamilton & Goebel 1999). La plaine d'épandage aurait été mise en place durant la glaciation Healy, et aurait subséquentement été incisée par la rivière, formant ainsi une terrasse et un escarpement de 25 m (Powers & Hoffecker 1989; Hoffecker & Elias 2007). Les matériaux de la surface auraient préalablement été remaniés avant la mise en place des lœss, tels que le témoignent les clastes abrasés, polis par le vent et fracturés par l'action du froid (Thorson & Hamilton 1977; Hamilton & Goebel 1999). Une étude approfondie de la stratigraphie a été

réalisée au cours des années passées (figure 1.22; Powers & Hoffecker 1989; Graf *et al.* 2015).

Trois composantes culturelles sont présentes sur le site archéologique, dont une plus récente et deux datant de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène. À la base, la composante culturelle 1 a été datée par ^{14}C entre 13,5 et 13,3 cal ka avant aujourd'hui, tandis que la composante culturelle 2 a été datée entre 11,0 et 10,6 cal ka avant aujourd'hui. Il y a des différences claires dans les deux occupations sur le plan des activités technologiques et sur le plan de la sélection du matériel lithique, supportant l'hypothèse de deux occupations distinctes (Graf *et al.* 2015).

Plus spécifiquement, la composante culturelle 2 correspondrait à une occupation représentative de la période du Dryas récent (Hoffecker & Elias 2007). Son assemblage archéologique comprend des microlames et des nucléus de microlames cunéiformes, des burins et des bifaces lancéolés typiques du complexe Denali (Graf *et al.* 2015). Certaines pointes présentes dans cet assemblage pourraient toutefois être associées au complexe Mesa (Hoffecker & Elias 2007). De l'obsidienne provenant des source Wiki Peak, Batza Tena et d'une source inconnue (source K), a également été retrouvée et témoigne d'une grande mobilité ou bien de l'intégration des individus présents à Dry Creek à un vaste réseau d'échange (Goebel *et al.* 2008a). Cette occupation semble être plus substantielle que la composante culturelle 1 (Powers & Hoffecker 1989).

La composante culturelle 1 est quant à elle associée au complexe Nenana. Il n'y a pas d'évidence de la technologie des microlames, et de petites pointes bifaciales triangulaires ont été identifiées (Graf *et al.* 2015). Cette occupation fait partie des plus anciennes de la région centrale de l'Alaska. Les occupations inférieures des sites archéologiques de Swan Point et de Broken Mammouth sont antérieures à la

composante culturelle 1 de Dry Creek, et celles des sites FAI-2043 et Mead y sont contemporaines.

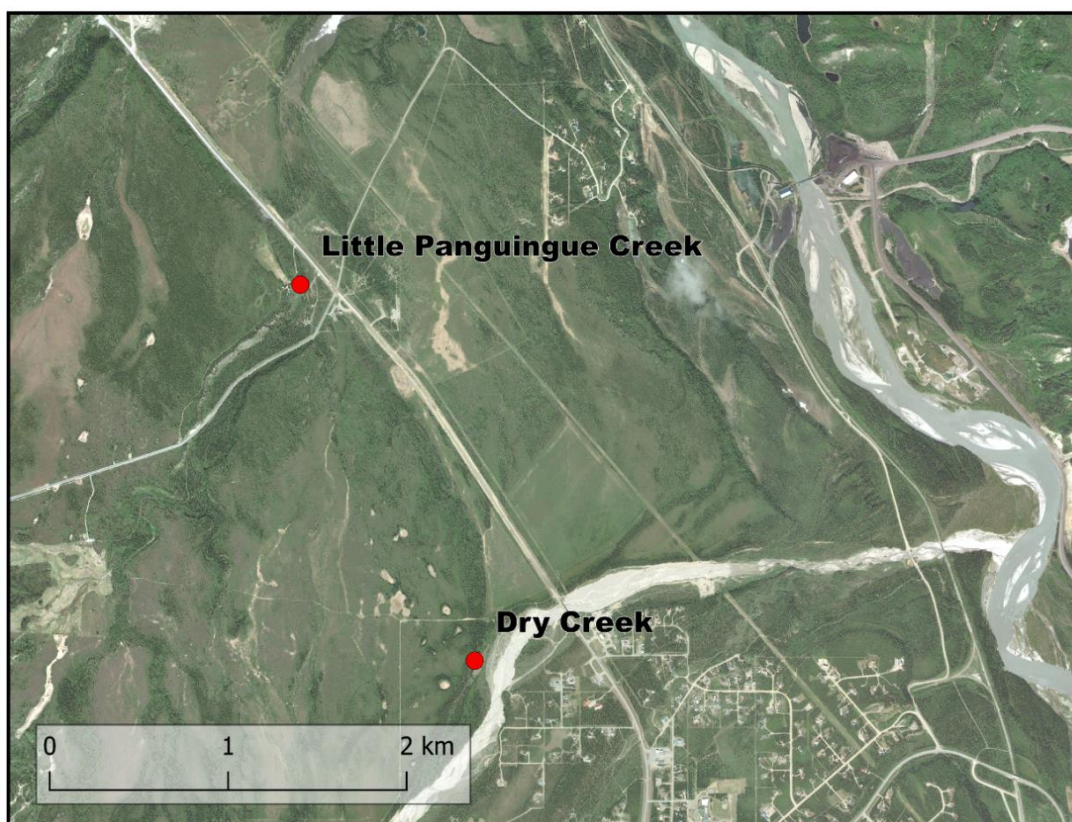


Figure 1.20 : Localisation du site Dry Creek, près de la rivière Dry Creek, un tributaire de la rivière Nenana, à proximité du site Little Panguingue Creek, situé près de la rivière Little Panguingue Creek, également un tributaire de la rivière Nenana. Base cartographique selon Bing Sat.



Figure 1.21 : Contexte du site archéologique Dry Creek, localisé sur la terrasse de Healy, incisée par la rivière Dry Creek. Photo prise à partir du lit de la rivière Dry Creek.

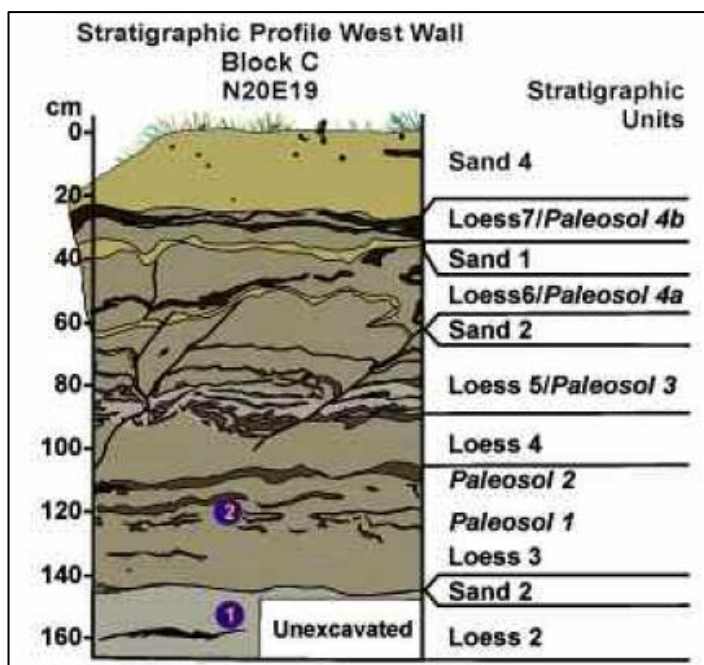


Figure 1.22 : Profil stratigraphique du site Dry Creek détaillant les différentes unités. Les composantes culturelles 1 et 2 sont indiquées (tiré de Graf *et al.* 2015).

1.5.2.2 Walker Road

Le site archéologique Walker Road (HEA-130) a été découvert par Hoffecker et Wilson en août 1980, et il a été excavé par W.R. Powers entre les années 1984 et 1990, ainsi qu'en 2015, par une équipe de *Texas A&M University*. Le gisement est localisé environ 12 km au nord de la ville actuelle de Healy, dans le nord du piedmont de la chaîne de montagne de l'Alaska. Il est situé sur un escarpement faisant face au sud, donnant sur la confluence de la rivière Nenana s'écoulant vers le nord et un petit ruisseau de vallée latérale connu localement comme étant le Cindy and James Creek (figure 1.23). Ce site archéologique se trouve à 10 km au nord du site archéologique Dry Creek (Goebel *et al.* 1997; Hoffecker & Elias 2007; Goebel *et al.* 2008a; Graf *et al.* 2015).



Figure 1.23 : Localisation du site archéologique Walker Road, dans la vallée de la rivière Nenana, à proximité du ruisseau Cindy and James Creek, un tributaire de la rivière Nenana. Base cartographique selon Bing Sat.

Les artefacts se trouvent dans des dépôts de lœss d'une épaisseur d'environ 1 m qui reposent sur une terrasse correspondant à une plaine d'épandage associée à la glaciation Healy (Hoffecker & Elias 2007). La terrasse d'environ 60 m de hauteur aurait été formée par l'incision de la rivière après la mise en place de la plaine d'épandage, dont les dépôts consistent en des graviers arrondis dans une matrice sableuse grossière (Goebel *et al.* 1997). La stratigraphie (figure 1.24) est caractérisée par des niveaux de sables éoliens, deux paléosols majeurs et le sol moderne (Goebel *et al.* 1997). Le lœss à la base (premiers 50 cm) est peu altéré, mais les unités au-dessus sont fortement oxydées (Hamilton & Goebel 1999).

Les composantes culturelles 1 et 2 ont été datées par ^{14}C à environ 13 cal ka et 9,6 cal ka avant aujourd'hui, respectivement (Goebel *et al.* 1997). La composante culturelle 1 se trouve sans l'unité basale de lœss et est recouverte par un sable qui semblerait se corréler avec l'unité de sable qui recouvre la composante culturelle la plus ancienne au site archéologique Dry Creek (Goebel *et al.* 1997; Hoffecker & Elias 2007). L'assemblage archéologique comprend des grattoirs distaux, des racloirs, des bifaces, des pointes bifaciales de type Chindadn, des graveurs, des pointes à encoches ou denticulées, et la technologie des microlames est absente (Hoffecker & Elias 2007; Goebel *et al.* 2008a). Cet assemblage est considéré comme étant « l'assemblage-type » du complexe Nenana. Comme pour le site Dry Creek, une sélection de matériel exotique a aussi été remarquée dans cet assemblage, comme le témoigne la présence d'obsidienne (1 % du matériel). Cette matière exotique se distingue des autres artefacts, ceux-ci étant plutôt fabriqués à partir de matériel d'origine locale. Aucune source connue d'obsidienne ne se trouve à proximité, dans la vallée de la rivière Nenana, ou dans la région centrale de la chaîne de montagne de l'Alaska. Les deux sources potentielles pour le matériel trouvé à Walker Road sont Wiki Peak et une source inconnue (source A). Wiki Peak est localisé dans la portion nord de la chaîne de montagne Wrangell, à la frontière entre le Yukon et l'Alaska, soit à près de 450 km du

site Walker Road, et la source inconnue (A) se trouve possiblement près de la localité de Gulkana, située 200 km au sud-ouest du site Walker Road. Une grande distribution de l'obsidienne à partir de ces sources à travers l'Alaska centrale à la fin du Pléistocène montre l'existence du transport de la matière lithique sur de grandes distances, soit par un réseau d'échange étendu, ou bien une très grande mobilité des groupes (Goebel *et al.* 2008a). La composante culturelle 2 est quant à elle représentée par un petit assemblage lithique, environ 70 cm en haut de la composante culturelle 1 (Goebel *et al.* 1997).

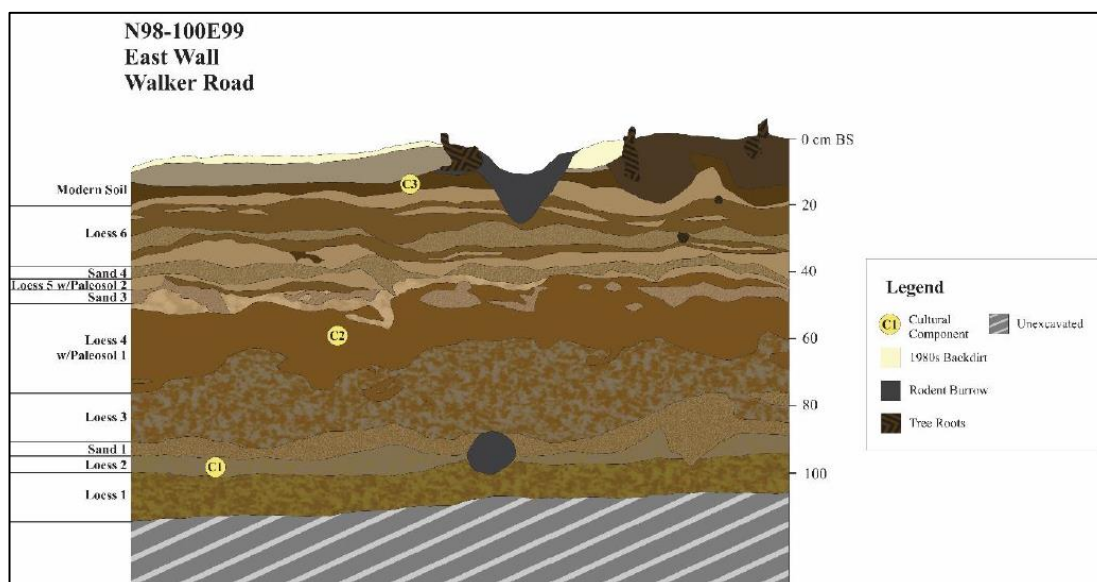


Figure 1.24 : Profil stratigraphique du site Walker Road détaillant les différentes unités. Les différentes occupations archéologiques sont indiquées (tiré de Graf *et al.* 2016).

1.5.2.3 Little Panguingue

Le site Little Panguingue Creek (HEA-038) est localisé sur le côté ouest de la vallée de la rivière Nenana, également sur la terrasse Healy, comme Dry Creek et Walker Road (figure 1.19; Hoffecker *et al.* 1988; Powers & Hoffecker 1989; Graf *et al.* 2016; Gómez Coutouly *et al.* 2019). Le site donne sur la rivière du même nom. Il a été

découvert et testé en 1976 par D. Plaskett, et des fouilles subséquentes ont eu lieu en 1984 et plus récemment, en 2015 et 2016 (Graf *et al.* 2016; Gómez Coutouly *et al.* 2019).

Deux composantes culturelles plus anciennes ont été identifiées dans les dépôts de ce site (figure 1.25). La composante culturelle 2 est associée avec un paléosol qui se trouve à une profondeur de 30-50 cm sous la surface actuelle et aurait été datée par ^{14}C vers 9,6 cal ka avant aujourd'hui (Gómez Coutouly *et al.* 2019). Cet assemblage est caractérisée par la présence de microlames. La composante culturelle 1, moins bien définie culturellement, se trouve à une profondeur d'environ 1 m. Cette occupation a été datée vers 11,2 cal ka avant aujourd'hui, mais des travaux supplémentaires seront nécessaires afin de sécuriser l'association entre l'occupation archéologique et l'âge obtenu (Gómez Coutouly *et al.* 2019).

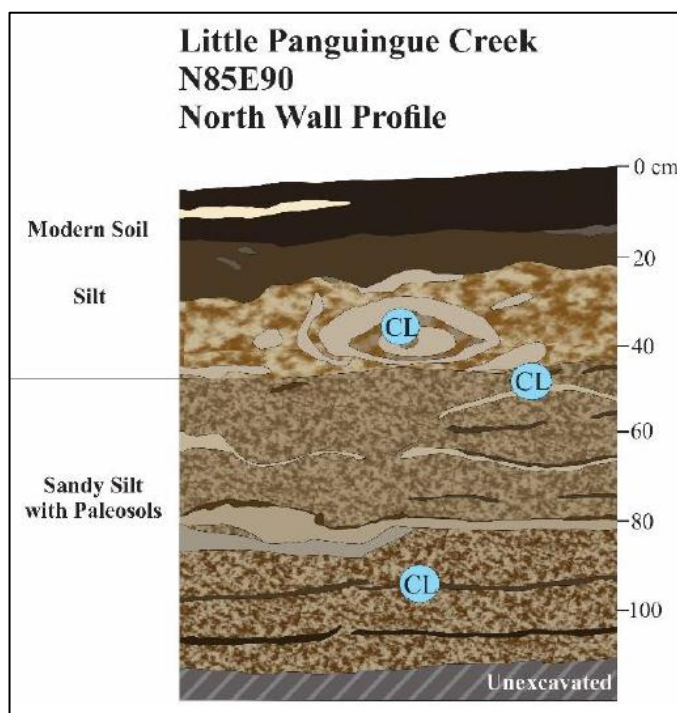


Figure 1.25 : Profil stratigraphique du site Little Panguingue Creek. Les différentes occupations sont indiquées (CL : Cultural Layer; tiré de Graf *et al.* 2016).

1.5.2.4 Birch Creek Ridge

Le site archéologique Birch Creek Ridge (FAI-241) est localisé dans la vallée de la rivière Nenana, du côté ouest du cours d'eau (Fig. 1.26), au nord des sites Dry Creek et Little Panguingue Creek. Le gisement se trouve à l'extrémité nord d'une crête de 10 à 20 m de largeur. L'accumulation de plus de 2 m de sédiment d'origine éolienne repose sur le gravier de Nenana (Wahrhaftig 1958; Graf et al. 2016).

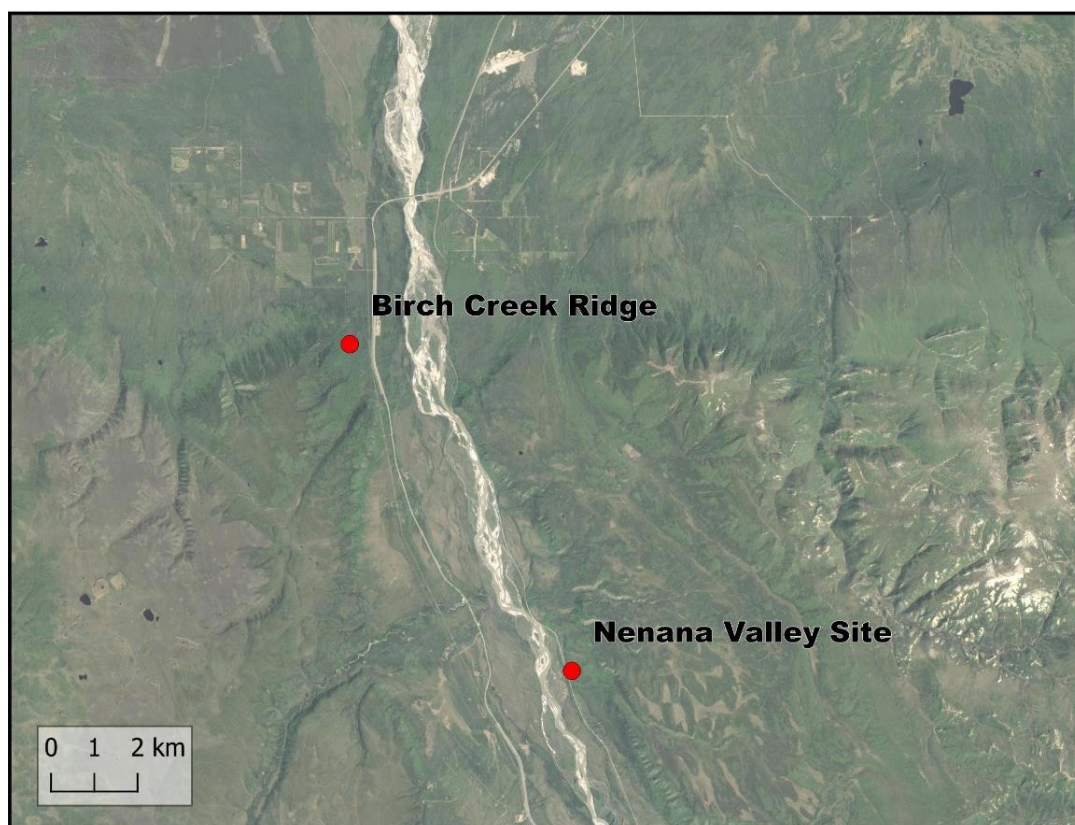


Figure 1.26: Localisation des sites archéologiques Birch Creek Ridge et Nenana Valley Site, dans la vallée de la rivière Nenana. Base cartographique selon Google Sat.

Le site a été originalement identifié et testé par J.F. Hoffecker en 1978, et de nouveau examiné en 2014 par l'équipe de K.E. Graf. Bien que quelques artefacts aient été retrouvés dans la portion supérieure de la stratigraphie, le potentiel archéologique a été catégorisé comme étant plutôt faible pour une occupation ancienne du secteur (Graf et

al. 2016). Des échantillons ont tout de même été collectés pour la datation du profil stratigraphique par luminescence et ce site est considéré ici comme ayant un intérêt plutôt géologique, permettant de couvrir une plus grande étendue de la vallée de la rivière Nenana.

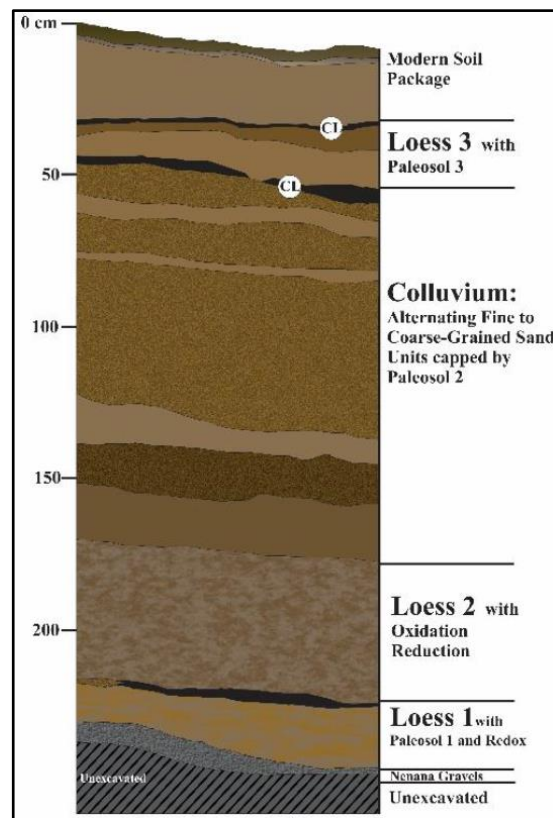


Figure 1.27: Stratigraphie du site Birch Creek Ridge détaillant les différentes unités. Les différentes occupations sont indiquées (CL : Cultural Layer; tiré de Graf *et al.* 2016).

1.5.2.5 Nenana Valley Site

Le site archéologique Nenana Valley Site (FAI-02397) est aussi localisé dans la vallée de la rivière Nenana, du côté est du cours d'eau (Fig. 1.26), au nord du site Walker Road. La localisation testée pour en évaluer le potentiel archéologique par l'équipe de K.E. Graf en 2014 se trouve sur une terrasse fluviale. De manière similaire aux autres

sites archéologiques de la vallée de la rivière Nenana à l'étude dans ce projet, une accumulation d'environ 1,6 m de sédiment éolien repose sur le gravier de Nenana. Quelques artefacts ont été mis au jour et témoignent possiblement d'une occupation durant la période holocène. Le potentiel archéologique pour une occupation témoignant du peuplement initial de la région a été considéré comme étant faible (Graf et al. 2016).

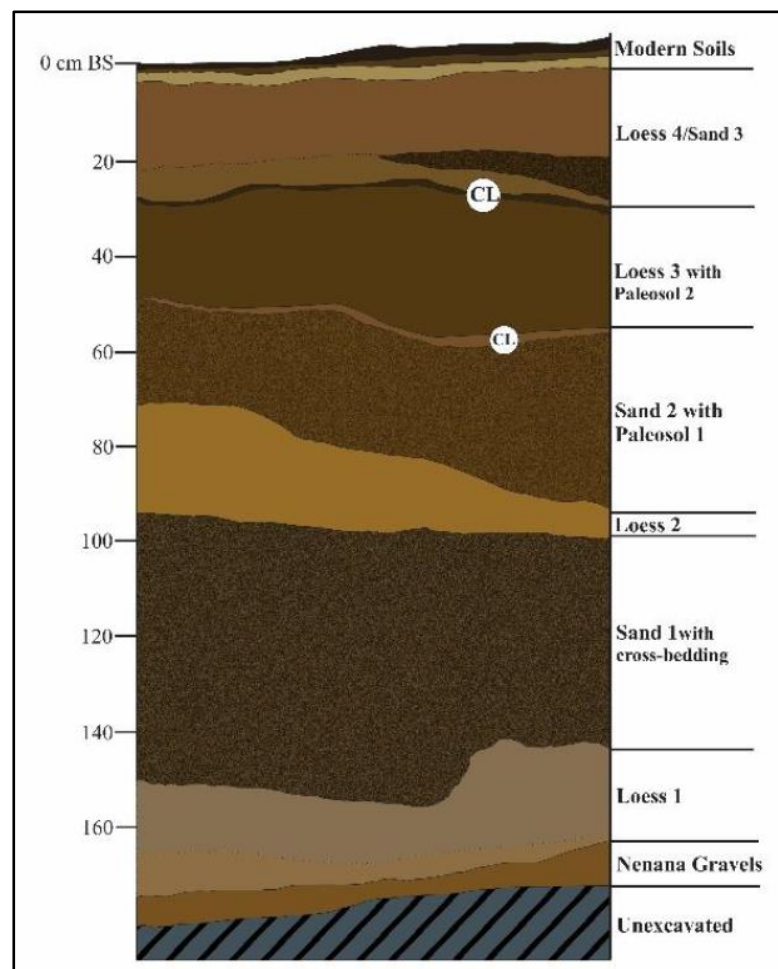


Figure 1.28: Stratigraphie du site Nenana Valley Site détaillant les différentes unités. Les différentes occupations sont indiquées (CL : Cultural Layer; tiré de Graf *et al.* 2016).

1.5.2.6 McDonald Creek

Le site archéologique McDonald Creek (FAI-2043) est localisé dans la région centrale de l'Alaska, dans la Vallée de la rivière Tanana (figure 1.29). L'espace occupé se trouve à l'extrémité sud d'une petite butte qui émerge des marécages avoisinants (figure 1.30). Le site archéologique McDonald Creek est caractérisé par l'accumulation d'environ 3,2 m de lœss (figure 1.31) qui repose sur une ancienne plaine d'épandage proglaciaire. Le profil stratigraphique (figure 1.32) est caractérisé par l'alternance non régulière de bandes de sables et de silts éoliens. Ce gisement semble avoir été assez densément occupé vers la fin du Pléistocène. L'endroit a été réoccupé à au moins deux autres reprises au cours de la préhistoire (Goebel *et al.* 2016).

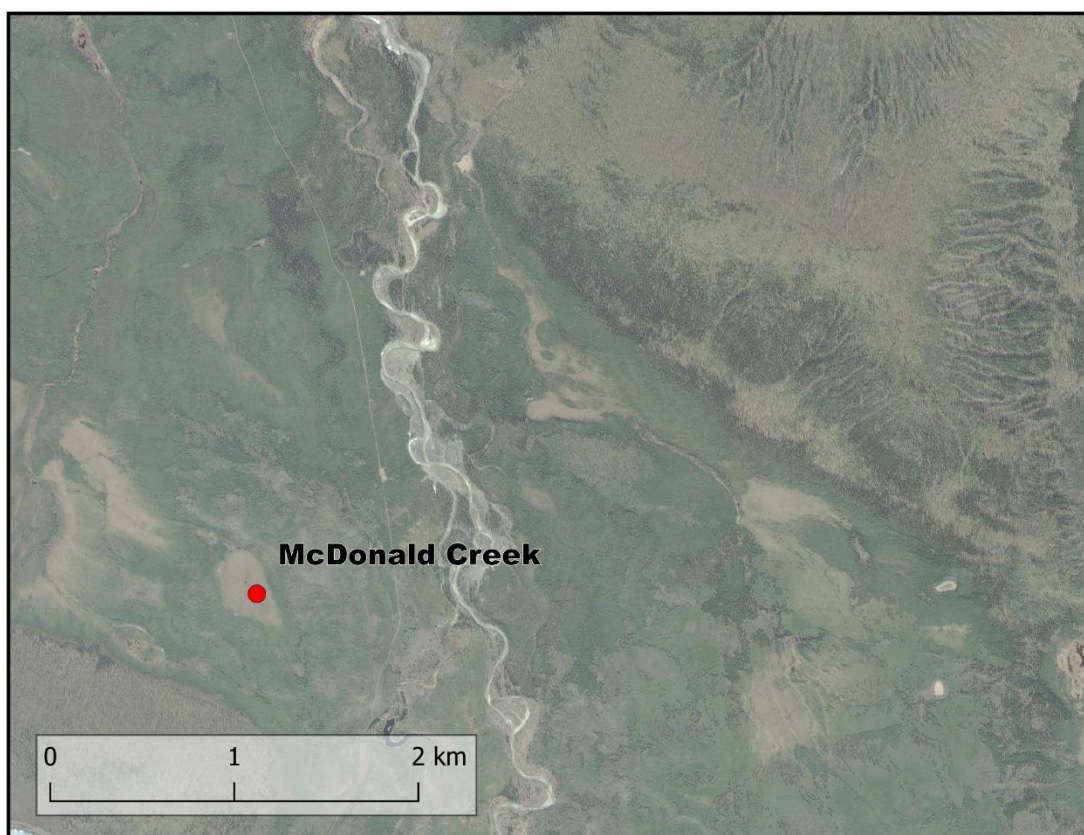


Figure 1.29 : Localisation du site McDonald Creek, dans la vallée de la rivière Tanana. Base cartographique selon Google Sat.



Figure 1.30 : Emplacement du site archéologique McDonald Creek (tiré de Goebel *et al.* 2016).



Figure 1.31 : Excavations archéologiques au site McDonald Creek (Été 2016) dans le secteur où les échantillons McD14b et McD16 ont été collectés.

La composante culturelle 3, qui est retrouvée près de la surface, dans une couche plus argileuse, est associée au complexe archaïque nordique et a été datée par ^{14}C entre 7,4 et 5,3 cal ka avant aujourd'hui. La composante culturelle 2 est possiblement associée au complexe Denali et a été datée entre 12,8 et 12,4 cal ka avant aujourd'hui. Finalement, la composante culturelle 1 est associée au complexe Nenana et a été datée entre 14,0 et 13,3 cal ka avant aujourd'hui (Goebel *et al.* 2016).

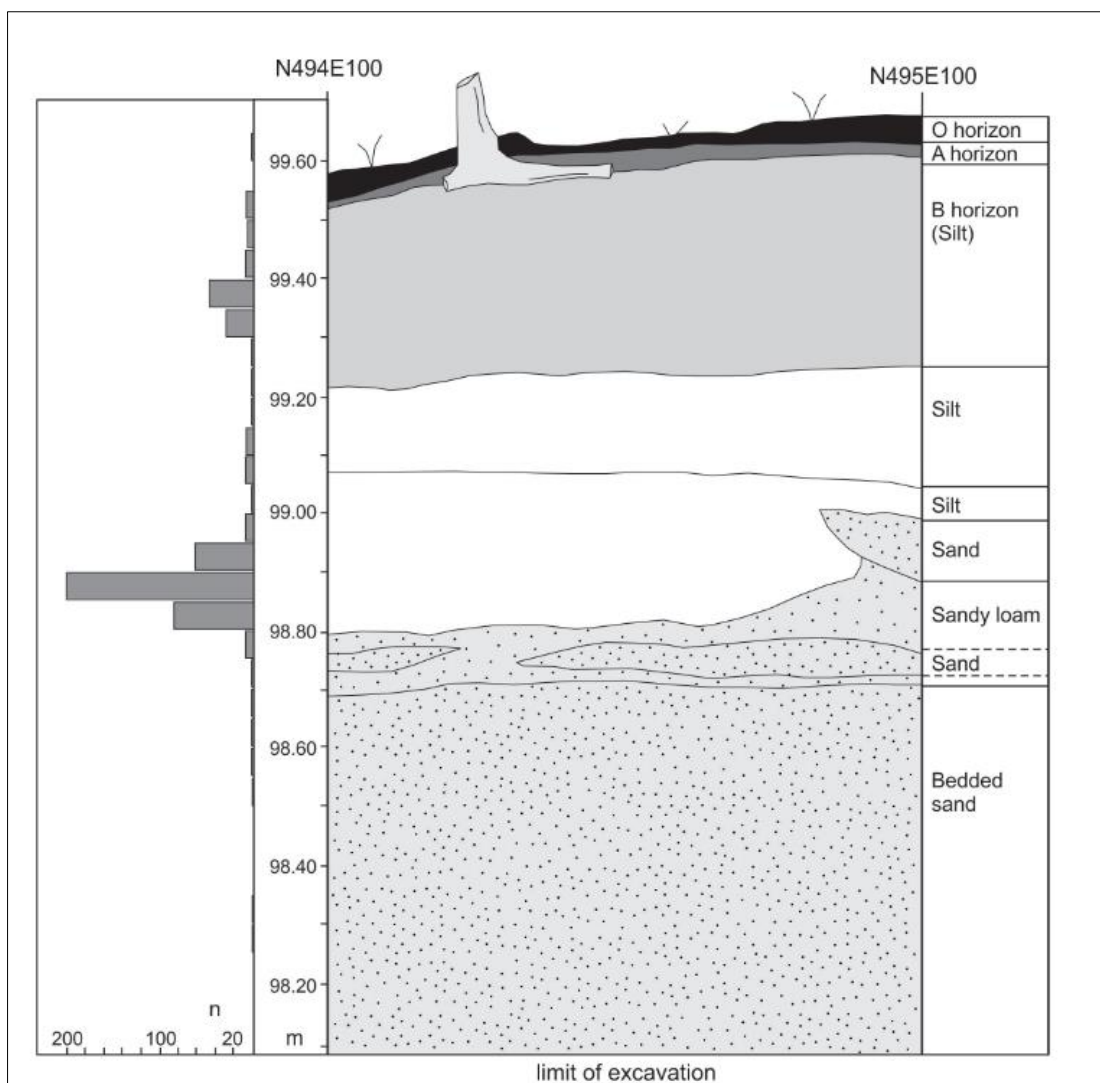


Figure 1.32 : Profil stratigraphique du site McDonald Creek et densité des témoins archéologiques en fonction de la profondeur (tiré de Goebel *et al.* 2016).

1.5.2.7 Hurricane Bluff

Le site archéologique Hurricane Bluff (XMH-838) est situé à environ 20 km au sud de la ville actuelle de Delta Junction, sur un escarpement d'environ 45 m au-dessus de la plaine d'inondation de la rivière Delta (figure 1.33; Potter *et al.* 2007). La stratigraphie de 4 m de profondeur consiste en une séquence complexe de 8 unités de sables, 6 unités de silts, 7 paléosols et au moins 2 couches de cendres volcaniques au-dessus du gravier

associé à un épandage proglaciaire pléistocène (figure 1.34; Potter *et al.* 2007). Ce site archéologique a souffert d'une érosion éolienne sévère et du piétinement par les bisons réintroduits qui vivent actuellement en semi-liberté dans cette région de l'Alaska. Deux composantes culturelles stratigraphiquement distinctes ont été datées par ^{14}C entre 1,8- et 1,5 ka cal et entre 10,2 et 9,6 cal ka avant aujourd'hui, respectivement (Potter *et al.* 2007).



Figure 1.33 : Localisation du site Hurricane Bluff, en marge de la rivière Delta. Base cartographique selon Bing Sat.

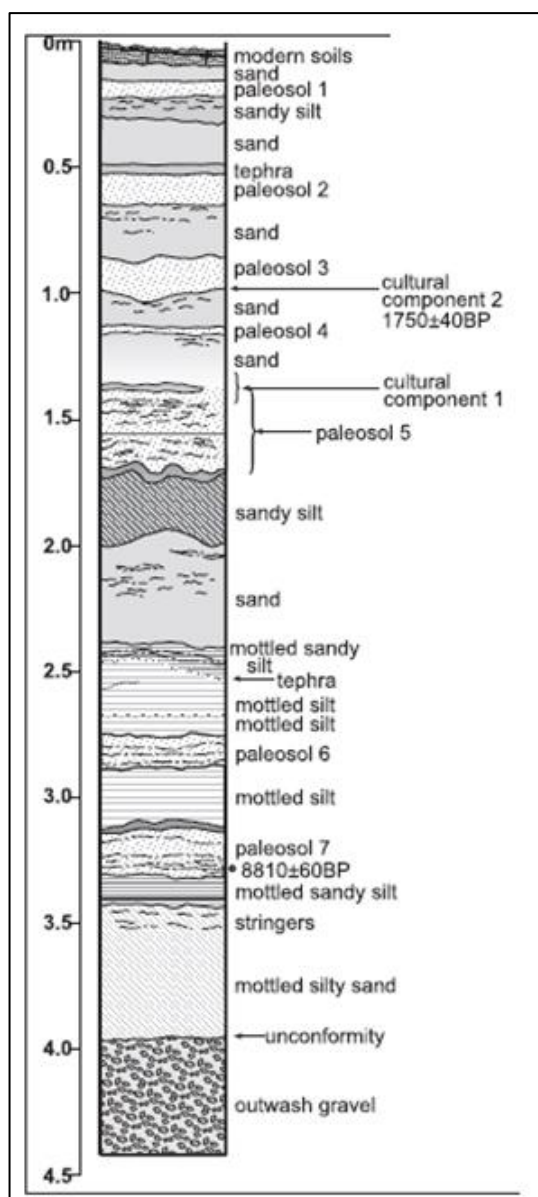


Figure 1.34 : Stratigraphie du site Hurricane Bluff détaillant les différentes unités (tiré de Potter *et al.* 2007).

1.5.2.8 Britannia Yukon Hill

Le site archéologique Britannia Yukon Hill (KfVi-3) a été découvert en 2009 par la firme Altamira, dans le cadre d'une étude de potentiel archéologique en lien avec le développement d'un projet minier (Altamira Consulting Ltd. 2014). Ce site se trouve

sur une terrasse, à la confluence entre le cours d'eau Britannia Creek et le fleuve Yukon (figure 1.35). À une profondeur d'environ 50 cm dans l'accumulation de lœss, l'occupation initiale du site est associée à un paléosol et a été datée par ^{14}C à 13,3 cal ka (figure 1.36). L'industrie lithique associée à cette première occupation ne comprend pas d'objet culturel diagnostique. Cet endroit aurait été réoccupé à plusieurs reprises au cours de la préhistoire, notamment par des groupes associés à la culture Denali, ainsi que durant la période historique (Altamira Consulting Ltd. 2014; Thomas *et al.* 2017; Desjardins-Martin 2018).



Figure 1.35 : Localisation du site Britannia Yukon Hill, sur une terrasse en marge du cours d'eau Britannia Creek, un tributaire du fleuve Yukon. Base cartographique selon Google Sat.

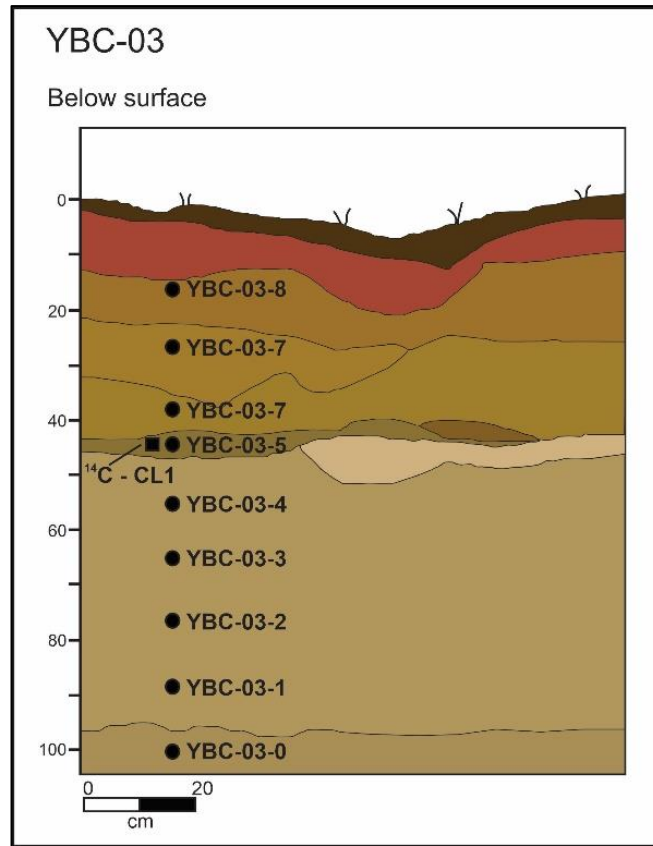


Figure 1.36 : Coupe stratigraphique du site Britannia Yukon Hill représentant les unités lithologiques, ainsi que la localisation des échantillons collectés pour la datation par luminescence (modifié de Desjardins-Martin 2018). Les cercles représentent les échantillons collectés pour la luminescence et le carré représente l'occupation archéologique datée par ^{14}C (CL : *Cultural Layer*).

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

Dans ce chapitre le processus d'échantillonnage sur le terrain, de même que les différentes méthodes qui ont été utilisées dans le cadre de ce projet sont présentés. Deux types de méthodes d'analyse ont été utilisés. Il y a d'une part les méthodes chronologiques, soit la luminescence et le radiocarbone (^{14}C), et d'autre part les méthodes de caractérisation des échantillons, soit la granulométrie, la diffractométrie des rayons X, la spectrométrie de masse, ainsi que la quantification du carbone organique et inorganique.

Le développement et l'utilisation de la méthode de datation par luminescence est un thème central de cette thèse. La section consacrée à cette méthode prend, de ce fait, une ampleur plus importante dans ce chapitre. Un bref historique de l'utilisation de la luminescence de même que ses principaux fondements et enjeux sont présentés. Les sections consacrées aux autres méthodes sont plus succinctes, exposant les principes et les limitations majeures pour leur utilisation dans le cadre de ce projet.

2.1 Échantillonnage sur le terrain

2.1.1 Déroulement des sorties de terrain

L'échantillonnage des sédiments s'est fait au moment de fouilles archéologiques, lorsque des parois présentant les séquences stratigraphiques étaient fraîchement

dégagées. Les campagnes de terrains se sont déroulées au cours des étés 2015 et 2016. En 2015, les sédiments du site archéologique Walker Road ont été collectés par L. Forget Brisson et M. Lamothe, accompagnés de l'archéologue K.E. Graf et de N. Desjardins-Martin. L'échantillonnage du site Hurricane Bluff s'est fait durant le même été par L. Forget Brisson et une archéologue faisant partie de l'équipe de J. Esdale. C'est également durant l'été 2015 que les échantillons du site Britannia Yukon Hill ont été collectés par N. Desjardins-Martins et M. Lamothe, accompagnés des archéologues P.G. Hare et C.D. Thomas, et de L. Forget Brisson. L'échantillonnage du site archéologique McDonald Creek aurait dû se poursuivre durant la saison 2015, mais de grands feux de forêts ont nécessité l'évacuation d'urgence du site de fouilles, abrégant ainsi la campagne de terrain pour L. Forget Brisson, K.E. Graf et T. Goebel. La collecte d'échantillons supplémentaires provenant du site McDonald Creek a été réalisée au cours de l'année 2016 par ces trois mêmes personnes.

À ces échantillons se sont ajoutés ceux récoltés en 2014 au site McDonald Creek par M. Frouin et M. Lamothe, accompagnés de K.E. Graf et T. Goebel, de même que les échantillons des sites Dry Creek, Birch Ridge Creek et Nenana Valley Site, collectés par K.E. Graf lors de l'été 2011.

2.1.2 Méthodologie

Les prélèvements pour la luminescence se sont faits à l'aide de tubes opaques en PVC ou en cuivre de diamètres variables, tout dépendant de l'épaisseur des couches stratigraphiques à échantillonner. Ces tubes ont été insérés latéralement dans les parois fraîchement exposées. Une attention particulière a été portée à l'angle de la strate et l'échantillonnage a été réalisé en tenant compte de celui-ci afin de s'assurer que le sédiment récolté provienne bien de la couche d'intérêt et ne constitue pas un mélange de plusieurs strates. Des échantillons des principales couches ont été prélevés afin de documenter la séquence stratigraphique dans son entièreté. Des échantillons

supplémentaires ont aussi été récoltés pour la détermination de la dose annuelle, de la teneur en eau et de la saturation (*e.g.* Hardy & Forget Brisson 2017). Les échantillons préalablement scellés et sécurisés pour éviter tout mouvement des sédiments et toute contamination par la lumière ont été emballés et envoyés par avion de Fairbanks à l'*Université A&M du Texas*, et ensuite au laboratoire *LUX*.

2.2 Méthodes d'analyse

2.2.1 Luminescence stimulée optiquement

La luminescence a été utilisée de manière extensive dans le cadre de ce projet doctoral. Des échantillons de lœss collectés en contextes archéologiques et géologiques ont été datés afin d'établir, notamment, un cadre chronologique pour l'occupation archéologique de la région. Les mesures ont été réalisées dans le laboratoire *LUX* du département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM, dirigé par Michel Lamothe.

La luminescence est une méthode de datation absolue, où l'âge obtenu est numérique et calendaire. Cette méthode est appliquée sur des minéraux et, de ce fait, peut être utilisée sur les sédiments (*e.g.* Huntley *et al.* 1985; Lamothe 2004; Rhodes 2011; Balescu *et al.* 2015, 2020), la matière lithique (*e.g.* Bertrand 1992; Lamothe 2004; Sohbaty *et al.* 2012; Chapdelaine *et al.* 2015), ou bien sur des objets fabriqués à partir de minéraux telle que la céramique (*e.g.* Pelletier 1996; Lamothe 2004; Guibert *et al.* 2009; Forget Brisson *et al.* 2015; Forget Brisson 2016).

Daniels *et al.* (1953) ont été parmi les premiers à suggérer que la réponse lumineuse de certains minéraux à une dose de radiation pourrait être utilisée pour l'estimation du temps écoulé depuis la cuisson d'une poterie. Conséquemment, les premiers tests de datation par TL sur ce type de matériaux ont été réalisés par Grögler *et al.* (1960). C'est

en 1965 que se fait la première application de la datation par TL sur des dépôts de lœss ukrainiens, soit des minéraux non chauffés et remis à zéro par l'exposition au soleil préalablement à la sédimentation des particules (Shelkopyas & Morozov 1965). Un tournant significatif dans la recherche méthodologique correspond à l'identification, par Huntley *et al.* (1985), d'une méthode plus directe et plus efficace pour la stimulation des pièges sensibles à la lumière par un laser vert. Quelques années plus tard, il est montré que les diodes électroluminescentes (DEL) infrarouges sont également efficaces pour la stimulation des feldspaths potassiques (Hütt *et al.* 1988). C'est cette technique qui est utilisée dans le cadre de ce projet.

2.2.1.1 Principes

La luminescence est une méthode dosimétrique basée sur l'accumulation des effets de la radioactivité à travers le temps. Cette méthode exploite une propriété physique de certains minéraux, qui est l'accumulation d'électrons dans leur structure cristalline, ainsi que l'émission de photons lorsque ces minéraux sont stimulés soit thermiquement (thermoluminescence; TL) ou optiquement (luminescence stimulée optiquement; OSL). Ces stimulations entraînent la libération des électrons piégés dans la structure et, de ce fait, permettent la remise à zéro de cette horloge naturelle.

Excités par une radiation ionisante telle que le rayonnement gamma (γ) et les particules alpha (α) et beta (β) provenant de la décroissance radioactive de certains isotopes naturels présents dans le sol, principalement l'uranium (U), le thorium (Th) et le potassium (K), ainsi que par les rayons cosmiques, des électrons peuvent être piégés à l'état métastable dans des défauts de la maille cristalline des minéraux. Ces pièges à électrons sont en fait des défauts (impuretés, substitutions, lacunes ou dislocations) dans la structure cristalline interne des minéraux. Lorsque les minéraux sont stimulés par la chaleur ou la lumière, les électrons accumulés dans les pièges sont évacués, et

en s'associant à des centres de recombinaisons (trous), des photons sont émis, d'où l'émission de luminescence.

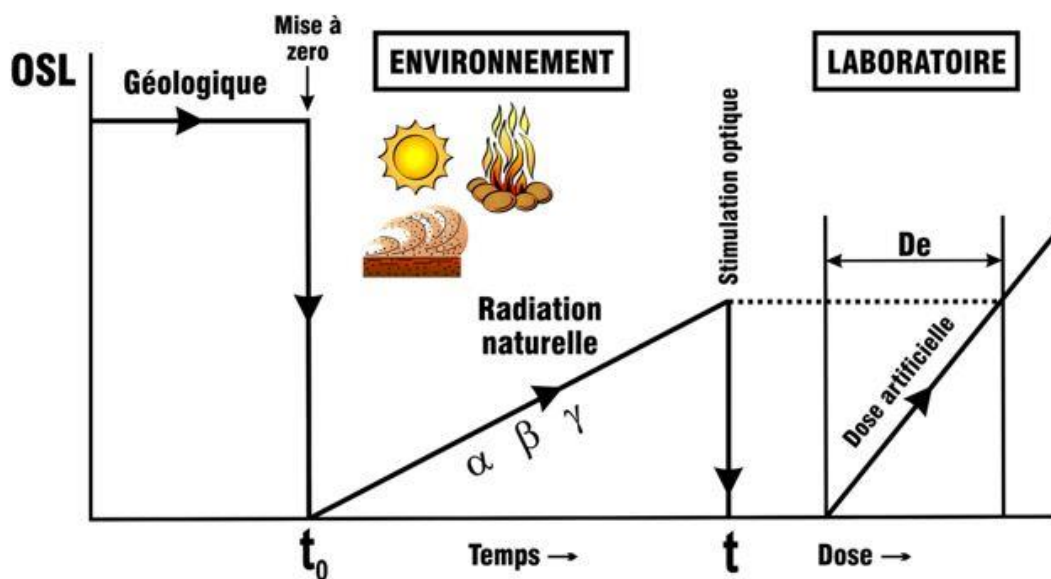


Figure 2.37 : Schématisation des principes de l'utilisation de la luminescence en tant que méthode de datation numérique (laboratoire LUX). Le temps est représenté sur l'axe des x et le signal luminescent sur l'axe des y. Les explications sont intégrées dans le texte qui suit.

En considérant que les effets de la radiation dans les minéraux sont cumulatifs à travers le temps, l'intensité de la luminescence est proportionnelle à la quantité d'électrons piégés. Cette dernière est également proportionnelle à la dose radioactive à laquelle l'échantillon a été exposé au cours du temps d'enfouissement.

Ces principes fondamentaux permettant l'utilisation de la luminescence en tant que méthode de datation numérique sont exposés dans la figure 2.37, où les charges préalablement accumulées dans la structure cristalline (dose géologique) sont évacuées au moment de la remise à zéro (t_0), durant le transport sédimentaire. Dans le contexte à l'étude, la remise à zéro des particules se fait par leur exposition au soleil lors de leur transport sédimentaire éolien. Lors de cette stimulation optique solaire, les électrons piégés dans la structure minérale sont évacués. À partir de l'épisode de sédimentation

subséquent et de l'enfouissement des particules, les électrons recommencent à s'accumuler dans la structure en réponse à l'exposition à la radiation environnementale. Les particules sédimentaires sont retirées de leur environnement ionisant lors de l'échantillonnage et ensuite traitées en laboratoire (t), où le signal luminescent naturel est quantifié et ensuite comparé au signal luminescent associé à des doses de radiation artificielle afin de déterminer la quantité totale d'électrons piégés dans la structure cristalline des minéraux depuis la dernière remise à zéro, soit la dose équivalente (D_e). La D_e corrigée pour la décroissance anormale du signal luminescent correspond quant à elle à la paléodose (P).

Ainsi, l'âge d'un échantillon peut être obtenu par la résolution de l'équation 1.

Équation 1

$$\text{Âge (ka)} = \frac{P \text{ (Gy)}}{D_a \text{ (Gy/ka)}}$$

Où P est exprimé en Gray (1 Gy = 1 J kg⁻¹) et correspond à la dose de radiation donnée en laboratoire nécessaire pour générer un signal luminescent équivalent à la dose naturelle (D_e) corrigée pour la décroissance anormale du signal luminescent, et la D_a (dose annuelle), exprimée en Gy/ka, correspond à la dose radioactive environnementale reçue annuellement par l'échantillon.

2.2.1.1.1 Détermination de la D_a et de la D_e

La D_a est calculée à partir des concentrations des isotopes radioactifs U, Th et K, de la dose cosmique ainsi que par l'estimation de la teneur en eau. La D_a correspond ainsi à la somme des différentes sources de radiation effectives et peut être exprimée comme suit :

Équation 2

$$D_a = \frac{\alpha D'_\alpha}{1 + 1.49 \Delta} + \frac{D'_\beta}{1 + 1.25 \Delta} + \frac{D'_\gamma}{1 + 1.14 \Delta} + D_c$$

Où les doses effectives (D') α , β et γ sont calculées en fonction de la teneur en eau (Δ), celle-ci atténuant les effets de la radioactivité. La dose α est corrigée pour sa moins grande efficacité à produire de la luminescence par unité de dose (Gy) en comparaison avec β et γ par la valeur α .

La mesure de la D_e se fait quant à elle par la comparaison du signal luminescent naturel normalisé (L_n/T_n) avec des signaux luminescents correspondant à des doses de radiation connues induites en laboratoire, également normalisées (L_x/T_x). La détermination de la D_e se fait par l'interpolation du signal naturel sur une courbe de croissance du signal luminescent régénéré (voir figures 3.47 et 4.58 pour des exemples). Différents protocoles de mesures peuvent être utilisés pour la détermination de la D_e . Dans le cadre de ce projet doctoral, un protocole de mesure dérivé de la SAR (*Single Aliquot Regeneration dose*; Fraction aliquote unique avec régénération de la dose; Murray & Wintle 2000) a été développé et nommé le LPH-IRSL (*Low Preheat Infrared Stimulated Luminescence*; Luminescence induite par stimulation infrarouge avec préchauffe à basse température). Ce dernier est présenté et validé dans le chapitre 3. Le protocole pIt-LPH-IRSL (*post-isothermal low-preheat infrared stimulated luminescence*; Luminescence induite par stimulation infrarouge avec une préchauffe à basse température mesuré après un traitement isotherme) a également été proposé en tant qu'adaptation au protocole pIt-IRSL (*post-isothermal infrared stimulated luminescence*; Luminescence induite par stimulation infrarouge après un traitement isotherme) de Lamothe *et al.* (2020), et celui-ci fait l'objet de l'appendice E.

Les mesures de détermination de la D_e ont été réalisées avec des appareils de luminescence Lexsyg, soit le Research et le Smart. La quantification des abondances

en U, Th et K a quant à elle été réalisée avec un spectromètre gamma de haute résolution de la marque Canberra. Les modalités des mesures sont exposées dans les chapitres 3 et 4.

2.2.1.1.2 Modèle physique des bandes

Le phénomène de la luminescence peut être expliqué de manière conceptuelle par le modèle des bandes (Aitken 1985; Jain & Ankjaergaard 2011; figure 2.38). Les pièges dans lesquels s'accumulent les électrons, de même que les centres de recombinaison, sont situés dans la bande dite « interdite », entre les bandes de valence et de conduction du cristal, dans un état de non-excitation. Préalablement à l'irradiation, les électrons se trouvent dans la bande de valence. En réaction à l'ionisation par la radiation environnementale, les électrons se déplacent vers la bande de conduction ou dans l'aile de la bande. Les charges retournent ensuite vers leur lieu d'origine lorsque leur énergie n'est plus suffisante pour les maintenir au niveau d'excitation requis dans la bande de conduction. Lors du retour des électrons dans la bande interdite, ces derniers peuvent être retenus dans des pièges. Sous l'effet d'une stimulation optique ou thermique, dans la nature ou en laboratoire, les charges sont expulsées des pièges et s'associent à des centres de recombinaison (trous). L'énergie excédentaire est alors dégagée sous la forme de photons et la luminescence est ainsi émise.

Tel qu'il peut être constaté sur la figure 2.38, plusieurs routes différentes peuvent être empruntées par les charges au moment de la recombinaison avec les trous. Ces routes sont représentées par les lettres a, b, c, d₁, d₂, d₃, e₁, e₂ et f. Les routes a, b et c représentent une recombinaison par la bande de conduction, tandis que les routes d₁ et d₂ représentent une recombinaison par l'aile de la bande de conduction. Les routes d₃, e₁ et e₂ représentent une recombinaison par effet tunnel, et la route f représente quant à elle un repiégeage dans l'état de non-excitation.

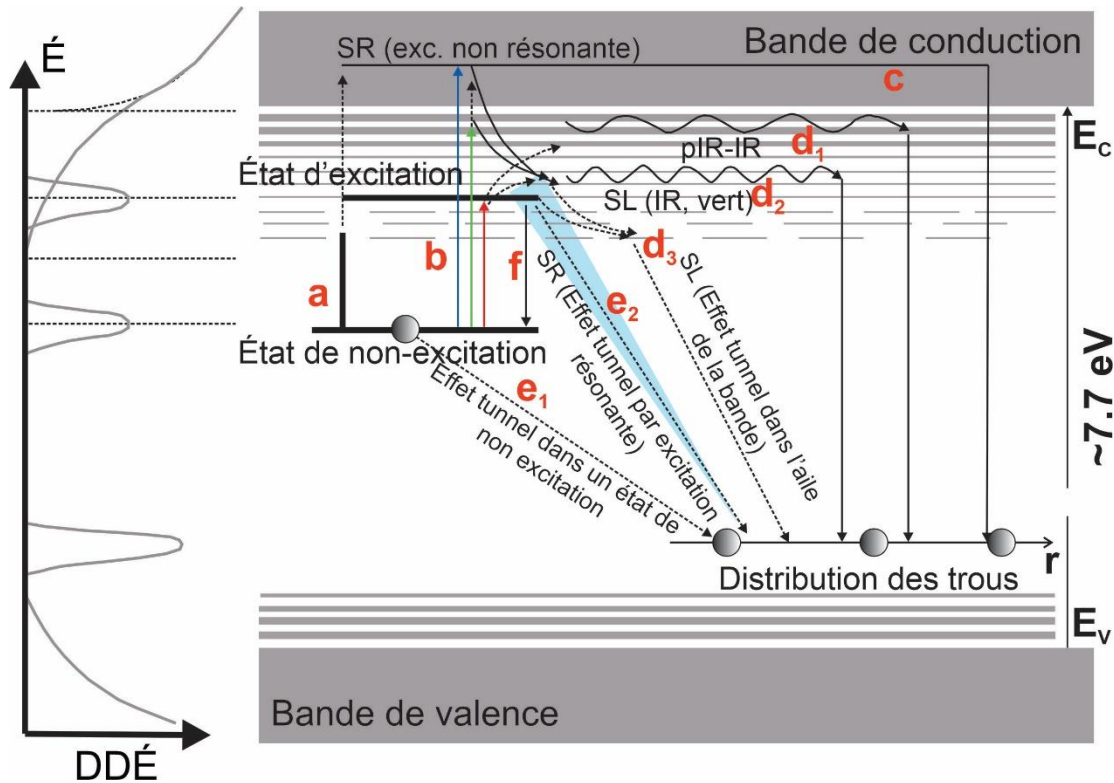


Figure 2.38: Schématisation du modèle des bandes (modifié de Jain & Ankjaergaard 2011). Dans la portion gauche de la figure est représentée la densité des états (DDÉ) en fonction de l'énergie ($\hat{E}$) selon Poolton *et al.* (2002). Les bandes de valence et de conduction, entre les énergies E_v et E_c , sont indiquées par les bandes pleines grises inférieure et supérieure, respectivement. Les bandes discontinues au-dessus et en-dessous des bandes de valence et de conduction représentent les ailes de la bande (*band tail state*). La distribution r des trous et des centres de recombinaisons est accessible par les charges par les routes de recombinaison a, b, c, d1, d2, d3, e1, e2 et f. Les routes sont représentées par des flèches pleines ou tiretées, ces dernières indiquant un continuum dans l'aile et la bande de conduction. Les flèches courbées indiquent une transition impliquant l'absorption ou l'émission d'un phonon, soit une thermalisation. L'excitation thermique (TL) est représentée par la route a. Les excitations optiques IR, verte et bleu sont représentées par la route b. La route c indique une recombinaison par la bande de conduction, tandis que la route d indique un continuum de transitions par l'aile de la bande (d1 : haute énergie et haute mobilité; d2 : basse énergie et faible mobilité; d3 : effet tunnel dans l'aile de la bande). La route e1 représente un effet tunnel à partir d'un niveau de non-excitation et e2 à partir d'un état d'excitation. La région en bleu indique une aire de recombinaison possible aux alentours de l'état d'excitation. La route f représente un repiégeage des charges suite à une stimulation et est associée à la radiophotoluminescence (RPL). SR: signal rapide. SL: signal lent.

Selon ce modèle, la stimulation infrarouge (IR) de basse température visée par le protocole de détermination de la D_e utilisé dans le cadre de cette étude (LPH-IRSL; chapitre 3) est engendrée par la route d2. La deuxième stimulation IR impliquée dans

le protocole pIt-LPH-IRSL est pour sa part engendrée par la route d_1 , nécessitant un niveau d'énergie supérieur. La décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths (voir section suivante; 2.2.1.1.3) est quant à elle représentée par la route e_1 où les charges sont évacuées des trappes sans stimulation préalable.

Le modèle présenté ci-haut est forcément conceptuel et simplifié. Selon les différentes hypothèses et les différents modèles, il pourrait y avoir plusieurs types de pièges et de centres de recombinaison à des niveaux d'énergie (ou profondeurs) variables entre les bandes de valence et de conduction. Tout dépendant de leur profondeur, les pièges auraient une stabilité plus ou moins importante, se rempliraient d'électrons à des taux différents et se videraient en réponse à des stimulations plus ou moins intenses. Lors de la datation par TL, l'existence de ces différents pièges pourrait expliquer l'existence de pics de luminescence correspondant à des températures de stimulations précises.

2.2.1.1.3 Décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths

Intrinsèquement liée à la détermination de la D_e des feldspaths, la décroissance anormale du signal luminescent est un phénomène ubiquiste affectant principalement ce type de minéral (Wintle 1973; Aitken 1985, 1998; Spooner 1994; Huntley & Lamothe 2001; Huntley 2006; Huntley & Lian 2006). Cette particularité a été identifiée dès les premières tentatives de datations des feldspaths par TL par Wintle (1973). Ce phénomène se manifeste par le fait que les électrons piégés dans la structure cristalline, au lieu de demeurer stables dans les pièges, s'évadent et contredisent ainsi les modèles cinétiques sur la stabilité des électrons à travers le temps. Ceci engendre une surestimation du signal luminescent régénéré, et donc une sous-estimation de l'âge de l'échantillon.

La stabilité thermique des pièges, ou la probabilité d'éviction des électrons par seconde, est prédite par l'équation suivante (Aitken 1985 : équation 3.4):

Équation 3

$$t = s^{-1} \exp(E/kT)$$

Où τ est la demi-vie de rétention d'un électron dans un piège, s^{-1} est la fréquence de libération des charges, E (eV) est la profondeur du piège, T (°C) est la température et k est la constante de Boltzmann ($1,380\ 649 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$).

Selon l'équation 3, la stabilité des électrons dans un piège devraient être supérieure à 4 Ma (Huntley & Lian 2006). Or, dans le cas des feldspaths, une perte d'électrons peut être observée dans un contexte où ces derniers devraient être stables dans les pièges, d'où la notion de décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths. L'hypothèse de l'effet tunnel (*quantum mechanical tunnelling*) est généralement évoquée pour l'explication de ce phénomène (Visocekas 1979, 2002; Visocekas *et al.* 1994; voir figure 2.38).

Des modèles ont été développés afin de décrire et prédire la décroissance anormale du signal, dans le but de corriger la D_e et ainsi déterminer P (Huntley & Lamothe 2001; Auclair *et al.* 2003; Lamothe *et al.* 2003; Huntley 2006). De ce fait, en mesurant adéquatement le taux de décroissance anormale du signal luminescent de l'échantillon (valeur g), une correction peut être appliquée. Dans le cadre de ce projet, la correction DRC (*Dose Rate Correction*; Correction du débit de dose; Lamothe *et al.* 2003) a été utilisée. L'équation utilisée dans cette correction est dérivée de la correction Huntley-Lamothe (Huntley & Lamothe 2001). Dans la DRC, la décroissance anormale du signal est donnée en fonction de trois variables, soit la valeur g , le débit de dose induit en laboratoire ($\dot{D}_{\text{lab}}$) et le débit de dose induit dans la nature ($\dot{D}_{\text{sol}}$; Lamothe *et al.* 2003). Cette correction est ainsi basée sur la distorsion entre le débit de dose naturel résultant en la luminescence naturelle de l'échantillon (L_n) et celui utilisé pour la construction de la courbe de croissance (T_n , L_x et T_x). Elle prédit ainsi le temps nécessaire pour un retour à l'équilibre d'un échantillon donné, suivant l'équation 4.

Équation 4

$$g \log\left(\frac{1}{e} \frac{\dot{D}_{lab}}{\dot{D}_{sol}}\right) \rightarrow 1$$

Certains protocoles de mesures IRSL ont été développés dans les dernières années avec l'intention de minimiser, voire éviter les effets de la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths. Ceux-ci incluent les protocoles utilisant deux ou plusieurs mesures IRSL, soit les variantes de la procédure mesurant le signal IRSL à haute température après une première lecture IRSL à basse température (*Post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence*; pIRIR; Luminescence infrarouge post luminescence infrarouge; Thomsen *et al.* 2008; Buylaert *et al.* 2009, 2012; Thiel *et al.* 2011), ainsi que la procédure mesurant une série de signaux IRSL à des températures croissantes (*Multiple Elevated Temperature post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence*; MET-pIRSL; Luminescence infrarouge à température élevée mesurée après plusieurs stimulations infrarouges mesurées à différentes températures; Li & Li 2011a, b, 2012). Ces protocoles impliquent la détection du signal IRSL à des températures élevées, qui accèderaient à des pièges de profondeur plus importante et qui seraient plus stables dans le temps (voir route d_1 dans la figure 2.38).

Par ailleurs, l'utilisation de la radiofluorescence infrarouge (IR-RF) accèderait également à des trappes de plus grande stabilité (Krbetschek & Trautmann 2000; Frouin *et al.* 2017), de même que la photoluminescence infrarouge (IR-PL; Prasad *et al.* 2017). L'IR-RF s'attarde au signal luminescent émis lors de l'irradiation des feldspaths, tandis que l'IR-PL est une émission Stokes dérivé de l'excitation dans le proche infrarouge (*Near Infrared*; NIR) de minéraux ayant préalablement été exposés à la radiation.

Récemment, un protocole s'attardant à la luminescence détectée après un traitement isotherme (*Post-Isothermal*; pIt) a été développé par Lamothe *et al.* (2020) afin de

contourner les effets de la décroissance du signal luminescent des feldspaths. Ce dernier protocole a été adapté pour la datation des échantillons à l'étude et ses principes sont présentés dans l'appendice E.

2.2.1.2 Limites

De manière générale, les âges obtenus par la méthode de datation par luminescence sont caractérisés par des erreurs relatives entre 5 et 10%. Dans certains contextes plus complexes, les erreurs peuvent aller jusqu'à 15% et même au-delà. Chacun des paramètres impliqués dans la détermination d'un âge par luminescence comporte une incertitude et celles-ci sont intégrées en quadrature dans le calcul de l'âge final. Pour la détermination de la D_e , aux erreurs sur les mesures de luminescence s'ajoutent celle de la calibration de la source radioactive et celles en lien, si nécessaire, avec l'utilisation d'une correction pour la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths. Dans le cas de la D_a , les erreurs impliquées sont plus nombreuses et concernent les incertitudes sur les mesures des abondances en U, Th et K, les facteurs de conversion utilisés pour le calcul des composantes radioactives (Adamiec & Aitken 1998), ainsi que les différents facteurs d'atténuation en fonction de la taille des grains, d'une part pour le débit de dose alpha (Bell 1980), et d'autre part pour le débit de dose beta (Mejdahl 1979). L'incertitude sur la valeur a est aussi à considérer, de même que l'erreur sur la teneur en eau des sédiments. Cette dernière constitue une source d'incertitude majeure, en ayant un impact important sur le débit de dose radioactive que recevront les grains présents dans le sol, étant donné que l'eau absorbe la radioactivité. La mesure *in situ* de cette valeur n'apporte pas de réponse sans équivoque, étant donné que la teneur en eau peut, tout dépendant des contextes, varier considérablement dans le temps (de manière saisonnière et à travers les périodes temporelles).

Les sources d'incertitudes mentionnées ci-haut sont inévitables et sont nécessairement à considérer pour le calcul d'erreur sur un âge déterminé par luminescence. Or, à celles-ci peuvent également s'ajouter plusieurs sources supplémentaires d'incertitude qui auront un effet considérable sur les résultats obtenus, pouvant être considéré ici comme des limitations. Dans le cadre de tout projet, il est essentiel de prendre en compte ces limitations lors de l'échantillonnage, la réalisation des mesures de luminescence, ainsi que lors de l'analyse des résultats. Ces limitations sont notamment : 1) une remise à zéro partielle des grains avant leur sédimentation; 2) le transfert thermique; 3) la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths; 4) un débit de dose environnementale non-homogène; 5) des processus post-sédimentaires; 6) des conditions d'enfouissement variables dans le temps; ainsi que 7) la « pollution » du signal luminescent sélectionné par d'autres espèces minérales.

Tout d'abord, la remise à zéro partielle des grains avant leur sédimentation (1) ne semble pas être un enjeu majeur pour les échantillons à l'étude. Les lœss sont des sédiments transportés par le vent sur des distances considérables et sont ainsi très propices à être remis à zéro par le soleil durant cette période de transport. Ce type de sédiment est ainsi idéal pour l'application de la luminescence. La comparaison des résultats de luminescence avec des âges indépendants confirme également la remise à zéro adéquate des grains et l'absence d'une composante luminescence résiduelle dans les minéraux au moment de la sédimentation. Ceci exclut toutefois l'échantillon collecté dans le paléosol du site Britannia Yukon Hill (YBC-03-5), qui présente une surestimation importante, en considérant la séquence stratigraphique et les données chronologiques indépendantes. Un apport de grains plus vieux, possiblement en lien avec un mouvement de pente est soupçonné pour cet échantillon. L'échantillon basal du site Walker Road (WR15-1) est aussi susceptible d'être caractérisé par une remise à zéro partielle.

Une limitation importante affectant les échantillons à l'étude concerne le transfert thermique (2) considérable qui empêche l'utilisation de protocole de mesure IRSL traditionnels. Le transfert thermique est un phénomène qui engendre, lors d'un traitement thermique, un transfert d'électrons à partir de pièges non-sensibles à une stimulation lumineuse vers des pièges qui sensibles, contribuant ainsi au signal mesuré (Ollerhead et al. 1994; Aitken 1998; Wallinga 2002). Les effets du transfert thermique sont exposés de manière exhaustive dans le chapitre 3, où le protocole LPH-IRSL, développé spécialement pour contourner cette problématique, est également présenté. L'utilisation d'un protocole de mesure adapté minimise l'impact de cette limitation sur l'incertitude relative des âges obtenus.

La décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths (3) est à l'origine d'une part significative de l'erreur relative des âges obtenus par la méthode de datation par luminescence. Or, dans le cas où les quartz, apparemment non-affectés cette problématique, n'ont pas été sensibilisés suffisamment pour émettre un signal luminescent pouvant être adéquatement détecté (voir figure S3.53), les feldspaths ont nécessairement dû être sélectionnés comme dosimètres dans le cadre de ce projet. Et dans cette situation où le transfert thermique est particulièrement important pour les échantillons à l'étude, l'utilisation de stimulation IRSL de hautes températures prescrites par les protocoles minimisant les effets de la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths (pIRIR et MET-pIRIR) a dû être évitée afin d'obtenir des résultats adéquats. En effet, tel qu'il est démontré dans le chapitre 3, l'utilisation de ce type de protocole, de même que les protocoles de mesure habituels, ont engendré l'obtention de résultats erronés et erratiques. La valeur g , correspondant au taux de décroissance par décade de temps, a toutefois pu être convenablement mesurée pour chacun des échantillons. La correction DRC a été appliquée et les âges corrigés obtenus sont en accord avec les âges indépendants disponibles, ce qui valide l'utilisation de

cette méthodologie dans le contexte à l'étude. Les erreurs reliées à la mesure de la valeur g et l'application d'une correction sont intégrées au calcul d'âge final.

Concernant la possibilité d'un débit de dose environnementale non-homogène (4), il est à noter que cette limitation n'est pas déterminante dans les contextes à l'étude, où les accumulations de lœss sont très homogènes. Par ailleurs, un avantage de la mesure de la luminescence des feldspaths est que ces minéraux sont beaucoup moins affectés que les quartz par la présence de « points chauds » de débit de dose dans les sédiments où sont concentrés les minéraux plus radioactifs, tels qu'entre autres les feldspaths eux-mêmes, en raison de la contribution relative de la dose interne des minéraux feldspathiques.

Les processus post-sédimentaires (5) font référence à tous les mécanismes ayant pu perturber l'intégrité de la disposition initiale des sédiments lors de la période d'enfouissement des grains, et dont l'impact est difficilement quantifiable. Ces processus incluent notamment l'érosion, la resédimentation des particules, la bioturbation, la cryoturbation, ainsi que les processus pédogéniques. Bien que certains de ces processus aient pu avoir eu lieu sans pour autant laisser de traces détectables à l'œil nu, une évaluation visuelle des sites d'échantillonnage permet généralement d'éviter de collecter des échantillons dans des zones perturbées. Il faut toutefois garder en tête qu'une zone inconnue et non-visible est nécessairement échantillonnée dans une paroi stratigraphique par l'insertion des tubes d'échantillonnage. La cohérence stratigraphique des âges obtenus permet généralement de détecter des anomalies reliées à cette incertitude. Par ailleurs, il est assumé ici que l'impact des processus pédogéniques sur les âges obtenus est faible étant donné le développement peu prononcé des paléosols dans ces environnements nordiques et périglaciaires (voir chapitre 5).

Dans le même ordre d'idée que les processus post-sédimentaires, les conditions d'enfouissement variables dans le temps (6) sont difficilement quantifiables, mais peuvent affecter considérablement les résultats et les incertitudes qui lui sont associées. Un des plus importants processus à mentionner dans cette catégorie est sans aucun doute la variabilité de la teneur en eau dans le temps, et l'importance de cet enjeu a été mentionné plus haut. Un autre de ces processus en lien avec le contexte à l'étude qui pourrait être mentionné est le changement progressif dans l'épaisseur des dépôts en raison de l'accumulation sédimentaire, ayant un impact, notamment, sur le débit de dose cosmique mais aussi sur la contribution α , β et γ provenant du sédiment encaissant ayant une épaisseur variable dans le temps. Vue l'accumulation plutôt rapide des sédiments (voir tableaux 5.1 à 5.3), aucune modélisation pour rendre compte de ce changement d'épaisseur dans le temps n'a été faite dans le cadre de ce projet.

En outre, la pollution du signal luminescent sélectionné par d'autres espèces minérales (7) a pris une importance notable dans le cadre de ce projet, tel qu'il peut être considéré dans la section 3.7.3. Un lien a été suggéré entre les comportements luminescents particuliers des échantillons à l'étude et leur composition minéralogique, principalement la présence de la clinochlorite. Le protocole LPH-IRSL qui a été développé dans le cadre de ce projet doctoral minimise les effets de cette pollution minéralogique du signal luminescent feldspathique et réduit ainsi l'incertitude relative associée à cette particularité.

2.2.2 Radiocarbone

La datation par radiocarbone (^{14}C) tient une place importante dans ce projet en tant qu'ancrage pour les datations par luminescence et pour la construction d'une chronostratigraphie combinant les âges obtenus par ces deux méthodes de datation. La présence des contraintes temporelles du ^{14}C a permis l'élaboration d'un protocole de mesure fiable pour la détermination de l'âge des échantillons de loess à l'étude. Des

résultats ^{14}C ont été obtenus sur des échantillons de matière organique (charbon de bois et ossements, principalement) provenant des occupations archéologiques des sites à l'étude (voir le tableau 4.13). Parallèlement à ces résultats, deux datations ^{14}C supplémentaires ont été réalisées sur des fragments de charbon détritique présents dans les échantillons de lœss collectés pour la luminescence (McD14b2 et McD14b3). Ces mesures ont été réalisées au *A.E. Lalonde AMS Laboratory*, associé à l'Université d'Ottawa, dans le cadre d'un programme de formation pour les étudiants d'une durée de 5 jours. Ces résultats peuvent être consultés dans l'appendice A.

2.2.2.1 Principes

Le ^{14}C est produit continuellement dans l'atmosphère par l'interaction de la radiation cosmique avec le ^{14}N atmosphérique ($^{14}\text{N} + n \text{ (neutron)} \rightarrow ^{14}\text{C} + p \text{ (proton)}$). Le ^{14}C s'oxyde ensuite et forme la molécule $^{14}\text{CO}_2$. Le ^{14}C est introduit dans l'atmosphère et dans les océans par la photosynthèse et par les échanges de CO_2 entre l'air et la mer, et est ensuite introduit dans les organismes vivants par la chaîne alimentaire. Le ^{14}C étant un isotope instable, il décroît à l'intérieur de ces organismes selon le principe de la demi-vie. Cependant, l'apport en ^{14}C qui se fait tout au cours de la période vivante des organismes compense cette décroissance, et l'organisme est ainsi en équilibre avec l'atmosphère. Au moment de sa mort, l'apport en ^{14}C est coupé et l'équilibre est brisé. La concentration en ^{14}C dans l'organisme décroît ensuite, toujours selon le principe de la demi-vie (Libby *et al.* 1949; Hua 2009).

La mesure du temps écoulé depuis la mort de l'organisme (t) se fait donc en fonction de cette équation:

Équation 5

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} * \ln \left(\frac{N(t)}{N_0} \right)$$

Où:

- $T_{1/2}$ est la demi-vie de Libby;
- N_0 est la concentration initiale de ^{14}C dans l'organisme;
- $N(t)$ est la concentration résiduelle de ^{14}C au temps (t).

Dans cette équation, on assume que la production de ^{14}C dans l'atmosphère a été constante au cours du temps, permettant ainsi de fixer la valeur de N_0 . Or, la concentration de cet isotope instable est variable temporellement et c'est pourquoi il est nécessaire de calibrer les valeurs obtenues (Reimer *et al.* 2013, 2020). Ces variations de concentration de ^{14}C dans l'atmosphère sont dues à plusieurs facteurs, dont les changements dans le champ magnétique terrestre, les variations dans l'activité solaire (changements climatiques cycliques) ainsi que par des changements dans le cycle de carbone (voir notamment Hua 2009 et Hua *et al.* 2009 pour les variations durant le passé récent et la période du Dryas récent, respectivement).

2.2.2.2 Limites

Outre l'augmentation de l'incertitude inhérente à la calibration des résultats ^{14}C bruts (Guilderson *et al.* 2005; Hua *et al.* 2009), d'autres limitations peuvent être évoquées pour l'utilisation de la méthode de datation par radiocarbone dans le cadre de ce projet. Celles-ci comprennent principalement 1) l'association entre la matière organique datée et l'événement archéologique ou géologique d'intérêt; ainsi que 2) le décalage temporel entre les datations obtenues par ^{14}C sur du matériel organique et la luminescence sur des sédiments.

Dans le cas de la limitation concernant la relation entre les résultats provenant du ^{14}C et l'événement à dater (1), une connaissance approfondie du contexte à l'étude est nécessaire pour la sélection des échantillons de matière organique sur lesquelles les mesures de ^{14}C sont effectuées. Dans le cadre de ce projet, la matière organique liée aux occupations archéologiques enfouies dans les accumulations de loess ont été préférées par les archéologues associés au projet. Des charbons de taille notable ont été

collectés dans ce qui est susceptible d'être des foyers préhistoriques, indiquant une combustion sur place au moment de l'occupation. Des os longs de cervidés, également susceptibles d'avoir été manipulés par des humains ont aussi été sélectionnés. Dans le cas des datations ^{14}C supplémentaires qui ont été réalisées, du matériel organique détritique contenu dans les loess a été sélectionné. Des risques importants sont associés à la sélection d'un tel type de matériel. Ces charbons transportés pourraient avoir un âge antérieur à l'événement visé pour la datation, et ils pourraient également avoir subi des processus d'altération néfaste à une détermination fructueuse de leur âge. Or, dans le cas de ce projet, il a été déterminé que ces fragments de charbon provenaient probablement de la couche d'occupation archéologique située juste au-dessus de l'échantillon McD14b3 et que leur âge serait probablement légèrement postérieur à l'âge des échantillons McD14b2 et McD14b3 datés par luminescence. Par ailleurs, les âges obtenus pour ces deux échantillons ont été confrontés à des résultats ^{14}C et IRSL préalablement disponibles.

La deuxième limitation mentionnée fait référence au fait que les matériaux datés par les deux méthodes de datation, soit ^{14}C et IRSL, ne datent pas des événements synchrones (2). Les comparaisons entre les résultats issus des deux méthodes doivent donc tenir compte de cette condition. Dans le cas de cette étude, la matière organique qui se développe sur ou dans le sol sera nécessairement plus jeune que le sol déjà en place. De la même manière, un témoin d'une occupation archéologique sera certainement aussi plus jeune que le sol sur lequel les groupes sont installés. Ce décalage temporel d'une ampleur inconnue doit ainsi être considéré lors de la corroboration des résultats issus de ces deux méthodes de datation.

2.2.3 Granulométrie

Des mesures de granulométrie ont été réalisées dans le but de déterminer la distribution de la taille des particules constituant les échantillons à l'étude. Le granulomètre laser

de la marque Microtrac Bluewave S3500 du laboratoire de sédimentologie du département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM, sous la supervision de Martin Roy, a été utilisé à cet effet.

2.2.3.1 Principes

Dans un granulomètre laser, le diamètre des particules entre 0 et 2000 μm est mesuré en suivant le principe de dispersion de la lumière émise par un faisceau laser. La taille des particules peut ainsi être déterminée en fonction des angles de diffraction, de même que par l'intensité du rayonnement qui est diffracté.

Dans le cadre de ce projet, le protocole de mesure a consisté à disperser une portion de l'échantillon de l'ordre de 1-2 mg dans de l'eau distillée. Des ultrasons ont ensuite été utilisés pour la défloculation et la dispersion des particules. Les résultats granulométriques ont été extraits par l'entremise du programme Microtrac FLEX et les données ont été analysées à l'aide du programme Gradistat (Blott & Pye 2001).

2.2.3.2 Limites

Outre la dérive instrumentale, qui constitue une limitation pour toutes les méthodes d'analyse impliquant l'utilisation d'instruments de précision, quelques limitations peuvent être soulevées pour les mesures de granulométrie, dont 1) la mesure d'agrégats de particules; 2) la représentativité de la mesure d'un petit sous-échantillon; de même que 3) la problématique de la présence des carbonates. Il est à noter que la fiabilité instrumentale est attestée avant chaque série de mesures par la confirmation de la taille de particules étalons.

Afin d'éviter la mesure d'agrégats de particules (1), des ultrasons ont été utilisés préalablement à chaque mesure afin de disperser les possibles amas de grains et, de cette manière, éviter de surestimer la taille des particules.

S'assurer de la représentativité des sous-échantillons (2) est nécessaire pour prévenir la prise en compte de données affectées par l'« effet pépite », où une anomalie dans un échantillon est amplifiée due à la mesure d'un très petit sous-échantillon et ensuite appliqué à l'ensemble de l'échantillon. Dans ce projet, ceci est évité par la multiplication des mesures dans le granulomètre, ainsi que par la mesure d'un minimum d'un duplicata afin d'attester de la représentativité du résultat. La vérification visuelle de la représentativité de l'échantillon avant la mesure est également importante.

La dernière limitation, en lien avec la présence de carbonates (3), est inhérente à la détermination de la taille granulométrique des lœss, ainsi qu'à la comparaison des résultats avec ceux issus de la littérature. Étant donné la potentielle cimentation partielle de certaines unités de lœss par, notamment, des particules carbonatées (principe de lœssification), les traitements préalables aux mesures de granulométrie incluent souvent une attaque acide (HCl) afin de dissoudre ces carbonates (*e.g.* Bettis *et al.* 2003; Vandenbergue 2013). Un tel traitement n'a pas été réalisé dans le cadre de projet en suivant le principe que dans le contexte à l'étude, les particules carbonatées, si elles sont présentes, se comportent comme les autres grains au moment de la prise en charge éolienne et la mise en place sédimentaire subséquente, et font donc partie de la distribution. Un état de lœssification, ou de cimentation n'a, par ailleurs, pas été observé sur le terrain, et n'est pas caractéristique des hautes latitudes. Et si existante, une cimentation carbonatée serait aisément désintégrée par les ultrasons préalables aux mesures de granulométrie. La dissolution de ces particules carbonatées constituait donc, à nos yeux, une perte d'information. Or, il se peut que cette distinction dans les protocoles de mesures puisse induire une différence lors de la comparaison des résultats de granulométrie. Dans le cas présent, cette différence ne devrait pas être significative étant donné la très faible abondance en carbonates dans les échantillons à l'étude (voir

les sections 5.6.3 et 5.7.1.2.1.2). Un test où les mesures de granulométrie ont été mesurées avec et sans un traitement HCl valide cette hypothèse.

2.2.4 Diffractométrie de rayons X

La méthode de diffractométrie de rayons X (XRD) a été utilisée dans ce projet afin de déterminer de manière semi-quantitative les phases minérales présentes dans les échantillons à l'étude. Les mesures ont été réalisées par le chercheur Michel Preda au département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM.

2.2.4.1 Principes

Cette méthode physique est basée sur le principe de la réémission d'un faisceau de rayons X (diffractés) dans une direction spécifique lorsqu'une substance est percutée par un faisceau incident du même type de rayonnement. L'angle de la diffraction est relatif à la longueur d'onde des rayons X, de même qu'à la dimension et l'orientation du réseau cristallin des phases minérales présentes dans l'échantillon analysé. Les phases minérales ont des pics de diffraction connus, d'une part selon leurs directions, et d'autre part selon la relation entre l'angle de diffraction et le rayonnement incident. Ces pics constituent des signatures pour des phases cristallines données. Dans un échantillon polycristallin, l'intensité des pics respectifs des diverses phases cristallines présentes sera proportionnelle à leur concentration.

Les échantillons ont été ici analysés sous forme de poudre non-orientée. Le diffractomètre utilisé est le Bruker D5000 (tube Co) et les résultats ont été analysés avec le programme Eva de Bruker.

2.2.4.2 Limites

Dans le cas des mesures de XRD, mais également pour la spectrométrie de masse (section 2.2.5) et pour la quantification du carbone organique et inorganique (section

2.2.6), il est à noter que la représentativité des mesures, et ainsi le contournement de l'effet pépité, est assuré par l'extraction d'un sous-échantillon d'une portion plus importante de l'échantillon broyé. Cette précaution assure un effet de mélange, et donc de moyenne représentative.

Quelques limitations méthodologiques peuvent être énoncées pour l'utilisation de la méthode XRD, dont : 1) l'identification problématique des solutions solides, typiques des feldspaths; 2) la limite de détection; 3) l'impossibilité d'identifier des phases cristallines qui n'auraient pas été identifiées jusqu'à maintenant; 4) la superposition des pics; et 5) les problèmes instrumentaux, dont le décalage des pics (Guinebretière 2002).

Les feldspaths (et la datation de ceux-ci) constituent un thème central de cette thèse. Ces minéraux constituent une solution solide et sont donc potentiellement affectés par la limitation (1), où l'identification de ce type de minéraux peut être problématique. L'identification minéralogique par XRD permet la distinction des albites et plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques (orthose et microcline), mais ne permettrait pas d'identifier les phases transitionnelles. Cette limitation n'est pas particulièrement significative dans le cadre de ce projet étant donné le développement d'un protocole de mesure pour la luminescence d'échantillons polyminéraux.

La limite de détection (2) pour le XRD est établie à 1 %. Or, l'utilisation conjointe de la spectrométrie de masse (section 2.2.5) sur les mêmes échantillons permet de mieux caractériser les éléments présents sous forme de traces, et donc contourne les effets de la relative imprécision de cette méthode.

Dans le cas de la troisième limitation, où les phases cristallines inconnues pourraient ne pas être identifiées par cette méthode (3), il est à noter que les phases cristallines présentes dans les loess ne diffèrent habituellement pas de la composition minéralogique de la croûte terrestre, et donc sont assez bien connues. La découverte

d'un minéral inconnu serait étonnante dans le présent contexte. Cette limitation n'est pas problématique dans le cadre de ce projet.

Finalement, pour ce qui est des limitations concernant la superposition des pics (4) et les problèmes instrumentaux (5), l'expérience de M. Preda a été bénéfique pour l'analyse des pics et de leur distinction, et aucune anomalie n'a été rapportée. Et tel qu'avec tout instrument de mesure, la comparaison avec des standards permet de s'assurer de la validité des analyses.

2.2.5 Spectrométrie de masse

La spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS) a été utilisée afin de déterminer de manière quantitative la composition élémentaire des échantillons à l'étude. Les mesures ont été réalisées par Bureau Veritas à Vancouver, Canada. 59 éléments ont été déterminés pour chacun des échantillons soumis. Les erreurs associées aux mesures correspondent à 10 à 15 % de la valeur, lorsque la concentration élémentaire atteint 10 fois ou plus la limite de détection.

2.2.5.1 Principes

Cette méthode permet, entre autres, l'identification et la quantification des éléments majeurs et traces d'un échantillon polyminéral. L'échantillon broyé est préalablement digéré dans des acides (HNO_3 , HClO_4 , HF et HCl) et est ensuite intégré à un plasma, où il est vaporisé et ionisé. Dans le spectromètre de masse, les ions sont séparés en fonction de leur masse et mesurés sous forme d'influx électrique. L'intensité de cet influx est proportionnelle à leur concentration.

2.2.5.2 Limites

Dans le cas de la détermination élémentaire d'échantillons sédimentaires, les limitations associées à l'utilisation de la méthode ICP-MS concernent principalement

1) la complexité de la préparation des échantillons préalable aux mesures; ainsi que 2) les interférences pour certains éléments. Les limites de détection ne sont pas rapportées ici en tant que limitations, mais plutôt en tant que caractéristiques de la méthode à prendre en compte lors de l'analyse des résultats. Celles-ci varient entre 2 ppm et 20 ppb, selon les différents éléments analysés.

La limitation concernant la complexité des étapes de préparations (1) ne s'applique pas dans le cas présent où les échantillons ont été envoyés à un laboratoire externe pour la réalisation des analyses. Dans le cas de la deuxième limitation en lien avec de possibles interférences (2), il est à noter que bien que des interférences non détectées soient possibles, aucune anomalie n'a été rapportée lors des analyses. De plus, des standards analytiques ont été insérés parmi les échantillons analysés. Les résultats obtenus des standards étaient ceux attendus.

2.2.6 Quantification du carbone organique et inorganique

La méthode de fumigation a été utilisée pour la quantification des compositions en carbone organique (matière organique) et inorganique (dolomite et calcite) et en azote dans les échantillons à l'étude. La présence du carbone organique peut, d'une part, être indicatrice de paléosols ou de sols d'occupation archéologique, tandis que la présence des carbonates inorganiques peut, d'autre part, être utile pour la caractérisation des dépôts, de même que la détermination de leurs sources. Ces mesures ont été réalisées dans le laboratoire de géochimie des isotopes stables légers du département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM, sous la supervision d'Agnieszka Adamowicz et de Jean-François Hélie.

2.2.6.1 Principe

La quantification du carbone organique dans les échantillons a été déterminée suite à la dissolution des carbonates inorganiques dans une atmosphère saturée en HCl et par

la combustion subséquente des particules pour en déterminer la composition en matière organique, en nitrates, en sulfates ou en sulfures et en eau.

La quantification des carbonates inorganiques se fait, de manière similaire, par la combustion de l'échantillon pour en déterminer les abondances en carbone total (desquelles sont soustraites les abondances en carbone organique), en nitrates, en sulfates ou en sulfures et en eau.

Les analyses ont été faites sur des échantillons broyés, avec un analyseur élémentaire de marque Carlo Erba (NC2500). L'incertitude sur la valeur mesurée est de 0,05 %.

2.2.6.2 Limites

Outre les enjeux instrumentaux (*e.g.* calibration, dérive), auxquels tiennent compte les chercheurs responsables de ce laboratoire, quelques limitations peuvent être associées à l'utilisation de cette méthode. Celles-ci incluent notamment 1) l'utilisation de deux sous-aliquotes pour la quantification du carbone inorganique; 2) la représentativité de la matière organique plutôt sporadique dans les sous-échantillons mesurés; et 3) l'absence de distinction entre la dolomite et la calcite.

Les première et deuxième limitations, soit la mesure de deux fractions aliquotes distincte pour l'obtention d'une valeur de carbone inorganique (1) et la représentativité des sous-échantillons (2) sont intrinsèquement liées. Étant donné la présence éparse de la matière organique dans les échantillons à l'étude, plutôt confinée à des paléosols peu développés, la probabilité est haute pour une abondance non-homogène entre les sous-échantillons. Le fait que la teneur en carbone inorganique d'une fraction aliquote dépende de la teneur en carbone organique d'une autre fraction aliquote, pourrait être problématique. Et cette incertitude est à considérer pour cette méthode.

Et finalement, dans le cas de la troisième limitation en lien avec l'impossibilité de distinguer la dolomite de la calcite (3), cette limitation doit être prise en compte pour l'interprétation des résultats. Or, l'utilisation conjointe de cette méthode avec le XRD permet de déterminer si le carbone inorganique est associé à la présence de calcite ou de dolomite.

CHAPITRE III

ARTICLE 1:

EXPLORING THE USE OF A LOW PREHEAT TEMPERATURE IN IRSL DATING OF THE BERINGIAN MCDONALD CREEK ARCHAEOLOGICAL SITE

Dans ce chapitre est inséré une version modifiée de l'article intitulé « *Exploring the use of a low preheat temperature in IRSL dating of the Beringian McDonald Creek archaeological site* », soumis à la revue *Radiation Measurements* (Forget Brisson *et al.* 2020). Cet article, qui a été accepté et publié, est la première publication de la thèse. Les fondements du protocole de détermination de la dose équivalente qui a été développé dans le cadre de ce projet doctoral sont présentés, de même que les résultats chronologiques obtenus sur les échantillons du site archéologique McDonald Creek. Le résumé a ici été traduit en français (section 3.1) et n'est pas inclus dans la version publiée de l'article.

Cet article a été fait en collaboration avec les chercheurs Michel Lamothe, François Hardy et la chercheuse Kelly E. Graf. M. Lamothe, en tant que directeur du projet doctoral, a chapeauté la recherche en laboratoire et sur le terrain. F. Hardy a contribué à la recherche en participant activement à de nombreuses discussions. K. E. Graf est l'archéologue en tête de la recherche au site archéologique McDonald Creek et a contribué à la campagne d'échantillonnage.

3.1 Résumé

Un nouveau protocole de mesure pour la datation par luminescence utilisant une stimulation infrarouge (IRSL) a été développé dans le but de contourner les effets néfastes du transfert thermique, de même que la faible stabilité thermique de certains échantillons provenant de lœss tardiglaciaires de la région centrale de l'Alaska, (États-Unis). Ce nouveau protocole est proposé en tant qu'alternative aux protocoles de routine, étant donné que des résultats erratiques et dispersés ont été obtenus en utilisant des protocoles IRSL et post-IR IRSL usuels sur les échantillons de lœss provenant du site archéologique McDonald Creek (région centrale de l'Alaska, États-Unis).

La difficulté de dater les lœss de l'Alaska par luminescence a été identifiée dans le passé, sans pour autant déterminer les raisons attribuables à ce phénomène. Cette difficulté est d'autant plus importante pour les échantillons jeunes, tel qu'il est montré dans cette étude. Il est ici proposé que la composition minéralogique particulière des lœss de la région centrale de l'Alaska pourrait être reliée au comportement luminescent problématique de ces échantillons.

Ainsi, dans le but de résoudre cette problématique, le protocole LPH-IRSL (*Low Preheat IRSL*; IRSL avec une préchauffe à faible température) est proposé. Ce protocole est minimalement affecté par la présence de minéraux autres que les feldspaths potassiques, tels que l'albite, la muscovite et la clinochlorite, qui peuvent être très difficiles à éliminer pendant la préparation des échantillons préalables aux mesures IRSL. Des tests de recouvrement de la dose induite, de même que de nombreux autres tests ont été réalisés et indiquent qu'un protocole de mesure impliquant une préchauffe à faible température donne les résultats les plus adéquats dans ce contexte spécifique. La luminescence induite par transfert thermique est ainsi maintenue à un seuil minimal. Conséquemment, en considérant les âges indépendants disponibles avec

le radiocarbone, les doses équivalentes sont déterminées avec succès, la distribution des résultats est étroite et les valeurs g sont peu dispersées. Ce protocole de mesure a un grand potentiel pour la datation d'échantillons polyminéraux, tels que les échantillons de lœss de la taille des silts, les échantillons à grains fins ou des micro-échantillons, lesquels sont particulièrement fréquents en contextes archéologiques.

Les résultats chronologiques obtenus dans le cadre de ce projet suggèrent une occupation humaine du site archéologique McDonald Creek de la fin du Pléistocène jusqu'au milieu de la période holocène, ce qui est en très bon accord avec le cadre archéologique régional.

3.2 Abstract

A new luminescence dating protocol was developed to circumvent the problem of thermal transfer and poor thermal stability of Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) of samples from late-glacial lœss sediments in Central Alaska, USA. This new protocol is proposed as an alternative to routine procedures for which scattered and erratic results were obtained using standard IRSL and post-IR IRSL protocols on lœss samples from the McDonald Creek archaeological site.

The difficulty to date Alaskan lœss has been acknowledged in the past, but the reasons for this phenomenon have not been clearly identified. This difficulty is even greater for young samples, as shown in this study. It is suggested here that the particular mineralogical composition of the Central Alaskan lœss can be related to problematic luminescence behaviour.

To overcome problematic results, we developed a Low Preheat IRSL (LPH-IRSL) protocol. This protocol is minimally affected by the presence of other minerals than K-

feldspars in the samples, such as albite, muscovite and clinochlorite, which can be very difficult to eliminate during the preparation steps prior to IRSL measurements. Dose recovery experiments and multiple other tests indicate that a protocol with low preheat temperature yields the best results in this specific context. Thermally transferred luminescence induced during the measurement is kept at a minimal level. Consequently, considering independent age controls available from radiocarbon, equivalent doses are successfully determined, their distribution is narrow, and the g-value has low scatter. This protocol has great potential for dating polymineral samples, whether it is silt-sized sediments like loess, fine-grained like clay and micro-samples like art pieces, common in archaeological contexts.

The chronological results obtained for this project suggest a human occupation of the area during the Late Pleistocene to mid-Holocene period, which is in excellent agreement with preliminary radiocarbon chronology obtained during site testing and also with the regional archaeological framework.

3.3 Introduction

The arrival of the first human groups in the Americas is one of the major issues in current archaeological research (*i.e.* Goebel *et al.* 2008b; Pitblado 2011; Hoffecker *et al.* 2016; Wygal 2018; Davis *et al.* 2019). Central Alaska (USA) is characterized by the occurrence of several early archaeological sites related to the initial peopling of the continent. The determination of the age of those occupations is of prime concern to document this major step in the initial migration and global expansion of humans. The luminescence dating method has great potential to establish a robust chronostratigraphy for these sites, as the artifacts are typically buried in loess or sand accumulations (*e.g.* Reuther *et al.* 2016). In addition, this method assists in building a chronological

continuum in stratigraphic profiles and is not limited to the occurrence of well-preserved organic matter.

In this study, archaeosediments from the McDonald Creek archaeological site in Central Alaska are dated using infrared stimulated luminescence (IRSL) on feldspars. McDonald Creek is an important site to address the question of early settlement in the Americas as it holds artifacts associated with at least three occupations from the late Pleistocene to mid-Holocene, buried in an undisturbed stratigraphy.

The site is characterized by a significant accumulation of loess. This sedimentary archive is a sensitive paleo-environmental indicator, acting as a proxy for the environmental changes characteristic of the end of the Pleistocene and beginning of the Holocene periods. The use of luminescence is particularly relevant in this archaeological context which requires the establishment of a reliable and precise chronological framework for archaeological and regional paleoclimatological events. This site is also suitable to test the validity of using the luminescence dating method in Central Alaska since it is constrained by relatively robust independent age controls provided by radiocarbon (^{14}C) results.

Loess should be one of the most suitable materials to date by luminescence because of the effectiveness of the solar bleaching of the eolian particles prior to their deposition. However, previous studies have shown that the Alaskan loess can be difficult to date, often yielding unexpected results (Li & Wintle 1992; Tso *et al.* 1996; Berger 2003; Auclair *et al.* 2007; Roberts 2012). The reasons for this erratic behaviour are not well understood, but have been previously linked to poor thermal stability and/or mineralogy of the loess sediments. The relatively young (< 20 ka) Alaskan samples presented in this study do yield scattered and erratic results when standard IRSL and

post-IR IRSL (pIRIR) protocols are used, which is consistent with observations of the researchers previously cited.

Preheat and measurement temperatures play a key-role in the determination of the equivalent dose (D_e). In the case of feldspars, it has been found that using higher temperatures could lead to the measurement of a more stable signal, less affected by anomalous fading (Thomsen *et al.* 2008; Buylaert *et al.* 2009, 2012; Li & Li 2011a, b, 2012; Thiel *et al.* 2011). Herein, high-preheat and IRSL-monitoring temperatures induced considerable thermally transferred luminescence, thought to play a large role in the erratic results obtained with the young Alaskan loess samples under consideration. Under heat treatment, charge can be transferred from non-light-sensitive traps to traps whose luminescent signal is sensitive to IRSL stimulation, thus contributing to the measured signal (Ollerhead *et al.* 1994; Aitken 1998, Wallinga 2002). To overcome the high-thermal-transfer problem in samples under consideration here and for other samples suffering from poor thermal stability of the IRSL signal following thermal treatment, as defined by Murray *et al.* (2009), we present the Low Preheat IRSL (LPH-IRSL) as an alternative protocol.

In this paper, the atypical luminescence behavior of the samples under consideration is shown, as well as the adjustments that were needed to apply the SAR-IRSL protocol (Single Aliquot Regenerative-dose, Wallinga *et al.* 2000b; Lamothe 2004) to date the sample set. As a measurement protocol including preheating at a low temperature and during a shorter period of time, the LPH-IRSL exhibits very satisfactory results for the samples from the McDonald Creek archaeological site. Erratic results from routine IRSL and pIRIR protocols obtained are also discussed. These tested protocols include the IR₅₀ (Lamothe 2004), the pIRIR₁₈₀ (Reimann *et al.* 2011), the pIRIR₂₂₅ (Thomsen *et al.* 2008; Lamothe *et al.* 2018) and the pIRIR₂₉₀ (Buylaert *et al.* 2009).

The objectives in this paper are 1) to validate this protocol through dose recovery experiments (Wallinga *et al.* 2000a) and other extensive tests to verify the protocol, and 2) to apply the LPH-IRSL protocol to the archaeological profiles that contain ^{14}C age control.

3.4 Context and material

3.4.1 The archaeological site

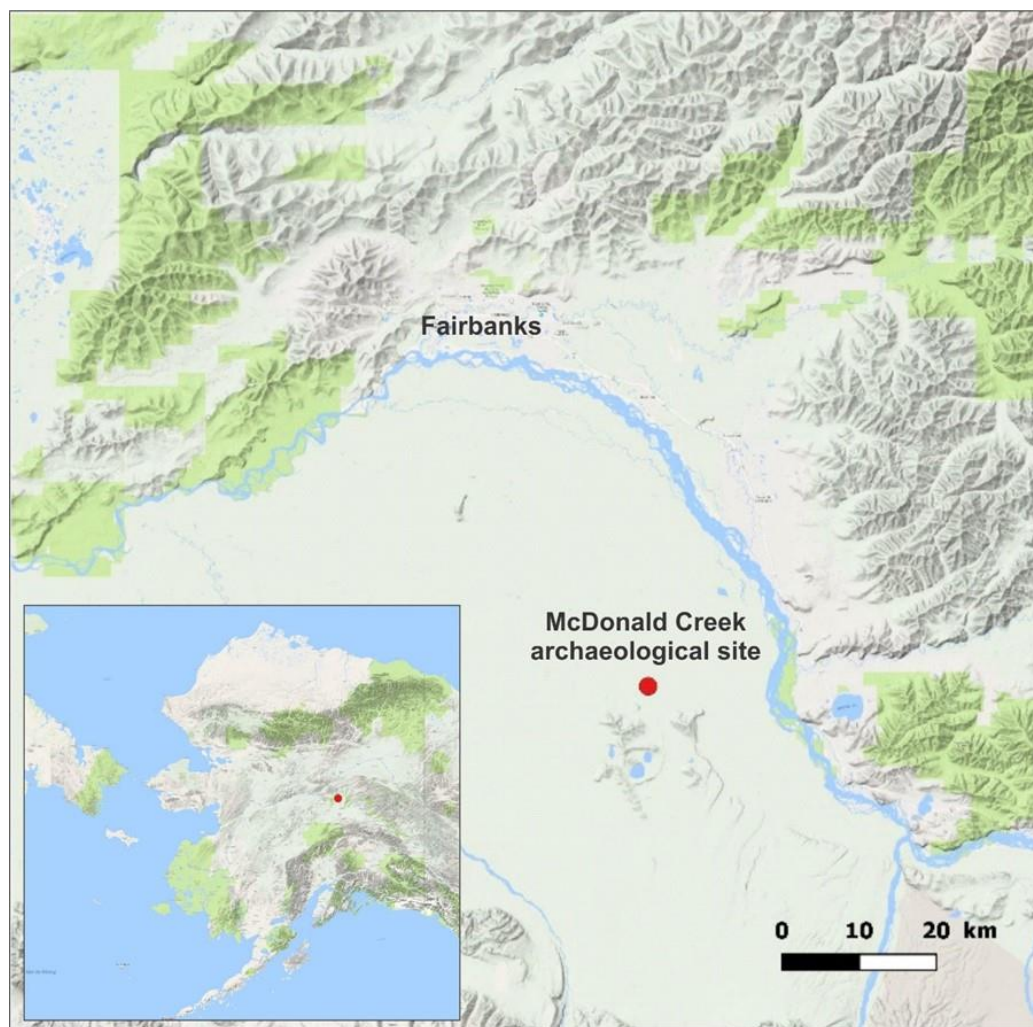


Figure 3.39: Location of the McDonald Creek archaeological site in Central Alaska (USA), near the Tanana River.

The McDonald Creek archaeological site (FAI-2043) is located in the Tanana Flats, Central Alaska (USA; figure 3.39). More specifically, it is situated on the southern end of a south-facing 20 m high bluff, on a bedrock ridge that emerges from the surrounding wetlands. The region appears to have been quite extensively occupied towards the end of the Pleistocene (Graf & Bigelow 2011; Graf & Buvit 2017; Potter *et al.* 2013), and this site was occupied on at least three occasions during prehistoric times. These archaeological occupations buried in loess deposits are associated with a Nenana complex (cultural component (CC) 1 – dated by ^{14}C between 14.0 and 13.3 ka cal BP), a possible Denali complex (CC 2 - dated by ^{14}C between 12.8 and 12.4 ka cal BP), and the Northern Archaic complex (CC 3 - dated by ^{14}C between 7.4 and 5.3 ka cal BP; Goebel *et al.* 2016; Graf *et al.* In prep.).

3.4.2 Sampling

The McDonald Creek archaeological site is characterized by the accumulation of *ca.* 3.2 m of loess overlying a glaciofluvial outwash apron expanding from the southeast corner of a bedrock knob. The stratigraphic profile above the outwash displays alternation of eolian sand and silt. This grain-size oscillation is a response to varying environmental conditions during the overall eolian material accumulation. We can observe a fining-upward trend as we approach the shallower units, as well as an increase in silt content and a decrease in sand content. This suggests that the material source was progressively more distant, concordant with a lower wind velocity.

Luminescence dating of those stratified loess deposits was intended to corroborate the ages of archaeological occupations, in addition to establishing a continuous geochronological framework for the archaeological site under study. With this in mind, two locations were selected for exhaustive sampling of the stratigraphic profiles: McD14a and McD14b. Both profiles are very similar and the McD14b profile is shown in figure 3.40 as an example.

McD14b

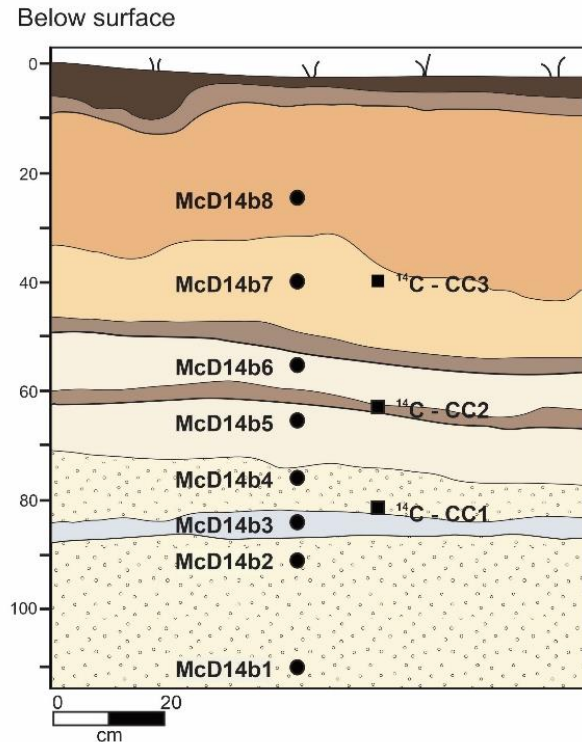


Figure 3.40: McD14b stratigraphic profile modified from Goebel *et al.* (2016). The circle symbols represent luminescence samples and the square symbols represent the cultural component (CC), dated by ^{14}C . Dotted units indicate coarser sediments. Color shades in the profile (available on the online version) corresponds to field observations.

Samples from the McD14a profile are from a test pit excavated near the southern edge of the hill, and the samples from the McD14b profile are from a wider excavation located farther away from the edge, which was found to be very rich in archaeological material. The sediments were sampled using copper or PVC tubes, depending on the thickness of the stratigraphic layers of interest, similar to the procedure described in Hardy & Forget Brisson (2017).

Our sample corpus consists of eight samples collected from each of the two loess profiles described above. Eight more samples were collected from the lower loess unit, archaeologically sterile, part of the McD14b profile. Those samples, labelled McD16,

are not featured in this paper since it is outside the scope of this study. The bottom sample (McD16-1), however, was used to further test the validity of the LPH-IRSL protocol. Our corpus also includes two modern samples. The first one (NE0) is a fluvial sample collected from the actual bank of the Nenana River, east of the McDonald archaeological site. The other one (TA0-2) is an eolian sample collected on the roof of a house in the Fairbanks area following a dust storm in 2016 by J. Esdale. Conceptually, in terms of bleaching level, we can consider that NE0 exemplifies source material of eolian sediments, while TA0-2 is representing the actual eolian sediment analogous to the geological material considered in this study.

3.4.3 Material and sample preparation

Preliminary tests on quartz have shown the limited sensitivity of this mineral in these samples (supplementary data; figure S3.53). This is well explained by the geological history of the region, where loess has a glacial origin and has experienced minimal recycling processes. Sediment eroded by glaciers is transported by meltwater downstream, and accumulates in river flood plains, where particles, when dried, become mobilized and then transported by wind (Smalley *et al.* 2009). This minimal recycling process is not sufficient to sensitize quartz and induce a luminescence signal (Pietsch *et al.* 2008; Lawson *et al.* 2015; Smalley & Marcović 2019). Feldspars have a greater luminescence sensitivity and are consequently preferred in this study.

The preparation protocol varied depending on the sample particle-size. To isolate specific grain-size fractions, samples were water sieved in a dark room. An hydrochloric acid (HCl 10 %) treatment was carried out to remove any carbonates. The choice of grain-size fraction used for IRSL measurements was based on identification of granulometric mode by laser grain-size analysis for each sample (see fig. 5.73 and 5.74 and section 5.9.1). For coarser loess samples, the fine sand-size fraction (125-180 μm or 150-250 μm) was mineralogically separated through densimetric separation

(sodium polytungstate at 2.58 g/cm³). For the finer loess samples, the very fine-sand-size fraction (64-90 µm) was not mineralogically separated, since the performance of dense-media separation on fine sediments is often partial (Li & Wintle 1992; and see Barré & Lamothe 2010; Smedley *et al.* 2012). None of the samples were etched by hydrofluoric acid (HF).

3.5 Measurements

3.5.1 Equipment

All luminescence measurements were performed on a Lexsyg Research reader equipped with an internal beta source ($\dot{D}_{\beta(90\text{Sr})} = \sim 0.063 \text{ Gy/s}$). All heating was carried out in a helium atmosphere, to enhance thermal conductivity (Huot 2007). IR diodes provided a 300 mW/cm² stimulation at $850 \pm 20 \text{ nm}$. The detection window was centered at 410 nm, with the combination of Schott-BG 39 (3 mm) and AHF-BrighLine HC 414/46-Interference (3.5 mm) filters. The radionuclide abundances used to calculate the environmental dose rates were measured using a Canberra high-resolution gamma spectrometer.

Grain-size distributions were obtained using a Microtrac Bluewave S3500 laser diffraction analyser with a standard protocol for bulk samples, with an ultrasound pre-treatment to deflocculate the particles. Grain-size distributions were obtained through the Microtrac FLEX software and data were analysed using the Gradistat software from Blott & Pye (2001).

Mineralogical composition was determined semi-quantitatively via X-ray diffraction (XRD) using a Bruker D5000 equipped with a Co tube. Bulk samples were powdered and mounted in a non-oriented way. Scanning was achieved as follows: 3 to 85° 2 Thêta,

0.02° 2 Thêta, with 0.3 s increment. Results were analysed using the Eva software from Bruker.

3.5.2 Dose rate determination

The annual dose rate (D_a) corresponds to the radioactive environmental dose annually received by the samples. The sediment from the ends of the sampling tube was used to measure the uranium (^{238}U), thorium (^{232}Th) and potassium (^{40}K) abundances, principal contributors to the D_a , using a high-resolution gamma spectrometer (Murray *et al.* 1987). Prior to the measurement, the sediment was crushed, homogenized and sealed in wax to prevent any exchange with the atmosphere and retain ^{222}Rn . Samples were measured at least 21 days following sealing, allowing complete restoration of the post-radon equilibrium (Gilmore 2008). Samples were measured for 72 h.

The D_a were calculated using the DRAC (Dose Rate and Age Calculator; Durcan *et al.* 2015). The conversion factors of Adamiec & Aitken (1998) were used, as well as Bell's (1980) alpha attenuation factors, and Mejdahl's (1979) beta attenuation factors. An α -value of 0.10 ± 0.02 was used (Balescu & Lamothe 1994). The internal potassium content was fixed to 10 ± 2 % following Smedley *et al.* (2012). This lower value was used to acknowledge the fact that the IRSL signal measured in those polymineral samples could be derived from K-feldspar and albite from a lower and wider range of internal potassium values (Barré & Lamothe 2010; Smedley *et al.* 2012), as well as muscovite minerals (see section 3.7.3). A mean water content of 8 ± 5 % was used and is thought to be the most representative of the past and present conditions of this well-drained loess accumulation. The large uncertainty on the water content was selected to encompass the possible variability over time and depth.

3.5.3 Equivalent dose determination

3.5.3.1 LPH-IRSL protocol

Given the non-negligible effect of thermal transfer on our samples (see figure 3.41), the temperatures of the LPH-IRSL protocol have been reduced to a level that could be considered as quite minimal. Although it has been reported that the D_e results of feldspars should not be dependent on the preheat temperature up to 320°C (Li *et al.* 2007; Murray *et al.* 2009; Li & Li 2011a), this hypothesis does not appear to be valid for the samples in this study, as is shown in the following sections. Following the suggestion of Wintle & Murray (2000), we opted to reduce the heat treatment to lower or even circumvent the thermally transferred luminescence during the D_e determination. This is also in agreement with the view of Poolton *et al.* (2002) which states that high temperature measurements should not be used since they do not mimic the resetting process of the luminescence signal in natural conditions.

Table 3.2: LPH-IRSL protocol

Steps			Details
Dose – L_n and L_x	1	Irradiation	0 Gy for natural; ~17 Gy; ~50 Gy; ~100 Gy; 0 Gy; ~17 Gy
	2	Preheat	160°C, 15 s
	3	IR stimulation	25°C, 100 s
Test dose – T_n and T_x	4	Irradiation	~12 Gy
	5	Preheat	160°C, 15 s
	6	IR stimulation	25°C, 100 s
	7	Optical bleach	900 s (from 365 to 850 nm at room temperature)
Return to 1			

The preheat temperature in the LPH-IRSL is 160°C, held for 15 s. This is sufficient to remove any phosphorescence signal. The aliquots undergo the same preheat treatment after the dose and the test dose (Huot & Lamothe 2003; Lamothe 2004; Jain & Ankjaergaard 2011). The IRSL measurements are conducted just above room temperature (at 25°C) for 100 s. The luminescence signal is quantified by subtracting

the integral of the last 20 s of the IRSL decay curve (background) from the initial signal that is characterized by the integral of the first 5 s of the decay curve. An optical bleach using the inboard bleaching unit of the Lexsyg Research is applied at the end of each measurement's cycle to remove any remaining luminescent signal that may affect subsequent measurements (Forget Brisson *et al.* 2015). The parameters of this measurement protocol are presented in table 3.2.

3.5.3.2 Validation tests for the LPH-IRSL protocol

Various data derived from preheat plateau tests were analysed to verify the impact of the temperature applied on the samples under consideration. In those measurements, D_e or L_n/T_n were measured following the LPH-IRSL protocol, in which the varying preheat temperatures were held during 15 s (unless indicated otherwise). The results of the preheat plateau tests are presented in section 3.6.2.1.

Dose recovery tests (DRT), in which measurement protocols are applied on aliquots previously bleached by a solar lamp, must be achieved to validate the application of a protocol (Wallinga *et al.* 2000a). It has been determined that in DRT, the recovered dose must be similar to the laboratory-given dose ($\pm 10\%$) for the tested protocol to be valid. DRT results can be considered as the dose recovery ratio (DRR) corresponding to the recovered dose divided by the laboratory-given dose. Here, we follow Lamothe *et al.* (2018) and aim for a DRR within a $\pm 5\%$ interval to validate the IRSL measurement protocol. The DRT results are presented in section 3.6.2.2.

Furthermore, to thoroughly test the LPH-IRSL protocol, extensive tests were carried out. The dependence of the DRT and the D_e results on the test dose size was investigated following the work of Buylaert *et al.* (2012), Qin & Zhou (2012), Yi *et al.* (2016) and Colarossi *et al.* (2018). It is suggested that this type of tests should be applied in conjunction with routine DRT to test the validity of any new protocol. The

amplitude of the laboratory-given dose compared to the test dose was also investigated. The results of the test doses and laboratory-given doses DRT plateaus are presented in section 3.6.2.3.

3.5.3.3 g -value determination

Following the D_e determination, each aliquot was bleached 900 s with the Lexsyg Research onboard bleaching unit, prior to performing the g -value measurements. The g -value represents the decrease of the IRSL signal per decade of time following laboratory irradiation (Aitken 1985; Auclair *et al.* 2003). The g -value measurement consists of the repetition of several L_x/T_x cycles, where there are delay periods of various extents between the irradiation and IRSL reading of L_x and T_x (Auclair *et al.* 2003). After four cycles of prompt L_x/T_x measurements (short delays of ~ 5 minutes), an irradiation dose is given, the preheat step is achieved, and we wait for a longer period (48 h to several months). After this delay, the IRSL is measured, as well as the IRSL response to the test dose. The measurement of a prompt L_x/T_x is again performed after reading the long-delayed L_x/T_x . Through comparison of prompt and delayed measurements, the extent of anomalous fading of the luminescent signal of this aliquot can be observed. The slope of the measured L_x/T_x luminescence ratio against the time elapsed since irradiation (on a logarithmic scale) corresponds to the g -value (see figure 3.47C). The fading corrected ages were calculated by applying the DRC (Dose Rate Correction) method from Lamothe *et al.* (2003), which considers the g -value, the laboratory radiation dose rate, and the environmental dose rate.

3.6 Results

3.6.1 D_a results

The obtained annual environmental dose rates are presented in table 3.4. The data for the calculated annual doses is available in the supplementary data (table S3.5).

3.6.2 Validation of the LPH-IRSL protocol

3.6.2.1 Preheat plateau tests

To investigate the preheat temperature effect on the samples under consideration, preheat plateau tests were achieved. Figure 3.41 displays thermally-induced luminescence signals for twelve preheat temperatures, following an initial bleach (1 h Honlë SOL2) of the natural signal and then following a laboratory-given dose, both for a preheat temperature maintained for 60 s (following routine IRSL procedures) and for 15 s for sample McD14a6. We can observe that a preheat temperature of 160°C maintained during 15 s minimizes the thermally-induced luminescence for both the natural and laboratory-given doses, and that this signal is significantly increasing starting from 175°C. Following those results and considering the slight but still important thermal transfer reduction for measurement following a shorter preheating of the sample, the preheat temperature was kept to a 15 s duration for the subsequent tests.

Preheat plateaus measuring D_e and L_n/T_n for the same loess sample (McD14a6) were conducted to document the effect of the preheat temperature on the age determination. The results are displayed in figure 3.42. D_e and L_n/T_n results exhibit a similar trend, mirroring the higher thermal transfer for the natural signal (L_n) compared to the following induced signals (T_n , L_x and T_x ; figure 3.41), resulting into an increase in L_n/T_n and D_e results until 220°C. In both experiments, a plateau can be observed from 0°C (no preheat) to 160°C, followed by a considerable decrease of the results associated to thermal erosion and poor thermal stability starting from ~250°C. Results for the preheat between 145°C and 160°C are also less scattered.

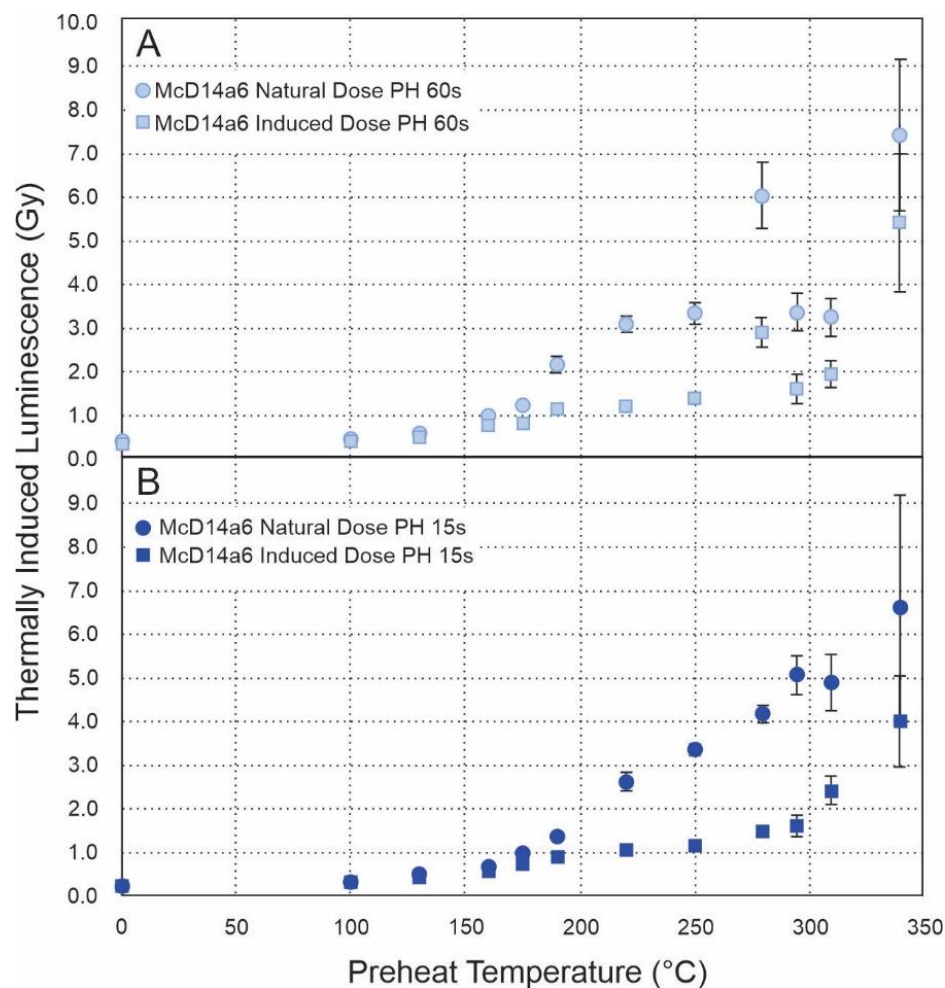


Figure 3.41: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD14a6 (polymineal, 64-90 μm). After a 1 h solar bleach (Honlě SOL2), the IRSL signal induced (transferred) by the preheat (0°C (no preheat); 100°C; 130°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 295°C; 310°C; 340°C for A) 60 s (light blue) or B) 15 s (dark blue)) was measured, followed by a ~ 12 Gy test dose. The thermally induced signal was measured following the bleaching of the natural signal (L_n/T_n ; circles) and following one measurement cycle (bleach, preheat, IRSL (L_n), irradiation, preheat, IRSL (T_n), bleach, preheat, IRSL (L_x), irradiation, preheat, IRSL (T_x) - L_x/T_x ; squares). The same preheat temperature is used for the L_n and T_n . Each dot represents the CAM value of the 3 measured aliquots.

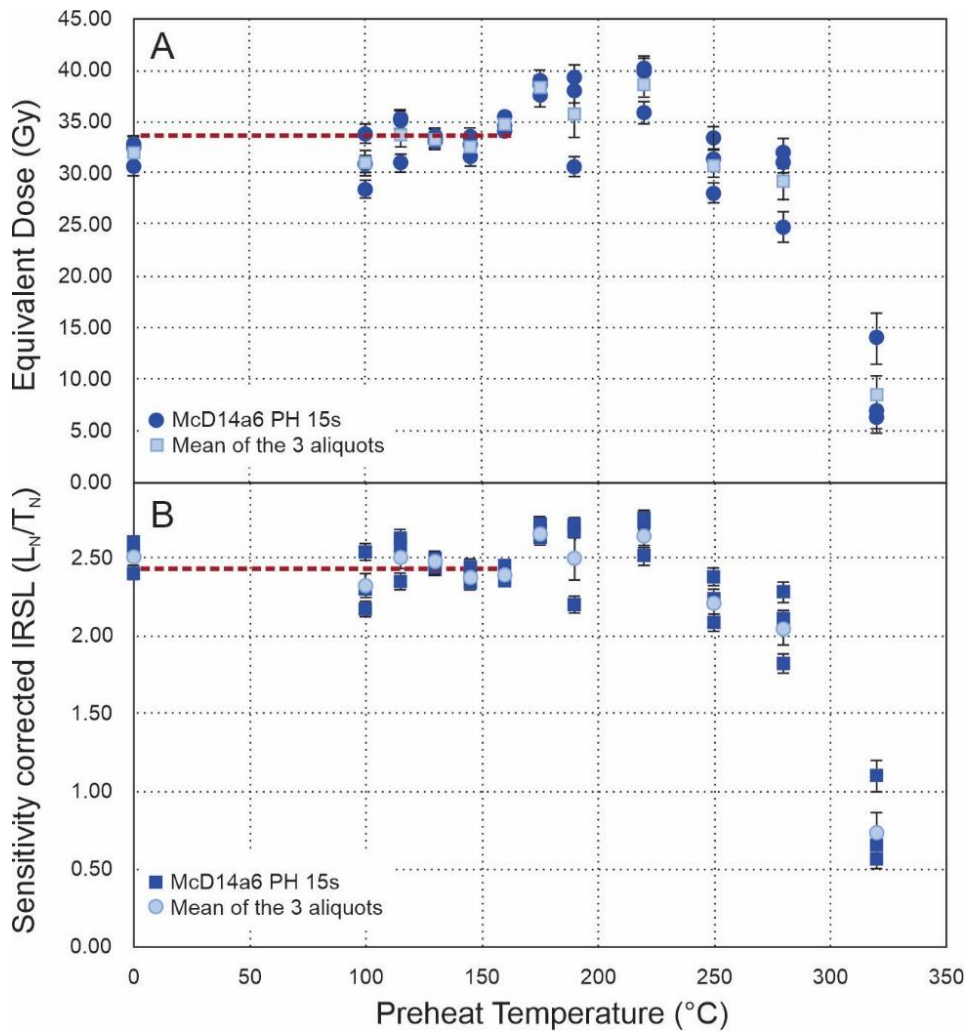


Figure 3.42: Preheat plateau test for A) D_e results; and B) L_n/T_n results for the sample McD14a6 (polymineal, 64-90 μm). 3 aliquots were measured for each preheat temperature (0°C (no preheat); 100°C; 115°C; 130°C; 145°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 320°C) maintained for 15 s. In A) dark blue circles represent D_e results and light blue squares represent the CAM of the 3 measured D_e . In B) dark blue squares represent L_n/T_n results and light blue circles represent the CAM of the 3 measured L_n/T_n . The red dashed line represents a plateau.

One may rightfully propose to attribute the increase from 175°C to 225°C in the D_e and the L_n/T_n in the figure 3.42 to a decrease in the g -values with the increasing preheat temperature as fading rate may vary depending on the measurement protocol used (*e.g.* Morthekai *et al.* 2008; Thomsen *et al.* 2008). In this present case, while this could explain a part of this increase in the D_e and L_n/T_n values, a notable part could instead

be attributed to thermal transfer. Moreover, the significant decrease of the signal for preheat temperature higher than 250°C could be attributed to poor thermal stability. Figure 3.43 displays the signal measured after a preheat temperature between 0°C (no preheat) and 320°C maintained during 15 s, for the natural (L_n) and a subsequent test dose (T_n). Even if the signal is not normalized, a plateau can be noticed between the preheat of 100°C and 160°C. Additionally, there is a significant erosion characterizing the signal measured at preheat temperatures above 190°C, attributed to poor thermal stability. We can consequently observe that for a preheat of 250°C, frequently used in IRSL protocols, the signal for this sample is considerably depleted. Moreover, we can consider that the effect of a preheat temperature maintained during 15 s is minimizing the effect of a preheat of 60 s, commonly used in IRSL dating, and that the signal would be even more depleted with the longer duration. Compared to the mean value of the plateau between 100°C and 160°C, the signal after a 250°C preheat is depleted by ~70 %.

In the case of this particular context, the LPH-IRSL, with its preheat of 160°C maintained during 15 s, appears to target a signal that has been minimally eroded by the preheat measurement and minimally affected by thermal transfer. Preheat and signal plateaus for more thermally stable samples are presented in the supplementary data for the sake of comparison (figures S3.54 to S3.56).

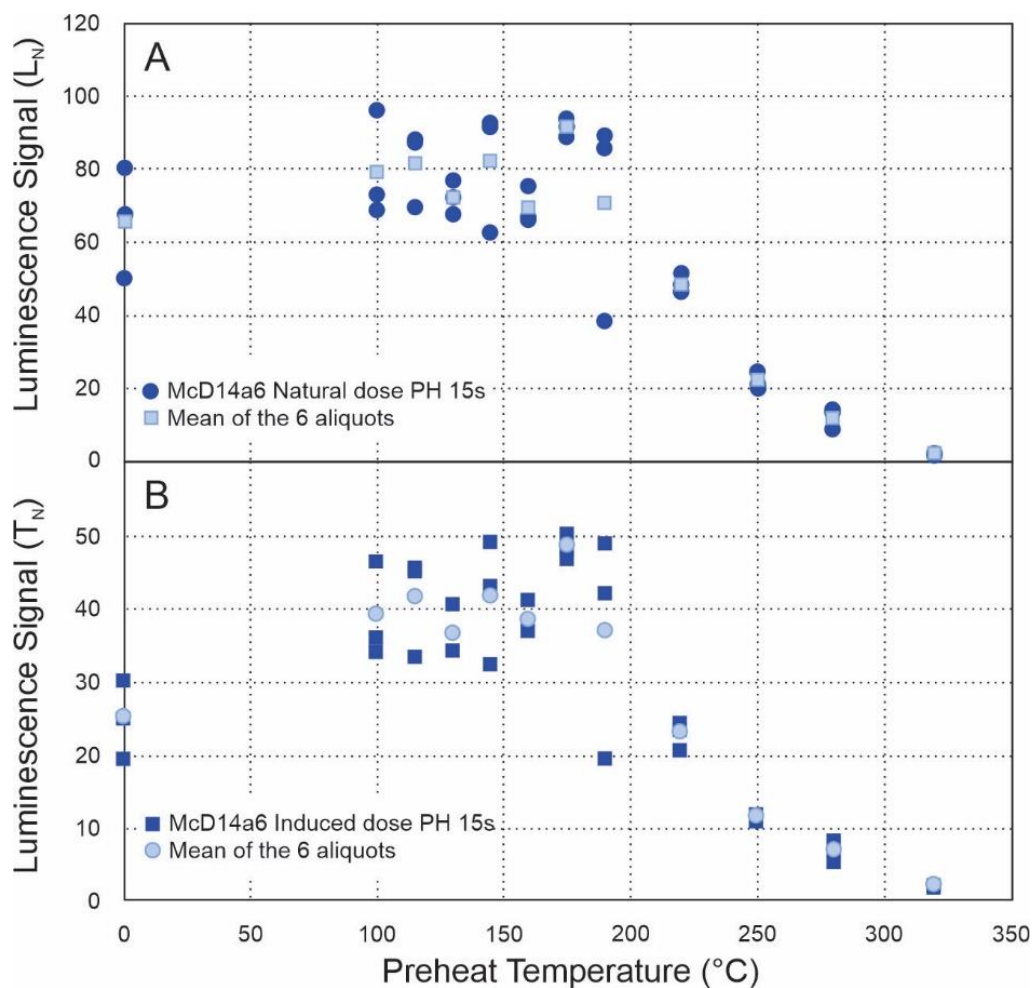


Figure 3.43: Sum of the initial 5 s (background subtracted) for L_n and T_n for each preheat temperatures (0° (no preheat); 100°C; 115°C; 130°C; 145°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 320°C) maintained for 15 s, for sample McD14a6. In A) the dark blue circles represent the L_n signal and light blue squares represent the mean of the 3 L_n signal measured. In B) the dark blue squares represent T_n signal and light blue circles represent the mean of the 3 T_n signal measured.

3.6.2.2 Dose recovery tests

DRT were performed on five series of aliquots from the McDonald Creek archaeological site to validate the LPH-IRSL protocol. Following a 1 h bleach under a Honlë SOL2 solar simulator, after which the residual luminescence measured was found to be near 0 Gy (see figure 3.41B), ~28 Gy was given and the protocol described in table 3.2 was followed. Regardless of the mineralogy and the grain-size, all DRR

were successful, within 5 % interval from unity. Those DRR are reported in table 3.3, in which the DRR results represent the CAM (Central Age Model; Galbraith *et al.* 1999) of 3 aliquots.

Table 3.3: Dose recovery ratio (DRR) on five samples from the McDonald Creek archaeological site using the LPH-IRSL protocol

Sample	Mineralogy	Grain-size (μm)	DRR
McD14a6	Polymineral	64-90	1.02 ± 0.01
McD14a3	K-feldspar	150-250	0.99 ± 0.01
McD14a2	K-feldspar	125-180	0.979 ± 0.004
McD14a2	Polymineral	125-180	0.990 ± 0.005

DRT were also achieved on TA0-2. Since this sample is a modern eolian sediment, DRT were measured without prior bleaching and then compared to a DRT achieved after 1 h bleach. DRR are 1.01 ± 0.01 and 1.02 ± 0.04 respectively (CAM of 6 aliquots each). These results confirm: 1) that the sample was fully bleached prior to deposition; 2) that the 1 h bleach in the Honlë SOL2 does not induce a harmful effect, such as phototransfer (Aitken & Smith 1988; Bailiff & Poolton 1991) for the sample under consideration; and 3) that the LPH-IRSL is validated by DRT on samples with a relatively large age range (from the end of the Pleistocene until today). Since TA0-2 is analogous to the archeosediments McD14a and McD14b, we can deduce that the probabilities are high that those samples were also fully bleached prior deposition.

To test the sensitivity change inherent to the use of the LPH-IRSL, and more specifically the sensitivity change of a natural sample to the first preheat and stimulation measurements in the first SAR cycle, DRT following the SARA (Single Aliquot Regeneration and Added dose) protocol (Mejdahl & Botter-Jensen 1994; Kars *et al.* 2014; Buylaert *et al.* 2015) was also conducted on the modern sample TA0-2 (figure 3.44). Beta doses were administered to the natural sample (3 aliquots per dose) and measured following the measurement's parameters described in table 3.2. The

slope of the regression is 0.95, again in agreement within 5 % of the one-value ratio. This suggests that the LPH-IRSL protocol does not trigger any significant sensitivity change in this context.

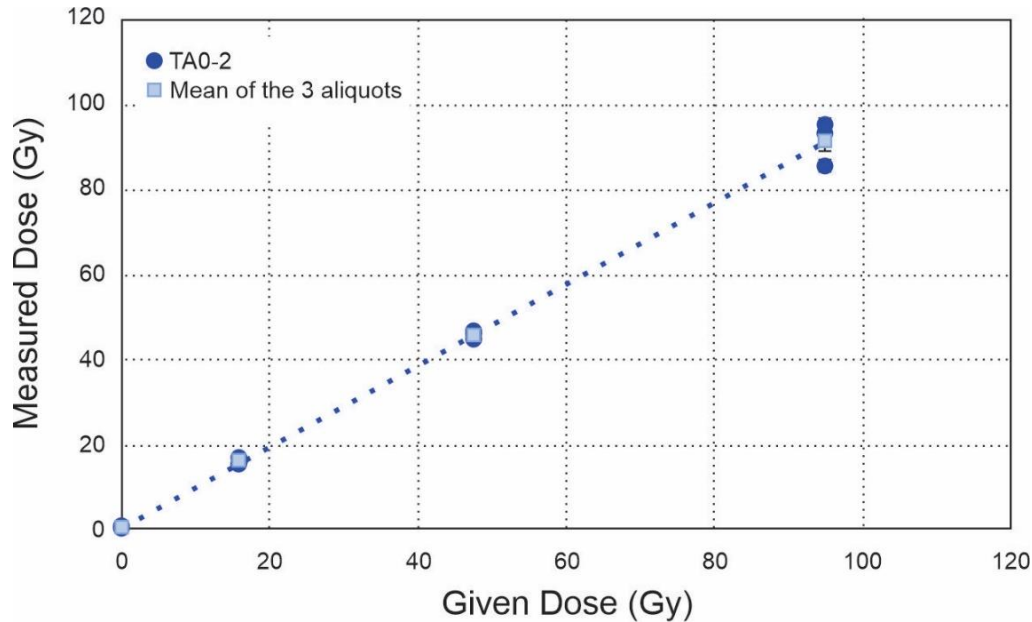


Figure 3.44: SARA DRT for the modern TA0-2 less sample (polymineal, 64-90 μm). Each laboratory-given dose was measured following the LPH-IRSL protocol (table 3.2). The slope of the regression is 0.95, in agreement within 5 % on the one-value ratio. Error bars, if not visible, are smaller than the size of the symbols.

3.6.2.3 Test doses and laboratory-given doses DRT plateaus

It has been established in the past that the test dose should be substantially lower than the natural dose to limit the effects of the movement of charges between light-insensitive shallow traps and light-sensitive traps during the subsequent higher temperature preheats (Murray & Roberts 1998; Murray & Mejdahl 1999). However, Murray & Wintle (2000) indicated that for the measurement of quartz by the SAR protocol, the D_e was rather insensitive to the size of the test dose. In the case of feldspar measurement, it appears that the tendency to choose a small test dose has been

traditionally preserved (*e.g.* Lamothe 2004; Buylaert *et al.* 2007; Buylaert *et al.* 2009; Lamothe *et al.* 2018).

Yi *et al.* (2016) and Colarossi *et al.* (2018) have recently demonstrated the dependence of the D_e values with the size of the test dose when a pIRIR protocol is used. While Colarossi *et al.* (2018) proposed the use of a higher test dose to reduce the effect of charges that carry-over to the next IRSL measurement, Yi *et al.* (2016) suggested using a test dose in the range between ~15 % and 80 % of the total dose.

Since the effect of the test dose on the result could be protocol-dependent, and following the work of Buylaert *et al.* (2012), Qin & Zhou (2012), Yi *et al.* (2016) and Colarossi *et al.* (2018), the dependence of the test dose on the recovered dose in a DRT was tested on the McD14a6 loess sample. As it can be seen in figure 3.45, the LPH-IRSL protocol is largely insensitive to the value of a test dose varying from ~0.6 to ~76 Gy, corresponding to ~0.02 to 270 % of the laboratory-given dose (~28 Gy). The DRR obtained are all in the 5 % range from the unity, except the result for the first test dose of 0.6 Gy. This last result underestimates considerably the laboratory-given dose, and this could possibly be attributed to a weak IRSL signal for the test dose.

Similarly, the LPH-IRSL protocol is also largely insensitive to the value of the laboratory-given dose to recover. Figure 3.46 shows DRT results obtained using laboratory-given doses ranging from ~3 Gy to ~126 Gy. The DRR obtained are all within 5 % from unity except the two extreme values. Those are nevertheless within 10 % from unity.

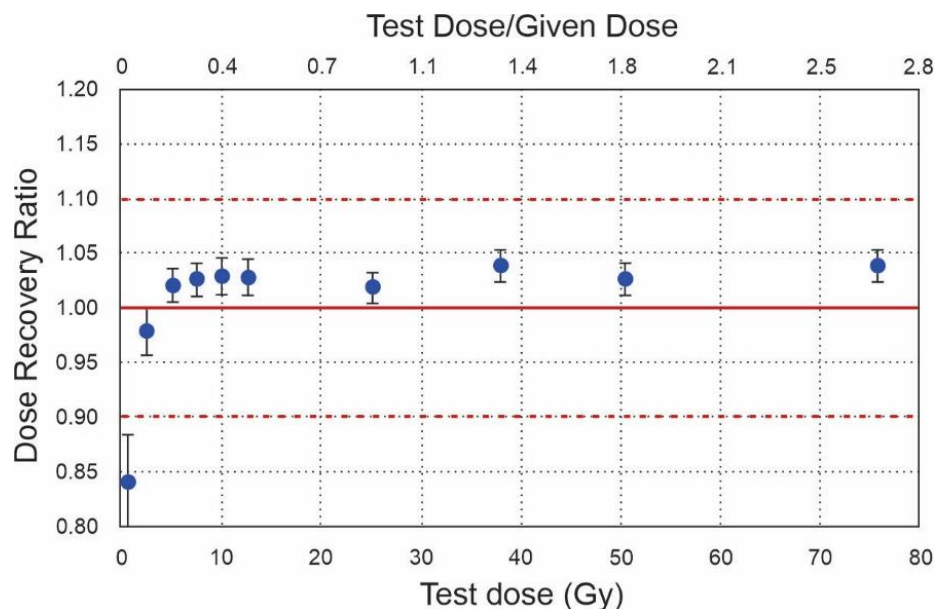


Figure 3.45: DRT achieved with different test doses, using the LPH-IRSL protocol for the sample McD14a6. In the x-axis are displayed the test dose values (bottom: in Gy; top: expressed as a fraction of the laboratory-given dose to recover). The DRT results are on the y-axis. The laboratory-given dose is ~28 Gy and the test doses range from ~0.6 to ~76 Gy. All dot represents the CAM of 3 aliquots.

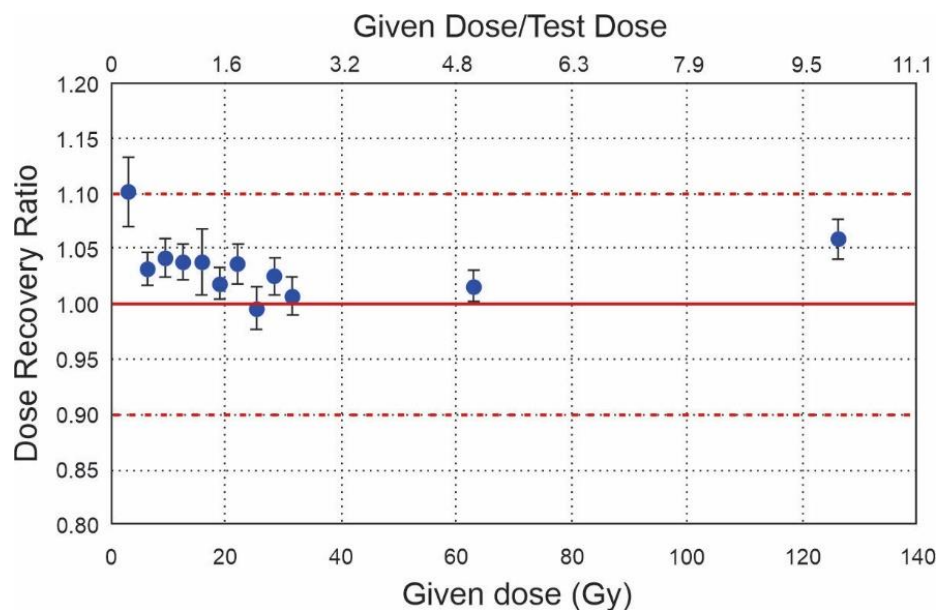


Figure 3.46: DRT using the LPH-IRSL protocol to verify the ability to recover different laboratory-given doses for the sample McD14a6. In the x-axis are displayed the laboratory-given doses to recover (bottom: in Gy; top: expressed as a fraction of the test dose). The DRT results are in the y-axis. The test dose is ~12 Gy. The irradiation doses to recover range from ~3 to ~126 Gy. All dot represents the CAM of 3 aliquots.

Preheat plateaus, DRT, as well as test doses and laboratory-given doses DRT plateaus presented above all validate the application of the LPH-IRSL protocol described in table 3.2 on the samples under consideration in this study. We can conclude that 1) thermal transfer is minimized by the low preheat for the natural and induced signals; 2) DRT are successful for all the sample types characterizing the sample corpus (mineralogy, granulometric size, age); and 3) the chosen test dose (~ 12 Gy) is adapted for the range of D_e under consideration in this study.

3.6.3 D_e results

The D_e measured following the LPH-IRSL protocol are presented in table 3.4. Growth curves (figure 3.47A) were obtained for at least twelve aliquots per sample. A very good performance of each aliquot was obtained, as it can be seen in the narrow D_e distribution (figure 3.47B). Recycling and recuperation ratios were all within the established acceptable range (10 % and 5 % from unity, respectively), except for two aliquots for which the recycling was outside the acceptable range (~ 0.80 %). Those were kept in the distribution since their D_e and g -values were quite normal and very consistent with the average of the samples to which they respectively belong.

D_e values were obtained for both modern samples TA0-2 and NE0, of eolian and fluvial origin, respectively. D_e results are 1.06 ± 0.09 Gy for TA0-2 (CAM of 12 aliquots) and 6.0 ± 1.2 Gy for NE0 (CAM of 9 aliquots). This confirms the complete bleaching prior to deposition of the analogous eolian sample and measured the extent of the remaining IRSL signal from the fluvial sample.

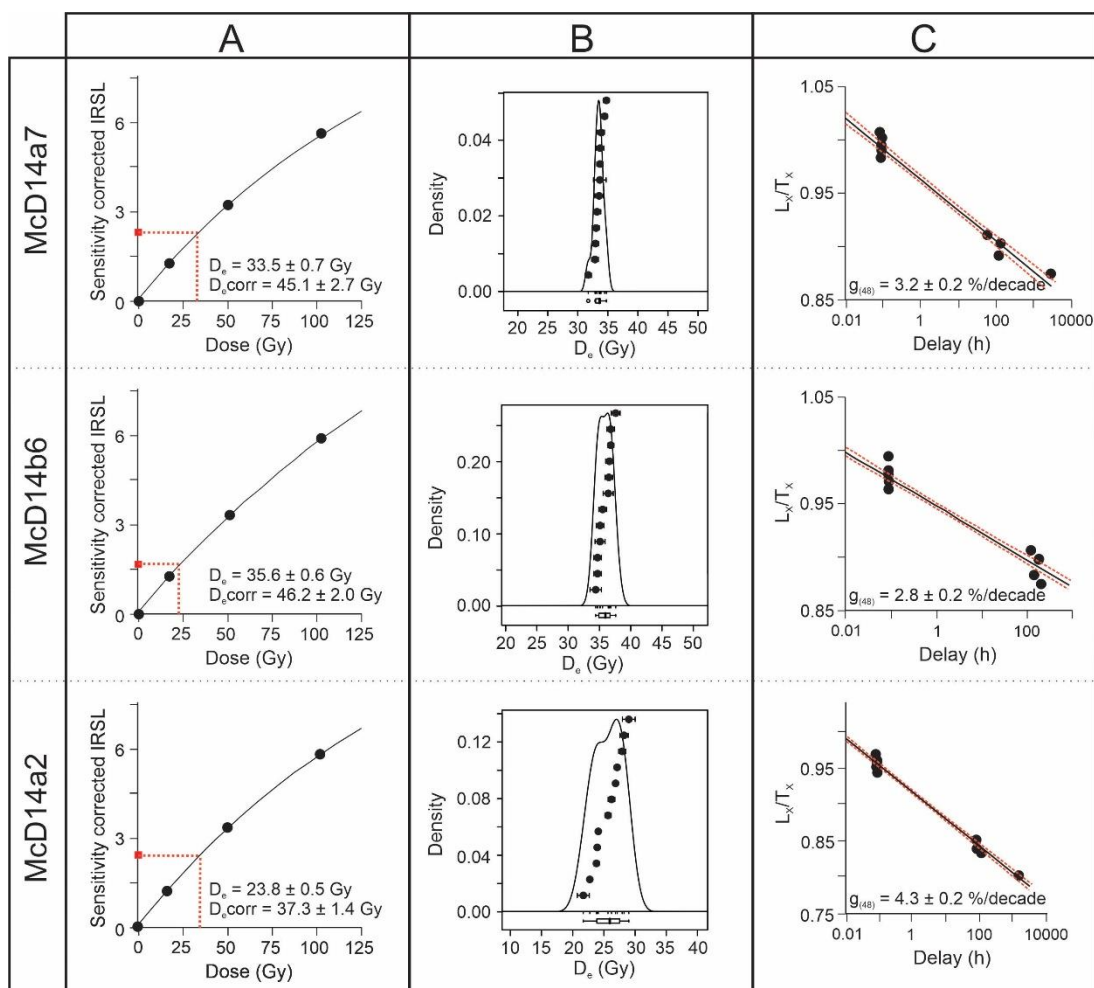


Figure 3.47: A. Growth curve measured following the LPH-IRSL described in table 3.2, and using a single exponential fit (first aliquot of each sample). B. D_e distribution exhibiting no scatter. C. g -value (normalized to 48 h) measured on the same aliquot than the growth curve (A) with a dose and a test dose of ~ 12 Gy for the samples McD14a7 (polymineal, 64-90 μm), McD14b6 (polymineal, 64-90 μm) and McD14a2 (K-feldspars, 125-180 μm). Errors are indicated, but may be hidden by symbols.

Table 3.4: Age results for the McD14a and McD14b loess profiles at the McDonald Creek archaeological site

Profile	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected D_e (Gy)	g -value (%/decade)	CAM fading corrected D_e (Gy)	D_a (Gy/ka)	Ages (ka)	Relative error (%)
McD14a	McD14a8	12	0.36	Poly	64-90	27.6 ± 0.6	3.2 ± 0.2	37.4 ± 0.9	4.7 ± 0.2	7.9 ± 0.4	5
	McD14a7	12	0.48	Poly	64-90	33.5 ± 0.2	3.0 ± 0.2	44.9 ± 0.8	4.6 ± 0.2	9.8 ± 0.4	5
	McD14a6	12	0.59	Poly	64-90	34.5 ± 0.4	3.3 ± 0.1	47.8 ± 0.6	4.2 ± 0.2	11.3 ± 0.5	4
	McD14a5	12	0.72	Polyl	64-90	38.0 ± 0.4	3.0 ± 0.1	51.4 ± 0.6	4.1 ± 0.2	12.5 ± 0.5	4
	McD14a4	12	0.86	Polyl	64-90	21.6 ± 0.2	3.8 ± 0.1	31.7 ± 0.3	2.4 ± 0.1	13.3 ± 0.6	4
	McD14a3	12	0.98	KF	150-250	25.5 ± 0.6	4.6 ± 0.3	40.8 ± 1.1	2.2 ± 0.2	18.6 ± 1.6	9
	McD14a2	12	1.29	KF	125-180	24.7 ± 0.3	4.5 ± 0.1	38.7 ± 0.5	2.1 ± 0.1	18.3 ± 1.1	6
	McD14a1	12	1.55	KF	125-180	23.8 ± 0.6	4.5 ± 0.1	37.2 ± 0.9	2.1 ± 0.1	17.9 ± 1.2	7
McD14b	McD14b8	36	0.27	Poly	64-90	17.0 ± 0.7	2.6 ± 0.3	21.8 ± 0.9	4.8 ± 0.2	4.6 ± 0.3	6
	McD14b7	24	0.42	Poly	64-90	33.0 ± 0.8	1.8 ± 0.3	39.5 ± 1.5	4.6 ± 0.2	8.7 ± 0.5	6
	McD14b6	12	0.54	Poly	64-90	35.9 ± 0.3	2.7 ± 0.1	46.8 ± 0.6	4.4 ± 0.2	10.7 ± 0.5	4
	McD14b5	12	0.655	Poly	64-90	34.6 ± 0.3	2.6 ± 0.1	44.5 ± 0.7	4.2 ± 0.2	10.7 ± 0.5	5
	McD14b4	12	0.75	Poly	64-90	25.7 ± 0.2	3.4 ± 0.2	36.0 ± 0.8	2.8 ± 0.1	12.8 ± 0.6	5
	McD14b3	12	0.84	Poly	64-90	21.5 ± 0.1	3.6 ± 0.1	31.1 ± 0.3	2.1 ± 0.1	14.6 ± 0.7	5
	McD14b2	12	0.93	Poly	64-90	22.1 ± 0.4	3.9 ± 0.1	32.9 ± 0.6	2.5 ± 0.1	13.3 ± 0.6	5
	McD14b1	12	1.11	Poly	64-90	20.6 ± 0.6	4.4 ± 0.4	32.4 ± 1.0	2.0 ± 0.1	15.9 ± 0.9	5

3.6.4 g value results

The g -values measured using the LPH-IRSL (table 3.4) are higher than g -values measured with protocol using higher temperatures for preheating and IRSL measurements (*i.e.* Thomsen *et al.* 2008). However, lower fading rates (1-2 %/decade) can be difficult to measure accurately owing to variability in the measurements. They still, however, have an impact on the D_e values, and fading correction must be used. Here, the higher g -values obtained with the LPH-IRSL are reproducible and their slopes are well defined (figure 3.47C), allowing for better constraint of these values and, hence, the application of an adequate correction.

3.6.5 Age results

The two stratigraphic profiles sampled at the McDonald Creek archaeological site, consisting of eight samples each, have been dated. The age of each sample was calculated with the CAM (Galbraith *et al.* 1999) of the fading-corrected D_e (paleodose) divided by the D_a . The errors were propagated in quadrature. The ages obtained are presented in table 3.4 and showed in their respective stratigraphic contexts in figures 3.48 and 3.49. Relative errors are between 4 % and 9 %, depending mostly on the scatter in the D_e and g -value results. We can observe that the relative error is more important for the coarser K-feldspars (McD14a1, McD14a2 and McD14a3) than for the finer polymineral samples. This is probably caused by the presence of a much larger amount of finer grains on the disk than coarser grains, and consequently by an averaging effect.

It can be observed that the IRSL age results show a strong agreement with the independent age control from the ^{14}C obtained on the archaeological occupations (Goebel *et al.* 2016; Graf *et al.* In prep.). The results are also mostly consistent and stratigraphically coherent throughout both profiles.

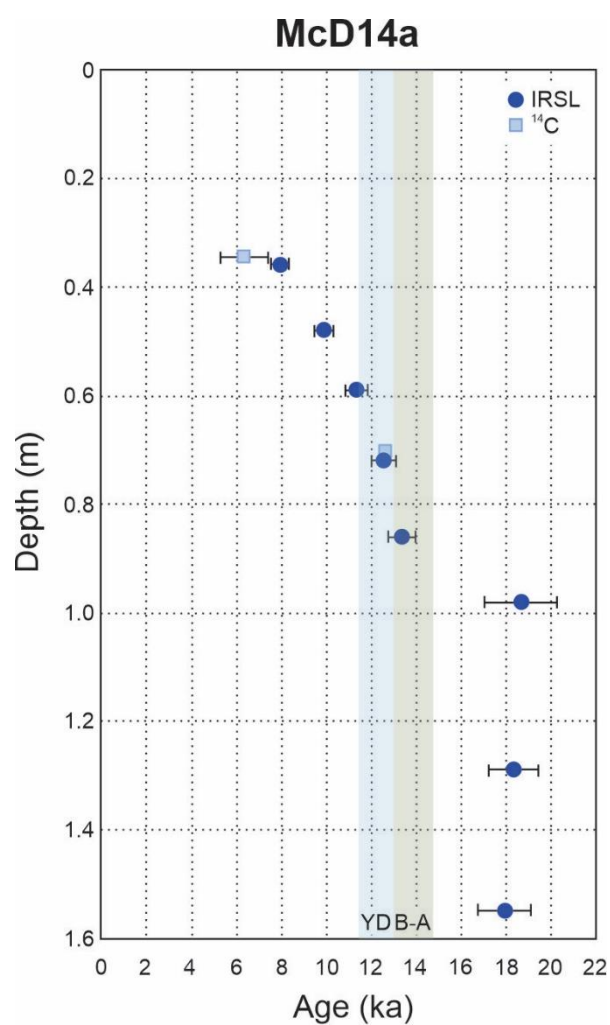


Figure 3.48: Chronostratigraphy for the McD14a profile displaying IRSL and ^{14}C results (in dark blue round and light blue square symbols respectively). YD (light blue) Younger Dryas (12.9 to 11.5 ka; Cronin 2010b); B-A (light green): Bølling-Allerød (14.7 to 12.9 ka; Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b).

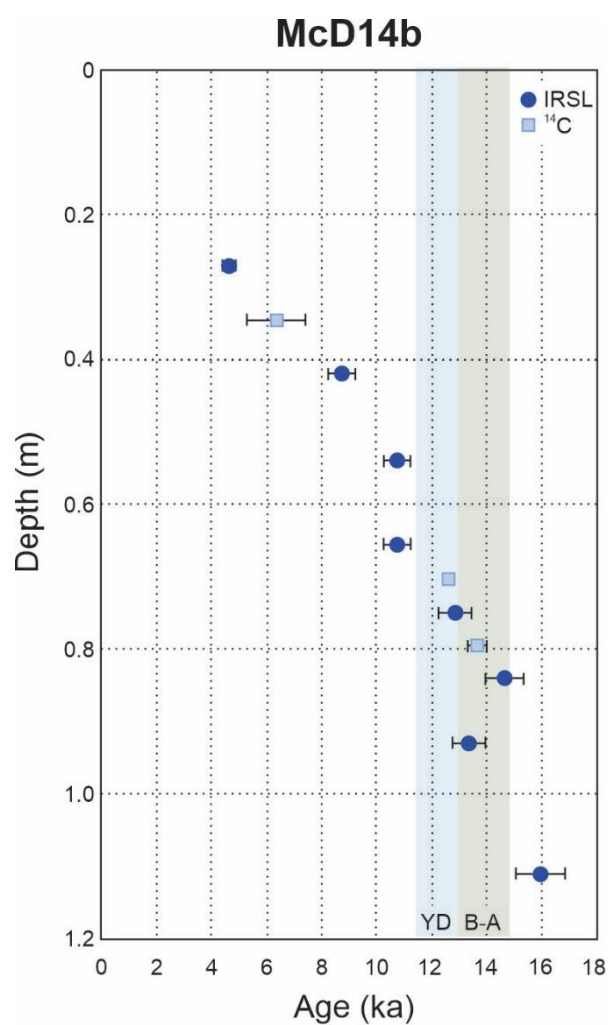


Figure 3.49: Chronostratigraphy for the McD14b profile displaying IRSL and ^{14}C results (in dark blue round and light blue square symbols respectively). YD (light blue): Younger Dryas (12.9 to 11.5 ka; Cronin 2010b); B-A (light green): Bølling-Allerød (14.7 to 12.9 ka; Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b).

3.7 Discussion

3.7.1 D_a

A trend can be observed in the external U, Th and K abundances over the stratigraphic profiles (table S3.5). Two distinct groups can be discerned in the two profiles from the McDonald Creek archaeological site. From a stratigraphic point of view, a lower group of samples have lower radioisotopic abundances, and therefore a lower D_a , and a higher block of samples have higher radioisotopic abundances and a higher D_a (table 3.4). Both groups are also characterized by different fading rates, between 2.0 and 2.8 %/decade for the lowest group and between 4.1 and 4.8 %/decade for the upper group. Those differences are explained by a change in the sediment source composition over time. This research theme will be addressed in great detail in chapter 5. This change in the sediment source could possibly play a certain role in the complex luminescence behavior of the samples. On the other hand, there is no evidence that the upper and lower D_a value ranges have an influence on the luminescence behavior that characterize the entire profile.

In addition, the uncertainty of the water content throughout the stratigraphic profiles, as well as through time, could be raised. The probability is high for an inverse relation between the water content and the depth. This relationship can unfortunately not be precisely quantified. We aim here to encompass the possible variability in water content with a relatively high uncertainty of this value, considering the geological setting of the samples.

3.7.2 LPH-IRSL protocol

This study shows that the effect of thermal transfer is greatly reduced with the use of the LPH-IRSL protocol on the samples analysed in this study. However, the reason of the enhanced thermal transfer in the samples under consideration compared to other samples is not well understood. What is clear is that the usual IRSL and pIRIR protocols cannot,

without raising a doubt, successfully determine the age of the samples, as we can see in figure 3.50, presenting DRT and age results for McD14a6 using different published IRSL protocols. Besides the LPH-IRSL, the tested protocols are the pIRIR₁₈₀ (Reimann *et al.* 2011), the IR₅₀ (Lamothe 2004), the pIRIR₂₂₅ (Thomsen *et al.* 2008; Lamothe *et al.* 2018) and the pIRIR₂₉₀ (Buylaert *et al.* 2009). The parameters of those protocols are shown in tables S3.8 to S3.11. As it can be observed, the LPH-IRSL protocol is the only protocol recovering the laboratory-given dose in the DRT, while both IR₅₀ results (from the usual IR₅₀ and from the pIRIR₂₂₅ protocols) are in the range of the LPH-IRSL age result and are mostly in agreement with the stratigraphic sequence. The fact that the DRR are considerably overestimating the laboratory-given dose for both of those IR₅₀ protocols is peculiar, but not totally surprising since it has been mentioned in the past years that DRR outside the acceptability range does not necessarily predict an erroneous age determination (*e.g.* Buylaert *et al.* 2012; Kars *et al.* 2014; Guérin *et al.* 2015). However, we can see in figure 3.50 that an invalid DRR can of course also lead to an erroneous age determination. With this in mind, we can ask ourselves about the validity of the DRT and its relation with the obtained age results. One must be careful if the validation of a protocol is solely supported by a DRT.

The absence of any correlation between DRR and age results in figure 3.50 also implies that the validity of applying any correction to overcome an invalid DRR, overestimating or underestimating the dose to recover, is questionable. Furthermore, with DRR correction, one must be careful to propagate the errors properly. This can lead to a substantial relative error on age results, and those age results can moreover be wrong, since DRT are not necessarily related to age results.

Thermal transfer corrections have not been considered as a valid option in this particular context because of 1) the unknown relevance of the correction applied on the D_e and the age; 2) the persistence of very scattered D_e and age results using protocols with higher

preheat and stimulation temperatures; and 3) their detrimental impact on the magnitude of the associated relative error of the final age results of young samples.

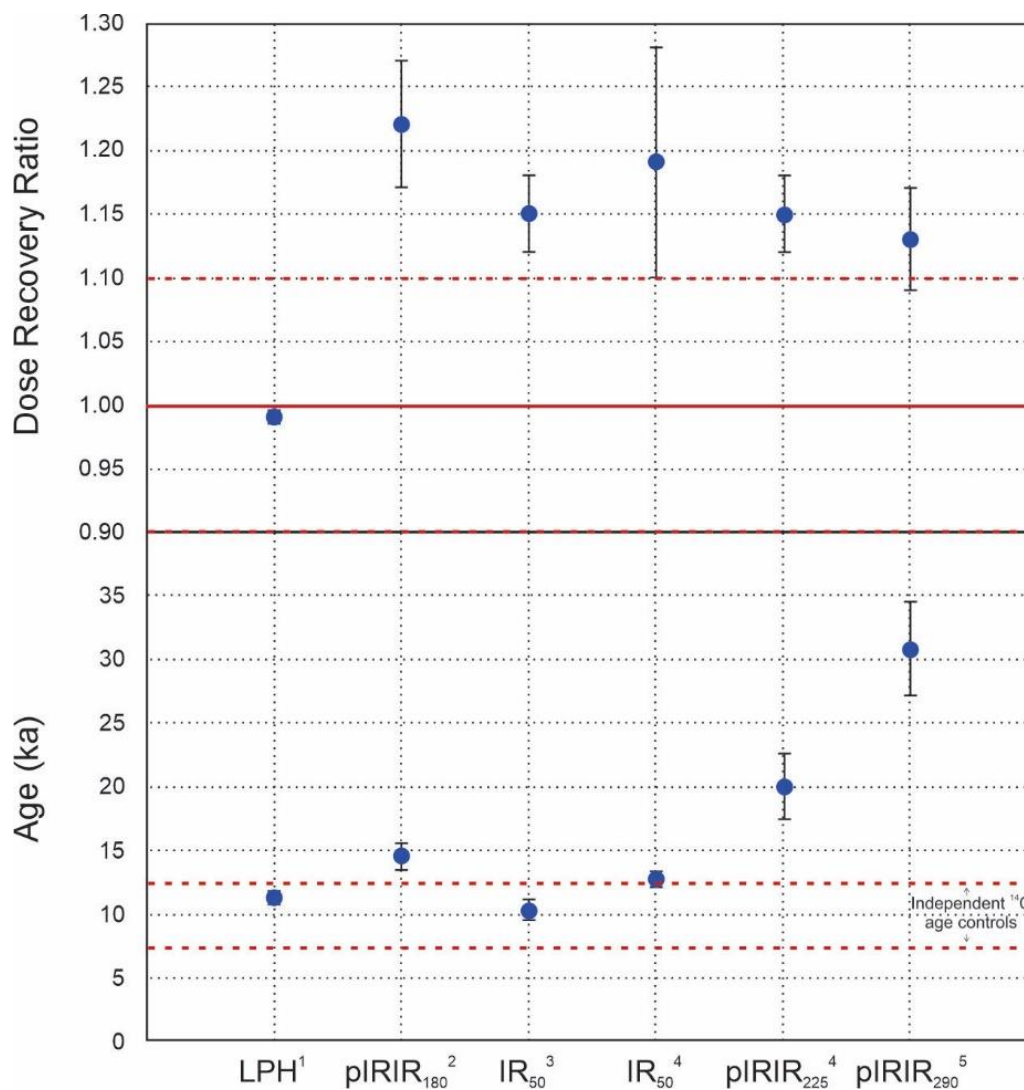


Figure 3.50: Age and DRT results for the McD14a6 loess sample, using 1) the LPH-IRSL present in this paper; 2) the pIRIR₁₈₀ (Reimann *et al.* 2011); 3) the IR₅₀ (Lamothe 2004); 4) the IR₅₀ and pIRIR₂₂₅ (Thomsen *et al.* 2008; Lamothe *et al.* 2018); and 5) the pIRIR₂₉₀ (Buylaert *et al.* 2009). For the DRR, traditional 10 % from unity are marked by red dashed lines. For the age results, stratigraphic constraints from ¹⁴C independent age controls are marked with red dashed lines. The LPH-IRSL and both IR₅₀ D_e results 3) and 4) are corrected for anomalous fading. D_e measured with the other protocols did not seem to be affected by anomalous fading and those are therefore not corrected. The doses and test dose are the same then for the LPH-IRSL presented in table 3.2.

In our view, it makes more sense to use a protocol that does not require correction and that is adapted to the particular thermal stability of the samples under study. We consequently support here the view of Klasen *et al.* (2006) stating that we should adjust SAR parameter to obtain valid DRR instead of applying a correction. And considering the unknown validity and relation between DRT and age results, independent age controls should be used to support the IRSL age results. In all cases, but particularly if no independent age control is available, a thorough understanding of the geological and/or archaeological contexts to establish chronological constraints is needed. Extensive luminescence tests should also be achieved to validate the chosen protocol, as it has been presented above.

3.7.3 Exploring sample particularities

The question of why the samples under consideration in this present study (and other loess samples from central Alaska) display a particular luminescent behaviour and have been labelled as “difficult” to date by ourselves and other authors in the past remains to be addressed (Li & Wintle 1992; Berger 2003; Auclair *et al.* 2007; Roberts 2012). The glacial geological context and younger age of the samples can be excluded as a factor in this problem since similar late-glacial loess samples from nearby Yukon have been successfully dated with an IRSL protocol with higher temperatures (Desjardins-Martin 2018).

As mentioned above, we identified that poor thermal stability and high thermal transfer played a significant part in the problematic behaviour of the samples under consideration. These phenomena appear to be considerably higher for polymineral finer grain samples as McD14a6 (figure 3.41) and for polymineral coarser grain samples as McD16-1 (figure 3.51), than for K-feldspars coarser grain samples as McD14a2 (figure 3.52). Grain-size can be eliminated as an impacting factor since both coarser grain-size samples display different stability.

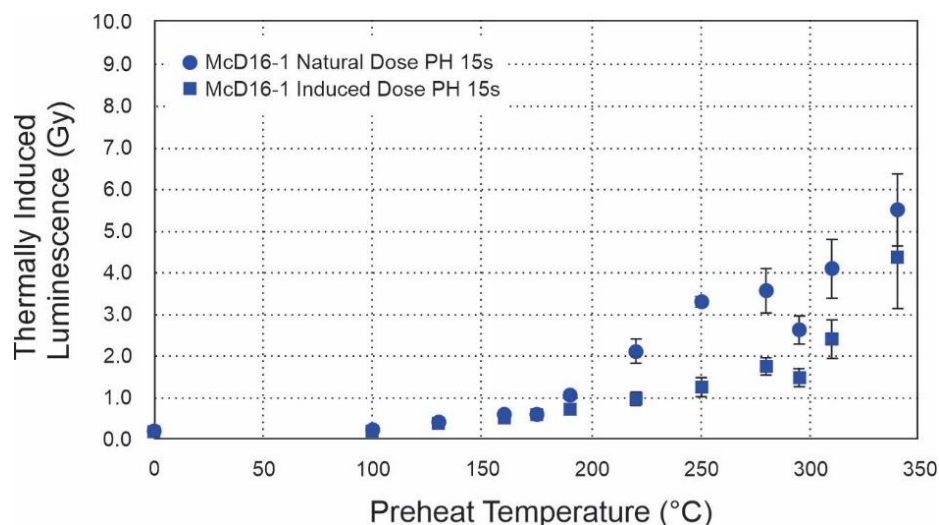


Figure 3.51: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD16-1 (polymineral, 125-180 μm). After a 1 h solar bleach (Honlë SOL2), the IRSL signal induced (transferred) by the preheat (0°C (no preheat), 100°C, 130°C, 160°C, 175°C, 190°C, 220°C, 250°C, 280°C, 295°C, 310°C, 340°C for 15 s) was measured, followed by a ~ 12 Gy test dose. The thermally induced signal was measured following the bleaching of the natural signal (L_n/T_n ; circles) and following one measurement cycle (bleach, preheat, IRSL (L_n), irradiation, preheat, IRSL (T_n), bleach, preheat, IRSL (L_x), irradiation, preheat, IRSL (T_x) - L_x/T_x ; squares). The same preheat temperature is used for the L_n and T_n . Each dot represents the CAM of 3 aliquots.

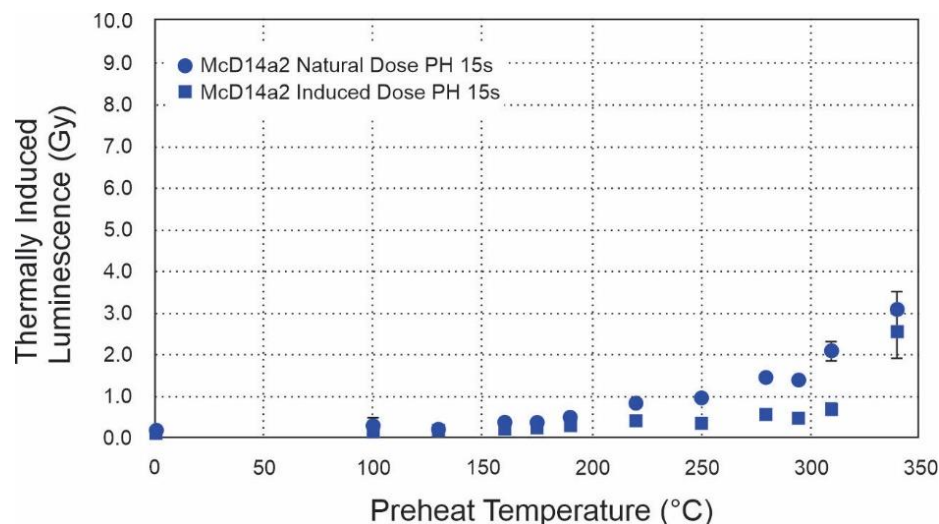


Figure 3.52: Thermally induced luminescence signal (reported in Gy) for the loess sample McD14a2 (K-feldspar, 125-180 μm). Measurements achieved in the same way then figure 3.51.

Therefore, the mineralogical composition of the Alaskan samples is hypothesized to be the principal factor leading to this particular luminescent behaviour. To avoid this influence,

one could rightfully propose to achieve mineralogical separations on finer-grained samples and use the K-feldspars fraction to circumvent the effect of thermal transfer and poor stability (Tso *et al.* 1996). One could also propose to favor the use of coarser grains in the loess profiles to achieve a mineralogic separation isolating the K-feldspars. At least two problems can be raised with these approaches: 1) the mineralogical separation is often partial and ineffective on finer grains and even on coarser grains (Li & Wintle 1992; Barré & Lamothe 2010; Smedley *et al.* 2012); 2) the lower proportion of coarser grains in a finer sediment could be related to occasional major dust storms and may be more likely to be partially bleached than the finer fraction representing the main mode of the grain-size distribution. Moreover, selecting the silt and fine-sand grain fractions over the medium- to coarse-sand fractions for IRSL measurements contributes to reduce the over or under estimations of the internal K content, used for the dose rate calculation, for feldspar grains contributing to the luminescence signal.

The development of a protocol unaffected by a mineralogical mixture in the IRSL signal as the LPH-IRSL, was favored here. In addition, to circumvent both problems mentioned above, this kind of protocol is very useful in multiple other cases, particularly for loess, clay (including ceramics), rocks and micro-sample dating, where small sample sizes make mineral separation infeasible.

For the mineralogical composition, it has been mentioned in the past that the loess samples from central Alaska were high in albite and low in K-feldspars (Muhs *et al.* 2003, 2018). However, results from XRD analysis, while confirming a high albite versus K-feldspars ratio for the McDonald Creek samples (averaging 20:6) do not exhibit an unusual situation. If we compare the albite versus K-feldspar ratio from the samples under consideration in this paper to loess samples from the Yukon ($n = 9$), Iran ($n = 2$) and Germany (Nussloch ($n = 2$) and Ranis ($n = 2$)), the situation is quite similar, with mean ratios of 26:6, 23:7, 13:5 and 13:7, respectively for each region. Those loess samples do not present atypical luminescence behaviour and their thermal stability is considered as normal when measured

as polymineral samples. Therefore, it does not appear that the high albite and low K-feldspar content are at the origin of the particular luminescence behaviour of the loess from Central Alaska, and particularly from the McDonald Creek archaeological site.

Another particularity of loess from central Alaska and from McDonald Creek is the high muscovite content (Powers & Hoffecker 1989; DiPietro *et al.* 2017; Muhs *et al.* 2018). This mineral ($\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) is a phyllosilicate and is part of the mica group of minerals. Muscovite is IR sensitive (Clark & Sanderson 1994; Antohi-Trandafir *et al.* 2018), and is very difficult to remove from samples, since it does not act consistently with its inherent density during mineralogical separation. It appears, however, that the muscovite IR signal may not simply “pollute” the luminescence signal, but could be in fact thermally stable and reproducible in most cases. In order to test that, DRT was achieved on a standard muscovite sample, following the LPH-IRSL described in table 3.2, and the IR₅₀ and pIRIR₂₉₀ protocols. DRR were successful for the LPH-IRSL and IR₅₀ (CAM of 3 aliquots: 1.01 ± 0.01 and 0.95 ± 0.03 , respectively), but quite erratic for the pIRIR₂₉₀ (mean of 34). The fading rate of a pure museum sample was also measured and indicated no fading for the IR₅₀ and limited fading (in the order 2 %/decade) for the LPH-IRSL. The low fading rate of muscovite may lead to an apparent lower fading rate in polymineral samples where it is found, particularly when IR₅₀ protocol is used. The variable amount of muscovite within the aliquots could also lead to a variable impact of the effect of the muscovite within the aliquots. The luminescence behaviour of natural muscovite samples of sedimentary origin could also possibly be different and further tests should investigate this phenomenon more deeply.

However, although it is true that the McDonald Creek loess samples are characterized by a high muscovite content in general, it does appear to be a trivial causative factor to explain the observed and described luminescence behaviour. Muscovite content varies between 2 and 13 %, with a mean content of ~ 7 %, and we can observe a clear trend of increasing content inversely of the depth (see section 5.6.3). Samples McD14a6 and McD16-1 do

have a similar thermal stability (figures 3.42 and 3.51, respectively), but are characterized by a very different muscovite content (9.8 and 2.2 % respectively). If we compare again with the other loess samples, we find that samples from the Yukon are low in muscovite (~3 %), as are samples from Iran (~4 %) and Nussloch (~3 %), but sample from Ranis have high muscovite content (~12 %) and does not display the similar thermal characteristics of the McDonald Creek samples.

The last mineralogical particularity of the McDonald Creek loess samples we could hypothesize to explain their abnormal luminescence behaviour is the high clinochlorite content. The abundance of this mineral in loess samples from central Alaska has also been raised by Pye (1987), Muhs *et al.* (2003, 2018), Muhs & Budahn (2006) and DiPietro *et al.* (2017). Both clinochlorite $((\text{Mg,Fe}^{++})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8)$ and muscovite are phyllosilicates, but clinochlorite, unlike muscovite, is a weathering product of mafic and ultramafic rocks. The McDonald Creek samples are characterized by a mean clinochlorite content of ~3.3 %, while the samples from Iran, Germany and Yukon are all characterized by a mean content of around 1 %. It is hypothesized that as a function of heating treatment, the presence of this mineral may affect or inhibit the luminescence properties of the feldspars in the samples, or emits itself a spurious IRSL signal at higher temperature (Banerjee *et al.* 1999; Hatipoğlu 2014). More tests will be needed to test this hypothesis.

In any case, we can conclude that the LPH-IRSL protocol is not, or minimally, affected by the particular mineral composition of the samples from the McDonald Creek archaeological site. The various tests carried out, in addition to the consistency of the age results compared to the independent age controls from ^{14}C thoroughly support the use of this protocol in this context.

3.7.4 Geoarchaeological considerations

The IRSL ages are very consistent with independent ^{14}C age controls obtained for the different cultural occupations present at the McDonald Creek archaeological site. The

IRSL results obtained from the two stratigraphic profiles are self-consistent and are also coherent with the geoarchaeological context of the area. For the McD14a profile (figure 3.48), it appears that the three bottom samples (McD14a1, McD14a2 and McD14a3) which are characterized by a coarser grain-size (eolian sand), are part of a common geological event, around ~18 ka. The subsequent samples witness a more gradual accumulation from a steadier sedimentation rate. The particles are fining upward in this upper section (eolian silt).

For the McD14b profile (figure 3.49), a similar pattern appears to occur. The three bottom samples (McD14b1, McD14b2 and McD14b3) are also characterized by coarser particles (eolian sand) and represent a similar older geological event clustering around ~16 ka. The subsequent samples are finer (eolian silt) and a steadier accumulation rate appears to be ongoing, except at around ~11 ka, where there is a rapid accumulation episode, represented by the samples McD14b5 and McD14b6.

The sedimentation rates and ages of the dated eolian material were influenced by the presence of glaciers near the McDonald Creek archaeological site. The source of the eolian material deposited in this area mostly consisted (and still consists) of the outwash deposited in front of the glaciers of the north side of the Alaska Range. The outwash area is drained by braided silt-laden streams such as the Tanana River. The overbank deposited silts entrained by the wind when dry are eventually redeposited some distance away, downwind, as it is the case in the vicinity of the McDonald Creek archaeological site.

Ice-retreat at the end of the Pleistocene is recorded in the loess profiles under consideration. Loess particles are a proxy recording, among other things, glacial extent and the distance between the source material and the area where the eolian particles are deposited. Coarser grain-size and high sedimentation rates are indicators of glacial advances and inversely, finer grain-size and reduced sedimentation rates, as well as soil development, are indicators of a more distal source of loess and therefore retreating glaciers and milder climate (*e.g.*

Péwé 1975; Pye 1987; Begét *et al.* 1990; Bettis *et al.* 2003; Bateman 2008; Fuchs & Owen 2008; Markovic *et al.* 2018; Muhs *et al.* 2018).

The two profiles analysed do not record exactly the same sequence of events and are therefore complementary in terms of paleoenvironmental reconstruction. It appears that the period between ~18 and ~14-13 ka is missing in the McD14a profile. There are two main possibilities that could explain this situation, either 1) the sediment dating between 18 and 14-13 ka was eroded away; or 2) at this precise location of the site, near the edge of the bluff, deflation was too high to allow loess accumulation during this interval.

Considering the decrease in the grain-size and the considerably slower sedimentation rate around 14 ka, it appears that the environment at the McDonald Creek archaeological site became more suitable for human occupation during this period, allowing the establishment of CC1. This episode is consistent with the Bølling-Allerød episode, a period dated between 14.7 and 12.9 ka, and marked by the amelioration of the climatic conditions (Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b). Moreover, the second archaeological occupation of the site (CC2), here dated to 12.5 ± 0.5 ka, appears to occur during the initial stage of another period of rapid eolian accumulation, between ~13.4 and ~10 ka (and may be as late as ~8 ka), recorded by the samples McD14a4, McD14a5, McD14a6, McD14b4, McD14b5 and McD14b6, and indicating a cooling event and glacial readvance. This could represent the environmental response to the Younger Dryas period (Briner & Kaufman 2008).

The IRSL results obtained in this study attest for an initial archaeological occupation of this area by the human groups during a period of decreased input in the local sedimentation. This relationship with the environmental conditions and the habitability of the territory is a central issue for the problem of initial arrival, adaptation and migration of the first human groups in America (Graf & Bigelow 2011). The study of loess and the dating of these particles by a protocol such as the LPH-IRSL allow us to establish a reliable chronological framework and document the progression of loess accumulation through time.

3.8 Conclusion

In this paper, the LPH-IRSL protocol, which is an adaptation of the SAR developed by Murray & Wintle (2000) for quartz and adapted for the feldspars by Wallinga *et al.* (2000b) and Lamothe (2004) is proposed. The completion of numerous DRT and plateau tests, in addition to the comparison of IRSL ages obtained with independent age controls from ^{14}C in archaeological context testifies to the effectiveness of this protocol in this particular context.

Loess material has great potential for luminescence dating. This geological material is also an excellent proxy for multidisciplinary research owing to its relation with environmental changes and the climatic oscillations. In this application in a geoarchaeological context, loess dating allowed 1) the continuous dating of stratigraphic profiles; and 2) an understanding of the relationship between the habitability of a territory by the first Americans and their surrounding environment. The latter is mainly portrayed by the sedimentation rates of the eolian particles and the position of the glacial margin. The ability to establish a relation between the environment and the early human presence in Beringia is of prime interest given the considerable impact of the climate on the migration process.

Sedimentary patterns that have been identified and dated at the McDonald Creek archaeological site should be looked for elsewhere in Central Alaska, at other sites occupied by human groups at the end of the Pleistocene and throughout mid-Holocene, and correlations could be made to establish chronological parallels.

3.9 Supplementary data

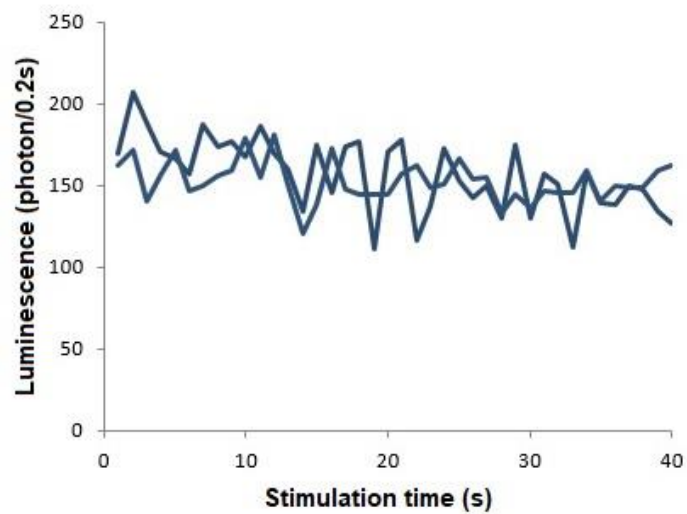


Figure S3.53: Post-IR OSL signal over stimulation time on quartz from the sample McD14a3. L_n and T_n (~ 12 Gy) signals are undistinguishable and are extremely weak and not useful for D_e determination.

Table S3.5: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site

Sample	Mineralogy	Grain-size (μm)	Water content (%)	Location			
				Depth (m)	Latitude (°decimal)	Longitude (°decimal)	Elevation (m)
McD14a8	Polymineral	64-90	8 ± 5	0.36	64.39	-147.23	257
McD14a7	Polymineral	64-90		0.48			
McD14a6	Polymineral	64-90		0.59			
McD14a5	Polymineral	64-90		0.72			
McD14a4	Polymineral	64-90		0.86			
McD14a3	K-feldspar	150-250		0.98			
McD14a2	K-feldspar	125-180		1.29			
McD14a1	K-feldspar	125-180		1.55			
McD14b8	Polymineral	64-90		0.27			
McD14b7	Polymineral	64-90		0.42			
McD14b6	Polymineral	64-90		0.54			
McD14b5	Polymineral	64-90		0.66			
McD14b4	Polymineral	64-90		0.75			
McD14b3	Polymineral	64-90		0.84			

Table S3.6: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site (continued)

Profile	Sample	External abundances			Water corrected external dose rates			Internal dose rate	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Total dose rate (Gy/ka)
		Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	Alpha (Gy/ka)	Beta (Gy/ka)	Gamma (Gy/ka)	Beta (Gy/ka)		
McD14a	McD14a8	4.39 ± 0.10	12.79 ± 0.24	1.98 ± 0.05	0.58 ± 0.11	2.19 ± 0.13	1.45 ± 0.08	0.28 ± 0.06	0.24 ± 0.02	4.74 ± 0.20
	McD14a7	4.29 ± 0.10	12.06 ± 0.23	1.90 ± 0.04	0.56 ± 0.11	2.11 ± 0.13	1.39 ± 0.08	0.28 ± 0.06	0.23 ± 0.02	4.56 ± 0.19
	McD14a6	3.88 ± 0.09	11.04 ± 0.22	1.78 ± 0.04	0.51 ± 0.10	1.96 ± 0.12	1.28 ± 0.07	0.28 ± 0.06	0.22 ± 0.02	4.24 ± 0.18
	McD14a5	3.82 ± 0.11	10.67 ± 0.21	1.72 ± 0.04	0.50 ± 0.10	1.90 ± 0.11	1.24 ± 0.07	0.28 ± 0.06	0.21 ± 0.02	4.12 ± 0.17
	McD14a4	1.97 ± 0.05	4.78 ± 0.11	0.98 ± 0.03	0.24 ± 0.05	1.03 ± 0.06	0.63 ± 0.04	0.28 ± 0.06	0.20 ± 0.02	2.37 ± 0.10
	McD14a3	1.40 ± 0.05	3.30 ± 0.09	0.86 ± 0.02	0.07 ± 0.02	0.80 ± 0.05	0.48 ± 0.03	0.65 ± 0.18	0.20 ± 0.02	2.20 ± 0.19
	McD14a2	1.51 ± 0.05	3.28 ± 0.10	0.87 ± 0.03	0.09 ± 0.02	0.83 ± 0.05	0.49 ± 0.03	0.51 ± 0.11	0.19 ± 0.02	2.12 ± 0.13
	McD14a1	1.44 ± 0.05	3.19 ± 0.09	0.87 ± 0.03	0.09 ± 0.02	0.82 ± 0.05	0.48 ± 0.03	0.51 ± 0.11	0.18 ± 0.02	2.08 ± 0.13

Table S3.7: Annual dose calculation parameters for the McD14a and McD14b loess profiles from the McDonald Creek archaeological site (continued)

Profile	Sample	External abundances			Water corrected external dose rates			Internal dose rate	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Total dose rate (Gy/ka)
		Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	Alpha (Gy/ka)	Beta (Gy/ka)	Gamma (Gy/ka)	Beta (Gy/ka)		
McD14b	McD14b8	4.62 ± 0.11	12.84 ± 0.25	1.95 ± 0.04	0.60 ± 0.12	2.20 ± 0.13	1.46 ± 0.08	0.28 ± 0.06	0.25 ± 0.3	4.78 ± 0.20
	McD14b7	4.35 ± 0.10	12.67 ± 0.24	1.81 ± 0.04	0.58 ± 0.11	2.07 ± 0.12	1.40 ± 0.08	0.28 ± 0.06	0.23 ± 0.02	4.56 ± 0.19
	McD14b6	4.25 ± 0.10	11.49 ± 0.22	1.78 ± 0.04	0.55 ± 0.11	2.01 ± 0.12	1.34 ± 0.07	0.28 ± 0.06	0.22 ± 0.02	4.39 ± 0.19
	McD14b5	3.91 ± 0.09	10.73 ± 0.21	1.74 ± 0.04	0.51 ± 0.10	1.93 ± 0.12	1.26 ± 0.07	0.28 ± 0.06	0.21 ± 0.02	4.18 ± 0.18
	McD14b4	2.36 ± 0.06	6.16 ± 0.14	1.19 ± 0.03	0.30 ± 0.06	1.25 ± 0.08	0.78 ± 0.04	0.28 ± 0.06	0.21 ± 0.02	2.81 ± 0.12
	McD14b3	1.79 ± 0.5	4.17 ± 0.11	0.83 ± 0.02	0.22 ± 0.04	0.89 ± 0.05	0.55 ± 0.03	0.28 ± 0.06	0.20 ± 0.02	2.13 ± 0.10
	McD14b2	2.05 ± 0.06	5.16 ± 0.12	1.03 ± 0.03	0.26 ± 0.05	1.08 ± 0.07	0.67 ± 0.05	0.28 ± 0.06	0.20 ± 0.02	2.47 ± 0.11
	McD14b1	1.58 ± 0.05	3.74 ± 0.10	0.85 ± 0.03	0.19 ± 0.04	0.87 ± 0.05	0.52 ± 0.03	0.28 ± 0.06	0.19 ± 0.02	2.04 ± 0.09

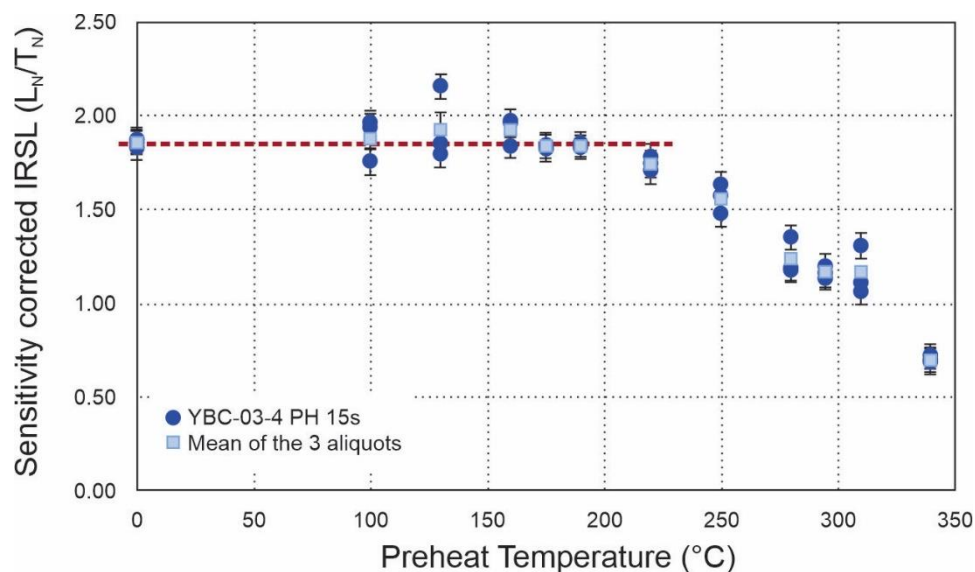


Figure S3.54: Preheat plateau test for L_n/T_n results for the sample YBC-03-4 from Yukon, Canada (K-feldspars 64-90 μm). 3 aliquots were measured for each preheat temperature (0°C (no preheat); 100°C; 130°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 295°C; 310°C; 340°C) maintained for 15 s. Dark blue circles represent L_n/T_n results and light blue squares represent the CAM of the 3 L_n/T_n results. The red dashed line represents a plateau. Only L_n/T_n is shown here since D_e results and L_n/T_n seems to exhibit the same trend (figure 3.39).

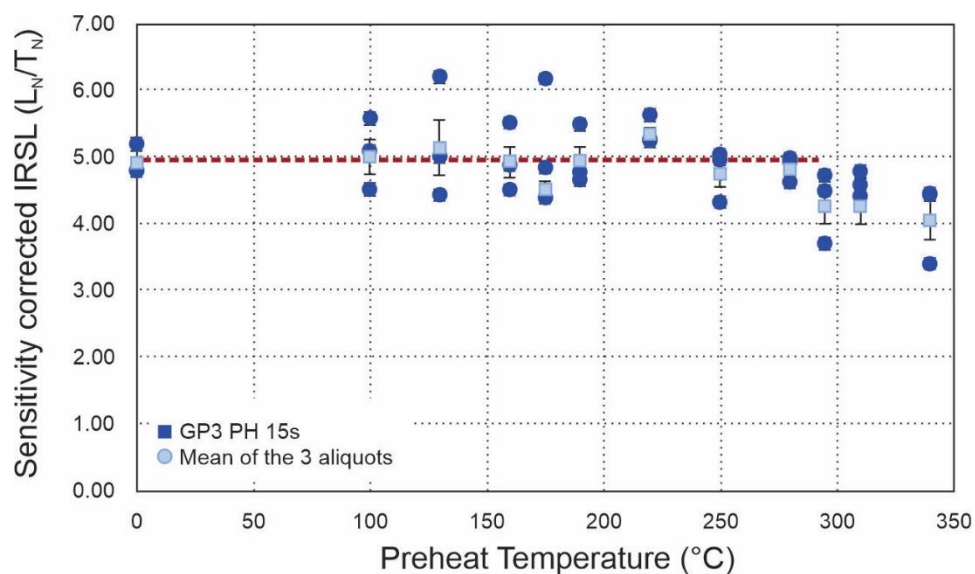


Figure S3.55: Preheat plateau test for L_n/T_n results for a marine beach sample from Virginia, USA (K-feldspars 150-250 μm) measured in the same way as figure S3.54.

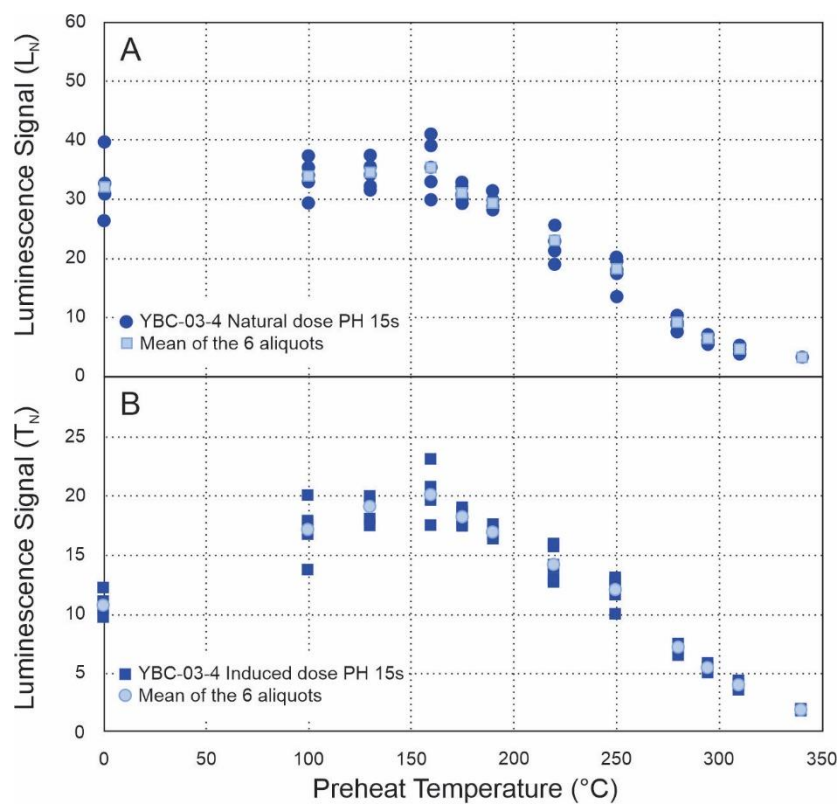


Figure S3.56: Sum of the initial 5 s (background subtracted) for L_n and T_n for each preheat temperature (0°C (no preheat); 100°C; 130°C; 160°C; 175°C; 190°C; 220°C; 250°C; 280°C; 295°C; 310°C; 340°C) maintained for 15 s, for sample YBC-04-3 from Yukon, Canada. In A) dark blue circles represent L_n signal and light blue squares represent the mean of the 3 L_n signal measured. In B) dark blue squares represent T_n signal and light blue circles represent the mean of the 3 T_n signal measured.

Table S3.8: IR₅₀ (Lamothe 2004)

Steps			Details
Dose – L _n and L _x	1	Irradiation	0 Gy for natural; ~17 Gy; ~50 Gy; ~100 Gy; 0 Gy; ~17 Gy
	2	Preheat	250°C, 60s
	3	IR stimulation	50°C, 100s
Test dose – T _n and T _x	4	Irradiation	~12 Gy
	5	Preheat	250°C, 60s
	6	IR stimulation	50°C, 100s
Return to 1			

Table S3.9: pIRIR₁₈₀ (Reimann *et al.* 2011)

Steps			Details
Dose – L _n and L _x	1	Irradiation	0 Gy for natural; ~17 Gy; ~50 Gy; ~100 Gy; 0 Gy; ~17 Gy
	2	Preheat	200°C, 60s
	3	IR stimulation	50°C, 100s
	4	IR stimulation	180°C, 100s
Test dose – T _n and T _x	6	Irradiation	~12 Gy
	7	Preheat	200°C, 60s
	8	IR stimulation	50°C, 100s
	9	IR stimulation	180°C, 100s
Return to 1			

Table S3.10: pIRIR₂₂₅ (Thomsen *et al.* 2008; Lamothe *et al.* 2018)

Steps			Details
Dose – L _n and L _x	1	Irradiation	0 Gy for natural; ~17 Gy; ~50 Gy; ~100 Gy; 0 Gy; ~17 Gy
	2	Preheat	250°C, 60s
	3	IR stimulation	50°C, 100s
	4	IR stimulation	225°C, 100s
Test dose – T _n and T _x	6	Irradiation	~12 Gy
	7	Preheat	250°C, 60s
	8	IR stimulation	50°C, 100s
	9	IR stimulation	225°C, 100s
	10	IR stimulation	325°C, 100s
Return to 1			

Table S3.11: pIRIR₂₉₀ (Buylaert *et al.* 2009)

Steps			Details
Dose – L _n and L _x	1	Irradiation	0 Gy for natural; ~17 Gy; ~50 Gy; ~100 Gy; 0 Gy; ~17 Gy
	2	Preheat	320°C, 60s
	3	IR stimulation	50°C, 200s
	4	IR stimulation	290°C, 200s
Test dose – T _n and T _x	6	Irradiation	~12 Gy
	7	Preheat	320°C, 60s
	8	IR stimulation	50°C, 200s
	9	IR stimulation	290°C, 200s
	10	IR stimulation	325°C, 200s
Return to 1			

CHAPITRE IV

ARTICLE 2:

CHRONOLOGICAL FRAMEWORK FOR THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE LÆSS SEQUENCES OF CENTRAL ALASKA ARCHAEOLOGICAL SITES USING THE LUMINESCENCE DATING METHOD

Dans ce chapitre est inséré l'article intitulé « *Chronological framework for the late Pleistocene and Holocene loess sequences of Central Alaska archaeological sites using the luminescence dating method* ». Cet article, qui sera prochainement soumis à la revue *Quaternary Geochronology*, est la deuxième publication de la thèse. Le nouveau protocole de datation IRSL proposé dans le chapitre 3, le LPH-IRSL, est utilisé ici afin de dater 73 échantillons de sédiments éoliens provenant de sites archéologiques. Le résumé a été traduit en français (section 4.1) et ne sera pas inclus dans la version publiée de l'article.

Cet article a été fait en collaboration avec les chercheurs et chercheuses Michel Lamothe, François Hardy, Kelly E. Graf, Julie Esdale et Ted Goebel. M. Lamothe a guidé les mesures en laboratoire et chapeauté le projet, et F. Hardy a contribué à la recherche en participant activement à de nombreuses discussions. K.E. Graf, T. Goebel et J. Esdale sont les archéologues responsables des sites archéologiques à l'étude et qui ont contribué à la collecte des échantillons, en plus de fournir les résultats de datation indépendante.

4.1 Résumé

Dans une récente contribution, Forget Brisson *et al.* (2020) ont proposé le protocole de datation par luminescence infrarouge avec préchauffe à basse température (*Low Preheat Infrared Stimulated Luminescence*; LPH-IRSL), caractérisé par une réduction marquée des températures utilisées, afin de résoudre les problèmes de sensibilité thermique des lœss de la région centrale de l'Alaska. Cette nouvelle procédure est ici appliquée sur 73 échantillons de lœss tardiglaciaires prélevés dans 10 profils stratigraphiques, dispersés dans 6 sites archéologiques et 2 sites géologiques, principalement situés dans la région centrale de l'Alaska (USA), mais également dans le sud-ouest du Yukon (Canada).

Les résultats IRSL obtenus dans le cadre de cette étude sont cohérents avec les contrôles d'âge indépendants. Les profils chronostratigraphiques construits avec les résultats IRSL couvrent la période depuis la fin du Pléistocène jusqu'à l'Holocène. Cette chronologie contribue notamment à une meilleure compréhension de la période tardiglaciaire, un intervalle temporel marqué, d'une part, par l'arrivée initiale des groupes humains dans la région centrale de l'Alaska, et d'autre part, par des changements climatiques et environnementaux majeurs. La datation directe des lœss par luminescence, des sédiments climato-sensibles, permet l'établissement d'un lien fort entre la chronologie géoarchéologique et les conditions environnementales prévalant dans le passé.

4.2 Abstract

In a recent paper, Forget Brisson *et al.* (2020) proposed the newly developed Low Preheat infrared stimulated luminescence (LPH-IRSL) dating protocol in order to circumvent thermal sensitivity challenges of luminescence dating of central Alaskan

wind-blown sediments. This new procedure is here applied on 73 late-glacial loess samples collected in 10 stratigraphic profiles, dispersed in 6 archaeological and 2 geological sites, mostly located in Central Alaska (USA), as well as in the nearby southwestern Yukon (Canada).

The obtained IRSL age results are consistent with independent age controls and the resulting high-resolution chronostratigraphic profiles span a large temporal period, from the end of the Pleistocene through the Holocene. This chronology is notably contributing to a better understanding of the Late-Glacial period, a time interval marked, on one side, by the initial settlement of the human groups in the Central Alaska area, and on the other side, by major climate and environmental changes. Direct dating of these climate-sensitive loess sediments by luminescence allows the establishment of a robust link between the geoarchaeological chronology and the paleoenvironmental conditions prevailing in the past.

4.3 Introduction

One of the most debated topics of the current archaeological research revolves around the initial settlement of the American continent, more specifically around the timing of the event and the routes that were used (*e.g.* Goebel *et al.* 2008b; Pitblado 2011; Hoffecker *et al.* 2016). To document and contribute to the advancement of this major problematic, the establishment of a robust and precise chronological framework for the early archaeological occupations is of prime concern. In this paper, luminescence dating is applied to sediments collected at six key archaeological sites and two geoarchaeological sites located in Central Alaska (USA) and nearby Yukon (Canada) in order to document the pattern of early archaeological occupations of the area across the Late the Pleistocene and the Holocene.

Löss sediment, a periglacial eolian silt and fine sand, is widespread in Central Alaska. These deposits of glacial origin often display significant and relatively undisturbed accumulations in which archaeological remains are buried and preserved. Löss accumulations are considered here as sedimentary archives, acting as paleo-environmental proxies that characterize the environmental conditions that were predominant during the successive depositional periods. Luminescence ages directly obtained from loess samples consequently provide a relevant chronostratigraphic link between the depositional paleo-environmental conditions and the archaeological context of a location.

Löss deposits are here considered as an ideal material for luminescence dating since: 1) the eolian transport of the particles allows adequate exposure to sunlight prior to deposition; 2) loess accumulations are quite homogeneous, considering their mineralogy, allowing a uniform environmental dose rate determination for the collected samples; 3) the relatively continuous loess sedimentation allows the construction of a geochronological continuum, hence of sedimentation rates (see chapter 5); and 4) loess accumulations often preserve sporadic datable material by other dating method, allowing temporal correlations (organic matter, tephra and archaeological occupations with distinctive cultural components). All of this allows the construction of robust and precise chronological sequences.

Although loess should be a suitable material for luminescence dating, problematic luminescent behaviours have been observed and unexpected results were obtained in the past, especially when dating central Alaskan loess with traditional protocols using higher preheat temperatures, as well as with more recent protocols using high temperature IRSL (Li & Wintle 1992; Tso *et al.* 1996; Berger 2003; Auclair *et al.* 2007; Roberts 2012). The atypicality of the Alaskan samples was confirmed in Forget Brisson *et al.* (2020; chapter 3). High thermal transfer and poor thermal stability of the IRSL

signal after heating treatment appear to be associated with this problematic luminescence behaviour. Thermal transfer can be defined as the transfer of charge from light insensitive to light sensitive traps under thermal treatment, hence contributing to the luminescence signal measured (Ollerhead *et al.* 1994; Aitken 1998; Wallinga 2002). Otherwise, poor thermal stability (Murray *et al.* 2009) can be recognized in the sample set under consideration by an important erosion of the IRSL signal following a heating treatment.

In order to circumvent or minimize these malign effects and allow an adequate age determination of loess material from this archaeologically rich vicinity, the Low Preheat infrared stimulated luminescence (LPH-IRSL) dating protocol was developed and successfully applied on samples from two loess profiles from the McDonald Creek archaeological site by Forget Brisson *et al.* (2020; chapter 3). In this paper, this new protocol is again used to determine the age of samples from additional archaeological and geoarchaeological sites to obtain a more comprehensive chronostratigraphic picture of this region.

4.4 Context and material

The Central Alaska vicinity is the main focus area of this study, where five archaeological sites and two geoarchaeological sites have been sampled. These sites are Dry Creek (HEA-005), Walker Road (HEA-130), Little Panguingue Creek (HEA-038), McDonald Creek (FAI-2043), Hurricane Bluff (XMH-838), Birch Creek Ridge and Nenana Valley Site, respectively. The McDonald Creek luminescence results were presented in great details in Forget Brisson *et al.* (2020) and are relayed here to allow regional comparison. To this corpus was added the Britannia Yukon Hill archaeological site (KfVi-3), located in southwestern Yukon, in order to test and compare the results obtained using the LPH-IRSL protocol on samples from a different context and origin.

Samples from the latter site have previously been successfully dated using a high temperature IRSL protocol by Desjardins-Martin (2018). Consequently, loess samples from the Britannia Yukon Hill site do not appear to be affected by thermal transfer and/or poor thermal stability as it is the case for the central Alaskan samples, and thus represent an interesting opportunity to further test the LPH-IRSL on “well behaving” samples. Birch Creek Ridge (FAI-241) and Nenana Valley Site (FAI-02397) are archaeological sites but did not reveal any potential for an early archaeological occupation, and are hence considered here for their geoarchaeological perspective. The location of all archaeological and geological sites under study are shown in figure 4.57 and all stratigraphic profiles are presented and described in section 1.5.2.

The sampled sites are located in non-glaciated areas characterized by a periglacial environmental setting. The Central Alaska vicinity was, and still is today, under the main influence of glaciers in the Alaska mountain range, while southwestern Yukon was affected by the waxing and waning Cordilleran ice sheet (Margold *et al.* 2013). The Alaskan archaeological and geoarchaeological sites under study are located in three river valleys draining active glaciers. On the other hand, the southwestern Yukon archaeological site is located in the Yukon River valley. This watercourse contributed to the meltwater drainage of the Cordilleran ice sheet during the major glacial events, as well as multiple glacial (*i.e.* St. Elias-Wrangell icefield) and non-glacial sources during the interglacial cycles. All these sites are characterized by significant accumulations of eolian sediments of glacial origin, as particles eroded by upstream glaciers are transported by meltwater and then dispersed by wind to nearby downstream areas. The reader is referred to chapter 5 for more information about depositional processes, origin, as well as physical, mineralogical and geochemical attributes of the material under study. All archaeological occupations found at these sites have been dated by radiocarbon (^{14}C) that provide strong independent age controls. These

chronological data, along with the associated information and references, are presented further in table 4.13.

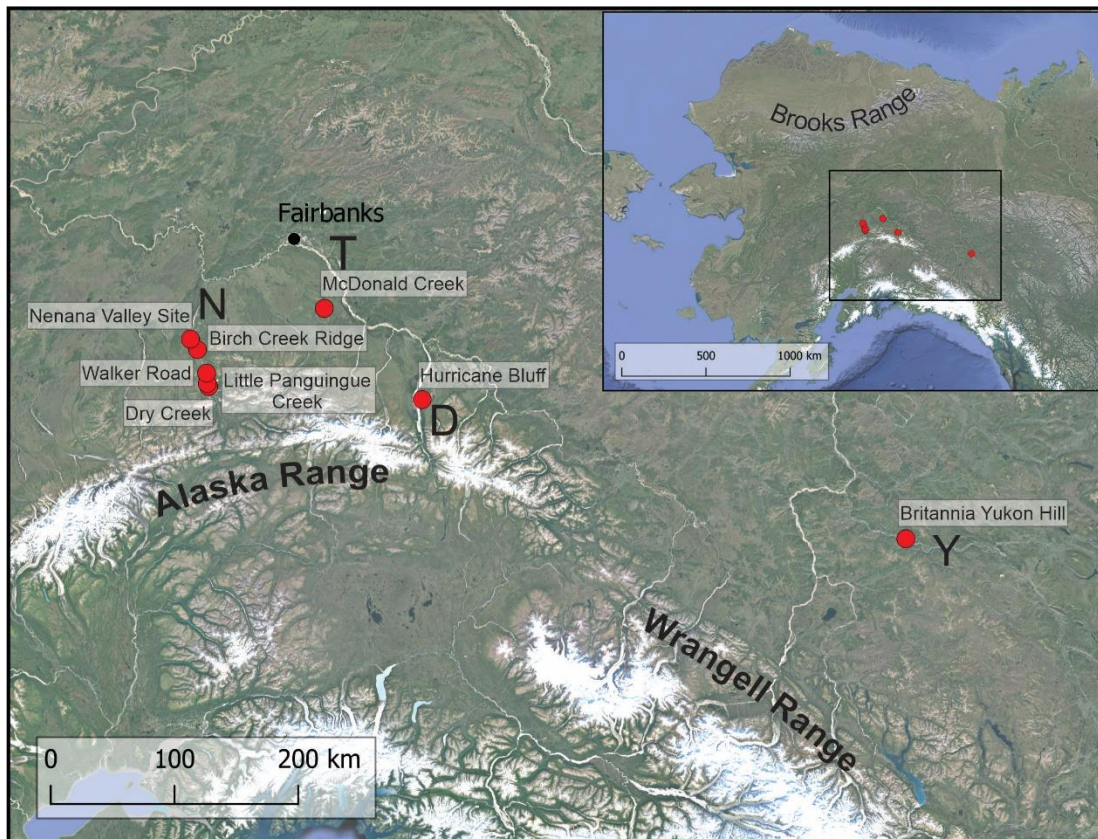


Figure 4.57: Location of the study area, in Central Alaska (USA) area and nearby Yukon (Canada). The Dry Creek, Walker Road and Little Panguingue Creek archaeological sites are located in the Nenana River valley (N), as well as the Nenana Valley Site and the Birch Creek Ridge. The McDonald Creek is located in the Tanana River valley (T), the Hurricane Bluff site is located in the Delta River valley (D), and the Britannia Yukon Hill site is located in the Yukon River valley (Y). Cartographic base from Google Sat.

4.4.1 Study site contexts

4.4.1.1 Nenana River valley sites

The Dry Creek, Little Panguingue Creek and Walker Road archaeological sites are located in the Nenana River valley, the two formers positioned on the east bank and the latter on the west shore of the river. Also located in the Nenana River are the Birch

Creek Ridge and Nenana Valley Site geoarchaeological sites. All of these sites are characterized by loess accumulations composed of silt and sand of thickness between 1 and 2 m, resting on an outwash plain related to the Healy glaciation (Hoffecker *et al.* 1988; Powers and Hoffecker 1989; Hoffecker and Elias 2007; Graf *et al.* 2015; Graf *et al.* 2016; Gómez Coutouly *et al.* 2019). The Dry Creek site is located on the north bank of the Dry Creek River, an affluent of the Nenana River. This site contains two early cultural components. The deeper one, dated at 13.5-13.3 ka cal. BP, is associated with the Nenana complex and the overlying one, dated at 11.0-10.6 ka cal. BP, is associated with the Denali complex (Graf *et al.* 2016). The Little Panguingue Creek archaeological site is located a little more than 2 km NNE as the crow flies from the Dry Creek site, overlooking the watercourse bearing the same name. This site also contains two early cultural occupations, the older one possibly being associated with a 11.2 ka cal. BP paleosol, and the subsequent one, dated to 9.6 ka cal. BP, associated with the Denali complex (Gómez Coutouly *et al.* 2019). A little more than 7.5 km north of the Little Panguingue Creek site is located the Walker Road site, positioned at the confluence of a minor watercourse with the Nenana River. This site contains two early occupations as well. The older, dated at around 13 ka cal. BP, is associated with the Nenana complex and the younger is dated at 9.6 ka cal. BP (Goebel *et al.* 1997).

4.4.1.2 Tanana River valley site

The McDonald Creek archaeological site is located in the Tanana River valley, at the south end of a knoll emerging from the surrounding wetlands. This site is characterized by a ~3.2 m-thick eolian silt and sand accumulation resting on an ancient proglacial outwash plain. Three cultural occupations were identified at this site. The earlier one, dated to 14.0-13.3 ka cal. BP, is associated with the Nenana complex, while the middle one, dated to 12.8-12.4 ka cal. BP, is possibly associated with the Denali complex. The later occupation, dated to 7.4-5.3 ka cal. BP, is associated with the Northern Archaic complex (Goebel *et al.* 2016; Graf *et al.* In prep.).

4.4.1.3 Delta River valley site

In the Delta River valley, an affluent of the Tanana River, the Hurricane Bluff archaeological site is characterized by a ~4 m loess accumulation resting on a Pleistocene outwash terrace. No archaeological occupations were recovered in the sampled section, although, two cultural occupations have been identified elsewhere in the site. The deepest one was dated to 10.2-9.6 ka cal. BP, while the younger one was dated to 1.8-1.5 ka cal. BP (Potter *et al.* 2007).

4.4.1.4 Yukon River valley site

Lastly, the Britannia Yukon Hill archaeological site is located in the Yukon River valley, on a terrace of the Britannia Creek, located upstream of their confluence. This site is characterized by a more than 1 m-thick loess accumulation and contains a non-diagnostic early archaeological occupation dated *ca.* 13.3 ka cal. BP (Altamira Consulting Ltd. 2014; Thomas *et al.* 2017; Desjardins-Martin 2018).

4.5 Methodology

4.5.1 Sampling

Samples were collected during summer archaeological fieldworks, by inserting copper or PVC tubes in freshly exposed stratigraphic walls following a similar procedure as Hardy & Forget Brisson (2017; or see Duller 2008). Units that included archaeological occupations were targeted for luminescence dating, but samples were also collected throughout the profiles to chronologically document local loess depositional rates through time. Samples were collected in homogeneous areas to avoid any complication regarding the annual dose rate. Depth of all samples were thoroughly noted, as well as any useful information.

For most luminescence samples, sediment for the surrounding 30 cm was collected to document the annual dose rate. Samples for water content determination were also collected using copper tubes adjacent to the luminescence samples.

4.5.2 Sample preparation

Luminescence samples were opened and processed under controlled subdued red light. Particles from the outer portions of the tubes were removed and the central portion of the tube, unexposed to light during sampling, was used for luminescence measurements. The preparation protocol varied depending on sample particle-size in order to conduct luminescence measurements on the size fraction more representative of the sedimentological events to date, corresponding to the grain-size mode. In that respect, specific grain-size fractions were isolated by wet-sieving (63 or 64-90 μm , 125-180 μm or 150-250 μm). This portion was treated with hydrochloric acid (HCl 10 %) to remove any carbonates. The fine sand-size fraction (125-180 μm or 150-250 μm) of the McD14a and McD14b sections was mineralogically separated through densimetric separation (sodium polytungstate at 2.58 g/cm^3) to isolate feldspar minerals. The separation was not performed on the McD16 samples despite their coarser fraction-size since this further preparation step did not appear to have a positive nor significant impact on the results when using the LPH-IRSL protocol (see table 3.3). The very fine-sand-size fraction (64-90 μm) was not mineralogically separated, since the performance of dense-media separation on fine sediments is often partial (Li & Wintle 1992; and see Barré & Lamothe 2010; Smedley *et al.* 2012). However, the samples from the Britannia Yukon Hill archaeological site were previously mineralogically separated. None of the samples were etched by hydrofluoric acid (HF). Particles were disposed on stainless steel cup with a covering diameter of 2 mm.

Sediments collected for annual dose rate determination were dried, crushed, homogenized and sealed into wax to avoid exchange with the atmosphere and retain

^{222}Rn . These samples, disposed into wax pucks, were stored for a minimum of 21 days following sealing to allow complete restoration of the post-radon equilibrium (Gilmore 2008).

4.5.3 Equipment

U, Th and K content assessment for the annual dose rate (D_a) was performed on a Canberra high resolution gamma spectrometer, except for the Dry Creek and Birch Creek Ridge samples, for which measurements were performed by means of ICP-MS analysis due to the limited material available. The grain-size analysis measurements were achieved using a Microtrac Bluewave S3500 laser diffraction analyser with a standard protocol for bulk samples, with an ultrasound pre-treatment to disperse and deflocculate the mineral grains. Particle-size distributions were obtained through the Microtrac FLEX software and data were analysed using the Gradistat software from Blott & Pye (2001). The reader is guided to chapter 5 for an exhaustive grain-size results presentation.

Measurements for D_e and g -value measurements were performed on a Lexsyg Research reader equipped with an internal beta source ($\dot{D}_{\beta(90\text{Sr})} = \sim 0.063 \text{ Gy/s}$). All heating was carried out in a helium atmosphere, to enhance thermal conductivity (Huot 2007). IR diodes provided a 300 mW/cm^2 stimulation at $850 \pm 20 \text{ nm}$. The detection window was centered at 410 nm , with the combination of Schott-BG 39 (3 mm) and AHF-BrighLine HC 414/46-Interference (3.5 mm) filters.

4.5.4 Measurements

4.5.4.1 Dose rate determination

D_a were calculated using the DRAC (Dose Rate and Age Calculator; Durcan *et al.* 2015). The conversion factors of Adamiec & Aitken (1998) were used, as well as Bell's (1980) alpha attenuation factors, and Mejdahl's (1979) beta attenuation factors. An α -

value of 0.10 ± 0.02 was used (Balescu & Lamothe 1994). For the Alaskan samples, the internal potassium content was fixed to 10 ± 2 % following Smedley *et al.* (2012). This value was used to acknowledge the fact that the IRSL signal measured in those polymineral samples could be derived from K-feldspar and from albite, hence a lower and wider range of internal potassium values (Barré & Lamothe 2010; Smedley *et al.* 2012), as well as muscovite minerals (Forget Brisson *et al.* 2020; chapter 3). The traditional 12.5 ± 0.5 % value proposed by Huntley & Baril (1997) was however used for the K-feldspar fraction from the Yukon site to be consistent with Desjardins-Martin (2018). A mean water content of 8 ± 5 % was used and is thought to be the most representative of the past and present conditions of these well-drained loess deposits. The large uncertainty for the water content was selected to encompass the potential variability over time and depth.

4.5.4.2 Equivalent dose determination

The LPH-IRSL protocol is a modified SAR (Single Aliquot Regenerative dose; Murray & Wintle 2000; Lamothe 2004) in which the preheat and IR stimulation temperatures are considerably reduced to avoid or minimize thermal transfer and any other harmful effects caused by heating treatment. This new protocol has been thoroughly tested and validated in Forget Brisson *et al.* (2020; see chapter 3) and is here outlined in table 4.12. The luminescence signal is quantified by subtracting the integral of the last 20 s of the IRSL decay curve (background) from the initial signal that is characterized by the integral of the first 5 s of the decay curve. The global standardized growth curve method (gSGC; Li *et al.* 2015) was used for some of the samples and comparison with complete SAR growth curves indicates a great consistency between the two approaches in this context.

The g-value used for the fading correction was determined using the same protocol (table 4.12), inserting various time delay between step 2 and 3. The Dose Rate

Correction (DRC) from Lamothe *et al.* (2003) was applied, using an in-house built program instead of the R function “calc_Lamothe2003” (v. 0.1.1) developed by Kreutzer & Mercier (2018). It was found that the latter, used in the published version of Forget Brisson *et al.* (2020), was affected by two errors related to t_c miscalculation and error propagation. Corrected D_e of the McDonald Creek sample were recomputed here and hence differ slightly from the previously published data. The difference in the sample ages obtained is 2 % or less, but there is a larger difference in the individual aliquot results and relative errors, the latter being considerably underestimate.

Table 4.12: LPH-IRSL protocol

Steps			Details
Dose – L_n and L_x	1	Irradiation	D(dose)1 (0 Gy for natural) - D2 - D3 - D4 - 0 Gy – D2
	2	Preheat	160°C, 15 s
	3	IR stimulation	25°C, 100 s
Test dose – T_n and T_x	4	Irradiation	~12 Gy
	5	Preheat	160°C, 15 s
	6	IR stimulation	25°C, 100 s
	7	Optical bleach	900 s (from 365 to 850 nm at room temperature)
Return to 1			

4.5.4.2.1 Comparison with independent age controls

As it has been shown in Forget Brisson *et al.* (2020; see chapter 3) for the McDonald Creek samples, the dose recovery test (DRT; Wallinga *et al.* 2000a) is not always a reliable assessment to evaluate the validity of a protocol. When compared with independent age controls, there was very poor correlation between protocols properly evaluating or misevaluating the laboratory-induced dose to recover and those properly evaluating or misevaluating the burial ages (see figure 3.50). Moreover, there was no correlation between the misestimation extent for the DRT and burial age, hence proscribing the use of a correction factor. However, the DRR is the only available test to validate the use of a protocol for D_e determination, and the best scenario would be to validate a protocol using DRR as well as known age samples. In that respect, in

addition to DRT, where the aliquots previously bleached 1 h in a Honl  SOL2 solar simulator to expulse trapped charges were given a beta dose (~24 Gy) and were then measured following the protocol described in table 4.12, reliable independent age controls have been used in order to validate the protocols used in this paper. For the DRT, Most of the independent age controls for the l ess sequences are provided by radiocarbon (^{14}C) dated cultural component (CC), paleosol (P) or tephra (T). All chronological age controls are listed in table 4.13.

Table 4.13: Independent age controls for the archaeological sites

Site	Component	Independent age controls (cal ka BP)	Reference
Dry Creek	CC2	11.0-10.6	Graf <i>et al.</i> 2015
	CC1	13.5-13.3	
Walker Road	CC2	~9.6	Goebel <i>et al.</i> 1997; Goebel 2011
	CC1	13.2-13.0	
Little Panguingue Creek	CC2	~9.6	G�mez-Coutouly <i>et al.</i> 2019
	CC1	~11.2	
McDonald Creek	CC3	7.4-5.3	Goebel <i>et al.</i> 2016
	CC2	12.8-12.4	
	CC1	14.0-13.3	
Hurricane Bluff	P1	~0.34	Potter <i>et al.</i> 2007; J. Esdale, personal communication
	CC2	1.8-1.5	
	P2	1.80-1.75	
	P4	3.7-3.2	
	T	3.8-3.5	
	P6a	6.2	
	P7b	~7	
	P7a	8.3-9.4	
	CC1	10.2-9.6	
Britannia Yukon Hill	CC1	~13.2	Thomas <i>et al.</i> 2017

4.6 Results

4.6.1 D_a results

The obtained annual environmental dose rates are presented in tables 4.14 to 4.22. The data for the calculated annual doses are available in the supplementary information (tables S4.23 to S4.40).

4.6.2 D_e protocols validation by DRT, recycling and recuperation ratios

DRT were performed on samples from most sites to test and validate the LPH-IRSL protocol. All DRT results, corresponding to the DRR, as well as associated recycling and recuperation ratios, are presented in supplementary data (table S4.41). DRR are also displayed in figure 4.58 in a radial plot (Galbraith *et al.* 1988), in order to consider the dispersion and the precision of individual data. As can be observed, the DRR for most aliquots fall well between the acceptable range of 0.95 and 1.05 proposed by Lamothe *et al.* (2018). The CAM of the DRR of the aliquots from each sample fall between 0.99 and 1.04 and the CAM of all 35 aliquots is 1.016 ± 0.004 . Recycling and recuperation ratio are all in the acceptable range of 0.90-1.10 and -0.05-0.05, respectively, except for the recycling ratio of one aliquot. The DRR and the recuperation ratio of the latter are nonetheless valid, and hence this aliquot was not rejected of the dataset.

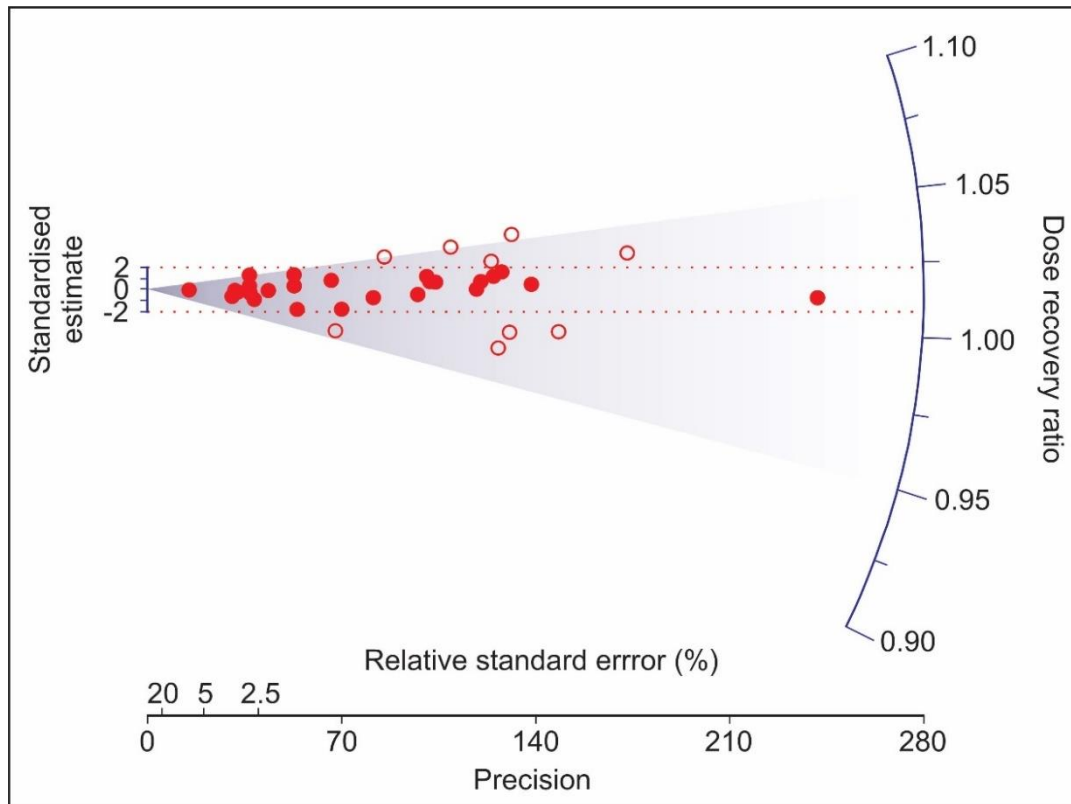


Figure 4.58: Radial plot of the DRT results (DRR) verifying the LPH-IRSL protocol for 35 aliquots, from 9 samples dispersed in 6 sites. Full circles represent aliquots with a DRR between 2 sigma, while open circles represent those outside the 2 sigma range. The shaded area shows the acceptable DRR range between 0.95 and 1.05 proposed by Lamothe *et al.* (2018) for feldspar luminescence.

4.6.3 D_e , g-value and age results using the LPH-IRSL

The LPH-IRSL was used to determine D_e for the 73 samples under consideration collected in 10 loess stratigraphic profiles, from 6 archaeological and 2 geoarchaeological sites. At least 12 aliquots were measured for each sample. Complete SAR growth curve (figure 4.59) were obtained for all aliquots for the samples from McDonald Creek, Walker Road, and the DC11b profile from Dry Creek and Hurricane Bluff, while global standardized growth curves were constructed for the samples from Birch Creek Ridge, the DC11a profile from Dry Creek, Little Panguingue Creek, Nenana Valley Site and Britannia Yukon Hill. The CAM was used for all the samples. g-values were successfully determined for each sample and some of them are shown in

figure 4.60 as examples. The D_e measured following the LPH-IRSL protocol, as well as the g -value and age results, are presented in tables 4.14 to 4.22. Variability of the D_e and g -value results is exhibited in radial plots (Galbraith *et al.* 1988) in figures 4.61 and 4.62, respectively.

Age coherence was tested through comparisons with chronological age control from radiocarbon dating (^{14}C) applied on organic matter from cultural origin and from paleosol, as well as tephrochronology (see table 4.13). Results show that luminescence ages are in strong agreement with these independent age controls.

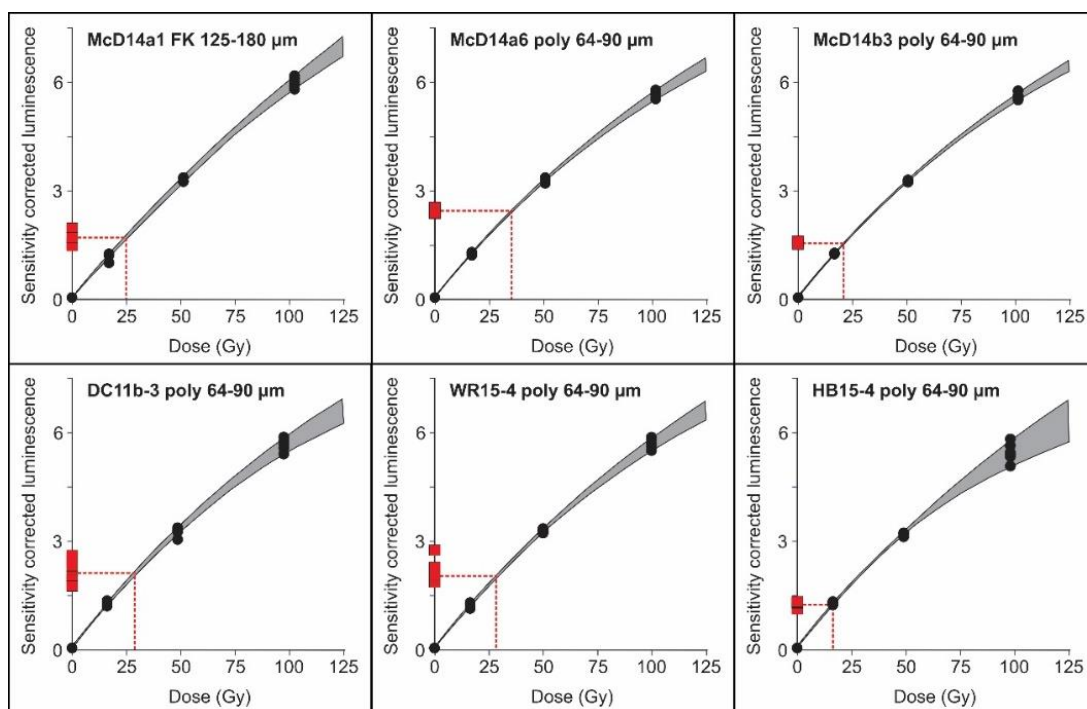


Figure 4.59: Examples of as measured D_e using the LPH-IRSL protocol where the L_n/T_n dispersion and growth curves variability can be observed for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age. The CAM of the L_n/T_n is projected on the growth curves. A ~ 12 Gy test dose was used.

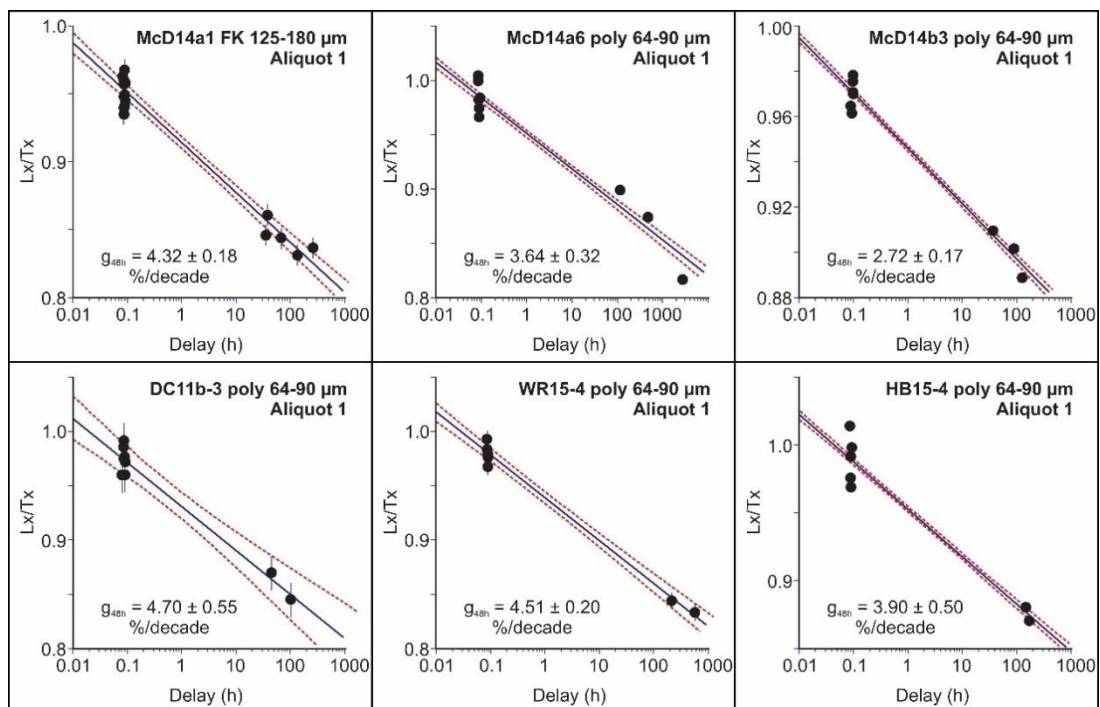


Figure 4.60 : Examples of measured g -values using the LPH-IRSL protocol on the same samples than in figure 4.59. The g -value corresponds to the slope of the sensitivity corrected luminescence through time.

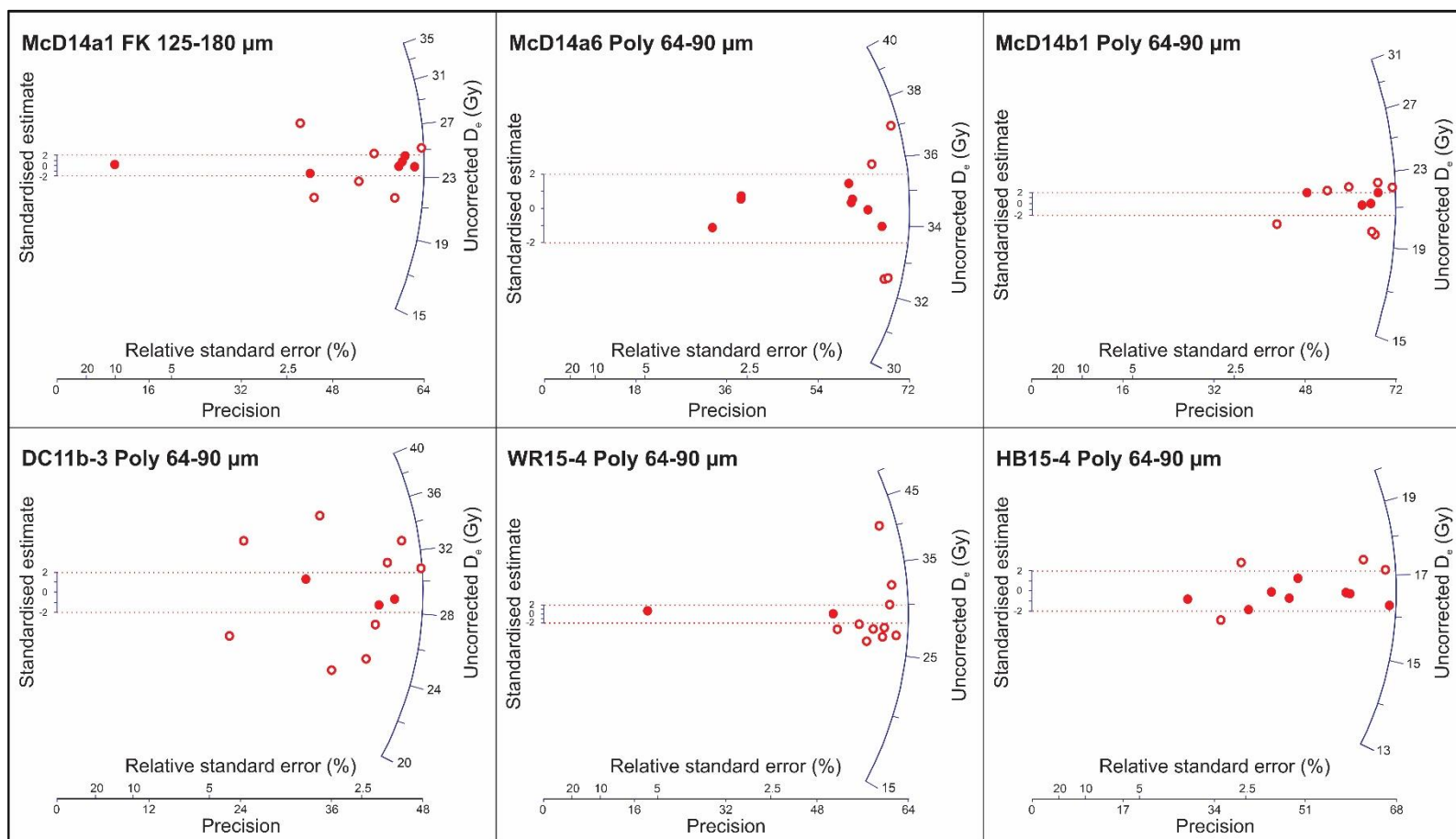


Figure 4.61: Radial plots reflecting the variability of the uncorrected D_e values measured using the LPH-IRSL protocol for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age. Full circles represent aliquots with a DRR between 2 sigmas, while open circles represent those outside the 2 sigma range.

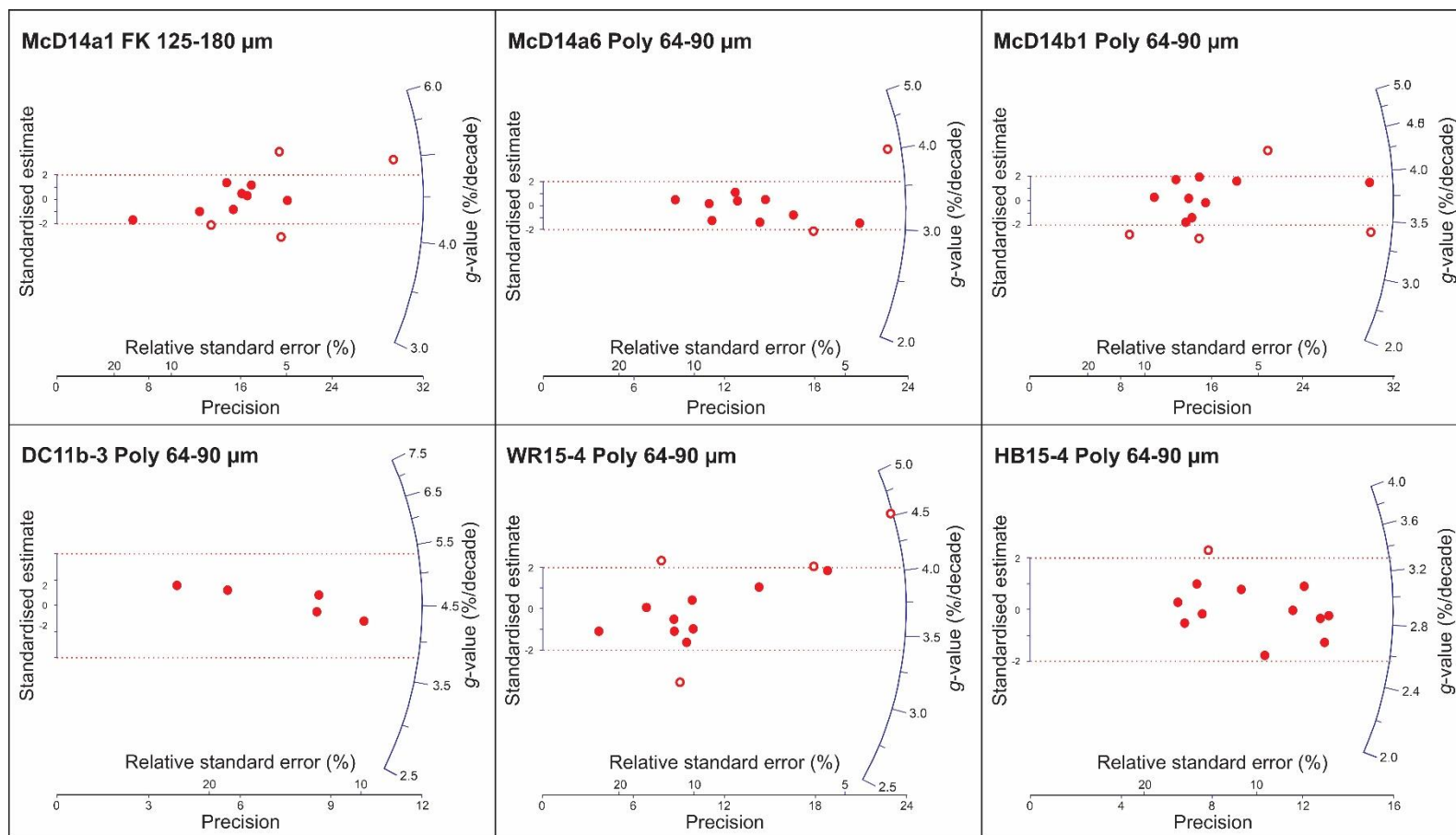


Figure 4.62: Radial plots reflecting the variability of the g -values results obtained using the LPH-IRSL protocol for 3 different samples of the McDonald Creek archaeological site, as well as 1 sample for 3 other archaeological sites, to represent samples with various grain-size, mineralogy and age. Full circles represent aliquots with a DRR between 2 sigmas, while open circles represent those outside the 2 sigma range.

4.6.3.1 Birch Creek Ridge

Table 4.14 : D_e and age results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		Err		err	
Birch Creek Ridge	BCR11-5	12	0.30	Poly	64-90	29.9	1.9	22	3.7	0.3	35.1	2.5	4.9	0.2	7.2	0.6	8
	BCR11-4	12	1.00	Poly	64-90	30.7	1.1	13	2.9	0.3	40.7	1.6	4.7	0.2	8.6	0.5	6
	BCR11-3	12	1.75	Poly	64-90	29.5	0.5	5	4.5	0.1	47.5	0.8	2.8	0.1	16.9	0.8	5
	BCR11-2	12	2.00	Poly	64-90	27.7	0.3	3	3.9	0.2	41.2	0.6	2.7	0.1	15.2	0.7	5
	BCR11-1	12	2.25	Poly	64-90	31.3	1.8	20	4.0	0.1	46.9	2.9	3.6	0.2	13.0	1.0	8

4.6.3.2 Dry Creek

Table 4.15 : D_e and age results for the DC11a and DC11b loess profiles from the Dry Creek archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		D _a (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Dry Creek	DC11a-5	12	0.30	Poly	64-90	15.8	1.3	28	3.3	0.5	21.5	1.8	4.2*	0.2	5.1	0.5	10
	DC11a-6	12	0.41	Poly	64-90	17.1	1.3	26	6.9	0.5	33.5	2.9	4.2*	0.2	7.9	0.8	10
	DC11a-7	12	0.54	Poly	64-90	30.2	3.6	41	2.9	0.4	40.8	5.2	4.2*	0.2	9.8	1.4	14
	DC11a-8	12	0.73	Poly	64-90	35.3	1.2	11	4.8	0.8	57.9	3.0	4.2*	0.2	13.9	1.1	8
	DC11a-9	12	1.03	Poly	64-90	29.2	0.3	4	3.8	0.2	43.0	0.6	3.4	0.2	12.8	0.6	5
	DC11b-1	12	0.55	Poly	64-90	21.0	0.8	13	1.0	0.2	23.0	1.2	4.2*	0.2	5.5	0.4	8
	DC11b-2	12	0.75	Poly	64-90	26.6	1.2	15	2.0	0.2	32.1	1.4	4.2*	0.2	7.7	0.5	7
	DC11b-3	12	0.9	Poly	64-90	29.3	1.1	13	4.6	0.3	46.5	1.9	4.2*	0.2	11.2	0.8	7
	DC11b-4	12	1.05	Poly	64-90	33.6	0.8	8	5.4	0.3	59.5	1.7	4.1*	0.2	14.4	0.9	6

*Considering the extreme and abnormally high U, Th and K abundances obtained for all of the Dry Creek samples (except DC11a-9), mean value for the abundance of the entire Nenana Valley dataset was used for a recalculation of de D_a. Ages calculated with the revised D_a are in much better agreement with the independent age controls from ¹⁴C (see section 4.7.1).

4.6.3.3 Little Panguingue Creek

Table 4.16 : D_e and age results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Little Panguingue Creek	LP16-17	12	0.18	Poly	64-90	8.7	0.5	20	4.9	0.3	14.1	0.8	4.0	0.2	3.6	0.3	7
	LP16-14	12	0.53	Poly	64-90	21.4	0.5	21	4.0	0.3	31.6	0.7	3.7	0.2	8.6	0.4	5
	LP16-13	12	0.58	Poly	64-90	22.6	0.7	10	4.2	0.3	39.1	0.8	4.4	0.2	8.8	0.4	5
	LP16-12	12	0.61	Poly	64-90	22.4	0.6	9	3.8	0.4	32.7	1.0	3.5	0.1	9.3	0.5	5
	LP16-11	12	0.71	Poly	64-90	23.9	0.8	11	3.8	0.5	33.0	1.5	3.5	0.1	9.5	0.6	6
	LP16-8	12	0.92	Poly	64-90	23.8	0.5	8	4.3	0.2	36.7	0.9	3.5	0.1	10.5	0.5	5
	LP16-5	12	1.09	Poly	64-90	25.3	0.5	6	4.3	0.3	38.9	0.9	4.0	0.2	9.7	0.5	5
	LP16-4	12	1.14	Poly	64-90	25.9	0.4	5	4.4	0.2	40.3	0.7	3.9	0.2	10.3	0.5	4
	LP16-3	12	1.19	Poly	64-90	27.7	0.3	4	4.1	0.2	41.7	0.5	3.7	0.2	11.4	0.5	4
	LP16-2	12	1.24	Poly	64-90	26.7	0.9	11	4.5	0.3	42.0	1.4	3.7	0.2	11.2	0.6	5
	LP16-1	12	1.33	Poly	64-90	27.5	0.5	6	3.7	0.2	39.7	0.7	3.5	0.1	11.5	0.5	5

4.6.3.4 Walker Road

Table 4.17 : D_e and age results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Walker Road	WR15-6	12	0.25	Poly	64-90	5.5	0.2	13	3.2	0.3	7.5	0.3	3.2	0.1	2.3	0.1	6
	WR15-5	12	0.50	Poly	64-90	13.8	0.2	6	4.2	0.2	20.6	0.4	3.9	0.2	5.3	0.2	5
	WR15-4	12	0.60	Poly	64-90	29.0	1.0	12	3.7	0.1	41.9	1.5	4.1	0.2	10.2	0.6	6
	WR15-3	12	0.75	Poly	64-90	28.6	0.2	2	4.5	0.1	45.5	0.4	3.5	0.1	13.1	0.6	4
	WR15-2	12	0.80	Poly	64-90	31.3	0.6	7	4.4	0.2	48.9	1.0	3.8	0.2	12.9	0.6	5
	WR15-1	12	0.90	Poly	64-90	28.1	0.4	4	4.4	0.1	45.0	0.6	1.7	0.1	27.2	1.4	5

4.6.3.5 Nenana Valley Site

Table 4.18 : D_e and age results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley Site geoarchaeological test pit

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Nenana Valley Site	NVS1	12	1.02	Poly	64-90	16.4	2.6	56	1.6	0.8	18.9	3.1	3.6	0.2	5.3	0.9	17

4.6.3.6 McDonald Creek

Table 4.19 : D_e and age results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (µm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
McDonald Creek	McD14a8	12	0.36	Poly	64-90	27.6	0.6	8	3.2	0.2	37.4	0.9	4.7	0.2	7.9	0.4	5
	McD14a7	12	0.48	Poly	64-90	33.5	0.2	2	3.0	0.2	44.9	0.8	4.6	0.2	9.8	0.4	5
	McD14a6	12	0.59	Poly	64-90	34.5	0.4	3	3.3	0.1	47.8	0.6	4.2	0.2	11.3	0.5	4
	McD14a5	12	0.72	Poly	64-90	38.0	0.4	3	3.0	0.1	51.4	0.6	4.1	0.2	12.5	0.5	4
	McD14a4	12	0.86	Poly	64-90	21.6	0.2	3	3.8	0.1	31.7	0.3	2.4	0.1	13.3	0.6	4
	McD14a3	12	0.98	FK	150-250	25.5	0.6	8	4.6	0.3	40.8	1.1	2.2	0.2	18.6	1.6	9
	McD14a2	12	1.29	FK	125-180	24.7	0.3	4	4.5	0.1	38.7	0.5	2.1	0.1	18.3	1.1	6
	McD14a1	12	1.55	FK	125-180	23.8	0.6	8	4.5	0.1	37.2	0.9	2.1	0.1	17.9	1.2	7

Table 4.20 : D_e and age results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
McDonald Creek	McD14b8	36	0.27	Poly	64-90	17.0	0.7	25	2.6	0.3	21.8	0.9	4.8	0.2	4.6	0.3	6
	McD14b7	24	0.42	Poly	64-90	33.0	0.8	11	1.8	0.3	39.5	1.5	4.6	0.2	8.7	0.5	6
	McD14b6	12	0.54	Poly	64-90	35.9	0.3	2	2.7	0.1	46.8	0.6	4.4	0.2	10.7	0.5	4
	McD14b5	12	0.66	Poly	64-90	34.6	0.3	3	2.6	0.1	44.5	0.7	4.2	0.2	10.7	0.5	5
	McD14b4	12	0.75	Poly	64-90	25.7	0.2	3	3.4	0.2	36.0	0.8	2.8	0.1	12.8	0.6	5
	McD14b3	12	0.84	Poly	64-90	21.5	0.1	1	3.6	0.1	31.1	0.3	2.1	0.1	14.6	0.7	5
	McD14b2	12	0.93	Poly	64-90	22.1	0.4	5	3.9	0.1	32.9	0.6	2.5	0.1	13.3	0.6	5
	McD14b1	12	1.11	Poly	64-90	20.6	0.6	10	4.4	0.4	32.4	1.0	2.0	0.1	15.9	0.9	5
	McD16-8	12	1.38	Poly	150-250	18.3	0.6	11	4.1	0.2	27.7	0.9	2.2	0.2	12.5	1.1	9
	McD16-7	12	1.70	Poly	125-180	16.9	0.7	13	3.9	0.1	25.0	1.0	2.1	0.1	12.0	0.9	7
	McD16-6	12	2.00	Poly	100-150	17.4	0.6	11	3.8	0.1	25.7	0.9	2.0	0.1	12.1	0.8	7
	McD16-5	24	2.30	Poly	150-250	15.3	0.4	25	4.0	0.2	22.7	1.2	2.2	0.2	10.4	1.0	10
	McD16-4	12	2.40	Poly	125-180	17.2	0.5	9	3.3	0.2	23.8	0.7	2.0	0.1	11.7	0.8	7
	McD16-3	24	2.59	Poly	150-250	16.2	0.6	16	4.1	0.1	24.6	0.9	2.2	0.2	11.2	1.0	9
	McD16-2	24	2.90	Poly	150-250	17.7	1.0	28	4.3	0.1	27.3	1.6	2.1	0.2	12.9	1.4	11
	McD16-1	24	3.20	Poly	125-180	21.5	0.9	21	4.1	0.3	32.3	1.5	2.4	0.1	13.5	1.0	7

4.6.3.7 Hurricane Bluff

Table 4.21 : D_e and age results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Hurricane Bluff	HB15-8	12	0.43	Poly	64-90	2.6	0.2	23	3.3	0.1	3.5	0.2	5.7	0.2	0.64	0.05	8
	HB15-7	12	0.75	Poly	64-90	5.4	0.1	5	3.3	0.1	7.4	0.1	4.6	0.2	1.6	0.1	5
	HB15-6	12	1.15	Poly	64-90	9.4	0.1	4	2.7	0.1	11.4	0.1	5.1	0.2	2.3	0.1	4
	HB15-5	12	1.18	Poly	64-90	11.3	0.1	3	3.0	0.2	14.9	0.2	4.4	0.2	3.4	0.2	5
	HB15-4	12	1.37	Poly	64-90	16.6	0.2	3	2.9	0.1	21.8	0.3	4.6	0.2	4.8	0.2	5
	HB15-3	12	2.46	Poly	64-90	20.7	0.2	3	3.0	0.1	27.8	0.4	4.1	0.2	6.9	0.3	5
	HB15-2	12	2.78	Poly	64-90	22.2	0.4	5	3.4	0.2	30.9	0.5	3.9	0.2	7.9	0.4	5
	HB15-1	12	2.88	Poly	64-90	25.5	0.6	7	3.5	0.1	35.9	0.8	3.5	0.2	10.2	0.5	5

4.6.3.8 Britannia Yukon Hill

Table 4.22 : D_e and age results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site

Site	Sample	n	Depth (m)	Mineral	Grain-size (μm)	CAM uncorrected De (Gy)		OD (%)	g value (%/decade)		CAM corrected De (Gy)		Da (Gy/ka)		Ages (ka)		Relative error (%)
							err			err		err		err		err	
Britannia Yukon Hill	YBC-03-8	12	0.065	KF	63-90	25.0	0.9	13	3.6	0.1	35.6	1.4	3.3	0.1	10.9	0.6	6
	YBC-03-7	12	0.165	KF	63-90	30.1	0.3	2	3.8	0.1	43.9	0.5	3.5	0.1	12.4	0.5	4
	YBC-03-6	12	0.265	KF	63-90	25.8	0.6	7	4.4	0.2	40.3	0.9	3.3	0.1	12.1	0.6	5
	YBC-03-5	12	0.365	KF	63-90	58.3	2.5	15	4.6	0.1	100.1	4.8	2.6	0.1	39.0	2.5	6
	YBC-03-4	12	0.465	KF	63-90	25.7	0.7	9	4.2	0.1	38.7	0.6	2.7	0.1	14.4	0.6	4
	YBC-03-3	12	0.565	KF	63-90	27.4	0.8	10	4.0	0.2	40.8	1.3	2.6	0.1	15.6	0.8	5
	YBC-03-2	12	0.665	KF	63-90	25.6	0.4	5	3.9	0.2	37.7	0.6	2.7	0.1	13.9	0.6	4
	YBC-03-1	12	0.765	KF	63-90	27.9	0.9	11	4.0	0.2	41.5	1.3	2.7	0.1	15.2	0.8	5
	YBC-03-0	12	1.030	KF	63-90	29.7	0.7	8	4.3	0.2	46.1	1.2	2.7	0.1	17.0	0.8	5

4.7 Discussion

4.7.1 D_a

D_a results suggest a compositional anomaly for some samples collected in the Nenana River valley, namely for the Dry Creek, Birch Creek Ridge and Nenana Valley Site samples. The scarcity of available material resulted in the use of ICP-MS for U, Th and K abundance for D_a calculation. Gamma spectrometry, which needs a larger sample volume, was used for all other samples. This should, however, not entail a distinction between the values obtained from both methods (Preusser & Kasper 2001).

Considering the relationship between the main radioactive contributors (U, Th and K), a distinct trend of the samples from the Dry Creek site is observed (figures 4.63 to 4.65). The partitioning of the Birch Creek Ridge and Nenana Valley Site samples is not as pronounced, but can still be perceived. There hence appears to be either a Th and K over-representation in these samples.

The reason for this unusual geochemical trend is not well understood. It is not yet possible to determine whether this is related to the unusual presence of minerals carrying these elements, such as monazite or thorianite, in these specific areas of the Nenana River valley. These minerals have, however, not been identified with the XRD method. Additional investigations will be required to definitively discredit this hypothesis.

Moreover, it remains to be determined if this high abundance situation is as critical as suspected in the D_a calculation, or if it is in fact generating hotspots in the sediment matrix and not having an overall significant impact on the D_a value. In this respect, when compared to independent age controls, the Dry Creek samples show considerable

age-underestimations when the ICP-MS U, Th and K abundances are used for D_a calculation. On the other hand, if the average regional values for these elements in the Nenana River valley are used for D_a calculation, the age results are in great agreement with the independent age controls. This approach has been selected here for the age determination of the Dry Creek loess profiles. Yet, since no independent age control is available for the Birch Creek Ridge and the Nenana Valley Site and since the ICP-MS measured U, Th and K abundances do not significantly divert for the other samples under consideration, the latter abundances have been used for their D_a calculation. Resampling of these stratigraphic sections or in situ radioactive measurements will be valuable to have a better understanding of the annual dose rates at these locations.

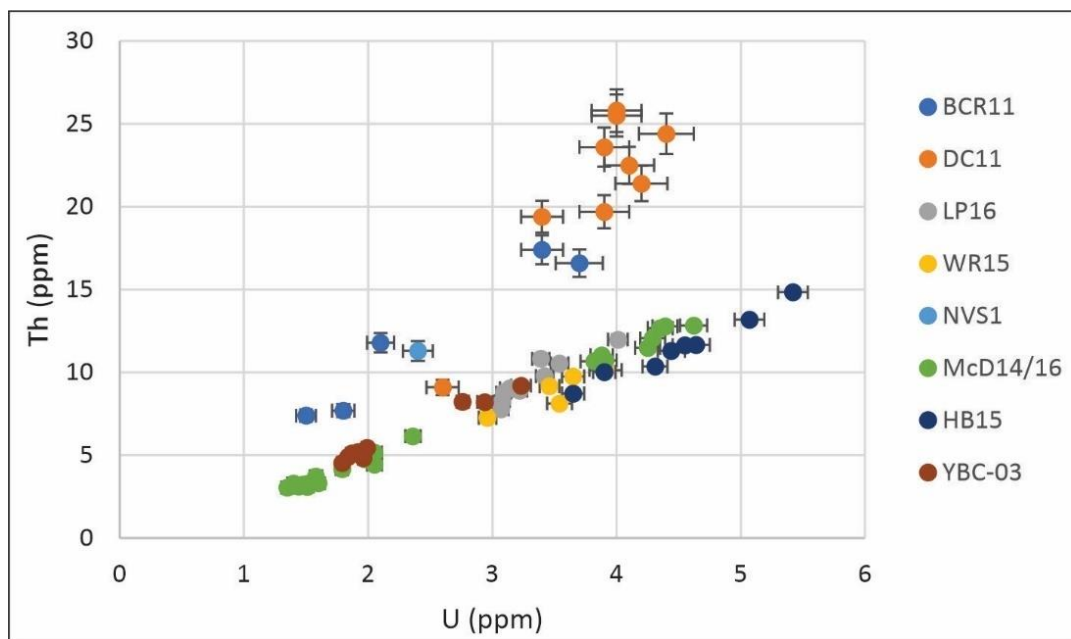


Figure 4.63 : U and Th abundances (ppm) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples. Concentrations of Th and U for DC and BCR samples are obtained through ICP-MS whereas the remaining samples were analyzed through high-resolution gamma spectrometry.

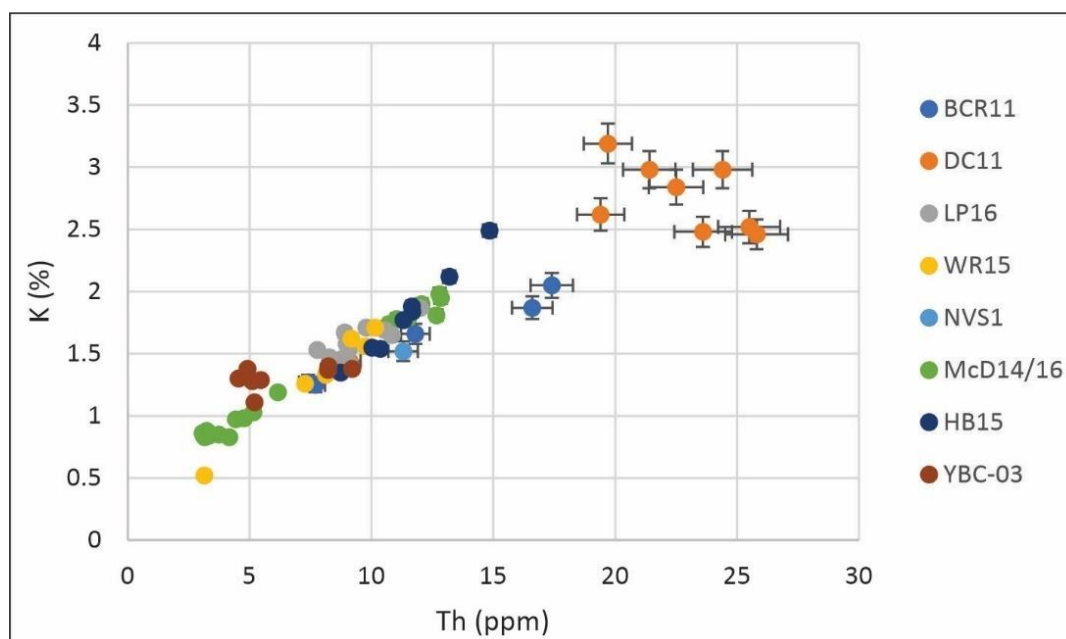


Figure 4.64 : Th and K abundances (ppm and %, respectively) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples. Concentrations of Th and U for DC and BCR samples are obtained through ICP-MS whereas the remaining samples were analyzed through high-resolution gamma spectrometry.

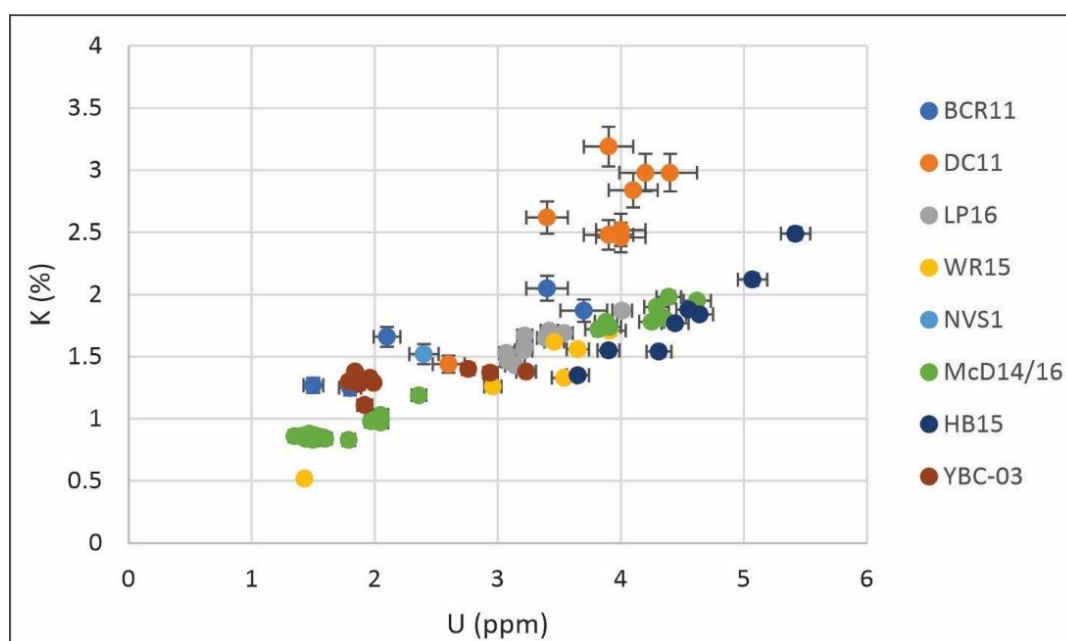


Figure 4.65 : U and K abundances (ppm and %, respectively) of the Central Alaska and southwestern Yukon samples. Concentrations of Th and U for DC and BCR samples are obtained through ICP-MS whereas the remaining samples were analyzed through high-resolution gamma spectrometry.

4.7.2 LPH-IRSL chronological framework

Luminescence age results obtained using the LPH-IRSL protocol and their corresponding depth were used to construct high resolution chronostratigraphic profiles. The profiles located in the Nenana River valley are displayed in figure 4.66 and those located in the Tanana, Delta and Yukon River valleys are shown in figure 4.67. In these profiles are also indicated the different cultural component (CC), as well as the other independent age controls. The major environmental events marking the period since the LGM are also indicated.

A very good agreement with the IRSL ages can be noted in the chronostratigraphic profiles, notably for the older (late-glacial) CC in all the archaeological sites, when they are found. Furthermore, the coherence is very strong throughout the entire stratigraphic profile at the Hurricane Bluff site. Yet, there is no anchor point for the Birch Creek Ridge IRSL ages since no early archaeological occupation have been found and dated at this site. However, the chronostratigraphic information, combined with the geophysical portrait of the loess sediment (see chapter 5) contribute to the document environmental context of the area for the period of interest. This situation also applies to the Nenana River Valley Site. Some age inversions can be noticed in certain profiles and these are addressed in the following sections.

The relation between IRSL age results obtained using the LPH-IRSL protocol and the independent age controls is displayed in figure 4.68. The coherence is appreciable for the samples dating the same stratigraphic unit (superimposed symbols) and the IRSL results of the samples above and below an independent age control (related by a vertical dotted line) are, in most case, interpolating this age. A slight difference is however expected between IRSL age results and those obtained using other dating method since the medium used is different and refer to distinct geological and environmental events.

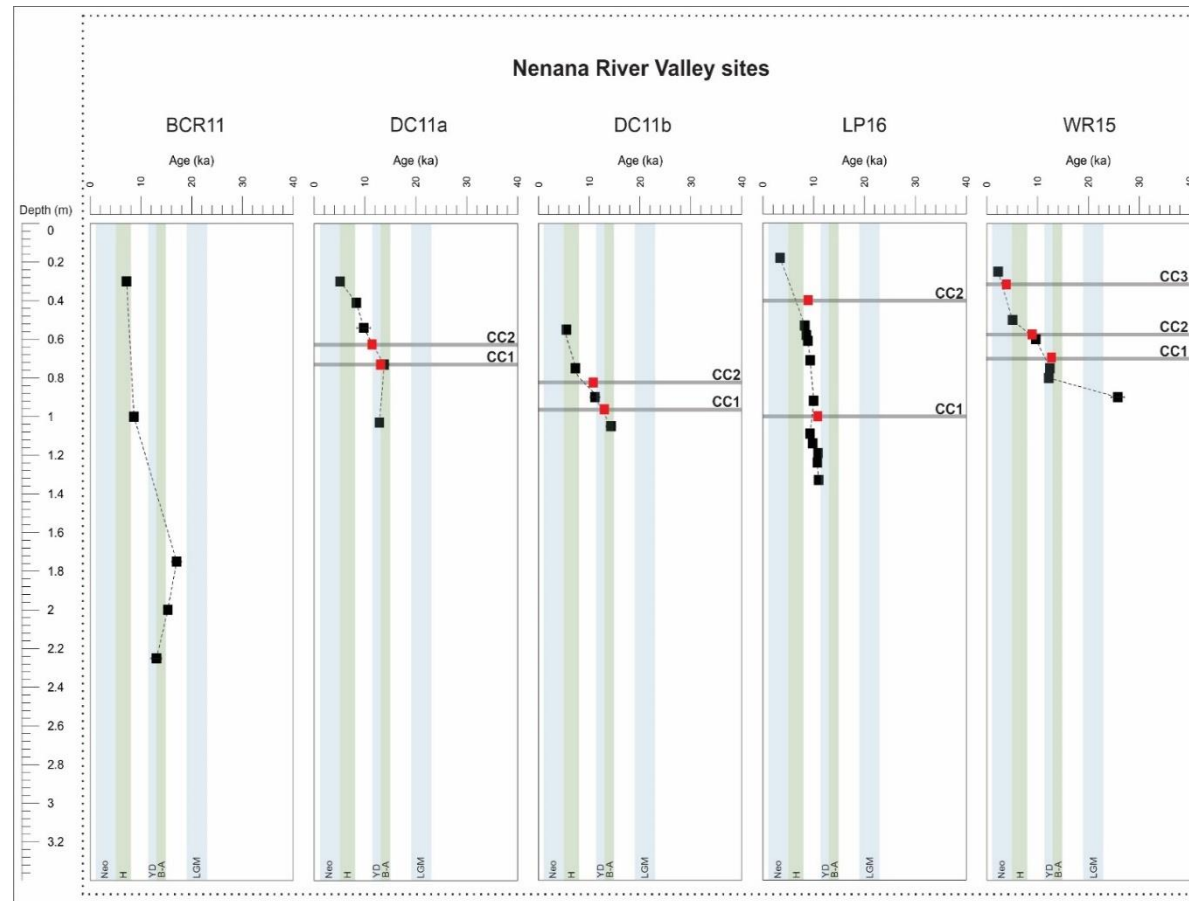


Figure 4.66 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for the loess stratigraphic profiles located in the Nenana River valley (Birch Creek Ridge: BCR11; Dry Creek: DC11a and DC11b, Little Panguingue Creek: LP16, Walker Road: WR15). Age controls (red squares) are added on the profiles, in association to the dated elements (CC: cultural occupation, P: paleosol, T: tephra). Major climatic periods are shown on the chronological axis. Blue bands show cooler periods (Neo: Neoglaciation, YD: Younger Dryas, LGM: Last glacial Maximum) and green bands show warmer periods (H: Hypsithermal, B-A: Bølling-Allerød).

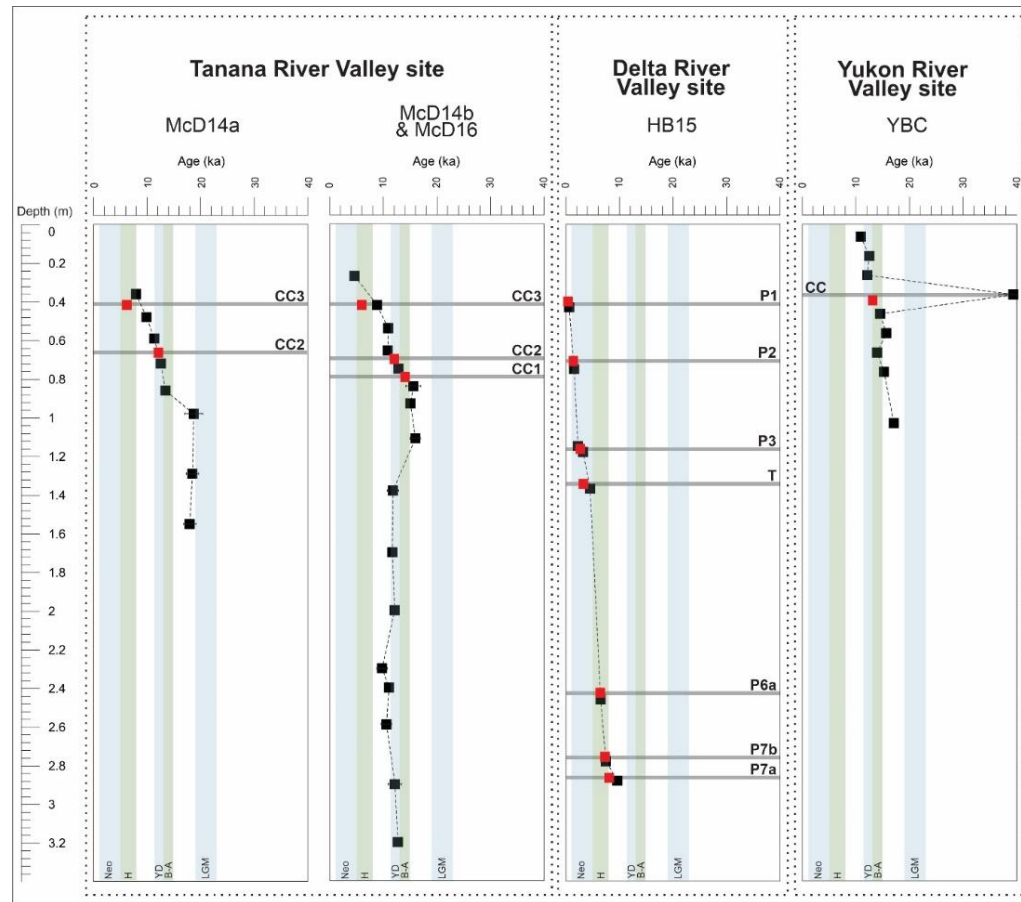


Figure 4.67 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for the loess stratigraphic profiles located in the Tanana, Delta and Yukon River valleys (McDonald Creek: McD14a and McD14b/McD16; Hurricane Bluff: HB15; Britannia Yukon Hill: YBC). Age controls (red squares) are added on the profiles, in association to the dated elements (CC: cultural occupation, P: paleosol, T: tephra). Major climatic periods are shown on the chronological axis. Blue bands show cooler periods (Neo: Neoglacial, YD: Younger Dryas, LGM: Last glacial Maximum) and green bands show warmer periods (H: Hypsithermal, B-A: Bølling-Allerød).

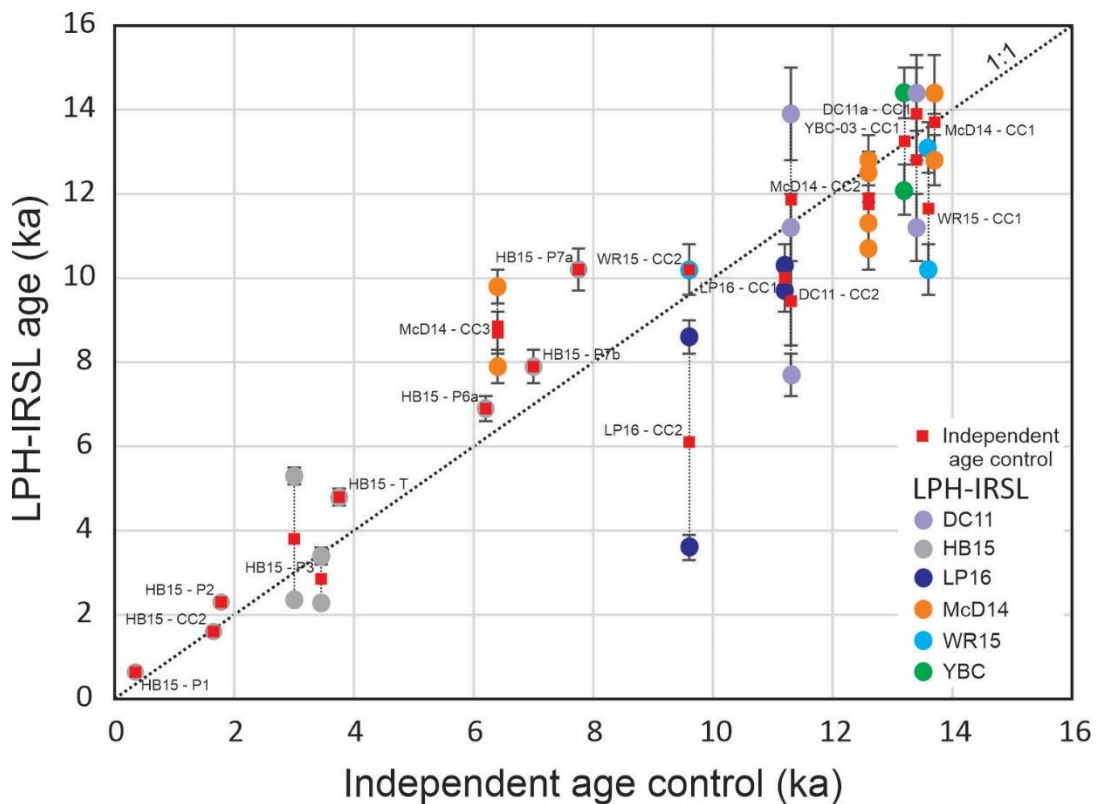


Figure 4.68 : Age (ka) comparison between luminescence results obtained using the LPH-IRSL protocol (circles symbols) and independent age controls (red squares) for associated samples. Both symbols are superimposed when both methods are applied on the same unit or level. When IRSL sample are framing an independently dated samples, the result of the latter is place in the middle of the result of the former and all are connected by a vertical dotted line.

Considering all samples, luminescence age results obtained using the LPH-IRSL protocol range from *ca.* 0.6 ka at Hurricane Bluff to *ca.* 39 ka at Britannia Yukon Hill. The latter age result (39.0 ± 2.5 ka) is however undoubtedly incorrect stratigraphically. This overestimated age result is associated to the sample YBC-03-5, collected in a paleosol horizon. This sample most likely incorporates disturbed sediments from the section, hence distorting the chronological sequence. The following oldest luminescence age result corresponds to the deepest sample collected at the Walker Road archaeological site (WR15-1: 27.2 ± 1.4 ka). Since it is the only one sample of the whole dataset indicating an age before the LGM period, this result should be taken with caution. Two interpretations could hence be proposed: 1) the particles were not

sufficiently bleached before deposition and this result overestimates the true sedimentation age; or 2) loess accumulation earlier than the LGM is preserved at the Walker Road archaeological site. This would be surprising given the scarcity of ancient loess deposits in this valley (Thorsen & Bender 1985; Dilley 1998). Deeper basal loess samples will need to be identified and collected in the Nenana Valley area, as well as other up-valley locations in Central Alaska in general, in order to validate one of these two hypotheses.

A tendency for the deeper samples to underestimate true age deposition is suspected at the BCR11 and McD14b/McD16 profiles. This observation is based on the fact that the deeper samples yielded younger age results than the upper ones, resulting in an inward tangent (toward the younger pole) of the chronostratigraphic profiles with depth. In the case of the McD16 samples, this anomaly does not appear to be associated to the D_e determination protocol, since multiple other attempts with different protocols yielded similar underestimated results. Moreover, grain-size do not appear to play a significant role in this underestimation since 64-90 μm polymineral grains yielded a similar result than 125-180 μm for the McD16-1 sample (*i.e.* 13 ± 1 ka). Besides, a D_a overestimation related to water content underestimation cannot compensate for this age results offset (see appendice B). On the other hand, an avenue that could be explored is the possible overestimation of the internal β dose rate related to a larger contribution of the albite and low-K-feldspars, possibly linked to a mineralogical partitioning according to grain-size and/or to mineral density. For instance, if the internal β dose rate was to be halved, the age result for the McD16-1 sample would be ~ 17 ka, hence in much more agreement with the geoarchaeological context. Yet this hypothesis remains to be tested and validated, and this will be the subject of future work.

Possibly related to the previous issue, we can notice that the deeper samples of the DC11a, LP16 and McD14a profiles display, within the uncertainty range, mostly

steady age results that do not increase with depth, and even age inversions following a stratigraphic perspective. These age inversions are not considered here as problematic, but are associated with high particles sedimentation rates over a short period. Variability in these results is related to the intrinsic chronologic resolution of the luminescence dating method. This situation is reminiscent of age results presented by Roberts *et al.* (2003) for a late-glacial loess accumulation in Nebraska dated with a similar resolution, where age results are *ca.* 14 ka for three samples collected along a 2 m section of a profile.

4.7.3 Avenues for the LPH-IRSL dating protocol

It has been determined in Forget Brisson *et al.* (2020) that routine IRSL and pIRIR protocols (*i.e.* IR₅₀ (Lamothe 2004), pIRIR₁₈₀ (Reiman *et al.* 2011), pIRIR₂₂₅ (Thomsen *et al.* 2008; Lamothe *et al.* 2018), pIRIR₂₉₀ (Buylaert *et al.* 2009) generated scattered and erratic results due to the particularly high thermal transfer and the poor thermal stability affecting the samples under consideration. Although it has been stated that D_e results for feldspars should not be dependent on the preheat temperatures up to 320°C (Li *et al.* 2007; Murray *et al.* 2009; Li & Li 2011a), this assumption is not validated by the samples in this study, as can be considered in figure 3.43 (Forget Brisson *et al.* 2020). Both the high tendency for thermal transfer and the poor thermal stability, as defined in section 4.3, can here be gathered under the *thermal sensitivity* umbrella.

This thermal sensitivity of the Central Alaskan samples and the associated problematic luminescence behaviour have been correlated to a particular mineralogical composition of the eolian sediments by Forget Brisson *et al.* (2020; chapter 3), particularly to the presence of other minerals than K-feldspars affecting the IRSL signal, such as albites, muscovite and clinochlorite. These minerals are very difficult to eliminate during the preparation steps preceding the luminescence measurements (*i.e.* densimetric separation) and this difficulty is even greater for finer material, such as loess sediments.

The LPH-IRSL protocol has been developed as an alternative to other routine protocols for which erratic and scattered results were obtained for samples from the McDonald Creek site, presented in Forget Brisson *et al.* (2020). This protocol appears not to be, or is minimally affected by the presence of the polluting minerals mentioned above. The resultant is a protocol able to considerably reduce the adverse effects of thermal sensitivity. It can hence be stated that, overall, the LPH-IRSL allowed all samples to be successfully dated, confirming the validity of the developed protocol for the late-glacial loess sediments from Central Alaska and southwestern Yukon. This also foresees a good potential of application on other young samples affected or not by a high thermal sensitivity. However, it has to be stated that a possible vulnerability of this protocol is the persistence of the requirement of a fading correction relying on extrapolation, and the necessary measurement of the g -value.

4.7.4 Geoarchaeological considerations

As it has been mentioned earlier, due to its glacial origin, loess material is a rich paleoenvironmental indicator, acting as a proxy for the environmental changes that occurred in the past (*e.g.* Pye 1987; Begét *et al.* 1990; Bettis *et al.* 2003; Muhs *et al.* 2003; Vandenberghe 2013; Újvári *et al.* 2016; Muhs 2018). The understanding of the complex relationship between 1) environmental conditions; 2) environmental changes inherent to the deglaciation events of the end of the Pleistocene the beginning of the Holocene periods; 3) the habitability of the territory by human groups and the migration patterns is embodied in loess stratigraphic profiles containing early archaeological components. The development of a reliable luminescence dating protocol, such as the LPH-IRSL, supported by the occurrence of independent age controls, allowed the construction of a robust chronological framework for the Central Alaska area (extending to southwestern Yukon). This chronological framework is based on the age determination of 73 samples dispersed in 10 loess stratigraphic profiles, located in 6

archaeological sites and 2 geoarchaeological sites, spanning the Nenana, Tanana, Delta and Yukon River valleys.

As it was the case for the McDonald Creek archaeological site samples presented in Forget Brisson *et al.* (2020), age results from additional profiles, obtained through the use of the LPH-IRSL protocol, are also mostly self-consistent and are well coherent with the geoarchaeological context of the area. The chronological profiles are also coherent with all independently dated cultural components, paleosols and tephra layers. The level of chronological resolution obtained by means of luminescence dating could allow the realization of substantial paleoenvironmental reconstructions. This will be thoroughly addressed in chapter 5.

Only considering the chronological component of the archaeological sites under study, it can be mentioned here that the initial human occupation archaeologically detected in the sites included in this study is from the Tanana River valley, at the McDonald Creek site (CC1; 14.0-13.3 cal ka BP). This earlier archaeological component is concordant with the Bølling-Allerød episode, dated between 14.7 and 12.9 ka and correlated with a general improvement in the environmental conditions (Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b). Early occupations (CC1) at Dry Creek and Walker Road (13.5-13.3 cal ka BP and 13.2-13.0 cal ka BP, respectively; Graf *et al.* 2015; Goebel *et al.* 1997; Goebel 2011) and the only CC from Britannia Yukon Hill (13.2 cal ka BP; Thomas *et al.* 2017) are following closely. These occupations mark a relatively sudden increase in the density of the archaeological archives throughout the Nenana and the Tanana River valleys, as well as the farther Yukon River valley, and testify to a more intensive and extensive occupation of Central Alaska and southwestern Yukon areas by human groups during the Bølling-Allerød interval. The overall improvement of environmental conditions during this period is also imprint in the loess sequences in which are buried

these early archaeological occupations, principally in a considerable decrease in sedimentation rates. This topic is discussed in detail in chapter 5.

4.8 Conclusion

The main objective of this paper was to complete an extensive dating program on loess profiles from archaeological and geoarchaeological sites located in the Central Alaska and nearby southwestern Yukon using the new LPH-IRSL protocol from Forget Brisson *et al.* (2020). This goal has been successfully achieved through the age determination of archaeosediments and the confirmation of these LPH-IRSL results by independent age controls through the stratigraphic profiles. As demonstrated, there is a strong concordance between LPH-IRSL and ^{14}C results. This is a considerable success, as these sediments have always been difficult to date in the past. The distinctive contribution of the luminescence dating method in this context is the possibility to document the progression of eolian sediment over time for this key period, and the chronological results obtained are summarized as follow:

In the Nenana River valley:

- At the Birch Creek Ridge geoarchaeological site is recorded a sedimentary accumulation that occurred between *ca.* 15.2 and 7.2 ka. No archaeological evidence has been found at this site, but the geochronostratigraphic information derived from this study allowed the observation of geological profile analogous to the archaeological sites located in the same river valley.
- At the Dry Creek archaeological site, when both loess profiles are considered, the sedimentary accumulation spans over a period between *ca.* 14.4 and 5.1 ka. Two archaeological occupations have been identified at this site (CC1: 13.5-13.3 ka and CC2: 11.0-10.6 ka; Graf *et al.* 2015) and their chronostratigraphic positions are in great agreement with the IRSL results. The problematic D_a results associated to Th

and possibly K determinations will necessitate a careful resampling at this site to thoroughly validate the IRSL age results.

- At the Little Panguingue Creek archaeological site, a sedimentary accumulation between *ca.* 11.5 and 3.6 ka is recorded by the IRSL age results. Two archaeological occupations can be found at this site (CC1: *ca.* 9.6 ka and CC2: *ca.* 11.2 ka; Gómez-Coutouly *et al.* 2019). The independent age control of the oldest occupation remains to be confirmed, but it seems that the IRSL results obtained here corroborate its chronostratigraphic position.
- At the Walker Road archaeological site, the sampled loess profile appears to cover a longer period, from *ca.* 27.2 to 2.3 ka. However, additional work will be needed in order to validate or not the age of the basal sample (WR15-1). Single-grain analysis could hence be appropriate in this context. Two early archaeological occupations have been preserved at this site (CC1: 13.2-13.0 ka and CC2: *ca.* 9.6 ka; Goebel *et al.* 1997; Goebel 2011) and their ages are in agreement with the IRSL age results.
- At the Nenana Valley Site, no archaeological occupation has been found and only a single sample has been collected, yielding an IRSL age result of *ca.* 5.3 ka and reflecting a punctual geochronological portrait for the mid-Holocene period. The results of this sample appear to be particularly dispersed, as evidenced by the large OD and relative error associated with the results. In the event that this site would receive additional geoarchaeological attention, a single-grain dating program could be considered. Yet at this stage of the study, the physico-geochemical data of this sample is only used to contribute to the characterization of the Nenana River valley area (see chapter 5).

In the Tanana River valley:

- At the McDonald Creek archaeological site, considering both stratigraphic profiles, the period between *ca.* 18.2 and 4.6 ka is recorded. Three archaeological

occupations have been found at this site (CC1:14.0-13.3 ka, CC2: 12.8-12.4 ka and CC3: 7.4-5.3 ka; Goebel *et al.* 2016). While the two oldest fit very well in the chronostratigraphic profiles constructed using IRSL ages results, the younger one seems to be a little less well constrained. This inconsistency could be linked with taphonomic and/or pedological processes, more common near the surface. Besides, the issue associated with the McD16 samples deserves special attention and additional measurements will be carried out in the future in order to measure the internal K content of these samples. Adequate results for the McD16 samples will allow a better understanding of the early Late-Glacial processes in this periglacial environment.

In the Delta River valley:

- At the Hurricane Bluff archaeological site, the sampled loess profile documents a period between *ca.* 10.2 and 0.64 ka. The multiple geochronological age controls (CC1: 10.2-9.6 ka, P7a: 8.9-9.4 ka, P7b: *ca.* 7 ka, P6a: *ca.* 6.2 ka, T: 3.8-3.5 ka, P4: 3.7-3.2 ka, P2: 1.80-1.75 ka, CC2: 1.8-1.5 ka, P1: *ca.* 0.34 ka, Potter *et al.* 2007; J. Esdale, personal communication) show great consistency with the IRSL age results throughout the profile.

In the Yukon River valley:

- At the Britannia Yukon archaeological site, a period of loess accumulation between *ca.* 17.0 and 10.9 ka is recorded. While the single archaeological occupation (CC: *ca.* 13.2 ka; Thomas *et al.* 2017) is not directly correlated with a valid IRSL age, the independent age control is in great agreement with the IRSL chronostratigraphic profile.

The high-resolution chronology obtained from this study allows, on one hand, the confirmation of the geoarchaeological chronology of the Central Alaska area related to

the initial settlement of human groups in the vicinity, and on the other hand, the establishment of a robust link between this chronology and the environmental conditions. This is possible by the direct dating of loess sediments and the thorough study of this climate-sensitive archive paleoenvironmental archive. This theme will be further addressed in chapter 5.

4.9 Supplementary data

4.9.1 Annual dose results

4.9.1.1 Birch Creek Ridge

Table S4.23 : D_a parameters and results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geoarchaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (μm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm) err	Thorium (ppm) err	Potassium (%) err			
Birch Creek Ridge	BCR11-5	Poly	64-90	8 ± 5	0.30	64.20	-149.31	265	1.80	0.09	7.70	0.39	1.25	0.06
	BCR11-4	Poly	64-90		1.00				1.50	0.08	7.40	0.37	1.27	0.06
	BCR11-3	Poly	64-90		1.75				2.10	0.11	11.80	0.59	1.66	0.08
	BCR11-2	Poly	64-90		2.00				3.70	0.19	16.60	0.83	1.87	0.09
	BCR11-1	Poly	64-90		2.25				3.40	0.17	17.40	0.87	2.05	0.10

Table S4.24 : D_a parameters and results for the BCR11 loess profile from the Birch Creek Ridge geoarchaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		err	err	err	err
			err		err		err		err				
Birch Creek Ridge	BCR11-5	0.61	0.12	2.22	0.15	1.56	0.10	0.28	0.06	0.24	0.02	4.91	0.22
	BCR11-4	0.62	0.12	2.12	0.14	1.52	0.09	0.28	0.06	0.20	0.02	4.73	0.22
	BCR11-3	0.29	0.06	1.26	0.09	0.80	0.05	0.28	0.06	0.18	0.02	2.81	0.13
	BCR11-2	0.26	0.05	1.23	0.08	0.76	0.05	0.28	0.06	0.18	0.02	2.71	0.12
	BCR11-1	0.40	0.08	1.67	0.11	1.10	0.07	0.28	0.06	0.17	0.02	3.62	0.17

4.9.1.2 Dry Creek

Table S4.25 : D_a parameters and results for the DC11a and DC11b loess profile from the Dry Creek archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	err	Thorium (ppm)	err	Potassium (%)	err
Dry Creek	DC11a-5	Poly	64-90	8 ± 5	0.30	63.89	-149.05	450	4.00	0.20	25.80	1.29	2.46	0.12
	DC11a-6	Poly	64-90		0.41				4.00	0.20	25.50	1.27	2.52	0.13
	DC11a-7	Poly	64-90		0.54				4.20	0.21	21.40	1.07	2.98	0.15
	DC11a-8	Poly	64-90		0.73				4.10	0.20	22.50	1.12	2.84	0.14
	DC11a-9	Poly	64-90		1.03				2.60	0.13	9.10	0.45	1.44	0.07
	DC11b-1	Poly	64-90		0.55				4.40	0.22	24.40	1.22	2.98	0.15
	DC11b-2	Poly	64-90		0.75				3.90	0.20	23.60	1.18	2.48	0.12
	DC11b-3	Poly	64-90		0.90				3.90	0.20	19.70	0.99	3.19	0.16
	DC11b-4	Poly	64-90		1.05				3.40	0.17	19.40	0.97	2.62	0.13

Table S4.26 : D_a parameters and results for the DC11a and DC11b loess profile from the Dry Creek archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
			err		err		err		err		err		err
Dry Creek	DC11a-5	0.83	0.17	2.77	0.19	2.08	0.13	0.28	0.06	0.25	0.03	6.20*	0.29
	DC11a-6	0.83	0.17	2.80	0.19	2.09	0.13	0.28	0.06	0.24	0.02	6.23*	0.29
	DC11a-7	0.75	0.15	3.06	0.21	2.03	0.12	0.28	0.06	0.23	0.02	6.35*	0.29
	DC11a-8	0.77	0.16	2.97	0.20	2.04	0.12	0.28	0.06	0.22	0.02	6.27*	0.29
	DC11a-9	0.38	0.07	1.52	0.10	0.99	0.06	0.28	0.06	0.2	0.02	3.36	0.15
	DC11b-1	0.83	0.17	3.15	0.21	2.18	0.13	0.28	0.06	0.23	0.02	6.67*	0.31
	DC11b-2	0.78	0.16	2.72	0.18	1.99	0.12	0.28	0.06	0.21	0.02	5.98*	0.28
	DC11b-3	0.70	0.14	3.13	0.21	1.97	0.12	0.28	0.06	0.21	0.02	6.28*	0.29
	DC11b-4	0.66	0.13	2.67	0.18	1.78	0.11	0.28	0.06	0.20	0.02	5.58*	0.26

*See table 4.15 and section 4.7.1 for consideration about the selected D_a.

4.9.1.3 Little Panguingue Creek

Table S4.27 : D_a parameters and results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (μm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	err	Thorium (ppm)	err	Potassium (%)	err
Little Panguingue Creek	LP16-17	Poly	64 - 90	8 ± 5	0.18	63.90	-149.06	447	3.39	0.07	10.83	0.19	1.65	0.04
	LP16-14	Poly	64 - 90		0.53				3.21	0.07	9.10	0.17	1.55	0.03
	LP16-13	Poly	64 - 90		0.58				4.01	0.08	11.99	0.31	1.87	0.04
	LP16-12	Poly	64 - 90		0.61				3.14	0.08	9.05	0.17	1.43	0.03
	LP16-11	Poly	64 - 90		0.71				3.08	0.06	8.27	0.22	1.47	0.03
	LP16-8	Poly	64 - 90		0.92				3.09	0.06	8.79	0.17	1.46	0.03
	LP16-5	Poly	64 - 90		1.09				3.54	0.07	10.55	0.19	1.69	0.03
	LP16-4	Poly	64 - 90		1.14				3.42	0.07	9.78	0.17	1.71	0.04
	LP16-3	Poly	64 - 90		1.19				3.22	0.06	8.98	0.16	1.58	0.03
	LP16-2	Poly	64 - 90		1.24				3.22	0.06	8.90	0.16	1.67	0.04
	LP16-1	Poly	64 - 90		1.33				3.07	0.06	7.78	0.15	1.53	0.03

Table S4.28 : D_a parameters and results for the LP16 loess profile from the Little Panguingue Creek archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
			err		err		err		err		err		err
Little Panguingue Creek	LP16-17	0.47	0.09	1.80	0.11	1.16	0.06	0.28	0.06	0.27	0.03	3.98	0.17
	LP16-14	0.42	0.08	1.67	0.10	1.07	0.06	0.28	0.06	0.23	0.02	3.67	0.15
	LP16-13	0.54	0.11	2.05	0.12	1.35	0.07	0.28	0.06	0.23	0.02	4.45	0.19
	LP16-12	0.42	0.08	1.58	0.09	1.04	0.06	0.28	0.06	0.22	0.02	3.53	0.15
	LP16-11	0.39	0.08	1.58	0.09	1.01	0.06	0.28	0.06	0.22	0.02	3.48	0.15
	LP16-8	0.41	0.08	1.59	0.09	1.03	0.06	0.28	0.06	0.20	0.02	3.51	0.15
	LP16-5	0.48	0.09	1.84	0.11	1.20	0.07	0.28	0.06	0.20	0.02	4.00	0.17
	LP16-4	0.45	0.09	1.83	0.11	1.16	0.06	0.28	0.06	0.20	0.02	3.91	0.16
	LP16-3	0.42	0.08	1.69	0.10	1.08	0.06	0.28	0.06	0.20	0.02	3.66	0.15
	LP16-2	0.42	0.08	1.75	0.10	1.09	0.06	0.28	0.06	0.20	0.02	3.74	0.16
	LP16-1	0.38	0.08	1.61	0.10	1.00	0.05	0.28	0.06	0.20	0.02	3.46	0.15

4.9.1.4 Walker Road

Table S4.29 : D_a parameters and results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	err	err	err
Walker Road	WR15-6	Poly	64-90	8 ± 5	0.25	63.97	-149.07	415	2.96	0.07	7.27	0.15	1.26	0.03
	WR15-5	Poly	64-90		0.50				3.65	0.09	9.76	0.19	1.56	0.04
	WR15-4	Poly	64-90		0.60				3.91	0.13	10.15	0.20	1.71	0.04
	WR15-3	Poly	64-90		0.75				3.54	0.10	8.13	0.17	1.33	0.03
	WR15-2	Poly	64-90		0.80				3.46	0.08	9.18	0.18	1.62	0.04
	WR15-1	Poly	64-90		0.90				1.43	0.04	3.14	0.08	0.52	0.02

Table S4.30 : D_a parameters and results for the WR15 loess profile from the Walker Road archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose Rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)	err	Beta (Gy/ka)	err	Gamma (Gy/ka)	err	Beta (Gy/ka)	err	err	err	err	err
Walker Road	WR15-6	0.36	0.07	1.40	0.08	0.89	0.05	0.28	0.06	0.26	0.03	3.19	0.14
	WR15-5	0.47	0.09	1.74	0.10	1.15	0.06	0.28	0.06	0.23	0.02	3.87	0.16
	WR15-4	0.49	0.10	1.89	0.11	1.23	0.07	0.28	0.06	0.22	0.02	4.11	0.17
	WR15-3	0.42	0.08	1.54	0.09	1.02	0.06	0.28	0.06	0.21	0.02	3.47	0.15
	WR15-2	0.44	0.09	1.75	0.10	1.12	0.06	0.28	0.06	0.21	0.02	3.79	0.16
	WR15-1	0.17	0.03	0.61	0.04	0.40	0.02	0.28	0.06	0.20	0.02	1.65	0.08

4.9.1.5 Nenana Valley Site

Table S4.31 : D_a parameters and results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley site geoarchaeological test pit

Site	Sample	Mineral	Grain -size (μm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm) <i>err</i>		Thorium (ppm) <i>err</i>		Potassium (%) <i>err</i>	
Nenana Valley Site	NVS1-1	Poly	64-90	8 $\pm$ 5	1.02	64.12	-149.2	290	2.40	0.12	11.3	0.6	1.52	0.08

Table S4.32 : D_a parameters and results for the NVS1 loess sample from the Nenana Valley site geoarchaeological test pit (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
		err		err		err		err		err		err	
Nenana Valley Site	NVS1-1	0.41	0.08	1.60	0.11	1.08	0.07	0.28	0.06	0.20	0.02	3.56	0.16

4.9.1.6 McDonald Creek

Table S4.33 : D_a parameters and results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	err	err	err
McDonald Creek	McD14a8	Poly	64-90	8 ± 5	0.36	64.39	-147.23	257	4.39	0.10	12.79	0.24	1.98	0.05
	McD14a7	Poly	64-90		0.48				4.29	0.10	12.06	0.23	1.90	0.04
	McD14a6	Poly	64-90		0.59				3.88	0.09	11.04	0.22	1.78	0.04
	McD14a5	Poly	64-90		0.72				3.82	0.11	10.67	0.21	1.72	0.04
	McD14a4	Poly	64-90		0.86				1.97	0.05	4.78	0.11	0.98	0.03
	McD14a3	FK	150-250		0.98				1.40	0.05	3.30	0.09	0.86	0.02
	McD14a2	FK	125-180		1.29				1.51	0.05	3.28	0.10	0.87	0.03
	McD14a1	FK	125-180		1.55				1.44	0.05	3.19	0.09	0.87	0.03

Table S4.34 : D_a parameters and results for the McD14a loess profile from the McDonald Creek archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
		err		err		err		err		err		err	
McDonald Creek	McD14a8	0.58	0.11	2.19	0.13	1.45	0.08	0.28	0.06	0.24	0.02	4.74	0.20
	McD14a7	0.56	0.11	2.11	0.13	1.39	0.08	0.28	0.06	0.23	0.02	4.56	0.19
	McD14a6	0.51	0.10	1.96	0.12	1.28	0.07	0.28	0.06	0.22	0.02	4.24	0.18
	McD14a5	0.50	0.10	1.90	0.11	1.24	0.07	0.28	0.06	0.21	0.02	4.12	0.17
	McD14a4	0.24	0.05	1.03	0.06	0.63	0.04	0.28	0.06	0.20	0.02	2.37	0.10
	McD14a3	0.07	0.02	0.80	0.05	0.48	0.03	0.65	0.18	0.20	0.02	2.20	0.19
	McD14a2	0.09	0.02	0.83	0.05	0.49	0.03	0.51	0.11	0.19	0.02	2.12	0.13
	McD14a1	0.09	0.02	0.82	0.05	0.48	0.03	0.51	0.11	0.18	0.02	2.08	0.13

Table S4.35 : D_a parameters and results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	err	err	err
McDonald Creek	McD14b8	Poly	64-90	8 ± 5	0.27	64.39	-147.23	257	4.62	0.11	12.84	0.25	1.95	0.04
	McD14b7	Poly	64-90		0.42				4.35	0.10	12.67	0.24	1.81	0.04
	McD14b6	Poly	64-90		0.54				4.25	0.10	11.49	0.22	1.78	0.04
	McD14b5	Poly	64-90		0.655				3.91	0.09	10.73	0.21	1.74	0.04
	McD14b4	Poly	64-90		0.75				2.36	0.06	6.16	0.14	1.19	0.03
	McD14b3	Poly	64-90		0.84				1.79	0.05	4.17	0.11	0.83	0.02
	McD14b2	Poly	64-90		0.93				2.05	0.06	5.16	0.12	1.03	0.03
	McD14b1	Poly	64-90		1.11				1.58	0.05	3.74	0.10	0.85	0.03
	McD16-8	Poly	150-250		1.38				1.60	0.05	3.32	0.13	0.84	0.02
	McD16-7	Poly	125-180		1.70				1.51	0.05	3.11	0.09	0.86	0.03
	McD16-6	Poly	100-150		2.00				1.50	0.05	3.16	0.09	0.83	0.02
	McD16-5	Poly	150-250		2.30				1.49	0.05	3.19	0.09	0.87	0.03
	McD16-4	Poly	125-180		2.40				1.44	0.04	3.12	0.09	0.84	0.02
	McD16-3	Poly	150-250		2.59				1.47	0.05	3.24	0.12	0.88	0.02
	McD16-2	Poly	150-250		2.90				1.35	0.05	3.06	0.09	0.86	0.03
	McD16-1	Poly	125-180		3.20				2.05	0.06	4.45	0.11	0.97	0.03

Table S4.36 : D_a parameters and results for the McD14b/McD16 loess profile from the McDonald Creek archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate		Annual dose rate	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		(Gy/ka)		(Gy/ka)	
		err		err		err		err		err		err	
McDonald Creek	McD14b8	0.60	0.12	2.20	0.13	1.46	0.08	0.28	0.06	0.25	0.03	4.79	0.20
	McD14b7	0.58	0.11	2.07	0.12	1.41	0.08	0.28	0.06	0.23	0.02	4.56	0.19
	McD14b6	0.55	0.11	2.01	0.12	1.34	0.07	0.28	0.06	0.22	0.02	4.39	0.19
	McD14b5	0.51	0.10	1.93	0.12	1.26	0.07	0.28	0.06	0.21	0.02	4.18	0.18
	McD14b4	0.30	0.06	1.25	0.08	0.78	0.04	0.28	0.06	0.21	0.02	2.81	0.12
	McD14b3	0.22	0.04	0.89	0.05	0.55	0.03	0.28	0.06	0.20	0.02	2.13	0.10
	McD14b2	0.26	0.05	1.08	0.07	0.67	0.04	0.28	0.06	0.20	0.02	2.47	0.11
	McD14b1	0.19	0.04	0.87	0.05	0.52	0.03	0.28	0.06	0.19	0.02	2.04	0.09
	McD16-8	0.08	0.02	0.81	0.05	0.50	0.03	0.65	0.18	0.19	0.02	2.22	0.19
	McD16-7	0.09	0.02	0.82	0.05	0.49	0.03	0.51	0.11	0.18	0.02	2.09	0.13
	McD16-6	0.11	0.02	0.81	0.05	0.48	0.03	0.43	0.10	0.18	0.02	2.00	0.12
	McD16-5	0.07	0.02	0.81	0.05	0.49	0.03	0.65	0.18	0.17	0.02	2.18	0.19
	McD16-4	0.09	0.02	0.80	0.05	0.47	0.03	0.51	0.11	0.17	0.02	2.04	0.13
	McD16-3	0.07	0.02	0.82	0.05	0.49	0.03	0.65	0.18	0.16	0.02	2.20	0.19
	McD16-2	0.07	0.02	0.78	0.05	0.46	0.03	0.65	0.18	0.16	0.02	2.12	0.19
	McD16-1	0.12	0.03	0.99	0.06	0.62	0.03	0.51	0.11	0.15	0.02	2.40	0.14

4.9.1.7 Hurricane Bluff

Table S4.37 : D_a parameters and results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	err	err	err
Hurricane Bluff	HB15-8	Poly	64-90	8 ± 5	0.43	63.79	-145.87	720	5.42	0.12	14.84	0.28	2.49	0.05
	HB15-7	Poly	64-90		0.75				4.55	0.10	11.65	0.22	1.88	0.04
	HB15-6	Poly	64-90		1.15				5.07	0.12	13.19	0.25	2.12	0.05
	HB15-5	Poly	64-90		1.18				4.44	0.11	11.31	0.22	1.77	0.04
	HB15-4	Poly	64-90		1.37				4.64	0.11	11.67	0.23	1.84	0.04
	HB15-3	Poly	64-90		2.46				4.31	0.10	10.36	0.20	1.54	0.04
	HB15-2	Poly	64-90		2.78				3.90	0.09	10.03	0.20	1.55	0.04
	HB15-1	Poly	64-90		2.88				3.65	0.09	8.73	0.18	1.35	0.03

Table S4.38 : D_a parameters and results for the HB15 loess profile from the Hurricane Bluff archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
		err	err	err	err	err	err	err	err	err	err		
Hurricane Bluff	HB15-8	0.70	0.14	2.72	0.16	1.76	0.10	0.28	0.06	0.25	0.03	5.71	0.24
	HB15-7	0.57	0.11	2.12	0.13	1.40	0.08	0.28	0.06	0.23	0.02	4.59	0.19
	HB15-6	0.64	0.13	2.38	0.14	1.57	0.09	0.28	0.06	0.21	0.02	5.08	0.22
	HB15-5	0.56	0.11	2.02	0.12	1.35	0.07	0.28	0.06	0.21	0.02	4.41	0.19
	HB15-4	0.58	0.11	2.10	0.13	1.40	0.08	0.28	0.06	0.21	0.02	4.56	0.19
	HB15-3	0.53	0.10	1.83	0.11	1.24	0.07	0.28	0.06	0.18	0.02	4.05	0.17
	HB15-2	0.49	0.10	1.78	0.11	1.19	0.06	0.28	0.06	0.18	0.02	3.90	0.17
	HB15-1	0.44	0.09	1.58	0.09	1.06	0.06	0.28	0.06	0.17	0.02	3.53	0.15

4.9.1.8 Britannia Yukon Hill

Table S4.39 : D_a parameters and results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site

Site	Sample	Mineral	Grain-size (µm)	Water content (%)	Location				External abundances					
					Depth (m)	Latitude (decimal)	Longitude (decimal)	Elevation (m)	Uranium (ppm)	err	Thorium (ppm)	err	Potassium (%)	err
Britannia Yukon Hill	YBC-03-8	KF	63-90	8 ± 5	0.065	62.87	-132.68	425	2.94	0.06	8.22	0.18	1.37	0.02
	YBC-03-7	KF	63-90		0.165				3.23	0.08	9.21	0.22	1.38	0.02
	YBC-03-6	KF	63-90		0.265				2.76	0.05	8.23	0.14	1.40	0.01
	YBC-03-5	KF	63-90		0.365				1.92	0.06	5.20	0.11	1.11	0.02
	YBC-03-4	KF	63-90		0.465				1.87	0.05	5.11	0.10	1.28	0.01
	YBC-03-3	KF	63-90		0.565				1.79	0.04	4.54	0.08	1.30	0.01
	YBC-03-2	KF	63-90		0.665				1.96	0.04	4.83	0.10	1.33	0.01
	YBC-03-1	KF	63-90		0.765				1.99	0.04	5.46	0.11	1.29	0.02
	YBC-03-0	KF	63-90		1.03				1.84	0.03	4.91	0.08	1.38	0.02

Table S4.40 : D_a parameters and results for the YBC-03 loess profile from the Britannia Yukon Hill archaeological site (continued)

Site	Sample	Water corrected external dose rates						Internal dose rate		Cosmic dose rate (Gy/ka)		Annual dose rate (Gy/ka)	
		Alpha (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)		Gamma (Gy/ka)		Beta (Gy/ka)					
		err		err		err		err		err		err	
Britannia Yukon Hill	YBC-03-8	0.39	0.08	1.50	0.09	0.82	0.04	0.27	0.06	0.30	0.03	3.27	0.14
	YBC-03-7	0.43	0.09	1.56	0.09	1.01	0.05	0.27	0.06	0.27	0.03	3.54	0.15
	YBC-03-6	0.37	0.07	1.49	0.09	0.95	0.05	0.27	0.06	0.26	0.03	3.34	0.14
	YBC-03-5	0.25	0.05	1.13	0.07	0.67	0.04	0.27	0.06	0.24	0.02	2.56	0.11
	YBC-03-4	0.24	0.05	1.23	0.07	0.70	0.04	0.27	0.06	0.23	0.02	2.68	0.11
	YBC-03-3	0.23	0.05	1.22	0.07	0.67	0.04	0.27	0.06	0.23	0.02	2.62	0.11
	YBC-03-2	0.24	0.05	1.27	0.07	0.71	0.04	0.27	0.06	0.22	0.02	2.71	0.11
	YBC-03-1	0.26	0.05	1.26	0.07	0.73	0.04	0.27	0.06	0.21	0.02	2.74	0.12
	YBC-03-0	0.24	0.05	1.29	0.08	0.71	0.04	0.27	0.06	0.20	0.02	2.71	0.11

4.9.3 DRT, recycling et recuperation results

Table S4.41: DRT, recycling and recuperation results for the LPH-IRSL protocol

Site	Sample	Aliquot	Minerology	Grain-size (μm)	DRR err		CAM DRR err		Recycling err		Recuperation err	
Birch Creek Ridge	BCR11-1	1	Poly	64-90	1.03	0.02	1.02	0.01	0.99	0.01	0.021	0.001
		2			0.99	0.03			0.99	0.01	0.024	0.001
		3			1.03	0.01			1.01	0.01	0.025	0.001
Dry Creek	DC11b-1	1	Poly	64-90	1.02	0.03	1.03	0.01	0.99	0.04	0.020	0.005
		2			1.01	0.07			0.89	0.03	0.017	0.004
		3			1.01	0.02			1.01	0.54	0.024	0.003
		4			1.05	0.03			0.97	0.03	0.021	0.005
		5			1.04	0.02			0.97	0.02	0.028	0.003
		6			1.01	0.03			0.94	0.03	0.029	0.005
Hurricane Bluff	HB15-1	1	Poly	64-90	1.04	0.01	1.01	0.01	1.00	0.00	0.0304	0.0004
		2			0.98	0.02			1.02	0.00	0.0265	0.0003
		3			1.01	0.00			1.01	0.01	0.0224	0.0003
		4			1.02	0.01			1.02	0.01	0.0246	0.0003
		5			0.99	0.01			1.03	0.01	0.0278	0.0004
Little Panguingue Creek	LP16-1	1	Poly	64-90	1.05	0.01	1.042	0.005	1.00	0.01	0.0220	0.0005
		2			1.03	0.01			0.99	0.01	0.025	0.001
		3			1.05	0.01			1.02	0.01	0.0233	0.0004
		1		150-250	0.97	0.01	1.00	0.01	0.98	0.01	0.023	0.001
		2			1.02	0.01			0.99	0.01	0.019	0.001
		3			0.99	0.03			0.97	0.01	0.0270	0.0004

Table S4.42: DRT, recycling and recuperation results for the LPH-IRSL protocol (continued)

Site	Sample	Aliquot	Minerology	Grain-size (μm)	DRR err		CAM DRR err		Recycling err		Recuperation err	
McDonald Creek	McD14a2	1	FK	125-180	0.99	0.01	0.990	0.005	1.003	0.005	0.0246	0.0003
		2			0.99	0.01			1.01	0.01	0.0193	0.0003
		3			1.02	0.02			1.046	0.004	0.0175	0.0002
	McD14a3	1	FK	150-250	0.96	0.01	0.99	0.01	0.97	0.01	0.022	0.001
		2			1.01	0.01			1.00	0.01	0.0235	0.0005
		3			1.01	0.01			1.02	0.01	0.019	0.001
	McD14a6	1	Poly	64-90	1.01	0.03	1.01	0.02	1.01	0.01	0.0221	0.0004
		2			1.01	0.03			1.02	0.01	0.023	0.001
		3			1.01	0.03			1.01	0.01	0.024	0.001
	McD16-1	1	Poly	125-180	1.03	0.01	1.02	0.01	1.02	0.01	0.0199	0.0004
		2			1.02	0.01			1.00	0.01	0.0165	0.0004
		3			1.02	0.01			0.98	0.01	0.018	0.001
Walker Road	WR15-1	1	Poly	64-90	1.02	0.01	1.03	0.01	1.017	0.004	0.0240	0.0003
		2			1.03	0.01			1.014	0.004	0.0227	0.0003
		3			1.05	0.01			0.989	0.005	0.0214	0.0003

CHAPITRE V

ARTICLE 3:

MULTI-COMPONENT ANALYSIS OF LÆSS ACCUMULATIONS IN GEOARCHAEOLOGICAL CONTEXTS FROM CENTRAL ALASKA

Dans ce chapitre est inséré l'article intitulé « *Multi-component analysis of læss accumulations in geoarchaeological contexts from Central Alaska* », qui sera soumis à la revue *Boreas*. Cet article constitue la troisième et dernière publication de la thèse. Dans celle-ci, les résultats de luminescence obtenus dans la publication 2 (chapitre 4), à l'aide du protocole de mesure développé dans le cadre de la publication 1 (chapitre 3), sont utilisés afin de combiner le cadre chronostratigraphique à une étude paléoenvironnementale détaillée. Outre les données chronologiques, cette étude est ainsi fondée sur des analyses géochimiques, minéralogiques et granulométriques. Le résumé ici traduit en français (section 5.1) ne sera pas inclus dans la version publiée de cet article.

Cet article a été fait en collaboration avec les chercheurs et chercheuses, Michel Lamothe, François Hardy, Kelly E. Graf, Ted Goebel et Julie Esdale. M. Lamothe, en tant que directeur du projet doctoral, a supervisé les analyses en laboratoire et sur le terrain. F. Hardy a participé à la réalisation du projet de recherche en guidant et conseillant pour les différentes analyses et pour le traitement statistique des données. K.E. Graf, T. Goebel et J. Esdale sont les archéologues responsables des sites archéologiques et ont contribué à la réalisation de la collecte d'échantillon.

5.1 Résumé

Conséquemment au programme détaillé de datation par luminescence réalisé sur des accumulations de lœss dans lesquelles sont incorporés des artefacts archéologiques témoignant de l'occupation initiale de la région centrale de l'Alaska, (chapitre 4), une analyse paléo-environnementale additionnelle est ici réalisée à partir de ces accumulations sédimentaires éoliennes. Différents indicateurs physiques, géochimiques et minéralogiques sont étudiés pour caractériser les échantillons de lœss et identifier les tendances sédimentaires reliées aux changements climatiques caractérisant la période s'écoulant depuis la fin du Pléistocène et durant l'Holocène. Le but de cette étude est de relier les conditions paléo-environnementales au peuplement initial de la région centrale de l'Alaska.

Malgré la forte variabilité climatique qui caractérise cette période marquée par les processus de déglaciation, les résultats de cette étude semblent plutôt indiquer une faible sensibilité pour la plupart des indicateurs paléo-environnementaux. Par conséquent, des outils plus sensibles ont été utilisés ici pour exprimer les liens complexes entre l'étendue glaciaire, le climat, la végétation et la sédimentation des lœss, tel que l'analyse en composantes principales (ACP). De cette manière, une corrélation forte a pu être établie entre les taux de sédimentation et la composition des lœss, témoignant ainsi d'un changement environnemental significatif au début de la période du Bølling-Allerød. Il est proposé que ce changement aurait pu être bénéfique pour l'établissement de groupes humains qui débute au même moment dans la région centrale de l'Alaska.

Par ailleurs, dans cet article sont passés en revue un grand nombre de principes généraux appliqués à l'étude des lœss, de manière à observer leur validité dans ce contexte précis. Contrairement aux théories proposées, les paramètres

environnementaux locaux semblent affecter de manière considérable les accumulations de lœss et une variabilité importante peut être observée entre les sites d'accumulation de lœss localisés à l'intérieur d'une seule vallée fluviale, de même qu'entre les sites de vallées fluviales différentes, compliquant ainsi la réalisation de corrélations régionales.

5.2 Abstract

Following the high-resolution luminescence dating program conducted on lœss material, in which are embedded archaeological artifacts witnessing early human occupations in Central Alaska (chapter 4), additional palaeoenvironmental analysis is performed using these wind-blown sedimentary accumulations. Different physical, geochemical and mineralogical indicators are investigated to characterize the lœss and identify sedimentary patterns related to climate changes from the end of the Pleistocene and throughout the Holocene periods. The aim of this study is to relate the paleoenvironmental conditions to the initial settlement of Central Alaska.

Despite the high climate variability characterizing this deglaciation period, results in this study seems to rather indicate little response from most paleoenvironmental indicators. Therefore, more sensitive tools were used here to express the intricate links between glacial extent, climate, vegetation and lœss sedimentation, such as principal component analysis (PCA). In this way, a strong relation can be established between sedimentation rates and lœss composition, witnessing a significant climate shift at the onset of the Bølling-Allerød period. It is suggested that this change could have been beneficial for the establishment of human groups in this area, which is beginning at the same time in the central region of Alaska.

In this paper are also reviewed a significant number of principles applied to lœss studies in order to observe their validity in this particular context. Contrasting with established

perception, local environmental settings seems to considerably affect loess deposition and significant variability can be observed between accumulation sites from a single river valley, as well as between river valley sites, hence complicating regional correlation.

5.3 Introduction

Primary loess deposits of glacial origin are widespread in the Central Alaska area, blanketing a large share of the high terraces located along the rivers draining the Alaska and Wrangell Range glaciers. Accumulations range between a few millimetres to a few tens of meters. Loess are especially well preserved in the Fairbanks vicinity, where deposits dating back to 3 Ma can be found in the thick Gold Hill section (Péwé 1975; Pye 1987; Westgate *et al.* 1990; Preece *et al.* 1999; Muhs *et al.* 2003; Muhs & Budahn 2006; Muhs 2018). Although some loess sections may record older deposits, the latter are commonly eroded and most preserved loess units were deposited during the Late-Glacial period (Thorson & Bender 1985; Dilley 1998), and in general, loess sedimentation was active but less extensive during the Holocene period. Yet some loess are still deposited nowadays in some areas (Péwé 1955; Péwé 1975; Thorson & Hamilton 1977; Péwé & Reger 1983; Hoffecker *et al.* 1988; Powers & Hoffecker 1989; Muhs *et al.* 2003, 2018; Muhs & Bettis 2003; Jensen *et al.* 2016).

Following the intricate relationship between glacial extent, climate, vegetation cover and loess deposition, we can wish to highlight the rich paleoenvironmental archives that a loess deposits suite constitutes. Moreover, considering that Central Alaskan loess accumulations often contain well preserved archaeological remains, with occupation layers being embedded and preserved within these deposits, links can be established between paleoenvironmental dynamics and the prehistoric occupation of the area.

Hence in this project, loess sediments were used as a medium to 1) determine the age of the archaeological occupations contained in loess accumulations as well as the progression of eolian sedimentation through time using luminescence dating; and to 2) characterize the periglacial (and most likely some paraglacial) environments of Central Alaska area during the Late-Glacial and the Holocene periods, in order to 3) document the relationship between the timing of these early cultural components and the paleoenvironmental conditions prevailing in the past, and possibly 4) contribute to document migration patterns for the initial settlement of the region.

We also wish to document and characterize the habitability of Central Alaska during the initial settlement of North America and during the following period. The concept of habitability can be defined as the suitability of a region for the establishment of human groups (Winick 1956). More specifically in this context, the habitability of an area can be correlated to its physical accessibility to human groups, hence to the absence of any obstacle related to heavily glaciated areas (*e.g.* ice front, unstable outwash area). Moreover, heavy sedimentation rate related to ice front proximity can play a major role in vegetation cover, surface stability and air quality, among other things, and could also be considered as a factor impacting the initial peopling of a new territory and is attraction factor.

Luminescence dating, as a paleodosimetric method, is able to assess the age of a sedimentary event by the determination of the time elapsed since the last exposure of the particles to sunlight prior deposition. The age of the sedimentation of multiple loess units from a stratigraphic profile is very valuable for the construction of chronologic framework for sediment accumulation. The reader is referred to Forget Brisson *et al.* (2020; chapters 3 and 4) for more information about the luminescence dating program conducted on the loess sediments that were further mineralogically and geochemically analysed in this paper.

Löss sediments are considered here as a high-interest proxy to characterize the periglacial environments of the Central Alaska area for the periods following the last glacial cycle. This present line of research is divided into two parts: 1) characterization of the eolian material; and 2) temporal discrimination between periods characterized by higher and lower sedimentation rates, along with soil development, with regards to the climatic oscillations identified in the Late-Glacial and Holocene periods. The intrinsic relationship between loess accumulation and glacier dynamics (advance, stagnation and retreat), as well as the age determination of accumulation and quiescent or erosion periods allows to further details the periglacial response to climate change in a stratigraphic profile.

Furthermore, the glacially eroded terrains from which originate the particles, which will be further mobilized and transported by the wind and deposited as loess, carry regional signatures that may allow, if exhaustive knowledge about source material is available, the identification of a source material. This is possible by the various lithological compositions of the bedrock sources adjacent to the study area, as well as the low level of alteration of the loess sediments. Yet in this study, instead of source identification, the geochemical portrait of the loess sediment sample was used to explore sedimentary processes and their evolution through time.

5.4 Sedimentary and geoarchaeological contexts

5.4.1 Loess deposits

Löss can be described as a sediment body mostly composed of silt and fine sand, transported and accumulated subaerially by wind and characterized by an open and poorly consolidated structure (Pye 1987, 1995; Follmer 1996; Muhs *et al.* 2003; Muhs & Bettis 2003; Smalley *et al.* 2009, 2011; Sprafke & Obrecht 2016; Muhs 2018; Smalley & Marković 2019). The more restrictive definition of loess that includes a loessification

process and state (partial cementation and aggradation of grains following early pedological processes) and a specific mineral composition (that includes mandatorily carbonate minerals; Berg 1916; Russell 1944; Pecsí 1990, 1995) is not used here, since these aspects are strongly dependent on regional and local geological and environmental settings and cannot be considered as comprehensive enough to represent Central Alaskan loess.

On a global perspective, most loess sediments are the product of glacial erosion. To a lesser extent, other processes can also contribute to produce loess, such as fluvial, eolian, salt and cryo-abrasion, as well as in-situ abrasion (Pye 1987, 1995; Follmer 1996; Muhs *et al.* 1999, 2003, 2014).

In the grain-size distribution of eolian deposits, loess fits between aerosols particles ($< 10 \mu\text{m}$) and eolian sands, such as dunes and sandsheets (500 to 2000 μm ; Muhs 2018). Even if the modal grain-size and the clay-silt-sand proportion of loess can vary considerably between depositional environments, most loess deposits have a grain-size mode of around 30 μm with a grain-size distribution composed of more than 50 % of silt-sized particles (and up to 90 %; Tsoar & Pye 1987; Pecsí 1990, 1995; Pye 1995; Muhs 2018).

5.4.1.1 Loess mobilisation, transport and accumulation processes in periglacial environments

As proposed by Chamberlain (1897), glacial loess deposits are mostly derived from proglacial outwash. This concept has been defined and developed in order to identify the complex series of processes implied in the formation of a loess deposit. This includes 1) the source material formation processes (production of silt-sized particles); 2) the initial transport of the silt-sized particles by meltwater (mobilization and sorting of the source sediment); 3) the eolian mobilisation, transport and sedimentation; and 4)

potential post-depositional processes (Smalley & Smalley 1983; Pye 1987; Smalley *et al.* 2009, 2011; Smalley & Marković 2019).

As highlighted by Pye (1987, 1995) and Smalley *et al.* (2009), meltwater and glacier draining rivers play a key role in the mobilisation of the loess source material by sorting sediment from outwash plains, as well as by the formation of loose, non-cohesive deposits down-stream of the outwash plains and on the river floodplains. Those sediments, rich in silt and fine sand (Bagnold 1941), in these unvegetated areas are continuously available year-round, and repeatedly exposed to deflation (Vandenberghe 2013). Well sorted silt particles are more likely to be mobilized than clay and sand (clay is more cohesive, and sand is heavier and requires higher lifting forces; Smalley & Marković 2019). These areas constitute a major source of material and have large impact on loess deposits composition and distribution.

Wind lifting can mobilize particles by generating surface rolling, saltation (hopping) and air suspension, or a combination of the three types of movement (Pye 1987; Vandenberghe 2013). Although in certain conditions, during suspension, grains can be lifted several hundreds of meters up to the stratosphere and travel thousands of kilometers from their sources (Tsoar & Pye 1987; Pye 1987; Betzer *et al.* 1988; Vandenberghe 2013; Újvári *et al.* 2016; Muhs *et al.* 2013), transport heights and distances, as well as sediment load in the air, depend on a multitude of factors that can be linked to climatic conditions. Those factors include source availability, soil texture and humidity, sediment cohesion and compaction, vegetation distribution, surface rugosity, the physical proprieties of the particles such as size and density, air temperature, and wind structure, velocity and turbulence (Pye 1995; Vandenberghe 2013; Újvári *et al.* 2016). The extent of sediment mobilization by the wind is therefore at the confluence of the cohesive forces of the sediment and the uplifting forces of the

wind (Smalley & Marković 2019). Once uplifted in the airflow, the particles trajectory depends mostly on gravity, and drift and drag forces in the air (Vandenberghe 2013).

Furthermore, fundamental to the formation of a loess deposit is the existence of suitable accumulation areas, often referred as dust traps, downwind of the source. These areas can be described as topographic obstacles, vegetated areas and fields characterized by high humidity (Tsoar & Pye 1987; Pye 1995). Without any « trapping » of the particles, sedimentation in a bare and smooth surface is more susceptible to evolve towards the remobilization of the particles, hence preventing any accumulation.

5.4.1.2 Loess as a paleoenvironmental archive

Considering that: 1) glacier extent and retreat are intrinsically connected to climatic variations; 2) source material for loess sediments in periglacial area is a product of glacial erosion; 3) wind velocity and wind patterns are influenced by climate; 4) physical properties of the particles mobilized by wind are affected by wind velocity and wind patterns; and 5) vegetation has a major impact on material mobilisation and sedimentation, we can state that interactions between glaciers, climate, vegetation and geological processes recorded in loess deposits make these sediments a powerful record of paleoclimatic history. However, when compared to marine, lacustrine and ice-core stratigraphy, characterized by relatively uninterrupted depositional sequences, loess accumulations are more susceptible to be interrupted during their sedimentation and erosional periods that may induce stratigraphic hiatus (DiPietro *et al.* 2017; Marković *et al.* 2018). On the other hand, loess accumulations are supposed to be, in contrast, more sensitive to local and regional response to climatic variations. By studying loess accumulations as well as processes related to their formation, critical information can be obtained on the paleoenvironmental response to climatic changes in periglacial regions and it is in this perspective that loess profiles in the following archaeological contexts were studied.

5.4.2 Geoarchaeological context of the study area

Dry Creek (HEA-005), Walker Road (HEA-130), Little Panguingue Creek (HEA-038), McDonald Creek (FAI-2043) and Hurricane Bluff (XMH-838) are the five main archaeological sites selected in this study. They are located in Central Alaska (USA), in the Nenana, Tanana and Delta river valleys (figure 5.69). Samples from two geoarchaeological sites from the Nenana River valley (Nenana Valley Site (FAI-02397) and Birch Creek Ridge (FAI-241)) were added to this corpus, as well as the Britannia Yukon Hill (KfVi-3) archaeological site, located in nearby Yukon (Canada), in order to expand the dataset and allow inter-regional comparisons.

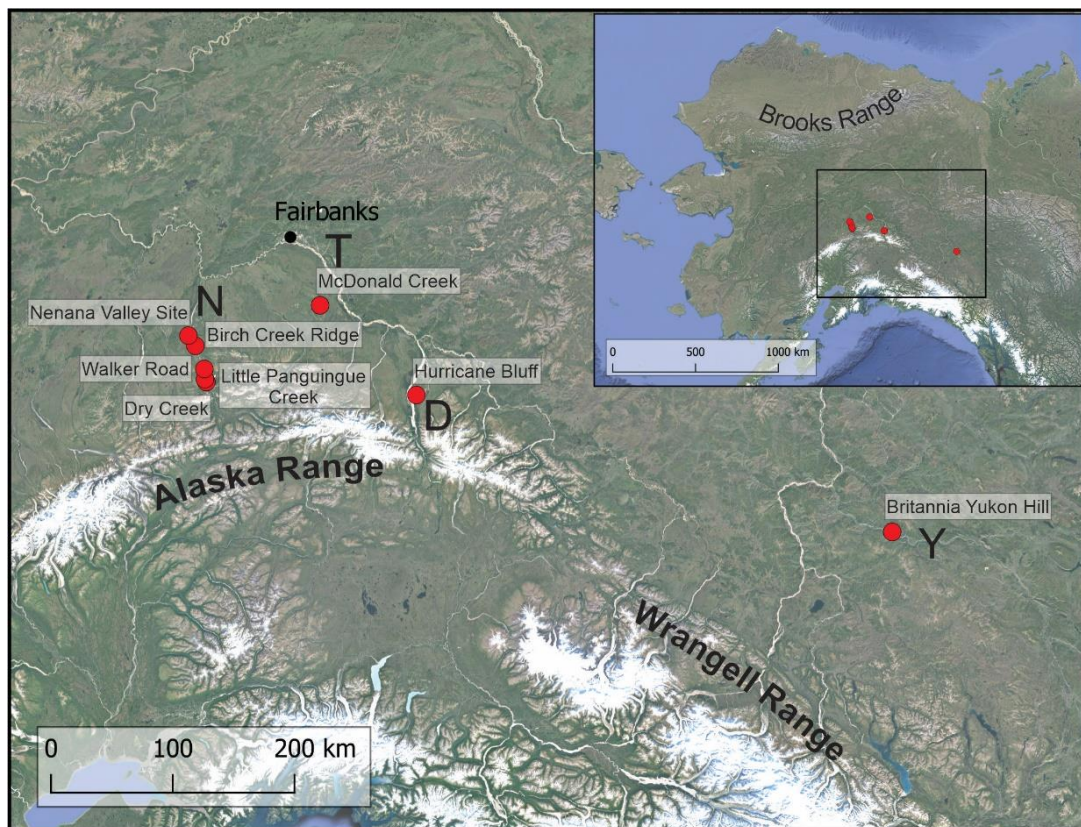


Figure 5.69 : Location of the study area, in Central Alaska (USA) area and nearby Yukon (Canada). The Dry Creek, Walker Road and Little Panguingue Creek archaeological sites are located in the Nenana River valley (N), as well as the Nenana Valley Site and the Birch Creek Ridge sites. The McDonald Creek is located in the Tanana River valley (T), the Hurricane Bluff site is located in the Delta River valley (D), and the Britannia Yukon Hill site is located in the Yukon River valley (Y).

The Nenana and Delta Rivers are tributaries of the Tanana River, which is a tributary of the Yukon River. These rivers drain the meltwater of glaciers of the Alaska and Wrangell Ranges, and are characterized by a high sedimentary load and anastomosed courses. Outwash plains of the glaciers drained by these rivers and the floodplain of these water courses constitute important sedimentary sources for the loess of the Central Alaska area.

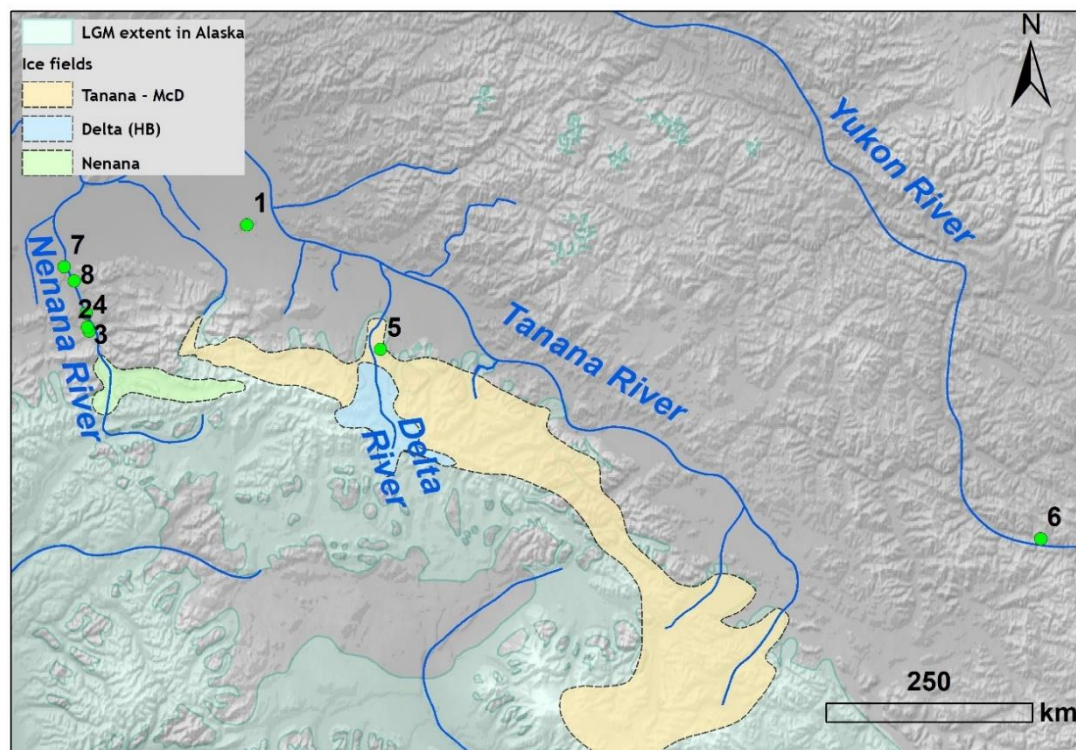


Figure 5.70: Extent of the icefields up-valley of the various sites under investigation. 1. McDonald Creek; 2. Dry Creek; 3. Little Panguingue Creek; 4. Walker Road; 5. Hurricane Bluff; 6. Britannia Yukon Hill; 7. Nenana Valley Site; 8. Birch Creek Ridge (Cartographic base: Danielson & Gesch 2011; Kaufman & Manley 2004; Alaska Department of Natural Resources).

The loess sediments, as stated above, are mostly derived from the material transported by the meltwater of up-valley glaciers. All sample sites in the Nenana River valley (Dry Creek, Little Panguingue Creek, Walker Road, Birch Creek Ridge and Nenana Valley Site) were down-valley of an icefield of *ca.* 6 000 km². The McDonald Creek site, in

the Tanana River Valley, was under the influence of a much larger icefield, *ca.* 75-80 000 km². The Hurricane Bluff site, in the Delta River Valley, was under the influence of an icefield of *ca.* 7 000 km², which was part of the former one. The map of figure 5.70 shows the extent of these icefields. With respect to the Central Alaskan sites, the glacial advance related to the Last Glacial Maximum (LGM) reached a distance of *ca.* 60 km from the sites located in the Nenana River Valley and *ca.* 30 km from the McDonald Creek archaeological site, while the Hurricane Bluff archaeological site was probably covered by ice, or very near the ice front (Kaufman & Manley 2004).

On a tectonic scale (figure 5.71), Alaskan geological terrain is composed of accreted terranes that have an island arc origin or are composed of rocks associated with oceanic basins. The terranes accreted between the Cambrian and the Oligocene periods (Connor 2014). According to Wilson *et al.* (2015), sediments carried by the Nenana River are the product of the erosion of the Alaska Range, more specifically from a terrain characterized by Devonian or older schist and foliated rocks, and well as Cretaceous, Tertiary and Quaternary sedimentary rocks, as well as the Tertiary Nenana Gravel unit. The latter is mostly composed of conglomerate and sandstone (Ritter & Ten Brick 1986).

To the East, the Delta River drainage flows through Devonian or older schist and foliated rock units, as well as Quaternary and Tertiary calcareous and non-calcareous sedimentary rocks, and Tertiary to Jurassic or older metamorphic and metasedimentary rocks rich in pyroxenes, hornblende and garnets (Wilson *et al.* 2015).

Following the same authors, sediments carried by the Tanana River are the product of erosion of the Wrangell Range as well as from the north flank of the Alaska Range. Particles are derived from terrains characterized by Quaternary and Tertiary volcanic

and sedimentary rocks of marine origin metamorphosed in some area, as well as Lower Cretaceous to Upper Jurassic and Triassic to Pennsylvanian thermally altered foliated rocks.

On a larger scale, the Yukon River is draining the south flank of the eastern part of the Brooks Range, the northern part of the Yukon-Tanana Upland area, as well as southwestern Yukon. These terrains are characterized by Jurassic to Devonian igneous granitic rocks, Devonian to Neoproterozoic clastic and carbonated rocks and chert, Devonian or older schists and foliated rocks and Devonian to Permian metamorphic rocks, as well as unconsolidated or poorly consolidated Quaternary or Tertiary sediments.

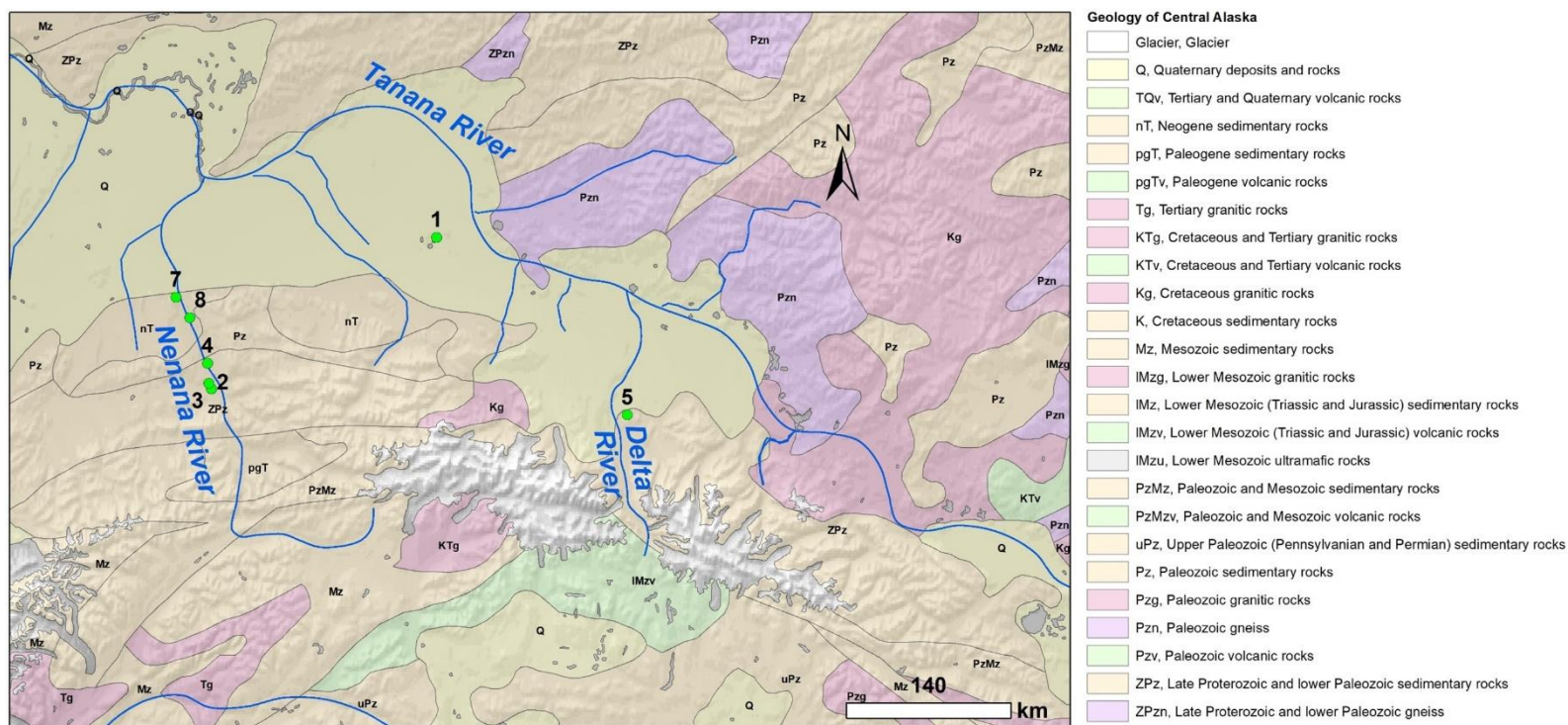


Figure 5.71: Geological map for the Central Alaska area. The colors are generalized according to lithologies and the labels are distinguishing the time-specific attributions (modified from Reed & Bush 2005; Alaska Department of Natural Resources).

5.4.2.1 Sites under study

The selected archaeological sites (Dry Creek, Walker Road, Little Panguingue Creek, McDonald Creek, Hurricane Bluff and Britannia Yukon hill) are all characterized by the presence of artifacts related to human occupation (lithic and bone material) dating from the Late Pleistocene to the Holocene periods, and buried in relatively undisturbed loess accumulations. The thickness of the loess deposits under study vary between almost a meter to more than 3 m and are composed of eolian silts and sand units overlying glaciofluvial deposits (Thorson & Hamilton 1977; Goebel *et al.* 1997, 2016; Potter *et al.* 2007; Graf *et al.* 2015, 2016; Gómez-Coutouly *et al.* 2019). Most of these sites contained early archaeological occupations (Cultural Components – CC) associated to the initial settlement of human groups in Central Alaska (Eastern Beringia). The two geoarchaeological sites under study (Birch Creek Ridge and Nenana Valley Site) failed to provide an early archaeological potential, but were added to this corpus to document an expanded area and to allow the observation of non-archaeological sediments. The stratigraphical settings of the analysed sites are presented and described below and the geoarchaeological profiles can be found in section 1.5.2 of this thesis.

5.5 Methodology

5.5.1 Sampling

Since the initial focus of this project was the age determination of the archaeological occupations by luminescence dating (see chapter 4), sampling was conducted accordingly, with a non-systematic collection focussing on the archaeological occupation layers in loess sections. Many supplementary samples were also collected throughout the profiles in order to construct geochronological frameworks.

Therefore, loess material was collected from stratigraphic exposures following a sampling method adapted for luminescence dating, similar to the procedure described in Hardy & Forget Brisson (2017; or see Duller 2008). Copper or PVC tubes were inserted into the sedimentary material, depending on the thickness of the stratigraphic layers of interest. Samples were collected during archaeological excavations on fresh exposures.

Our sample corpus consists of 9 samples from 2 distinct profiles at the Dry Creek archaeological site (DC11a and DC11b), 6 samples from a single profile at the Walker Road archaeological site (WR15), 17 samples from a single profile at the Little Panguingue Creek archaeological site (LP16), 5 samples from a single profile at the Birch Creek Ridge geological site (BCR11), 1 sample from the Nenana Valley Site geological test pit (NVS1), 24 samples from 2 distinct profiles at the McDonald Creek archaeological site (McD14a and McD14b/McD16), 8 samples from a single profile at the Hurricane Bluff archaeological site (HB15) and 9 samples from a single profile at the Britannia Yukon Hill archaeological site (YBC-03). Samples from an outwash in the Tanana River valley and gravel underlying the Walker Road loess deposits were added to the dataset (McD14-out and WR15-INF, respectively), as well as modern sediment samples from the Nenana and the Tanana rivers, collected from the actual riverbanks near the archaeological site locations (NE0 and TA0-1, respectively). A modern eolian sample was also collected on the roof of a house in the Fairbanks area following a dust storm in 2016 by J. Esdale (TA0-2).

5.5.2 Sample preparation

Preparation protocol for the luminescence dating part of this study is described in Forget Brisson *et al.* (2020; section 3.4.3 and in section 4.5.2). Characterization procedures (XRD, ICP-MS and carbon quantification) were carried out on pulverised bulk samples. Granulometric measurements were achieved on bulk samples.

5.5.3 Analyses and protocoles

Luminescence dating measurements were carried out on the feldspars signal, following the LPH-IRSL protocol following procedures outlined in Forget Brisson *et al.* (2020).

The grain-size measurements were performed using a Microtrac Bluewave S3500 laser diffraction analyser with a standard protocol for bulk samples, with an ultrasound pre-treatment to deflocculate the particles. Particle-size distribution were obtained through the Microtrac FLEX software and data were analysed using the Gradistat software from Blott & Pye (2001).

Mineralogical composition was determined semi-quantitatively via X-ray diffraction (XRD) using a Bruker D5000 equipped with a Co tube. Bulk samples were powdered and mounted in a non-oriented way. Scanning was achieved as followed: 3 to 85° 2 Thêta, 0.02° 2 Thêta, with 0.3 s increment. Results were interpreted using the Eva software from Bruker.

Geochemical compositions were determined through ICP-MS analysis on pulverised bulk samples following successive acid digestion procedures (HNO₃, HClO₄, HF and HCl) by Bureau Veritas in Vancouver.

Quantification of organic and inorganic carbon content was achieved on pulverized bulk samples using a Carlo Erba (NC2500) elementary analyser, following fumigation and combustion procedure.

5.6 Results and observations

5.6.1 Geochronology

Luminescence age results were obtained for all 73 samples collected in 10 loess stratigraphic profiles, from 6 archaeological sites and 2 geoarchaeological sites. The reader is referred to chapter 4 for details about procedures, results and performance of the method. The results are listed and presented as chronostratigraphic profiles in tables 5.43 to 5.45, and in figure 5.72, respectively.

The collection of a significant number of samples in deposits of limited thickness, also characterized by rapid sedimentation rates, often lead to the obtention of age reversal of various scales, regardless of the geochronological method used. In order to refine the chronological sequence obtained by luminescence dating and allow sedimentation rates determination in the loess profiles under consideration, Markov Chain Monte Carlo (MCMC) model from Peng (2020) was used with R. This probabilistic model based on random sampling is considering intrinsic variability within the IRSL data for the samples from a single section, as well as stratigraphic constraints. The Central Age Model (CAM; Galbraith *et al.* 1999) was used for age calculation for these well-bleached samples. MCMC IRSL ages are shown in tables 5.43 to 5.45. The McD16 samples were excluded from the modelling due to the systematic underestimation of the IRSL age results obtained (see chapter 4). It has to be noted that the use such model which modify the *as measured* ages results can raise some questions, the main one being the overinterpretation of the results, beyond what can be undoubtedly assessed. In this present case, the MCMC age results are solely used for sedimentation rates determination, and not for temporal interpretation. This reduces the risks of chronological misinterpretation or overinterpretation in this present context.

Table 5.43: IRSL age results and sedimentation rates for the Nenana River Valley loess sections

River valley	Site	Sample	Depth (m)	IRSL age (ka)		MCMC IRSL age (ka)		Sedimentation rates ² (m/ka)
					err		err	
Nenana	Birch Creek Ridge	BCR11-5	0.30	7.2	0.6	7.2	0.7	0.44
		BCR11-4	1.00	8.6	0.5	8.7	0.5	
		BCR11-3	1.75	16.9	0.8	14.4	0.3	1.30
		BCR11-2	2.00	15.2	0.7	14.6	0.2	
		BCR11-1	2.25	13.0	1.0	14.8	0.2	
	Dry Creek	DC11a-5	0.30	5.1	0.5	5.2	0.6	0.05
		DC11a-6	0.41	8.0	0.8	8.0	0.8	
		DC11a-7	0.54	9.8	1.4	10.1	1.2	
		DC11a-8	0.73	13.9	1.1	12.7	0.6	0.54
		DC11a-9	1.03	12.8	0.6	13.2	0.5	
		DC11b-1	0.55	5.5	0.4	5.5	0.4	0.06
		DC11b-2	0.75	7.7	0.5	7.7	0.5	
		DC11b-3	0.90	11.2	0.8	11.2	0.8	
		DC11b-4	1.05	14.4	0.9	14.6	0.8	
	Little Panguingue Creek	LP16-17	0.18	3.6	0.3	3.6	0.3	0.07
		LP16-14	0.53	8.6	0.4	8.3	0.4	
		LP16-13	0.58	8.8	0.4	8.8	0.3	0.26
		LP16-12	0.61	9.3	0.5	9.3	0.3	
		LP16-11	0.71	9.5	0.6	9.6	0.3	
		LP16-8	0.92	10.5	0.5	10.1	0.3	
		LP16-5	1.09	9.7	0.5	10.3	0.3	
		LP16-4	1.14	10.3	0.5	10.6	0.3	
		LP16-3	1.19	11.4	0.5	11.0	0.3	
		LP16-2	1.24	11.2	0.6	11.4	0.3	
		LP16-1	1.33	11.5	0.5	11.7	0.3	
	Walker Road	WR15-6	0.25	2.3	0.1	2.3	0.1	0.05
		WR15-5	0.50	5.3	0.2	5.3	0.3	
		WR15-4	0.60	10.2	0.6	10.3	0.7	
		WR15-3	0.75	13.1	0.6	12.9	0.4	
		WR15-2	0.80	12.9	0.6	13.5	0.6	
		WR15-1	0.90	27.2	1.4	26.1	1.2	0.01

Table 5.44: IRSL age results and sedimentation rates for the Tanana River valley loess sections.

River valley	Site	Sample	Depth (m)	IRSL age (ka)		MCMC IRSL age (ka)		Sedimentation rates ² (m/ka)
				err		err		
Tanana	McDonald Creek	McD14a8	0.36	7.9	0.4	7.9	0.4	0.09
		McD14a7	0.48	9.8	0.4	9.9	0.4	
		McD14a6	0.59	11.3	0.5	11.3	0.4	
		McD14a5	0.72	12.5	0.5	12.4	0.5	
		McD14a4	0.86	13.3	0.6	13.5	0.6	
		McD14a3	0.98	18.6	1.6	17.1	0.9	0.27
		McD14a2	1.29	18.3	1.1	18.2	0.8	
		McD14a1	1.55	17.9	1.2	19.2	1.0	
		McD14b8	0.27	4.6	0.3	4.6	0.3	0.06
		McD14b7	0.42	8.7	0.5	8.6	0.5	
		McD14b6	0.54	10.7	0.5	10.4	0.4	
		McD14b5	0.655	10.7	0.5	11.0	0.5	
		McD14b4	0.75	12.8	0.6	12.8	0.5	
		McD14b3	0.84	14.6	0.7	13.8	0.4	0.17
		McD14b2	0.93	13.3	0.6	14.2	0.5	
		McD14b1	1.11	15.9	0.9	15.4	0.4	
		McD16-8	1.38	12.5	1.1	-	-	-
		McD16-7	1.70	12.0	0.9	-	-	-
		McD16-6	2.00	12.1	0.9	-	-	-
		McD16-5	2.30	10.4	1.0	-	-	-
		McD16-4	2.40	11.7	0.8	-	-	-
		McD16-3	2.59	10.6	1.0	-	-	-
		McD16-2	2.90	12.9	1.4	-	-	-
		McD16-1	3.20	13.5	1.0	-	-	-

Table 5.45: IRSL age results and sedimentation rates for the Delta and Yukon River Valley loess samples

River valley	Site	Sample	Depth (m)	IRSL age (ka)		MCMC IRSL age (ka)		Sedimentation rates ² (m/ka)
					err		err	
Delta	Hurricane Bluff	HB15-8	0.43	0.64	0.05	0.6	0.1	0.33
		HB15-7	0.75	1.6	0.1	1.6	0.1	
		HB15-6	1.15	2.3	0.1	2.4	0.1	0.25
		HB15-5	1.18	3.4	0.2	3.4	0.2	
		HB15-4	1.37	4.8	0.2	4.8	0.2	
		HB15-3	2.46	6.9	0.3	6.9	0.3	
		HB15-2	2.78	7.9	0.4	8.0	0.4	
		HB15-1	2.88	10.2	0.5	10.2	0.5	
Yukon	Britannia Yukon Hill	YBC-03-8	0.065	10.9	0.6	10.8	0.6	0.11
		YBC-03-7	0.165	12.4	0.5	12.1	0.4	
		YBC-03-6	0.265	12.1	0.6	12.6	0.5	
		YBC-03-5	0.365	39	2.5	-	-	-
		YBC-03-4	0.465	14.4	0.6	14.0	0.5	0.18
		YBC-03-3	0.565	15.6	0.8	14.6	0.4	
		YBC-03-2	0.665	13.9	0.6	14.9	0.4	
		YBC-03-1	0.765	15.2	0.8	15.7	0.6	
		YBC-03-0	1.03	17	0.8	17.2	0.8	

² Sedimentation rates were calculated following the profile section discriminated by the clusters discriminated by geochemical PCA (see section 5.7.1.2, figures 5.81 and 5.82).

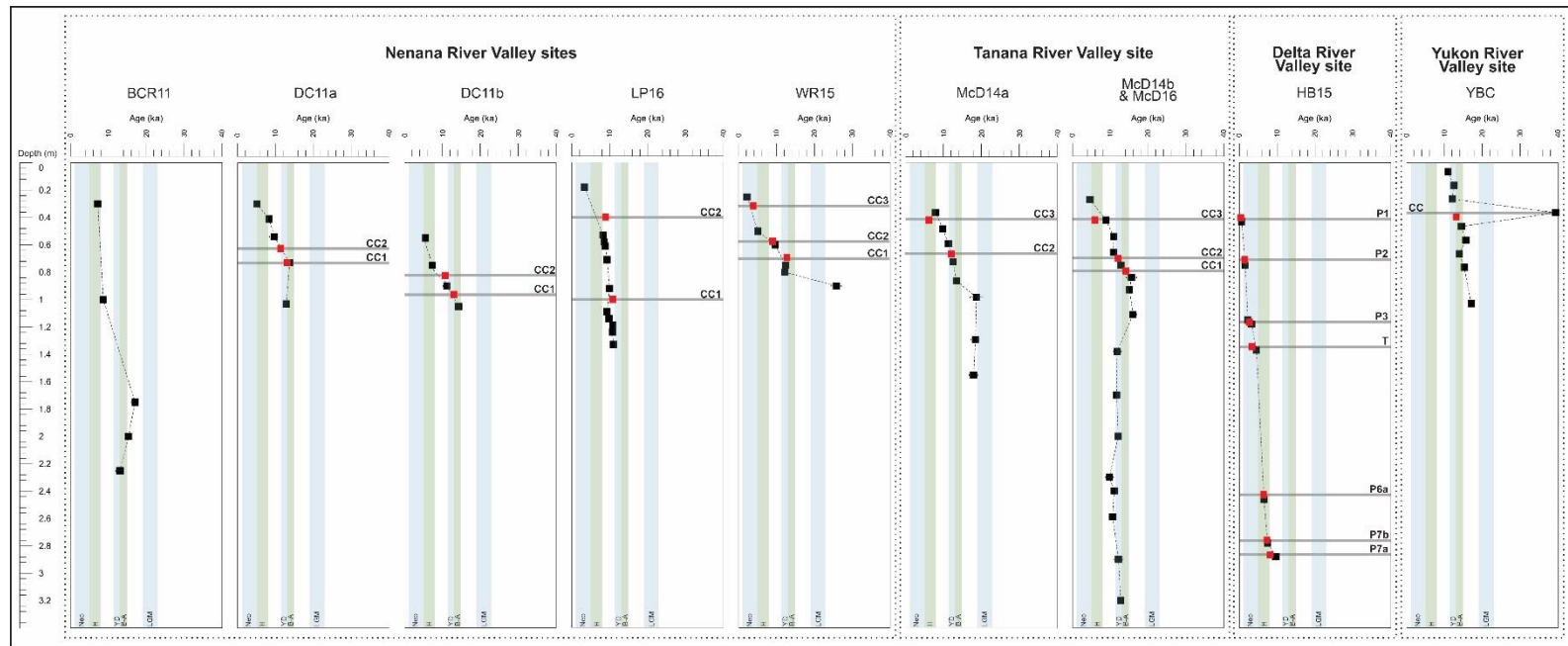


Figure 5.72 : Measured luminescence age results (black squares) as a function of depth obtained for 9 loess stratigraphic profiles, in 6 archaeological sites (Dry Creek: DC11a and DC11b, Little Panguingue Creek: LP16, Walker Road: WR15, McDonald Creek: McD14a and McD14b/McD16, Hurricane Bluff: HB15, Britannia Yukon Hill: YBC) and 1 geoarchaeological site (Birch Creek Ridge: BCR11). Age controls (red squares) are added on the profiles, in association to the dated elements (CC: cultural occupation, P: paleosol, T: tephra). Major climatic periods are shown on the chronological axis. Blue bands show cooler periods (Neo: Neoglaciation, YD: Younger Dryas, LGM: Last glacial Maximum) and green bands show warmer periods (H: Hypsithermal, B-A: Bølling-Allerød).

5.6.2 Grain-size analysis

Grain-size modes and compositional proportion between clay, silt and sand are displayed in figure 5.73 and 5.74. Granulometric data distribution can be seen in supplementary data (figures S5.95 to S5.101).

Compared to the grain-size mode of the average loess deposits (*i.e.* $\sim 30 \mu\text{m}$), these Central Alaskan loess samples are characterized by a slightly coarser average grain-size mode of $42 \mu\text{m}$. Furthermore, samples are defined by a large variance, with a grain-size mode ranging between 29 and $273 \mu\text{m}$. These sediments could thus be defined more precisely as coarse loess and eolian sand.

Considering the grain-size mode, four distinct observations can be made in the loess profiles under study:

- 1) A general fining upward in the upper section of the profile, and oscillating sand grain-size in the basal sandy unit (lower 1.4 m) at the McDonald Creek archaeological site (McD14a and McD14b/McD16);
- 2) A finer particle-size mode, characterized by the inverse situation described before (1), where samples are slightly coarser upward at the Walker Road archaeological site (WR15). This upper « sand bulge » have also been identified in loess profiles located in the Shaw Creek area (N-E of the study area; Dilley 1998);
- 3) A relatively constant grain-size mode throughout the profiles (HB15, DC11a, DC11b, BCR11 and YBC); and
- 4) A rather unusual situation at the Little Panguingue Creek archaeological site (LP16), where the samples are characterized by a great variability in the grain-size mode all along the profile, where modes range from 48 to $272 \mu\text{m}$. Samples granulometric distributions are sometime bimodal and even trimodal, as can be seen in figure 5.73.

Clay, silt and sand proportions of the samples indicate that Central Alaskan loess are generally coarser than the average loess deposits at the planetary scale, including more sand-size fraction and less clay (figures 5.73 and 5.74). Clay fraction range overall between 0 and 3 % with an average of 1 %. In most profiles (McD14, McD14b, DC11 and BCR11), shallower samples include clay-size particles, while no sample contains these fine particles in the HB15 and YBC profiles, and all samples contain clay at Walker Road (WR15). The situation is still peculiar in the LP16 profile, where clay-size bearing samples are dispersed throughout the loess profile, with a very slight increase closer to the surface.

Silt and sand contribution in the samples are inversely shadowing each other. Silt content is ranging between 1 and 87 %, averaging 54 %, and sand content range between 12 and 99 %, with an average of 45 %. In the Tanana River Valley, at the McDonald Creek archaeological site (McD14a and McD14b/McD16), samples collected in the upper ~70 cm are characterized by 80 % to 90 % silt content. At both profiles, nearing the depth of ~1 m, silt content lower significantly (~25 %), transitioning, at depth, to a considerably coarser unit containing only about 5 % of silt-size particles, and then 1 % in the sand unit. Outside of the Tanana River Valley, no such trend is characterizing the BCR11, DC11a, DC11b, LP16, WR15 and HB15 loess profiles. A slight decrease in silt-size and increase in sand-size particles can be observed at the YBC loess profiles. On the other hand, silt-size particle proportions vary between the profiles, with higher proportion at the BCR11 (~81 %), YBC (~79 %), HB15 (~72 %), DC11a and DC11b (~70 %), and lower content at WR15 (~56 %) and LP16 (~42 %).

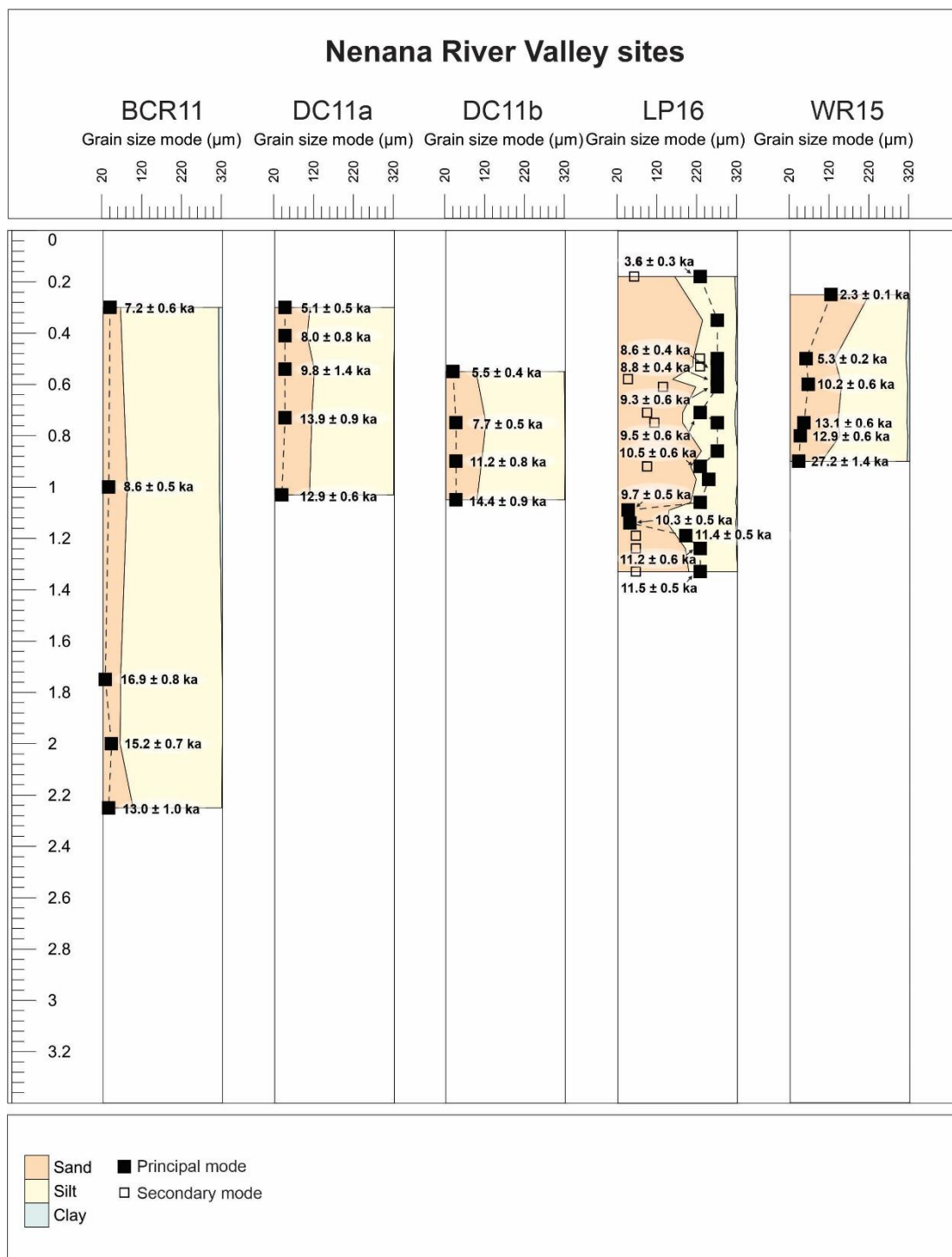


Figure 5.73 : Grain-size mode(s) and proportions between clay, silt and sand (summed to 100 %) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valley.

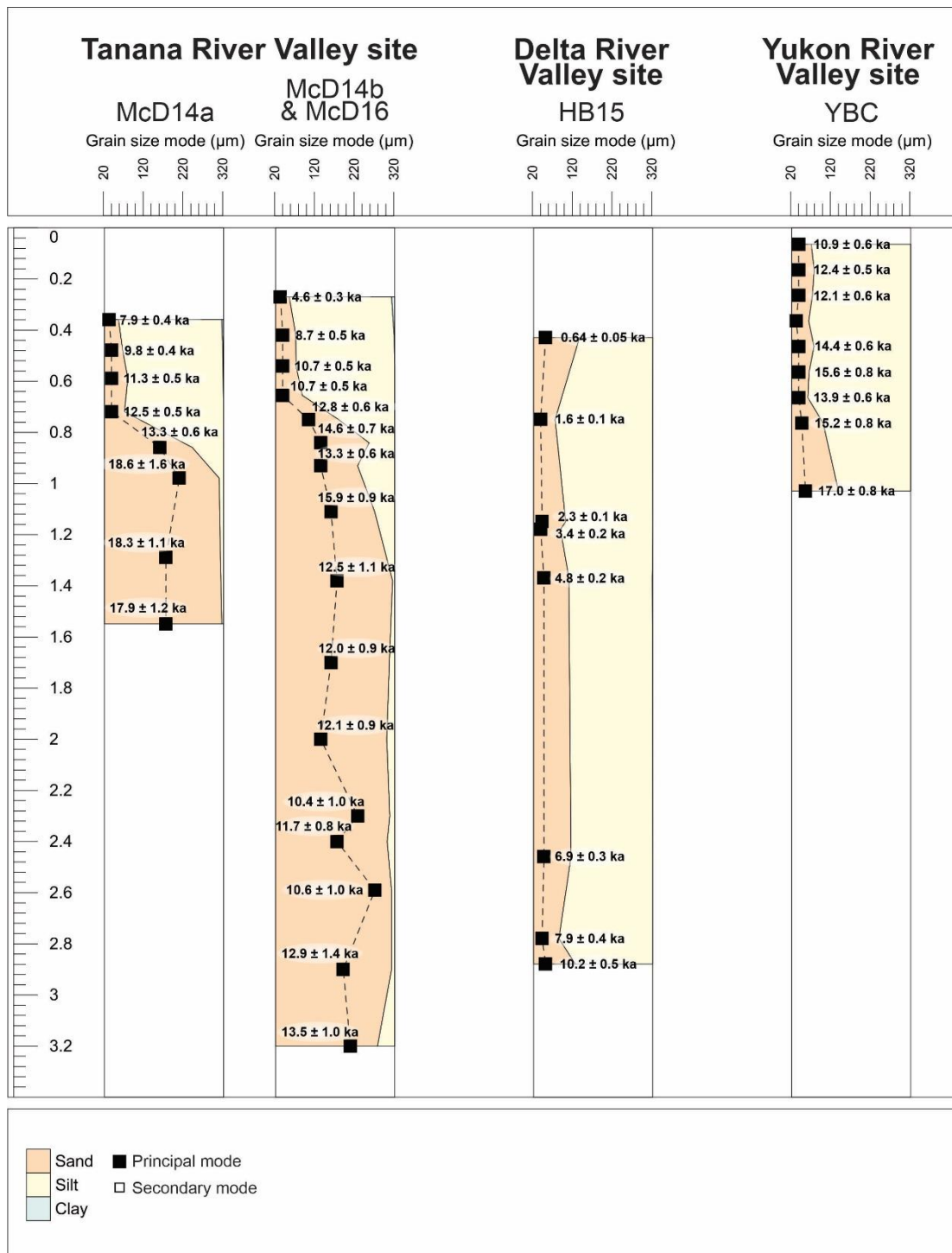


Figure 5.74 : Grain-size mode(s) and proportions between clay, silt and sand (summed to 100 %) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

5.6.3 Mineralogy

Quartz, plagioclase, potassic feldspar, carbonate and clay minerals are the most common minerals found in loess deposits at the planetary scale (Pye 1987; Péwé 1975; Muhs 2018). Central Alaskan loess deposits are, for their part, generally composed of quartz, plagioclase, micas (muscovite), chlorite, potassic feldspar and heavy minerals (Péwé 1955; Muhs *et al.* 2003, 2008, 2018; Muhs & Budahn 2006).

In agreement with the composition of the majority of loess deposits on a global scale, in the loess samples under study, quartz is definitely the most common mineral, accounting for an average of 50 % (between 35 and 70 %) of the sample compositions. Feldspar minerals are represented in the corpus by albite, microcline and orthoclase. The proportions of these minerals are represented in figures 5.75 and 5.76, where the relative abundance of albite compared to potassic feldspar can be noted. Muscovite and clinochlore also display relatively high content and their relative abundances are displayed in figures 5.77 and 5.78. Hornblende, kaolinite, pyroxene and calcite are present in small amount in some samples. Mineralogical assemblages of the samples are shown in figures S5.102 to S5.109.

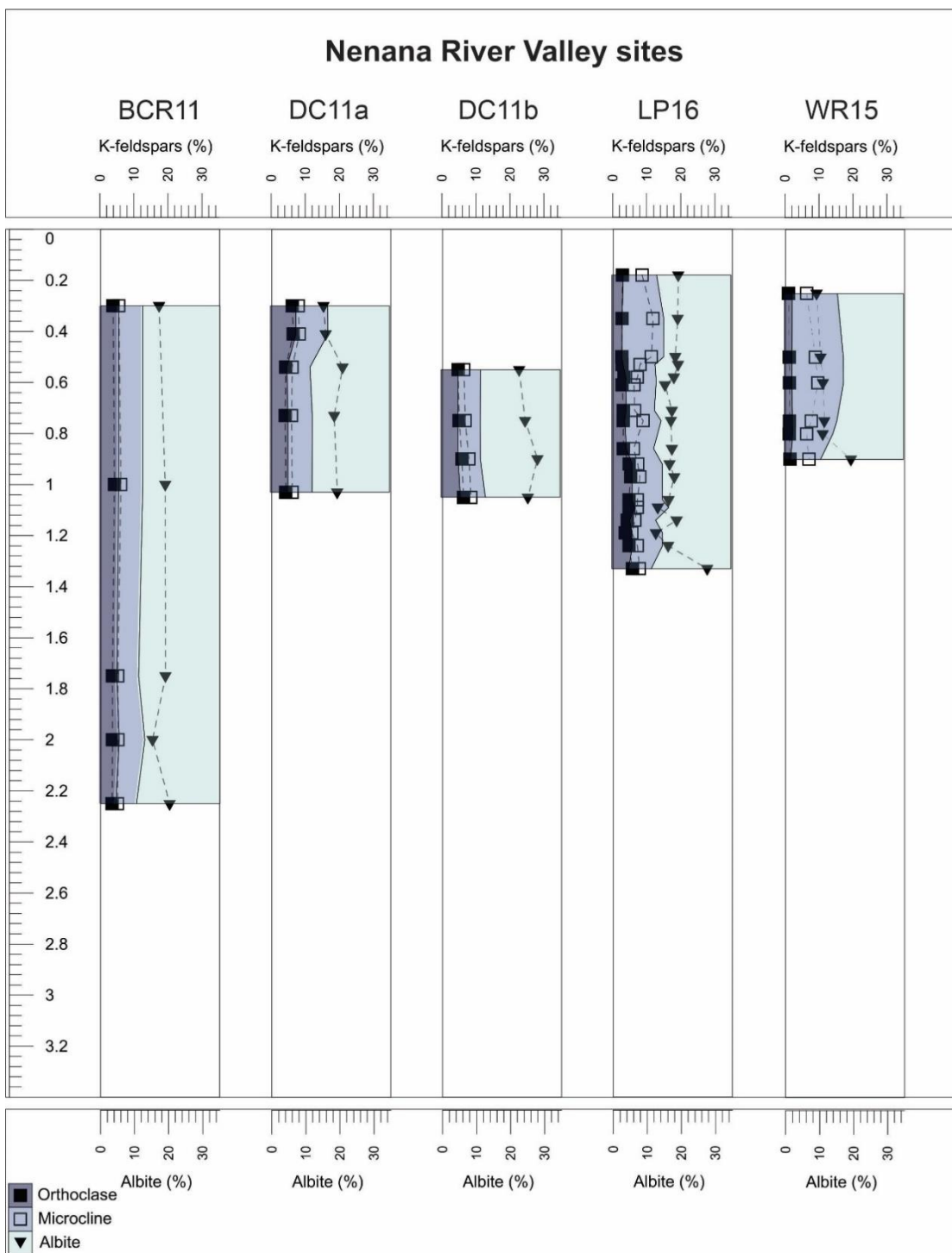


Figure 5.75 : K-feldspar (orthoclase and microcline) and albite content (%) as well as their relative abundances (summed to 100 %) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valley.

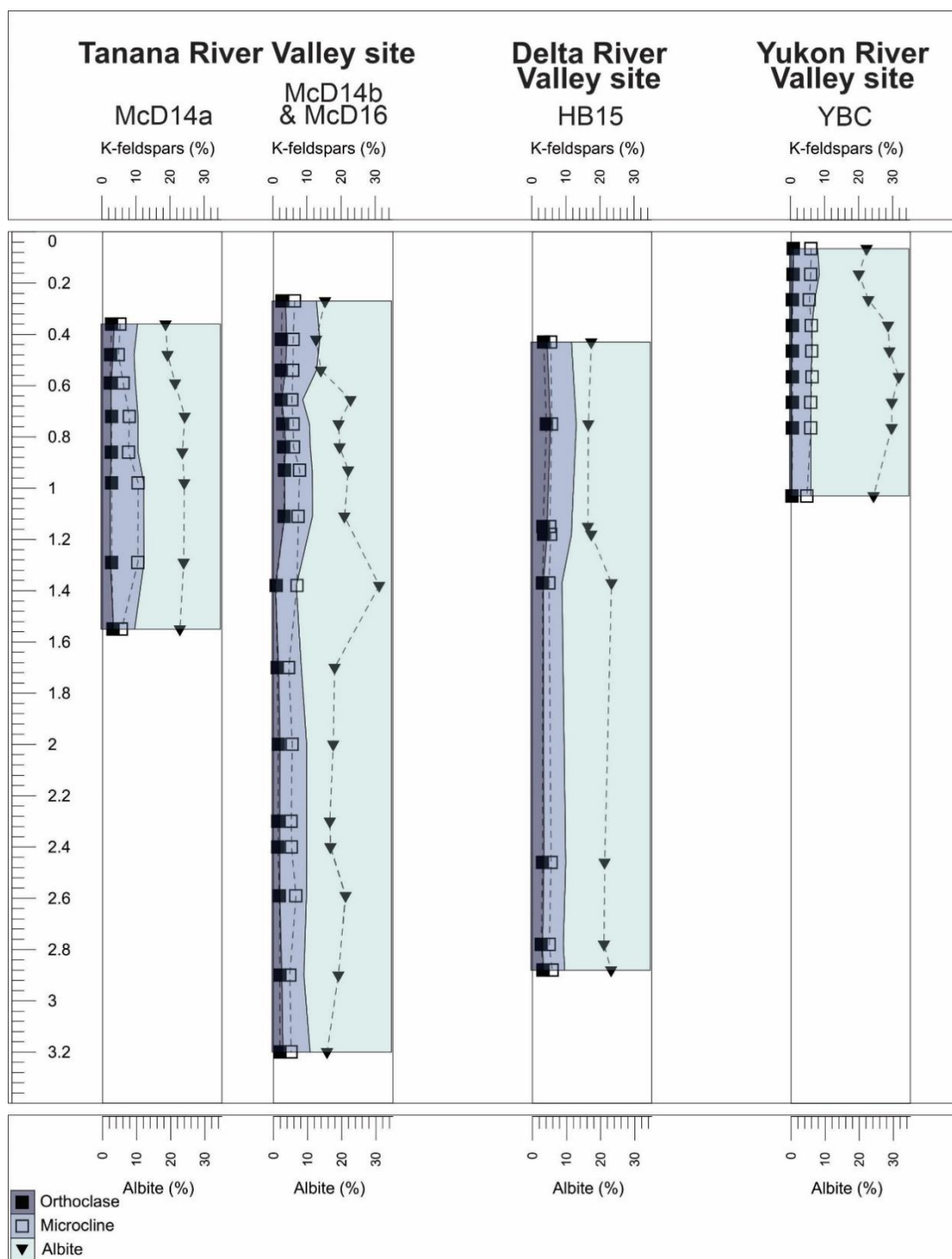


Figure 5.76 : K-feldspar (orthoclase and microcline) and albite content (%) and their relative abundances (summed to 100 %) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

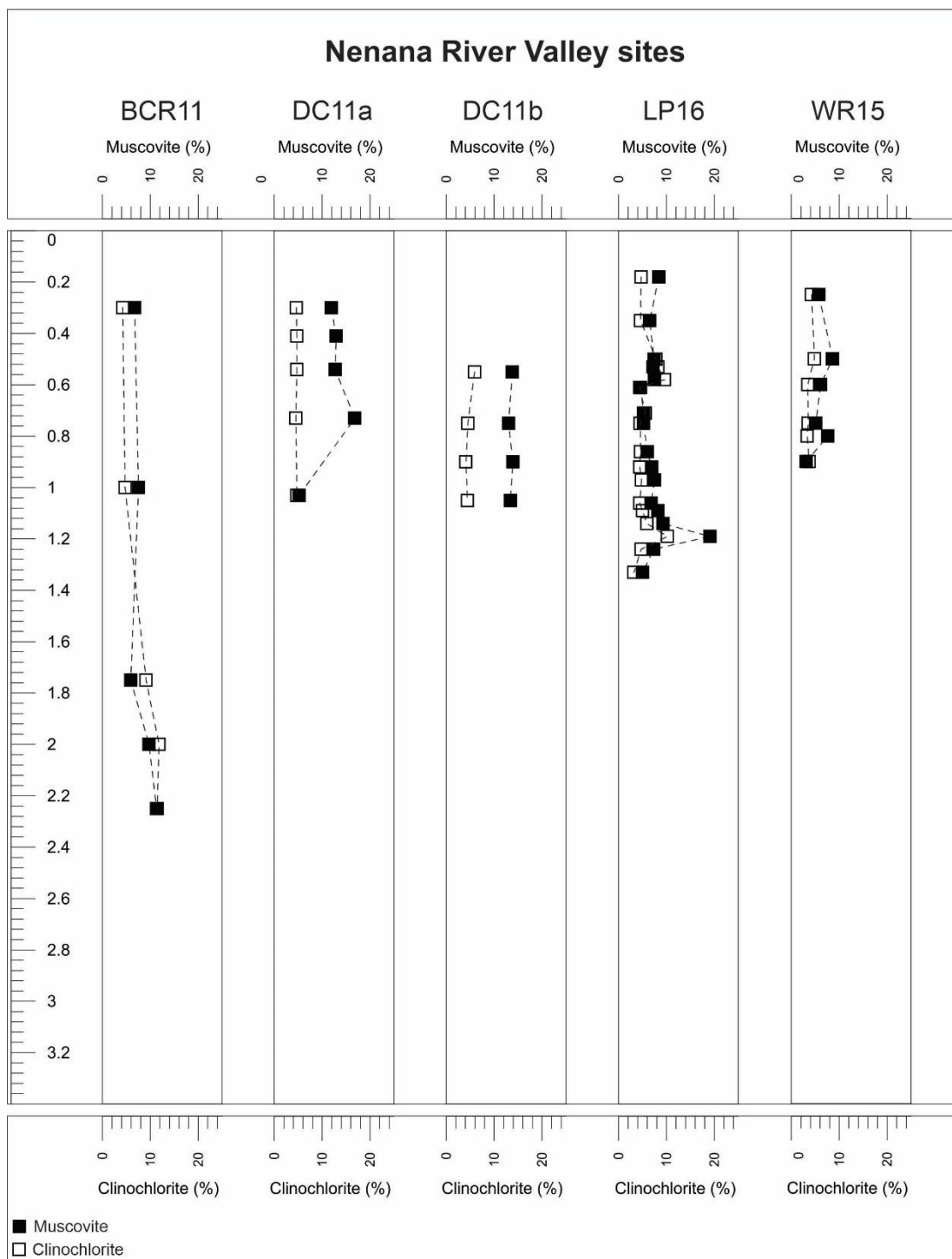


Figure 5.77 : Muscovite and clinoclhorite relative abundances (%) in function of depth in l ess profiles from the Nenana River valley.

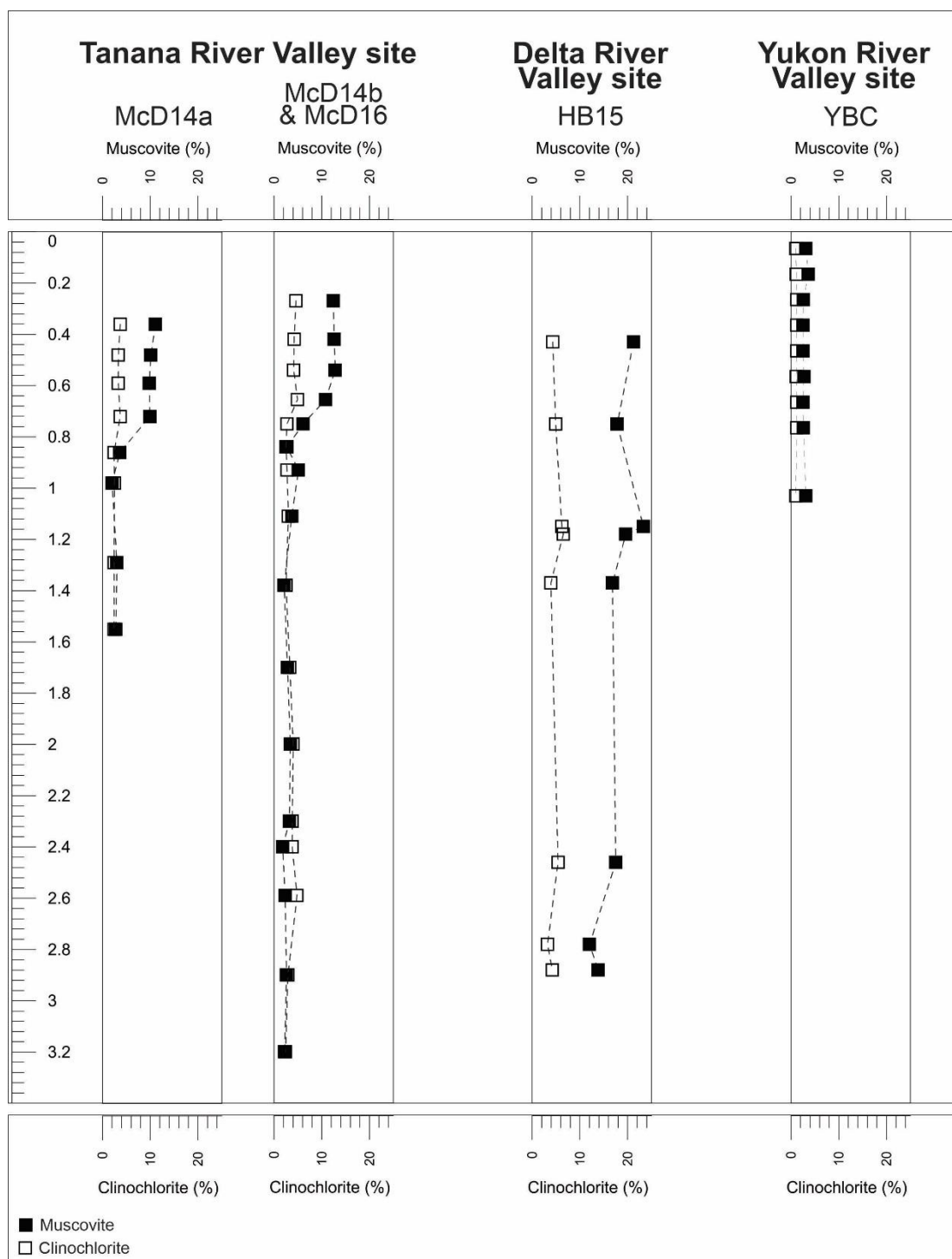


Figure 5.78 : Muscovite and clinochlorite relative abundances (%) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

5.6.4 Geochemistry

Following Pye (1987), worldwide typical loess deposits contain between 50 and 75 % of SiO₂, between 6 and 15 % of Al₂O₃, between 2 and 7 % of Fe₂O₃, between 0.5 and 15 % of CaO, between 0 and 5 % of MgO, between 1 and 6 % of K₂O, between 1 and 4 % of Na₂O, between 0.5 and 1.0 % of TiO, between 0.02 and 0.2 % of MnO and between 0.1 and 1.0 % of P₂O₅. The concentrations of major elements slightly vary in the data corpus under study, where quite high Al₂O₃ contents are recorded, ranging between 10 and 16 %, and averaging 13.2 %. Fe₂O₃ is also quite high, varying between 3 and 9 % and averaging 6 %. CaO abundances vary throughout the McDonald Creek and Britannia Yukon Hill profiles, where we can observe a decrease upward, with value from ~8 to 2 %. MgO is following the same trend at the McDonald Creek archaeological site, where values are varying from ~4 to 2 % upward. Similar to the typical loess geochemical portrait, K₂O content is averaging 2.1 %, while the average value for Na₂O is 1.8 %, 0.8 % for TiO, 0.1 % for MnO and 0.2 % for P₂O₅.

5.7 Discussion

5.7.1 Loess characterisation and paleoenvironmental reconstruction

5.7.1.1 Grain-size component

Since particle-size is one of the fundamental physical properties of a sediment, grain-size analysis is often viewed as a powerful tool, providing information concerning the origin, the transport and sedimentation processes of particles (*e.g.* Blott & Pye 2001; Újvári *et al.* 2016). In the case of loess deposits, the links between grain-size and environmental conditions are manifold, and sometimes complex where a single element can result in different outcomes depending on circumstances. Here are listed the major environmental parameters contributing to grain-size partitioning in loess deposits and the indices allowing paleoenvironmental reconstruction:

- Distance from the source sediment area (transport distance), where grain-size should be inversely proportional to the distance to the source (Péwé 1975; Handy 1976; Pye 1987, 1995; Tsoar & Pye 1987; Antoine *et al.* 2001; Muhs *et al.* 2003; Muhs & Bettis 2003; Veizer & Mackenzie 2004; Vandenberghe 2013; Sprafke & Obreht 2016; Újvári *et al.* .2016; DiPietro 2017; Muhs 2018).
- Sediment availability in the source area, where high sediment productivity from glacial erosion could be correlated to high sedimentation rates and inversely (Tsoar & Pye 1987; Vandenberghe 2013; Újvári *et al.* .2016).
- Intensity, pattern, direction and structure of the local and regional winds, having a significant impact on loess deposit location, size of particles being lifted up and carried by wind, and erosion processes (Tsoar & Pye 1987; Vandenberghe 2013, Pye 1995; Újvári *et al.* .2016; DiPietro *et al.* 2017; Zeeden *et al.* 2018).
- Extent and vegetation type, where high vegetation cover will limit sediment availability in the source areas but allow a more efficient trapping of loess sediment at the accumulation sites (Pye 1995; Muhs *et al.* 2003, 2018; Újvári *et al.* .2016; DiPietro *et al.* 2017).
- Effective precipitations, where higher precipitation rates could be correlated with higher vegetation cover, soil development, humidity level, this having a considerable impact on sediment availability and loess accumulation (trapping; Tsoar & Pye 1987; Vandenberghe 2013).

By considering only some of these factors, it has been acknowledged in the past that periods of high loess production and accumulation was concordant with pleniglacial stages (Péwé 1975; Muhs & Bettis 2003). However, through the more complete and adequate considerations of the aforementioned factors, it is now mostly accepted that periods characterized by climatic transitions are those where loess production and accumulation are the highest and are, contrariwise, less important during climatic extremes (Follmer 1996; Vandenberghe 2013; Jensen *et al.* 2016). Extreme climatic

conditions are typically characterized by high wind intensity, which can result in a high grain mobilization capacity. On the other hand, high deflation will also result in high erosion. Moreover, extreme climatic conditions are characterized by low vegetation cover. Although this can increase sediment availability in source areas by decreasing the cohesion between grains, low vegetation cover often results in an important decrease in trapping probability by reducing the accumulation sites and an increase in the likelihood of sediment remobilisation and erosion. Consequently, periods of high loess accumulation rates better correlate with climatic transition periods, where sediment production in source areas is high, wind intensity is moderate and there is high surface rugosity caused by higher vegetation cover (Follmer 1996; Jensen *et al.* 2016). The observation of figure 5.72 tends to validate this hypothesis since late-glacial loess is abundant in the profiles under study, in contrast to absence of pleniglacial loess. This also corroborates the hypothesis of Thorson & Bender (1985) and Dilley (1998) that loess accumulations, at least in the Nenana River valley (and more generally in Central Alaska), are almost exclusively interglacial and that glacial periods were rather characterized by deflation and erosion.

With this in mind and by considering all of the factors previously mentioned affecting grain-size distribution in a loess deposit, we pointed out some indices that contribute to the question of source identification and paleoenvironmental reconstruction in the context under study. Regarding figures 5.69, 5.73 and 5.74, and if, following Hopkins (1979), Pye (1987) and Muhs *et al.* (2014): 1) there is a high probability that the rivers draining meltwater from glaciers and from glacial outwash are the main material sources for down valley loess deposits; 2) there is a high proportion of the loess particles that were transported by katabatic wind flowing down valley from the glaciers; and considering 3) the decreasing proximity to the glaciers of the Dry Creek, Walker Road, Little Panguingue Creek and Birch Creek Ridge sites; we cannot corroborate the hypothesis stipulating that the deposits are thicker near the glacial source and that the

principal source areas for the loess material could be identified by simply monitoring the thickness of these deposits (e.g. Péwé 1955; Handy 1976; Thorson & Bender 1985; Guthrie 1990; Muhs & Bettis 2003; Muhs & Budahn 2006; Roberts 2008; Muhs *et al.* 2014). Contrarywise, deposits are the thickest at the Birch Creek Ridge site, intermediary at the Little Panguingue site and the thinnest at Dry Creek and Walker Road, where thickness of deposits are of similar magnitude. This shows that proximity to the primary glacial source is not, in these valleys, the factor determining the thickness of these deposits. Erosion processes could therefore be of significant importance, as well as preferential deposition.

The other loess profiles under study do not have any comparative in a common river valley in terms of a longitudinal distribution. However, we can notice that the deposits are considerably thicker at the McDonald Creek and Hurricane Bluff archaeological sites in the Tanana and Delta River Valleys, respectively, and of moderate thickness at the Britannia Yukon Hill site in the Yukon River Valley. This could suggest that there is a stronger connectivity between the glacial source(s) and the sedimentation areas in these three river valleys when compared to the Nenana River Valley. It should be noted that the McD14b loess profile, located further inland on the bluff, appears to have been more prone to loess accumulation than the McD14a profiles, located near the bluff, less sheltered from the wind.

Considering sedimentation rates calculated using MCMC IRSL ages (see tables 5.43 to 5.45), we can notice that in the Nenana River valley, high sedimentation rates have persisted during the Late Pleistocene and have dropped to much lower values during the Holocene Period. The sedimentation rates at the Birch Creek Ridge have however remained at high values during the Holocene, although it is much lower than during the Late Pleistocene. The same is observed at McDonald Creek, in the Tanana River valley. On the other hand, high sedimentation rates have persisted at the Hurricane Bluff site.

Overall, this suggests high sedimentary availabilities during the Late Pleistocene period. The proximity of the Hurricane Bluff site to its upstream related glacier field, combined with strong local wind (Dilley 1998), might explain the persistence of its high sedimentation rates during the Holocene.

Furthermore, it has been stated that particle-size could be a good indicator of the proximity between the accumulation site and the source material area (Péwé 1975; Pye 1987; Begét *et al.* 1990; Bettis *et al.* 2003; Bateman 2008; Fuchs & Owen 2008; Muhs *et al.* 2013, 2018; Marković *et al.* 2018). The grain-size variability through time could thus give some indications about the displacement of the ice front over time according to climatic oscillations. Through the observation of grain-size modes, as well as the contribution of silt and sand of the grain-size distributions (figures 5.73 and 5.74), we cannot, once again, identify a general trend confirming a straightforward link between these variables and climate changes. Grain-size modes are quite similar at the Dry Creek (~45 μm) and Birch Creek Ridge (~35 μm) loess profiles, the closest and the farthest from the Nenana River valley glacier source, respectively. Loess profiles located between the latter sites (Walker Road and Little Panguingue Creek) are, for their part, characterized by higher mean grain-size modes (averaging 65 μm and 225 μm , respectively). While grain-size modes are quite constant throughout the profiles at Dry Creek and Birch Creek Ridge, more variability is observed at the Walker Road and Little Panguingue sites.

In both profiles of McDonald Creek (McD14a and McD14b/McD16), there is a noticeable fining of the grain-size modes initiated around 12 ka ago. At the Hurricane Bluff site, where the sampled portion of the profile is only exhibiting material that has been deposited during the Holocene period, the grain-size mode are also quite fine, similar to McDonald Creek younger than 12 ka levels. This suggest that a change, at the onset of the Holocene period, in the undefined combination of the parameters

having an influence on grain-size of a deposit (*e.g.* enhanced distance to the glacial source and weaker winds) is recorded at these two sites. A similar trend is seen in Yukon, at the Britannia Yukon Hill archaeological site, but 2 ka earlier, indicating the influence of the receding continental ice sheets initiated before the Alaska Range mountain glaciers (~16 ka; Dalton *et al.* 2020). This fining-upward tendency supports, as it was the case for the thickness deposits behavior, that there is an observable link between these three river valleys (Tanana, Delta and Yukon) and the glacial source. Such a link, once again, does not appear to be existing for the Nenana River sites. These latter sites appear to have a more local influence or a more complex loess accumulation situation.

Since there is a considerably high spatial variability in grain-size modes and distribution within a fairly limited radius in the Nenana River valley, the concept simply associating milder climate to finer grain-size, and inversely the colder climate to coarser grain-size (Vandenberghe 2013; Újvári *et al.* 2016; DiPietro *et al.* 2017; Zeeden *et al.* 2018) should not be considered as a universal fact. However, the concept seems to apply in the Tanana, Delta and Yukon River Valley sites, where those sites are characterized by a global fining upward of the grain-size modes. On the other hand, the high climate and environmental dynamism of the Late-glacial and Holocene periods does not seem to have imprinted with a higher resolution the grain-size record of the profiles under study in the latter sites, as it would have been thought, based on the literature.

With respect to the sand and silt proportions, we can observe in figure 5.73 and 5.74 that this variable is mirroring quite closely the grain-size mode trend, where the Dry Creek loess profiles are characterized by a sand proportion a little bit higher than Birch Creek Ridge, but quite moderate, with values averaging 30 % and 18 %, respectively. Also, in the Nenana River Valley, sand proportion are higher at Walker Road

(averaging ~42 %) and very high at Little Panguingue (averaging ~57 %). This value is moderate at the Hurricane Bluff site (~30 %) and low at the Britannia Yukon Hill site (~20 %). In the Tanana River Valley, sand proportions display a strong contrast along its profiles. At the McDonald Creek profiles, the sand is near 100 % in the lower part of the profile to ~15 % near the surface and this is once again the only location, in addition, more discreetly, to the Britannia Yukon Hill where climate dynamics could be inferred. The climate links established from the grain-size modes can thus be restated here, from the silt-sand proportions.

The Little Panguingue Creek variability in grain-size mode throughout the loess profile is notable and unique amongst the other sites under study, and is suggesting a more complex deposition setting. It is however interesting to note that a multi-component grain-size distribution has also been identified for the Dry Creek archaeological site by DiPietro *et al.* (2017). They proposed that the existence of a finer and a coarser grain-size component could be associated with change in wind competence that could be linked to climate change. While we are not able to validate this trend for the Dry Creek loess profiles where our dataset indicates a stable grain-size distribution through the profiles, we could however possibly infer such conclusion for the Little Panguingue Creek archaeological site. By contrast, since this situation is not observed in the nearby loess profiles, it might make more sense to attribute these observations to a local phenomenon, for example the sedimentation of cliff-top loess or from an unknown sedimentary input from higher grounds.

Besides, it is expected that a decrease in grain-size, as well as an increase in clay-size particles, could be linked to a pause, or a decrease in sedimentation rates, often correlates with soil development (Muhs *et al.* 2003). However, using particle-sizes analysis, the resolution of our sample set does not appear adequate to detect the presence of any paleosols in the loess profiles. Yet, it should be noted that the paleosols

in Central Alaska are poorly developed, possibly involving weak or short pedogenesis processes (Dilley 1998). Pedogenic development could also be masked by continued sedimentation of loess material through time (Sprafke & Obreht 2016), a phenomenon observed in Central Alaska during the Holocene period and even during present time (Pye 1987).

Considering the lack of systematic variability in grain-size mode and in sand and silt proportion through time in all the loess profiles except at the McDonald Creek and Britannia Yukon Hill archaeological sites (the stable proportions observed at Hurricane Bluff, in the Delta River valley, are most likely related to the fact that all loess samples are younger or equal to 10.2 ka), three hypotheses could be proposed:

- 1) Accumulation sites under study in the Nenana River Valley are located too far of the source material to record grain-size and silt and sand proportions changes related to climatic oscillations;
- 2) Variability in the grain-size mode distributions are too subtle to be detected in most profiles; and/or
- 3) Loess particles are derived from multiple sources and follow different patterns, complicating the granulometric portrait of the loess profiles under study.

To continue with the last point (3), wind patterns, intensity and direction must be taken into consideration. There is some confusion around the question of wind direction in Central Alaska during the last glacial cycle. According to Hopkins (1982), Lea & Waythomas (1990), Muhs *et al.* (2003) and DiPietro *et al.* (2017), main winds were mostly from the northeast, while Lagroix & Banerjee (2004) support wind direction from east to west during the last glacial cycle, and Péwé (1955), Hopkins (1979), Thorson & Bender (1985), Guthrie (1990) support a wind flow from the south. During interglacial periods, winds could rather have been mainly from north to south (Lagroix & Banerjee 2004), or from the south, specifically during the Holocene period (Froese

et al. 2005). Besides the question of the direction of major winds, some questions remains considering wind orientation(s) during transitional periods, seasonal variability, local patterns, as well as the impact of katabatic wind from different orientations (from the Brooks and Alaska Ranges) and valley winds from the end of the Pleistocene through the Holocene period. In that respect, source material investigations for loess accumulations in Central Alaska suggest, all types of wind combined (local, regional and katabatic), considerable air flow input from the north, but also from the south and the southwest (Muhs *et al.* 2003, 2018; Reuther *et al.* 2016; DiPietro *et al.* 2017). While it is proposed by Muhs *et al.* (2003, 2018) that winter and summer wind could have been responsible for the contribution of different source area for loess material, this idea is difficult to reconcile with the fact that material in source areas is mostly frozen and not available or very limited for transport by wind during winter times.

As wind patterns are quite difficult to predict with regard to the significant variability implicit to regional, local, sporadic and climatic conditions, attempts were made to hypothesize source and sedimentary patterns for loess material using geochemical results from our data corpus by inferring similarities.

5.7.1.2 Geochemical component

In situations where a thorough knowledge with regards to the geochemical portrait of the local and regional lithological sources is available, geochemical analysis on rocks or sediments can be used to perform source tracing. In this present case, where not enough data is available in the literature and where geochemical characterization of the vast area is beyond the scope of this study, geochemical analysis has been used with a considerably different aim. In the following section, geochemical component analysis has been used to explore the sedimentary supply and its evolution through time, where

it is supposed that a major change could be predominantly related to a change in source material or wind pattern.

In this manner, when considering geochemical data and using discriminating plots traditionally used to distinguish between different geological origins, some observations can be made among samples groups. For instance, figures 5.79 and 5.80 display Zr-Nb-Y plots used to discriminate between different type of oceanic basalts and continental tholeiites and Ti-Zr-Sr plot used to discriminate between various rock origins, respectively. Compositional variations can therefore be observed from one site to the other. On the other hand, even within a single archaeological or geological site, variations can be observed, indicating fluctuating conditions through time, possibly linked to a change in source material, erosional intensities and/or wind direction. Considering these plots, some facts can be outlined:

- 1) Most samples of the Dry Creek site stand apart from the ones from other sites. This could indicate a local sediment input, for instance from the sediments carried by the Dry Creek watercourse which is overlooked by the archaeological site. This local dynamic is also supported by the fact that the glacially derived sedimentary material is of a common source for all Nenana River Valley sites.
- 2) Hurricane Bluff samples are also grouped apart of the other samples, but to a lesser extent than those from Dry Creek site. Nonetheless, these sample overlap with some of the Walker Road samples. The relative seclusion of the HB samples could also indicate a local imprint of the Delta River sediment banks. This is supported by the fact that the Hurricane Bluff site is related to a distinct icefield (see figure 5.70), hence a distinct source material and a distinct composition.
- 3) Samples from the Britannia Yukon Hill archaeological site, located much farther to the southeast, behave very similarly to the Alaskan samples in the Zr-Nb-Y plot, but are apart in the Ti-Zr-Sr plot, at the margin of the calc-alkaline basalt and island-

arc tholeiites zones. This could indicate a considerable input from the sediment carried by the Yukon River in the Central Alaskan samples, as well as a local input in the latter, absent in the Britannia Yukon Hill vicinity.

- 4) Samples do not plot inside a single geologic discriminant area, reflecting the complexity of the geological terrain of the area and the contribution of different areas (figure 5.71; Reed & Bush 2005; Wilson *et al.* 2015).
- 5) And more globally, samples from the Nenana and Tanana River Valleys, and to a lesser extent, from the Yukon River Valley, despite the disparity of the local geology (see section 5.4.2), do behave quite similarly, suggesting a significant sedimentary input at a regional scale, more significant than that of local glacial valleys. This could be related to an overall common geological signature of the north flank of the Alaska Range.

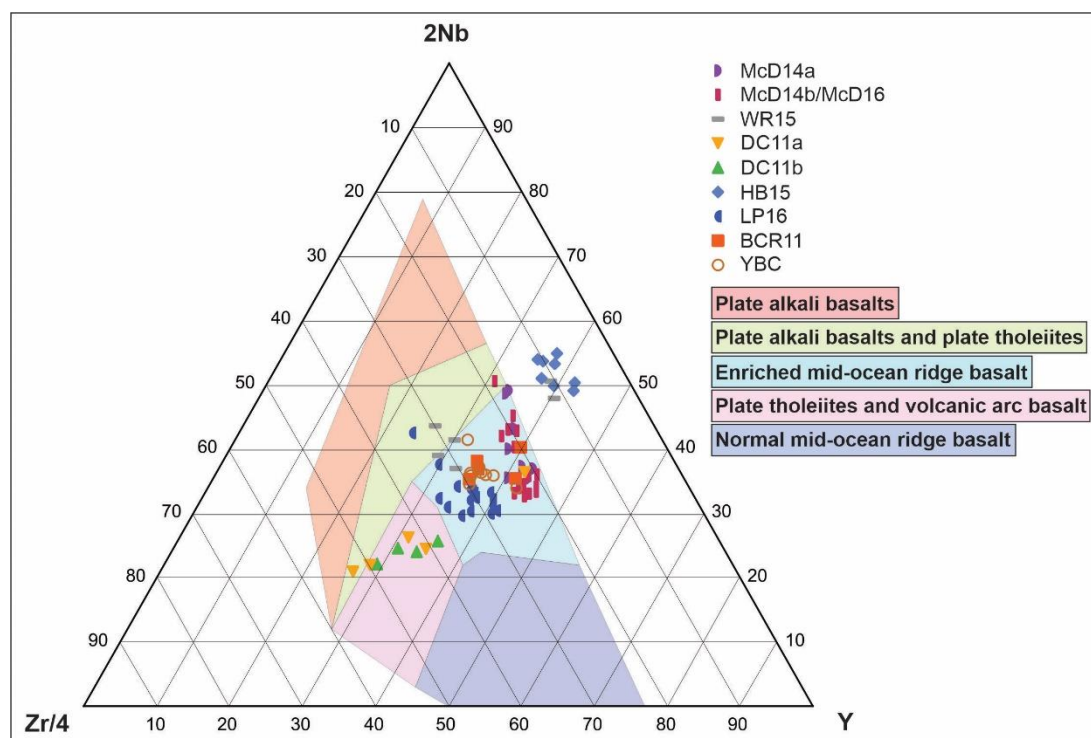


Figure 5.79 : Zr-Nb-Y plots (Meschede 1986) discriminating between plate alkali basalts, plate alkali basalts and plate tholeiites, enriched mid-ocean ridge basalt, plate tholeiites and volcanic arc basalt and normal mid-oceanic ridge basalt.

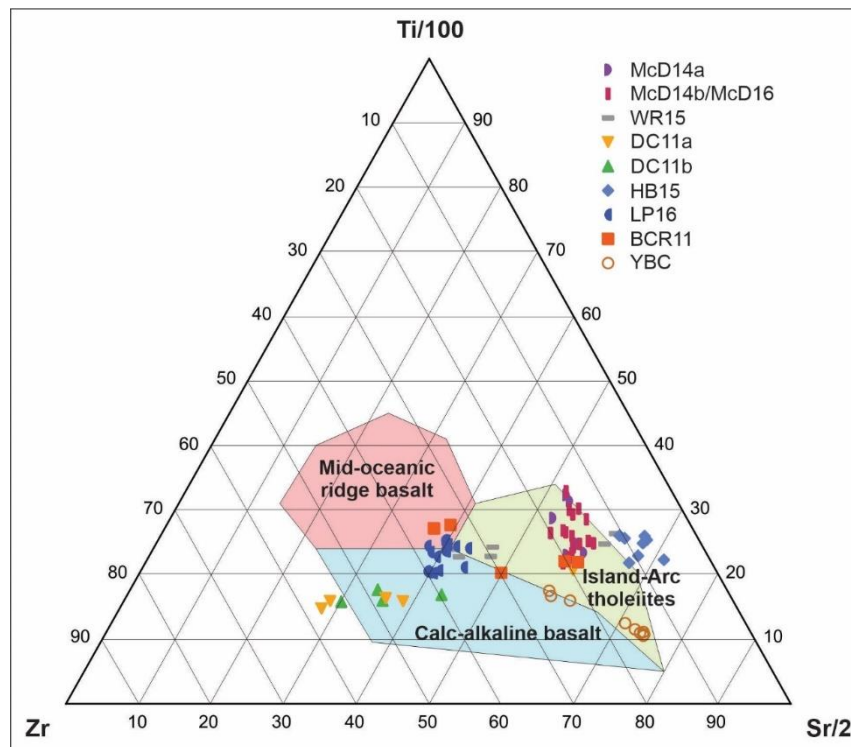


Figure 5.80 : Ti-Zr-Sr plot (Pearce & Cann 1973) discriminating between mid-oceanic ridge basalt, calc-alkaline basalt and island-arc tholeiites.

In that respect, despite the complexity of the indices from the Zr-Nb-Y and Ti-Zr-Sr plots presented in figures 5.79 and 5.80, respectively, we could support the hypothesis of a sedimentary contribution from the Yukon River, and therefore the existence of winds from the Northeast during the Late-Glacial and the Holocene periods. To these would necessarily have been added local valley winds from the south to account for the input from the glacially eroded sediment transported by local rivers. We cannot, however, with the dataset in hand, argue for any dominant wind direction. On the other hand, we can support the contribution of wind components from the northeast and from the south. We can also emphasize the complexity of the wind patterns during the chronological period under study, with the significant contribution of dominant, regional, local and katabatic winds.

Principal component analysis (PCA), where the number of variables is reduced to a few significative ones (Rollinson 1993), was used to explore variability and emphasize pattern in the geochemical dataset. Figure 5.81 display the four clusters partitioned using 59 chemical elements from 75 samples (70 from the dated central Alaskan archaeological and geoarchaeological sites and 5 from the various other geological settings presented in section 5.5.1). The four PCA clusters identified are displayed chronostratigraphically in figure 5.82. Samples from the Britannia Yukon Hill archaeological site, located in the Yukon River valley, were initially excluded from the PCA in order to avoid any interference with the data from the Central Alaska area due to the relative similarity but also the paradoxical contrast between the data due to the physical distance. A second PCA was also realised including these YBC-03 samples for the sake of clarity and the outcomes are presented along. PCA was also performed using the mineralogy data from all of the samples. However, no correlation between samples allowed the formation of any cluster. This indicate that the mineralogy of the samples does not include enough discriminating variability to allow any partitioning, which is not unexpected for loess sediments.

Some considerations can be highlighted considering figures 5.81 and 5.82, for instance:

- 1) The lower sand unit at the McDonald Creek archaeological site, regrouped in the cluster 4, appears to have a different geochemical signature that the finer particles above, grouped in cluster 3. This may indicate a distinct sedimentary origin of these sand unit, as well as a progressive shift from a possible sandsheet to loess, as indicated by the gradual (interbedded) contact between samples associated to cluster 4 and cluster 3 in the McD14b/McD16 profiles. This could, however, also reflect some grain-size partitioning.
- 2) Cluster 1, which includes the sample from the present-day Nenana Riverbank, represents the oldest component found in the Nenana River Valley. It is, however, also present later at the top of the Hurricane Bluff archaeological site. This latter

sample is nevertheless at the margin of cluster 3, which characterized the entire section.

- 3) Cluster 3 represent the later component of the Nenana, Tanana and Delta, as well as the Yukon River Valleys. This cluster also includes the sample from the modern Tanana Riverbank, from the older gravelly unit in the Nenana River Valley, as well as the modern Fairbanks loess.
- 4) Cluster 2 represents only the sample from an outwash found in the Tanana River Valley. The distance between this sample and the other clusters represents the great disparity contrasting with the other samples that could be attributed to a distinct source, a significant grain-size partitioning, or a different alteration level.
- 5) In the case of the Britannia Yukon Hill archaeological site, the six samples from the bottom (YBC-03-0 to YBC-03-5) stay apart from any cluster, indicating a distinct source material. On the other hand, the three upper samples display similarities to cluster 3, validating the hypothesis of the larger scale of this component.

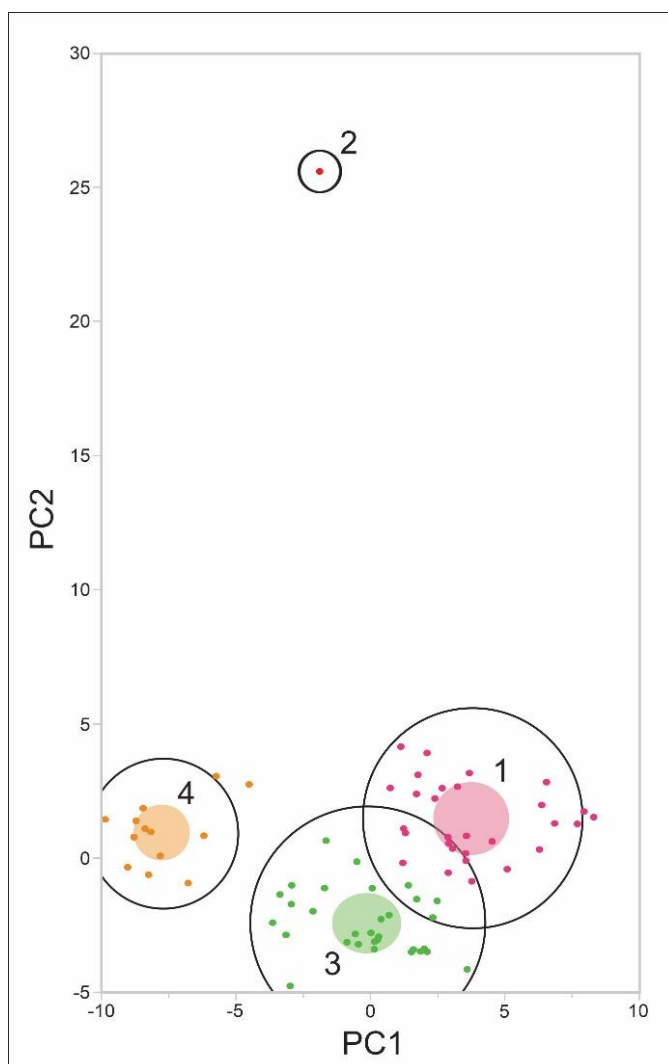


Figure 5.81 : PCA clusters partitioning the 75 samples under study (YBC-03 series is excluded) into four clusters comprising 29, 1, 32 and 13 samples, respectively, based on 59 chemical element and using principal component 1 and 2 (PC1 and PC2). The different clusters are reported chronostratigraphically in figure 5.82.

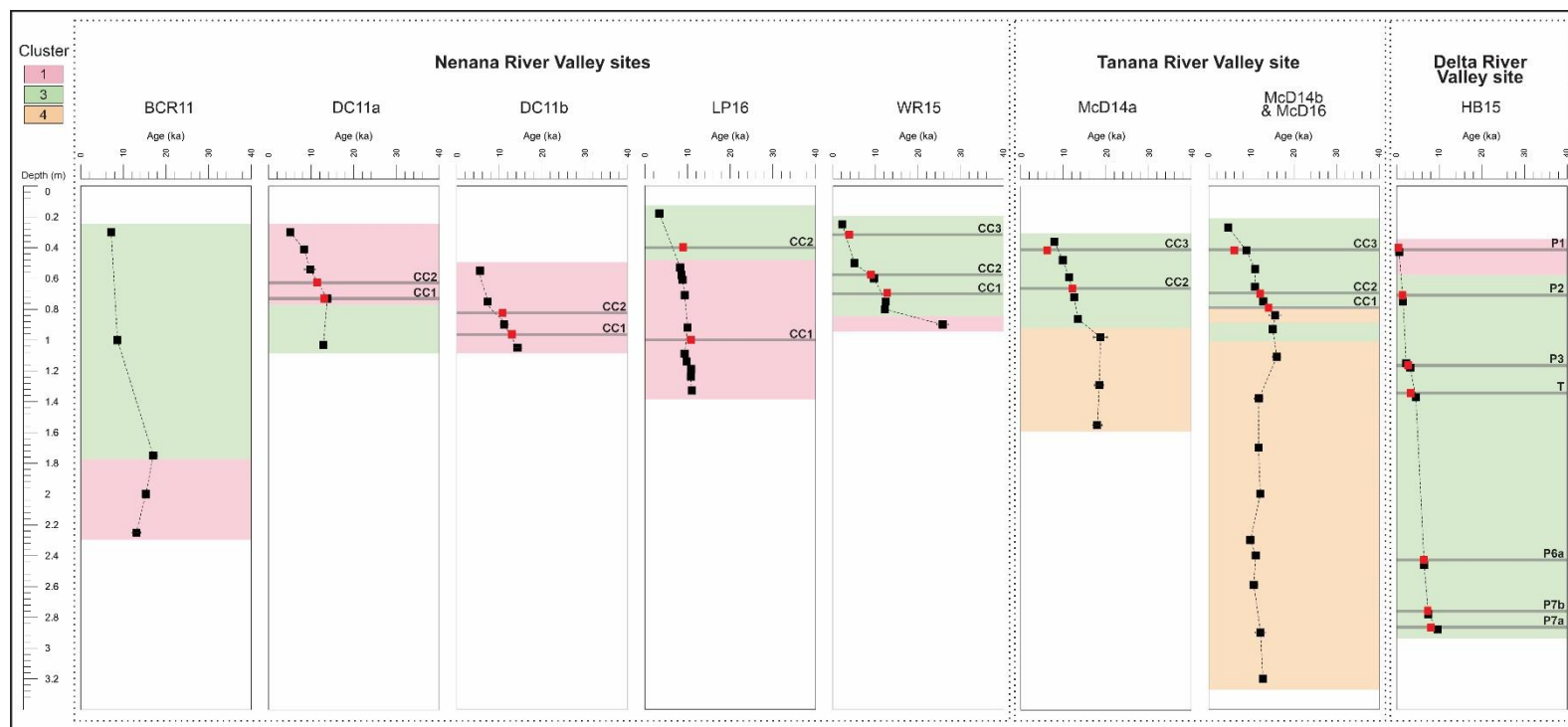


Figure 5.82 : The four PCA clusters identified in figure 5.81 displayed chronostratigraphically for the loess sequences from the central Alaska area.

In a chronological point of view, we can notice that the change in sediment component identified by geochemical data appears to occur at or after 15 ka. This is the case at the Birch Creek Ridge site, after 12 ka at the Walker Road site and around 15-16 ka at the McDonald Creek site. It therefore appears that the Bølling-Allerød period, dated between 14.7 and 12.9 ka before today (Stanford *et al.* 2006; Cronin 2010b) could be contemporary with this shift, just prior to the onset of the Holocene period. This sedimentological shift also seems to correspond to the initialization of a decrease in the overall sedimentation rates (see tables 5.43 to 5.45) from around ~14 ka before present. Another compositional shift has occurred around 8 ka at the Little Panguingue Creek site.

The situation is somehow different at the Hurricane Bluff archaeological site, where sedimentation rates (table 5.45) appears to be steady and quite high during the Holocene period. However, the picture depicted at this site is coherent with a relative sedimentological homogeneity during the Holocene period, as identified with the different clusters. This means that the variability induced by the different glacial advances and subsequent retreats inherent to the glacial dynamism known for the Holocene period is encompassed within these clusters.

5.7.1.2.1 Mineralogical and chemical evolution

In order to further examine the question of the climate footprint on loess accumulation, more attention to the effect of pedological processes have been investigated. Sedimentation and soil development are two competing processes taking over one another in response to climate changes (Verosub *et al.* 1993; Muhs *et al.* 2003, 2004, 2018; DiPietro *et al.* 2017), where high accumulation rates is prohibiting syndepositional chemical weathering, pedological processes and soil development. When, in contrast, sedimentation rates are low, those processes are more prone to occur. Considering that minerals are subject to little alteration during eolian transport

(Livingstone & Warren 1996), evidence of such alteration in the loess profiles, noticeable by a deviation from the main value, is an indication of a period characterized by lower sedimentation rate and this could be related to milder conditions and/or climate amelioration. Indicators of mineral alteration are manifold and include quartz and feldspars mineral ratio (Q/F), carbonate (Ca), sodium (Na) and potassium (K) depletion. Additionally, pedological processes also have an impact on Ca and magnesium (Mg) minerals enrichment following reprecipitation in soil, depletion and then reprecipitation of redox-sensitive minerals such as iron (Fe), manganese (Mn) and phosphorus (P), as well as an increase in organic matter, highlighted by the organic carbon (C_{org}) and nitrogen (N) content (Rollinson 1993; Muhs *et al.* 2003; Veizer & Mackenzie 2004; DiPietro *et al.* 2017).

5.7.1.2.1.1 Quartz to feldspar ratios

Regardless of source material variations, as quartz is more resistant than feldspar to alteration, their proportion variations in a loess profiles (figures 5.83 and 5.84) could be considered as an alteration indicator, where high Q/F ratio values represent higher alteration processes and thus lower sedimentation rate and climate amelioration. In the Nenana River valley, at the Dry Creek archaeological site, ratios are quite low and are consistent throughout the profiles, with averaging values of ~ 1.1 ranging from 0.7 to 1.8, indicating a stability of the alteration processes through time. In contrast, at the nearby Walker Road archaeological site, ratios are quite higher and express an inverse trend where values are inversely proportional to the depth, from ~ 3.3 near the surface to ~ 1.9 for the lower sample. Considering a constant source material, as suggested by PCA (see figure 5.82), it is possible that the higher values near the surface could reflect the development of the modern soil. This is also suggested by the lower sedimentation rates expressed by the IRSL ages (see tables 5.43 to 5.45). At Little Panguingue Creek, variability along the profile can be observed, where ratios vary between ~ 1.2 and ~ 2.4 and do not follow any trend. At the Birch Creek Ridge site, Q/F ratios are inversely

proportional to depth, from ~ 2 to ~ 1.2 , and higher values near the surface could again be attributed to modern soil development, similar to the Walker Road site. We can notice that there is no trend for a reduction or increase in the quartz to feldspars proportion in the Nenana valley, suggesting more complex wind patterns and a more complex relation between glaciers as sediment source and down valley accumulation sites.

Further east, in the Tanana River valley, at the McDonald Creek archaeological site, we can observe higher ratios at higher depth in both profiles, from ~ 1.5 in the upper unit to near ~ 3 at the bottom of the sandy unit in the McD14b/McD16 profile. This implies that the alteration level of the lower sand unit is incoherent with the idea of a rapid sediment accumulation prohibiting syndepositional alteration processes, although rapid sedimentation is indicated by higher grain-size, homogeneity and constant age range throughout the unit. A change in source material could instead be linked to these observations, but this is not suggested by PCA (figure 5.82). Moreover, considering Q/F proportion, there doesn't seem to be an imprint of the modern soil near the surface at the McDonald Creek archaeological site.

In the Delta River valley, at the Hurricane Bluff site, the Q/F ratios are close to 1 (between 0.8 and 1.3) and a mild trend can be observed for increasing values with depth. And in the Yukon River valley, at the Britannia Yukon Hill archaeological site, a break in the loess profile separates the upper part of the profile (3 upper samples) with ratios of ~ 2 from the lower part (6 lower samples), characterized by lower values of ~ 1.3 . This could again be associated to a change in source sediment, as previously mentioned.

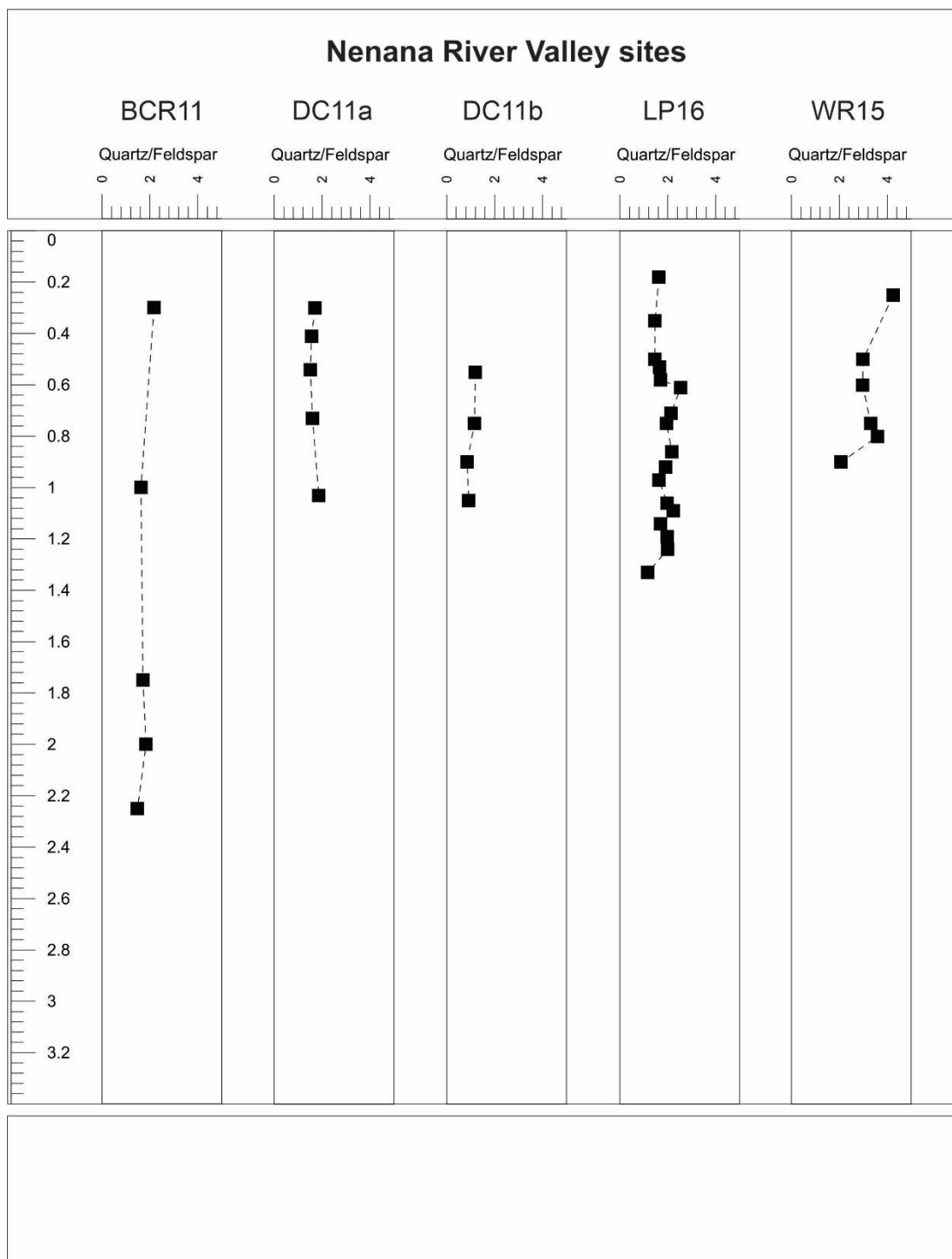


Figure 5.83 : Quartz to feldspar ratio in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

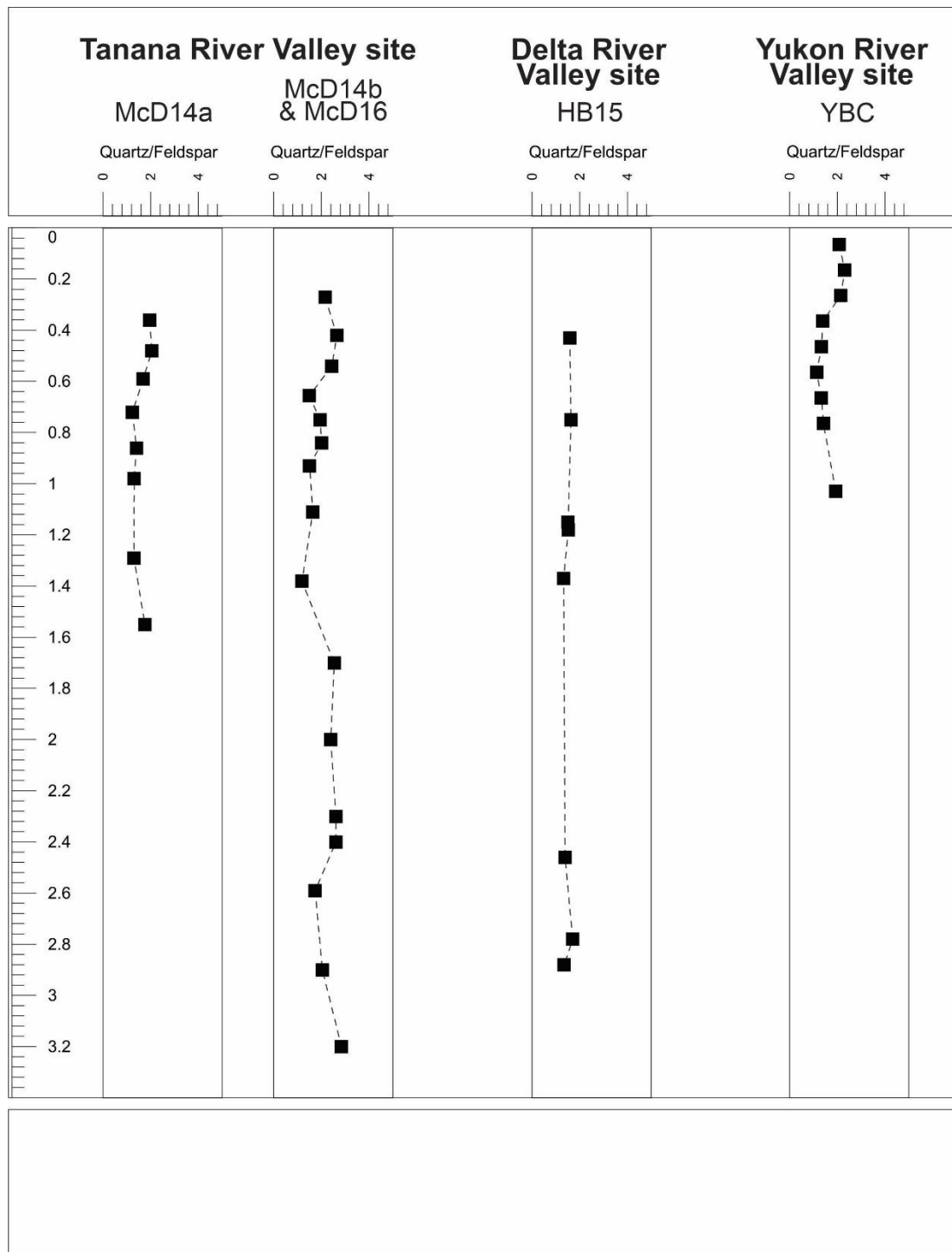


Figure 5.84 : Quartz to feldspar ratio in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

5.7.1.2.1.2 Ca, Na and K alteration indicators

Regardless of the absolute values, by the observation of the variation in Ca, Na and K alteration indicators (figures 5.85 and 5.88) at the Dry Creek and Little Panguingue archaeological sites, we can notice either low variability throughout the profiles for Ca and Na and random variability for K with depth. The Walker Road archaeological site shows a slightly different situation where Ca is randomly varying throughout the profile, Na is decreasing with depth while K is increasing. The situation is even more different at the Birch Creek Ridge geological site, where the loess profile can be divided into two blocks. The upper one is characterized by increasing Ca and higher Na values, while the lower block is portraying decreasing Ca and lower Na values. K is generally increasing with depth. In the case of the McDonald Creek archaeological site, there is a significant increase in Ca with depth and an increase with depth until the massive sandy layer and then a decrease of the Na content. For the K content, the profiles are divided into two blocks where the upper is characterized by higher values and the lower by lower values. The Hurricane Bluff archaeological site is characterized by randomly varying Ca content through the profile, an increase of Na with depth and a decrease of K with depth. And at the Britannia Yukon Hill archaeological site, Ca is globally increasing with depth, but also characterized by considerably lower value in an upper block near and higher value at the bottom. Na is increasing with depth and K displays very little variation. Considering the non-systematicity in the variability of the majority of the latter alteration indicators throughout the different loess profiles, it seems to make more sense to attribute the variability to some change in source material for the eolian sediments. The situation is quite similar for Fe, Mg, Mn and P (figures 5.87 to 5.92) for which no unequivocal trends can be observed, and variability could instead be more realistically attributed to change in source material and mineralogy instead of pedological processes.

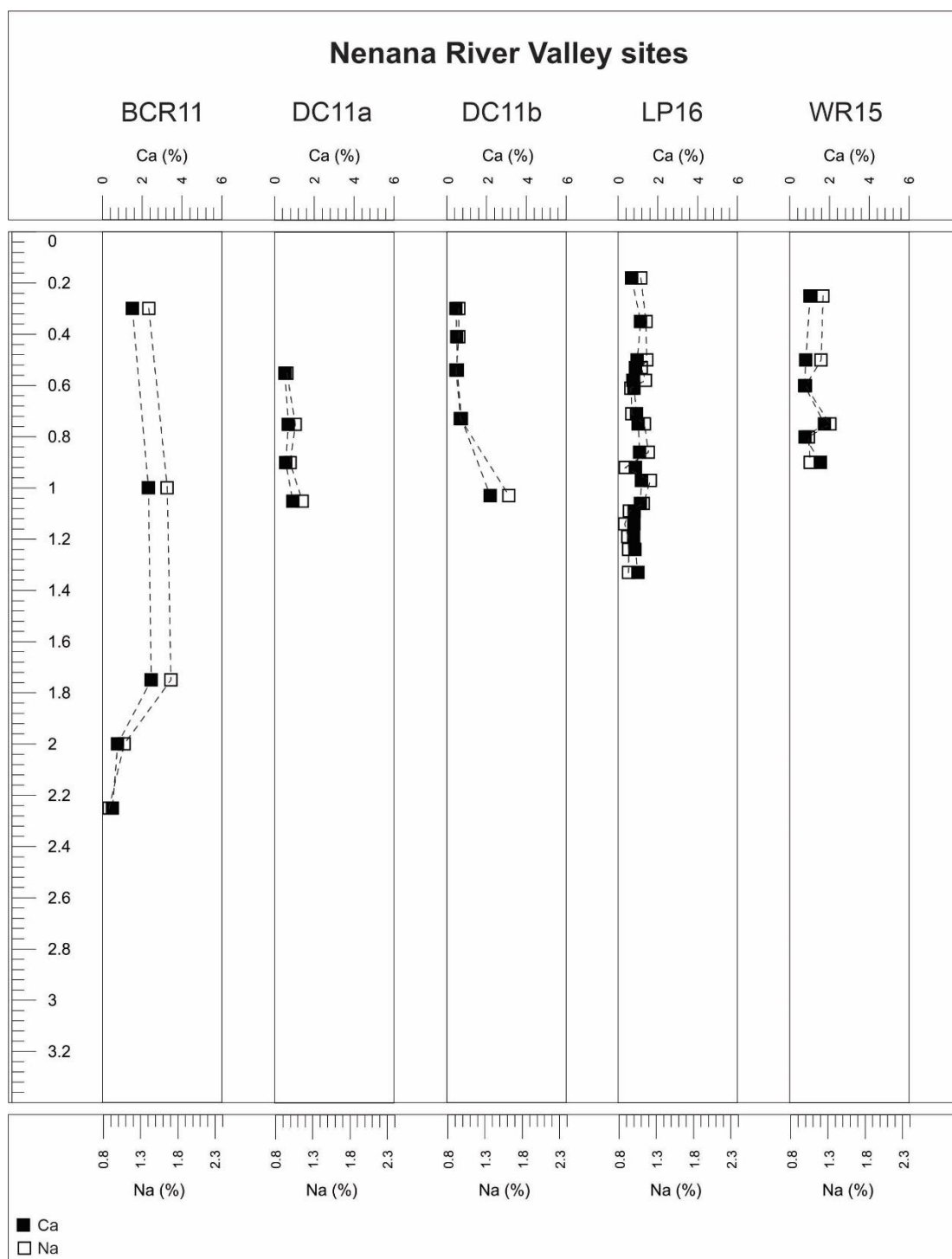


Figure 5.85 : Ca and Na content (%) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

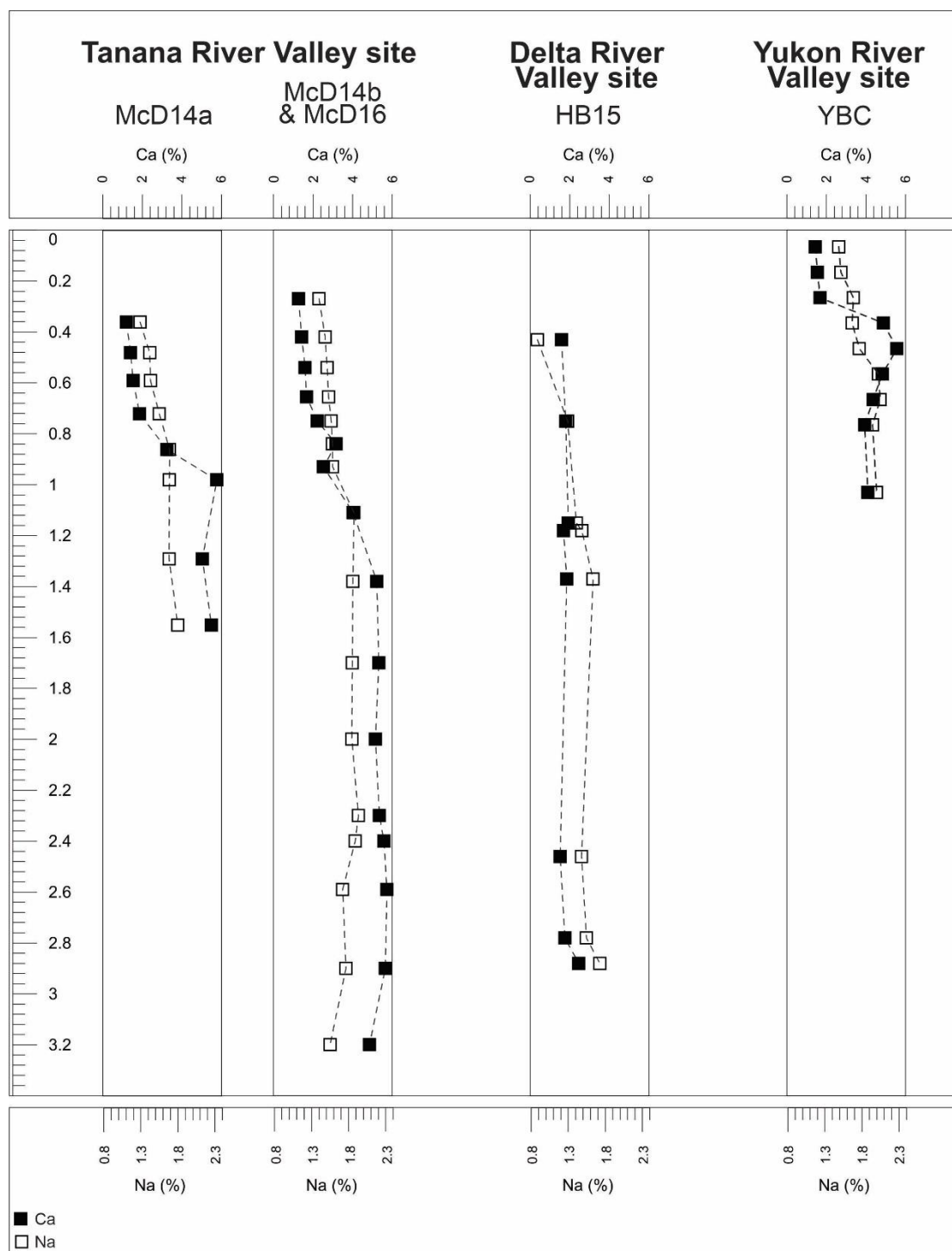


Figure 5.86 : Ca and Na content (%) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

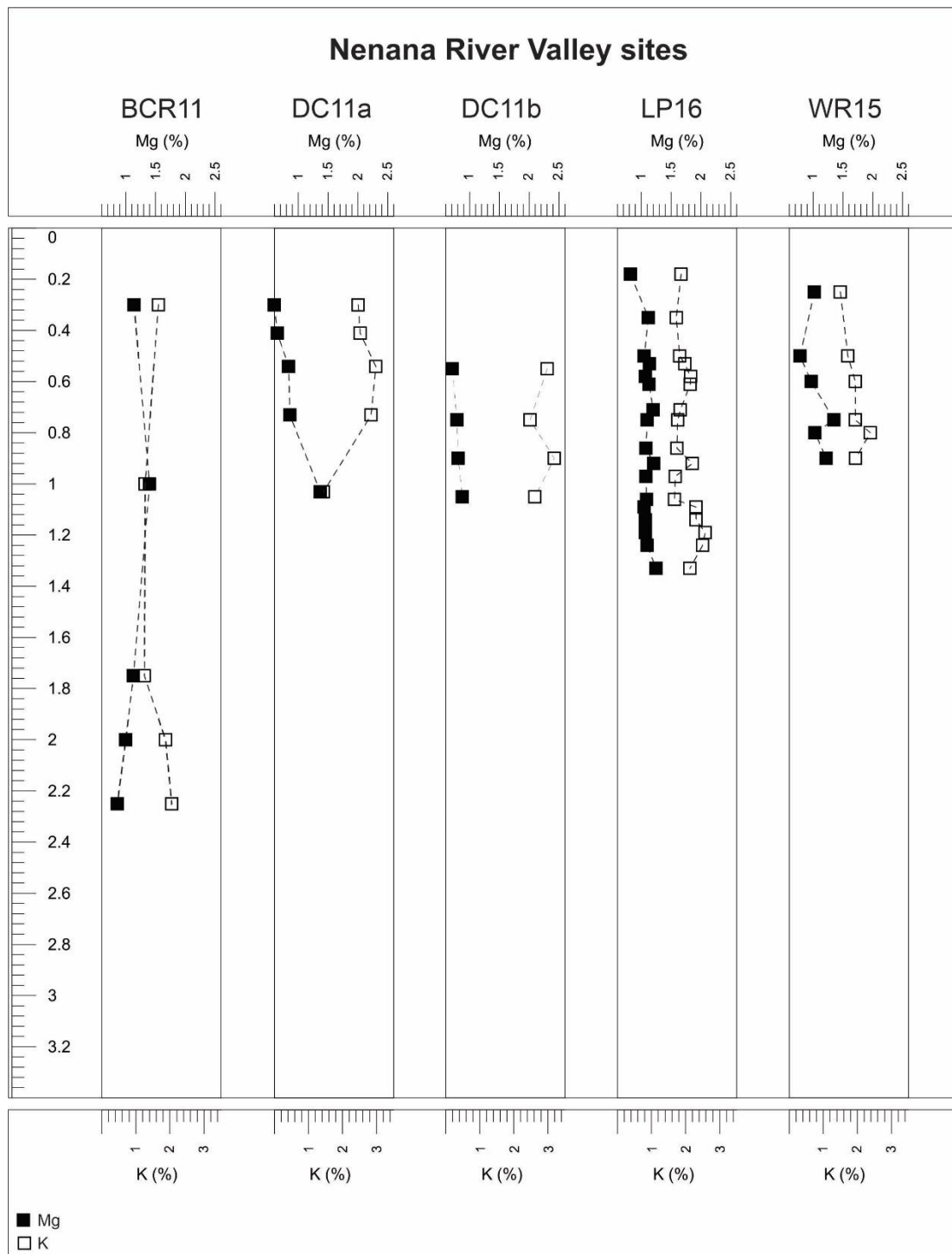


Figure 5.87 : Mg and K content (%) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

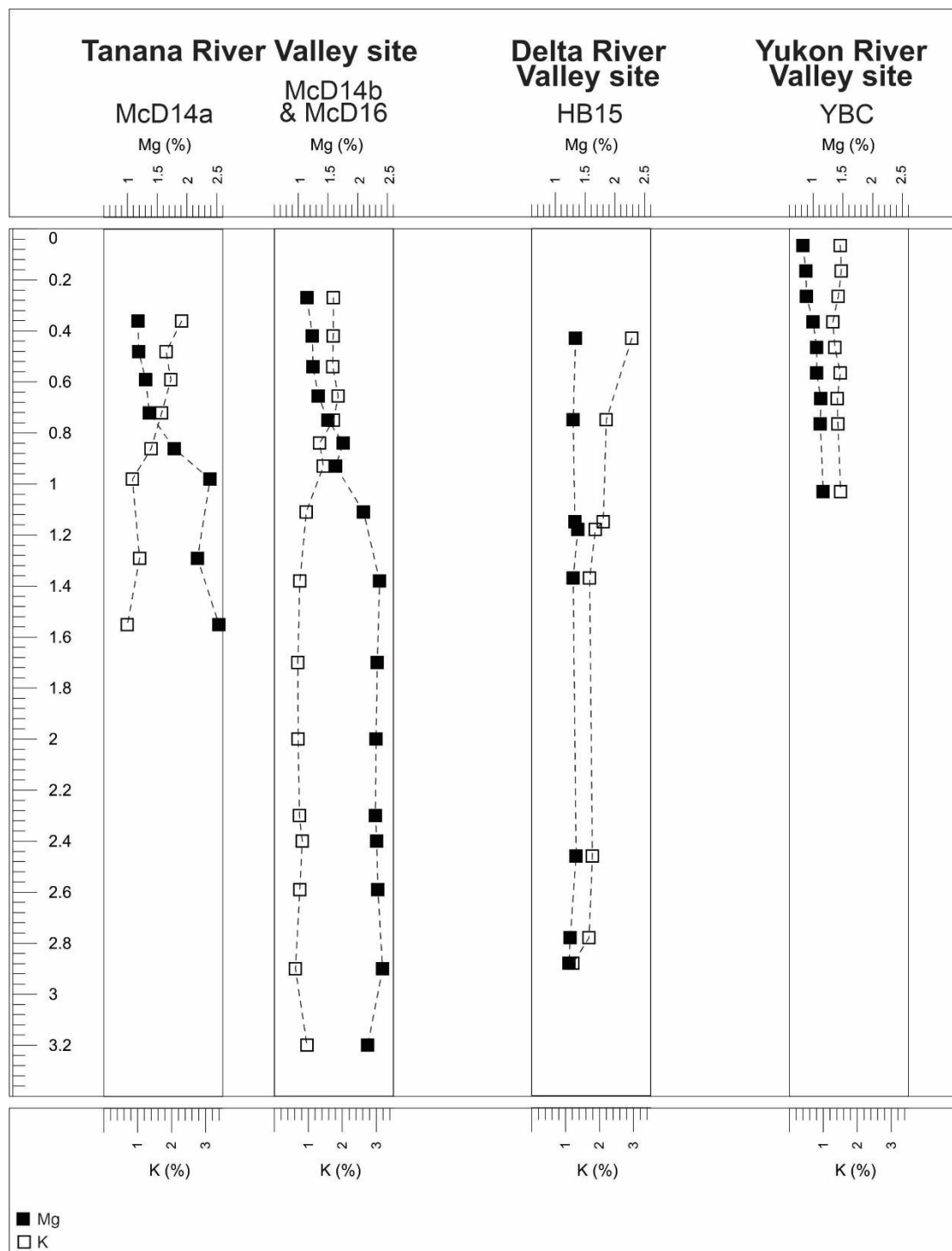


Figure 5.88 : Mg and K content (%) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

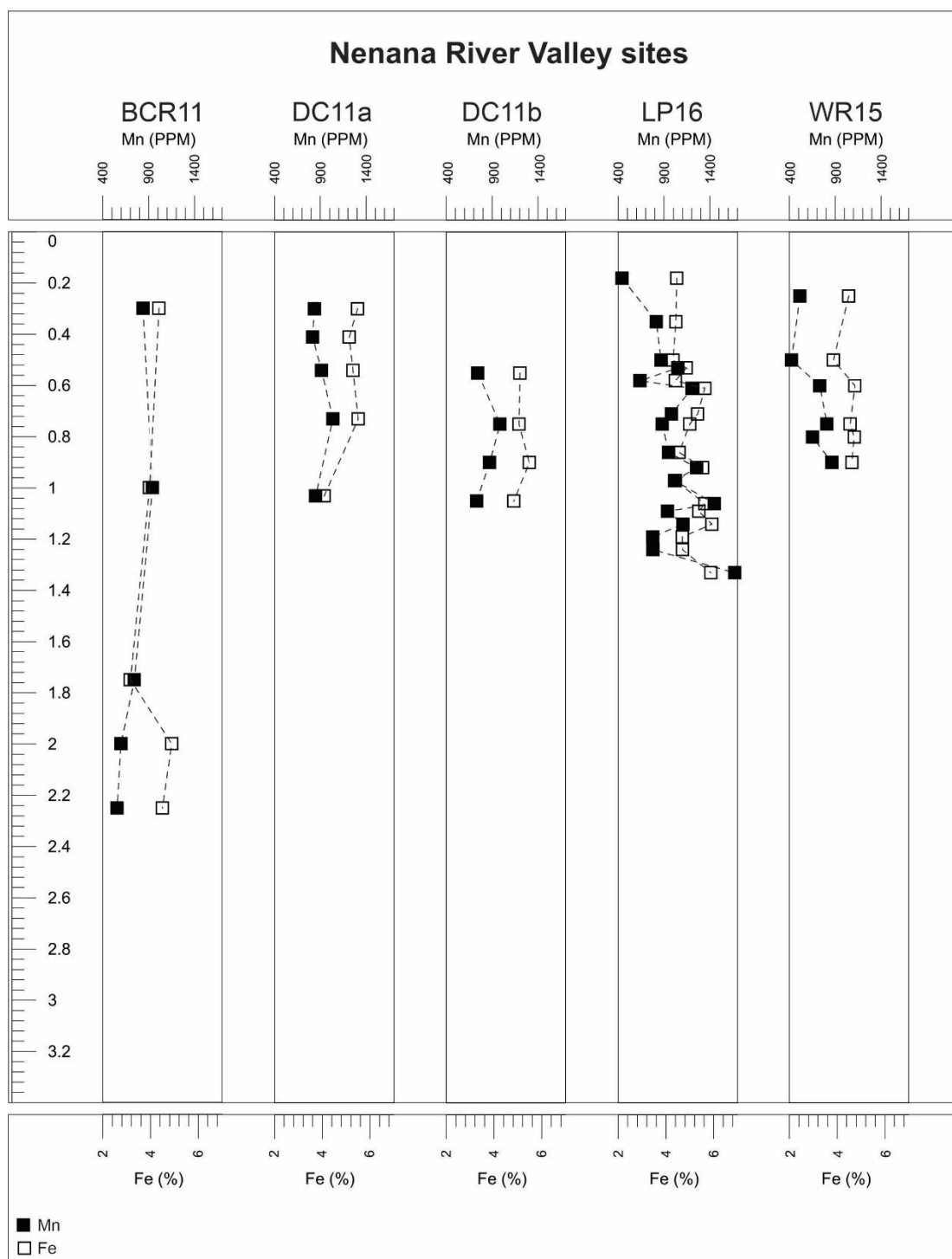


Figure 5.89 : Mn and Fe content (%) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

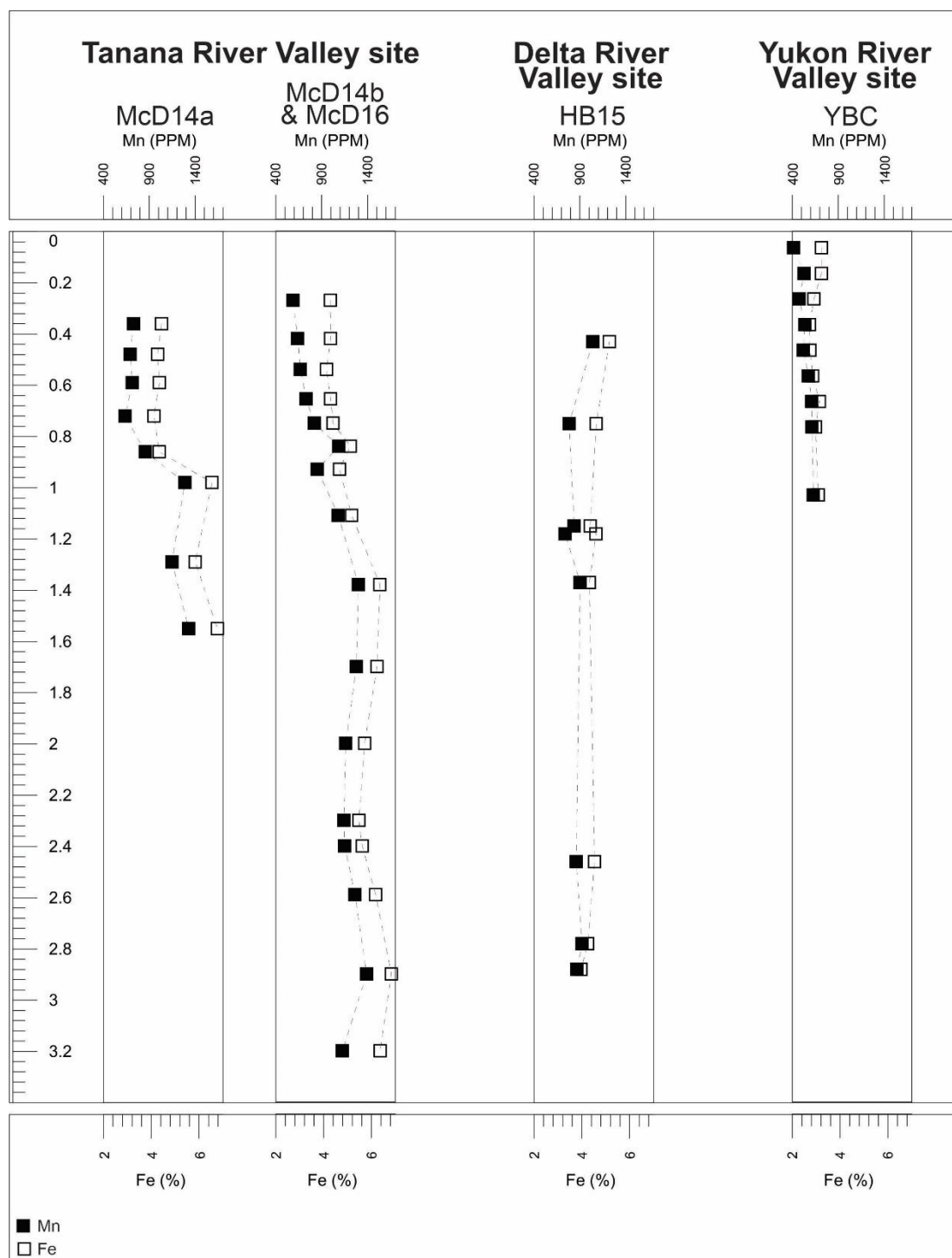


Figure 5.90 : Mn and Fe content (%) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

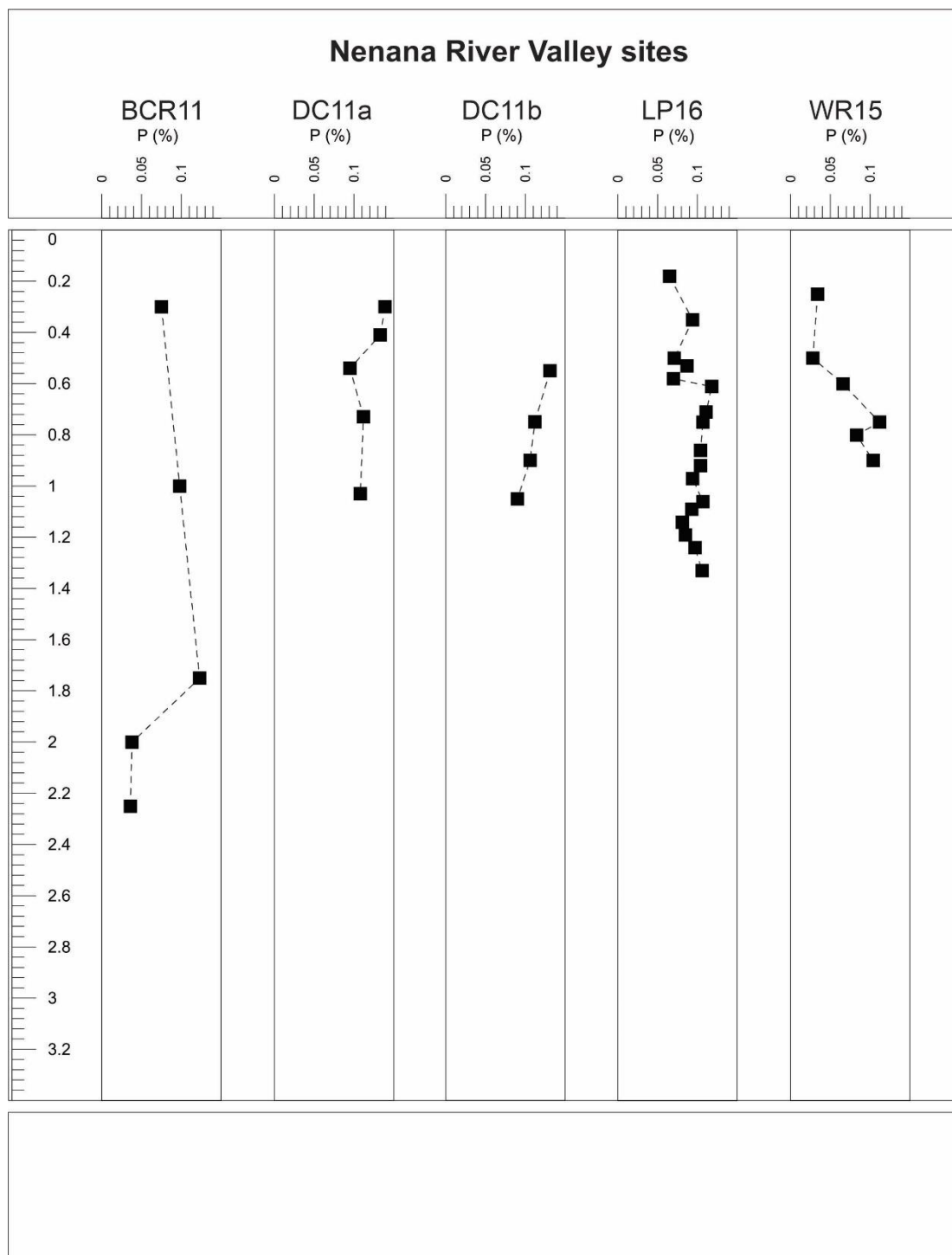


Figure 5.91 : P content (%) in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

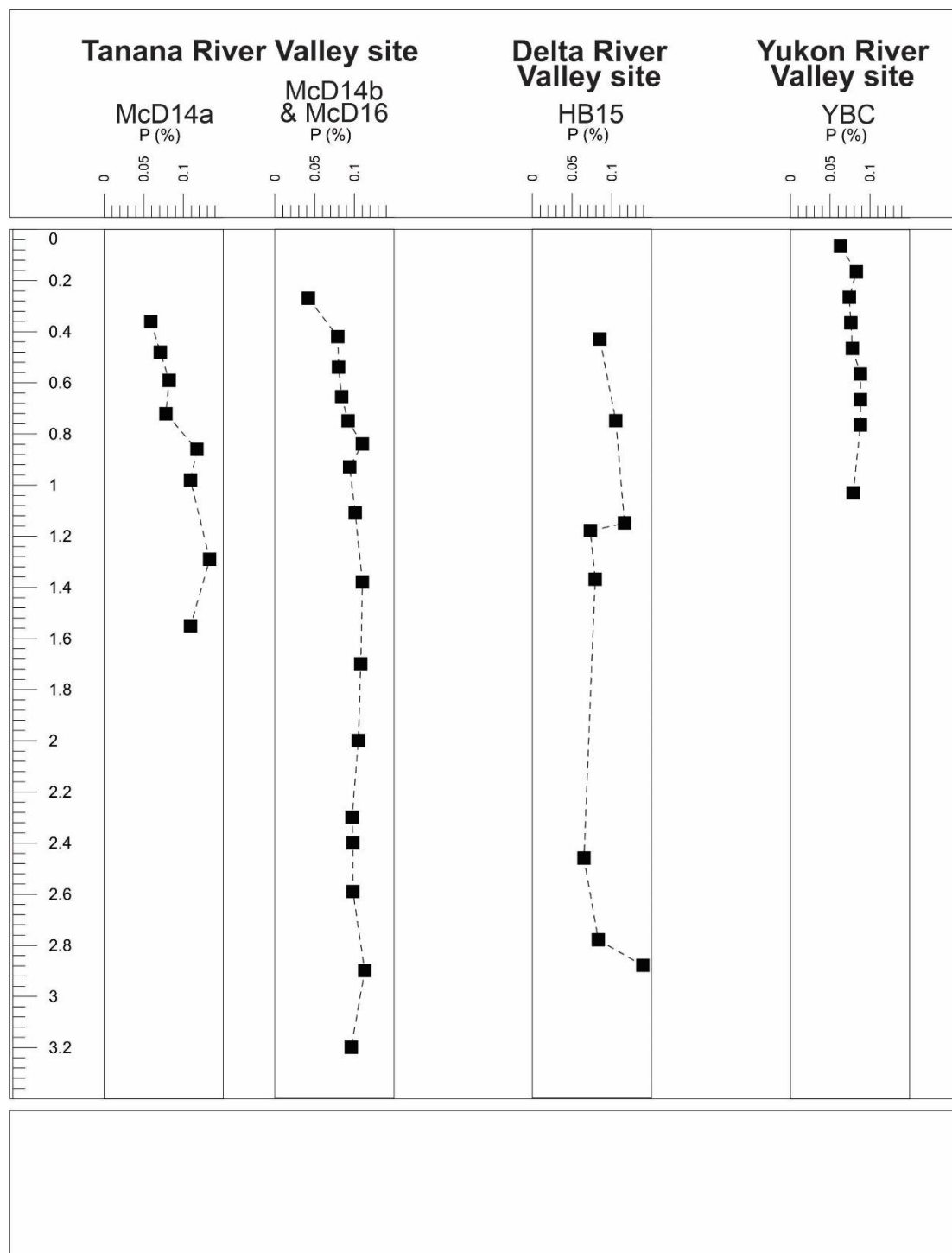


Figure 5.92 : P content (%) in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

5.7.1.2.1.3 C_{org} and N

In contrast, C_{org} and N, as proxy for organic matter, seems to be more sensible indicators for pedological processes (figures 5.93 and 5.94). In the Nenana River Valley sites, background values for C_{org} are between ~0.22 and ~0.91 %, while mean values are fluctuating between ~0.27 and ~1.09 %. In addition to the general C_{org} increase upward associated with the modern soil, some spikes in the profiles can however be attributed to significant increase in organic matter and could possibly be correlated to soil development, such as WR15-5 (CC3) and LP16-16 (CC2). On the other hand, cultural occupations, often correlated to paleosols, are not all characterized by C_{org} increases. In the Tanana River Valley, no spike in C_{org} content is noticeable, and values are almost nil in the sandier portions of the loess profiles (~0.01 %). They gradually increase from near 70 cm below the surface to reach 0.40%. At the Hurricane Bluff site, in the Delta River Valley, background C_{org} value is around ~0.34 %, while mean value is ~0.98 %. A significant spike can be seen, corresponding to P3. And finally, at the Britannia Yukon Hill site, in the Yukon River Valley, background C_{org} content is about ~0.37 %, and mean value is ~0.47 %. A spike is noticeable at YBC-03-3 but cannot be attributed to any paleosol. C_{org}/N ratio is following quite closely the C_{org} content, but can be considered to be, periodically, a more sensible indicator.

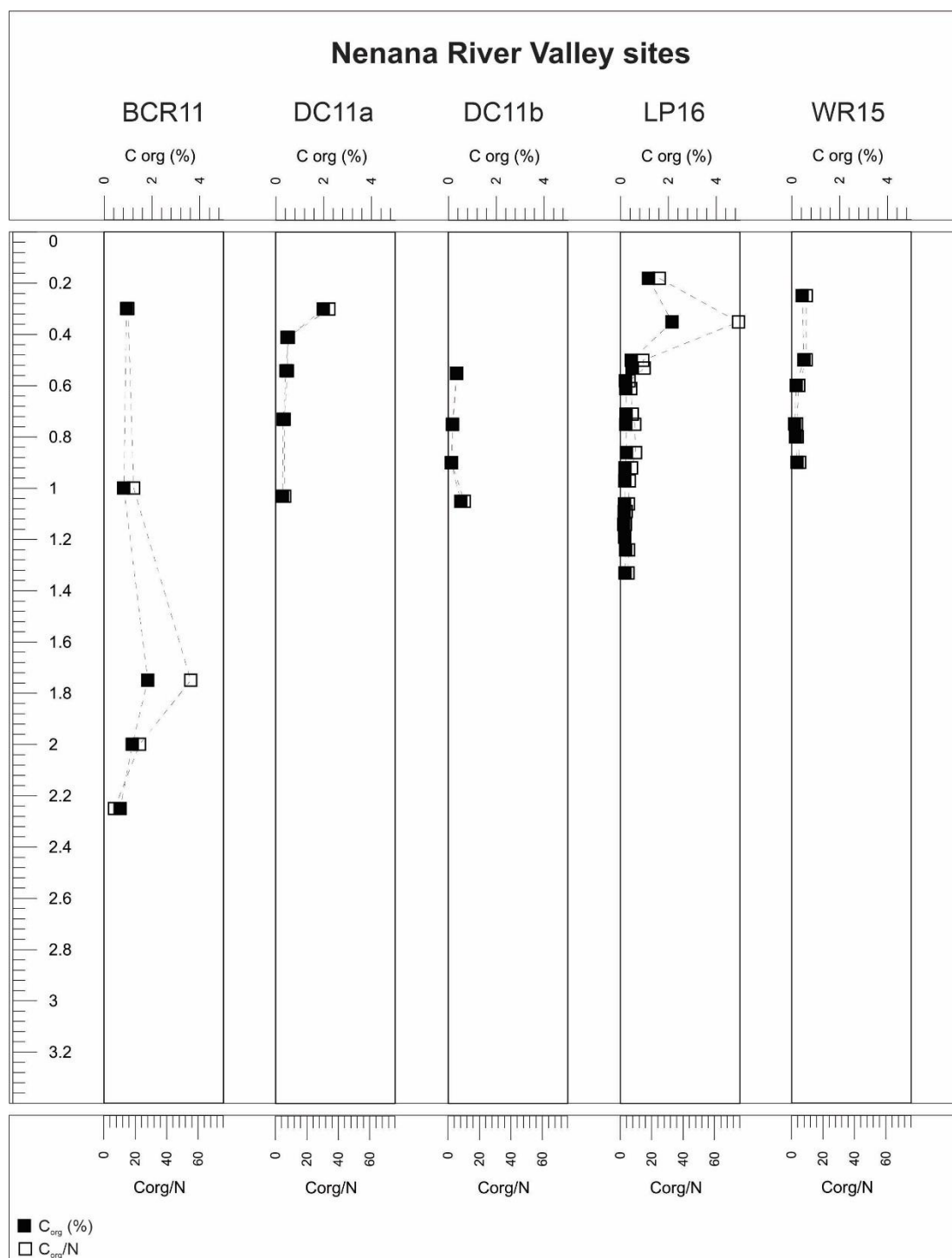


Figure 5.93 : C_{org} content (%) and C_{org}/N ratio in function of depth in loess profiles from the Nenana River valleys.

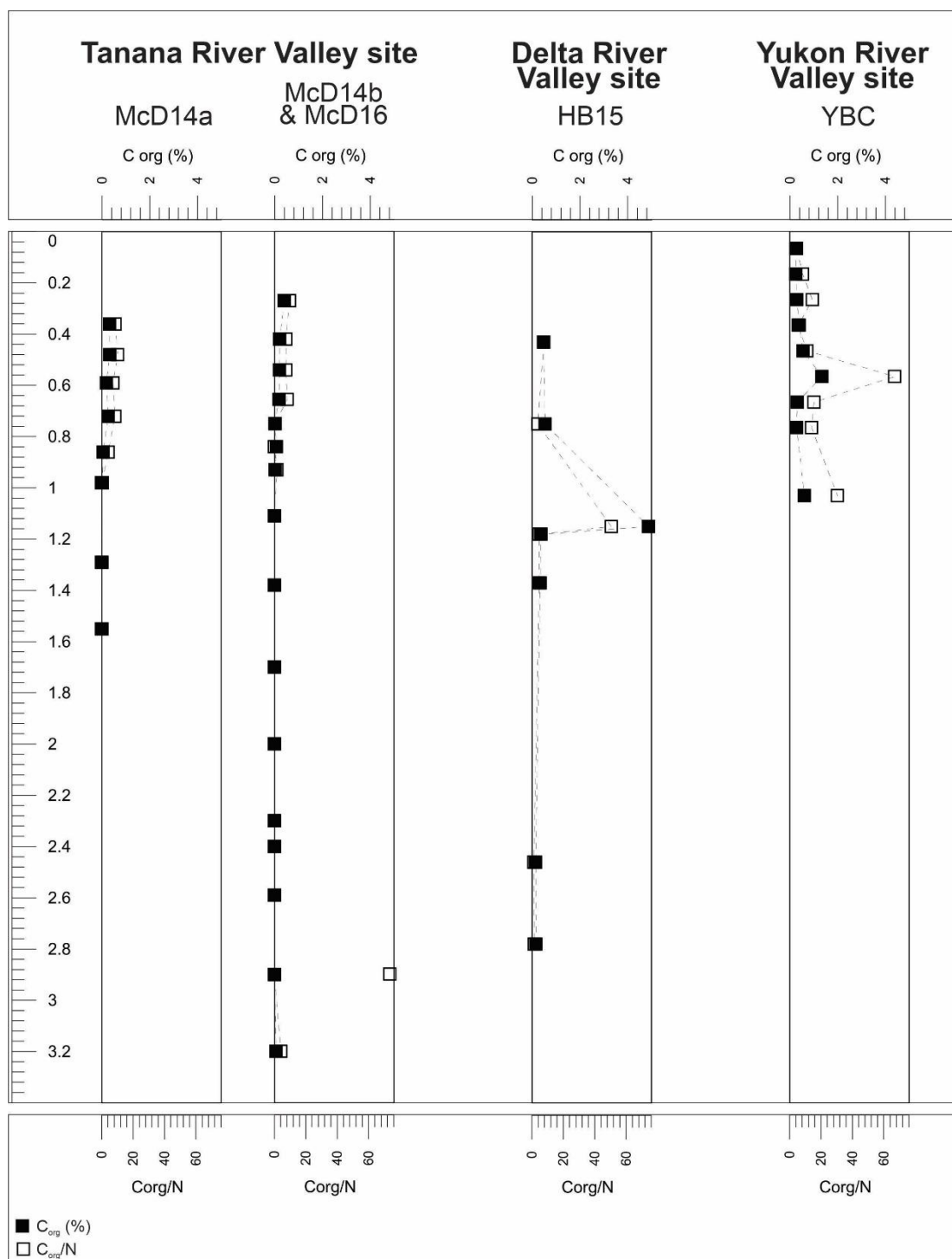


Figure 5.94 : C_{org} content (%) and C_{org}/N in function of depth in loess profiles from the Tanana, Delta and Yukon River valleys.

5.7.2 Geoarchaeological considerations

The question of the initial peopling of the Americas has engaged a significant amount of research in the past decades and has greatly benefited from the development and innovations in the methods and techniques associated to the multidisciplinary field concerned by this vast problematic. Currently, following outcomes from genetic and archaeological studies, scholars have proposed that the settlement of the New World would have coincided with a considerable population increase following the LGM period in the Old World (Goebel 1999; Mandryk *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007; Holmes 2011; Graf & Buvit 2017). In that respect, the point of divergence between ancestral Siberian and ancestral native American lineages would have occurred between 25 and 20 ka before present (Schurr 2015; Nielsen *et al.* 2017; Moreno-Mayar *et al.* 2018).

According to genetic data obtained from human remains recovered at the Upward Sun River archaeological site located in the Central Alaska area (Potter *et al.* 2011, 2014; Moreno-Mayar *et al.* 2018), there would have been, around 21 ka before today, a group division from the ancestral native American population into two sub-groups, namely the ancestors of the native Americans and the ancient Beringians. On the one hand, the ancestors of the native Americans group would have been divided apart, between 17.5 and 14.6 ka before present, into two branches, the northern and the southern ancestors of the native Americans. This division would have happened south of the continental ice sheets (Cordilleran and Laurentian). On the other hand, the ancient Beringians would have remained isolated in the central region of Alaska until the end of the Pleistocene. The latter group would have then been replaced or integrated/dissolved in the Northern branch of the ancestors of the native Americans who would have migrated to eastern Beringia after 11.5 ka before today, while the southern branch would have moved further south, eventually to the southern tip of the continent.

Considering the possible time lag between the genetic time stamp of a group division and its archaeological appearance, this model from Potter *et al.* (2011, 2014) and Moreno-Mayar *et al.* (2018) is mostly coherent with the one proposed by Pitblado (2011). The latter involving two migratory pulses coming from the same source, one occurring 16-15 ka before present by people moving south along the Pacific coast, which could correspond to the ancestors of the native Americans group. The model also involves a second pulse occurring 14-13.5 ka before present by people moving into eastern Beringia, migrating through the inland corridor between the two retreating continental ice sheets. It makes sense that this later migration pulse would correspond to the Ancient Beringians group previously identified, although this group, in its pristine form, did not move to lower latitudes into the American continent.

In any case, considering the greatest ancestrality of the archaeological occupations located south of the continental ice sheets compared to those in eastern Beringia, the relation between the occupation of Central Alaska and those located south of the ice sheets remains uncertain. However, in view of the models for the initial settlement of the Americas previously presented, it seems reasonable to hypothesize that the initial occupation of eastern Beringia would have been achieved by the ancient Beringians groups. The initial peopling of eastern Beringia, hence, would not be directly linked to the initial peopling of the rest of the American continent, but would instead be a parallel event.

It was suggested that the type of vegetation that prevailed during the LGM up to the Bølling-Allerød interval, where trees and shrubs would have been rare and scarcely dispersed, could have been a constraint to the establishment of human groups in Beringia due to lack of fuel and resource for heat (Bigelow 1997; Mason *et al.* 2001; Hoffecker & Elias 2007). In that respect, it was assumed that the climatic conditions prior to the Bølling-Allerød interval would have been too arid to support human

settlement beyond an intermittent exploration of the region (Graf & Bigelow 2011). With the improvement of climatic conditions at the onset of the Bølling-Allerød interval, there would have been a significant change in the flora distribution, with a progression towards a shrub tundra vegetation (West 1981; Powers & Hoffecker 1989; Hoffecker & Elias 2007; Graf & Bigelow 2011; Meiri *et al.* 2014). The establishment of shrub tundra around 14 ka is therefore an important factor in Beringian archeology since it would be contemporary with the appearance of the first human occupation evidence in Alaska and the Yukon territory (Dilley 1998; Graf & Bigelow 2011; Hoffecker & Elias 2007; Graf *et al.* 2015). The early archaeological occupations present at several sites support this idea, for instance at the Broken Mammoth, Swan Point, Mead, Upward Sun River, Dry Creek, Walker Road, Moose Creek, Owl Ridge, McDonald Creek, Little John et Britannia Yukon Hill in Alaska and Yukon (Dilley 1998; Graf & Bigelow 2011; Goebel *et al.* 2016; Desjardins-Martin 2018). The available archaeological evidence thus indicates an initial human settlement into eastern Beringia which would be correlated with an improvement in the climate after 14 ka, corresponding to the transition between the herbaceous tundra and the shrub tundra (Ager & Brubaker 1985; Dilley 1998; Bigelow & Powers 2001; Potter 2011; Graf *et al.* 2015).

With the multi-component data presented in this study, we can hypothesize here that the loess sedimentation conditions may also have been a limiting factor for the initial occupation of Eastern Beringia. High sedimentation rates would have contributed to the harsh conditions prevailing before the establishment of the Bølling-Allerød interval. From figures 5.82 and tables 5.43 to 5.45, we can therefore observe a concentration of the cultural occupations in the part of the loess profiles characterized by lower sedimentation rates, mostly correlated to the onset of the sedimentary component identified as cluster 3. It appears that this latter cluster, representing a more largely distributed sediment component throughout Central Alaska and nearby Yukon,

is associated with milder climatic conditions and could be the result of a significant decrease in katabatic winds compared to regional wind patterns. This major shift could also be a factor related to the initial peopling of the area.

It has to be noted, however, considering the loess profiles where deep samples were collected, that the pre-Late-Glacial period seems to be characterized by a sedimentary hiatus, where particles would have been eroded and are not preserved. This phenomenon was also observed by Thorson & Bender (1985) for the Nenana River valley and Dilley (1998) for the Shaw Creek area. This suggests much more dynamic geological processes, such as significant deflation and wind erosion in the more proximal and deeper valleys where the geological and archaeological sites under study are located. This therefore indicates that if there were older cultural occupations, likely related to time periods when sedimentation rates were lower, they would likely be eroded. Although the claim that human groups were present in eastern Beringia (and the Americas) during or prior the last glaciation is currently not supported by archaeological data (Fagan 2004; Pitblado 2011; Hoffecker *et al.* 2016), it would be much more likely to find such evidence lower in the valleys, where the risk of erosion and stratigraphic substitutions is less favorable and where there would have been fewer erosive events. We can think, for instance, of the Fairbanks region, where loess as old as 3 Ma are preserved (Westgate *et al.* 1990; Preece *et al.* 1999). This would however go against current evidence which indicate that the earliest archaeological sites of eastern Beringia are located in the Tanana River Valley (Holmes 2011).

5.8 Conclusion

In this paper, luminescence results from chapter 4, combined with grain-size, mineralogical and geochemical analysis on 73 loess sediment samples collected in 10 stratigraphic profiles from 6 archaeological sites and 2 geoarchaeological sites located

in Central Alaska and nearby Yukon allowed to fulfill the three principal objectives of this study, namely: 1) to use luminescence to determine and confirm the age of some cultural occupations and also date the progression of loess accumulation through time; 2) to relate these archaeological occupations to the paleoenvironmental conditions prevailing at the end of the Pleistocene period and throughout the Holocene; and 3) to document and characterize the habitability of Central Alaska during the prehistoric time recorded in these loess profiles.

Considering the samples and the geoarchaeological context under study, the principal outcomes of this paper can be summarized in the following point:

- It does not seem that the proximity between the source material locations and the accumulation areas is the main factor determining the thickness of the deposit at a given location. The sources for the eolian material are rather multiple and located at different distances. Other factors do also play a significant role affecting the thickness of a deposit, for instance erosion and preferential sedimentation (probability of sediment accumulation). This is exemplified by the variability in thickness deposit within the Nenana River valley sites, but also by the difference in the two profiles from the McDonald Creek archaeological site. Dilley (1998) also reported a variability in loess thickness deposits within the nearby Shaw Creek area.
- The proximity between the source material and the accumulation sites could not solely be identified by grain-size mode oscillation, the variation in the proportion of clay, silt and sand, nor by the variations in the proportion in quartz minerals. This is especially not the case in Nenana River valley. However, the fining upward of the eolian sediments in the Tanana River Valley appears to relate to the retreating ice margins at the end of the Pleistocene, hence a greater distance between the likely sedimentary sources and the depositional areas. More subtle oscillations were, however, not imprinted.

- The concept simply associating an improvement of the climate with a reduction in grain-size, and inversely climate deterioration with a grain-size increase could not be validated in the Nenana River Valley. Later loess of the McDonald Creek site in the Tanana River Valley are, on the other hand, much finer than the underlying material.
- Paleosols in Central Alaska are not sufficiently developed and carry physical and geochemical signatures differences that are too subtle to be detected. No change in particle-size distribution (decrease in grain-size modes or increase in clay-size particles) or depletion/reprecipitation of less stable minerals were observed. This was also noticed by DiPietro *et al.* (2017) for the Dry Creek archaeological site. Yet, the variations in the organic matter content and in the C_{org}/N ratio were the only analysed proxies able to periodically detect the presence of a paleosol. However, the paleosols could not be systematically detected using these proxies.
- From an archaeological point of view, we suggest that the Central Alaska area would have been unsuitable for human occupation prior 14 ka not only because of the insufficient resources obtained from vegetation, but also because of too high loess sedimentation rates, obviating the arrival of human populations. This finding would therefore not support the hypothesis of the use of the interior corridor for the initial peopling of the Americas by the human group(s) who have colonized the central Alaska area at the onset of the Bølling-Allerød warmer interval.
- Although any major change in source material was identified for the Dry Creek loess section by DiPietro *et al.* (2017), the achievement of PCA on geochemical data indicates that the onset of the Bølling-Allerød interval seems to correspond to a shift in source material for the loess. Sediments appears to be derived from many different sources and display a greater regional signature, including sediment transported by the Yukon River, as well as sediment from the Nenana, Tanana and Delta River.

- A hiatus in the eolian sediment accumulation seems to characterize the deeper proximal river valleys draining the glaciers of the Alaska Range. Sediments accumulated before the Late-Glacial period are very scarce and probably eroded. This imply that if older archaeological occupations would have been there, they would probably be eroded away or concentrated at the base level of the sequence, preventing the identification of an older cultural component in this area.

In contrast with the theoretical notions emphasizing the strong imprint of climate change into loess sedimentary archives (*e.g.* Pye 1987), results presented in this study seems to rather indicate little response from most proxies in most of the loess profiles under consideration from the end of the Pleistocene and throughout the Holocene period despite the relatively high climate variability characterizing this period. However, the relationship between glacial extent, climate, vegetation and loess sedimentation is still particularly significant here as in loess accumulations are embedded archaeological remains. The powerful affiliation between these elements ensures that loess material can be considered as a rich paleoenvironmental and geoarchaeological archive. Yet, more sensible tools and analysis need to be prioritized, as geochemical PCA in this present study. Moreover, we are aware that a finer and more systematic sampling could yield more sensible results and our future study will take this recommendation into account.

Finally, it should also be noted that by conducting this investigation on a more limited scale, we do realize that general concepts applied to loess study do not necessarily apply. Therefore, global scale correlations should be cautiously made, especially when age controls are not available. In that way, there is a major distinction to be made between valley loess accumulations and open-land loess accumulations (as in the Midwest of the USA). The latter appears to be much more responsive to global and regional changes.

5.9 Supplementary data

5.9.1 Grain-size distributions

5.9.1.1 Birch Creek Ridge

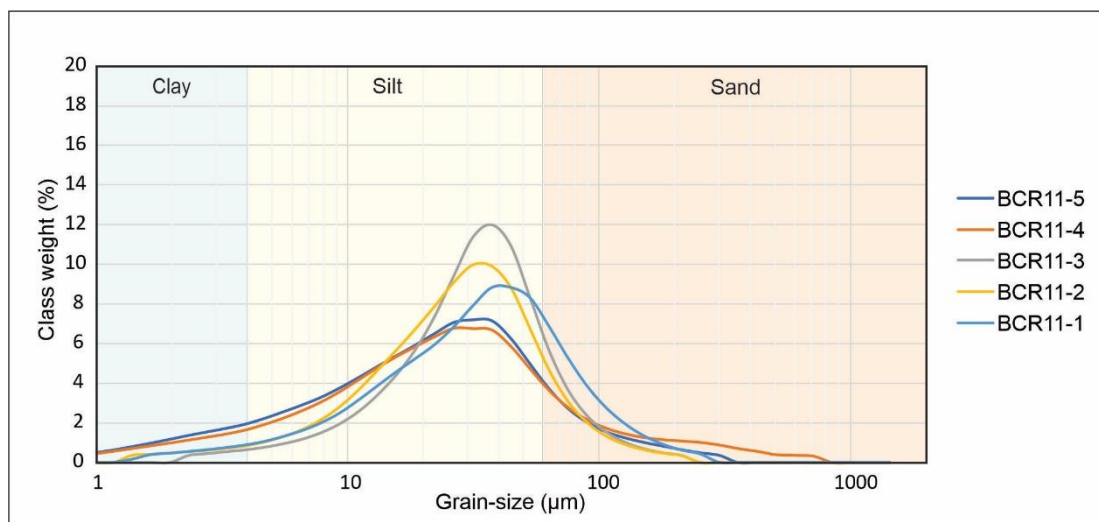


Figure S5.95: Grain-size distribution for the Birch Creek Ridge geoarchaeological site samples.

5.9.1.2 Dry Creek

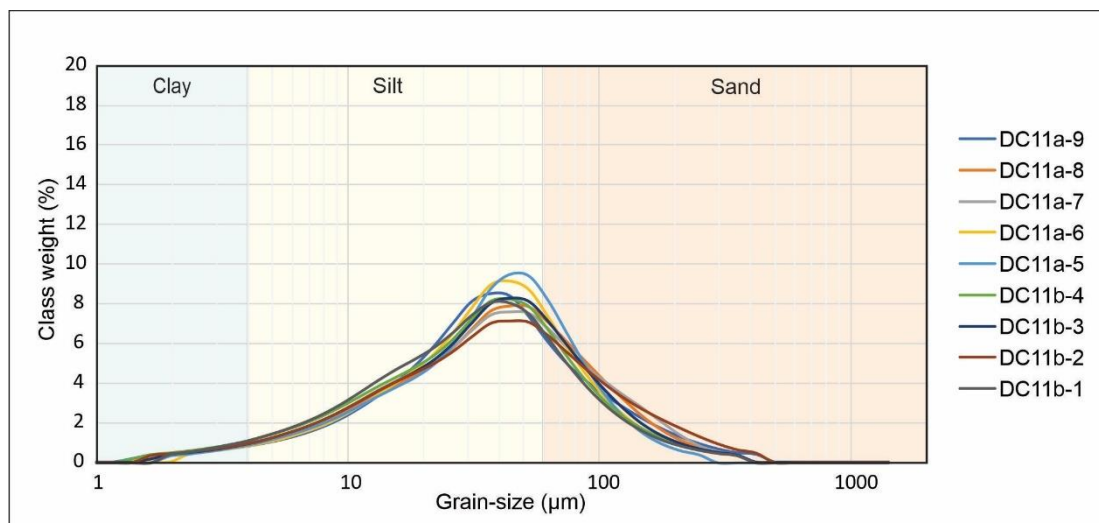


Figure S5.96: Grain-size distribution for the Dry Creek archaeological site samples, from the DC11a and DC11b less profiles.

5.9.1.3 Little Panguingue Creek

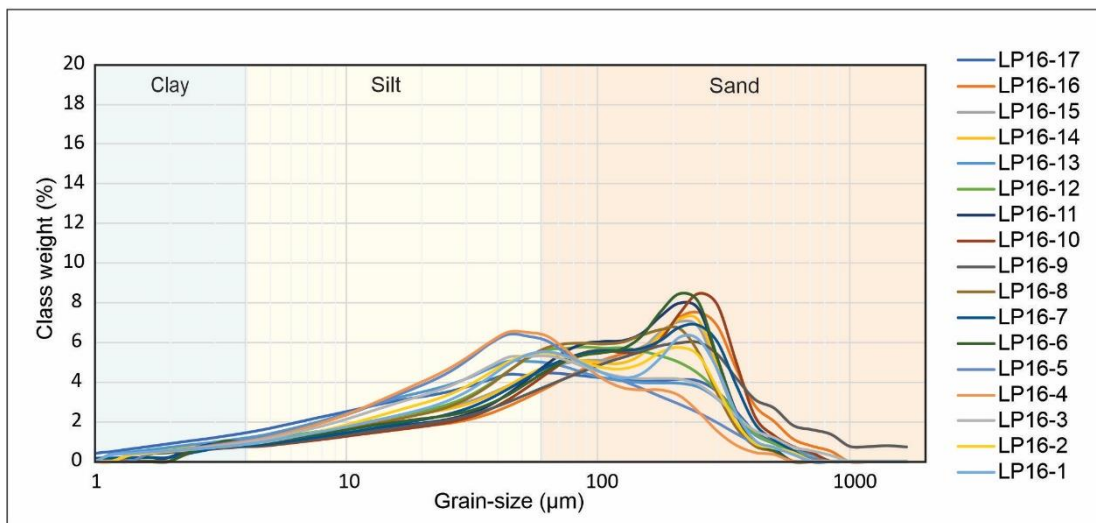


Figure S5.97: Grain-size distribution for the Little Panguingue Creek archaeological site samples.

5.9.1.4 Walker Road

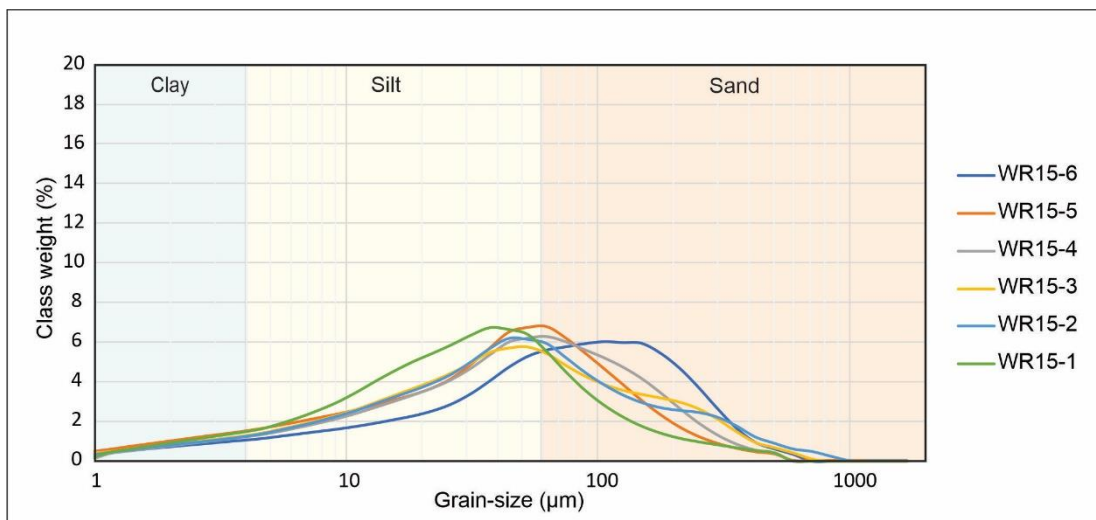


Figure S5.98: Grain-size distribution for the Walker Road archaeological site samples.

5.9.1.5 McDonald Creek

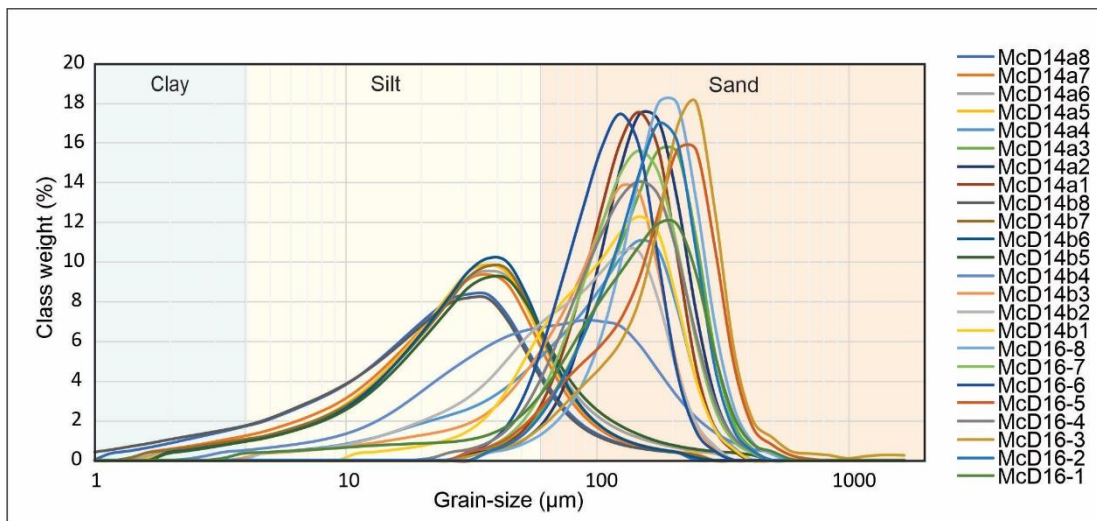


Figure S5.99: Grain-size distribution for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14a, McD14b and McD16 less profiles.

5.9.1.6 Hurricane Bluff

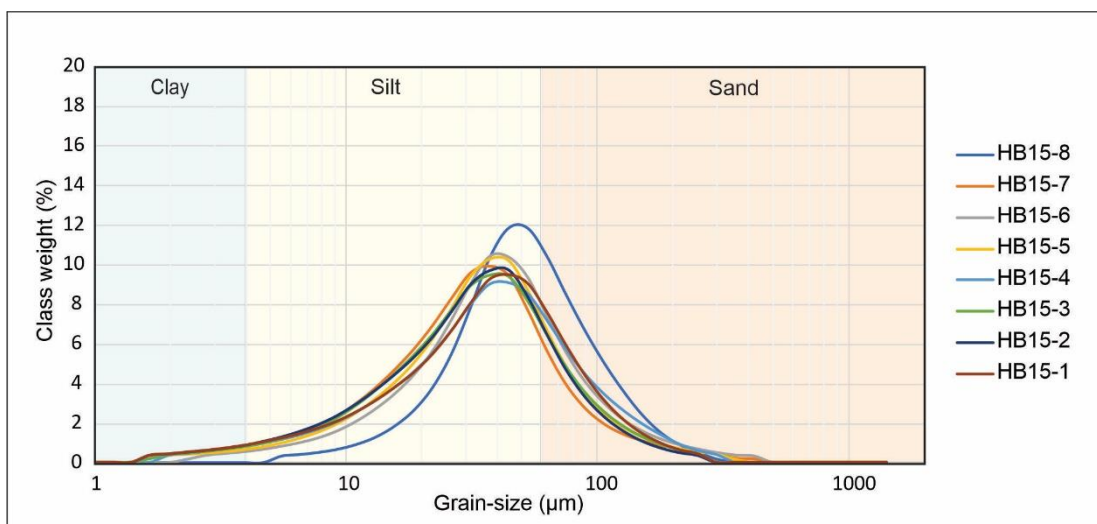


Figure S5.100: Grain-size distribution for the Hurricane Bluff archaeological site samples.

5.9.1.7 Britannia Yukon Hill

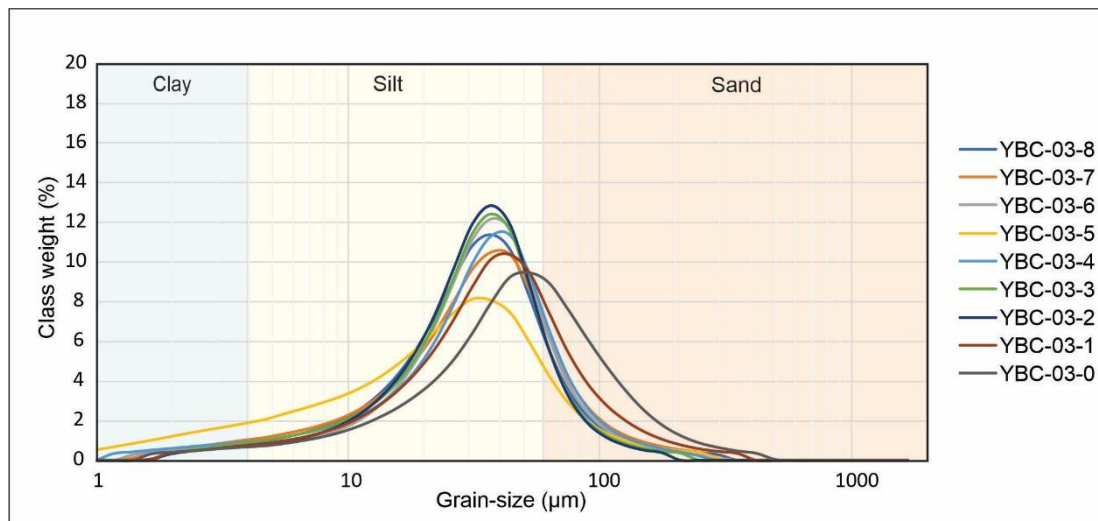


Figure S5.101: Grain-size distribution for the Britannia Yukon Hill archaeological site samples.

5.9.2 Mineralogy results

5.9.2.1 Birch Creek Ridge

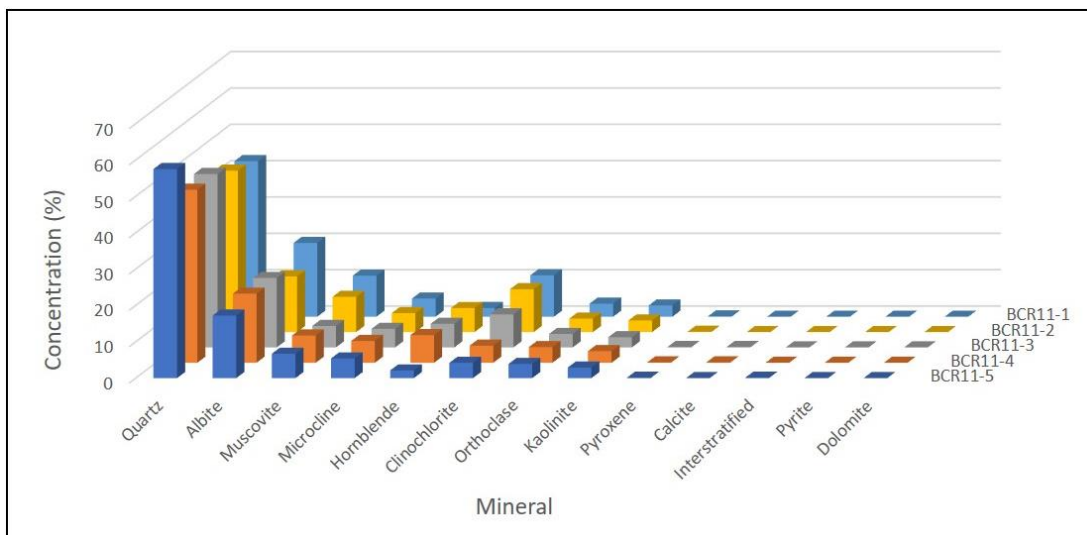


Figure S5.102: Mineralogical assemblage for the Birch Creek Ridge geoarchaeological site samples.

5.9.2.2 Dry Creek

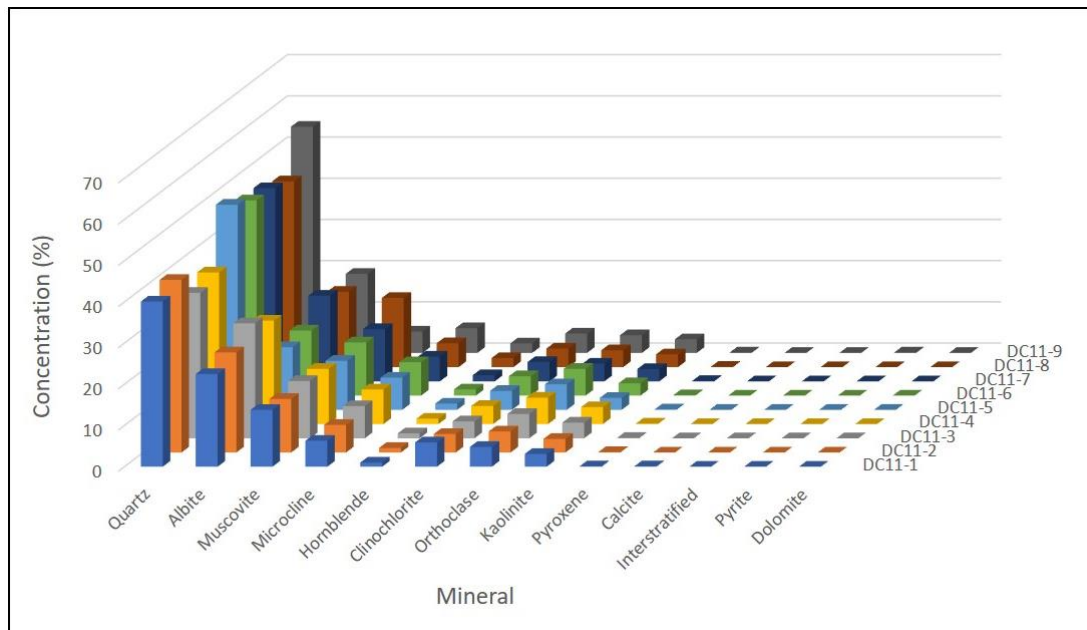


Figure S5.103: Mineralogical assemblage for the Dry Creek archaeological site samples, from the DC11a and DC11b less profiles.

5.9.2.3 Little Panguingue Creek

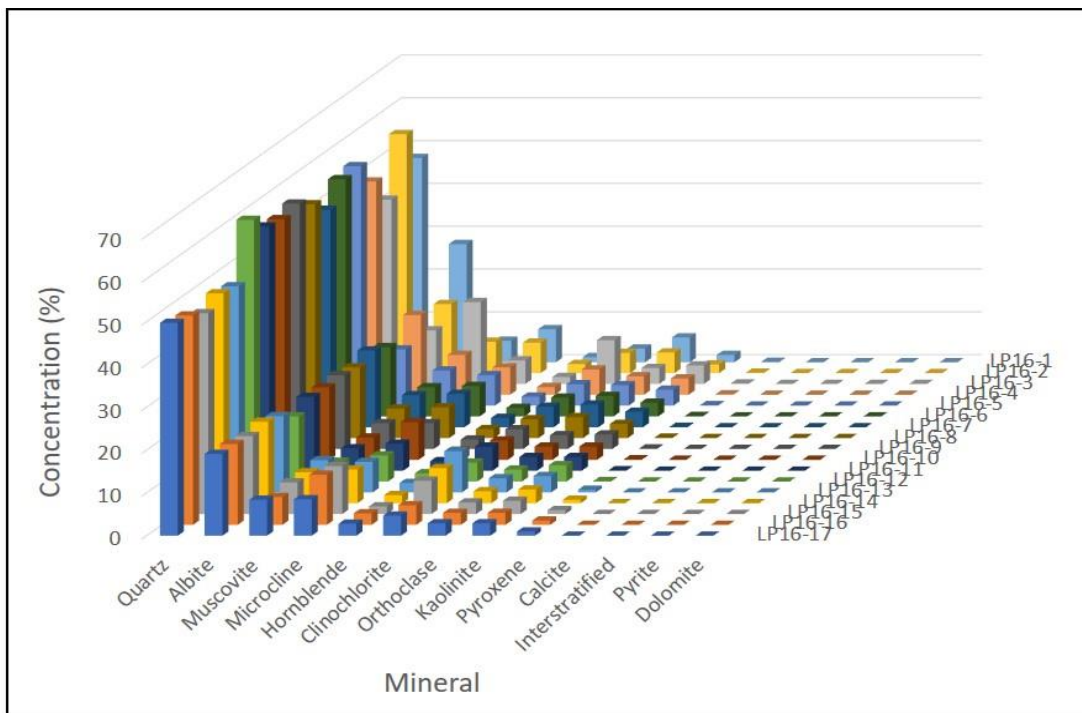


Figure S5.104: Mineralogical assemblage for the Little Panguingue Creek archaeological site samples.

5.9.2.4 Walker Road

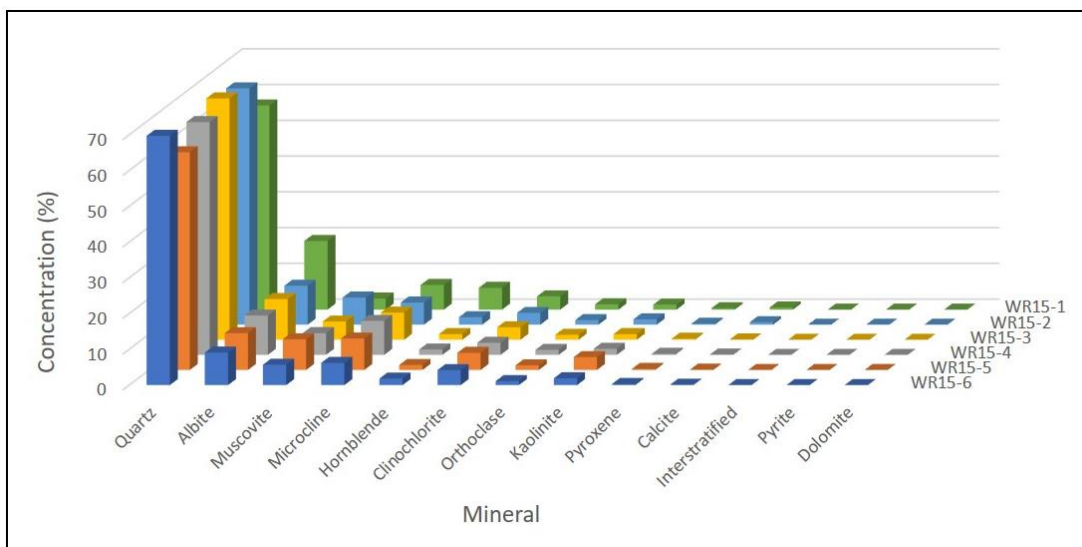


Figure S5.105: Mineralogical assemblage for the Walker Road archaeological site samples.

5.9.2.5 McDonald Creek

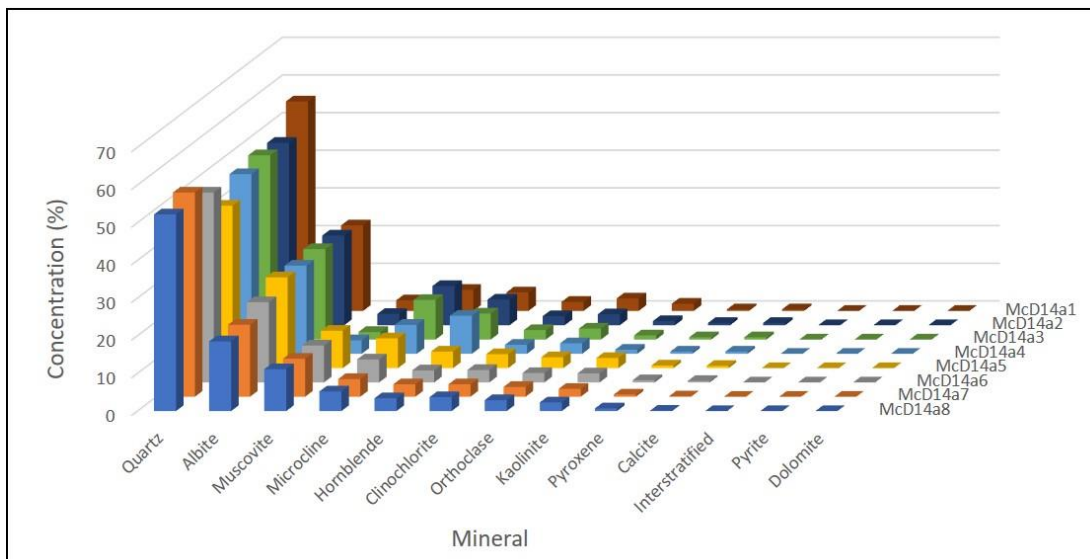


Figure S5.106: Mineralogical assemblage for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14a loess profile.

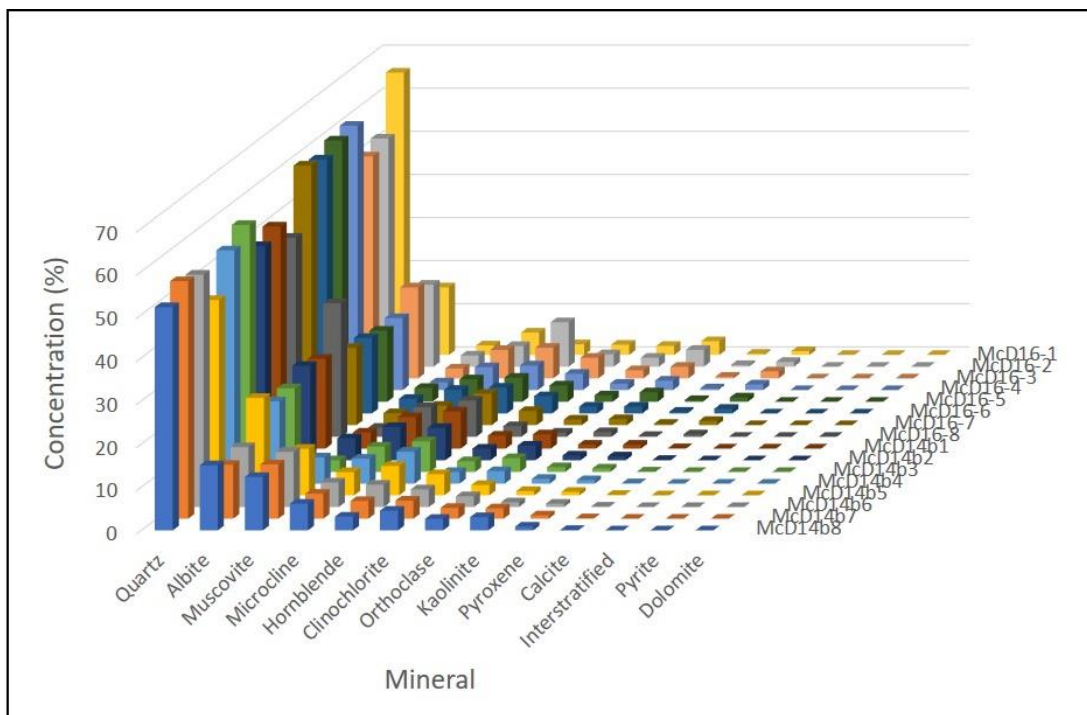


Figure S5.107: Mineralogical assemblage for the McDonald Creek archaeological site samples, from the McD14b/McD16 loess profile.

5.9.2.6 Hurricane Bluff

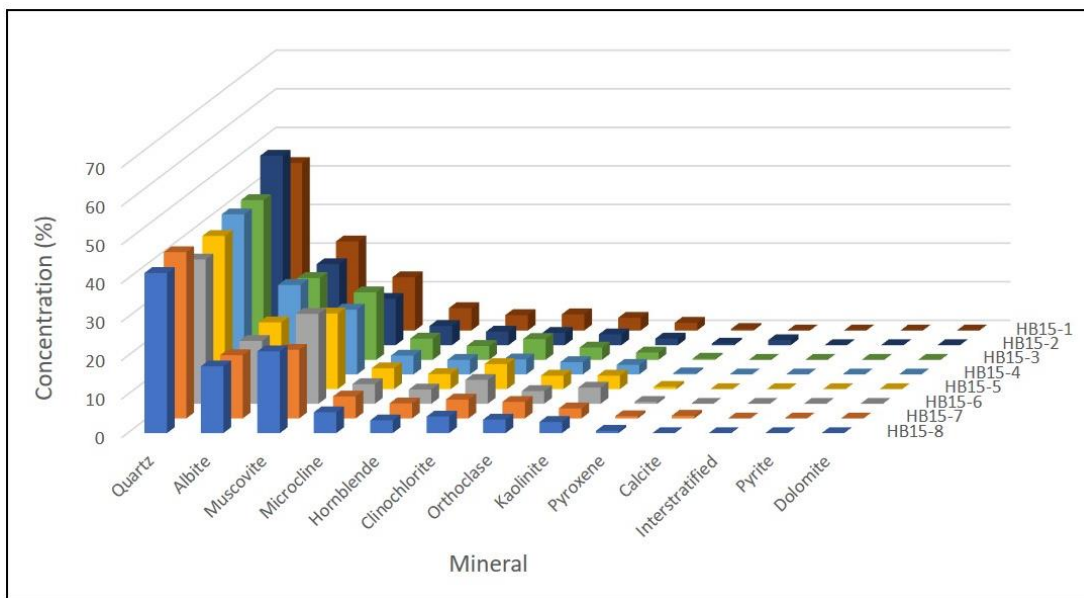


Figure S5.108: Mineralogical assemblage for the Hurricane Bluff archaeological site samples.

5.9.2.7 Britannia Yukon Hill

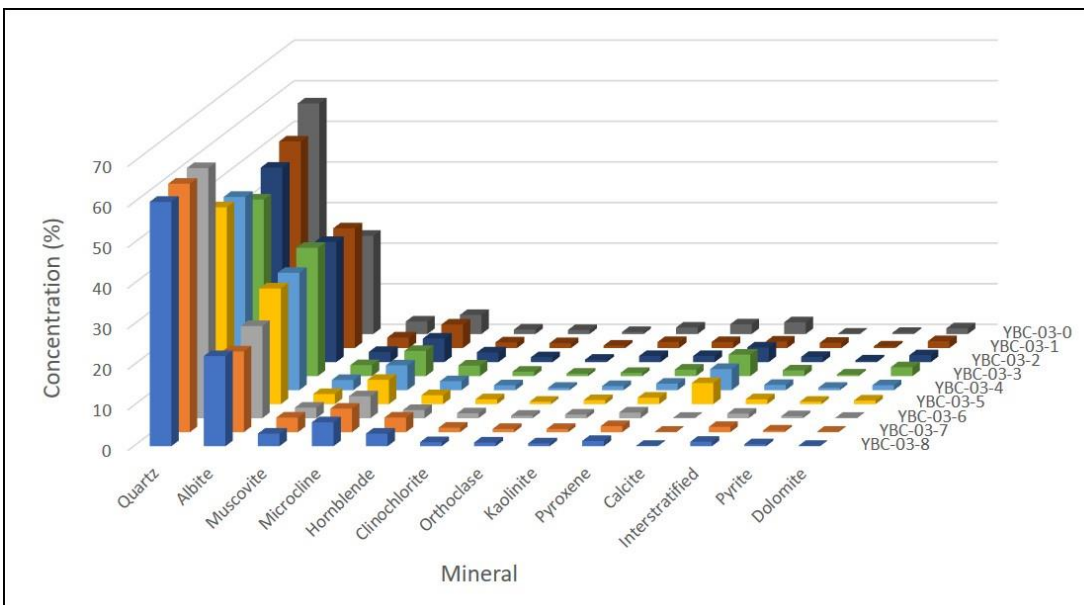


Figure S5.109: Mineralogical assemblage for the Britannia Yukon Hill archaeological site samples.

CONCLUSION

Le peuplement initial de l'Amérique constitue la dernière étape majeure de la dispersion des groupes humains anatomiquement modernes (*Homo sapiens*) à travers le monde. La colonisation du Nouveau Monde est ainsi le produit d'une lente évolution, de même que d'une longue succession de migrations et de mouvements de population qui a débuté plusieurs dizaines de milliers d'années auparavant. Bien que les dernières décennies aient été fructueuses au niveau des avancées en lien avec ce domaine de recherche, beaucoup de questions persistent, notamment quant à l'interaction entre les groupes humains et leur territoire au moment de leur arrivée initiale et au cours des périodes subséquentes.

Dans le cadre de ce projet doctoral, des accumulations de sédiments d'origine éolienne (principalement des lœss) localisées dans la région centrale de l'Alaska, ont été étudiées et datées. Des restes archéologiques en lien avec l'arrivée initiale des groupes humains dans cette région, correspondant au secteur oriental de la paléo-région de la Béringie, sont encaissés dans ces accumulations sédimentaires. La relation entre les occupations archéologiques et des sédiments datables par luminescence et considérés ici comme indicateurs climato-sensibles permettent d'établir un lien fort entre l'occupation du territoire, l'habitabilité du territoire, l'environnement et les changements climatiques.

Les objectifs de ce projet de recherche ont été séparés en deux axes, dont le premier est géochronologique et le second méthodologique et relatif à la datation par luminescence. Les objectifs principaux de cette thèse étaient donc les suivant : 1) Situer dans le temps

les occupations archéologiques se trouvant encaissées dans les accumulations de lœss en datant les unités sédimentaires; 2) Dater la progression de l'accumulation sédimentaires à travers le temps; 3) Établir des corrélations entre les occupations archéologiques, les paléoenvironnements ainsi que les changements climatiques; et finalement 4) Améliorer les protocoles de datation par luminescence des sédiments jeunes (de moins de ~20 000 ans).

Les différents objectifs de cette thèse ont été atteints et les résultats sont présentés dans le cadre de trois articles, correspondant aux chapitres 3, 4 et 5. Dans le premier article (Forget Brisson *et al.* 2020), un nouveau protocole de mesure (le LPH-IRSL) adapté à la mesure des sédiments jeunes et, dans ce cas-ci, affectés par un transfert thermique important et une faible stabilité thermique, a été développé et appliqué aux échantillons du site archéologique McDonald Creek. L'utilisation de ce protocole de mesure est validée par de nombreux tests méthodologiques et les résultats obtenus ont été confrontés à des âges indépendants (^{14}C). Par ailleurs, ce protocole a également été testé avec succès sur trois échantillons supplémentaires ayant des âges et des origines sédimentaires variées et les résultats sont présentés dans l'appendice C.

Dans le second article, le protocole de mesure préalablement testé et dont l'utilité et la pertinence a été validée dans le contexte à l'étude, a été utilisé pour compléter un vaste programme de datation pour des sites archéologiques et géologiques localisés dans la région centrale de l'Alaska et au Yukon. Les résultats obtenus ont également été comparés avec des valeurs de contrôle obtenus indépendamment.

Dans le troisième article, les résultats de datation obtenus dans le cadre du deuxième article ont été mis en relation avec des résultats d'analyses granulométriques, minéralogiques et géochimiques réalisées sur ces mêmes échantillons dans le but de caractériser les conditions environnementales prévalant au moment de la sédimentation

des particules. Ces informations ont permis d'établir un lien entre l'habitabilité du territoire et l'occupation initiale de la région par les groupes humains. Les travaux effectués dans le cadre de cet article ont également permis de constater que les effets des changements climatiques ne sont que très faiblement imprégnés dans la plupart des indicateurs paléoenvironnementaux associés au lœss (*e.g.* granulométrie, épaisseur des dépôts, changements minéralogiques, altération des minéraux). Ainsi, un outil plus sensible a été utilisé pour témoigner des changements climatiques au cours de la période entre la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène, soit l'analyse multiparamétrique. Cette méthode a permis d'établir un lien fort entre la chronologie des accumulations éoliennes, des changements dans les taux de sédimentation et la composition des lœss au début de la période Bølling-Allerød, une période marquée par les premières occupations de la région.

Malgré les avancements réalisés dans le cadre de ce projet doctoral, plusieurs éléments restent à approfondir et des travaux supplémentaires seraient souhaitables, notamment en ce qui concerne la problématique des inversions d'âge. Plus particulièrement, une caractérisation précise de la dose interne des échantillons McD16 serait nécessaire pour une datation adéquate de ces-derniers et déterminer la cause de leur sous-estimation. Par ailleurs, un ré-échantillonnage serait souhaitable au site archéologique Dry Creek pour parvenir à une meilleure estimation de la dose annuelle. Un rééchantillonnage plus serré serait également une avenue intéressante pour augmenter la résolution des résultats. Des analyses sédimentologiques plus approfondies pourraient aussi contribuer à une meilleure compréhension des séquences stratigraphiques.

En conclusion, la luminescence, dont l'utilisation est centrale dans le cadre de ce projet doctoral, est une méthode de datation au potentiel impressionnant, mais d'une complexité dont on n'entrevoit peut-être seulement qu'une part. La poursuite du développement méthodologique dans le domaine de la luminescence, notamment pour

la datation du signal des feldspath, permettront assurément la détermination de l'âge d'objets ou d'événements actuellement indatables par les différentes méthodes de datation existantes, permettant ainsi une meilleure compréhension du passé et donc de meilleures prédictions des événements qui affecteront le monde et les environnements futurs.

APPENDICE A

DATATION DE CHARBON PAR RADIOCARBONE AU SITE ARCHÉOLOGIQUE MCDONALD CREEK

Des charbons collectés dans les échantillons McD14b3 et McD14a2, provenant du site archéologique McDonald Creek, ont été daté par ^{14}C dans le cadre du programme de formation académique du laboratoire *A.E. Lalonde AMS Laboratory* de l'Université d'Ottawa.

De petits morceaux de charbons contenu dans le sédiment correspondant directement à une occupation archéologique, dans le cas de McD14b3, et dans le sédiment sous-jacent à une occupation, dans le cas de McD14a2 ont été collectés et ont subis un prétraitement acide-base-acide (*Acid-Alkali-Acid*; AAA), impliquant un nettoyage des échantillons avec de l'acide chloridrique chauffée (HCl), de l'hydroxyde de sodium (NaOH) et un second traitement HCl (Crann *et al.* 2017). Les mesures de $^{12,13,14}\text{C}$ ont été réalisées avec un spectromètre de masse (3MV tandem) construit avec l'ingénierie de haute-tension. Les calibrations ont été calculées avec le programme OxCal v4.3 (Bronk Ramsey 2009). Les courbes de calibrations sur lesquelles sont interpolé les résultats ^{14}C sont montrées sur les figures APP.A.110 et APP.A.111, où les résultats obtenus sont 13 455-13 141 cal BP et 13 738-13 465 cal BP pour McD14b3 et McD14a2, respectivement. Ces résultats sont très similaires aux résultats de datations ^{14}C obtenus sur des témoins archéologiques reliés à la même composante archéologique du site McDonald Creek (14.0-13.3 ka cal BP; Goebel *et al.* 2016).

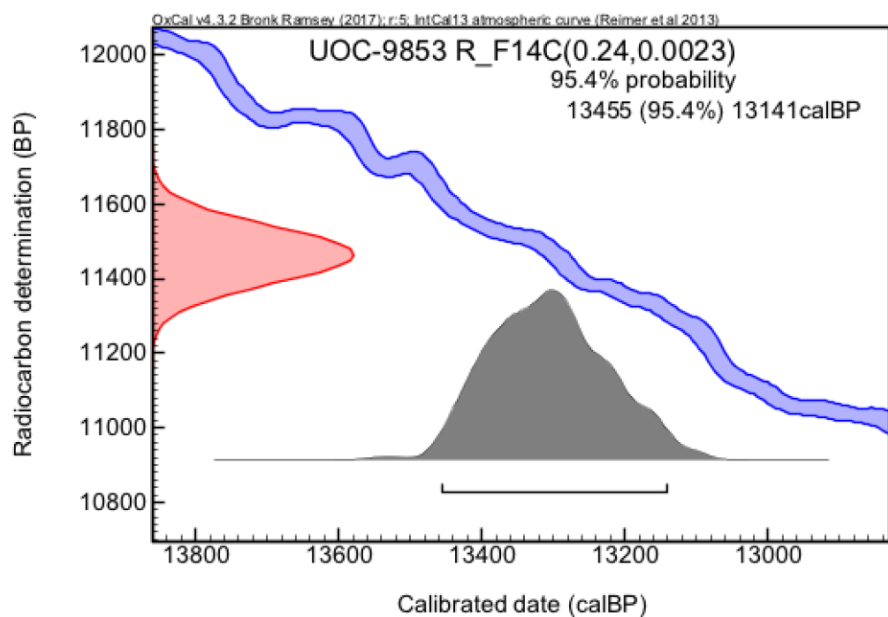


Figure APP.A.110: Courbe de calibration et résultat de la datation de charbons contenus dans l'échantillon McD14b3.

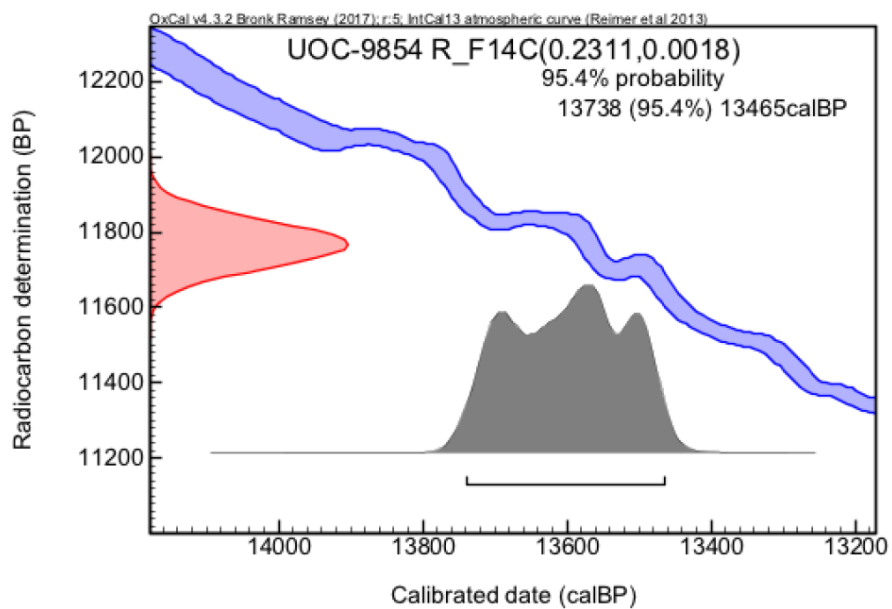


Figure APP.A.111 : Courbe de calibration et résultat de la datation de charbons contenus dans l'échantillon McD14a2.

APPENDICE B

SIMULATION DE LA VARIATION DE LA TENEUR EN EAU POUR LES ÉCHANTILLONS MCD16

Les résultats de datation obtenus pour les échantillons du profil McD16 provenant du site archéologique McDonald Creek sont systématiquement sous-estimées par les nombreux protocoles testés (LPH-IRSL, IR₅₀, pIRIR, pIt LPH-IRSL). Une hypothèse pour expliquer cette mésestimation des âges pourrait être une sous-estimation de la teneur en eau utilisée pour la mesure de la dose annuelle. Étant donné que l'eau absorbe la radiation, ceci aurait pour effet de surestimer la valeur de la dose annuelle, ce qui aurait pour effet de sous-estimer l'âge. Une simulation a ainsi été faite afin de voir l'effet de la variation de la teneur en eau sur l'âge obtenu pour les échantillons du profil McD16 (figure APP.B.112).

Étant donné que même avec l'utilisation d'une teneur en eau très élevée (25 %), qui est par ailleurs incohérente avec le contexte géologique à l'étude, les âges obtenus sont tout de même considérablement plus jeunes que les échantillons sus-jacents (McD14b) provenant de la même coupe, collectés deux ans auparavant. L'échantillon juste au-dessus de la série McD16 a été daté à ~16 ka et constitue un âge minimal pour les échantillons McD16. La raison pour laquelle les échantillons de la série McD16 sont systématiquement trop jeunes est encore inconnue et des tests supplémentaires seront nécessaires pour la résolution de ce problème, notamment pour la détermination de la concentration en K interne.

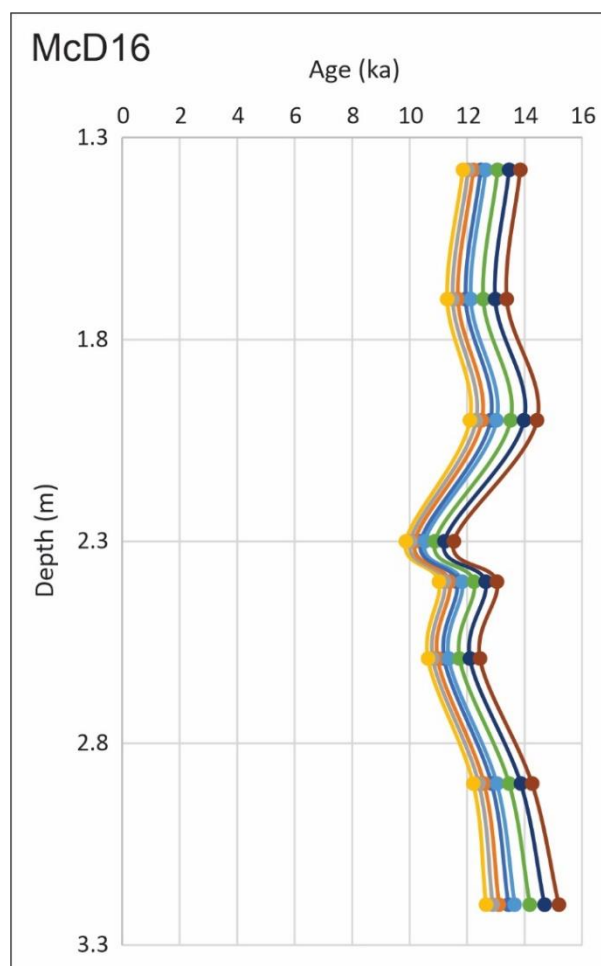


Figure APP.B.112 : Profil stratigraphique montrant l'âge (axe horizontal) en fonction de la profondeur (axe vertical). Simulation de la variation de la teneur en eau pour les échantillons du profil McD16. De gauche à droite, les traits indiquent l'âge des échantillons en fonction d'une teneur en eau de 1, 3, 5, 8, 10, 15, 20, 25 %. Toutes les valeurs ont une incertitude de 5 %.

APPENDICE C

APPLICATION DU PROTOCOLE LPH-IRSL SUR DES ÉCHANTILLONS D'ÂGES DIFFÉRENTS ET PROVENANT DE CONTEXTES GÉOLOGIQUES VARIÉS

Dans l'intention de valider une application à plus grande échelle du protocole LPH-IRSL, trois échantillons d'âges et de contextes géologiques variés ont été datés. L'âge de ces trois échantillons est documenté par des méthodes indépendantes ou des balises géochronologiques. Dans le cas des trois échantillons, des DRT (Wallinga *et al.* 2000a) ont été réalisés avec succès. Le protocole LPH-IRSL a été appliqué sur 12 fractions aliquotes par échantillon en s'appuyant sur la méthodologie détaillée dans le tableau 3.2. Les D_e obtenues ont été corrigées pour la décroissance anormale du signal luminescent avec la méthode DRC (Lamothe *et al.* 2003). Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau APP.C.46.

Tableau APP.C.46: Résultats du protocole LPH-IRSL appliqué sur des échantillons d'âges et de contextes géologiques variés

Échantillon	Débit de dose annuel (Gy/ka)	CAM De non-corrigées (Gy)	Valeur g (%/decade)	CAM De corrigées (Gy)	Age (ka)
BOO-3	$3,5 \pm 0,1$	$18,2 \pm 0,7$	$4,9 \pm 0,7$	$30,1 \pm 1,1$	$8,7 \pm 0,5$
HH31	$3,3 \pm 0,1$	$211,7 \pm 4,3$	$4,5 \pm 0,3$	$405,8 \pm 10,9$	124 ± 6
WK3	$3,8 \pm 0,1$	$90,2 \pm 2,3$	$3,7 \pm 0,2$	$147,8 \pm 4,5$	39 ± 2

BOO-3

L'échantillon BOO-3 provient d'une unité sableuse littorale de la Péninsule Boothia, au Nunavut (Canada). La sédimentation de cet échantillon est contemporaine à la déglaciation de la région à la fin du dernier épisode glaciaire, événement dont l'âge est estimé entre le début et le milieu de la période Holocène.

BOO-3 a initialement été daté au laboratoire *LUX*. Des grains individuels de feldspaths potassiques entre 180-212 μm ($n = 269$) ont été mesurés en utilisant le protocole IR_{50} sur un appareil Risø et un âge entre 6.3 ± 1.0 et 8.0 ± 0.7 ka a été obtenu, tout dépendant de la méthode statistique d'interprétation des résultats qui a été utilisée.

Étant donné que cet échantillon n'a pas montré de tendance significative à la remise à zéro partielle des grains lors des mesures par grains individuels, des mesures sur des fractions aliquotes constitués de plusieurs grains (2 mm de recouvrement) ont été réalisées pour tester le protocole LPH-IRSL. Un DRT a validé l'application de ce protocole ($\text{CAM} = 1,04 \pm 0,02$). Bien que l'âge obtenu avec le LPH-IRSL ($8,7 \pm 0,5$ ka) soit légèrement plus vieux que l'âge obtenu avec le protocole IR_{50} sur les grains individuels, ces deux résultats se recoupent en considérant les marges d'erreurs. Le résultat obtenu avec le LPH-IRSL est également cohérent avec les estimations géochronologiques pour les patrons de déglaciation de la région (T. Tremblay, communication personnelle).

La différence entre les deux résultats d'âge pourrait s'expliquer par une estimation inadéquate du taux de décroissance du signal luminescent (valeur g) par l'une ou l'autre des méthodes. Une valeur g plus élevée est obtenue avec le protocole LPH-IRSL, en comparaison avec le protocole IR_{50} . Ces valeurs sont $4,9 \pm 0,7$ et $2,4 \pm 0,7$ %/décade, respectivement. Étant donné qu'il n'y a actuellement pas de moyen pour discréditer

une ou l'autre de ces valeurs, et que l'âge obtenu avec le protocole LPH-IRSL soit tout aussi valide que celui obtenu avec le protocole IR₅₀ en considérant les contraintes géochronologiques, l'utilisation du LPH-IRSL sur l'échantillon BOO-3 est concluant.

HH31

L'échantillon HH31 provient d'une exposition stratigraphique de Halfway House, localisée dans la région centrale de l'Alaska (États-Unis). Cette séquence est caractérisée par une accumulation de ~12 m de lœss, intercalée par des paléosols et des couches de cendres volcaniques. L'échantillon HH31 a été collecté 30 cm au-dessus de la cendre d'Old Crow (*Old Crow tephra*; OCt). L'âge de ce marqueur chronostratigraphique a été initialement fixé à 140 ± 10 ka par Westgate (1989) par la méthode du plateau isotherme des traces de fission. Cet âge a par la suite été recalculé à 131 ± 11 ka (Péwé *et al.* 2009; Froese *et al.* 2009), et à 124 ± 10 ka par Preece *et al.* (2011). La cendre d'Old Crow, collectée à la coupe de Birch Creek localisée à proximité de celle d'Halfway House, a également été datée à 142 ± 7 ka par Berger (2003) avec l'utilisation de la TL. En critiquant l'utilisation d'une moyenne des résultats chronologiques issus de différentes méthodes et en considérant plutôt l'écart dans les différents âges obtenus pour ce marqueur stratigraphique important, Muhs *et al.* (2003) a proposé un intervalle de probabilité entre 120 et 160 ka pour la cendre d'Old Crow. Un âge d'une ancienneté étonnante ($202,9 \pm 9,5$ ka) a été obtenu récemment par Burgess *et al.* (2019) en U-Pb pour les zircons contenus dans la cendre d'Old Crow. Cet âge n'est toutefois pas reconnu par la communauté scientifique en raison de son incohérence avec le contexte stratigraphique et l'important corpus de données géochronologiques relatif à la cendre d'Old Crow (voir Lamothe *et al.* 2020).

L'échantillon HH31 (ou un échantillon analogue) a été daté à quelques reprises par IRSL dans le passé en utilisant différents protocoles. Le protocole IR₅₀ avec une

correction DRC a été utilisé par Auclair *et al.* (2007) et a livré un résultat de $131 +21/-13$ ka. Roberts (2012) a pour sa part testé les protocoles pIRIR, remarquant que l'utilisation de températures élevées semblait être problématique pour déterminer adéquatement la D_e . Par l'utilisation d'un plateau d'âges obtenus avec des protocoles utilisant différentes températures de préchauffe et de IRSL, un résultat similaire à celui de Preece *et al.* (2011; $124^{\circ} \pm 7$ ka) a été obtenu. Plus récemment, Lamothe *et al.* (2020) a obtenu un résultat de 131 ± 5 ka en utilisant le protocole pIt-IRSL.

L'échantillon HH31 a été mesuré en utilisant le protocole LPH-IRSL sur la fraction polyminérale entre 44-62 μm . Un DRR de $1,01 \pm 0,1$ et un âge de 124 ± 6 ka ont été obtenus. Cet âge est cohérent avec la position de l'échantillon, localisé 30 cm au-dessus du contrôle d'âge indépendant de la cendre d'Old Crow.

WK3

L'échantillon WK3 provient d'une unité de sable dans laquelle se trouve des artefacts associés à la période de l'Âge de pierre moyen, au site archéologique Wonderkrater en Afrique du Sud. L'échantillon IRSL a été collecté au-dessus d'un niveau daté à $43,6 \pm 1,0$ cal BP par ^{14}C . Cette dernière valeur est considérée comme étant un âge minimal, étant donné sa proximité à la limite supérieure de la méthode ^{14}C (Backwell *et al.* 2014). Barré *et al.* (2012) a obtenu, pour l'échantillon WK3, un âge de $28,5 \pm 2,3$ ka en utilisant le protocole IR_{50} et une correction DRC.

En utilisant le protocole LPH-IRSL sur les feldspaths potassiques entre 180 et 212 μm , un DRR de $0,93 \pm 0,04$ et un âge de $39,0 \pm 1,8$ ka ont été obtenus. Il est à noter que bien que le DRR soit à l'intérieur de l'intervalle d'acceptabilité de 10 % (Wallinga *et al.* 2000a), des tests supplémentaires pourraient être réalisés pour obtenir un meilleur résultat, idéalement avec un écart inférieur à 5 % à la dose induite (Lamothe *et al.* 2018).

L'âge obtenu est toutefois cohérent avec le contexte stratigraphique et le contrôle d'âge disponible.

L'âge obtenu avec le protocole LPH-IRSL est supérieur à celui publié par Barré *et al.* (2012). Étant donné que les D_e non-corrigées obtenues avec les deux protocoles sont très similaires, la différence dans les âges obtenus est due à la disparité dans les valeurs g mesurées ($1,2 \pm 0,4$ %/décade pour le IR₅₀ et $3,7 \pm 0,2$ %/décade pour le LPH-IRSL). Il est fort probable que les valeurs g obtenues par Barré *et al.* (2012) soient sous-estimées en raison du très court délai utilisé, dont la durée maximale était de 16,5 h. Une mesure de délai devrait pourtant être d'un minimum de 48 h dans le but de s'affranchir de l'effet de la récupération du signal, contribuant à une sous-estimation de la décroissance du signal et, conséquemment, à une sous-estimation de l'âge (Aitken & Smith 1988).

APPENDICE D

COMPARAISON DES RÉSULTATS IRSL OBTENUS AVEC DEUX PROTOCOLES DIFFÉRENTS POUR LES ÉCHANTILLONS DU SITE ARCHÉOLOGIQUE BRITANNIA YUKON HILL

Les échantillons du site archéologique Britannia Yukon Hill ont originalement été datés par luminescence par Desjardins-Martin (2018) avec un protocole de mesure utilisant une température de préchauffe conventionnelle pour les feldspaths (*i.e.* 250°C, pour 60 s; Lamothe 2004) et une première stimulation IR à 50°C pour 100 s, ainsi que deux stimulations IR supplémentaires à haute température (225°C et 290°C, chacune pour 100 s) pour s'assurer d'un lessivage exhaustif des pièges. L'utilisation de la stimulation IR₅₀ pour l'obtention des D_e a été validée par un DRT et les résultats obtenus sont cohérents avec le contexte géoarchéologique local et régional.

En revanche, l'utilisation de ce protocole impliquant des températures élevées (HT-IRSL) a engendré l'obtention de résultats problématiques et insatisfaisants pour les échantillons provenant de la région centrale de l'Alaska, principalement pour ceux du site McDonald Creek sur lesquels les tests ont été réalisés. Des DRR de 1.20 et 1.46 ont été obtenus pour les mesures IR₅₀ et IR₂₂₅ (CAM de 3 fractions aliquotes) de l'échantillon McD14a8. Ces valeurs sont de 1.24 et 1.77 pour l'échantillon McD14a6, ainsi que 1.34 et 1.94 pour l'échantillon McD14a4. Ces surestimations importantes sont cohérentes avec les résultats obtenus avec d'autres protocoles à hautes températures testés dans le cadre de cette thèse (voir figure 3.50). Cette différence importante entre

les résultats des échantillons collectés au Yukon et en Alaska a été attribuée à une différence dans la sensibilité thermique des échantillons et à une tendance marquée des échantillons de l'Alaska pour le transfert thermique. C'est pour contourner ces problématiques qu'a été développé le protocole LPH-IRSL, présenté dans le chapitre 3.

La figure APP.D.113 présente, pour les échantillons collectés au site Britannia Yukon Hill, une comparaison entre les résultats chronologiques obtenus avec ces deux protocoles de mesure. Bien que les deux séries de résultats soient autant cohérents avec le contexte géoarchéologique et l'âge indépendant correspondant à l'occupation archéologique (~13.2 ka cal avant aujourd'hui; Thomas et al. 2017), il semble que les résultats obtenus avec le LPH-IRSL soient généralement plus élevés que ceux obtenus avec le HT-IRSL. À l'heure actuelle, il n'est cependant pas possible de déterminer quel protocole de mesure permet la détermination de la D_e la plus adéquate.

Il peut aussi être remarqué que les erreurs associées aux mesures sont plus importantes pour le LPH-IRSL que pour le HT-IRSL. Cette différence est quelque peu étonnante étant donné que les tests de protocoles ont montré une situation contraire pour les échantillons de l'Alaska, où les protocoles utilisant de températures plus élevées engendraient des résultats plus dispersés, associés à des erreurs relatives plus importantes. Toutefois, dans le cas de la comparaison présentée ici, il est à noter que les mesures ont été réalisées sur deux systèmes de mesure différents, soit un Lexsyg Research pour le LPH-IRSL et un Lexsyg Smart pour le HT-IRSL. Ces deux systèmes sont très différents sur le plan de la configuration, notamment pour la distance entre les grains et le tube photomultiplicateur. Ce dernier est, de ce fait, significativement plus sensible pour le Lexsyg Smart que pour le Lexsyg Research, ce qui pourrait être à l'origine d'une plus grande précision pour ces échantillons, qui sont par ailleurs plus stable thermiquement que les échantillons de l'Alaska.

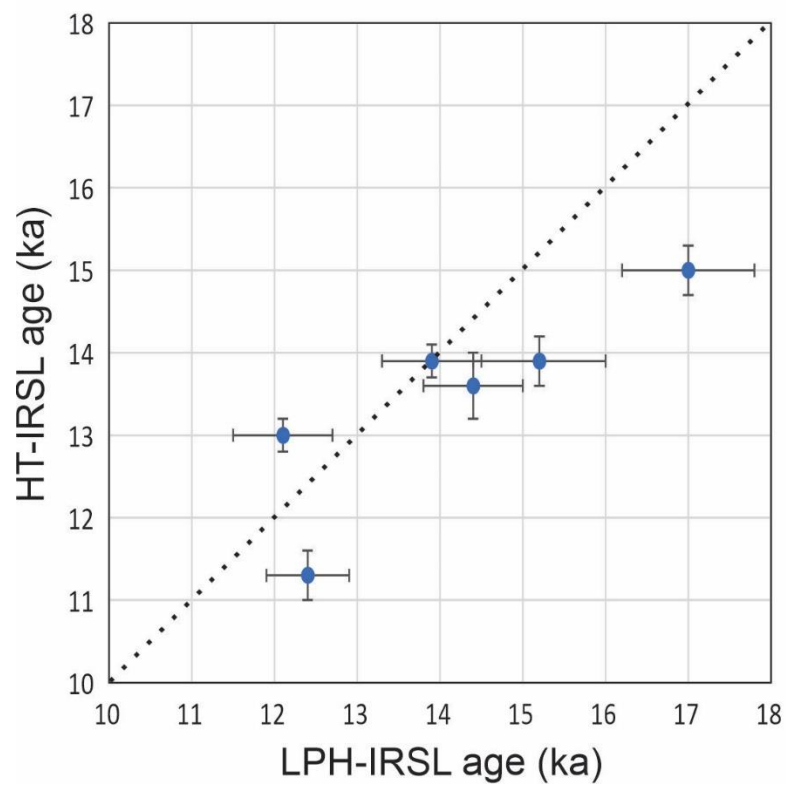


Figure APP.D.113: Comparaison des âges IRSL (ka) obtenus pour les échantillons du site Britannia Yukon Hill avec les protocoles LPH-IRSL et HT-IRSL.

APPENDICE E

ADAPTATION DU PROTOCOLE PIT-IRSL ET DÉVELOPPEMENT DU LPH- PIT-IRSL

Cette section fait l'objet d'une adaptation du protocole de datation innovateur qu'est la mesure de la luminescence induite par stimulation infrarouge mesurée après un traitement isotherme développé par Lamothe *et al.* (2020). Cette procédure a été adaptée en suivant les fondements du protocole LPH-IRSL. Le pIt-LPH-IRSL est donc ici présenté, testé et comparé à des âges indépendants obtenus par la datation par ^{14}C , de même qu'aux résultats obtenus avec le protocole LPH-IRSL (chapitre 4). Cette section présente des résultats qui constituent une ébauche pour une publication future.

Alors que la méthode datation des feldspaths potassiques par IRSL a connu de nombreuses avancées, au cours des deux dernières décennies en ce qui concerne la décroissance anormale du signal de ces minéraux, ce n'est que très récemment qu'un protocole permettant de réellement contourner cette problématique a été développé. La mesure de la luminescence post-isotherme (pIt), proposée par Lamothe *et al.* (2020) montre un potentiel impressionnant pour directement déterminer la paléodose (P) sans qu'il soit nécessaire de mesurer la valeur g et d'appliquer une correction aux doses équivalentes (D_e) en cas de décroissance anormale du signal. Ceci permet de s'affranchir de plusieurs problèmes, notamment une estimation erronée ou imprécise de la valeur g , ainsi que la nécessité d'extrapolation pour obtenir des D_e corrigées pour la décroissance anormale du signal. Cette avancée tend ainsi à faciliter

considérablement l'utilisation des feldspaths pour la datation par luminescence. Le protocole pIt-IRSL est ici adapté selon le principe de réduction des températures, inhérent au protocole LPH-IRSL (Forget Brisson *et al.* 2020; chapitre 3), permettant la mesure d'échantillons jeunes et thermo-sensibles, tels que ceux de la région centrale de l'Alaska. Les résultats ici présentés constituent la première application et adaptation de la méthode de datation pIt-IRSL sur des échantillons jeunes associés à des contrôles d'âge indépendants.

Les mesures pour le pIt-LPH-IRSL ont été réalisées sur un système Lexsyg Research ou un Lexsyg Smart, équipés de sources β internes ($(\dot{D}_{\beta(90\text{Sr})} = \sim 0.063 \text{ Gy/s}$ et $\sim 0.14 \text{ Gy/s}$, respectivement). Du côté du Lexsyg Research, toutes les chauffes sont réalisées dans une atmosphère d'hélium, alors que ces procédures sont réalisées dans une atmosphère d'azote pour le Lexsyg Smart. Pour les deux systèmes, les diodes IR utilisées produisent une stimulation à $850 \pm 20 \text{ nm}$ (300 mW/cm^2) et le signal détecté est centré autour de 410 nm , filtré à travers les filtres Schott-BG 39 (3 mm) et AHF-BrighLine HC 414/46-Interference (3.5 mm).

Le protocole pIt-IRSL original (Lamothe *et al.* 2020) implique l'utilisation de deux stimulations IR effectuées à différentes températures, telle une double SAR, dans le but d'obtenir deux D_e distinctes, comme c'est le cas pour les protocoles de pIRIR (*e.g.* Thomsen *et al.* 2008; Buylaert *et al.* 2009). Tandis que la première stimulation vise à vider les pièges les moins profonds et donc moins stables, la deuxième stimulation cible pour sa part un signal luminescent provenant des pièges plus profonds et plus stables. En conséquence à la dualité de la stabilité des signaux luminescents mesurés, et ainsi à la dualité implicite dans les taux de décroissance anormale du signal, c'est cette différence dans les D_e obtenues avec les deux signaux qui est exploitée avec ce protocole. La prémisse de cette méthode est que la dose totale de radiation (P) reçue et

accumulée par l'échantillon est la même pour les deux signaux IRSL, indépendamment de leurs D_e et valeurs g respectives.

L'aspect innovateur de la méthode pIt-IRSL est l'utilisation d'une succession de traitements isothermaux, intégrés dans la séquence de mesure, avant la détection du signal IRSL conséquent à une dose de radiation induite en laboratoire. Ceci est fait dans le but de simuler l'effet de la décroissance anormale du signal luminescent et ainsi interpoler la valeur qui correspond à un taux de décroissance nul pour un échantillon donné. L'augmentation de la durée du traitement isotherme mène à une décroissance dans les valeurs des rapports L_x/T_x mesurées, et donc à une augmentation de la valeur des D_e calculées. Cette décroissance dans les valeurs de L_x/T_x n'est toutefois pas exactement la même pour les deux signaux IRSL. Ainsi, une diminution initiale plus marquée caractérise la courbe isotherme de la première IRSL, en comparaison avec la seconde IRSL. Il a été montré que la valeur de D_e isothermiquement réduite qui est égale pour les deux mesures IRSL de la double SAR correspond à P .

Le protocole de mesure original proposé par Lamothe *et al.* (2020) suggère l'utilisation des stimulations IR_{50} et IR_{225} suivant une préchauffe à 250°C de 60 s, de même qu'un traitement isotherme à 270°C. Or, dans Forget Brisson *et al.* (2020; chapitre 3), il a été démontré que l'utilisation de températures élevées était néfaste pour une détermination adéquate de la D_e pour les échantillons de loess provenant de la région centrale de l'Alaska, nécessitant ainsi le développement du protocole de mesure LPH-IRSL impliquant l'utilisation de températures considérablement réduites. Dans ce sens, les tests préliminaires réalisés sur les échantillons à l'étude en utilisant le protocole pIt-IRSL à haute température affichent à nouveau des résultats problématiques et incohérents. Le protocole pIt-LPH-IRSL, en tant qu'adaptation du pIt-IRSL, devrait, de manière théorique, combiner les effets des deux procédures, prévenant ainsi les effets néfastes du transfert thermique ou de la faible stabilité thermique, et prévenant

la nécessité de la détermination de la valeur g et l'application d'une correction pour la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths. Le protocole modifié est présenté dans le tableau APP.E.47, où les températures de stimulation IR proposées sont 25°C et 150°C (IR₂₅ and IR₁₅₀), suivant une préchauffe à 160°C maintenue 15 s, une température de traitement isotherme de 180°C, ainsi qu'un lessivage optique de 900 s à la fin de la séquence, une fonction disponible uniquement dans le système Lexsyg Research. L'intervalle de 20°C entre les températures de préchauffe et de traitement isotherme proposé par Lamothe *et al.* (2020) a été préservé. Les mesures qui ont été réalisées avec le système de mesure Lexsyg Smart, qui n'est pas équipé avec une lampe permettant un lessivage optique, n'incluent pas cette étape à la fin de la séquence de mesure. Bien que cette étape soit impérative pour l'obtention d'un DRR adéquat avec le protocole LPH-IRSL, les DRR réalisés sans ce lessivage dans le système Lexsyg Smart sont satisfaisants.

La première étape du protocole pIt-LPH-IRSL est la détermination du signal naturel et de la D_e sans traitement isotherme pour IR₂₅ et IR₁₅₀ (tableau APP.E.47A). Pour cette première étape, la seule différence avec le protocole LPH-IRSL original est l'ajout d'une seconde mesure IRSL (IR₁₅₀). La deuxième étape du pIT-LPH-IRSL est la mesure de la luminescence régénérée par des doses β induites en laboratoire précédées d'un traitement isotherme (tableau APP.E.47B). Subséquemment à l'administration d'une dose de radiation correspondant à une des doses utilisées pour la construction de la courbe de croissance, la préchauffe est réalisée et la fraction aliquote est ensuite soumise à un traitement isotherme d'une durée variable (*e.g.* 3, 10, 100, 300, 1000 s). IR₂₅ et IR₁₅₀ sont ensuite mesurés et le reste des étapes décrites dans le tableau APP.E.47B sont achevées. Deux D_e ($D_{e\ 25}$ et $D_{e\ 150}$) sont ainsi obtenues pour chacun des traitements isothermes maintenues durant des périodes de temps variables et il est possible de déterminer, par interpolation, quelle durée de traitement isotherme donne des valeurs de D_e équivalentes pour les deux signaux. Cette durée de traitement

isotherme est dépendante de la fraction aliquote mesurée et doit ainsi être déterminée de manière individuelle pour la détermination de P. Étant donné que la réponse luminescente des feldspaths est prévisible (Li *et al.* 2015), il est à noter qu'une fois que le comportement luminescent et le processus de construction de la courbe de croissance est connu et compris pour échantillon donné, les courbes de décroissance isotherme peuvent être déterminée uniquement pour deux doses de radiation induite en laboratoire encadrant la valeur suspectée pour P, réduisant ainsi considérablement le temps de mesure nécessaire.

Un DRT a été réalisé pour valider l'utilisation du protocole pIt-LPH-IRSL. Des fractions aliquotes de l'échantillon McD14a6, lessivées de leur signal naturel et irradiées en laboratoire, ont été mesurées selon la méthodologie décrite dans le tableau APP.E.47A dans le but de vérifier les effets associés à l'ajout de la deuxième stimulation IR. Les DRR obtenus pour IR₂₅ et IR₁₅₀ sont 1.011 ± 0.004 et 1.05 ± 0.02 , respectivement. Les rapports de recyclage sont contenus à l'intérieur de l'intervalle d'acceptabilité pour les deux mesures IRSL, tandis que les rapports de récupération sont plus élevés pour IR₁₅₀ (~0,1), tel que ce qui est attendu pour l'utilisation d'une température supérieure dans le cadre des échantillons à l'étude.

Considérant les DRR et les rapports de récupération, de même que le comportement luminescent général pour les deux mesures IRSL, il semble que le protocole pIt-LPH-IRSL avec IR₂₅ et IR₁₅₀ est plus adéquat, comparativement aux autres duos de température IRSL testés (*i.e.* IR₂₅ et IR₁₀₀ ainsi que IR₂₅ et IR₂₀₀). Dans le cas de IR₂₅ et IR₁₀₀, bien que les DRR soit acceptables, les rapports de récupération sont légèrement élevés (~0,07). De plus, il semble que la différence entre les deux mesures IRSL ne soit pas suffisante pour obtenir un rapport IR₂₅/IR₁₀₀ utile pour obtenir un résultat pIt. Dans le cas de IR₂₅ et IR₂₀₀, les DRR de la deuxième mesure IRSL est

considérablement en dehors de l'intervalle d'acceptabilité ($\sim 1,4$) et les rapports de récupération sont près de 0,1, ce qui limite l'utilisation de cet intervalle de température.

Tableau APP.E.47: Protocole pIt LPH-IRSL

A			
Étape		Détail	
Dose – L_n et L_x	1	Irradiation	D1 (0 Gy pour la naturelle) - D2 - D3 - D4 - 0 Gy – D2
	2	Préchauffe	160°C, 15s
	3	IRSL	25°C, 100s
	4	IRSL	150°C, 100s
Dose Test - T_n et T_x	5	Irradiation	TD
	6	Préchauffe	160°C, 15s
	7	IRSL	25°C, 100s
	8	IRSL	150°C, 100s
	9	Lessivage optique	900 s (de 365 à 850 nm à température ambiante)
Retour à 1			
B			
Étape		Détail	
Dose - L_n et L_x	1	Irradiation	D2 - D3 - D4 - 0 Gy – D2
	2	Préchauffe	160°C, 15s
	3	Traitement isotherme	180°C, <i>e.g.</i> 3, 10, 30, 100, 300, 1000 s
	4	IRSL	25°C, 100s
	5	IRSL	150°C, 100s
Dose test - T_n et T_x	6	Irradiation	TD
	7	Préchauffe	160°C, 15s
	8	IRSL	25°C, 100s
	9	IRSL	150°C, 100s
	10	Lessivage optique	900s (de 365 to 850 nm à température ambiante)
Retour à 1			

Dans le but de tester et évaluer la pertinence du protocole pIt-LPH-IRSL sur les échantillons à l'étude, P a été déterminé en utilisant cette méthode pour un minimum de 3 fractions aliquotes pour 16 échantillons. En premier lieu, les mesures L_n/T_n et la construction de la courbe de croissance sans traitement isotherme (tableau APP.E.47A)

ont été complétés. Les courbes de croissance obtenues sont présentées dans les figures APP.E.114 et APP.E.115 (*isothermal 0 s*) pour deux fractions aliquotes du même échantillons (McD14a6). La différence entre les $D_{e\ 25}$ et $D_{e\ 150}$ obtenues, où la première est plus faible que la seconde, est analogue à la disparité entre les taux de décroissance anormale du signal en fonction de la température. Les étapes subséquentes consistent en la détermination de $D_{e\ 25}$ et $D_{e\ 150}$, suivant un traitement isotherme de durées variées de manière à induire une réduction des signaux IRSL mesurés. Ceci peut être considéré comme analogue à la décroissance du signal luminescent des feldspaths avec le temps, tel qu'avancé par Lamothe et al. (2020). Les courbes de croissances ainsi construites sont présentées dans les figures APP.E.114 et APP.E.115 (*isothermal 10, 30, 100, 300, 1000 s*) et la diminution des signaux luminescents pour chaque dose β induites en laboratoire peut être observée dans la figure APP.E.116. Les D_e traitées isothermiquement ont été obtenues par l'interpolation du L_n/T_n sur chacune des courbes de croissance construites. P est finalement déterminée par l'identification de la valeur équivalente pour $D_{e\ 25}$ et $D_{e\ 150}$, tel que montré dans la figure APP.E.117 pour les deux différentes fractions aliquotes.

Tel que montré dans la figure APP.E.117 et dans la colonne indiquant la surdispersion (OD) du tableau APP.E.48, où les résultats obtenus avec le protocole pIt-LPH-IRSL sont présentés, la variabilité entre les fractions aliquotes d'un même échantillon est considérable et plus grande que pour les résultats obtenus avec le protocole LPH-IRSL corrigé pour la décroissance anormale du signal luminescent. Il peut aussi être mentionné que bien que les rapports de recyclage soient généralement satisfaisants pour les SAR individuelles impliquées dans le protocole pIt-LPH-IRSL, les rapports de récupération tendent à surpasser l'intervalle d'acceptabilité pour IR_{150} , tel qu'indiqué par le DRT.

McD14a6 - aliquot 1

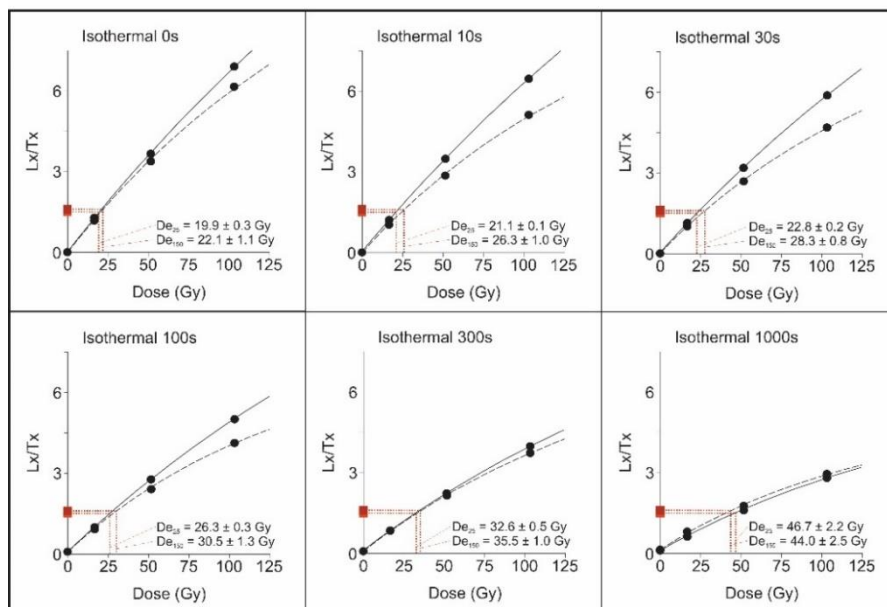


Figure APP.E.114 : De_{25} (ligne pleine) et De_{150} (ligne tiretée) avec un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour l'échantillon McD14a6 (fraction aliquote 1), mesuré dans le système Lexsyg Smart.

McD14a6 - aliquot 7

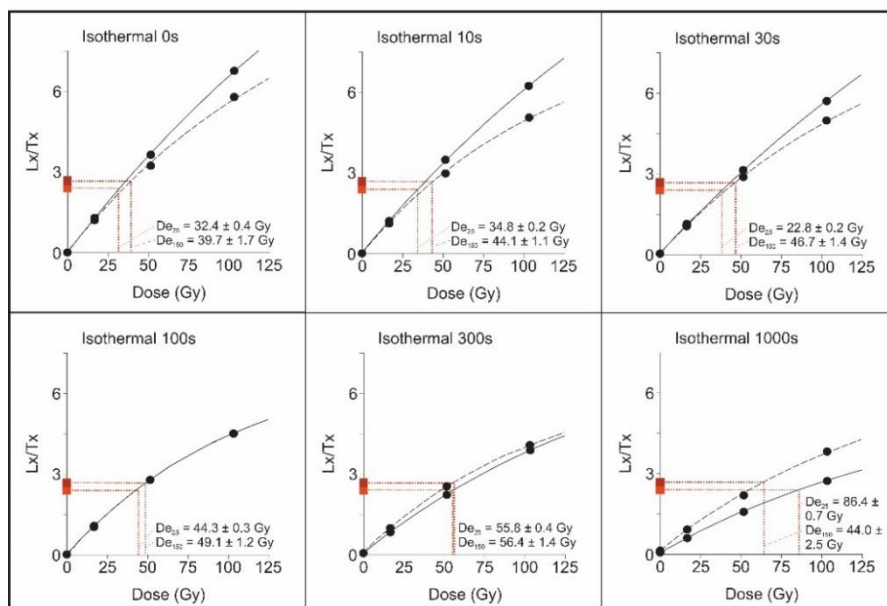


Figure APP.E.115 : De_{25} (ligne pleine) et De_{150} (ligne tiretée) avec un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour l'échantillon McD14a6 (fraction aliquote 7), mesuré dans le système Lexsyg Smart.

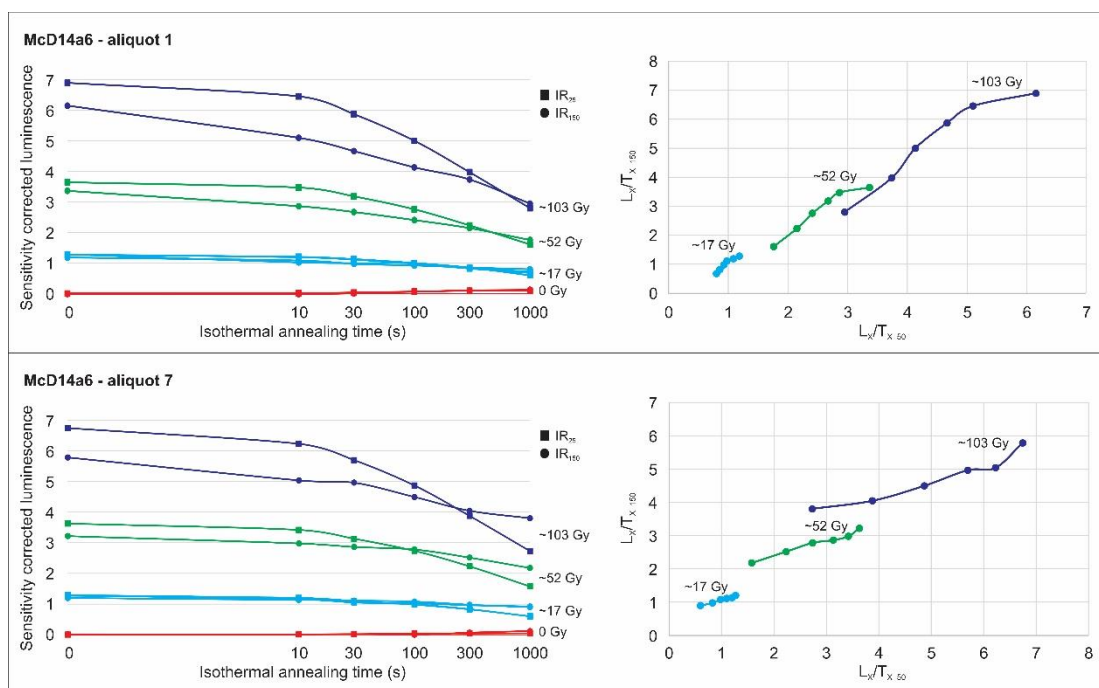


Figure APP.E.116 : Décroissance des rapports L_x/T_x pour 3 doses β induites en laboratoire soumis à un traitement isotherme de durées variées (0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s) pour les fractions aliquotes 1 et 7 de l'échantillon McD14a6 (à gauche) et les courbes isothermes associées (à droite).

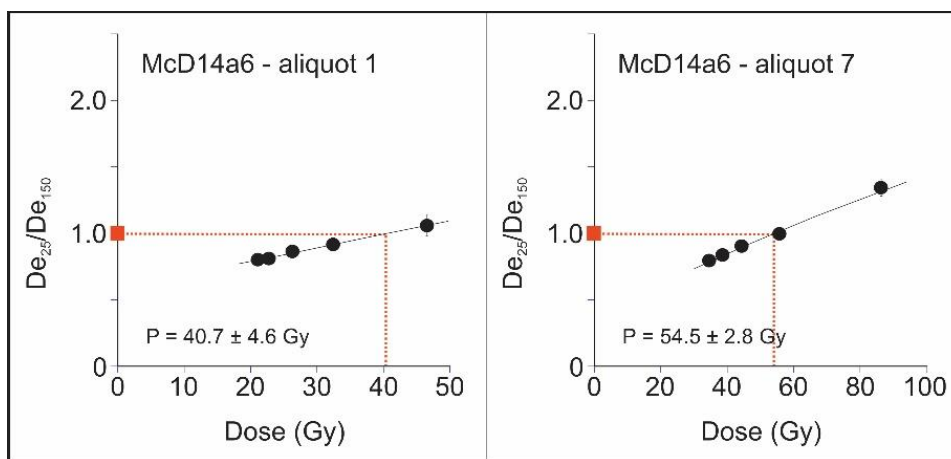


Figure APP.E.117 : Rapports $D_{e,25}$ versus $D_{e,150}$ en fonction de la dose de radiation (Gy) permettant la détermination de P pour l'échantillon McD14a6 (fraction aliquotes 1 et 7).

Tableau APP.E.47: Résultats pIt-LPH-IRSL

Échantillon	Système de mesure	n	CAM P (Gy)	err	OD (%)	Da (Gy/ka)	err	Âge (ka)	err	Erreur relative (%)
DC11b-3	Smart	6	71,0	2,2	0	4,2	0,2	16,9	1,0	6
DC11a-8	Smart	6	70,8	3,9	10	4,2	0,2	16,9	1,2	7
HB15-1	Smart	4	34,7	1,9	9	3,5	0,2	9,9	0,8	8
HB15-4	Smart	4	25,7	1,3	7	4,6	0,2	5,6	0,4	7
LP16-5	Smart	4	43,7	1,1	0	4,0	0,2	10,9	0,6	6
LP16-8	Smart	4	49,9	1,7	4	3,5	0,1	14,3	0,6	4
LP16-11	Smart	4	51,3	5,3	17	3,5	0,1	14,7	1,6	11
LP16-14	Smart	5	35,0	1,3	5	3,7	0,2	9,5	0,6	6
LP16-17	Smart	5	15,0	0,8	11	4,0	0,2	3,7	0,3	8
McD14a6	Research	8	43,9	3,5	22	4,2	0,2	10,4	1,0	10
	Smart	12	52,3	1,9	9			12,5	0,7	6
McD14b1	Smart	9	28,9	0,5	2	2,0	0,1	14,4	0,8	6
McD14b2	Smart	12	34,6	1,9	11	2,2	0,1	15,7	1,1	7
McD14b5	Smart	12	51,7	0,9	5	4,2	0,2	12,3	0,6	5
McD16-1	Smart	14	35,4	1,6	11	2,4	0,1	14,7	0,9	6
WR15-2	Smart	6	55,8	1,2	4	3,8	0,2	14,7	0,8	5
YBC-03-04	Research	6	42,2	1,9	11	2,7	0,1	15,6	0,9	6
	Smart	4	37,0	0,8	0			13,7	0,6	4

En comparaison avec les résultats obtenus avec le protocole de mesure LPH-IRSL, lesquels sont, de manière générale, validés avec des contrôles d'âges indépendants, les résultats dérivés du protocole pIt-LPH-IRSL affichent une tendance à la surestimation pour la plupart des échantillons testés. Afin d'illustrer ces propos, la figure APP.E.118 montre la comparaison entre les résultats issus du LPH-IRSL et du pIt-LPH-IRSL (ces résultats sont fournis dans les tableaux 4.14, 4.22 et APP.E.48, respectivement). La surestimation varie entre ~0 (-3 %) et 54 %, dépendamment de l'échantillon, et la moyenne est de *ca.* 14 %, ce qui est substantiel et problématique. De plus, l'erreur relative pour le pIt-LPH-IRSL est généralement supérieure à celle associée aux résultats du LPH-IRSL (jusqu'à 5 % de plus).

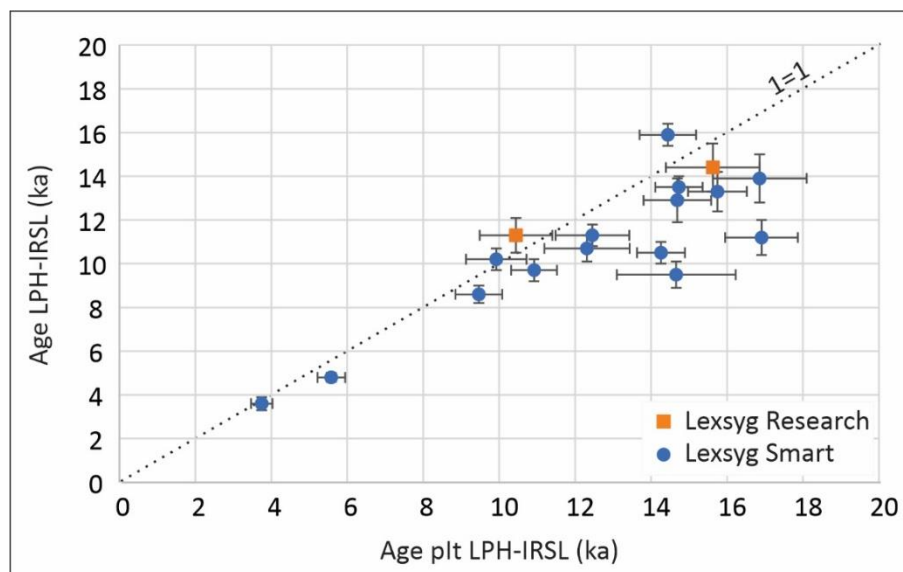


Figure APP.C.118 : Comparaison des résultats chronologiques obtenus avec les protocoles LPH-IRSL et pIt LPH-IRSL.

Il est probable que la sensibilité thermique des échantillons à l'étude soit à l'origine de la surestimation des résultats obtenus avec le protocole pIt-LPH-IRSL. Ceci pourrait indiquer que cette procédure n'est pas adaptée, malgré les modifications apportées, pour déterminer adéquatement l'âge des échantillons de la région centrale de l'Alaska. Bien que considérablement réduites, les températures plus élevées utilisées pour la seconde mesure IRSL et pour le traitement isotherme semblent induire une réponse luminescente problématique.

Pour le moment, il n'y a pas de caractéristiques minéralogiques spécifiques ou de propriétés physiques qui ont été identifiées et qui auraient pu distinguer les échantillons présentant les plus fortes surestimations lors de l'utilisation du pIt-LPH-IRSL, comparativement au LPH-IRSL. Il peut toutefois être observé que les quatre échantillons qui montrent la plus haute surestimation sont DC11b-3 et DC11a-8, provenant du site archéologique Dry Creek, et LP16-8 et LP16-11, provenant du site archéologique Little Panguingue Creek. Ces deux sites sont localisés à proximité l'un de l'autre, dans la vallée de la rivière Nenana. Toutefois, d'autres échantillons testés

avec le pIt-LPH-IRSL et provenant également du site Little Panguingue Creek montrent une plus grande cohérence entre les résultats issus des deux méthodes. Par ailleurs, les deux échantillons qui ont été mesurés sur le système Lexsyg Research, qui incorpore l'utilisation d'un lessivage optique, montrent des résultats qui sont significativement plus cohérents avec ceux du LPH-IRSL. Le lessivage optique pourrait donc jouer un rôle important pour les échantillons présentant une forte sensibilité thermique. Des travaux supplémentaires seront nécessaires pour obtenir une meilleure compréhension des effets reliés à l'utilisation du protocole pIt-LPH-IRSL sur les échantillons présentant cette caractéristique. Il pourrait être proposé d'utiliser un type de lessivage différent (*i.e.* IR à température élevée) pour obtenir un effet similaire dans le système de mesure Lexsyg Smart, où l'étape du lessivage optique ne peut pas être réalisée. Or, l'ensemble des tests réalisés dans le cadre de cette thèse vont à l'encontre de cette hypothèse.

Il semble donc que la sensibilité thermique importante caractérisant les échantillons à l'étude empêche l'obtention de résultats satisfaisants lors de l'utilisation du protocole pIt-LPH-IRSL. Un ajustement de l'étape du lessivage optique, des températures de mesures IRSL et du traitement isotherme, ou l'ajout ou la modification de certains paramètres pourraient contribuer améliorer son succès. Pour l'instant, il semble qu'un protocole de mesure plus traditionnel, impliquant la détermination de la valeur g et une correction pour la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths soit plus adapté pour cette situation. Il existe toutefois un grand potentiel pour la datation des jeunes sédiments avec le protocole pIt-IRSL à basse température, à condition que les échantillons ne soient pas affectés par une sensibilité thermique élevée. Des critères d'applicabilités pourraient être développés pour identifier les échantillons susceptibles d'être datés adéquatement par cette méthode, notamment en ce qui a trait à la courbe de décroissance isotherme. Cette dernière devrait suivre celle décrite par Lamothe et al. (2020), ce qui n'est pas le cas pour les échantillons à l'étude.

APPENDICE F

EXPLORATION DU PIT LPH-IRSL EN UTILISANT LES COMPOSANTES RAPIDES ET MOYENNES D'UNE MÊME COURBE IRSL

Une méthode alternative au pIt LPH-IRSL décrit dans l'appendice E et présenté dans le tableau APP.E.47 a été testée, dans laquelle la dualité entre les deux mesures IRSL est remplacée par celle des signaux luminescents correspondant à deux différentes composantes d'une même mesure IRSL mesurée à 25°C. De cette manière, la deuxième mesure IRSL faite à 150°C, correspondant aux étapes 4 et 8 dans le tableau APP.E.47A et aux étapes 5 et 9 dans le tableau APP.E.47B est retirée. La double SAR est ainsi obtenue en considérant le signal luminescent relatif à la composante initiale de la courbe de décroissance (*fast component*), de même que le signal luminescent relatif à une composante plus tardive de la même courbe (composante moyenne ou *middle component*). Le signal luminescent de la composante initiale correspond à la somme des photons enregistrée au cours des 5 premières secondes de la courbe de décroissance, de laquelle la somme normalisée des 20 dernières secondes (bruit de fond) de la même courbe est soustraite. Étant donné qu'il n'y a pas de discrimination ni de définition claire entre les différentes composantes dans la courbe de décroissance des feldspaths, plusieurs portions de la courbe ont été utilisées en tant que composante moyenne, soit 6-10 s; 6-15 s; 6-20 s; 6-25 s; 10-15 s; 10-20 s; 10-25 s; 15-20 s; 15-25 s; 15-30 s (figure APP.F.119), afin d'explorer les différents résultats obtenus par cette méthode. Deux des avantages principaux de cette adaptation méthodologique du protocole pIt

(LPH)-IRSL sont 1) une économie dans le temps de mesure, ainsi que 2) une réduction dans le transfert thermique possible affectant ces échantillons thermo-sensibles.

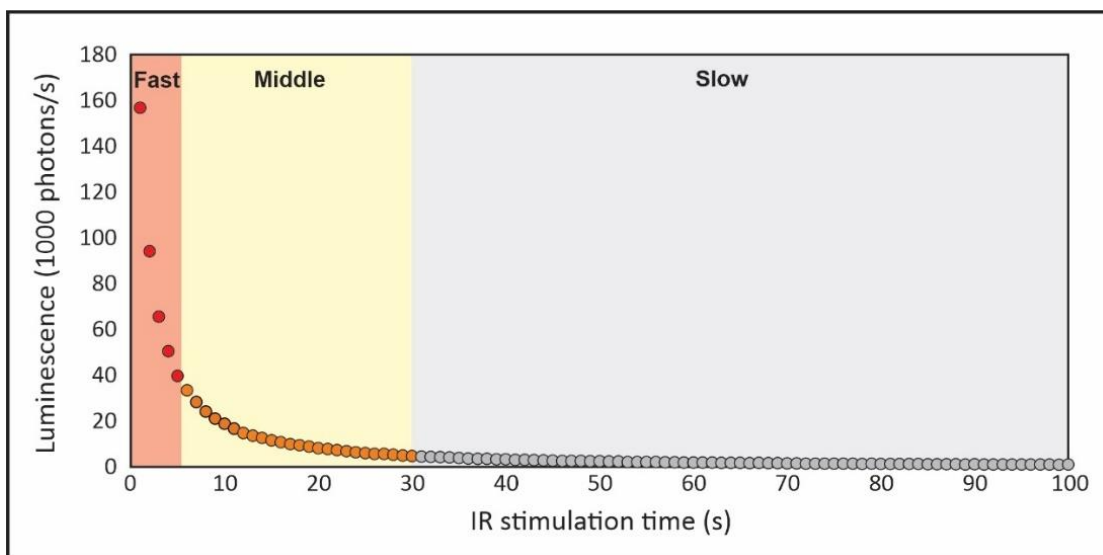


Figure APP.F.119 : Courbe de décroissance du signal IRSL arbitrairement divisé en composantes initiale (*Fast*), moyenne (*Middle*) et lente (*Slow*) pour le signal naturel de l'échantillon McD14b3.

Les tentatives réalisées pour la détermination de P en utilisant le protocole pIt LPH-IRSL_{Fast-Mid} utilisant un signal IRSL unique à basse température donnent des résultats mitigés, mais plutôt encourageants. En considérant les contrôles d'âges indépendants et les âges LPH-IRSL corrigés pour la décroissance anormale du signal luminescent des feldspaths (voir chapitres 3 et 4), certains échantillons donnent des résultats adéquats, tandis que d'autres le sont beaucoup moins. Il y a également une disparité considérable dans les résultats obtenus sur les deux systèmes de luminescence Lexsyg, reflétant ainsi l'impact de l'utilisation du lessivage optique à la fin du cycle de la SAR. Il est possible de réaliser cette étape sur le système Lexsyg Research, mais pas sur le Lexsyg Smart.

Tableau APP.F.48: Résultats du pIt LPH-IRSL_{Fast-Mid}

Échantillon	Système de mesures	n	CAM P (Gy)		Intervalle de P (Gy)	Da (Gy/ka)		Âge pIt IRSL _{Fast-Mid} (ka)		Âge LPH-IRSL (ka)	
				err			err		err		err
DC11a-8	Research	3	6,1	0,3	6,9 à 6,1	4,2	0,2	1,5	0,3	13,9	1,1
	Smart	3	25,7	1,2	29,8 à 21,0			6,1	1,4		
HB15-4	Research	3	16,3	0,2	16,5 à 16,1	4,6	0,2	3,5	0,7	4,8	0,2
	Smart	3	13,4	0,4	14,2 à 13,0			2,9	0,6		
McD14a6	Research	3	34,3	0,5	36,7 à 31,7	4,2	0,2	8,2	1,8	11,3	0,5
	Smart	3	36,5	0,5	36,7 à 35,8			8,7	1,9		
McD14b1	Research	3	32,0	1,1	32,4 à 31,7	2,0	0,1	16,0	3,6	15,9	0,9
	Smart	3	21,0	0,3	22,8 à 20,4			10,5	2,3		
McD14b3	Research	3	31,7	0,7	34,0 à 29,3	2,1	0,1	14,9	3,2	14,6	0,7
	Smart	3	21,7	0,4	23,5 à 21,1			10,2	2,2		
McD14b5	Research	3	37	2	40,2 à 36,4	4,2	0,2	8,9	2,0	10,7	0,5
	Smart	3	37,2	0,9	40,7 à 36,6			8,9	1,9		
McD16-1	Research	3	18,3	0,5	19,8 à 17,3	2,4	0,1	7,6	1,6	13,5	1,0
	Smart	3	22,3	0,6	22,5 à 22,1			9,3	1,9		
WR15-4	Research	3	10,0	0,4	10,7 à 8,8	4,1	0,2	2,4	0,5	10,2	0,6
	Smart	3	29,7	0,3	31,0 à 29,0			7,2	1,5		
YBC-03-4	Research	3	24,2	0,6	25,7 à 22,4	2,7	0,1	9,0	1,7	14,4	0,6
	Smart	3	30,7	0,6	33,9 à 28,7			11,4	2,2		

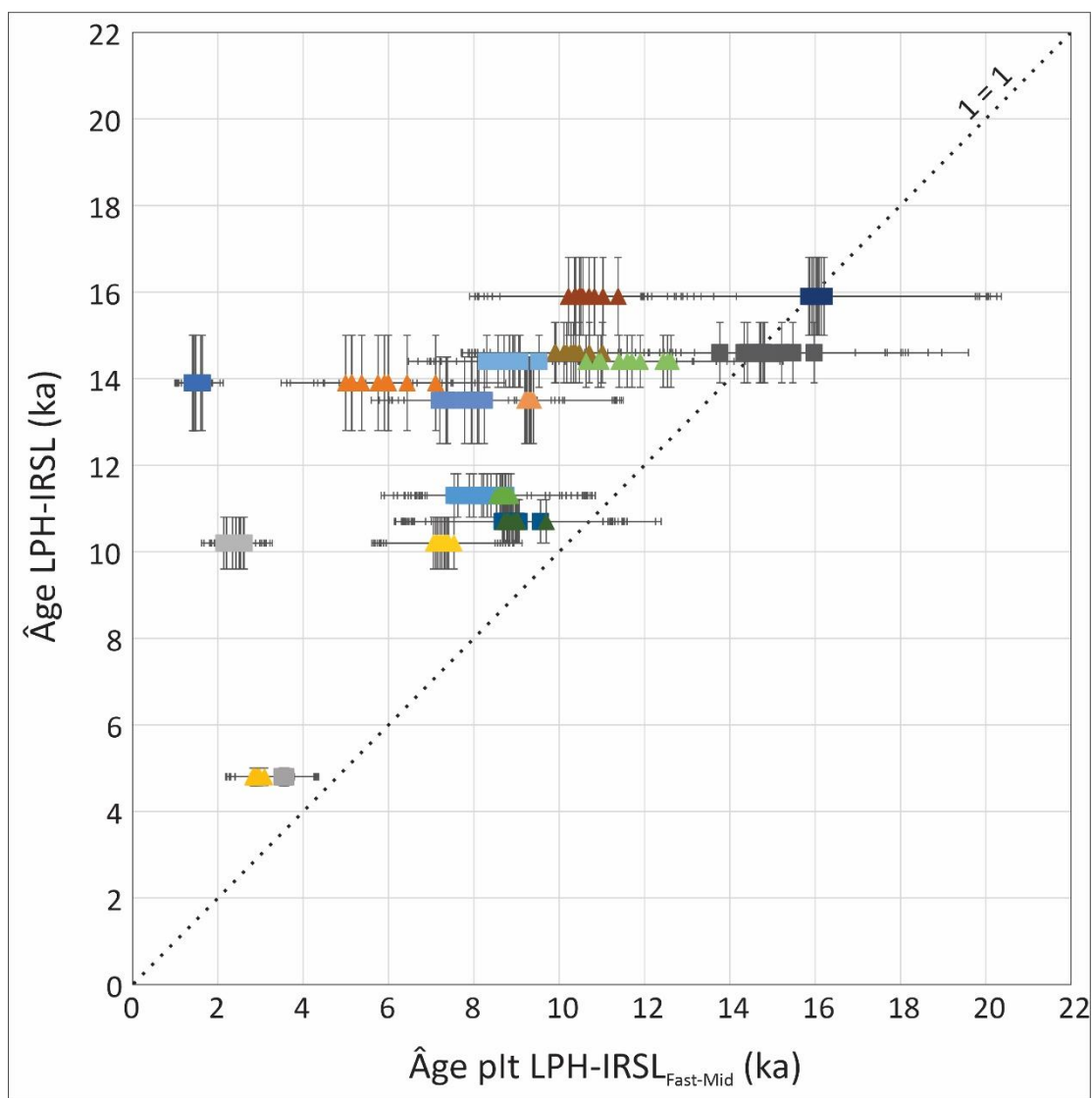


Figure APP.F.120 : Comparaison des âges obtenus pour chacune des composantes moyennes utilisée en utilisant les protocoles pIt LPH-IRSL_{Fast-Mid} et LPH-IRSL. Les symboles carrés représentent les échantillons mesurés sur le système Lexsyg Research, tandis que les triangles représentent les échantillons mesurés sur le système Lexsyg Smart.

Tous les résultats obtenus avec le protocole pIt LPH-IRSL_{Fast-Mid} sont présentés dans le tableau APP.F.49, où 3 fractions aliquotes ont été mesurées pour 9 échantillons dans les 2 systèmes de luminescence Lexsyg, et où « CAM P » correspond à la moyenne pondérée par les erreurs des résultats utilisant chacun des intervalles testés pour la

composante moyenne (*i.e.* 6-10, 6-15, 6-20, 6-25, 10-15, 10-20, 10-25, 15-20, 15-25 et 15-30 s). Les résultats sont aussi montrés dans la figure APP.F.120, en comparaison avec les âges obtenus avec le protocole LPH-IRSL.

Par l'observation des figures APP.F.121 et APP.F.122, il peut être noté que la disparité entre les courbes de croissances construites en utilisant d'une part la composante initiale du signal et d'autre part la composante moyenne du signal (ici 6-10 s et 15-30 s pour permettre une comparaison) sont similaires à celle observée en utilisant le pIt LPH-IRSL « régulier » (voir les figures APP.F.114 et APP.F.115). Ceci indique que la décroissance causée par le traitement isothermique préalable à la mesure IRSL n'affecte pas les composantes initiale et moyennes de la même manière, tel qu'il peut être considéré dans la figure APP.F.123. Or, à l'opposé du contraste qui peut être observé entre les courbes de croissance construites avec la composante initiale et les composantes moyennes, les L_n/T_n associées aux différentes portions du signal sont très similaires. Ceci suggère qu'il y aurait seulement une différence très minime entre les taux de décroissance anormale du signal luminescent pour les différentes parties dans la courbe IRSL. De ce fait, malgré une certaine variabilité entre les valeurs g mesurées pour différentes fractions aliquotes, il n'y a seulement qu'une minime réduction de 0,3%/décade entre les composantes initiale et moyennes du signal.

Cependant dans plusieurs cas, la légère différence entre les L_n/T_n , en combinaison avec la disparité dans les taux de décroissance dus aux traitements isothermaux variés, a été suffisant pour obtenir une valeur pour P . La figure APP.F.124 montre ainsi la détermination de P pour la première fraction aliquote de l'échantillon McD14a6 pour deux différentes sections de la courbe IRSL utilisées en tant que composante moyenne (6-10 s and 15-30 s). Bien que la différence entre ces deux procédures soit plutôt modérée, un « glissement » vers le bas de la courbe isotherme peut être observé lorsque les portions plus tardives de la courbe IRSL sont utilisées en tant que composante

moyenne. La figure APP.F.125 représente un plateau pour les valeurs de P obtenues avec différentes portions de la courbe IRSL utilisée en tant que composante moyenne, où une décroissance des valeurs de P peut être remarquée. Une grande variabilité entre les fractions aliquotes peut également être remarquée dans cette figure. Un plus grand nombre de fractions aliquotes pourrait peut-être parvenir à déterminer plus précisément la valeur réelle de P.

Par ailleurs, un fait important à mentionner est que, fréquemment, pour des raisons inconnues, certaines fractions aliquotes ne parviennent pas à déterminer adéquatement P. Ce fait peut être observé dans la figure APP.F.125, où une fraction aliquote ne se comporte pas de manière similaire aux deux autres. Une homogénéité serait pourtant attendue dans le cas de ces grains plutôt fins, où la grande quantité de grains présents sur les disques engendre un effet de moyenne important. Dans bien des cas, le rapport $D_{e\text{ Fast}}/D_{e\text{ Mid}}$ se situe très haut ou bien très bas sur la courbe isotherme, ne permettant donc pas une interpolation (P) sur la courbe. Cette problématique, en ajout à la grande variabilité des résultats observée dans le tableau APP.F.49, rend difficile l'utilisation de ce protocole et met l'accent sur la nécessité de réaliser plus de recherches. Ces résultats inégaux, d'une fraction aliquote à l'autre, pour un même échantillon, suggèrent que le comportement idéal pour le succès de cette approche n'est présent que pour une portion des feldspaths. Il est soupçonné que leur absence ou leur présence sur un disque par rapport à un autre fasse en sorte que certaines fractions aliquotes permettent l'application de ce protocole et d'autres, non.

McD14a6 - aliquot 1 - Mid 6-10 s

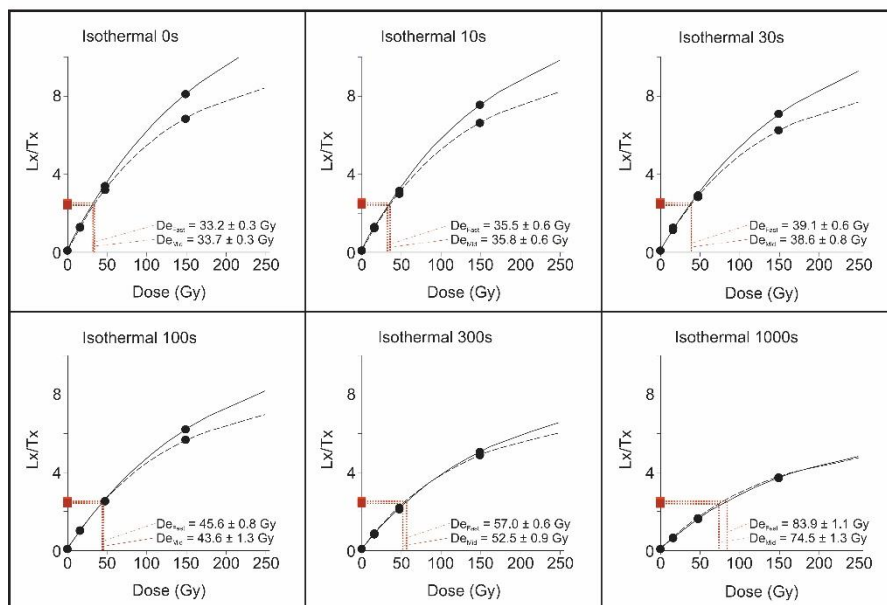


Figure APP.F.121: De_{Fast} (ligne complète) et De_{Mid} (6-10 s – ligne pointillée) mesurées après un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour McD14a6 (fraction aliquote 1), les mesures ont été réalisées sur un système Lexsyg Research.

McD14a6 - aliquot 1 - Mid 15-30 s

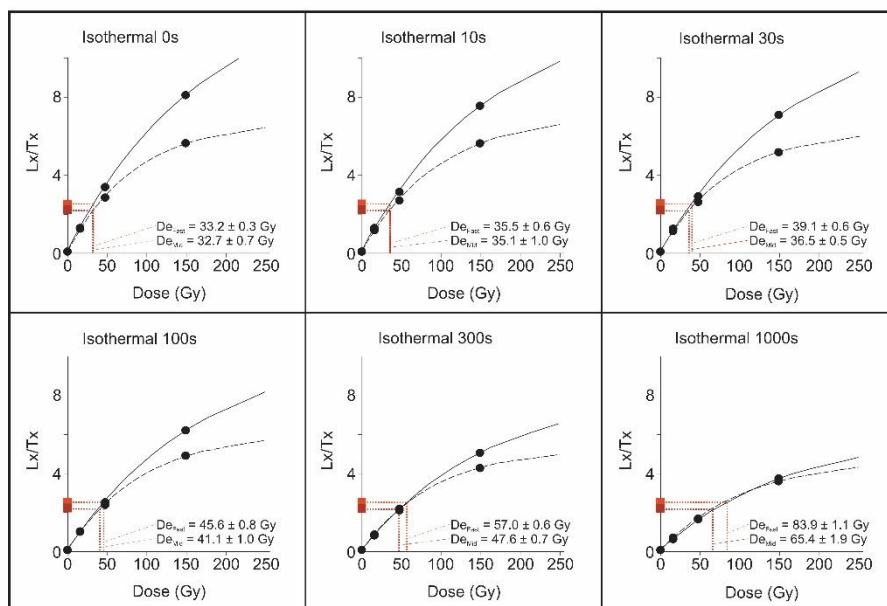


Figure APP.F.122: De_{Fast} (ligne complète) et De_{Mid} (15-30 s – ligne pointillée) mesurées après un traitement isotherme de 0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s pour McD14a6 (fraction aliquote 1), les mesures ont été réalisées sur un système Lexsyg Research.

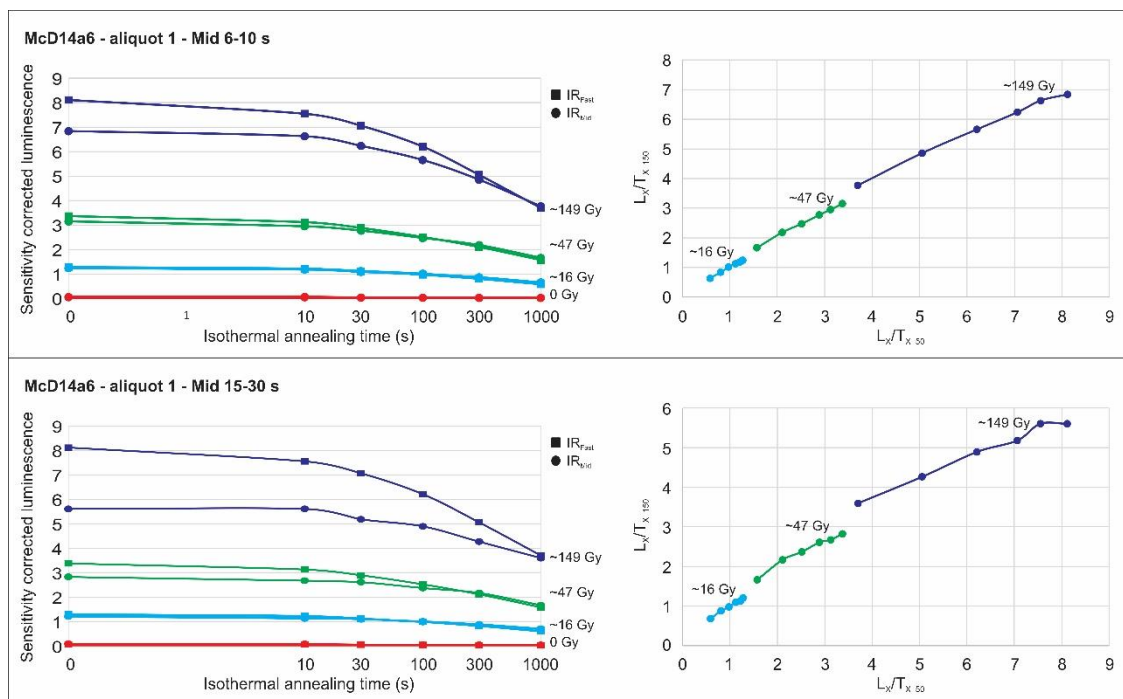


Figure APP.F.123 : Décroissance du rapport L_x/T_x pour le signal IR_{Fast} (5 premières secondes) et IR_{Mid} (Haut: 6-10 s; Bas: 15-30 s) pour 3 doses de radiation induites en laboratoire après un traitement isotherme de durées variables (0, 10, 30, 100, 300 et 1000 s; à gauche) et les courbes isothermes obtenues (à droite) pour la première fraction aliquote de l'échantillon McD14a6 mesurée sur un système Lexsyg Research.

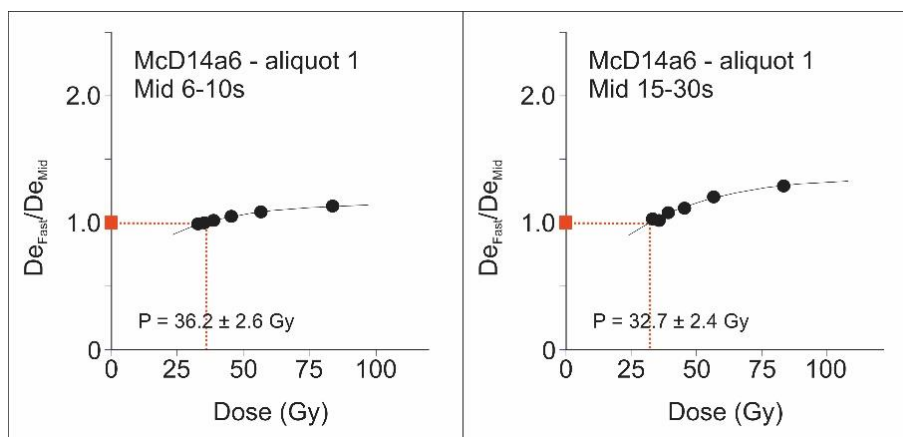


Figure APP.F.124 : Rapports De_{Fast} versus De_{Mid} (6-10 s) (à gauche) ou versus De_{Mid} (15-30 s) (à droite) en fonction des doses (Gy), permettant la détermination de P par interpolation pour l'échantillon McD14a6 (fraction aliquote 1).

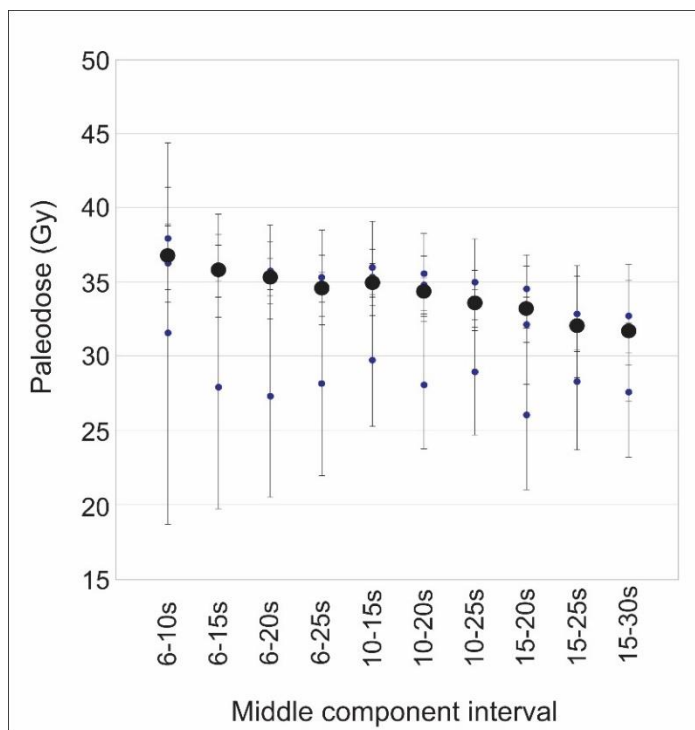


Figure APP.F.125 : “Plateau” de P. pour les multiples intervalles temporels utilisé en tant que composante moyenne pour le protocole $\text{pItLPH-IRSL}_{\text{Fast-Mid}}$ pour l'échantillon McD14a6 mesuré sur le système Lexsyg Research. Les grands cercles noirs représentent le CAM des valeurs de P de 3 fractions aliquotes.

APPENDICE G

COURBES DE THERMOLUMINESCENCE

Des mesures de TL ont été réalisées dans le but de présenter les différents pics présents dans les échantillons ou les différentes fractions minérales d'un même échantillon, et de ce fait, éventuellement identifier les similitudes et les différences entre ceux-ci. Les mesures ont été réalisées sur le Lexsyg Research, où le signal naturel a été mesuré, suivi d'un signal régénéré (dose beta de ~ 12 Gy). La stimulation thermique maximale est de 500°C (5°C/s).

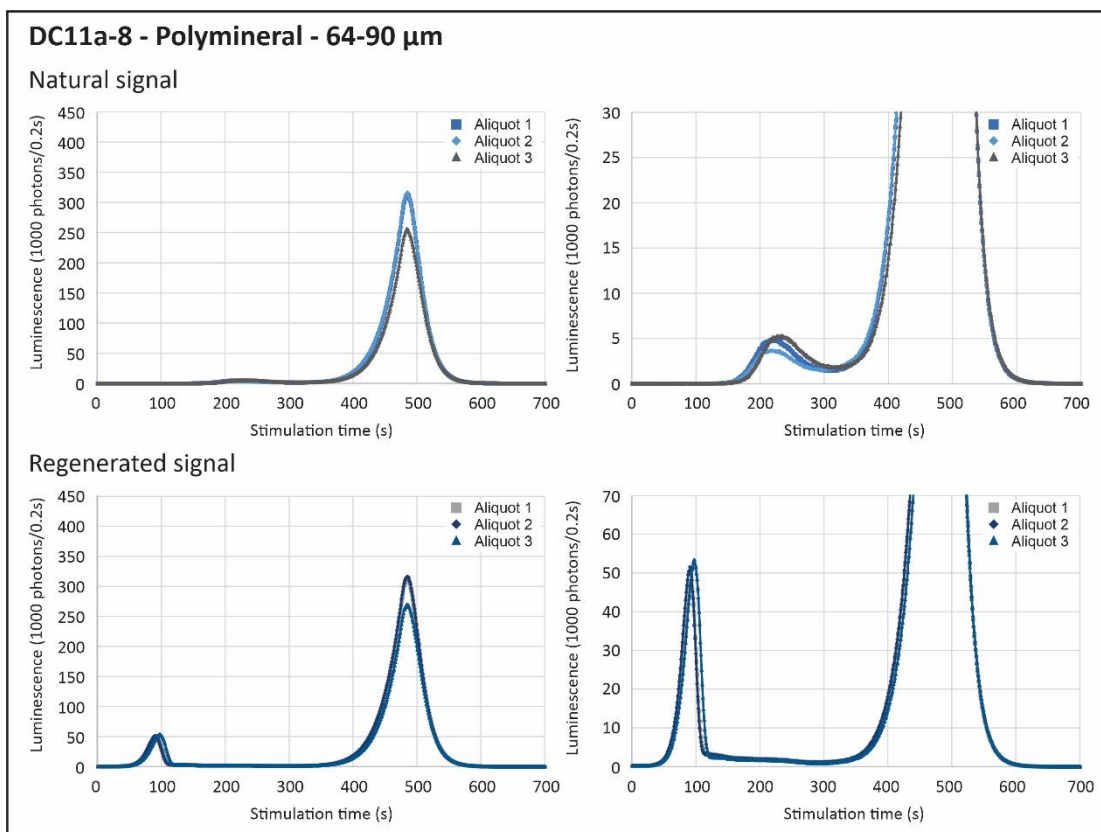


Figure APP.G.126 : TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiées en laboratoire (bas) pour l'échantillon DC11a-8 polymineal (Dry Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

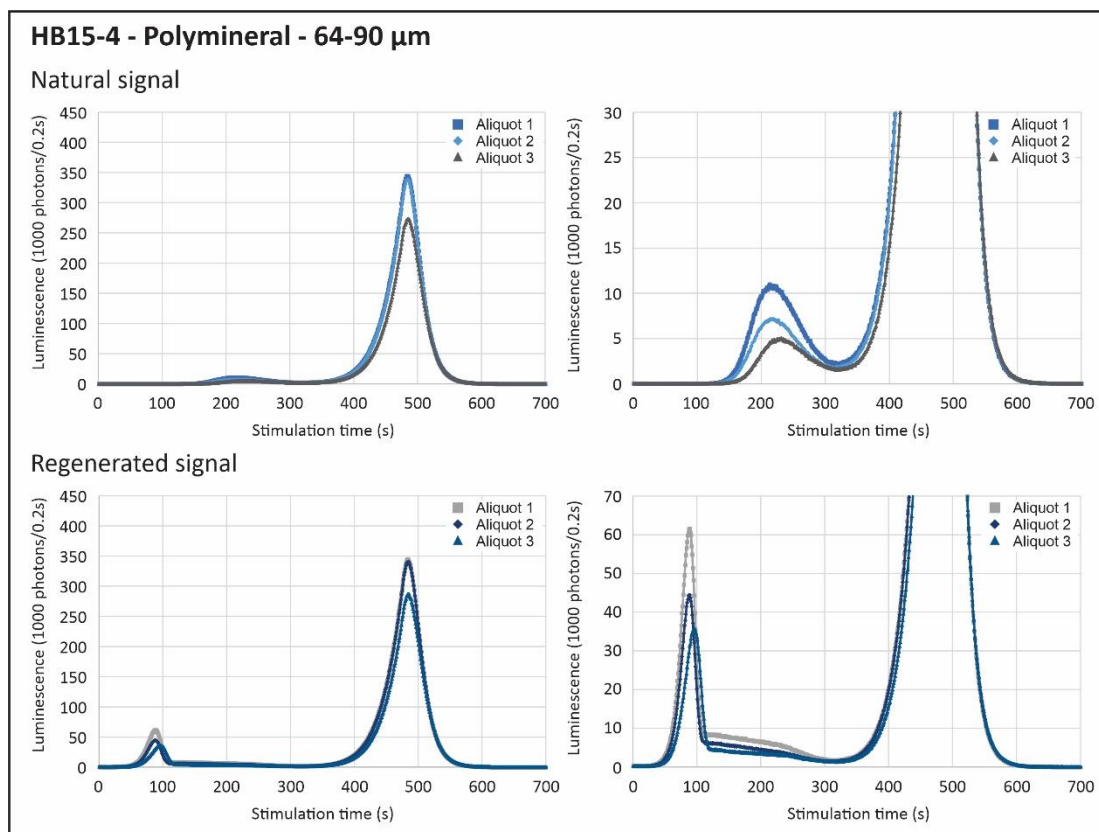


Figure APP.G.127: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon HB15-4 polyminéral (Hurricane Bluff). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

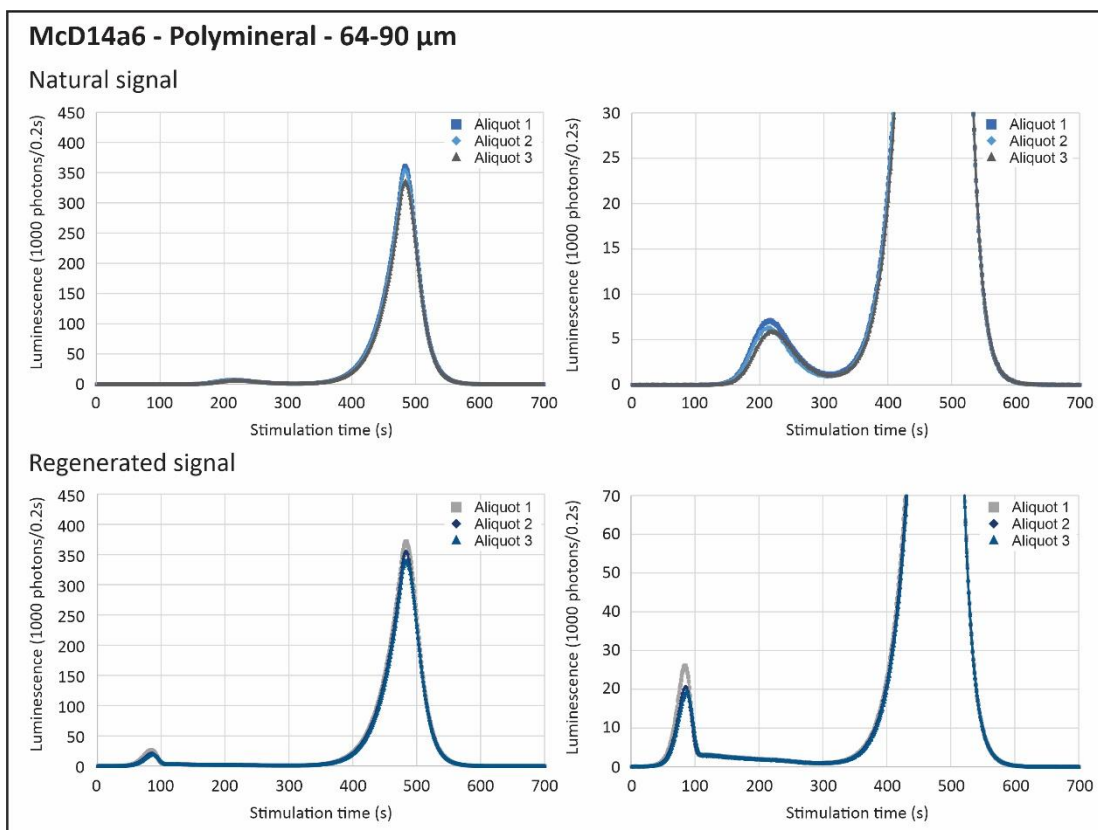


Figure APP.G.128: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14a6 polyminéral (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

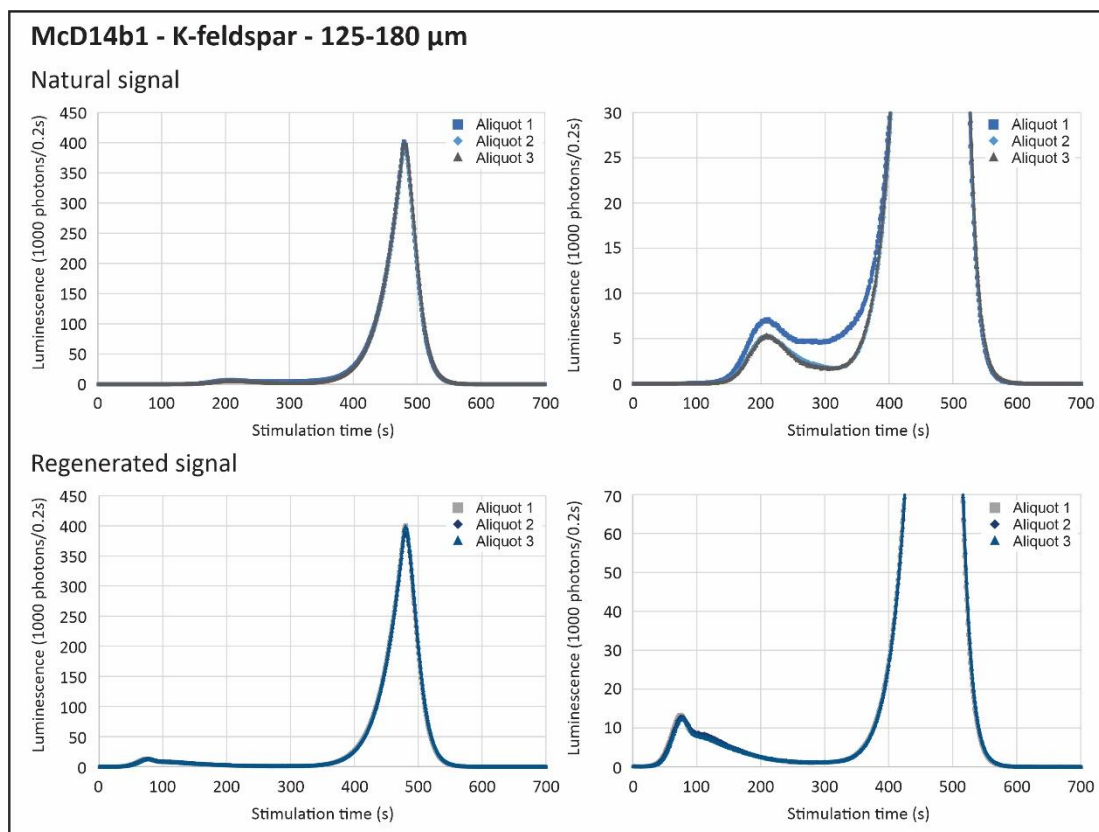


Figure APP.G.129: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b1 FK (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

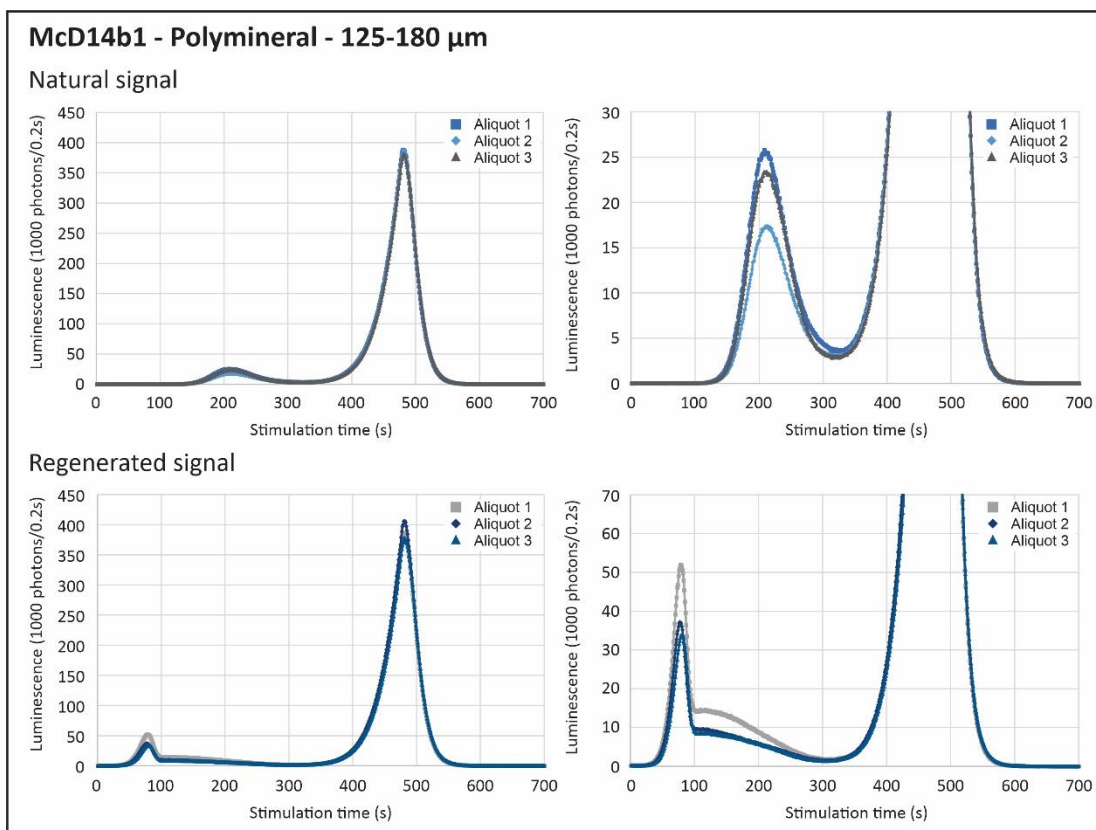


Figure APP.G.130: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiées en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14a1 polyminéral (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

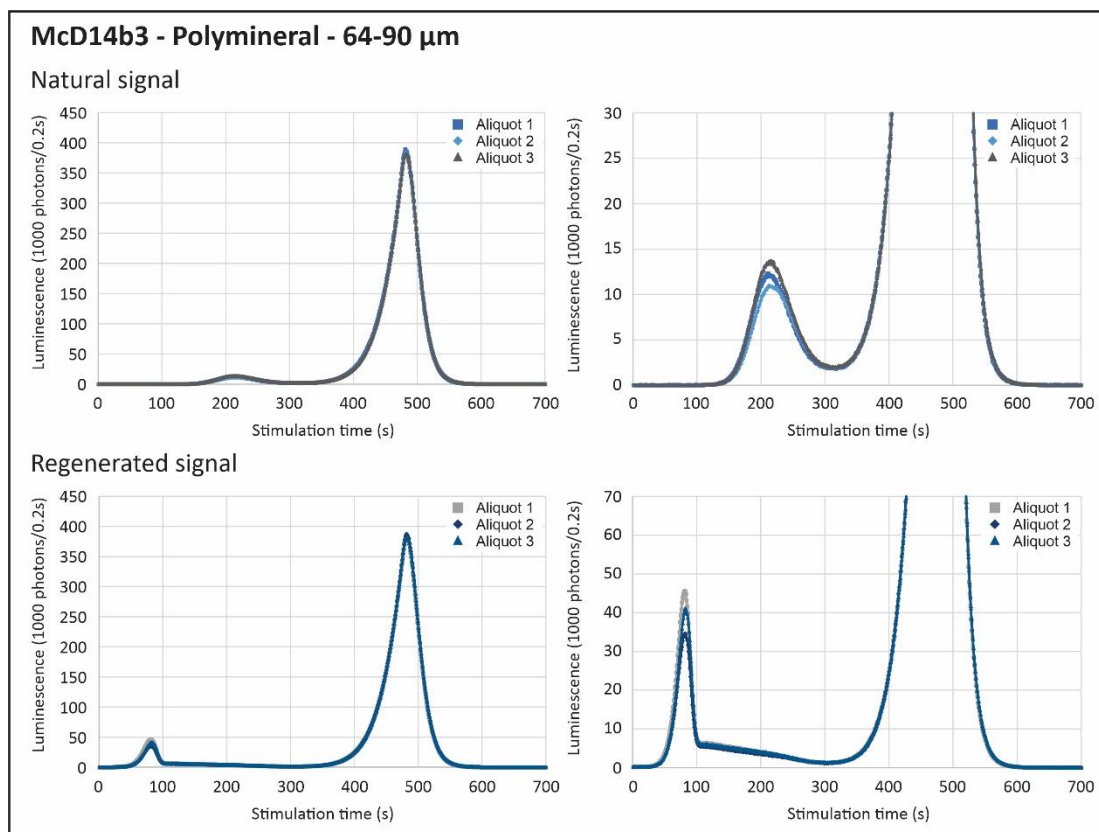


Figure APP.G.131: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b3 polymineal (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

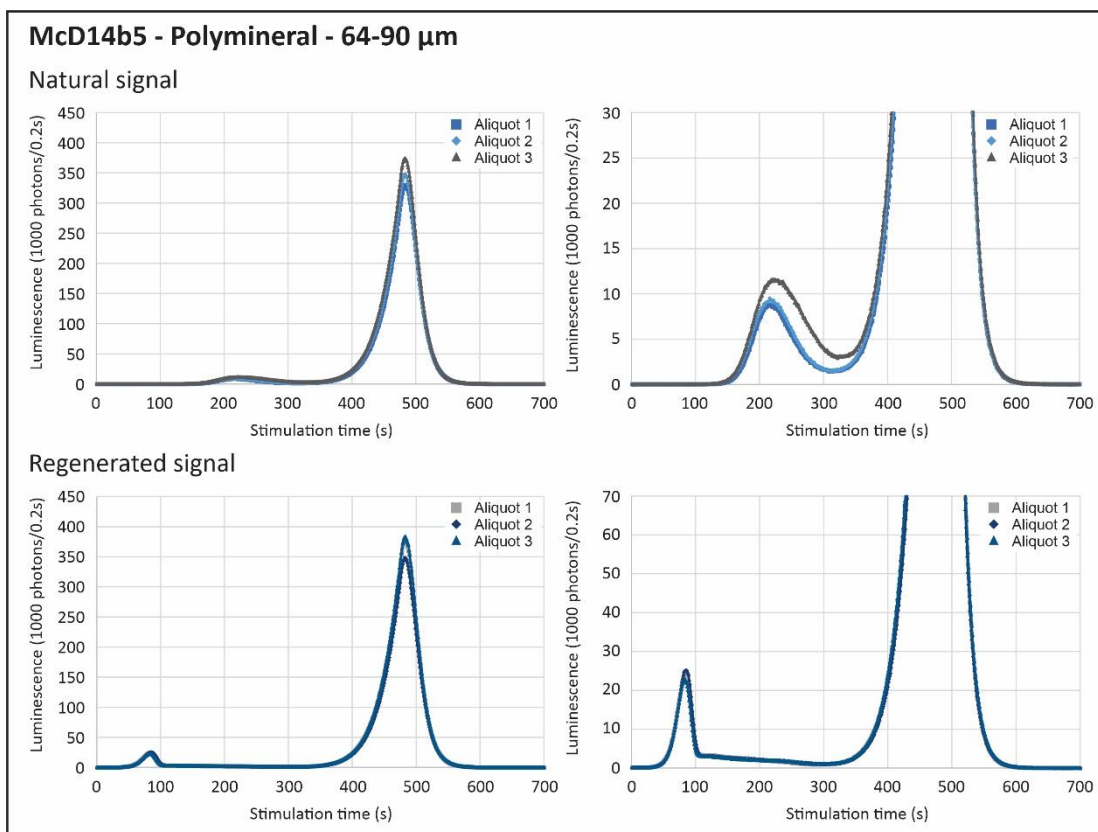


Figure APP.G.132: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiées en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD14b5 polymineal (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

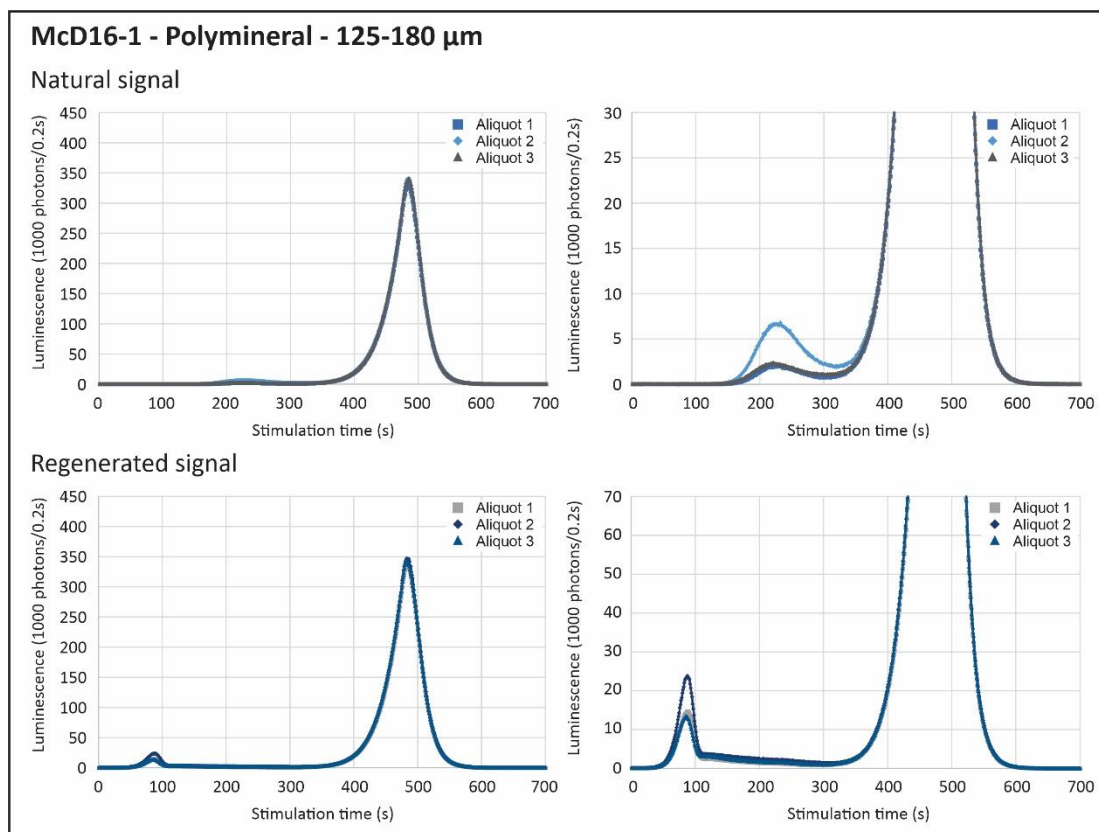


Figure APP.G.133: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon McD16-1 polymineal (McDonald Creek). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

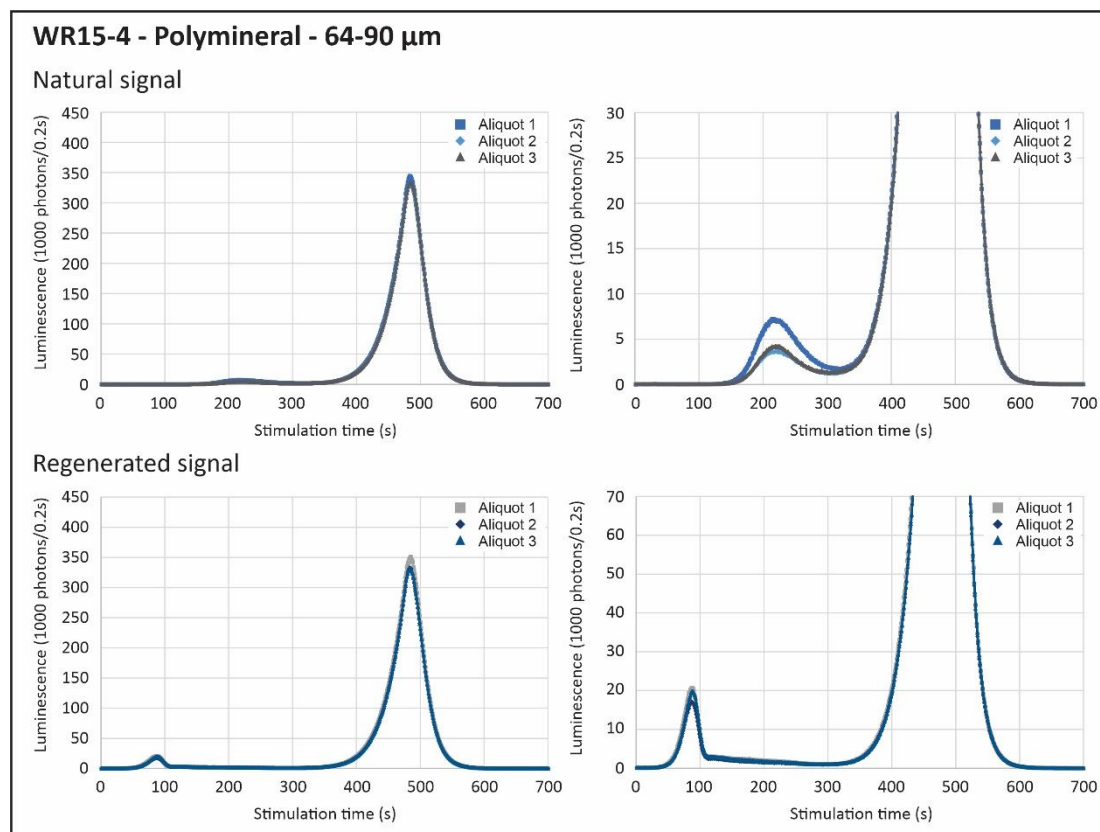


Figure APP.G.134: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiées en laboratoire (bas) pour l'échantillon WR15-4 polyminéral (Walker Road). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

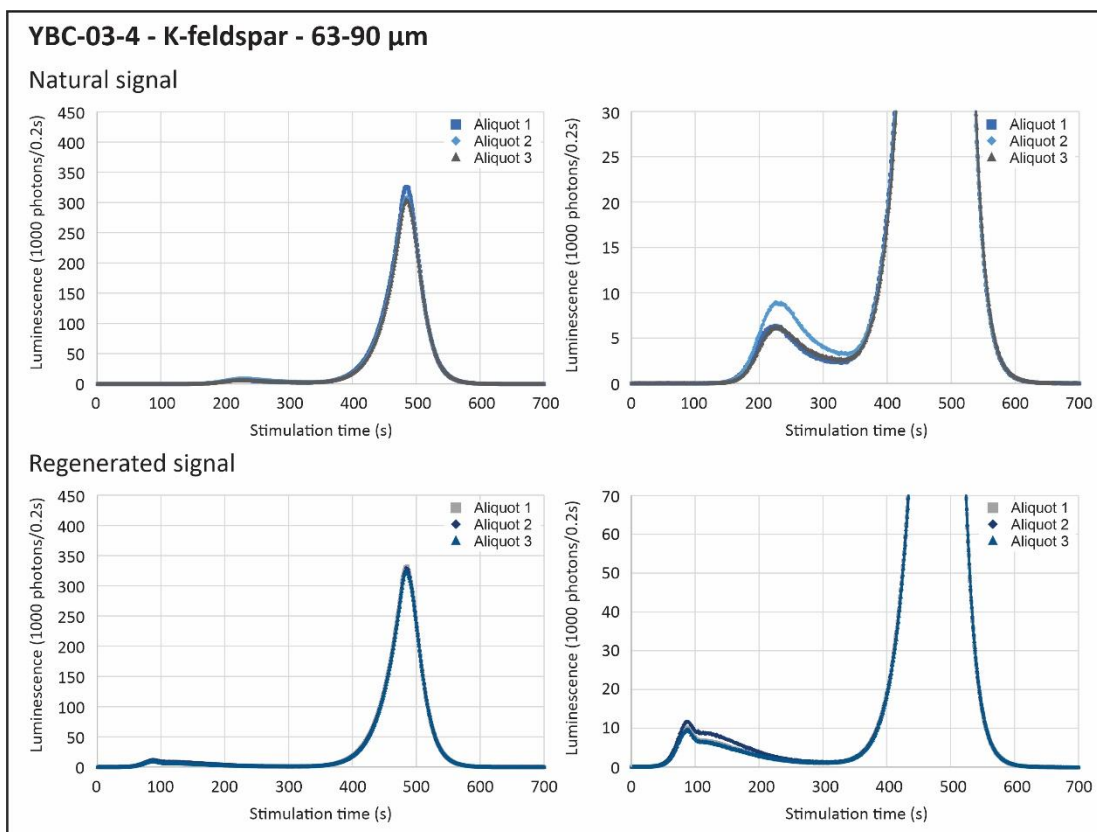


Figure APP.G.135: TL (5°C/s jusqu'à 500°C) mesurée sur 3 fractions aliquotes naturelles (haut) et irradiés en laboratoire (bas) pour l'échantillon YBC-03-4 FK (Britannia Yukon Hill). Les portions à basses températures sont agrandies dans les graphiques à droite.

RÉFÉRENCES

- Abbott, M.B., Finney, B.P., Edwards, M.E. & Kelts, K.R. (2000). Lake-level reconstruction and paleohydrology of Birch Lake, central Alaska, based on seismic reflection profiles and core transects. *Quaternary Research*, 53(2), 154-166.
- Adamiec, G. & Aitken, M.J. (1998). Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16(2), 37-50.
- Adovasio, J.M. (1993). The Ones That Will Not Go Away: A Biased View of PreClovis Populations in the New World. In Soffer, O. & Praslov, N.D. (eds.) *From Kostenki to Clovis: Upper Paleolithic–Paleo-Indian Adaptations*. Plenum Press, New York, 199–218
- Adovasio, J.M. & Pedler D.R. (2004). Pre-Clovis Sites and Their Implications for Human Occupation before the Last Glacial Maximum. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press, Salt Lake City, 139-158.
- Ager, T.A. & Brubaker, L. (1985). Quaternary palynology and vegetational history of Alaska. *Pollen records of late-Quaternary North American sediments*, 353-384.
- Ager, T.A., Matthews Jr, J.V. & Yeend, W. (1994). Pliocene terrace gravels of the ancestral Yukon River near Circle, Alaska: Palynology, paleobotany, paleoenvironmental reconstruction and regional correlation. *Quaternary International*, 22, 185-206.
- Aitken, M.J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London.
- Aitken, M.J. (1998). *Introduction to optical dating: The dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford University Press.

- Aitken, M.J. & Smith, B.W. (1988). Optical dating: recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews*, 7(3-4), 387-393.
- Alaska Department of Natural Resources, Division of mining, land and water. Streams Database, <http://dnr.alaska.gov/mlw/water/hydro/streams/streams.cfm>.
- Aleinikoff, J.N., Muhs, D.R. & Fanning, C.M. (1998). Isotopic evidence for the sources of late Wisconsin (Peoria) loess, Colorado and Nebraska: Implications for paleoclimate. Dans Busacca, A.J. (éd.). *Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change*. Washington State University College of Agriculture and Home Economics, Miscellaneous Publication No. MISC0190, Pullman, 124–127.
- Al-Suwaidi, M., Ward, B.C., Wilson, M.C., Hebda, R.J. Nagorsen, D.W., Marshall, D., Ghaleb, B., Wigen, R.J. & Enkin, R.J. (2006). Late Wisconsinan Port Eliza Cave deposits and their implications for human coastal migration, Vancouver Island, Canada. *Geoarchaeology*, 21, 307– 332.
- Altamira Consulting Ltd. (2014). Western Copper and Gold Corporation Casino Project: Archaeological Resources Mitigation KdVi-1, KeVi-6, KJVi-2, KJVi-3, KfVi-4, and KJVi-5. Edmonton, Alberta.
- Amick, D.S. (2017). Evolving views on the Pleistocene colonization of North America. *Quaternary International*, 431, 125-151.
- Anderson, P.M., Bartlein, P.J. & Brubaker, L.B. (1994). Late Quaternary history of tundra vegetation in northwestern Alaska. *Quaternary Research*, 41(3), 306-315.
- Antohti-Trandafir, O., Timar-Gabor, A., Vulpoi, A., Bălc, R., Longman, J., Veres, D., & Simon, S. (2018). Luminescence properties of natural muscovite relevant to optical dating of contaminated quartz samples. *Radiation Measurements*, 109, 1-7.
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatté, C. & Fontugne, M. (2001). High-resolution record of the last interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess –palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International*, 76, 211-229.
- Ardelean, C.F., Becerra-Valdivia, L., Winther Pedersen, M., Schwenninger, J.-L., Oviatt, C.G., Macías-Quintero, J.I., Arroyo-Cabrales, J., Sikora, M., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., Watling, J.G., de Medeiros, V.B., De

- Oliveira, P.E., Barba-Pingarón, L., Ortiz-Butrón, A., Blancas-Vázquez, J., Rivera-González, I., Solís-Rosales, C., Rodríguez-Ceja, M., Gandy, D.A., Navarro-Gutierrez, Z., De La Rosa-Díaz, J.J., Huerta-Arellano, V., Marroquín-Fernández, M.B., Martínez-Riojas, L.M., López-Jiménez, A., Higham, T. & Willerslev, E. (2020). Evidence of human occupation in Mexico around the Last Glacial Maximum. *Nature*, 584 (7819), 87-92.
- Arnold, T.G. (2002). Radiocarbon dates from the ice-free corridor. *Radiocarbon*, 44, 437–454.
- Auclair, M., Lamothe, M. & Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37, 487-492.
- Auclair, M., Lamothe, M., Lagroix, F. & Banerjee, S.K. (2007). Luminescence investigation of loess and tephra from Halfway House section, Central Alaska. *Quaternary Geochronology*, 2, 34-38.
- Backwell, L.R., McCarthy, T.S., Wadley, L., Henderson, Z., Steininger, C.M., deKlerk, B., Barré, M., Lamothe, M., Chase, B.M., Woodborne, S., Susino, G.J., Bamford, M.K., Sievers, C., Brink, J.S., Rossouw, L., Pollarolo, L., Trower, G., Scott, L. & d'Errico, F. (2014). Multiproxy record of late Quaternary climate change and Middle Stone Age human occupation at Wonderkrater, South Africa. *Quaternary Science Reviews*, 99, 42-59.
- Bae, C.J., Douka, K. & Petraglia, M.D. (2017). On the origin of the modern humans: Asian perspectives. *Science*, 358, 1-7.
- Bagnold, R.A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*: New York. William Morrow & Company.
- Bailiff, I.K. & Poolton, N.R.G. (1991). Studies of charge transfer mechanisms in feldspars. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 18(I/2), 111-118.
- Balescu, S., Huot, S., Mejri, H., Barré, M., Forget Brisson, L., Lamothe, M. & Oueslati, A. (2015). Luminescence dating of Middle Pleistocene (MIS 7) marine shoreline deposits along the eastern coast of Tunisia: a comparison of K-feldspar and Na-feldspar IRSL ages. *Quaternary Geochronology*, 30, 288-293.
- Balescu, S., Jordanova, D., Forget Brisson, L., Hardy, F., Huot, S. & Lamothe, M. (2020). Luminescence chronology of the northeastern Bulgarian loess-paleosol sequences (Viatovo and Kaolinovo). *Quaternary international*, 552, 15-24.

- Balescu, S. & Lamothe, M. (1994). Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews*, 13, 437-444.
- Banerjee, D., Singhvi, A.K., Pande, K. & Gogte, V.D. (1999). Towards a direct dating of fault gouges using luminescence dating techniques—Methodological. *Current Science*, 77(2), 256-268.
- Barfield, T. (1997). *The Dictionary of Anthropology*. Blackwell Publishers. Oxford.
- Barras, C. (2020). Controversial cave discoveries suggest humans reached Americas much earlier than thought. *Nature*, 583 (7818), 670-671.
- Barré, M. & Lamothe, M. (2010). Luminescence dating of archaeosediments: a comparison of K-feldspar and plagioclase IRSL ages. *Quaternary Geochronology*, 5(2-3), 324-328.
- Barré, M., Lamothe, M., Backwell, L. & McCarty, T. (2012). Optical dating of quartz and feldspars: A comparative study from Wonderkrater, a Middle Stone Age site of South Africa. *Quaternary Geochronology*, 10, 374-379.
- Barrie, J.V. & Conway, K.W. (1999). Late Quaternary glaciation and postglacial stratigraphy of the northern Pacific margin of Canada. *Quaternary Research*, 51(2), 113-123.
- Bateman, M.D. (2008). Luminescence dating of periglacial sediments and structure. *Boreas*, 37, 574-588.
- Becerra-Valdivia, L. & Higham, T. (2020). The timing and effect of the earliest human arrivals in North America. *Nature*, 584 (7819), 93-97.
- Beck, C. & Jones, G.T. (2010). Clovis and Western Stemmed: Population migration and the meeting of two technologies in the Intermountain West. *American Antiquity*, 75(1), 81-116.
- Begét, J.E., Stone, D.B. & Hawkins, D.B. (1990). Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*, 18, 40-43.
- Bell, W.T. (1980). Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL*, 12(4), 8.

- Berg, L.S. (1916). The origin of loess (in Russian). *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*, 52, 579-646.
- Berger, G.W. (2003). Luminescence chronology of late Pleistocene loess-paleosol and tephra sequences near Fairbanks, Alaska. *Quaternary Research*, 60, 70-83.
- Berger, G.W. & Péwé, T.L. (2001). Last Interglacial age of the Eva Forest Bed, Central Alaska, from thermoluminescence dating of bracketing loess. *Quaternary Science Reviews*, 20, 485-498.
- Berger, G.W., Pillans, B.J. & Palmer, A.S. (1994). Test of thermoluminescence dating of loess from New Zealand and Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 13, 309-333.
- Bertrand, K.F. (1992). Datation par luminescence de roches chauffées dans un foyer préhistorique de Blanc Sablon. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Bettis III, E.A., Muhs, D.R., Roberts, H.M. & Wintle, A.G. (2003). Last Glacial loess in the conterminous USA. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1907-1946.
- Betzer, P.R., Carder, K.L., Duce, R.A., Merrill, J.T., Tindale, N.W., Uematsu, M., Costello, D.K., Young, R.W., Feely, R.A., Breland, J.A., Bernstein, R.E. & Greco, A.M. (1988). Long-range transport of giant mineral aerosol particles. *Nature*, 336, 568-571.
- Bigelow, N.H. (1997). Late Quaternary vegetation and lake level changes in central Alaska. Thèse de doctorat, University of Alaska Fairbanks.
- Bigelow, N.H., Begét, J. & Powers, R. (1990). Latest Pleistocene Increase in Wind Intensity Recorded in Eolian Sediments from Central Alaska. *Quaternary Research*, 34, 160-168.
- Bigelow, N.H. & Edwards, M.E. (2001). A 14,000 yr paleoenvironmental record from Windmill Lake, Central Alaska: Lateglacial and Holocene vegetation in the Alaska range. *Quaternary Science Reviews*, 20(1-3), 203-215.
- Bigelow, N.H. & Powers, W.R. (2001). Climate, vegetation, and archaeology 14,000-9000 cal yr BP in central Alaska. *Arctic Anthropology*, 171-195.
- Blaise, B., Clague, J.J. & Mathewes, R.W. (1990). Time of maximum Late Wisconsinan glaciation, West Coast of Canada. *Quaternary Research*, 3, 282-295.

- Blott, S.J. & Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Bobrowsky, P.T., Catto, N.R. Brink, J.W., Spurling, B.E., Gibson, T.H. & Rutter, N.W. (1990). Archaeological geology of sites in western and northwestern Canada. Dans Lasca, N.P. & Donahue, J. (éds.). *Archaeological Geology of North America*, Geological Society of America, Boulder, Co, 87-122.
- Boëda, E., Clemente-Conte, I., Fontugne, M., Lahaye, C., Pino, M., Felice, G.D., Guidon, N., Hoeltz, S., Lourdeau, A., Pagli, M., Pessis, A.-M., Viana, S., Da Costa, A. & Douville, E. (2014). A new late Pleistocene archaeological sequence in South America: the Vale da Pedra Furada (Piauí, Brazil). *Antiquity*, 88(341), 927-941.
- Bonatto, S.L. & Salzano, F.M. (1997). A single and early migration for the peopling of the Americas supported by mitochondrial DNA sequence data. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 94, 1866–1871.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H.H., Gulliksen, S. & Reimer, P. (2006). Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages During the Allerod and Younger Dryas. *Science*, 312, 1514-1517.
- Bonnichsen, R. & Turnmire, K. (1999). An Introduction to the Peopling of the Americas. Dans Bonnichsen, R. & Turnmire, K. (éds.). *Ice Age People of North America: Environments, Origins, and Adaptations*. Oregon State University Press, Corvallis, 1-26.
- Bourgeon, L. (2015). Bluefish Cave II (Yukon Territory, Canada): taphonomic study of a bone assemblage. *PaleoAmerica*, 1(1), 105-108.
- Bourgeon, L. (2021). Revisiting the mammoth bone modifications from Bluefish Caves (YT, Canada). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 37, 102969.
- Bourgeon, L., Burke, A. & Higham, T. (2017). Earliest Human Presence in North America Dated to the Last Glacial Maximum: New Radiocarbon Dates from Bluefish Caves, Canada. *PLOS ONE*, 1-15.
- Bradley, B. & Stanford, D. (2004). The North Atlantic ice-edge corridor: a possible Palaeolithic route to the New World. *World Archaeology*, 36 (4), 459-478.
- Braje, T.J., Dillehay, T.D., Erlandson, J.M., Klein, R.G. & Rick, T.C. (2017). Finding the first Americans. *Science*, 358(6363), 592-594.

- Brantingham, P.J., Kerry, K.W., Krivoschapkin, A.I. & Kuzmin, Y.V. (2004). Time-Space Dynamics in the Early Upper Paleolithic of Northeast Asia. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press, Salt Lake City, 255-283.
- Brigham-Grette, J., Lozhkin, A.V., Anderson, P.M. & Glushkova, O.Y. (2004). Paleoenvironmental Conditions in Western Beringia before and during the Last Glacial Maximum. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press, Salt Lake City, 29-61.
- Briner, J.P. & Kaufman, D.S. (2008). Late Pleistocene mountain glaciation in Alaska: key chronologies. *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7), 659-670.
- Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G., & Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341(6240), 318-321.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.
- Burgess, S.D., Coble, M.A., Vazquez, J.A., Coombs, M.L. & Wallace, K.L. (2019). On the eruption age and provenance of the Old Crow tephra. *Quaternary Science Reviews*, 207, 64-79.
- Burgess, S.D., Vazquez, J.A., Waythomas, C.F. & Wallace, K.L. (2021). U–Pb zircon eruption age of the Old Crow tephra and review of extant age constraints. *Quaternary Geochronology*, 101168.
- Burns, J.A. (1996). Vertebrate paleontology and the alleged ice-free corridor: The meat of the matter. *Quaternary International*, 32, 107–112.
- Burns, J.A. (2010). Mammalian faunal dynamics in late Pleistocene Alberta, Canada. *Quaternary International*, 217(1), 37-42.
- Butzer, K.W. (1991). An Old World Perspective on Potential Mid-Wisconsinan Settlement of the Americas. Dans Dillehay, T.D. & Meltzer, D.J. (Éds.). *The First Americans: Search and Research*. CRC Press, Boca Raton, 137-156.
- Buvit, I. & Terry, K. (2016). Outside Beringia: Why the Northeast Asian Upper Paleolithic Record does not Support a Long Standstill Model. *PaleoAmerica*, 2(4), 281-285.

- Buylaert, J.-P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. & Sohbati, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41, 435-451.
- Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Thomsen, K.T. & Jain, M. (2009). Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspars. *Radiation Measurements*, 44, 560-565.
- Buylaert, J.-P., Vandenberghe, D., Murray, A.S., Huot, S., De Corte, F. & Van den Haute, P. (2007). Luminescence dating of old (> 70 ka) Chinese loess: A comparison of single-aliquot OSL and IRSL techniques. *Quaternary Geochronology*, 2(1), 9-14.
- Buylaert, J.-P., Yeo, E.-Y., Thiel, C., Yi, S., Stevens, T., Thompson, W., Frechen, M., Murray, A. & Lu, H. (2015). A detail post-IR IRSL chronology for the last interglacial soil at the Jingbian loess site (northern China). *Quaternary Geochronology*, 30, 194-199.
- Carter, G.F. (1952). Interglacial artifacts from the San Diego area. *Southwestern Journal of Anthropology*, 8, 444-456.
- Cinq-Mars, J. (1979). Bluefish Cave I: a late Pleistocene eastern Beringian cave deposit in the northern Yukon. *Canadian Journal of Archaeology/Journal Canadien d'Archéologie*, 1-32.
- Cinq-Mars, J. (1990). La place des grottes du Poisson-Bleu dans la préhistoire Béringienne. *Revista de Arquelogia Americana*, 9-32.
- Chamberlin, T.C. (1897). Supplementary hypothesis respecting the origin of the loess of the Mississippi Valley. *The Journal of Geology*, 5(8), 795-802.
- Chapdelaine, C., Graillon, É., Courchesne, F., Turmel, M.-C., Forget Brisson, L., Hardy, F., Lamothe, M. et Burke, A.L. (2015). Cascades 5, une composante de la tradition de l'Archaïque du Golfe du Maine à East Angus, Estrie, Québec, *Recherches Amérindiennes au Québec*, 45(2-3), 93-126.
- Cheng, H., Zhang, H., Spötl, C., Baker, J., Sinha, A., Li, H., Bartolomé, M., Moreno, A., Kathayat, G., Zhao, J., Dong, X., Li, Y., Ning, Y., Jia, X., Zong, B., Ait Brahim, Y., Pérez-Mejías, C., Cai, Y., Novello, V.F., Cruz, F.W., Severinghaus, J.P., An, Z. & Edwards, R.L. (2020). Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(38), 23408-23417.

- Chlachula, J. (2017). Chronology and environments of the Pleistocene peopling of the North Asia. *Archaeological Research in Asia*, 12, 33-53.
- Chrisman, D., MacNeish, R.S., Mavalwala, J. & Savage, H. (1996). Late Pleistocene human friction skin prints from Pendejo Cave, New Mexico. *American Antiquity*, 61(2), 357-376.
- Cilek, V. (2001). The loess deposits of the Bohemian Massifs: silt provenance, palaeometeorology and loessification processes. *Quaternary International*, 76-77.
- Cinq-Mars, J. & Morlan, R.E. (1999). Bluefish caves and old crow basin: a new rapport. *Ice Age peoples of North America. Environments, origins, and adaptations of the first Americans*, 200-212.
- Clague, J.J. (1985). Deglaciation of the Prince Rupert- Kitimat area, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 22, 256-265.
- Clague, J.J. & James, T.S. (2002). History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 71-87.
- Clague, J.J., Mathewes, R.W. & Ager, T.A. (2004). Environments of Northwestern North America before the Last Glacial Maximum. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press. Salt Lake City, 63-94.
- Clark, R.J. & Sanderson, D.C.W. (1994). Photostimulated luminescence excitation spectroscopy of feldspars and micas. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 641-646.
- Colarossi, D., Duller, G.A.T. & Roberts, H.M. (2018). Exploring the behaviour of luminescence signals from feldspars: Implications for the single aliquot regenerative dose protocol. *Radiation Measurements*, 109, 35-44.
- Colinvaux, P.A. (1964). The environment of the Bering Land Bridge. *Ecological Monographs*, 34, 297-329
- Colinvaux, P.A. (1986). Plain thinking on Bering Land Bridge Vegetation and Mammoth Populations, *Quarterly Review of Archaeology*, 7, 8-9.
- Colinvaux, P.A. & West, F.H. (1984). The Beringian Ecosystem. *Quarterly Review of Archaeology*, 7, 8-9.

- Connor, C. (2014). *Roadside Geology of Alaska*. Second Edition. Mountain Press Publishing Compagny, Missoula.
- Crann, C.A., Murseli, S., St-Jean, G., Zhao, X., Clark, I.D. & Kieser, W.E. (2017). First status report on radiocarbon sample preparation techniques at the AE Lalonde AMS Laboratory (Ottawa, Canada). *Radiocarbon*, 59(3), 695-704.
- Cronin, T.M. (2010a). Holocene Climate Variability, dans *Paleoclimates: Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press, New York, 215-242.
- Cronin, T.M. (2010b). Millenial Climate Events During Deglaciation. Dans *Paleoclimates: Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press, New York, 185-214.
- Dalton, A.S, Margold, M., Stokes, C.R., Tarasov, L., Dyke, A.S., Adams, R.S., Allard, S., Arends, H.E., Atkinson, N., Attig, J.W., Barnett, P.J., Barnett, R.L., Batterson, M., Bernatchez, P., Borns Jr., H.W., Breckenridge, A., Briner, J.P., Brouard, E., Campbell, J.E., Carlson, A.E., Clague, J.J., Curry, B., Daigneault, R.-A., Dubé-Loubert, H., Easterbrook, D.J., Franzi, D.A., Friedrich, H.G., Funder, S., Gauthier, M.S., Gowan, A.S., Harris, K.L., Hétu, B., Hooyer, T.S., Jennings, C.E., Johnson, M.D., Kehew, K.E., Kelley, S.E., Kerr, D., King, E.L., Kjeldsen, K.K., Knaeble, A.R., Lajeunesse, P., Lakeman, P.R., Lamothe, M., Larson, P., Lavoie, M., Loope, H.M., Lowell, T.V., Lusardi, B.A., Manz, L., McMartint, I., Nixon, F.C., Occhietti, S., Parkhill, M.A., Piper, D.J.W., Pronk, A.G., Richard, P.J.H., Ridge, J.C., Ross, M., Roy, M., Seaman, A., Shaw, J., Stea, R.R., Teller, J.T., Thompson, W.B., Thorleifson, L.H., Uttinga, D.J., Veillette, J.J., Ward, B.C., Weddle, T.K. & Wright Jr, H.E. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.
- Daniels, F., Boyd, C.A., Saunders, D.F. (1953). Thermoluminescence as a research tool. *Science*, 117, 343-349
- Danielson, J.J. & Gesch, D.B. (2011). Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010): U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073.
- Darvill, C.M., Menounos, B., Goehring, B.M., Lian, O.B. & Caffee, M.W. (2018). Retreat of the western Cordilleran Ice Sheet margin during the last deglaciation. *Geophysical Research Letters*, 45, 9710– 9720.

- Davis, L.G., Madsen, D.B., Becerra-Valdivia, L., Higham, T., Sisson, D.A., Skinner, S.M., Stueber, D., Nyers, A.J., Keen-Zebert, A., Neudorf, C., Cheyney, M., Izuhou, M., Iizuka, F., Burns, S.R., Epps, C.W., Willis, S.C. & Buvit, I. (2019). Late Upper Paleolithic occupation at Cooper's Ferry, Idaho, USA, ~ 16,000 years ago. *Science*, 365(6456), 891-897.
- Dawson, G.M. (1894). Notes on the occurrence of mammoth remains in the Yukon district of Canada and in Alaska. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* vol. 50, 1–9.
- De Acosta, J. (2002). *Natural and moral history of the Indies*. Duke University Press, Durham.
- Dennell, R. (2017). Human Colonization of Asia in the Late Pleistocene: The history of an invasive Species. *Current Anthropology*, 58(17), S383-S396.
- Denton, G.H. & Armstrong, R.L. (1969). Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska. *American Journal of Science*, 267(10), 1121-1142.
- Derenko, M.V., Gryzbowski, T., Malyarchuk, B.A., Czarny, J., Mis'cicka-S'liwka, D. & Zakharov, I.A. (2001). The presence of mitochondrial haplogroup X in Altaians from South Siberia. *American Journal of Human Genetics*, 69, 237–241.
- Desjardins-Martin, N. (2018). *Archéologie, géochronologie et dispersion des premiers êtres humains modernes en Amérique: Britannia Creek, Yukon*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Dikov, N.N. (1977). *Arkheologicheskie Pamiatniki Kamchatki, Chukotki i Verkhnei Kolymy*, Nauka, Moscow.
- Dikov, N.N. (1979). *Drevnie Kul'tury Severo-Vostochnoi Azii*, Nauka, Moscow.
- Dillehay, T.D. (1989). Monte Verde. *Science*, 245, 1436.
- Dillehay, T.D. (1997). The battle of Monte Verde. *Sciences*, 37(1), 28.
- Dillehay, T.D., Goodbred, S., Pino, M., Vásquez Sánchez, V.F., Tham, T.R., Adovasio, J., Collins, M.B., Netherly, P.J., Hastorf, C.A., Chiou, K.L., Piperno, D., Rey, I. & Velchoff, N. (2017). Simple technologies and diverse food strategies of the Late Pleistocene and Early Holocene at Huaca Prieta, Coastal Peru. *Science Advances*, 3, 1-13.

- Dillehay, T.D., Ocampo, C., Saavedra, J., Sawakuchi, A.O., Vega, R.M., Pino, M., Collins, M.B., Cummings, L.S., Arregui, I., Villagran, X.S., Hartmann, G.A., Mella, M., Gonzalez, A. & Dix, G. (2015). New archaeological evidence for an early human presence at Monte Verde, Chile. *PloS one*, 10(11).
- Dillehay, T.D., Ramírez, C., Pino, M., Collins, M.B., Rossen, J. & Pino-Navarro, J.D. (2008). Monte Verde: seaweed, food, medicine, and the peopling of South America. *Science*, 320(5877), 784-786.
- Dilley, T.E. (1998). Late Quaternary loess stratigraphy, soils, and environments of the Shaw Creek flats Paleoindian sites, Tanana Valley, Alaska. Ph.D. thesis, The University of Arizona.
- DiPietro, L.M., Driese, S.G., Nelson, T.W. & Harvill, J.L. (2017). Variations in late Quaternary wind intensity from grain-size partitioning of loess deposits in the Nenana River Valley, Alaska. *Quaternary Research*, 87, 258-274.
- Dixon, J.E. (1992). *Quest for the Origins of the First Americans*. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Dixon, J.E. (2001). Human colonization of the Americas: timing, technology and process. *Quaternary Sciences Reviews*, 20, 277-299.
- Dixon, J.E. (2013). Late Pleistocene colonization of North America from Northeast Asia: New insights from large-scale paleogeographic reconstructions. *Quaternary International*, 285, 57-67.
- Dornelles, C.L., Bonatto, S.L., Freitas, L.B. & Salzano, F.M. (2005). Is haplogroup X present in extant South American Indians? *American Journal of Physical Anthropology*, 127, 439-448.
- Dortch, J.M., Owen, L.A., Caffee, M.W., Li, D. & Lowell, T.V. (2010). Beryllium-10 surface exposure dating of glacial successions in the Central Alaska Range. *Journal of Quaternary Science*, 25(8), 1259-1269.
- Duller, G.A.T. (2008). *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*. English Heritage.
- Durcan, J.A., King, G.E. & Duller, G.A. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61.

- Dyke, A.S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 373-424.
- Dyke A.S. & Prest V.K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Easton, N.A., Mackay, G.R., Young, P.B., Schnurr, P. & Yesner, D.R. (2011). Chindadn in Canada?: Emergent Evidence of the Pleistocene Transition in Southeast Beringia as Revealed by the Little John Site, Yukon. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 289-307.
- Edwards, M.E. & Barker Jr, E.D. (1994). Climate and vegetation in northeastern Alaska 18,000 yr BP–present. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(2-4), 127-135.
- Ehlers, J., Gibbard, P. L., & Hughes, P. D. (2011). Quaternary glaciations-extent and chronology: a closer look (15), Elsevier.
- Elias, S.A., Short, S.K. & Waythomas, C.F. (1996). Late Quaternary environments, Denali National Park and Preserve, Alaska. *Arctic*, 49(3), 292-305.
- Emery-Wetherell, M.M., McHorse, B.K. & Davis, E.B. (2017). Spatially explicit analysis sheds new light on the Pleistocene megafaunal extinction in North America. *Paleobiology*, 43(4), 642-655.
- Erlandson, J.M. (2013). After clovis-first collapsed: reimagining the peopling of the Americas. Dans Graf, K., Waters, M.R. & Ketron, C.V. (éds.). *Paleoamerican Odyssey*. Texas A&M University Press, College Station, 127-132.
- Erlandson, J.M. & Braje, T.J. (2011). From Asia to the Americas by boat? Paleogeography, paleoecology, and stemmed points of the northwest Pacific. *Quaternary International*, 239(1-2), 28-37.
- Erlandson, J.M. & Braje, T.J. (2015). Stemmed Points, the Coastal Migration Theory, and the Peopling of the Americas. Dans Frachetti, M.D. & Spengler III, R.N. (éds.). *Mobility and Ancient Society in Asia and the Americas*. Springer, Cham, 49-58.
- Erlandson, J.M., Moss, M.L., & Des Lauriers, M. (2008). Life on the edge: early maritime cultures of the Pacific Coast of North America. *Quaternary Science Reviews*, 27(23-24), 2232-2245.

- Eshleman, J.A., Malhi, R.S. & Smith, D.G. (2003). Mitochondrial DNA studies of Native Americans: Conceptions and misconceptions of the population prehistory of the Americas. *Evolutionary Anthropology*, 12, 7–18.
- Fagan, B.M. (2004). *The Great Journey: The Peopling of Ancient America*. Updated Edition. University Press of Florida, Boca Raton.
- Faught, M.K. (2017). Where was the PaleoAmerind standstill? *Quaternary International* 444, 10-18.
- Feathers, J.K., Rhodes, E.J., Huot, S. & Mcavoy, J.M. (2006). Luminescence dating of sand deposits related to late Pleistocene human occupation at the Cactus Hill Site, Virginia, USA. *Quaternary Geochronology*, 1(3), 167-187.
- Fedje, D.W. & Christensen, T. (1999). Modeling paleoshorelines and locating early Holocene coastal sites in Haida Gwaii. *American Antiquity*, 64(4), 635-652.
- Fedje, D.W. & Josenhans, H. (2000). Drowned forests and archaeology on the Continental Shelf, British Columbia, Canada. *Geology*, 28, 99-102.
- Fedje, D.W., Mackie, Q., Dixon, E.J. & Heaton, T.H. (2004). Late Wisconsin Environments and Archaeological Visibility on the Northern Northwest Coast. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press, Salt Lake City, 97-138.
- Fisher, T.G., Waterson, N., Lowell, T.V. & Hadjas, I. (2009). Deglaciation ages and meltwater routing in the Fort McMurray region. Northeastern Alberta and northwestern Saskatchewan, Canada. *Quaternary Sciences Reviews*, 28, 1608–1624.
- Fladmark, K.R. (1979). Routes: Alternative Migration Corridors for Early Man in North America. *American Antiquity*, 44, 55-69.
- Fladmark, K.R. (1983). Times and Places: Environmental Correlates of Mid-to-Late Wisconsin Human Population Expansion in North America. Dans Shutle Jr., R. (éd.). *Early Man in the New World*. Sage Publications, Beverly Hills, 13-42.
- Follmer, L.R. (1996). Loess studies in central United States: Evolution of concepts. *Engineering Geology*, 45, 287-304.

- Forget Brisson, L. (2016). La datation du site Mailhot-Curran: Application de la luminescence optique sur des poteries iroquoiennes du Saint-Laurent, Mémoire de maîtrise, Département d'anthropologie, Université de Montréal.
- Forget Brisson, L., Lamothe, M., Hardy, F. & Graf, K.E. (2020). Exploring the use of a low temperature preheat in IRSL dating of feldspar in Beringian archaeological contexts. *Radiation Measurements*, 136, 106387.
- Forget Brisson, L., Lamothe, M., Huot, S., Hardy, F. & Chapdelaine, C. (2015). Optical dating of St. Lawrence Iroquoian ceramics from the Mailhot-Curran site, southern Québec. *Quaternary Geochronology*, 30, 392-397.
- Forster, P. (2004). Ice Ages and the mitochondrial DNA chronology of human dispersals: a review. *The Royal Society*, 255-164.
- Frachetti, M.D. (2015). Nomadic Mobility, Migration and Environmental Pressure in Eurasian Prehistory. Dans Frachetti, M.D. & Spengler III, R.N. (éds.). *Mobility and Ancient Society in Asia and the Americas*. Springer, Cham, 7-16.
- Frachetti, M.D. & Spengler III, R.N. (2015). Introduction. Dans Frachetti, M.D. & Spengler III, R.N. (Éds.). *Mobility and Ancient Society in Asia and the Americas*. Springer, Cham, 1-6.
- Froese, D.G., Smith, D.G. & Clement, D.T. (2005). Characterizing large river history with shallow geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory and Alaska. *Geomorphology*, 67(3-4), 391-406.
- Froese, D.G., Young, J.M., Norris, S.L. and Margold, M. (2019). Availability and viability of the ice-free corridor and Pacific coast routes for the peopling of the Americas. *SAA archaeological record* 19(3): 27-33.
- Froese, D.G., Zazula, G.D., Westgate, J.A., Preece, S.J., Sanborn, P.T., Reyes, A.V. & Pearce, N.J. (2009). The Klondike goldfields and Pleistocene environments of Beringia. *GSA Today*, 19(8), 4-10.
- Frouin, M., Huot, S., Kreutzer, S., Lahaye, C., Lamothe, M., Philippe, A. & Mercier, N. (2017). An improved radiofluorescence single-aliquot regenerative dose protocol for K-feldspars. *Quaternary Geochronology*, 38, 13-24.
- Fuchs, M. & Owen, L.A. (2008). Luminescence dating of glacial and associated sediments: review recommendations and future directions. *Boreas*, 37, 636-659.

- Fulton, R.J. (1984). Quaternary glaciation, Canadian Cordillera Quaternary stratigraphy of Canada—a Canadian Contribution to IGCP Project 24 Fulton, R.J. Geological Survey of Canada Paper, 84-10, 40–47.
- Galbraith, R.F. (1988). Graphical Display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics*, 30 (3), 271-281.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & 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* 41, 339-364.
- Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet-Lanoe, B., Dia, A. & Rossello, E.A. (1998). Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 157–172.
- Gilbert, P.J. (2011). Micromorphology, site spatial variation and patterning, and climate change at the Mead Site (XBD-071): A multi-component archaeological site in interior Alaska. Ph.D Thesis, University of Alaska Fairbanks.
- Gilmore, G.K. (2008). Practical gamma-ray spectrometry. 2nd ed. John Wiley & Sons, Ltd, Wiley.
- Goebel, T. (1999). Pleistocene Human Colonization of Siberia and Peopling of the Americas: An Ecological Approach. *Evolutionary Anthropology*, 208-227.
- Goebel, T. (2007). The Missing Years for Modern Humans. *Anthropology*, 315, 194-196.
- Goebel, T. (2011). What is the Nenana Complex? Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). From the Yenisei to the Yukon, Texas A&M University Press, College Station, 199-214.
- Goebel, T. & Buvit, I. (2011). Introducing the Archaeological Record of Beringia. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). From the Yenisei to the Yukon. Texas A&M University Press, College Station, 1-30.
- Goebel, T., Derevianko, A.P. & Petrin, V.T. (1993). Dating the middle-to-upper-paleolithic transition at Kara-Bom. *Current anthropology*, 34(4), 452-458.

- Goebel, T., Graf, K., Esdale, J. & Zazula, G. (2016). Test Excavations at the McDonald Creek Site (FAI-2043), Tanana Flats, Central Alaska: Report of 2013-2015, Archaeological Field Work.
- Goebel, T., Powers, W.R. & Bigelow, N.H. (1991). The Nenana Complex of Alaska and Clovis Origins. Dans Bonnicksen, R. & Turnmire, K. (éds.). Clovis Origins and Adaptations. Centre for the Study of the First Americans, Oregon State University, Corvallis, 49-79.
- Goebel, T., Powers, W.R., Bigelow, N.H. & Higgs, A. (1997). Walker Road. Dans West, F.H. (éd.). American Beginnings: The Prehistory and Palaeoecology of Beringia. University of Chicago Press, Chicago and London, 356-363.
- Goebel, T. & Soblodin S.B. (1999). The Colonization of Western Beringia: Technology, Ecology, and Adaptations. Dans Bonnicksen, R. & Turnmire, K. (Éds.). Ice Age People of North America: Environments, Origins, and Adaptations. Oregon State University Press, Corvallis, 104-155.
- Goebel, T., Speakman, R.J. & Reuther, J.D. (2008a). Obsidian from the Late-Pleistocene Walker Road Site, Central Alaska. *Current Research in the Pleistocene*, 25, 88-90.
- Goebel, T., Waters, M.R. & Dikova, M. (2003). The Archaeology of Ushki Lake, Kamchatka, and the Pleistocene Peopling of the America. *Science*, 301, 501-505.
- Goebel, T., Waters, M.R. & O'Rourke, D.H. (2008b). The Late Pleistocene Dispersal of Modern Humans in the Americas. *Science*, 319, 1497-1502.
- Goldberg, P. & Arpin, T.L. (1999). Micromorphological analysis of sediments from Meadowcroft Rockshelter, Pennsylvania: implications for radiocarbon dating. *Journal of Field Archaeology*, 26(3), 325-342.
- Gómez Coutouly, Y.A., Graf, K.E., Gore, A.K. & Goebel, T. (2019). Little Panguingue Creek: A c. 9600-Year-Old Prehistoric Knapping Workshop in the Nenana Valley, Central Alaska, *PaleoAmerica*, 5(1), 16-31.
- Graf, K.E. (2009). "The Good, the Bad, and the Ugly": evaluating the radiocarbon chronology of the middle and late Upper Paleolithic in the Enisei River valley, south-central Siberia. *Journal of Archaeological Science*, 36, 694-707.
- Graf, K.E. & Bigelow, N.H. (2011). Human response to climate during the Younger Dryas chronozone in central Alaska. *Quaternary International*, 242, 434-451.

- Graf, K.E. & Buvit, I. (2017). Human Dispersal from Siberia to Beringia: Assessing a Beringian Standstill in Light of the Archaeological Evidence. *Current Anthropology*, 58(17), S000.
- Graf, K.E., DiPietro, L.M., Krasinski, K.E., Gore, A.K., Smith, H.L., Culleton, B.J., Kennett, D.J. & Rhode, D. (2015). Dry Creek Revisited: New Excavations, Radiocarbon Dates, and Site Formation Inform on the Peopling of Eastern Beringia. *American Antiquity*, 80(4), 671-694.
- Graf, K.E., Esdale, J., Goebel, T., Forget Brisson, L. & Lamothe, M. (In prep.). Stratigraphy and chronology of the McDonald Creek archaeological site, Central Alaska.
- Graf, K.E., Melton, J.A., Gore, A. & Goebel, T. (2016). Report of results: Archaeological survey and testing project, Nenana Valley, Alaska, Summers 2014 and 2015, Alaska State Office of History and Archaeology.
- Griffin, J.B. (1979). The origin and dispersion of American Indians in North America. Dans Laughlin, W.S. & Harper, A.B. (éds.). *The First Americans: Origins, Affinities, and Adaptations*. Gustav Fischer, New York, 43-56.
- Grögler, N., Houtermans, F.G., Stauffer, H. (1960). Über die datierung von keramik und ziegel durch thermolumineszenz. *Helvetica Phys. Acta*, 33, 595-596
- Guérin, G., Combès, B., Lahaye, C., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., Guibert, P., Mercier, N. & Valladas, H. (2015). Testing the accuracy of a Bayesian central-dose model for single-grain OSL, using known-age sample. *Radiation Measurements*, 81, 62-70.
- Guibert, P., Bailiff, I.K., Blain, S., Gueli, A.M., Martini, M., Sibilia, E., Stella, G. & Troja, S.O. (2009). Luminescence dating of architectural ceramics from an early medieval abbey: The St Philbert Intercomparison (Loire Atlantique, France). *Radiation Measurements*, 44(5-6), 488-493.
- Guilderson, T.P., Reimer, P.J. & Brown, T.A. (2005). The boon and bane of radiocarbon dating. *Science*, 307(5708), 362-364.
- Guinebreière, R. (2002). *Diffraction des rayons X sur échantillons polycristalins*. Lavoisier, Paris.
- Guthrie, R.D. (1968). Paleoecology of the large mammal community in interior Alaska during the late Pleistocene. *American Midland naturalist*, 79, 346-363

- Guthrie, R.D. (1982). Mammals of the Mammoth Steppe as Paleoenvironmental indicators. Dans Hopkins, D.M., *et al.* (éds.). *Paleoecology of Beringia*. Academic Press, New York, 307-329.
- Guthrie, R.D. (1983). Paleoecology of the site and its implications for early hunters, Dans Powers, W.R., Guthrie, R.D. & Hoffecker, J.F. (éds.). *Dry Creek: Archaeology and Paleoecology of a Late Pleistocene Alaskan Hunting Camp*. National Park Service, Anchorage, 209-287.
- Guthrie, R.D. (1990). *Frozen fauna of the mammoth steppe: The story of Blue Babe*. University of Chicago Press.
- Guthrie, R.D. (2006). New carbon dates link climatic change with human colonization and Pleistocene extinctions. *Nature*, 441(7090), 207-209.
- Hagstrum, J.T., Firestone, R.B., West, A., Weaver, J.C. & Bunch, T.E. (2017). Impact-related microspherules in Late Pleistocene Alaskan and Yukon “muck” deposits signify recurrent episodes of catastrophic emplacement. *Scientific Reports*, 7, 1-15.
- Halligan, J.J., Waters, M.R., Perrotti, A., Owens, I.J., Feinberg, J.M., Bourne, M.D., Fenerty, B., Winsbrought, B., Carlson, D., Fisher, D.C., Stafford, T.W. & Dunbar, J.S. (2016). Pre-Clovis occupation 14,550 years ago at the Page-Larsen site, Florida, and the Peopling of the Americas. *Science Advances*, 2, 1-8.
- Hamilton, T.D. & Goebel, T. (1999). Late Pleistocene Peopling of Alaska. Dans Bonnicksen, R. & Turnmire, K. (éds.). *Ice Age People of North America: Environments, Origins, and Adaptations*. Oregon State University Press, Corvallis, 156-199.
- Handy, R.L. (1976). Loess distribution by variable winds. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 915-927.
- Hardy, F. & Forget Brisson, L. (2017). La luminescence au service de la chronologie archéologique: principes, contextes et échantillonnage. *Archéologiques*, 30, 93-104.
- Harvati, K., Rösing, C., Bosman, A.M., Karakostis, F.A., Grün, R., Stringer, C., Karkanas, P., Thomsen, N.C., Koutoulidis, V., Mouloupoulos, L.A., Gorgoulis, V.G. & Kouloukousa, M. (2019). Apidima Cave fossils provide earliest evidence of *Homo sapiens* in Eurasia. *Nature*, 571, 500-504.

- Hatipoğlu, M. (2014). Photoluminescence response from the chromian clinochlore (kammererite). *Spectroscopy Letters*, 47(10), 746-753.
- Haynes Jr., C.V. (1969). The earliest Americans. *Science*, 166, 709-715.
- Haynes, G. (2015). The Millennium before Clovis. *PaleoAmerica* 1, 134–162.
- Heilprin, A. (1887). The geographical and geological distribution of animals. International scientific series Vol. 58, New York.
- Heintzman, P.D., Froese, D., Ives, J.W., Soares, A.E.R., Zazula, G.D., Letts, B., Andrews, T.D., Driver, J.C., Hall, E., Hare, P.G., Jass, C.N., MacKay, G., Southon, J.R., Stiller, M., Woywitka, R., Suchard, M.A. & Shapiro, B. (2016). Bison phylogeography constrains dispersal and viability of the Ice Free Corridor in western Canada. *PNAS*, 113(29), 8057-8063.
- Heusser, C.J. (1960). Late-Pleistocene environments of North Pacific North America: an elaboration of late-glacial and post-glacial climatic, physiographic, and biotic changes, Special Publication, 35. American Geographical Society.
- Hirasawa, Y. & Holmes, C.E. (2017). The relationship between microblade morphology and production technology in Alaska from the perspective of the Swan Point site. *Quaternary International*, 442, 104-117.
- Hiscock, P. (2014). Occupying New Lands: Global Migrations and Cultural Diversification with particular Reference to Australia. Dans Graf, K.E., Kreton, C.V. & Waters, M.R. (Éds.). *Paleoamerican Odyssey*. Texas A&M University Press, College Station, 3-11.
- Hoffecker, J.F. (2001). Late Pleistocene and early Holocene sites in the Nenana River valley, central Alaska. *Arctic Anthropology*, 139-153.
- Hoffecker, J.F. (2005). A prehistory of the north: human settlement of the higher latitudes. Rutgers University Press.
- Hoffecker, J.F. (2011). Assemblage Variability in Beringia: The Mesa Factor. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 165-178.
- Hoffecker, J.F. & Elias, S.A. (2003). Environment and archaeology in Beringia. *Evolutionary Anthropology*, 12, 34–49.

- Hoffecker, J.F. et Elias, S.A. (2007). *Human Ecology of Beringia*. Columbia University Press, New York.
- Hoffecker, J.F., Elias, S.A., O'Rourke, D.H., Scott, G.R. & Bigelow, N.H. (2016). Beringia and the Global Dispersal of Modern Humans. *Evolutionary Anthropology*, 25, 64-78.
- Hoffecker, J.F., Powers, W.R. & Goebel, T. (1993). The colonization of Beringia and the peopling of the New World. *Science*, 259, 46-53.
- Hoffecker, J.F., Waythomas, C.F. & Powers, W.R. (1988). Late Glacial Loess Stratigraphy and Archaeology in the Nenana Valley. *Central Alaska, CRP 5*, 83-86.
- Holen, S. R. (2006). Taphonomy of two last glacial maximum mammoth sites in the central Great Plains of North America: A preliminary report on La Sena and Lovewell. *Quaternary International*, 142, 30-43.
- Holen, S.T., Deméré, T.A., Fisher, D.C., Fullagar, R., Paces, J.B., Jefferson, G.T., Beeton, J.M., Cerutti, R.A., Rountrey, A.N., Vescera, L. & Holen, K.A. (2017). A 130,000-year-old archaeological site in southern California, USA. *Nature*, 544, 479-493.
- Holmes, C.H. (2001). Tanana River Valley Archaeology Circa 14,000 to 9,000 B.P. *Arctic Anthropology*, 38(2), 154-170.
- Holmes, C.H. (2011). The Beringian and Transitional Periods in Alaska: Technology of the East Beringian Tradition as viewed from Swan Point. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 179-191.
- Hope, A.G., Waltari, E., Malaney, J.L., Payer, D.C., Cook, J.A. & Talbot, S.L. (2015). Arctic biodiversity: increasing richness accompanies shrinking refugia for a cold associated tundra fauna. *Ecosphere*, 6, 1-67.
- Hopkins, D.M. (1967a). Quaternary Marine Transgressions in Alaska. Dans Hopkins, D.M. (éd.). *The Bering Land Bridge*. Stanford University Press, Stanford, California, 47-90.
- Hopkins, D.M. (1967b). The Cenozoic History of Beringia – A Synthesis. Dans Hopkins, D.M. (éd.). *The Bering Land Bridge*. Stanford University Press, Stanford, California, 451-484.

- Hopkins, D.M. (1976). History of the Sea Level in the Beringia during the Last 250 000 Years. *Berengiya v kainozoe. Mater. Vsesoyuzn. simpoziuma "Berengiiskaya susha i ee znachenie dlya razvitiya golarkticheskikh flor i faun v kainozoe"*, 9-32.
- Hopkins, D.M. (1979). Landscape and Climate of Beringia during Late Pleistocene and Holocene Time. Dans Laughlin, W.S. & Harper, A.B. (éds.). *The First Americans: Origins, Affinities, and Adaptations*. Gustav Fisher New York, Stuttgart, 42.
- Hopkins, D.M. (1982). Aspects of the Paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene. Dans Hopkins, D.M., Matthews Jr., J.V., Schweger, C.E. & Young, S.B. (éds.). *Paleoecology of Beringia*. Academic Press, New York, 3-28.
- Hrdlička, A. (1928). The origin and antiquity of Man in America. *Bulletin of the New York Academy of Medicine*, 4, 802-816.
- Hu, F.S., Brubaker, L.B. & Anderson, P.M. (1993). A 12 000 year record of vegetation change and soil development from Wien Lake, central Alaska. *Canadian Journal of Botany*, 71(9), 1133-1142.
- Hua, Q. (2009). Radiocarbon: a chronological tool for the recent past. *Quaternary Geochronology*, 4(5), 378-390.
- Hua, Q., Barbetti, M., Fink, D., Kaiser, K.F., Fiedrich, M., Kromer, B., Leuchenko, V.A., Zoppi, U., Smith, A.M. & Bertuch, F. (2009). Atmospheric ^{14}C variations derived from tree rings during the early Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2982-2990.
- Hublin, J.-J. (1998). Climat de l'Europe et origine des Néandertaliens. *Pour la science*, 245, 52-59.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J. & Overpeck, J.T. (2000). Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science*, 290(5498), 1951-1954.
- Hultén, E. (1937). Outline of the history of arctic and boreal biota during the Quaternary period. *Lehre J. Cramer*, New York.
- Huntley, D.J. (2006). An explanation of the power-law decay of luminescence. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 18(4), 1359.

- Huntley, D.J. & Baril, M.R. (1997). The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient Tl*, 15(1), 11-13.
- Huntley, D.J. & 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*, 38, 1093-1106.
- Huntley, D.J. & Lian, O.B. (2006). Some observations on tunnelling of trapped electrons in feldspars and their implications for optical dating. *Quaternary Science Reviews*, 25(19-20), 2503-2512.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. & Thewalt, M.L. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998), 105-107.
- Huot, S. (2007). Investigations of alternate and innovative ways of performing luminescence dating in an attempt to extend the age range. Ph.D. thesis, Aarhus Universitet.
- Huot, S. & Lamothe, M. (2003). Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspars grains. *Radiation Measurements*, 37, 499-503.
- Hütt, G., Jaek, I. & Tchonka, J. (1988). Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. *Quaternary Science Reviews*, 7, 381-385
- Irving, W.N., Jopling, A.V. & Beebe, B.F. (1986). Indications of Pre-Sangamon Humans near Old Crow, Yukon, Canada. Dans Bryan, A.L. (éd.). *New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas*. Center for the Study of Early Man, University of Maine, Orono, 49-63.
- Izuho, M. (2013). Human technological and behavioral adaptation to landscape changes around the last glacial maximum in Japan: A focus on Hokkaido. Dans Graf, K.E., Kreton, C.V. & Waters, M.R. (éds.). *Paleoamerican odyssey*. Texas A&M University Press, College Station, 45-64.
- Jackson Jr, L.E. & Duk-Rodkin, A. (1996). Quaternary geology of the ice-free corridor: glacial controls on the peopling of the New World. Dans Akazawa, T. & Szathmary, E.J.E. (éds.). *Prehistoric Mongoloid Dispersals*. Oxford, New York, 214-227.
- Jackson, L.E., Ward, B., Duk-Rodkin, A. & Hughes, O.L. (1991). The Last Cordilleran Ice Sheet in Southern Yukon Territory. *Géographie physique et Quaternaire*, 45(3), 341-354.

- Jain, M. & Ankjaergaard, C. (2011). Towards a non-fading signal in feldspar: Insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, 46, 292-309.
- Jenkins, D.L., Davis, L.G., Stafford, T.W., Campos, P.F., Hockett, B., Jones, G.T., Cummings, L.S., Yost, C., Connolly, T.J., Yohe, R.M., Gibbons, S.C., Raghavan, M., Rasmussen, M., Paijmans, J.L.A., Hofreiter, M., Kemp, B.M., Barta, J.L., Monroe, C., Gilbert, M.T.P. & Willerslev, E. (2012). Clovis age western stemmed projectile points and human coprolites at the Paisley Caves. *Science*, 337, 223-228.
- Jensen, B.J.L., Evans, M.E., Froese, D.G. & Kravchinsky, V.A. (2016). 150,000 years of loess accumulation in central Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 135, 1-23.
- Jobling, M.A., Hurles, M.E. & Tyler-Smith, C. (2004). *Human Evolutionary Genetics: Origins, Peoples and Disease*. Garland Science, New York.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E. & White, J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice - core stations: Camp Century, Dye - 3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 299-307.
- Johnson, W.A. (1933). *Quaternary Geology of North America in Relation to the Migration of Man*. Dans Jenness, D. (éd.). *The American Aborigines*. University of Toronto Press, Toronto, 11-45.
- Jorgenson, M.T., Yoshikawa, K., Kanevskiy, M., Shur, Y., Romanovsky, V., Marchenko, S., Brown, J. & Jones, B. (2008). Permafrost characteristics of Alaska. In *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost Vol. 3*, University of Alaska: Fairbanks, 121-122.
- Josenhans, H., Fedje, D., Conway, K.W. & Barrie, J.V. (1995). Post glacial sea levels on the Western Canadian continental shelf: evidence for rapid change, extensive subaerial exposure, and early human habitation. *Marine Geology*, 125, 73-94.
- Joyce, D.J. (2006). Chronology and new research on the Schaefer mammoth (? *Mammuthus primigenius*) site, Kenosha County, Wisconsin, USA. *Quaternary International*, 142, 44-57.

- Karlstrom, T.N.V. & al. (1964). Surficial Geology of Alaska. U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map I-357, scale 1:1,584,000.
- Kars, R.H., Reimann, T., Ankjaergaard, C. & Wallinga, J. (2014). Bleaching of the post-IR IRSL signal: new insights for feldspars luminescence dating. *Boreas* 43, 780-791.
- Kaufman, D.S., Axford, Y.L., Henderson, A.C.G., McKay, N.P., Oswald, W.W., Saenger, C., Anderson, R.S., Bailey, H.L., Clegg, B., Gajewski, K., Hu, F.S., Jones, M.C., Massa, C., Routson, C.C., Werner, A., Wooller, M.J. & Yu, Z. (2016). Holocene climate changes in eastern Beringia (NW North America) – A systematic review of multi-proxy evidence. *Quaternary Science Reviews*, 147, 312-339.
- Kaufman, D.S. & Manley, W.F. (2004). Pleistocene Maximum and Late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 9-24.
- Kemp, B.M., Malhi, R.S., McDonough, J., Bolnick, D.A., Eshleman, J.A., Rickards, O., Martinez-Labarga, C., Johnson, J.R., Lornez, J.G., Dixon, E.J., Fifield, T.E., Heaton, T.H., Worl, R. & Smith, D.G. (2007). Genetic analysis of early Holocene skeletal remains from Alaska and its implications for the settlement of the Americas. *American Journal of Physical Anthropology*, 132, 1–17.
- Kemp, B.M. & Schurr, T.G. (2010). Ancient and modern genetic variation in the Americas. Dans Auerbach, B.M. (éd.). *Human variation in the Americas*. Occasional paper No. 38. Carbondale, IL: Center for Archaeological Investigations, Southern Illinois University, 12-50.
- Kitchen, A., Miyamoto, M.M. & Mulligan, C.J. (2008). A three-stage colonization model for the peopling of the Americas. *PLoS*, 3 1–7.
- Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F. & Radtke, U. (2006). Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland. *Radiation Measurements*, 41, 866-870.
- Klein, R.G. (2009). *The human career: human biological and cultural origins*. University of Chicago Press, Chicago.
- Krasinski, K.E. & Blong, J.C. (2020). Unresolved Questions about Site Formation, Provenience, and the Impact of Natural Processes on Bone at the Bluefish Caves, Yukon Territory. *Arctic Anthropology* 57(1): 1-21.

- Krasinski, K.E. & Haynes, G. (2010). The Eastern Beringian chronology of quaternary extinctions: A methodological approach to radiocarbon evaluation. *Alaska Journal of Anthropology*, 8(1), 39-60.
- Krbetschek, M.R. & Trautmann, T. (2000). A spectral radioluminescence study for dating and dosimetry. *Radiation measurements*, 32(5-6), 853-857.
- Kreutzer, S. & Mercier, N. (2018). `calc_Lamothe2003()`: Apply fading correction after Lamothe *et al.*, 2003. Function version 0.1.0. Dans Kreutzer, S., Burow, C., Dietze, M., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M. & Friedrich, J. 2018. *Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis*. R package version 0.8.6. <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>
- Lagroix, F. & Banerjee, S.K. (2004). The Regional and Temporal Significance of primary Aeolian Magnetic Fabrics Preserved in Alaskan Löss. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3-4), 369-385.
- Lahaye, C., Hernandez, M. Boëda, E., Felice, G.D., Guidon, N., Hoeltz, S., Lourdeau, A., Pagli, M., Pessis, A.-M., Rasse, M. & Viana, S. (2013). Human occupation in South America by 20,000 BC: the Toca da Tira Peia site, Piauí, Brazil. *Journal of Archaeological Science*, 40(6), 2840-2847.
- Lahr, M.M. (1995). Patterns of modern human diversification: implications for Amerindian origins. *American Journal of Physical Anthropology*, 38(S21), 163-198.
- Lambeck, K., Esat, T.M. & Potter, E.K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.
- Lamothe, M. (2004). Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 659-667.
- Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C. & Huot, S. (2003). Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, 37, 493-498.
- Lamothe, M., Forget Brisson, L. & Hardy, F. (2018). Dose recovery performance in double IRSL/pIRIR SAR protocols. *Radiation Measurements*, 120, 120-123.
- Lamothe, M., Forget Brisson, L. & Hardy, F. (2020). Circumvention of anomalous fading in feldspar luminescence dating using Post-Isothermal IRSL, *Quaternary Geochronology*, 101062.

- Lawson, M.J., Daniels, J.T.M. & Rhodes, E.J. (2015). Assessing Optically Stimulated Luminescence (OSL) signal contamination within small aliquots and single grain measurements utilizing the composition test. *Quaternary International*, 362, 34-41.
- Lea, P.D. & Waythomas, C.F. (1990). Late-Pleistocene eolian sand sheets in Alaska. *Quaternary Research*, 34(3), 269-281.
- Leonard, J.A., Wayne, R.K. & Cooper, A. (2000). Population genetics of Ice Age brown bears. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97, 1651–1654.
- Lesnek, A.J., Briner, J.P., Lindqvist, C., Baichtal, J.F. & Heaton, T.H. (2018). Deglaciation of the Pacific coastal corridor directly preceded the human colonization of the Americas. *Science Advances*, 4(5), eaar5040.
- Li, B. & Li, S.-H. (2011a). Thermal stability of infrared stimulated luminescence of sedimentary K-feldspar. *Radiation Measurements*, 46, 29-36.
- Li, B. & Li, S.-H. (2011b). Luminescence dating of K-feldspar from sediments: a protocol without anomalous fading correction. *Quaternary Geochronology*, 6, 468–479.
- Li, B. & Li, S.-H. (2012). Luminescence dating of Chinese loess beyond 130 ka using the non-fading signal from K-feldspar. *Quaternary Geochronology*, 10, 24-31.
- Li, B., Li, S.-H., Wintle, A.G. & Zhao, H. (2007). Isochron measurements of naturally irradiated K-feldspar grains. *Radiation Measurements*, 42, 1315-1327.
- Li, B., Roberts, R.G., Jacobs, Z., Li, S.-H. & Guo, Y.J. (2015). Construction of a ‘global standardised growth curve’(gSGC) for infrared stimulated luminescence dating of K-feldspar. *Quaternary Geochronology*, 27, 119-130.
- Li, S.-H. & Wintle, A.G. (1992). A Global view of the Stability of Luminescence signals from Loess. *Quaternary Science Reviews*, 11, 133-137.
- Libby, W.F., Anderson, E.C. & Arnold, J.R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, 109(2827), 227-228.
- Livi-Bacci, M. (2006). The depopulation of Hispanic America after the conquest. *Population and Development Review*, 32, 199-232.

- Livingstone, I. & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman, Singapore.
- Llamas, B., Fehren-Schmitz, L., Valverde, G., Soubrier, J., Mallick, S., Rohland, N., Nordenfelt, S., Valdiosera, C., Richards, S.M., Rohrlach, A., Barreto Romero, M.I., Espinoza, I.F., Cagigao, E.T., Jiménez, L.W., Makowski, K., Reyna, I.S.L., Lory, J.M., Torrez, J.A.B., Rivera, M.A., Burger, R.L., Ceruti, M.C., Reinhard, J., Wells, R.S., Politis, G., Santoro, C.M., Standen, V.G., Smith, C., Reich, D., Ho, S.Y.W., Cooper, A. & Haak, W. (2016). Ancient mitochondrial DNA provides high-resolution time scale of the peopling of the Americas. *Science advances*, 2(4), e1501385.
- Llamas, B., Harkins, K.M. & Fehren-Schmitz, L. (2017). Genetic studies of the peopling of the Americas: What insights do diachronic mitochondrial genome datasets provide? *Quaternary International*, 444, 26-35.
- Luternauer, J.L., Clague, J.J., Conway, K.W., Barrie, J.V., Blaise, B. & Mathewes, R.W. (1989a). Late Pleistocene terrestrial deposits on the continental shelf of western Canada: evidence for rapid sea-level change at the end of the last glaciation. *Geology*, 17, 357-360.
- Luternauer, J.L., Conway, K.W., Clague, J.J. & Blaise, B. (1989b). Late Quaternary geology and geochronology of the central continental shelf of western Canada. *Marine Geology*, 89, 57-68.
- Macaulay, V., Hill, C., Achilli, A., Rengo, C., Clarke, D., Meehan, W., Blackburn, J., Semino, O., Scozzari, R., Cruciani, F., Taha, A., Shaari, N.K., Raja, J.M., Ismail, P., Zainuddin, Z., Goodwin, W., Bulbeck, D., Bandelt, H.-J., Oppenheimer, S., Torroni, A. & Richards, M. (2005). Single, rapid coastal settlement of Asia revealed by analysis of complete mitochondrial genomes. *Science*, 308(5724), 1034-1036.
- MacDonald, G.M. (1987a). Postglacial Development of the Subalpine-Boreal Transition Forest of Western Canada. *Journal of Ecology*, 75, 303-320.
- MacDonald, G.M. (1987b). Postglacial Vegetation History of the Mackenzie River Basin. *Quaternary Research*, 28(2), 245-262.
- MacNeish, R.S. (1959). *Men out of Asia: as seen from the northwest Yukon*. University of Alaska Press.
- Madsen, D.B. (2004). Colonization of the Americas before the Last Glacial Maximum: Issues and Problems. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America:*

Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum. The University of Utah Press, Salt Lake City, 1-26.

- Madsen, D.B. (2015). A Framework for the Initial Occupation of the Americas. *PaleoAmerica* 1, 217–250.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y. Harrison, S.P., Prentice, I.C., Schulz, M. & Rodhe, H. (1999). Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research* 104(D13), 15895–15916.
- Malhi, R.S., Eshleman, J.A., Greenberg, J.A., Weiss, D.A., Shook, B.A. S., Kaestle, F.A., Lorenz, J.G., Kemp, B.M., Johnson, J.R. & Smith, D.G. (2002). The structure of diversity within New World mitochondrial DNA haplogroups: Implications for the prehistory of North America. *American Journal of Human Genetics*, 70, 905–919.
- Malhi, R.S., Kemp, B.M., Eshleman, J.A., Cybulski, J., Smith, D.G., Cousins, S. & Harry, H. (2007). Mitochondrial haplogroup M discovered in prehistoric North Americans. *Journal of Archaeological Science*, 34, 642–648.
- Malhi, R.S. & Smith, D.G. (2002). Brief communication: Haplogroup X confirmed in prehistoric North America. *American Journal of Physical Anthropology*, 19: 84–86.
- Mandryk, C.A.S. (1992). Paleoecology as contextual archaeology: human viability of the late quaternary ice-free corridor, Alberta, Canada. PhD thesis, University of Alberta.
- Mandryk, C.A.S., Josenhans, H., Fedje, D.W. & Mathewes R.W. (2001). Late Quaternary paleoenvironments of Northwestern North America: implications for inland versus coastal migrations routes. *Quaternary Sciences Reviews*, 20, 301-314.
- Mann, D.H. & Hamilton, T.D. (1995). Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the North Pacific coast. *Quaternary Science Reviews*, 14, 449-471.
- Margold, M., Gosse, J. C., Hidy, A.J., Woywitka, R.J., Young, J.M. & Froese, D. (2019). Beryllium-10 dating of the Foothills Erratics Train in Alberta, Canada, indicates detachment of the Laurentide Ice Sheet from the Rocky Mountains

at~ 15 ka (No. LLNL-JRNL-735369). Lawrence Livermore National Lab.(LLNL), Livermore, CA (United States).

- Margold, M., Jansson, K.N., Kleman, J. & Stroeve, A.P. (2013). Lateglacial ice dynamics of the Cordilleran Ice Sheet in northern British Columbia and southern Yukon Territory: retreat pattern of the Liard Lobe reconstructed from the glacial landform record. *Journal of Quaternary Science*, 28(2), 180-188.
- Marković, S.B., Stevens, T., Mason, J., Vandenberghe, J., Yang, S., Veres, D., Újvári, G., Timar-Gabor, A., Zeeden, C., Guo, Z., Hao, Q., Obrecht, I., Hambach, U., Wu, H., Gavrilov, M.B., Rolf, C., Tomic, N. & Lehmkuhl, F. (2018). Loess correlations – Between myth and reality. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 509, 4-23.
- Mason, O.K., Bowers, P.M. & Hopkins, D.M. (2001). The early Holocene Milankovitch thermal maximum and humans: adverse conditions for the Denali complex of eastern Beringia. *Quaternary Science Reviews*, 20, 525-548.
- Mathewes, R.W., Lian, O.B., Clague, J.J. & Huntley, M.J. (2015). Early Wisconsinan (MIS 4) glaciation on Haida Gwaii, British Columbia, and implications for biological refugia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52(11), 939-951.
- Mathews, W.H. (1979). Late Quaternary environmental history affecting human habitation of the Pacific Northwest. *Canadian Journal of Archaeology*, 3, 145-155.
- Matmon, A., Briner, J.P., Carver, G., Bierman, P. & Finkel, R.C. (2010). Moraine chronosequence of the Donnelly Dome region, Alaska. *Quaternary Research* 74: 63-72.
- McAvoy, J.M. & McAvoy, L.D. (1997). Archaeological Investigations of Site 44SX202, Cactus Hill, Sussex County, Virginia (No. 2). Department of Historic Resources.
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428(6985), 834-837.
- Meiri, M., Lister, A.M., Collins, M.J., Tuross, N., Goebel, T., Blockley, S., Zazula, G.D., van Doorn, N., Guthrie, R.D., Boeskorov, G.F., Baryshnikov, G.F., Sher, A. & Barnes, I. (2014). Faunal record identifies Bering isthmus

- conditions as constraint to end-Pleistocene migration to the New World. *Proc. R. Soc. B*, 281(1776), 1-9.
- Mejdahl, V. (1979). Thermoluminescence dating: Beta - dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, 21(1), 61-72.
- Mejdahl, V. & Bøtter-Jensen, L. (1994). Luminescence dating of archaeological materials using a new technique based on single aliquot measurements. *Quaternary Science Reviews*, 13, 551-554.
- Mellars, P. (2006). Going East: New Genetic and Archaeological Perspectives on the Modern Human Colonization of Eurasia. *Science*, 313, 796-800.
- Meltzer, D.J. (1993). Pleistocene peopling of the Americas. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 1(5), 157-169.
- Meltzer, D.J. (2009). *First Peoples in a New World: Colonizing ca Age America*. University of California Press.
- Merriwether, D.A. (2006). Mitochondrial DNA. Dans Ubelaker, D. H. (éd.). *Handbook of North American Indians*, V.3, Sturtevant, W.C. & Stanford, D. (éds.). *Environment, Origins, and Population*. Smithsonian Institution Press, Washington, DC, 817-830.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-1bZr-1bY diagram. *Chemical geology*, 56(3-4), 207-218.
- Mix, A.C., Bard, E. & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627-657.
- Moreno-Mayar, J.V., Vinner, L., de Barros, Damgaard, P., de la Fuente, C., Chan, J., Spence, J.P., Allentoft, M.E., Vimala, T., Racimo, F., Pinotti, T., Rasmussen, S., Margaryan, A., Orbogozo, M.I., Mylopotamitaki, D., Woolder, M., Bataille, C., Becerra-Valdivia, L., Chivall, D., Comeskey, D., Dieviese, T., Grayson, D.K., George, L., Harry, H., Alexandersen, V., Primeau, C., Erlandson, J., Rodrigues-Carvalho, C., Reis, S., Bastos, M.Q.R., Cybulski, J., Vullo, C., Morello, F., Vilar, M., Wells, S., Gregersen, K., Hansen, K.L., Lynnerup, N., Lahr, M.M., Kjaer, K., Strauss, A., Alfonso-Durruty, M., Salas, A., Schroeder, H., Higham, T., Malhi, R.S., Rasic, J.T., Souza L., Santos, F.R., Malaspinas, A.-S., Sikora, M., Nielsen, R., Song, Y.S., Meltzer, D.J. &

- Willerslev, E. (2018). Early human dispersals within the America. *Science*, 362 1-11.
- Morlan, R.E. (1991). Peopling of the New World: A discussion. Dans Bonnichsen, R. & Turnmire, K.L. (éds.). *Clovis: Origins and Adaptations*. Oregon State University, Corvallis, 303-308.
- Morlan, R.E. & Cinq-Mars, J. (1982). Ancient Beringians: human occupation in the late Pleistocene of Alaska and the Yukon Territory. Dans Hopkins, D.M., Matthews, J.V., Schweger, S.E. & Young, S.B. (Éds.). *Paleoecology of Beringia*. Academic Press, New York, 353-381.
- Morthekai, P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J. & Botter-Jensen, L. (2008). Fading characteristics of martian analogue materials and the applicability of a correction procedure. *Radiation Measurements*, 43, 672-678.
- Muhs, D.R. (2018). The geochemistry of lœss: Asian and North American compared. *Journal of Asian Earth Sciences*, 155, 81-115.
- Muhs, D.R., Ager, T.A., Bettis, E.A., McGeehin, J., Been, J.M., Begét, J.E., Pavich, M.J., Stafford, T.W. & Stevens, D.A.S.P. (2003). Stratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Quaternary lœss-palaeosol sequences of the Last Interglacial-Glacial cycle in central Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1947-1986.
- Muhs, D.R., Ager, T.A., Skipp, G., Beann, J., Budahn, J. & McGeehin, J.P. (2008). Paleoclimatic significance of chemical weathering in lœss-derived paleosols of subarctic central Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40, 396-411.
- Muhs, D.R., Aleinikoff, J.N., Stafford Jr, T.W., Kihl, R., Been, J., Mahan, S.A. & Cowherd, S. (1999). Late Quaternary lœss in northeastern Colorado: Part I—Age and paleoclimatic significance. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12), 1861-1875.
- Muhs, D.R. & Bettis III, A. (2003). Quaternary lœss -paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. Dans Chan, M.A. & Archer, A.W. (Éds.). *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time: Boulder, Colorado*. Geological Society of America Special Paper, 370, 53-74.

- Muhs, D.R. & Budahn, J.R. (2006). Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 323-337.
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., McGeehin, J.P., Bettis III, E.A., Skipp, G., Paces, J.B. & Wheeler, E.A. (2013). Loess origin, transport, and deposition over the past 10,000 years, Wrangell – St. Elias National Park, Alaska. *Aeolian Research*, 11, 85-99.
- Muhs, D.R., McGeehin, J.P., Beann, J. & Fisher, E. (2004). Holocene loess deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. *Quaternary Research*, 61(3), 265-276.
- Muhs, D.R., Pigati, J.S., Budahn, J.R., Skipp, G.L., Bettis, III, E.A. & Jensen, B. (2018). Origin of last-glacial loess in the western Yukon-Tanana Upland, central Alaska, USA. *Quaternary Research*, 89, 797-819.
- Muhs, D.R., Prospero, J.M., Baddock, M.C. & Gill, T.E. (2014). Identifying Sources of Aeolian Mineral Dust: Present and Past. Dans Knippertz, P. & Stuut, J. (Eds.) -B.W. Mineral Dust: A key Player in the Earth System. Springer, Dordrecht, 51-74.
- Munyikwa, K., Feathers, J.K., Rittenour, T.M., & Shrimpton, H.K. (2011). Constraining the Late Wisconsinan retreat of the Laurentide ice sheet from western Canada using luminescence ages from postglacial aeolian dunes. *Quaternary Geochronology*, 6(3-4), 407-422.
- Munyikwa, K., Rittenour, T.M. & Feathers, J.K. (2017). Temporal constraints for the Late Wisconsinan deglaciation of western Canada using eolian dune luminescence chronologies from Alberta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 470, 147-165.
- Murray, A.S., Buylaert, J.P., Thomsen, K.J. & Jain, M. (2009). The effect of preheating on the first IRSL signal from feldspar. *Radiation Measurements*, 44, 554-559.
- Murray, A.S., Marten, R., Johnston, R. & Martin, P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 115, 263-288.

- Murray, A.S. & Mejdahl, V. (1999). Comparison of regenerative-dose single-aliquot and multiple-aliquot (SARA) protocols using heated quartz from archaeological sites. *Quaternary Science Reviews*, 18(2), 223-229.
- Murray, A.S. & Roberts, R.G. (1998). Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. *Radiation measurements*, 29(5), 503-515.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Nelson, N.C. (1937). Notes on Cultural Relations between Asia and America. *American Antiquity*, 2(4), 267-272.
- Nielsen, R., Akey, J.M., Jakobsson, M., Pritchard, J.K., Tishkoff, S. & Willerslev, E. (2017). Tracing the peopling of the world through genomics. *Nature*, 541, 302-310.
- Oches, E.A., Banerjee, S.K., Solheid, P.A. & Frechen, M. (1998). Highresolution proxies of climate variability in the Alaskan loess record. Dans Busacca, A.J. (éd.). *Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change*. Washington State University College of Agriculture and Home Economics, Miscellaneous Publication No. MISC0190, Pullman, 167-170.
- Ollerhead, J., Huntley, D.J. & Berger, G.W. (1994). Luminescence dating of sediments from Buctouche Spit, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Science*, 31, 523-531.
- O'Neill, D. (2004). *The Last Giant of Beringia: The mystery of the Bering Land Bridge*. Basic Books, New York.
- Overstreet, D.F. (2005). Late-glacial ice-margin adaptation in southeastern Wisconsin. Dans Bonnicksen, R. (éd.). *Paleoamerican Origins: beyond Clovis*. Texas A&M University Press, College Station, 183-195.
- Owsley, D.W. & Jantz, R.L. (Eds.). (2014). *Kennewick Man: The scientific investigation of an ancient American skeleton*. Texas A&M University Press.
- Parcs Canada (2019). Glossaire archéologique. Site internet : <https://www.pc.gc.ca/fr/culture/arch/page2/doc2#T>

- Pavlov, P., Roebroeks, W. & Svendsen, J.I. (2004). The Pleistocene colonization of northeastern Europe: a report on recent research. *Journal of Human Evolution*, 47(1-2), 3-17.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300.
- Pearson, G.A. (2000). Late-Pleistocene and Holocene microblade industries at the Moose Creek site. *Current Research in the Pleistocene*, 17, 64-66.
- Pécsi, M. (1990). Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 7/8, 1-22.
- Pécsi, M. (1995). The role of principles and methods in loess -paleosol investigations. *GeoJournal*, 36(2-3), 117-131.
- Pedersen, M.W., Ruter, A., Schweger, C., Friebe, H., Staff, R. A., Kjeldsen, K.K., Mendoza, M.L. Z., Beaudoin, A.B., Zutter, C., Larsen, N.K., Potter, B.A., Nielsen, R., Rainville, R.A., Orlando, L., Meltzer, D.J., Kjaer, K.H. & Willerslev, E. (2016). Postglacial viability and colonization in North America's ice-free corridor. *Nature*, 537(7618), 45.
- Pelletier, C. (1996). Datation par thermoluminescence de poteries amérindiennes provenant des sites de Cap Tourmente et de l'Île Verte. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Peng, J. (2020). Analyzing statistical age models to determine the equivalent dose and burial age using a Markov Chain Monte Carlo method. *Geochronometria*, 1.
- Péwé, T.L. (1955). Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 66, 699–724.
- Péwé, T.L. (1975). *Quaternary Geology of Alaska*. Geological Survey Professional Paper 385, United States department of the Interior, Washington.
- Péwé, T.L. & Reger, R.D. (1983). Middle Tanana River Valley. Dans Péwé, T.L. & Reger, R.D. (éds.). *Guidebook 1: Richardson and Glenn Highways, Alaska*, Fourth International Conference on Permafrost, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, 17-24.
- Péwé, T.L., Westgate, J.A., Preece, S.J., Brown, P.M. & Leavitt, S.W. (2009). Late Pliocene Dawson cut forest bed and new tephrochronological findings in the

- Gold Hill Loess, east-central Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1-2), 294-320.
- Pietsch, T.J., Olley, J.M. & Nanson, G.C. (2008). Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz. *Quaternary Geochronology*, 3(4), 365-376.
- Pitblado, B.L. (2011). A Tale of Two Migrations: Reconciling Recent Biological and Archaeological Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas. *Journal of Archaeological Research*, 19, 327-375.
- Pitulko, V.V., Tikhonov, A.N., Pavlova, E.Y., Nikolskiy, P.A., Kuper, K.E. & Polozoy, R.N. (2016). Early human presence in the Arctic: Evidence from 45,000-year-old mammoth remains. *Science*, 351(6270), 260-263.
- Poolton, N.R.J., Ozanyan, K.B., Wallinga, J., Murray, A.S. & Bøtter-Jensen, L. (2002). Electrons in feldspar II: a consideration of the influence of conduction band-tail states on luminescence processes. *Physics and Chemistry of Minerals*, 29, 217-225.
- Posth, C., Nakatsuka, N., Lazaridis, I., Skoglund, P., Mallick, S., Lamnidis, T.C., Rohland, N., Nägele, K., Adamski, N., Bertolini, E., Broomandkhoshbacht, N., Cooper, A., Culleton, B.J., Ferraz, T., Ferry, M., Furtwängler, A., Haak, W., Harkins, K., Harper, T.K., Hünemeier, T., Lawson, A.M., Llamas, B., Michel, M., Nelson, E., Oppenheimer, J., Patterson, N., Schiffels, S., Sedig, J., Stewardson, K., Talamo, S., Wang, C.-C., Hublin, J.-J., Hubbe, M., Harvati, K., Delaunay, A.N., Beier, J., Francken, M., Kaulicke, P., Reyes-Centeno, H., Rademaker, K., Trask, W.R., Robinson, M., Gutierrez, S.M., Prufer, K.M., Salazar-Garcia, D.C., Chim, E.N., Gomes, L.M.P., Alves, M.L., Liryo, A., Inglez, M., Oliveira, R.E., Bernardo, D.V., Barioni, A., Wesolowski, V., Scheifler, N.A., Riviera, M.A., Plens, C.R., Messineo, P.G., Figuti, L., Corach, D., Scabuzzo, C., Eggers, S., DeBlasis, P., Reindel, M., Méndez, C., Politis, G., Tomasto-Cagigao, E., Kennett, D.J., Strauss, A., Ferhen-Schmitz, L., Krause, J. and Reich, D. (2018). Reconstructing the deep population history of Central and South America. *Cell* 175(5): 1185-1197. e1122.
- Potter, B.A. (2011). Late Pleistocene and Early Holocene Assemblage Variability in Central Alaska. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 215-233.
- Potter, B.A., Baichtal, J.F., Beaudoin, A.B., Fehren-Schmitz, L., Haynes, C.V., Holliday, V.T., Holmes, C.E., Ives, J.W., Kelly, R.L. and Llamas, B. (2018). Current evidence allows multiple models for the peopling of the Americas. *Science advances* 4(8): eaat5473.

- Potter, B.A., Bowers, P.M. & Reuther, J.D. (2007). Holocene Assemblage variability in the Tanana Basin: NLUR archaeological research, 1994-2004, Alaska. *Journal of archaeology*.
- Potter, B.A., Holmes, C.E. & Yesner, D.R. (2013). Technology and economy among the earliest prehistoric foragers in interior eastern Beringia. Dans Graf, K.E., Ketron, V. & Waters, M.R. (éds.). *Paleoamerican Odyssey*. Texas A&M University, College Station, 81-104.
- Potter, B.A., Irish, J.D., Reuther, J.D., Gelvin-Reymille, C. & Holliday, V.T. (2011). A terminal Pleistocene Child Cremation and Residential Structure from Eastern Beringia. *Science*, 331, 1058-1062.
- Potter, B.A., Irish, J.D., Reuther, J.D. & McKinney, H.J. (2014). New insights into Eastern Beringian mortuary behavior: A terminal Pleistocene double infant burial at Upward Sun River. *PNAS*, 111(48), 17060-17065.
- Potter, B.A., Reuther, J.D., Holliday, V.T., Holmes, C.E., Miller, D.S. & Schmuck, N. (2017). Early colonization of Beringia and Northern North America: Chronology, routes, and adaptive strategies. *Quaternary International*, 444, 36-55.
- Powers, W.R. & Hoffecker, J.F. (1989). Late Pleistocene Settlement in the Nenana Valley, Central Alaska. *American Antiquity*, 54(2), 263-287.
- Prasad, A.K., Poolton, N.R., Kook, M. & Jain, M. (2017). Optical dating in a new light: A direct, non-destructive probe of trapped electrons. *Scientific reports*, 7(1), 1-15.
- Preece, S.J., Pearce, N.J., Westgate, J.A., Froese, D.G., Jensen, B.J.L. & Perkins, W.T. (2011). Old Crow tephra across eastern Beringia: a single cataclysmic eruption at the close of Marine Isotope Stage 6. *Quaternary Science Reviews*, 30(17-18), 2069-2090.
- Preece, S.J., Westgate, J.A., Stemper, B.A. & Péwé, T.L. (1999). Tephrochronology of late Cenozoic loess at Fairbanks, central Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 71-90.
- Preusser, F. & Kasper, H.U. (2001). Comparison of dose rate determination using high-resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Ancient TL*, 19(1), 19-23.

- Prest, V.K. (1969). Retreat of Wisconsin and recent ice in North America. Department of Energy, Mines and Resources.
- Pye, K. (1987). Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, San Diego.
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, 653-667.
- Qin, J.T. & Zhou, L.P. (2012). Effects of thermally transferred signals on the post-IR SAR protocol. *Radiation measurements*, 47, 710-715.
- Raghavan, M., Steinrücken, M., Harris, K., Schiffels, S., Rasmussen, S., DeGiorgio, M., Albrechtsen, A., Valdiosera, C., Ávila-Arcos, M.C., Malaspinas, A.-S., Eriksson, A., Moltke, I., Metspalu, M., Homburger, J.R., Wall, J., Cornejo, O.E., Moreno-Mayar, J.V., Korneliusson, T.S., Pierre, T., Rasmussen, M., Campos, P.F., Damgaard, P.B., Allentoft, M.E., Lindo, J., Metspalu, E., Rodríguez-Varela, R., Mansilla, J., Henrickson, C., Seguin-Orlando, A., Malmström, H., Stafford Jr., T., Shringarpure, S.S., Moreno-Estrada, A., Karmin, M., Tambets, K., Bergström, A., Xue, Y., Warmuth, V., Friend, A.D., Singarayer, J., Valdes, P., Balloux, F., LeBoreiro, I., Vera, J.-L., Rangel-Villalobos, H., Pettener, D., Luiselli, D., Davis, L.G., Heyer, E., Zollikofer, C.P.E., Ponce de León, M.S., Smith, C.I., Grimes, V., Pike, K.-A., Deal, M., Fuller, B.T., Arriaza, B., Standen, V., Luz, M.F., Ricaut, F., Guidon, N., Osipova, L., Voevoda, M.I., Posukh, O.L., Balanovsky, O., Lavryashina, M., Bogunov, Y., Khusnutdinova, E., Gubina, M., Balanovska, E., Fedorova, S., Litvinov, S., Malyarchuk, B., Derenko, M., Moshier, M.J., Archer, D., Cybulski, J., Petzelt, B., Mitchell, J., Worl, R., Norman, P.J., Parham, P., Kemp, B.M., Kivisild, T., Tyler-Smith, C., Sandhu, M.S., Crawford, M., Villems, R., Smith, D.G., Waters, M.R., Goebel, T., Johnson, J.R., Malhi, R.S., Jakobsson, M., Meltzer, D.J., Manica, A., Durbin, R., Bustamante, C.D., Song, Y.S., Nielsen, R. & Willerslev, E. (2015). Genomic evidence for the Pleistocene and recent population history of Native Americans. *Science*, 349(6250), aab3884.
- Ramsey, C.L., Griffiths, P.A., Fedge, D.W., Wigen, R.J. & Mackie, Q. (2004). Preliminary investigation of a late Wisconsinan fauna from K1 cave, Queen Charlotte Islands (Haida Gwaii), Canada, *Quaternary Research*, 62, 105-109.
- Rasic, J.T. (2011). Functional Variability in the Late Pleistocene Archaeological Record of Eastern Beringia: A Model of Late Pleistocene Land Use and Technology from Northwest Alaska. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 128-164.

- Rasic, J.T. & Matheus, P.E. (2007). A reconsideration of purported Holocene bison bones from northern Alaska. *Arctic*, 60(4), 381-388.
- Rasmussen, M., Anzick, S.L., Waters, M.R., Skoglund, P., DeGiorgio, M., Stafford, T.W., Rasmussen, S., Moltke, I., Albrechtsen, A., Doyle, S.M. & Willerslev, E. (2014). The genome of a Late Pleistocene human from a Clovis burial site in western Montana. *Nature*, 506(7487), 225-229.
- Rayburn, J.A., Knuepfer, P.L. & Franzi, D.A. (2005). A series of large, Late Wisconsinan meltwater floods through the Champlain and Hudson Valleys, New York State, USA. *Quaternary Science Reviews*, 24(22), 2410-2419.
- Reed, J. & Bush, C. (2005). Generalized geologic map of the United States, Puerto Rico, and the US Virgin Islands. US Geol. Surv. National Atlas Small - Scale Collection.
- Reich, D., Patterson, N., Campbell, D., Tandon, A., Mazieres, S., Ray, N., Parra, M.V., Rojas, W., Duque, C., Mesa, N., García, L.F., Triana, O., Blair, S., Maestre, A., Dib, J.C., Bravi, C.M., Bailliet, G., Corach, D., Hünemeier, T., Bortolini, M.C., Salzano, F.M., Petzl-Erler, M.L., Acuña-Alonzo, V., Aguilar-Salinas, C., Canizales-Quinteros, S., Tusié-Luna, T., Riba, L., Rodríguez-Cruz, M., Lopez-Alarcón, M., Coral-Vazquez, R., Canto-Cetina, T., Silva-Zolezzi, I., Fernandez-Lopez, J.C., Contreras, A.V., Jimenez-Sanchez, G., Gómez-Vázquez, M.J., Molina, J., Carracedo, A., Salas, A., Gallo, A., Poletti, G., Witonsky, D.B., Alkorta-Aranburu, G., Sukernik, R.I., Osipova, L., Fedorova, S.A., Vasquez, R., Villena, M., Moreau, C., Barrantes, R., Pauls, D., Excoffier, L., Bedoya, G., Rothhammer, F., Dugoujon, J.-M., Larrouy, G., Klitz, W., Labuda, D., Kidd, J., Kidd, K., Di Rienzo, A., Freimer, N.B., Price, A.L. & Ruiz-Linares, A. (2012). Reconstructing native American population history. *Nature*, 488(7411), 370.
- Reimann, T., Tsukamoto, S., Naumann, M. & Frechen, M. (2011). The potential of using K-rich feldspars for optical dating of young coastal sediments – A test case from Darss-Zingst peninsula (southern Baltic Sea coast). *Quaternary Geochronology*, 6, 207-222.
- Reimer, P.J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-

- Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. (2020). The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Reuther, J.D., Potter, B.A., Holmes, C.E., Feathers, J.K., Lanoë, F.B. & Kielhofer, J. (2016). The Rosa-Keystone Dunes Field: The geoarchaeology and paleoecology of a late Quaternary stabilized dune field in Eastern Beringia. *The Holocene*, 26(12), 1939-1953.
- Reyes-Centeno, H. (2016). Out of Africa and into Asia: Fossil and genetic evidence on modern human origins and dispersals. *Quaternary International*, 416, 249-262.
- Rhodes, E.J. (2011). Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 461-488.
- Ritter, D.F. & Ten Brink, N.W. (1986). Alluvial fan development and the glacial-glaciofluvial cycle, Nenana valley, Alaska. *Journal of Geology*, 94, 613-625.
- Roberts, H.M. (2008). The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective of the past, present and future. *Boreas* 37, 483-507.
- Roberts, H.M. (2012). Testing Post-IR IRSL protocols for minimizing fading in feldspars, using Alaskan loess with independent chronological control. *Radiation Measurements*, 47, 716-724.
- Roberts, H.M., Muhs, D.R., Wintle, A.G., Duller, G.A.T. & Bettis III, E.A. (2003). Unprecedented last-glacial mass accumulation rates determined by luminescence dating of loess from western Nebraska. *Quaternary Research*, 59, 411-419.

- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, London.
- Rozas-Davila, A., Valencia, B.G. and Bush, M. B. (2016). The functional extinction of Andean megafauna. *Ecology* 97(10): 2533-2539.
- Russell, R.J. (1944). Lower Mississippi valley loess. *GSA Bulletin*, 55, 1-40.
- Sauer, C.O. (1962). Seashore-primitive home of man? *Proceedings of the American Philosophical Society*, 106(1), 41-47.
- Schurr, T.G. (2004). Molecular Genetic Diversity in Siberians and Native Americans Suggests an Early Colonization of the New World. Dans Madsen, D.B. (Éd.). *Entering America: Northeast Asia and Beringia Before the Last Glacial Maximum*. The University of Utah Press, Salt Lake City, 139-158
- Schurr, T.G. (2015). Tacing Human Movements from Siberia to the Americas: Insight from Genetic Studies. Dans Frachetti, M.D. & Spengler III, R.N. (éds.). *Mobility and Ancient Society in Asia and the Americas*. Springer, Cham, 23-47.
- Schurr, T.G. & Sherry, S.T. (2004). Mitochondrial DNA and Y chromosome diversity and the peopling of the Americas: Evolutionary and demographic evidence). *American Journal of Human Biology*, 16, 420–439.
- Shapiro, B., Drummond, A.J., Rambaut, A., Wilson, M.C., Matheus, P.E., Sher, A.V., Pybus, O.G., Gilbert, M.T.P., Barnes, I., Binladen, J., Willerslev, E., Hansen, A.J., Baryshnikov, G.F., Burns, J.A., Davydov, S., Driver, J.C., Froese, D.G., Harington, C.R., Keddle, G., Kosintsev, P., Kunz, M.L., Martin, L.D., Stephenson, R.O., Storer, J., Tedford, R., Zimov, S., & Cooper, A. (2004). Rise and fall of the Beringian steppe bison. *Science*, 306, 1561–1565.
- Shaw, I. & Jameson, R. (1999). *A Dictionary of Archaeology*. Blackwell Publishers, Oxford.
- Shelkoplyas, V.N. & Morozov, G.V. (1965). Some results of an investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. *Materials on the Quaternary Period of the Ukraine*, 83-90, 7th International Quaternary Association Congress, Kiev.
- Simpson, R.D., Patterson, L.W. & Singer, C.A. (1986). Lithic technology of the Calico Mountains site, Southern California. Dans Bryan, A.L. (éd.). *New*

- Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas, Center for the Study of Early Man. University of Maine, Orono, 89-105.
- Smalley, I. J. (1966). The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 36(3), 669-676.
- Smalley, I.J. & Smalley, V. (1983). Loess material and loess deposits: Formation, distribution and consequences. Dans Brookfield, M.E. & Ahlbrandt, T.S. (éds.). *Eolian sediments and processes. Development in sedimentology* 38, Amsterdam, 51-68.
- Smalley, I.J. & Vita-Finzi, C. (1968). The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess. *Journal of Sedimentary Research*, 38(3), 766-774.
- Smalley, I. & Marković, S.B. (2019). Controls on the nature of loess particles and the formation of loess deposits. *Quaternary International*, 502, 160-162.
- Smalley, I., Marković, S.B. & Svirčev, Z. (2011). Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust. *Quaternary International*, 240, 4-11.
- Smalley, I., O'Hara-Dhang, K., Wint, J., Machalett, B., Jary, Z. & Jefferson, I. (2009). Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quaternary International*, 198, 7-18.
- Smedley, R.K., Duller, G.A.T., Pearce, N.J.G. & Roberts, H.M. (2012). Determining the K-content of single-grains of feldspar for luminescence dating. *Radiation Measurements*, 47(9), 790-796.
- Smith, H.L. & Goebel, T. (2018). Origins and spread of fluted-point technology in the Canadian Ice-Free Corridor and eastern Beringia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115(16): 4116-4121.
- Smith, P.S. (1937). Certain Relations Between Northwestern America and Northeastern Asia. Dans MacCurdy, G.G. (Éd.). *Early Man*. J.B. Lippincot Compagny, Philadelphia, 85-92.
- Soblodin, S.B. (2011). Late Pleistocene and Early Holocene Cultures of Beringia: The General and the Specific. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (Éds.). *From the Yenisei to the Yukon*, Texas A&M University Press, College Station, 91-116.

- Sohbati, R., Murray, A.S., Chapot, M.S., Jain, M. & Pederson, J. (2012). Optically stimulated luminescence (OSL) as a chronometer for surface exposure dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).
- Spooner, N.A. (1994). The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars. *Radiation measurements*, 23(2-3), 625-632.
- Sprafke, T. & Obrecht, I. (2016). Löss: Rock, sediment or soil – What is missing for its definition? *Quaternary International*, 399, 198-207.
- Spratt, R.M. & Lisiecki, L.E. (2016). A late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, Vol. 12: 1079-1092.
- Stafford Jr, T.W. (2014). Chronology of the Kennewick Man skeleton, dans Owlsey, D.W. & Jantz, R.L. (eds.) (2014). *Kennewick Man: the scientific investigation of an ancient American skeleton*, 59-89.
- Stanford, D. (1979). Afterward: Resolving the Question of New World Origins. Dans Humphrey, R.L. & Stanford, D. (éds.). *Pre-Llano Cultures of the Americas: Paradoxes and Possibilities*. The Anthropological Society of Washington, Washington D.C., 147-152.
- Stanford, D. (1983). Pre-Clovis Occupation South of the Ice-Sheets. Dans Shutler Jr., R. (éd.). *Early Man in the New World*, Sage Publications, Beverly Hills, 65-72.
- Stanford, J.D. & Bradley, B.A. (2012). *Across Atlantic Ice: the Origin of America's Clovis Culture*, University of California Press.
- Stanford, J.D., Rohling, E.J., Hunter, S.E., Roberts, A.P., Rasmussen, S.O., Bard, E., McManus, J. & Fairbanks, R.G. (2006). Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, 21(4), PA4103.
- Starikovskaya, E.B., Sukernik, R.I., Derbenva, O.A., Volodko, N.V., Ruiz-Pesini, E., Torroni, A., Brown, M.D., Lott, M.T., Hosseini, S.H., Huoponen, K. & Wallace, D.C. (2005). Mitochondrial DNA diversity in indigenous populations of the southern extent of Siberia, and the origins of Native American haplogroups. *Annals of Human Genetics*, 69, 67-89.
- Stewart, M., Carleton, W.C. & Groucutt, H.S. (2021). Climate change, not human population growth, correlates with Late Quaternary megafauna declines in North America. *Nature communications*, 12(1), 1-15.

- Stokes, C.R., Tarasov, L. & Dyke, A.S. (2012). Dynamics of the North American ice sheet complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 50, 86-104.
- Strauss, L.G., Meltzer, D.J. & Goebel, T. (2005). Ice Age Atlantis? Exploring the Solutrean-Clovis “connection”. *World Archaeology*, 37(4), 507-532.
- Stuart, A.J. (2015). Late Quaternary megafaunal extinctions on the continents: a short review. *Geological Journal*, 50(3), 338-363.
- Szathmary, E.J.E., Ossenberr, N.S., Clabeaux, M.S., Cook, D.C., Crawford, M.H., Dumond, D.E., Hall, R.L., Harper, A.B., Hurlich, M.G., Jamison, P.L., Jørgensen, B., Korey, K.A., Kowta, M., McGhee, R., Meiklejohn, C., Murad, T.A., Pereira, C.B., Pfeiffer, S., Salzano, F.M., Weaver, D.S., Zegura, S.L. & Fleischman, M.L. (1978). Are the biological differences between North American Indians and Eskimos truly profound? *Current Anthropology*, 19, 673–701.
- Tamm, E., Kivisild, T., Reidla, M., Metspalu, M., Smith, D. G., Mulligan, C. J., Bravi, C.M., Rickards, O., Martinez-Labarga, C., Khusnutdinova, E.K., Federova, S.A., Golubenko, M.V., Sepanov, V.A., Gubina, M.A., Zhadanov, S.I., Ossipova, L.P., Damba, L., Voevoda, M.I., Dipierri, J.E., Villems. R., & Malhi, R.S. (2007). Beringian standstill and spread of Native American founders. *PLoS ONE*, e829.
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S. & Frechen, M. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, 234, 23-31.
- Thomas, C., Hare P. G., Bond, J., De Guzman, M., Desjardins-Martin, N. & Lamothe, M. (2017). Archaeology at Britannia Creek: Central Yukon, Canada. *Rocky Mountain Anthropological Conference*, Canmore, Alberta.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M. & Botter-Jensen, L. (2008). Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43, 1474-1486.
- Thorson, R.M. & Bender, G. (1985). Eolian deflation by ancient katabatic winds: a late Quaternary example from the north Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 96(6), 702-709.

- Thorson, R.M. & Hamilton, T.D. (1977). Geology of the Dry Creek Site; a Stratified Early Man Site in Interior Alaska. *Quaternary Research*, 7, 149-176.
- Tinner, W., Hu, F.S., Beer, R., Kaltenrieder, P., Scheurer, B. & Krähenbühl, U. (2006). Postglacial vegetational and fire history: pollen, plant macrofossil and charcoal records from two Alaskan lakes. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(4), 279-293.
- Tso, M.-Y.W., Wong, N.W.L. & Li, S.-H. (1996). Determination of Lifetime of Infrared Stimulated Signals from Potassium and Sodium Feldspars. *Radiation Protection Dosimetry*, 66(1-4), 387-389.
- Tsoar, H. & Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, 139-153.
- Tutkovskii, P.A. (1899). The question of the method of loess formation (in Russian). *Zemlevedenie*, 6(1-2), 213-311.
- Tutkovskii, P.A. (1910). Das postglaziale Klima in Europa und Nordamerika, die posglazialen Wusten und die Lossbildung. *Compte Rendu 11th Int. Geol. Cong. Stockholm*, vol. 1, 359-369.
- Újvári, G., Kok, J.F., Varga, G. & Kovács, J. (2016). The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews*, 154, 247-278.
- Surface Water for USA: USGS Surface-Water annual Statistics, 2019.
https://waterdata.usgs.gov/nwis/inventory/?site_no=15515500&agency_cd=USGS
- Vachula, R.S. (2020). Alaskan Lake Sediment Records and their Implications for the Beringian Standstill Hypothesis. *PaleoAmerica* 6(4): 303-307.
- Vadja, E.J. (2010). A Siberian link with Na-Dene languages. Dans Kari, J. & Potter, B.A. (éds.). *The Dene-Yeniseian connection*. Fairbanks, AK: University of Alaska Press, 33-99.
- Vandenberghe, J. (2013). Grain size of the fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. *Earth Science Reviews*, 121, 18-30.
- Veizer, J. & Mackenzie, F.T. (2004). Evolution of sedimentary Rocks. Dans Mackenzie, F.T. (Éd.). *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. Dans

- Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Éds.). *Treatise on Geochemistry* Vol. 7, Elsevier-Pergamon, Oxford, 369-407.
- Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J. & TenPas, J. (1993). Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess -paleosol sequences. *Geology*, 21(11), 1011-1014.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Sawada, M.C. & Bunbury, J. (2008). Low- and high-frequency climate variability in eastern Beringia during the past 25,000 years. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45, 1435-1453.
- Visocekas, R. (1979). *La luminescence de la calcite après irradiation cathodique: thermoluminescence et luminescence par effet tunnel* (Doctoral dissertation).
- Visocekas, R. (2002). Tunnelling in afterglow: Its coexistence and interweaving with thermally stimulated luminescence. *Radiation Protection Dosimetry*, 100(1-4), 45-53.
- Visocekas, R., Spooner, N.A., Zink, A. & Blanc, P. (1994). Tunnel afterglow, fading and infrared emission in thermoluminescence of feldspars. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 377-385.
- Wade, L. (2019). Beliefs in aliens, Atlantis are on the rise. *Science*, 364 (6436), 110-111.
- Wahrhaftig, C. (1953). Nenana River Valley, Alaska Multiple Glaciation in Alaska, a Progress Report. Dans Péwé, T.L. (éd.). U.S., Geological Survey Circular, 2897-2898.
- Wahrhaftig, C. (1958). Quaternary geology of the Nenana River valley and adjacent parts of the Alaska Range. U.S., Geological Survey Professional Paper, 293A.
- Wallinga, J. (2002). Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas*, 31(4), 303-322.
- Wallinga, J., Murray, A. & Duller, G. (2000a). Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by preheating. *Radiation Measurements*, 32, 691-695.
- Wallinga, J., Murray, A. & Wintle, A. (2000b). The single-aliquot regeneration dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurement*, 32, 529-533.

- Ward, B.C., Wilson, M.C., Nagorsen, D.W., Nelson, D.E., Driver, J.C. & Wigen, R.J. (2003). Port Eliza cave: North American West Coast interstadial environment and implications for human migrations. *Quaternary Science Reviews*, 22(14), 1383-1388.
- Ward, B.C., Bond, J.D. & Gosse, J.C. (2007). Evidence for a 55-50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, 68(1), 141-150.
- Waters, M.R. (2019a). Early exploration and settlement of North America during the late Pleistocene. *SAA archaeological record* 19(3): 34-39.
- Waters, M.R. (2019b). Late Pleistocene exploration and settlement of the Americas by modern humans. *Science* 365(6449), eaat5447.
- Waters, M.R. & Stafford Jr, T.W. (2014). The First Americans: A Review of the Evidence for the Late-Pleistocene Peopling of the Americas. In Graf, K.E., Kreton, C.V & Waters, M.R. (eds.) *Paleoamerican Odyssey*, Texas A&M University Press, College Station, 541–560.
- Waters, M.R., Stafford Jr., T.W., MacDonald, H.G., Gustafson, C., Rasmussen, M., Cappelini, E., Olsen, J.V., Szklarczyk, D., Jensen, L.J., Gilbert, M.T.P. & Willerslev, E. (2011). Pre-Clovis mastodon hunting 13,800 years ago at the Manis site, Washington. *Science*, 334, 351-353.
- Watson, T. (2017). Is theory about peopling of the Americas a bridge too far? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(22), 5554-5557.
- West, F.H. (1967). The Donnelly ridge site and the definition of an early core and blade complex in Central Alaska. *American Antiquity*, 32(3), 360-382.
- West, F.H. (1981). *The Archaeology of Beringia*. Columbia University Press, New York.
- West, F.H. (1996). The archaeological evidence. Dans West, F.H. (éd.). *American Beginnings: The Prehistory and Palaeoecology of Beringia*, University of Chicago Press, Chicago, 537-559.
- Westgate, J. (1989). Isothermal plateau fission-track ages of hydrated glass shards from silicic tephra beds. *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 226–234.

- Westgate, J.A., Stemper, B.A. & Péwé, T.L. (1990). A 3 m.y. record of Pliocene–Pleistocene loess in interior Alaska. *Geology*, 18, 858–861.
- Wilson, F.H., Hults, C.P., Mull, C.G. & Karl, S.M, comps. (2015) Geologic map of Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3340, pamphlet 196 p., 2 sheets, scale 1:1,584,000.
- Wilson, M.C. (1996). Late quaternary vertebrates and the opening of the ice-free corridor, with special reference to the genus *Bison*. *Quaternary International*, 32, 97-105.
- Winick, C. (1956). *Dictionary of Anthropology*. Philosophical Library, New York.
- Wintle, A.G. (1973). Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples. *Nature*, 245(5421), 143-144.
- Wintle, A.G. & Murray, A.S. (2000). Quartz OSL: effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures. *Radiation Measurements*, 32(5-6), 387-400.
- Wright Jr., H.E. (1991). Environmental conditions for Paleoindian immigration. Dans Dillehay, T.D. & Meltzer, D.J. (éds.). *The First Americans: Search and Research*, CRC Press, Boca Raton, 113-135.
- Wright, J.S. (2001a). Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of ‘desert’ loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International*, 76/77, 7–19.
- Wright, J.S. (2001b). “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*, 36, 231–256.
- Wygal, B.T. (2011). The Microblade/Non-Microblade Dichotomy: Climatic Implications, Toolkit Variability, and the Role of Tiny Tools in Eastern Beringia. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*. Texas A&M University Press, College Station, 234-254.
- Wygal, B.T. (2018). The peopling of eastern Beringia and its archaeological complexities. *Quaternary International*, 446, 284-298.

- Yesner, D.R. (2001). Human dispersal into interior Alaska: antecedent conditions, mode of colonization, and adaptations. *Quaternary Science Reviews*, 20, 315-327.
- Yesner, D.R. (2007). Faunal extinction, hunter-gatherer, foraging strategies, and subsistence diversity among eastern Beringian Paleoindians. Dans Walker, R.B. & Driskell, B.N. (éds.). *Foragers of the Terminal Pleistocene in North America*. University of Nebraska Press, Lincoln, 15-31.
- Yesner, D.R., Crossen, K.J. & Easton, N.A. (2011). Geoarchaeological and zooarchaeological Correlates of Early Beringian Artifact Assemblages. Dans Goebel, T. & Buvit, I. (éds.). *From the Yenisei to the Yukon*, Texas A&M University Press, College Station, 308-322.
- Yi, S., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Lu, H., Thiel, C. & Zeng, L. (2016). A detailed post-IR IRSL dating study of the Niuyangziou loess site in northeastern China. *Boreas*, 45, 644-657.
- Young, S. (1971). The vascular flora of Saint Lawrence Island, with special reference to floristic zonation in the Arctic regions. *Contributions from the Gray Herbarium of Harvard University*, 201, 11-115.
- Yurtsev, B.A. (1984). Problems of the Late Cenozoic paleogeography of Beringia in light of phytogeographic evidence. Dans Kontrimavichus, V.L. (Éd.). *Beringia in the Cenozoic Era*, Amerind Publishing Co., New Delhi, 129-153.
- Zazula, G.D., Froese, D.G., Schweger, C.E., Mathewes, R.W., Beaudoin, A.B., Telka, A.M., Harington, C.R. & Westgate, J.A. (2003). Palaeobotany: Ice-age steppe vegetation in east Beringia. *Nature*, 423(6940), 603.
- Zeeden, C., Hambach, U., Veres, D., Fitzsimmons, K., Obrecht, I., Böskén, J. & Luhmkühl, F. (2018). Millennial scale climate oscillations recorded in the Lower Danube Loess over the last Glacial period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 509, 164-181.
- Zegura, S.L., Karafet, T.M., Zhivotovsky, L.A. & Hammer, M.F. (2004). High resolution SNPs and microsatellite haplotypes point to a single, recent entry of Native American Y-chromosomes into the Americas. *Molecular Biology and Evolution*, 21, 164-175.